

## تحلیل همدیدی - آماری برف‌های سنگین استان گیلان

### آرش شادپور

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

### حسن لشکری\*

دانشیار آب و هواشناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی تهران، ایران

### رضا برنا

دانشیار گروه جغرافیا، واحد علوم و تحقیقات تهران، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۲/۱۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۷/۲۸

### چکیده

بارش برف با وجود این که یک پدیده جوی همانند سایر نزولات جوی است؛ ولی به دلیل ماهیت فیزیکی دارای آثار و تبعات خاص خود می‌باشد. با همه مزیت‌های برف برای اقلیم کشور خشک و نیمه خشکی چون ایران محدودیت‌های خاص خود را نیز دارد. در این پژوهش در مرحله اول به شرایط همدیدی منجر به ایجاد برف توجه شده است. در این پژوهش ابتدا داده‌های روزانه بارش برف استان گیلان در یک دوره آماری ۳۰ ساله (۱۹۸۶-۲۰۱۶) از سایت هواشناسی کشور دریافت شد. در مرحله بعد با روش صدک‌ها برف‌های سنگین انتخاب گردید و سپس با استفاده از تحلیل عاملی الگوی همدیدی غالب انتخاب شد. نتایج نشان داد که در این الگو در ترازهای میانی و ردسپهر ناوه عمیقی با راستای شمال شرقی - جنوب غربی بر روی شمال غرب ایران تا شمال سودان و مصر شکل می‌گیرد. منبع رطوبتی سامانه‌های برف سنگین در لایه زیرین دریای مازندران و در ترازهای ۸۵۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال رطوبت فرارفت شده از دریاهای گرم جنوبی می‌باشد. علت ماندگاری این سامانه نیز وجود یک پشته خمیده در ترازهای ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال بر روی اروپای شرقی و دریای سیاه است که از روی پرفشار آזור امتداد یافته است. در نتیجه شرایط ایجادکننده این الگوی بارشی برف سنگین الگویی بزرگ‌مقیاس و منطقه‌ای است.

واژگان کلیدی: همدید، آماری، برف سنگین، استان گیلان.

### مقدمه

پدیده بارش برف با توجه به ابعاد مختلفی که در زندگی انسان دارد از زوایای گوناگون مورد تحلیل و بررسی قرار گرفته است. با توجه باینکه در سال‌های 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 پژوهش‌های 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 پس از آن، ترکیبی از فشار ضخامت لایه ۱۰۰۰-۸۵۰ هکتوپاسکال است (بویدن، ۱۹۶۴: ۳۵۳). یانکین ۱۹۶۸ که با در نظر گرفتن آستانه بارش برف ۱۰ سانتی‌متری در مدت ۱۲ ساعت، الگوهای همدید آن را با استفاده از نقشه‌های ضخامت برای دوره زمانی ۱۹۶۳ تا ۱۹۶۷ در غرب آمریکا را شناسایی کرد (یانکین، ۱۹۶۸: ۸۵۱). از جمله مطالعات انجام شده در دهه گذشته در خارج از کشور می‌توان به کارهای پژوهشگرانی چون (برین و همکاران، ۲۰۰۴: ۱)؛ (استبان و همکاران، ۲۰۰۵: ۳۱۹)؛ (بدنزر، ۲۰۰۸: ۱۳۳)؛ (سینکلر و همکاران، ۲۰۱۰: ۱) و... اشاره کرد. در ایران پژوهش‌های که در زمینه بارش برف انجام یافته است به دلیل اینکه آمار بلند مدت ارتفاع برف تازه باریده چند سال پیش وجود نداشته است با محدودیت و با مشکلات زیادی همراه بوده است به‌ویژه اینکه در مورد شناسایی الگوهای همیدی بارش برف کار پژوهشی چندانی انجام نیافته است. به‌طور کلی در داخل کشور پژوهش‌های که در زمینه ریزش برف انجام گرفته است. فهیمی نژاد و همکاران، ۱۳۹۱ در پژوهشی تحلیل همیدی و فضایی توفان برف استان گیلان (فوریه ۲۰۰۵) پرداختند؛ نتایج نشان داد که سه الگو در ریزش برف در رشت تأثیرگذار است که در این سال الگوی سوم پرفشار ترکیبی (زبانه پرفشار بالکان و سیبری با یکدیگر ادغام شده و دریای خزر روی منطقه حاکم است. بارش برفی که ارتفاع آب معادل آن برابر با ۷۳mm باشد، به‌عنوان آستانه برف سنگین رشت تعیین شد (فهیمی نژاد و همکاران، ۱۳۹۱: ۲۸۱). جمالی زاده و همکاران، ۱۳۹۴ در پژوهشی تحلیل سینوپتیک الگوهای فشار مؤثر در بارش برف سنگین استان گیلان را بررسی کردند نتایج تحلیل نقشه‌های سینوپتیک نشان داد که علاوه بر مواردی چون عمیق تر شدن تراف دریای خزر در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و نفوذ زبانه‌های پرفشار سیبری و پرفشار مهاجر غربی در سطح زمین به شکل‌گیری پدیده دیگری چون سرد چال در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برخورد می‌کنیم که موجب استیلای هوای سرد وارد شده به مدت چندین روز در منطقه می‌شود. ۷۰ درصد از عوامل اصلی به وجود آورنده سرماهای شدید زمستان در این منطقه، وجود یک ناه عمیق بر روی شمال ایران در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و نیز وجود یک پشته بسیار قوی بر روی اروپا در همان سطح و وجود پرفشار در سطح زمین بر روی منطقه مورد مطالعه است (جمالی زاده و همکاران، ۱۳۹۴: ۴۶). از جمله مطالعات در زمینه برف می‌توان به کارهای چون (امینی نیا و همکاران، ۱۳۸۹: ۱۳۵)؛ (رضایی و همکاران، ۱۳۸۹: ۴۷)؛ (فتاحی و شیراوند، ۱۳۹۳: ۹۷)؛ (میر موسوی و صبوری، ۱۳۹۳: ۱۱۹)؛ (دوستان و همکاران، ۱۳۹۴: ۱)؛ (لشکری و همکاران، ۱۳۹۵: ۱۱)؛ (ورکشی و همکاران، ۱۳۹۶: ۴۰۹)؛ (کاشکی وحاجی محمدی، ۱۳۹۵: ۱)؛ (عزیزی و همکاران، ۱۳۹۶: ۳۸۱) و ... اشاره کرد. در این مطالعه تلاش خواهد شد تا به تحلیل همیدی - آماری وقوع برف‌های سنگین استان گیلان پرداخته شود.

## داده‌ها و روش‌ها

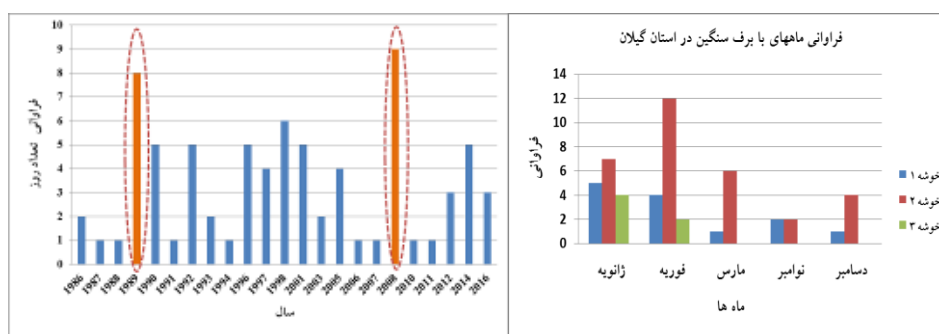
به‌منظور دستیابی به اهداف این پژوهش از دو پایگاه داده (جوی و محیطی) بهره گرفته شد. داده‌های بارش روزانه ۴ ایستگاه همدیدی در بازه زمانی ۱۹۸۶ تا ۲۰۱۶ میلادی در ایستگاه‌های همدید استان گیلان انتخاب شدند. صحت و درستی داده‌های ثبت‌شده در هر کدام از ایستگاه‌های مورد مطالعه در طول دوره آماری کنترل شده است. جدول ۱ موقعیت ایستگاه‌های انتخابی را نشان می‌دهد. ایستگاه‌های بندرانزلی، رشت، آستارا و منجیل با دوره آماری ۳۰ ساله انتخاب گردید. لازم به یادآوری است که با توجه به اینکه ایستگاه منجیل دارای ۲۴ سال دوره آماری است با روش نزدیک‌ترین همسایگی ۶ سال کمبود داده این ایستگاه بازسازی شد.

جدول ۱. موقعیت ایستگاه‌های انتخابی استان گیلان

نام شهر	نوع ایستگاه	طول	عرض	سال تأسیس	ارتفاع از سطح دریا
بندرانزلی	سینوپتیک	۴۹٫۲۷	۳۷٫۲۸	۱۳۲۷	-۲۳٫۶
رشت	بخش بین‌المللی	۴۹٫۳۷	۳۷٫۱۹	۱۳۳۰	-۸٫۶
آستارا	سینوپتیک	۴۸٫۵۱	۳۸٫۲۱	۱۳۶۳	-۲۱٫۱
منجیل	سینوپتیک	۴۹٫۲۴	۳۶٫۴۳	۱۳۷۱	۳۳۸٫۳

مأخذ: سازمان هواشناسی کشور

در بخش آماری با استفاده از عمق برف بالای ۳۰ سانتی‌متر و دمای زیر ۳ درجه سانتی‌گراد تعداد ۱۳۴ روز انتخاب گردید سپس با استفاده از روش تحلیل عاملی در محیطی SPSS و سپس بر اساس مقدار عامل‌ها در محیط Matlab بر روی آن‌ها خوشه‌بندی انجام شد و در نهایت در ۳ خوشه قرار گرفتند. شکل ۱ فراوانی هر خوشه و در شکل ۲ فراوانی تعداد روزها نشان داده شده است.



مأخذ: نگارندگان مأخذ: نگارندگان

شکل ۲: فراوانی تعداد روزها در ایستگاه‌های منتخب

شکل ۱: فراوانی ماه بر اساس روش خوشه‌بندی شکل

در شکل ۱ نتایج نشان داد که ماه‌های ژانویه و فوریه دارای بیشترین فراوانی در خوشه دوم و سپس در خوشه اول است. همچنین از تعداد روزهای برفی سال‌های ۱۹۹۸ و ۲۰۰۸ دارای بیشترین فراوانی بودند. به‌منظور بررسی بارش برف

سنگین از میان شاخص‌هایی که توسط پژوهشگران مختلف برای تعیین پارامترهای مختلف استفاده شده از جمله (شاخص مساحت منحنی زیر بارش خاص، شاخص آستانه‌های مطلق و شاخص آستانه‌های درصدی و شاخص پایه صدک) از شاخص پایه صدک که هم‌اکنون از رایج‌ترین روش محاسبه و تعیین بارش‌های حدی محسوب می‌شود استفاده شده است (مفیدی و همکاران، ۱۳۸۶: ۱۳۳). این روش عمده تا برای تعیین روزهای دارای بارش شدید، خیلی شدید و حدی بر مبنای آستانه صدک خاص استفاده می‌شود. بر اساس توافق بین‌المللی، از تعداد کل روزهای بارشی، روزهای برابر یا بالاتر از صدک ۹۵ ام و ۹۹ ام به ترتیب به‌عنوان روزهای دارای بارش شدید و بارش حدی تلقی می‌شوند (نیکولز و همکاران، ۲۰۰۰: ۱۶۷)؛ (پترسن و همکاران، ۲۰۰۱: ۱) و (الکساندر و همکاران، ۲۰۰۶: ۱۱۱). بر این اساس، در این پژوهش از تعداد کل روزهای با عمق برف در ایستگاه‌های موردبررسی، روزهای برابر یا بالاتر از صدک ۹۵ ام و ۷۵ ام به‌عنوان روزهای با برف سنگین در نظر گرفته شده است. به این ترتیب، روزهایی به‌عنوان نمونه انتخاب شدند که بیشینه عمق برف آن‌ها به ترتیب برابر یا بیش از ۳۰ سانتی‌متر باشد. به این ترتیب تعداد ۳۳ روز در هر ایستگاه انتخاب شد.

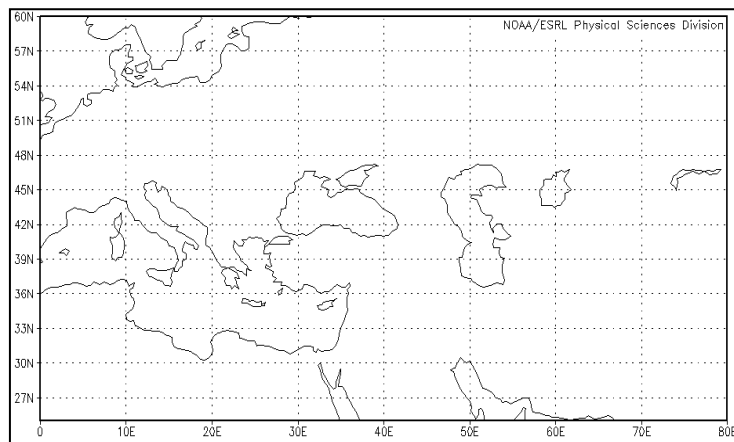
**جدول ۲:** انتخاب روزهای با عمق برف بر اساس صدک ۷۵ و ۹۵ ام

سال	ماه	روز	بارش	دمای حداقل	عمق برف
۲۰۰۸	۱	۱۲	۶۵	-۰٫۲	۴۲
۲۰۱۴	۲	۱	۵۴	۰	۴۶
۱۹۸۶	۱	۲۰	۶۱	۰	۳۸
۱۹۸۹	۲	۱۲	۴۱	-۳٫۶	۵۰
۱۹۹۲	۱	۳	۷۱	۰	۴۲
۱۹۹۳	۱۱	۱۴	۸۳	۰٫۴	۴۰
۱۹۹۶	۲	۲	۶۰	۰	۳۸
۲۰۰۰	۲	۷	۵۵	۰٫۴	۴۹
۲۰۰۵	۲	۷	۷۳	۰	۴۴
۲۰۰۵	۲	۸	۵۱	۰	۳۴
۲۰۰۵	۲	۹	۱۱۹	۰	۵۰
۲۰۰۵	۲	۱۰	۹۲	۰	۱۰۵
۲۰۰۶	۱۲	۲۸	۵۶	۰	۳۸
۲۰۰۸	۱	۶	۶۷	-۰٫۸	۱۹
۲۰۱۱	۱۱	۲۵	۷۸	-۰٫۲	۴۰
۲۰۱۲	۳	۱۷	۶۰	۰	۴۵
۲۰۱۶	۱	۲۷	۶۰	۰	۳۶

۲۰۱۴	۲	۲	۳۷	-۲.۲	۴۶
۲۰۱۴	۲	۳	۲۱	-۲.۴	۷۵
۱۹۸۹	۱	۴	۳۰	-۲	۴۲
۱۹۹۲	۱	۲۶	۲۲	-۳	۴۰
۱۹۹۳	۲	۱۶	۴۴	-۱	۷۰
۲۰۰۸	۱	۷	۲۳	-۲.۶	۶۵
۲۰۰۸	۱	۱۲	۲۰.۷	-۱	۵۹
۲۰۰۸	۱	۱۳	۳۶	-۱.۴	۸۰
۱۹۸۵	۲	۲۸	۱۶	-۰.۴	۳۳
۱۹۸۵	۳	۲	۱۹	۰	۳۰
۱۹۸۵	۳	۳	۳۱	-۱	۳۲
۱۹۹۷	۳	۸	۱۷	-۰.۸	۳۴
۱۹۹۸	۲	۱۵	۳۶	-۰.۶	۳۷
۲۰۰۱	۱	۲۶	۴۰	۰	۳۳
۲۰۰۱	۱	۲۷	۲۱.۳	۰	۴۲
۲۰۰۱	۱۱	۱۹	۳۳	۰.۴	۴۵

مأخذ: نگارندگان

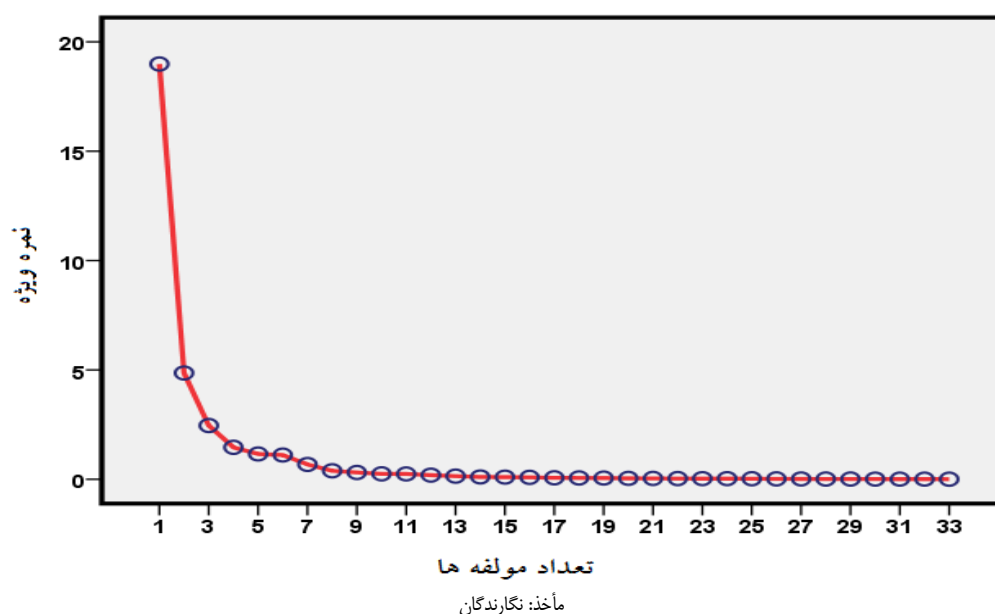
داده‌های فشار سطح دریا برای روز (جدول ۲) برای تلاقی‌های ۲,۵ در ۲,۵ درجه‌ای از مجموع داده‌های بازسازی شده NCEP/NCAR (مرکز مطالعات و پیش‌بینی محیطی آمریکا) دریافت گردید. به‌گونه‌ای که شبکه انتخاب‌شده تمامی سیستم‌های هم‌دید مؤثر بر استان گیلان را پوشش می‌دهد. این محدوده شامل عرض ۲۵ تا ۸۰ درجه شمالی و طول ۰ تا ۸۰ درجه شرقی را در برمی‌گیرد (شکل ۳).



مأخذ: نگارندگان

شکل ۳: محدوده جغرافیایی انتخاب‌شده برای روش تحلیل عاملی

پس از تبدیل داده‌های فشاری به داده‌های عددی که به‌وسیله اسکریپت نویسی در محیط grads انجام شد داده‌ها در محیطی اکسل فراخوانی گردید. در مرحله بعد با فراخوانی داده‌های عددی در نرم‌افزار spss24 بر روی داده‌های تحلیل عاملی با روش واریماکس انجام شده است چراکه این روش یک روش چرخشی است که در آن استقلال بین فاکتورهای ریاضی حفظ می‌شود در حقیقت الگوی چرخشی به موقعیتی هدایت می‌شود که در آن فقط تعداد کمی متغیر دارای وزن زیادی روی هر عامل هستند و متغیرهای باقیمانده دارای باری نزدیک به صفر می‌باشند. پس از انجام مراحل در نرم‌افزار spss بر اساس نمودار scree plot عوامل ۱ تا ۳ درجه اهمیت بالایی نسبت به بقیه عوامل استخراج شده دارند (شکل ۴).



شکل ۴: Scree plot برای نمایش ارزش ویژه عوامل

مقادیر ویژه، درصد واریانس و درصد واریانس تراکمی نشان می‌دهد. فقط ۶ عامل در تحلیل اولیه، مقادیر ویژه بزرگ‌تر از ۱ را دارند. تحلیل عاملی با روش مؤلفه مبنا و دوران مه پراش (واریمکس) نشان داد که ۳۳ روز با عمق برف سنگین استان گیلان را می‌توان با توجه به همبستگی درونی آن‌ها در ۶ عامل خلاصه کرد. این ۶ عامل ۹۰,۹۹ درصد از رفتار اقلیمی برف استان را توجیه می‌کند جدول (۳).

در این پژوهش به‌منظور بررسی شرایط همیدی نمونه بارش برف سنگین داده‌های تراز دریا، ارتفاع ژئوپتانسیل متر و سرعت قائم و نم ویژه و مؤلفه باد مداری (U)، مؤلفه باد نصف‌النهاری (V) ترازهای مختلف جو از ۲۴ ساعت قبل تا روز اوج بارش برف سنگین از مرکز ملی پیش‌بینی محیطی آمریکا (NCEP) تهیه گردید. همچنین با استفاده از داده‌های گرفته شده از سایت مذکور نقشه‌های ترکیبی پارامترهای موردنظر در محیط grads ترسیم گردید. محدوده جغرافیایی نقشه‌های مورد استفاده ۲۵ تا ۶۰ درجه عرض شمالی و ۰ درجه تا ۸۰ درجه طول شرقی است. نقشه‌های همیدی برای

هرکدام از نمونه بارش برف سنگین انتخابی در ترازهای مذکور تهیه شده و سپس به تحلیل سینوپتیکی و ترمودینامیکی نمونه انتخابی در روز ۱۲ فوریه ۱۹۸۹ به عنوان نماینده این الگوی همدیدی پرداخته شده است.

جدول ۳: مقادیر ویژه، درصد واریانس و واریانس تراکمی

مؤلفه	مجموع واریانس تبیین شده								
	نمرات ویژه اولیه			مجموع مربع بارهای استخراج شده			مجموع مربع بارها بعد از چرخش		
	مجموع	درصد واریانس	درصد تجمعی	مجموع	درصد واریانس	درصد تجمعی	مجموع	درصد واریانس	درصد تجمعی
۱	۱۸.۹۸۵	۵۷.۵۳۰	۵۷.۵۳۰	۱۸.۹۸	۵۷.۵۳۰	۵۷.۵۳۰	۱۱.۳۱	۳۴.۲۹۹	۳۴.۲۹۹
۲	۴.۸۵۹	۱۴.۷۲۳	۷۲.۲۵۳	۴.۸۵۹	۱۴.۷۲۳	۷۲.۲۵۳	۵.۳۶۴	۱۶.۲۵۵	۵۰.۵۵۴
۳	۲.۴۵۷	۷.۴۴۷	۷۹.۷۰۰	۲.۴۵۷	۷.۴۴۷	۷۹.۷۰۰	۴.۲۴۰	۱۲.۸۴۷	۶۳.۴۰۱
۴	۱.۴۶۱	۴.۴۲۶	۸۴.۱۲۶	۱.۴۶۱	۴.۴۲۶	۸۴.۱۲۶	۴.۰۹۷	۱۲.۴۱۵	۷۵.۸۱۶
۵	۱.۱۵۷	۳.۵۰۷	۸۷.۶۳۲	۱.۱۵۷	۳.۵۰۷	۸۷.۶۳۲	۳.۴۱۳	۱۰.۳۴۳	۸۶.۱۵۹
۶	۱.۱۰۸	۳.۳۵۹	۹۰.۹۹۱	۱.۱۰۸	۳.۳۵۹	۹۰.۹۹۱	۱.۵۹۵	۴.۸۳۲	۹۰.۹۹۱
۷	۰.۶۷۸	۲.۰۵۵	۹۳.۰۴۶						
۸	۰.۳۸۸	۱.۱۷۵	۹۴.۲۲۲						
۹	۰.۳۱۲	۰.۹۴۶	۹۵.۱۶۸						
۱۰	۰.۲۴۸	۰.۷۵۲	۹۵.۹۲۰						
۱۱	۰.۲۴۴	۰.۷۴۰	۹۶.۶۵۹						

مأخذ: نگارندگان

جدول ۴: مشخصات بارش، دما و عمق برف در روز انتخابی

بارش	دما	عمق برف	زمان وقوع (میلادی)	ردیف
۴۱	-۳.۶	۵۰	۱۹۸۹/۰۲/۱۲	۲

مأخذ: نگارندگان

## یافته‌ها

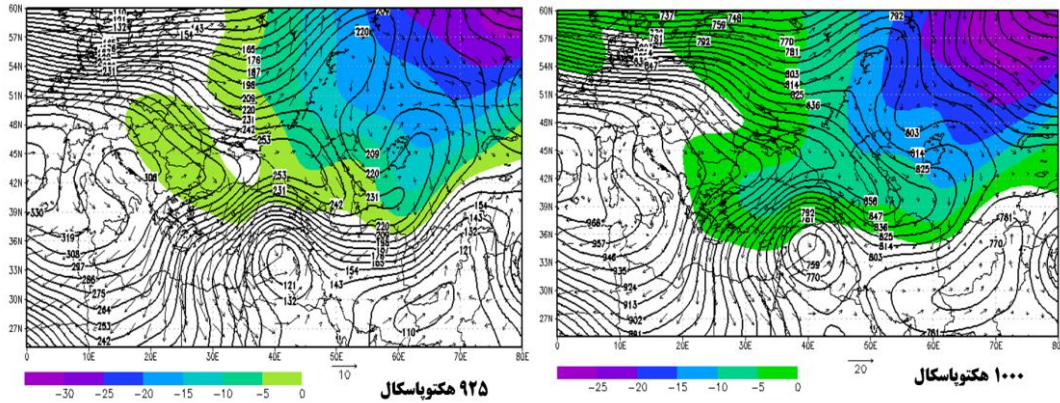
همان طور که ملاحظه شد بر اساس نتایج حاصل از تحلیل عاملی الگوی همدیدی روز دوازده فوریه ۱۹۸۹ الگوی پرتکرار و غالب در روزهای همراه با بارش سنگین برف در استان گیلان بوده است. بر اساس محاسبه‌ها و گزارش هواشناسی، از هر سانتی‌متر برف تازه به صورت میانگین جهانی، به طور متوسط ۰.۷ میلی‌متر آب حاصل می‌شود، در صورتی که در برف گیلان در ازای هر سانتی‌متر برف، معادل ۲.۱ میلی‌متر، یعنی ۳ برابر میانگین جهانی آب حاصل شد، که نشان دهنده‌ی سنگینی برف گیلان است. در این الگو در روز ۱۲ فوریه ۱۹۸۹ ۵۰ سانتی‌متر برف ثبت شده که

این مقدار در این روز معادل ۱۰۵ میلی‌متر بارش می‌باشد. با توجه به نتایج حاصل از تحلیل عاملی این روز به عنوان نماینده الگوی بارش برف سنگین استان گیلان مورد تحلیل قرار گرفته است.

### شرایط همدیدی تراز ۱۰۰۰ تا ۸۵۰ هکتوپاسکال

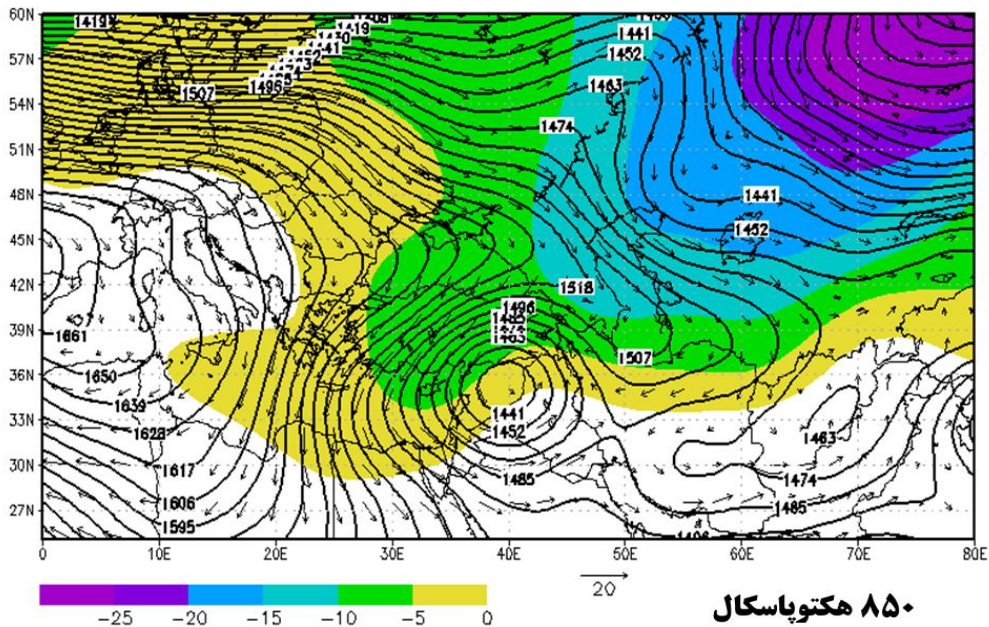
این الگو شرایط همدیدی حاکم در روز ریزش برف سنگین را نشان می‌دهد. همان‌طور که در اشکال شماره ۵ و ۶ ملاحظه می‌شود مرکز واچرخندی آזור با حرکت شمال سوی خود در غرب فرانسه و ساحل شرقی اطلس شمالی بسته شده است. گسترش شرق سوی زبانه این واچرخند با راستای غربی- شرقی تمام نوار جنوبی اروپا را در بر گرفته و پس از عبور از روی دریای سیاه و دریای مازندران تا شمال دریاچه آرال امتداد می‌یابد. چنین الگویی در تمام لایه زیرین و ردسپهر (تراز دریا تا ۸۵۰ هکتوپاسکال) حاکم است. این شرایط همدیدی سبب شده است در تمام این لایه جریان‌ها بر روی دریای مازندران بخصوص در ساحل شرقی آن شمالی شود. این جریان‌ها در نیمه شمالی دریای مازندران، شمالی و با نزدیک شدن به نوار جنوبی دریای مازندران به تدریج در گردش واچرخندی تبدیل به جریان‌های شرقی می‌گردد. این شرایط همدیدی فرارفت سرد را در لایه زیرین به خوبی نشان می‌دهد. در این شرایط جریان‌های سرد شمالی ضمن حرکت بر روی آب‌های گرم دریای مازندران به تدریج در لایه زیرین تقویت شده و ضمن تداوم آن در ساحل جنوبی از طریق جریان‌های شرقی چینش قائم آن افزایش می‌یابد. این شیو حرارتی و شیو فشاری از تراز ۱۰۰۰ تا ۸۵۰ هکتوپاسکال و چینش حاصل از آن به خوبی در جهت و شدت جریان‌ها در ساحل جنوبی و پای کوهی منطقه مشخص است. این چینش قائم مناسب‌ترین شرایط برای تقویت و توسعه سلول‌های سلونوئیدالی در ساحل جنوبی و پای کوهی البرز است. از طرفی مرکز کم فشار سودان در این روز با گسترش شمال سوی خود بر روی عراق و سوریه استقرار دارد. به دلیل فرارفت سرد از طریق جریان‌های ضلع شرقی واچرخند آזור به پشت سامانه سودانی و فرارفت گرم و مرطوب به جلو کم‌فشار سودانی، این سامانه حرارتی کاملاً تقویت شده ویژگی ترمودینامیکی پیدا کرده و با جابجایی شمال سوی بر روی عراق استقرار پیدا کرده است. آزاد شدن گرمای بادررو و شیو حرارتی شدید حاکم سبب شده است کم‌فشار سودان با تشدید جریان‌های بالاسو رشد قائم زیادی پیدا کند. ملاحظه می‌شود که مرکز چرخندی بر روی عراق با چندین منحنی بسته همراهی شده و به طرف لایه‌های بالاتر تقویت بیشتری پیدا کرده است. این ناوه وارون برای انتقال رطوبت به درون سامانه بارشی استان گیلان نقش مؤثری داشته است.





مأخذ: نگارندگان

شکل ۵: نقشه شرایط همیدی ترازهای ۱۰۰۰ و ۹۲۵ هکتوپاسکال روز ۱۲ فوریه ۱۹۸۹



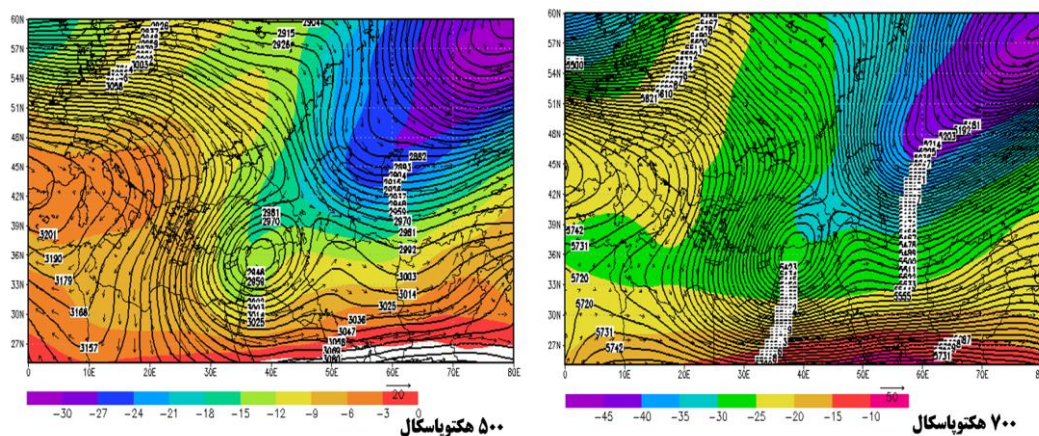
مأخذ: نگارندگان

شکل ۶: نقشه شرایط همیدی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال روز ۱۲ فوریه ۱۹۸۹

### شرایط همیدی تراز ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال

در ترازهای ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال زبانه واچرخندی لایه زیرین وردسپهر کاملاً تقویت شده و به پشته کاملاً عمیقی با راستای جنوب غربی - شمال شرقی تبدیل می‌شود. هسته واچرخندی همچنان بر روی ساحل غربی فرانسه و ایتالیا قرار دارد. ولی پشته حاصل از آن با همان راستای جنوب غربی - شمال شرقی تا شمال شرق روسیه امتداد می‌یابد. گسترش قابل ملاحظه این پشته بر روی منطقه و توقف چند روزه این واچرخند بر روی منطقه سبب شده است ناوه عمیقی در ضلع شرقی این پشته در راستای وارون پشته، بر روی آسیای میانه، دریای مازندران توسعه یابد. تداوم فرارفت سرد و تداوم این فرارفت سبب شده است همانند الگوی قبل مرکز کم ارتفاع بریده‌ای بر روی شمال غرب عراق ایجاد شود. دریای

مازندران در دامنه شمالی این مرکز کم ارتفاع بریده واقع شده و همچنان که ملاحظه می‌شود جریان‌های بر روی ساحل جنوبی و جنوب غربی مازندران بسیار آرام باشد. ولی جریان‌های در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال تشدید شده و این شرایط پیش‌قائم لایه زیرین را تشدید کرده و همچنان به تقویت شرایط سلونوئیدیالی لایه زیرین انجامیده است.

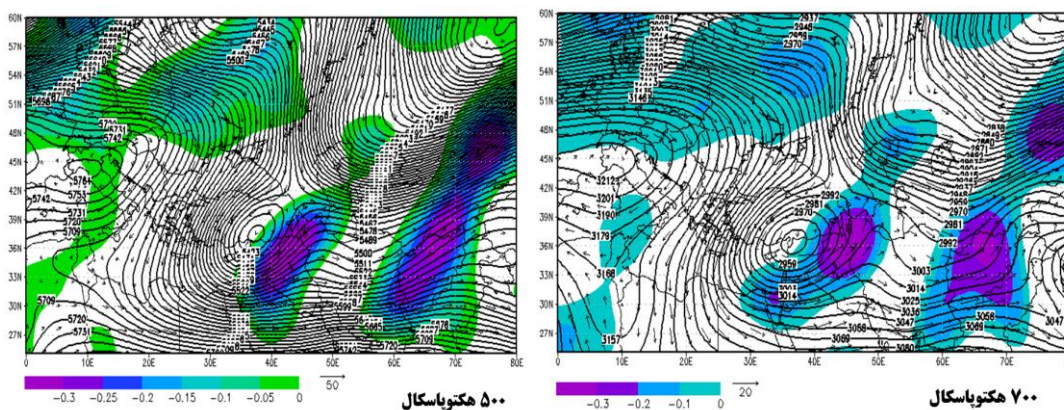


مأخذ: نگارندگان

شکل ۷: شرایط همدیدی تراز ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال روز ۱۲ فوریه ۱۹۸۹

### پراکنش مقادیر امگا در تراز ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال

شکل ۸ میدان امگای ترازهای ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال را در روز اوج بارش برف نشان می‌دهد. همان‌طور که دیده می‌شود میدان امگای منفی گسترده‌ای در جلو ناوه دوم توسعه یافته و امتداد این میدان امگای منفی ساحل جنوب غربی و غرب دریای مازندران را در بر گرفته است. وجود یک واگرایی شدید در لایه میانی وردسپهر شرایط مناسبی را برای تشدید سلول‌های سلونوئیدیالی و اغتشاشات دامنه‌ای را فراهم کرده است.

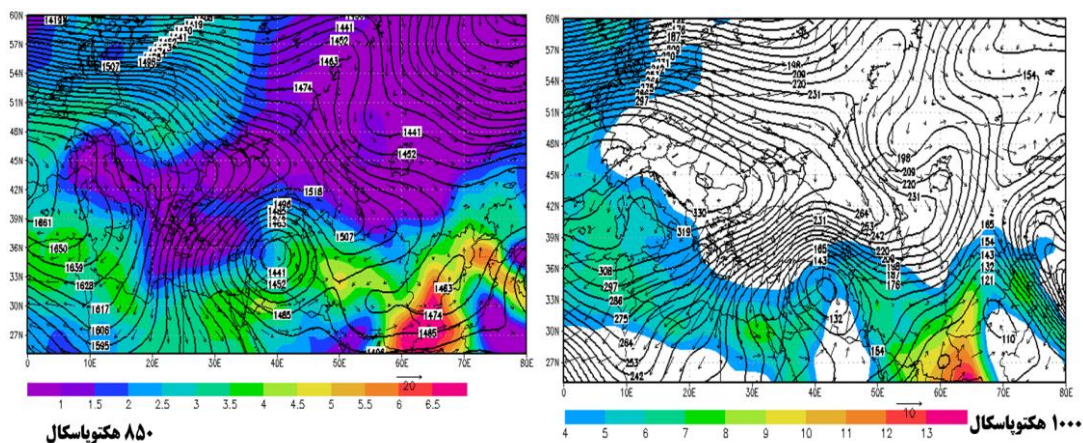


مأخذ: نگارندگان

شکل ۸: پراکنش مقادیر امگا تراز ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال روز ۱۲ فوریه ۱۹۸۹

### پراکنش مقادیر نم ویژه تراز ۱۰۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال

شکل ۹ نقشه نم ویژه و جریان را در ترازهای ۱۰۰۰ تا ۸۵۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد. بررسی چند روزه بر روی نقشه‌های شار رطوبتی نشان داد که در الگوهای بارشی برف سنگین سامانه‌های جنوبی نقش غیرقابل انکاری در تأمین رطوبت این گونه سامانه‌ها دارند. در این الگوها از چند روز قبل جریان رطوبتی از دریاهای گرم جنوبی بر روی ایران و منطقه مورد نظر فرارفت شده و در رطوبت فرارفت شده از طریق دریای مازندران مشارکت می‌کند. همان‌طور که دیده می‌شود، این رطوبت از طریق جریان‌های جنوبی جلو چرخند و از روی دریاهای عمان و عرب بر روی ایران و به تدریج به ساحل جنوبی دریای مازندران منتقل شده است. مقدار رطوبت فرارفت شده از دریاهای جنوبی با افزایش ارتفاع افزایش می‌یابد. به عبارت دیگر دریاهای جنوبی در لایه ۸۵۰ تا ۷۰۰ هکتوپاسکال سهم بیشتری در فرارفت رطوبت سامانه بارشی برف‌های سنگین دارند. ولی دریای مازندران بیشترین فرارفت رطوبتی را در لایه زیرین و ردسپهر ایجاد می‌کند. همان‌طور که بر روی نقشه دیده می‌شود در امتداد زبانه و اچرخندی جریان‌های در لایه زیرین و ردسپهر (ترازهای دریا تا ۸۵۰ هکتوپاسکال) بر روی دریای مازندران شمالی و سپس شرقی و شمال شرقی است. این جریان‌ها سرد به تدریج با عبور از روی آب‌های گرم به تدریج گرم و مرطوب شده و با رسیدن به ساحل جنوب غرب و ورود به ساحل در اثر چینش قائم ایجاد شده همرفت شده و در جریان‌های بالاسوی مشارکت می‌کنند؛ بنابراین رطوبت سامانه از دو منبع محلی و فرامحلی تأمین شده است.



مأخذ: نگارندگان

شکل ۹: پراکنش مقادیر نم ویژه تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال روز ۱۲ فوریه ۱۹۸۹

### نتیجه‌گیری

در این پژوهش برای بررسی برف سنگین، تعداد کل روزهای همراه با ریزش برف در چهار ایستگاه استان مورد بررسی قرار گرفت، روزهای برابر یا بالاتر از صدک ۹۵ ام و ۷۵ ام به عنوان روزهای با برف سنگین در نظر گرفته شد. روزهایی برای نمونه انتخاب شدند که بیشینه عمق برف آنها به ترتیب برابر یا بیش از ۴۰ سانتیمتر باشد. به این ترتیب تعداد ۳۴

روز برف سنگین در هر ایستگاه انتخاب شد. مقادیر ویژه، درصد واریانس و درصد واریانس تراکمی تحلیل عاملی با روش مؤلفه مبنا و دوران مهپراش (واریمکس) نشان داد که ۳۳ روز با عمق برف سنگین استان گیلان را می‌توان با توجه به همبستگی درونی آنها به ۶ عامل خلاصه کرد. این ۶ عامل ۹۰٫۹۹ درصد از رفتار اقلیمی برف استان را توجیه کرده است. ماه‌های ژانویه و فوریه دارای بیشترین فراوانی همراه با برف سنگین از لحاظ تعداد روزهای برفی در این مطالعه بودند. روز ۱۲ فوریه ۱۹۸۹ به عنوان نماینده این الگوی جوی بوده است. در این الگو در ترازهای زیرین و ردسپهر مرکز و اچرخندی در اروپای میانی و شمال دریای مدیترانه شکل می‌گیرد. زبانه‌های شرقی این و اچرخند در گسترش شرقی خود تمام عرض و طول دریای مازندران را در برگرفته است. در نتیجه در این الگو در لایه زیرین و ردسپهر غلبه جریان‌های شمالی باعث فرارفت سرد قطبی و جنب قطبی بر روی دریای مازندران و سواحل جنوبی آن شده است. تفاوت دیگر این الگو با الگوی قبل گسترش یک‌زبانه کم‌فشار قوی و فراگیر از روی عربستان و در امتداد کم‌فشار سودان بر روی ایران است. این زبانه امگایی شکل در تمام ترازهای دریا تا لایه‌مرزی مشهود است. فرارفت گرم و مرطوب از عرض‌های جنوبی و فرارفت سرد از عرض‌های جنب قطبی موجب تشدید شیو حرارتی بر روی البرز شده است. در این الگو در ترازهای میانی و ردسپهر ناوه عمیقی با راستای شمال شرقی - جنوب غربی بر روی شمال غرب ایران تا شمال سودان و مصر شکل می‌گیرد. در این الگو همچنین ناوه دو قطبی است ناوه بالایی بر روی آسیای میانه تا ساحل شرقی دریای مازندران و ناوه دوم با همان راستای ناوه اول بر روی شمال غرب ایران، عراق و افریقا شکل گرفته است. در این الگو استان گیلان در پشت ناوه قرار گرفته و فرارفت سرد عرض‌های جنب قطبی در لایه میانی و ردسپهر در تشدید چینش قائم و تشدید جریان‌های سلونوتیدالی در ساحل و دامنه‌های شمالی زاگرس و جریان‌های بالا سو سهم قابل ملاحظه‌ای دارد. منابع رطوبتی دریاهای گرم جنوبی از طریق جریانات چرخندی کم‌فشار مستقر بر روی ایران در تأمین رطوبت سامانه‌های بارشی برف مشارکت دارند. رطوبت فرارفت شده از دریاهای جنوبی عموماً در لایه ۸۵۰ تا ۷۰۰ و گاه ۵۰۰ هکتوپاسکال انجام می‌شود. در حالی که دریای مازندران بیشترین سهم رطوبتی را در لایه زیرین و ردسپهر انجام می‌دهد. علت ماندگاری این سامانه نیز وجود یک پشته خمیده در ترازهای ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال بر روی اروپای شرقی و دریای سیاه است که از روی پرفشار آזור امتداد یافته است. در نتیجه شرایط ایجادکننده این الگوی بارشی برف سنگین الگویی بزرگ‌مقیاس و منطقه‌ای است که این نتیجه با کار نگاه و همکاران، ۱۳۹۳ همخوانی دارد.

## منابع

- ۱- امینی نیا، کریم، حسن لشکری و بهلول علیجانی. (۱۳۸۹): بررسی و تحلیل نوسانات بارش برف سنگین در شمال غرب ایران، فضای جغرافیایی، دوره دهم، شماره بیست و نهم، اهر.
- ۲- جمالی زاده، ناهید. زهرا موسوی و جعفر مرشدی. (۱۳۹۴): تحلیل سینوپتیک الگوهای فشار مؤثر در بارش برف سنگین استان گیلان، سومین کنفرانس ملی توسعه پایدار در علوم جغرافیا و برنامه ریزی، معماری و شهرسازی، مرکز راهکارهای دستیابی به توسعه پایدار، تهران.

- ۳- دوستان، رضا. سلیمان صادقی و آمینه شکیبا. (۱۳۹۴): مراکز فعالیت و الگوهای سینوپتیکی بارش برف سنگین در شمال غرب ایران، مخاطرات محیطی، شماره یکم، تهران.
- ۴- رضائی، پرویز. غلامرضا جانبازی قبادی و علیرضا جعفرزاده. (۱۳۸۹): روند بارش برف در جلگه مرکزی گیلان و پیامدهای ناشی از آن، مجله مطالعات برنامه ریزی سکونتگاه‌های انسانی، شماره یازدهم.
- ۵- عزیزی، قاسم. مجتبی رحیمی و حسین محمدی وفرامرز خوش اخلاق. (۱۳۹۶): تغییرات زمانی - مکانی پوشش برف دامنه‌های جنوبی البرز مرکزی، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، دوره چهل و نهم، شماره سوم، تهران.
- ۶- غفاریان، پروین. نیما فرید مجتهدی و محمد مرادی و فرامرز خوش اخلاق و حسین عابد و سمیه نگاه. (۱۳۹۵): بررسی نقش واداشتهای منطقه‌ای، در شکل‌گیری الگوی مکانی مخاطره برف سنگین بهمن ۱۳۹۲ در جلگه گیلان، نشریه علمی - پژوهشی اقیانوس شناسی، شماره بیست و هفتم، تهران.
- ۷- فتاحی، ابراهیم، هنگامه شیرواند. (۱۳۹۳): بررسی الگوهای گردش جوی روزهای همراه با بارش برف سنگین در غرب ایران، تحلیل فضایی مخاطرات محیطی، شماره یک، تهران.
- ۸- فهیمی نژاد، الهام. زهره‌حاجزی زاده و بهلول علیجانی و پرویز ضیائیان. (۱۳۹۱): تحلیل سینوپتیکی و فضایی توفان برف استان گیلان (فوریه، ۲۰۰۵)، جغرافیا و توسعه ناحیه‌ای، سال دهم، شماره نوزدهم، مشهد.
- 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 دوم، دوره سیزدهم، تهران.
- ۱۰- لشکری، حسن. حبیبه نقی زاده و محمد مرادی و محمد سعید نجفی. (۱۳۹۵): تحلیل همدید دمای پایه بارش برف در شمال غرب ایران، پژوهش‌های اقلیم شناسی، شماره نوزدهم، مشهد.
- ۱۱- مفیدی، عباس. آذر زرین و غلامرضا جانباز قبادی. (۱۳۹۱): تعیین الگوی همدیدی بارش‌های شدید و حدی پاییزه در سواحل جنوبی دریای خزر، مجله فیزیک زمین فضا، شماره سوم، دوره سی و سوم، تهران.
- ۱۲- میر موسوی، سید حسین و لیلا صبوری. (۱۳۹۳): مطالعه روند تغییرات بارش برف در شمال غرب ایران، جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، سال بیست و پنجم، شماره سوم، تبریز.
- ۱۳- نگاه، سمانه. فروغ مؤمن پور و پروین غفاریان و نیما فرید مجتهدی و ابراهیم اسعدی اسکویی. (۱۳۹۳): شناسایی و واکاوی ساز و کار شکل‌گیری الگوی مکانی برف‌های جلگه مرکزی گیلان (برف دلتا) با استفاده از مدل عددی WRF، نشریه پژوهش‌های اقلیم شناسی، سال پنجم، شماره نوزدهم، مشهد.
- ۱۴- ورکشی بیات، مریم. علیرضا ایلدورمی و حمید نوری و حمید زارع ایبانه. (۱۳۹۶): برآورد مشخصه‌های برف به روش‌های مویک و زمین‌آمار (مطالعه موردی: حوضه‌های آبریز شمال غرب کشور)، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، دوره چهل و نهم، شماره سوم، تهران.

- 15- Alexander, L.V. Zhang, X. Peterson, T.C. Caesar, J. Gleason, B. Tank, A.K. Haylock, M. Collins, D. Trewin, B. Rahimzadeh, F. and Tagipour, A. (2006): Global Observed Changes in Daily Climate Extremes of Temperature and Precipitation. *Journal of Geophysical Research- Atmospheres*, 111 (D5).
- 16- ednorz, E. (2008): Synoptic Reasons for Heavy Snowfalls in The Polish-German Lowlands. *Theoretical and Applied Climatology*, 92(3-4), Pp.133-140.
- 17- Birkeland, K.W. and Mock, C.J. (1196): Atmospheric Circulation Patterns Associated With Heavy Snowfall Events, Bridger Bowl, Montana, USA. *Mountain Research and Development*, Pp.281-286.
- 18- Boyden, C.J. (1964): A Comparison of Snow Predictors. *Meteorological Magazine*, 93(1109), P. 353.
- 19- Esteban, P. Jones, P.D. MartínVide, J. and Mases, M. (2005): Atmospheric Circulation Patterns Related to Heavy Snowfall Days in Andorra, Pyrenees. *International Journal of Climatology*, 25(3), Pp.319-329.

- 20- Peterson, T. Folland, C. Gruza, G. Hogg, W. Mokssit, A. and Plummer, N. (2001): Report on The Activities of The Working Group on Climate Change Detection and Related Rapporteurs. Geneva: World Meteorological Organization.
- 21- Singh, P. Kumar, V. Thomas, T. and Arora, M. (2008): Changes in Rainfall and Relative Humidity in River Basins in Northwest and Central India. Hydrological Processes: An International Journal, 22(16), Pp. 2982-2992.
- 22- Younkin, R.J. (1968): Circulation Patterns Associated With Heavy Snowfall Over the Western United States. Mon. Wea. Rev, 96(85), P.853.