دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهر
فصلنامه‌ی علمی-پژوهشی فضای جغرافیایی

سال شانزدهم، شماره‌ی ۵۳
بهار ۱۳۹۵، صفحات ۲۵۱-۲۲۹

فرامرز خوش‌اخلاق [۱]
نیما فرید مجتهدی [۲]
سمانه نگاه [۳]
فروغ مومن‌پور [٤]
شبنم هادی نژاد صبوری [٥]
ابراهیم اسعدی اسکویی [٦]

پدیده «برف دریاچه‌ای» و نقش آن در رخداد برف‌های سنگین کرانه جنوب‌غربی دریای خزر

تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۰۳/۰۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۰٦/۲۰

چکیده

در این مطالعه برای اولین بار عوامل موثر در پیدایش پدیده برف دریاچه‌ای و اثر آن بر رخداد برف‌های سنگین در حاشیه‌ی جنوب‌غربی دریای خزر طی سال‌های ۲۰۱۲-۱۹۸۲ مورد سنجش قرار گرفت. بدین منظور با استفاده از آمارهای بارش روزانه و ارتفاع برف، مجموعاً ۷ موج بارش برف سنگین شناسایی و به کمک داده‌های مرکز ملی پیش‌بینی محیطی آمریکا (NCEP/NCAR)، میادین فشار، دما، ارتفاع ژئوپتانسیلی، مولفه‌های مداری باد و مولفه

۱- استادیار دانشکده جغرافیای دانشگاه تهران. E-mail: fkhosh@ut.ac.ir
۲- کارشناس ارشد آب‌وهواشناسی، اداره کل هواشناسی استان گیلان.
۳- دانشجوی دکتری هواشناسی، اداره کل هواشناسی استان گیلان.
٤- کارشناس ارشد هواشناسی، اداره کل هواشناسی استان گیلان.
٥- کارشناس ارشد فیزیک دریا، اداره هواشناسی بندرانزلی.
٦- دانشجوی دکتری هواشناسی کشاورزی، اداره کل هواشناسی استان گیلان.

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

نصف‌النهاری باد مطالعه شدند. برای اثبات اثر دریای خزر روی سامانه‌های عبوری، شارهای سطحی شامل شار گرمای نهان، شار گرمای محسوس، دمای هوای ۲ متری، میدان باد ۱۰ متری و داده‌های روزانه‌ی دمای سطح آب (SST) دریای خزر، استخراج و نقشه‌های مربوط به آن‌ها و همچنین تفاضل دمای آب‌وهوای مجاور، طی دوره‌ی بارش برف رسم و تبیین گردید. نتایج نشان می‌دهند در تمامی موارد زبانه‌ی توده‌ی هوای پرفشار با منشاهای مختلف که دارای هسته قوی و سرد می‌باشند در لایه‌های زیرین وردسپهر از روی سطح خزر عبور کرده و به سواحل جنوب‌غربی خزر وارد می‌شوند. علاوه بر سازوکار میان مقیاس و دینامیک حاکم بر ساختار سامانه‌های ذکر شده، دمای سطح دریا (SST) و به تبع آن میزان شارهای سطحی (شار گرمای نهان و شار رطوبت) مبادله شده بین سطح آب و توده‌ی هوای عبوری، نقش تعیین کننده‌ای در شدت بارش برف ایفا می‌کند. همچنین طول مسیر پیمایش توده‌ی هوا از روی پهنه‌ی آبی و منشای توده هوای سطحی نیز روی مقادیر کمی بارش موثر می‌باشند. در برخی موارد، شکل‌گیری الگوی بندال در لایه‌های میانی وردسپهر موجب بندآیی سامانه‌ی بارشی، تداوم انتقال شارهای سطحی و ماندگاری چندین روزه‌ی بارش برف در منطقه می‌گردد.

کلید واژه‌ها: پدیده برف دریاچه‌ای، دمای سطح دریا، شار گرما، شار رطوبت، دریای خزر.

مقدمه

عوامل جغرافیایی به‌طور مستقیم به وجود آورنده برخی پدیده‌های آب‌وهوایی هستند و یا به‌صورت غیرمستقیم در بخشیدن افزایش یا کاهش شدت پدیده‌های جوی موثر می‌باشند. گاهی این عوامل نقش دوگانه‌ای را در برهم‌کنش با این سامانه‌ها نشان می‌دهند. یکی از این عوامل جغرافیایی، دریاچه‌ها یا پهنه‌های بسته‌ی آبی کوچک تا متوسط، درون قاره‌ها است که اثرهای گوناگونی بر شرایط جوی اطراف خود دارند که از دیر باز شناخته شده است. اثر دریاچه بر آب‌وهوا، از مقیاس خرد تا همدیدی را در برمی‌گیرد و با وسعت، عمق و شکل دریاچه، سرعت و جهت بادها، وجود پوشش یخ زمستانی و شرایط کلی آب‌وهوایی که دریاچه با آن مواجه است، تغییر می‌کند. بنابراین دریاچه‌های بزرگ و عمیق تغییرهای بیش‌تری را نسبت به دریاچه‌های کم‌عمق و کوچک بر محیط اطراف خود اعمال می‌کنند. یکی از این پدیده‌های متاثر از دریاچه‌ها، پدیده‌ی برف دریاچه‌ای[۷] است. این پدیده یکی از دلایل شکل‌گیری برف، علاوه بر واداشت کوهستانی، فعالیت جبهه‌ای و همگرایی است (دواله و همکاران، ۲۰۰۸: ۲۳). برف دریاچه‌ای یک

7- Lake effect snow

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

پدیده‌ی هواشناختی معمول در طول سواحل رو به باد دریاچه‌های بزرگ پنجگانه است که در اواخر پاییز و اوایل زمستان رخ می‌دهد (لیوو همکاران، ۲۰۰٤: ۲۵۹٦). آب دریاچه‌های بزرگ پنجگانه آمریکای شمالی نسبت به هوای سرد و خشک قطبی که از شمال و شمال‌غرب جریان می‌یابد، همواره گرم‌تر هستند و وقتی این هوای سرد از روی دریاچه‌ها عبور می‌کند، از طریق سطح آب و لایه مرزی مجاور آن رطوبت و گرما را به‌دست آورده و ناپایدار شده و از این‌رو در ادامه مسیر بر روی دریاچه به‌صورت ناپایداری همرفتی فرازش[8] می‌یابد. بسته به درجه‌ی ناپایداری هوا ناشی از میزان گرمای سطح دریاچه، نوارهای ابرهای پوششی و فراز کومه‌ای یا کومه‌ای متراکم بر روی دریاچه شکل گرفته و در جهت باد به سمت درون کرانه‌ها کشیده می‌شود. وقتی که رطوبت به اندازه کافی متراکم شد غالباً به شکل برف بر روی کرانه‌ی بادگیر دریاچه‌ها ریزش می‌کند (الیس و همکاران، ۲۰۰٤: ٤۷۲). توزیع برف دریاچه‌ای به عوامل و عناصر گوناگونی وابسته است که تعدادی از آن‌ها با وضعیت‌های جوی غالب همراه است، در حالی‌که موارد دیگر به عملکرد عوامل جغرافیایی در نواحی مجاور دریاچه بستگی دارد. مهم‌ترین عوامل جوی عبارتند از اختلاف بین دمای سطح دریاچه و هوای روی آن، سرعت و جهت باد، پایداری، گرمای نهان، نم نسبی. علاوه بر شرایط جوی، شرایط محیط جغرافیایی مانند گستره‌ی پوشش یخ (کوردییرا و همکاران، ۲۰۰۸: ۲۷٤۷)، مسیرگذر[9]، ویژگی‌های خط ساحلی همچون درجه‌ی ناهمواری و فرازش واداشته[10] نیز نقش اساسی دارند. رخداد توفان‌های برف و برف‌های سنگین خسارت‌های فراوانی بر جای می‌گذارند، از جمله می‌توان به قطع خطوط ارتباطی و لطمه‌های سنگین به سازه‌های انسانی (تاسیسات، ساختمان‌ها، خطوط انتقال نیرو)، کشاورزی (باغ‌های‌مرکبات)، منابع‌طبیعی (جنگل) و حیات‌وحش اشاره کرد (استینبرگ و همکاران، ۲۰۰۰: ۷۰۹). رخداد برف‌های سنگین دریاچه‌ای، مطالعه‌های فراوانی را از دهه ٤۰ میلادی تاکنون در پی داشته است. بیش‌تر برف‌های سنگین و توفان‌های برف شدید که در نواحی شرقی دریاچه‌های پنجگانه ایالات متحده رخداد، تاثیر دریاچه‌های پنجگانه را به‌عنوان منبع گرما و رطوبت برای هوای سرد قطبی یا شمالگان که به سوی این ناحیه حرکت می‌کند، نشان می‌دهد (پیس، ۱۹٦٦؛ بولسینگ، ۱۹۹۲؛ ریچاردز، ۱۹٦۳، شریدان، ۱۹٤۱، دِوی، ۱۹۷۵، ایچنلوب، ۱۹۷۰). برف دریاچه‌ای فقط مختص به دریاچه‌های پنجگانه ایالات متحده نیست. شکل‌گیری چنین رخدادهایی علاوه بر این منطقه در برخی پهنه‌های آبی دیگر در مناطق مختلف جهان، از جمله دریاچه نمک بزرگ (کارپنتر، ۱۹۹۳، استینبرگ و همکاران، ۲۰۰۰، استینبرگ و اونتون، ۲۰۰۱) دریاچه فینگر (کاسگرو و همکاران، ۱۹۹٦، واتسون و همکاران، ۱۹۹۸، سوباش و همکاران، ۲۰۰۵) دریاچه چامپلین (تاردی، ۲۰۰۰، پیر و همکارن، ۲۰۰۷، لرید و همکاران، ۲۰۰۹) و دریاچه‌های کوچک در

8- Ascending – Lifting – Upward Motion
9- Fetch
10- Mechanical Ascending

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

غرب و غرب میانه (ویلکن، ۱۹۹۷) و برخی سواحل شمال‌شرقی ایالات متحده، در دریای ژاپن (هیگوچی، ۱۹۶۲: ۱۹۶۳)، کره‌جنوبی، خلیج فنلاند و خلیج‌های هودسن[11]، سنت‌لورنس[12] در کانادا و دریای سیاه (کین‌دَپ و همکاران، ۲۰۰۶) شناسایی شده است. مطالعات برف دریاچه‌ای در ایالات‌متحده، هم مطالعات موردی و هم مطالعات آب‌وهوایی بلندمدت را در برمی‌گیرد. مطالعه لدرز و همکاران (۱۹۹۶: ۱۱۱۷) تعداد ۹ الگوی همدیدی بارش برف‌های سنگین را در سواحل بادگیر دریاچه ایری[13] و انتاریو[14] آشکار کرد که پنج الگوی آن، مشخصه‌های همدیدی برف دریاچه‌ای را نشان می‌دهد و چهار الگوی باقیمانده ناشی از اثر چرخند می‌باشند. در مطالعه دیگر، الیس و همکاران (۱۹۹۶: ۲۱۶) با استفاده از روش همدیدی آب‌وهوایی به تشخیص الگوهای جوی مقیاس همدیدی مسبب بارش برف سواحل بادگیر دریاچه‌های ایری و انتاریو در ایالات نیویورک و پنسلوانیا از نوامبر تا مارس پرداخت. پنج الگوی همدیدی به‌عنوان تولید کننده بارش برف سنگین ناشی از اثر دریاچه در غرب نیویورک و شمال‌غرب پنسیلوانیا شناسایی شد. وضعیت همدیدی بزرگ مقیاس برای همه الگوهای برف دریاچه‌ای مشابه است. هرچند هر یک از این الگوها را به‌طور آشکار می‌توان به‌وسیله مولفه باد ترکیبی که عامل مهمی در الگوی فضایی و شدت بارش برف ناشی از برف دریاچه‌ای است، متمایز کرد. تغییرها در الگوهای فشار سطح دریا و ارتفاع ترازهای مختلف، فصل، مسیر گذر روی دریاچه، اندازه و فراوانی بارش برف همراه با این الگوها را نشان می‌دهد. کین‌دَپ‌و همکاران (۲۰۰۶)، اثر دریای سیاه بر برف سنگین روی سواحل جنوبی ترکیه را برای اولین بار مطالعه کردند و نشان دادند که قبل از شکل‌گیری برف دریاچه‌ای در استانبول، بادهای سرد از عرض‌های بالا از پرفشارهای شمالی به‌ویژه پرفشار حرارتی سیبری به‌سوی جنوب و غرب می‌وزند. در زمینه‌ی بارش‌های سنگین کرانه جنوبی دریای خزر مطالعاتی صورت پذیرفته است (جانباز قبادی و همکاران، ۱۳۹۰: ۲۳، مفیدی و همکاران، ۱۳۸۶: ۱۳۱) و درباره برف‌های سنگین گیلان نیز چند مطالعه موردی انجام شده است. (فرید مجتهدی و همکاران، ۱۳۸۶، فهیمی‌نژاد و همکاران، ۱۳۹۱: ۲۸۱) که بیش‌تر مربوط به مطالعه موردی رخدادها و الگوهای همدیدی مرتبط با آن بوده است. در این مطالعه سعی شده با استفاده از داده‌های جوی، دریایی و خشکی به مطالعه‌ی نقش دریای خزر در بارش برف‌های سنگین جلگه‌ی گیلان پرداخته شود و به این سوال پاسخ داده شود که آیا سازوکار پدیده‌ی برف دریاچه‌ای در برف‌های سنگین جلگه‌ی مرکزی گیلان نقش دارد؟

منطقه‌ی مورد مطالعه سواحل پست کرانه جنوب‌غربی دریای خزر در استان گیلان است. جلگه‌ی مرکزی گیلان

11- Hudson Bay
12- Gulf of St. Lawrence
13- Erie
14- Ontario

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

شامل زمین‌های پست با ارتفاعی از ۲۶- تا ۱۰۰ در حوالی سنگر در محل خروجی دره زمین‌ساختی سفیدرود است (شکل ۱)، این جلگه ناشی از رسوب‌گذاری رودخانه‌ی سفیدرود در طی اواخر دوران سوم زمین‌شناسی تا کنون و رسوب‌های ساحلی ناشی از پیش‌روی و پس‌روی دریای خزر است. جلگه‌ی گیلان دارای آب‌وهوایی معتدل و مرطوب است، با این حال گاهی در برخی زمستان‌ها تحت تاثیر برف‌های سنگین قرار می‌گیرد که سبب به‌وجود آمدن شرایط بحرانی در منطقه می‌گردد. به‌طوری که برف‌های سنگین یکی از مخاطره‌های جوی منطقه است. به‌طور نمونه در برف سال ۲۰۰۵ خساراتی بالغ بر ٤۰۰۰ میلیارد ریال به منطقه وارد شد و تلفات جانی و مالی زیادی را برای استان گیلان در برداشت.



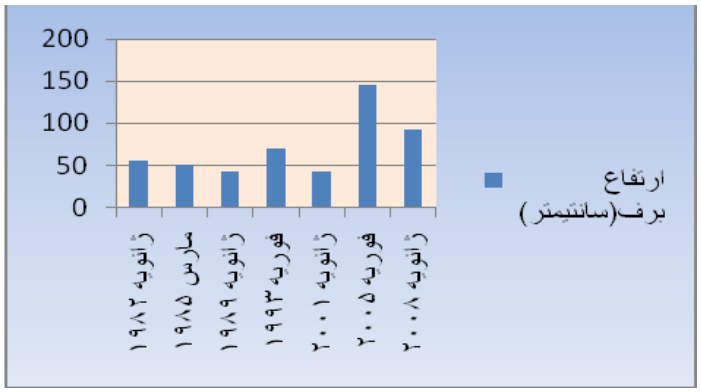
شکل ۱: منطقه مورد مطالعه و گستره مکانی پوشش برف دریاچه‌ای در تاریخ ١٤ ژانویه ۲۰۰۸ سنجنده مودیس

مواد و روش‌ها

در این پژوهش، به‌منظور آزمون شرایط وقوع برف دریاچه‌ای در حاشیه جنوب‌غربی دریای خزر به‌عنوان پدیده‌ای شناخته شده که دارای سازوکاری مشخص در ایجاد و تقویت شرایط مناسب بارش برف‌های سنگین در مناطق معتدله‌ی مجاور پهنه‌های آبی وسیع (دریا و دریاچه) است، عوامل تاثیرگذار بر شکل‌گیری و تحول سامانه‌های منجر به وقوع بارش برف سنگین در سواحل جنوبی دریای خزر با استفاده از داده‌های جوی، محیطی و دریایی برای اولین بار مورد سنجش قرار گرفت. بدین سبب پژوهش دو بخش اصلی ساماندهی شده است:

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

در بخش اول، برای بررسی ساختار میان مقیاس گردش‌های جوی حاکم بر فرآیند بارش برف‌های سنگین و شناسایی الگوهای همدیدی-دینامیکی رخداد مخاطره‌ی برف‌های سنگین جلگه‌ی گیلان از روش همدیدی «محیطی به گردشی (environment to circulation)» استفاده شده است. برای تعیین روزهای همراه با بارش سنگین برف برای دوره‌ی آماری ۳۰ ساله (۲۰۱۲-۱۹۸۲)، به آمارهای ثبت شده‌ی ارتفاع برف در ایستگاه هواشناسی رشت به‌عنوان ایستگاه شاخص که دارای داده‌های دراز مدت است مراجعه شد. بر اساس شاخص آستانه اختیاری (گریوسمن و همکاران، ۱۹۹۹) و مبتنی بر تجربه‌های محلی، مرور منابع تاریخی و آمارهای درازمدت و با توجه به فراگیر شدن بحران در ابعاد مختلف جامعه، ارتفاع برف تجمعی ٤٠ سانتی‌متر در ٢٤ ساعت به‌عنوان برف سنگین جلگه‌ی گیلان انتخاب شد. در طی ۳۰ سال اخیر جلگه‌ی گیلان، ۷ سال همراه با برف سنگین را در ۷ موج بارش برف سنگین تجربه کرده است (شکل ۲ و جدول ۱).



شکل ۱: نمودار ارتفاع برف طی سال‌های ۲۰۱۲-۱۹۸۲

جدول ۱- تاریخ وقوع برف‌های سنگین طی سال‌های ۱۹۸۲-۲۰۱۲

	ژانویه	فوریه	مارس
۱۹۸۲		۱۸ و ۱۷	
۱۹۸۵			٤ و ۳
۱۹۸۹	٤ و ۳		
۱۹۹۳		١٦ و ١٥	
۲۰۰۱	۲۷ و ٢٦		
۲۰۰۵		۱۲ و ۱۱ و ۱۰ و ۹ و ۸ و ۷	
۲۰۰۸	١٤ و ٧ و ٤		

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

در گام بعد، به‌منظور مطالعه‌ی همدیدی-دینامیکی این سامانه‌های شناسایی‌شده، علاوه بر کمیت‌های هواشناسی ثبت‌شده در ایستگاه همدیدی رشت، داده‌های دوباره تحلیل شده روزانه میادین فشار سطح دریا و میادین دما، ارتفاع ژئوپتانسیلی، مولفه‌های مداری باد، مولفه نصف‌النهاری باد و سرعت قائم ترازهای زیرین، میانی و زبرین جو، از مرکز ملی پیش‌بینی محیطی آمریکا NCEP/NCAR روی شبکه‌ای منظم شامل کشور ایران با تفکیک افقی ۲/۵ درجه مورد استفاده واقع شده است. با به‌کارگیری داده‌های فوق و اسکریپت‌نویسی به کمک نرم‌افزار گرافیکی گردس اقدام به نمایش و تحلیل روزانه‌ی این فراسنج‌ها در ترازهای استاندارد جو گردید. علاوه بر موارد فوق، فرارفت دما و رطوبت به کمک داده‌های دما، نم ویژه و مولفه‌های مداری و نصف‌النهاری باد تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکالی و الگوی جریان سطحی با استفاده از مولفه‌های مداری و نصف‌النهاری باد ۱۰ متری و میدان دمای ۲ متری و رطوبت ویژه ۲ متری ترسیم و تأثیر آن‌ها بر روند افزایش بارش بررسی شد.

در بخش دوم، برای اثبات تاثیر دریای خزر روی سامانه‌های عبوری از منطقه و نمایان شدن نقش ویژگی‌های فیزیکی و ترمودینایکی آن در تشدید بارش برف، داده‌های روزانه دمای سطح آب (SST) دریای خزر از بانک داده‌های سنجنده‌ی AVHRR ماهواره‌ی سازمان ملی جو و اقیانوس امریکا (NOAA) در مقیاس ۰/۲۵ درجه که اطلاعات روزانه دمای سطحی پهنه‌های آبی جهان را دارا است، استخراج شد. این داده‌ها با استفاده از روش درون‌یابی ایده‌آل (Optimum Interpolation) از نوارهای مایکروویو و فروسرخ حس‌گر و داده‌های ثبت شده با کشتی‌ها و ایستگاه‌های شناور دریایی به‌دست آمده و از لینک زیر قابل دست‌یابی است[۱۵].

بدین ترتیب نقشه‌های پهنه‌بندی دمای سطح آب و تفاضل دمای آب وهوای مجاور سطح به‌صورت میانگین روزانه و ماهانه و همچنین ناهنجاری دمای سطح آب برای سامانه‌های یاد شده، با استفاده از نرم‌افزار ساج تولید و موردبررسی قرار گرفت. علاوه بر این، به‌منظور بررسی اثر شارهای سطحی، به‌عنوان یکی از واداشت‌های مهم در بودجه‌ی انرژی جو، داده‌های مربوط به شار گرمای محسوس، شار گرمای نهان، الگوی باد ۱۰ متری، از مرکز ملی پیش‌بینی محیطی آمریکا NCEP/NCAR روی شبکه‌ای منظم شامل کشور ایران با تفکیک افقی ۲/۵ درجه استخراج و مورد مطالعه قرار گرفت.

یافته‌ها و بحث

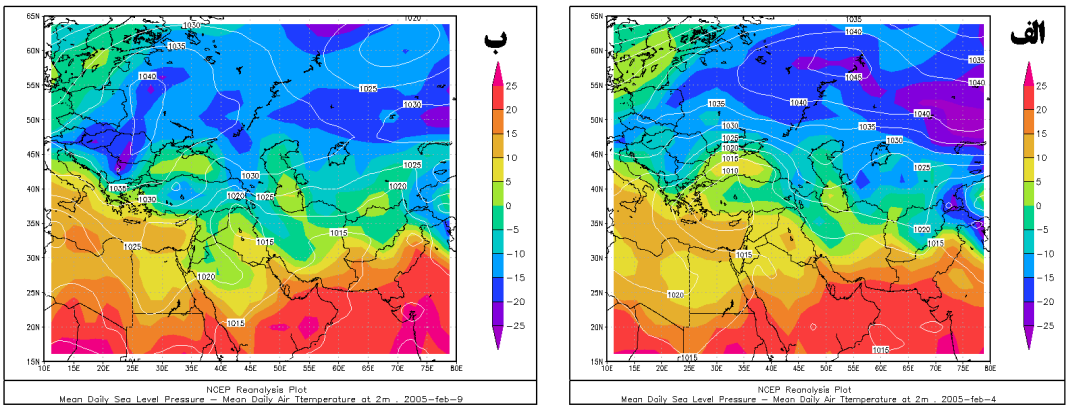
سامانه‌های یادشده با توجه به منشای اصلی توده هوا در سطح زمین که سامانه از آنجا ناشی می‌شود به دو دسته اصلی الگوی ترکیبی کم‌فشار و پرفشار و الگوی پرفشار دسته‌بندی شده و در مرحله بعدی این دو دسته‌بندی بر

15- ftp://eclipse.ncdc.noaa.gov/pub/OI-daily-v2/NetCDF

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

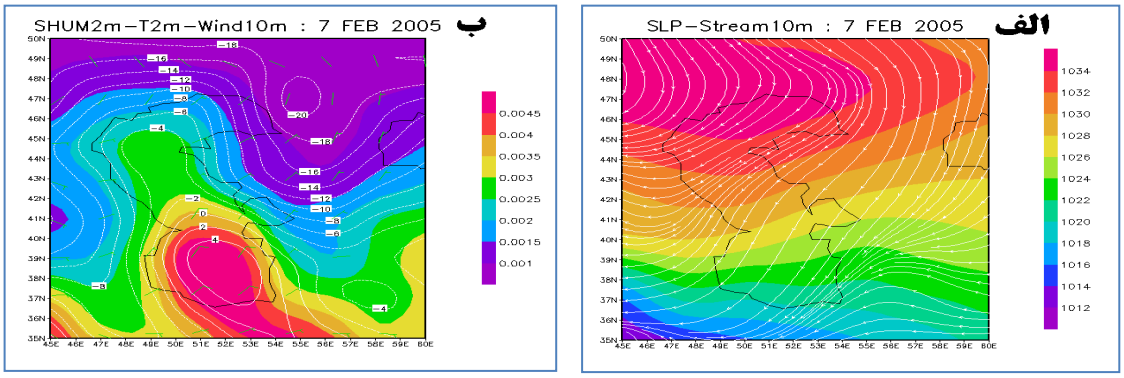
اساس نوع توده‌ی هوای پرفشار با منشاهای گوناگون از قبیل قطبی، اقیانوسی و قاره‌ای به دسته‌های مجزاتر تفکیک و بررسی شد که عبارتند از: ۱- الگوی ترکیبی کم‌فشار و پرفشار (فوریه ۲۰۰۵)، ۲- الگوی پرفشار که شامل: ۲-۱ الگوی پرفشار سیبری (مارس ۱۹۸۵، ژانویه ۲۰۰۱) ۲-۲ الگوی پرفشار قطبی اروپایی (جنوب‌شرقی اسکاندیناوی) (فوریه ۱۹۹۳، ژانویه ۲۰۰۸)، ۲-۳ الگوی پرفشارهای مهاجر غرب اروپا (ژانویه ۱۹۸۹، فوریه ۱۹۸۲) است. در مجموع در تمامی ۷ مورد موج بارش برف سنگین در منطقه، توده‌ی هوای پرفشار با منشاهای گوناگون از قبیل قطبی، اقیانوسی و قاره‌ای حضور دارند که می‌تواند از سمت عرض‌های بالاتر به‌تنهایی و یا به‌صورت جفت شده با کم‌فشارهای عرض‌های پایین‌تر (کم‌فشارهای مدیترانه) که شار گرما و رطوبت مناسب با خود حمل می‌کنند با سازوکارهای دینامیکی و ترمودینامیکی موجب بارش برف سنگین در سواحل جنوبی دریای خزر شوند. در واقع در سازوکار میان مقیاس این سامانه‌ها، نفوذ توده‌ی هوای پرفشار و در واقع واچرخندهای عرض‌های میانی در مقیاس همدیدی و با منشا شکل‌گیری متفاوت (توده قطبی و زبانه سرد توده هوای پرفشار سیبری و یا پرفشارهای مهاجر از سمت غرب اروپا) حضور داشتند. الگوی اول ماحصل برهمکنش میان دو توده هوای کم‌فشار از سمت عرض‌های پایین و پرفشار از سمت عرض‌های بالا است (شکل ۳). چرخند مدیترانه‌ای قوی با حرکت به سمت شرق تا بخش های جنوبی البرز امتداد می‌یابد. این چرخندهای دینامیکی که با گردش پادساعتگرد (تاوایی مثبت) قوی همراه بوده و گسترش قائم قابل‌توجهی در عمق وردسپهر دارند از سمت غرب، شمال‌غرب و جنوب‌غرب وارد کشور می‌شوند؛ بنابراین حامل شارهای گرما و رطوبت به حاشیه جنوبی دریای خزر هستند. در سازوکار این الگو، نفوذ زبانه‌ی واچرخند نیمه دائمی (سیبری) به منطقه و همراهی آن با گسترش جنوب سوی توده هوای پرفشار سرد قطبی از عرض‌های بالاتر، موجب فرارفت هوای سرد و گردش واچرخندی (تاوایی منفی) قوی در ترازهای زیرین وردسپهر در سواحل خزر جنوبی می‌شود. حرکت جنوب سوی پرفشارهای عرض‌های بالا و حرکت شمال‌شرق سوی کم‌فشارهای دینامیکی عرض‌های پایین‌تر موجب افزایش قابل ملاحظه شیو فشاری در بخش‌های شمال‌غرب کشور و حاشیه‌ی جنوب‌غربی دریای خزر می‌شود. علاوه بر این، عبور و حرکت شرق‌سوی امواج ناپایدار غربی در ترازهای میانی وردسپهر نقش برجسته‌ای در تشدید ناپایداری توده‌ی هوا درلایه‌های زیرین وردسپهر ایفا می‌کند. در چنین شرایطی حرکت مداری ناوه‌های عمیق ارتفاعی و دمایی که از سمت غرب و شمال‌غرب کشور را تحت تأثیر قرار می‌دهند، بسیار حائز اهمیت است. عبور این ناوه‌های ارتفاعی با تاوایی مثبت قوی و گردش پادساعتگرد قابل ملاحظه در ترازهای میانی و فوقانی وردسپهر موجب تقویت حرکت‌های صعودی در لایه‌های زیرین و میانی وردسپهر و به دنبال آن همگرایی بیش‌تر توده‌ی هوا می‌گردد (شکل ۷ الف).

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]



شکل ۳: الف: الگوی فشار سطحی (برحسب هکتوپاسکال) و دما (درجه سلسیوس) الگوی ترکیبی کم‌فشار و پرفشار (فوریه ۲۰۰۵)، الف: روز ٤ فوریه (مرحله شکل‌گیری)، ب: روز ۹ فوریه (مرحله اوج فعالیت).

گرچه در این الگو، منابع رطوبتی مانند دریای مدیترانه که توده‌ی هوای کم‌فشار از آنجا منشا گرفته شده و یا با استقرار بر روی آن تقویت می‌شود، در انتقال رطوبت به غرب و مرکز فلات ایران حائز اهمیت است؛ اما نقش دریای خزر به‌عنوان منبع رطوبتی که موجب افزایش رطوبت و تقویت ناپایداری توده‌ی هوا سرد و خشک که از سمت عرض‌های بالا به سواحل جنوبی خزر نفوذ کرده، انکارناپذیر است. بدین منظور الگوی دمای ۲ متری، جریان‌های سطحی، میدان باد ۱۰ متری، رطوبت ویژه تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکالی روی پهنه آبی خزر و سواحل جنوبی دریای مورد بررسی قرار گرفته است.

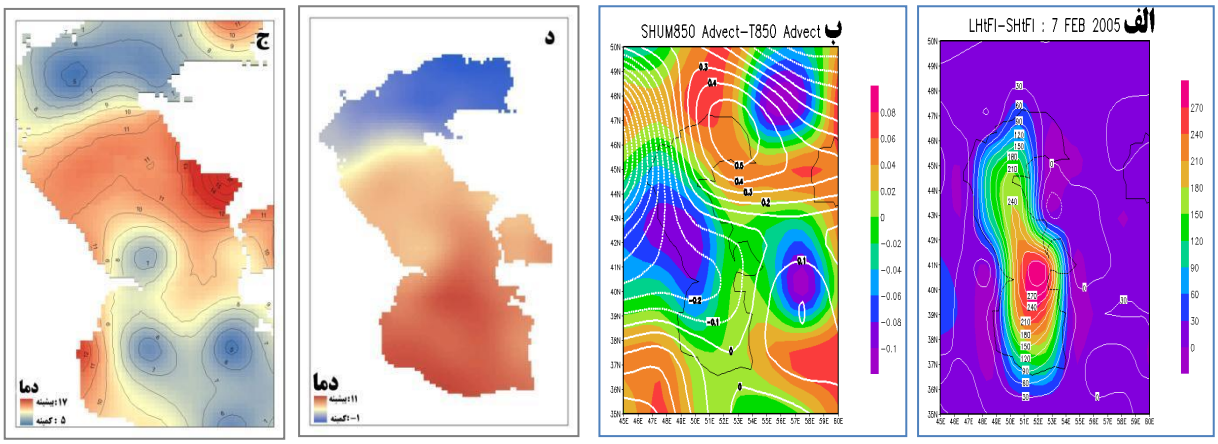


شکل ٤: الف: جریان‌های سطحی ۲ متری (خطوط هم مقدار)، الگوی فشار سطح دریا بر حسب هکتوپاسکال (رنگی شده)، ب: مقادیر نم ویژه سطحی بر حسب کیلوگرم بر کیلوگرم (رنگی شده)، میدان دمای ۲ متری بر حسب درجه سلسیوس، میدان باد ۱۰ متری

الگوی فرارفت دما در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکالی، گسترش مقادیر منفی این کمیت (فرارفت سرد) را از سمت غرب خزر شمالی نشان می‌دهد. از طرفی فرارفت مثبت رطوبت از سمت عرض‌های پایین (جنوب البرز) به سمت استان گیلان، نیز تاییدی بر اثرگذاری منابع رطوبتی و دریاهای اطراف نظیر دریای مدیترانه در لایه‌های میانی و فوقانی

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

است (شکل ۵ ب). فارغ از عوامل دینامیکی و بزرگ مقیاس و میان مقیاس موثر بر شدت بارش برف، تاثیر عوامل خردمقیاس نظیر شارهای سطحی به‌ویژه در لایه‌های زیرین وردسپهر در تقویت بارش را نمی‌توان نادیده گرفت؛ بنابراین با توجه به اهمیت شار گرمای نهان به‌عنوان مولفه‌ای مهم در بودجه‌ی انرژی در سطح زمین و در واقع شار گرمایی که در اثر فرآیندهای فیزیکی مانند تبخیر از سطح آب اقیانوس‌ها و دریاها و پس از آن تراکم بخار آب به درون جو منتقل می‌شود و همچنین شار گرمای محسوس به‌عنوان انرژی گرمایی که تحت عنوان فرآیندهای فیزیکی هدایت و همرفت از سطح زمین به جو انتقال می‌یابد، اثر این کمیت‌ها بر بارش برف در موارد منتخب مورد مطالعه قرار گرفت. پهنه‌بندی مقادیر شارهای سطحی روی خزر نشان می‌دهد در طول دوره‌ی نفوذ و استقرار سامانه، هسته‌ی بیشینه‌ی شار گرمای نهان و شار گرمای محسوس روی خزر میانی و متمایل به خزر جنوبی قرار دارد (شکل ۵ الف)، جایی که بیش‌ترین دمای سطح آب (SST) وجود دارد. به‌عبارت دیگر پهنه‌بندی دمای روزانه‌ی سطح آب، وجود پهنه‌ی آبی گرم را در نیمه جنوبی خزر تایید می‌کند که با هسته‌ی بیشینه‌ی شارهای سطحی مطابقت دارد (شکل ۵ ج). بررسی الگوی تباین دمای دو متری و دمای سطح آب نشان می‌دهد که با نفوذ و استقرار توده‌ی هوای سرد، به‌دلیل وجود اختلاف دما میان این دو سیال، همچنان روند تزریق و انتقال شارها از سوی توده‌ی آب به توده‌ی هوا در طی مدت بارش برف تداوم دارد (شکل ۵ د).



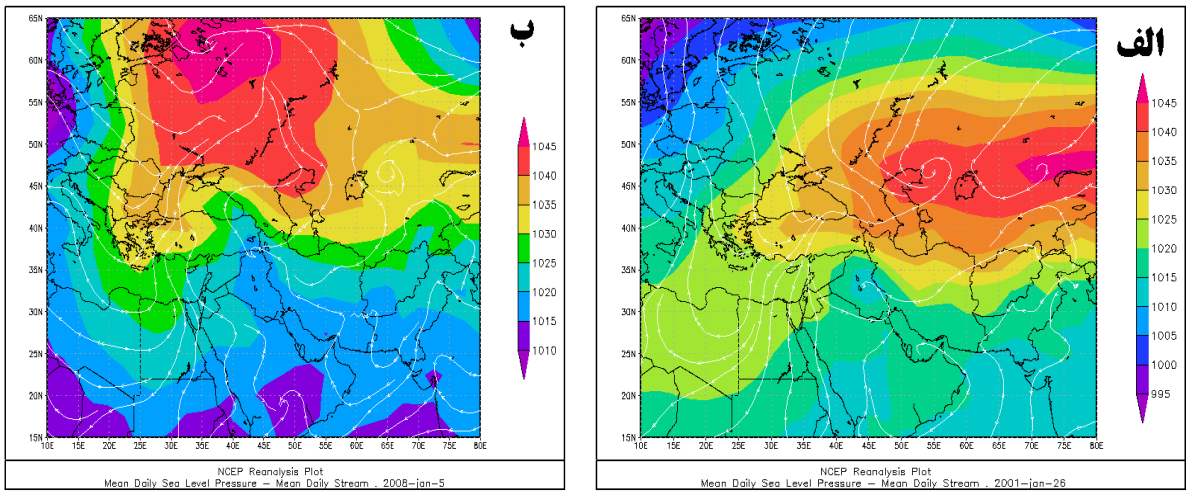
شکل ۵: الف: شار سطحی گرمای نهان (رنگی شده) بر حسب وات بر مترمربع، شار گرمای محسوس (خطوط هم مقدار) بر حسب وات بر مترمربع، ب: فرافت رطوبت تراز ۸۵۰ هکتوپاسکالی (رنگی شده) بر حسب گرم برگیلوگرم بر ثانیه، فرارفت دماتراز ۸۵۰ هکتوپاسکال (خطوط هم مقدار) بر حسب درجه سلسیوس بر ثانیه، ج: پهنه‌بندی دمای روزانه سطح دریای خزر بر حسب درجه سلسیوس روز ۷ فوریه ۲۰۰۵، د: نقشه تباین دمایی دمای سطح آب و دمای هوای ۲ متری برحسب درجه سلسیوس روز ۷ فوریه ۲۰۰۵

به نظر می‌رسد وجود تفاوت مابین دمای توده هوای عبوری و دمای سطح آب در حاشیه جنوب‌غربی خزر منجر به

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

تقویت ناپایداری در جلگه گیلان می‌شود. در الگوی دوم نیز مشابه الگوی اول عبور امواج غربی ناپایدار با تاوایی مثبت قوی در سطوح میانی و فوقانی جو، نقش مهمی در همگرایی توده‌ی هوا در لایه‌های زیرین و تقویت سرعت قائم ایفا می‌کند. نفوذ زبانه‌ی واچرخندهای قوی (توده هوای پرفشار قطبی، پرفشار سیبری، پرفشار مهاجر اروپایی) از سمت غرب، شمال و شمال‌شرق روی خزر موجب سرمایش شدید توده هوا در مجاورت سطح آب می‌شود (شکل ٦). تسلط جریان‌های شمالی و شمال‌شرقی قوی ناشی از گردش پادساعتگرد توده‌ی هوای پرفشار، فرارفت سرد ناشی از ریزش هوای سرد عرض‌های شمالی به سمت حاشیه جنوب‌غربی دریای خزر و همچنین مقادیر بالای شارهای سطحی روی نیمه‌ی جنوبی خزر طی روزهای قبل از استقرار کامل واچرخند سطحی عوامل تشدید کننده ناپایداری در سطوح زیرین وردسپهر است.

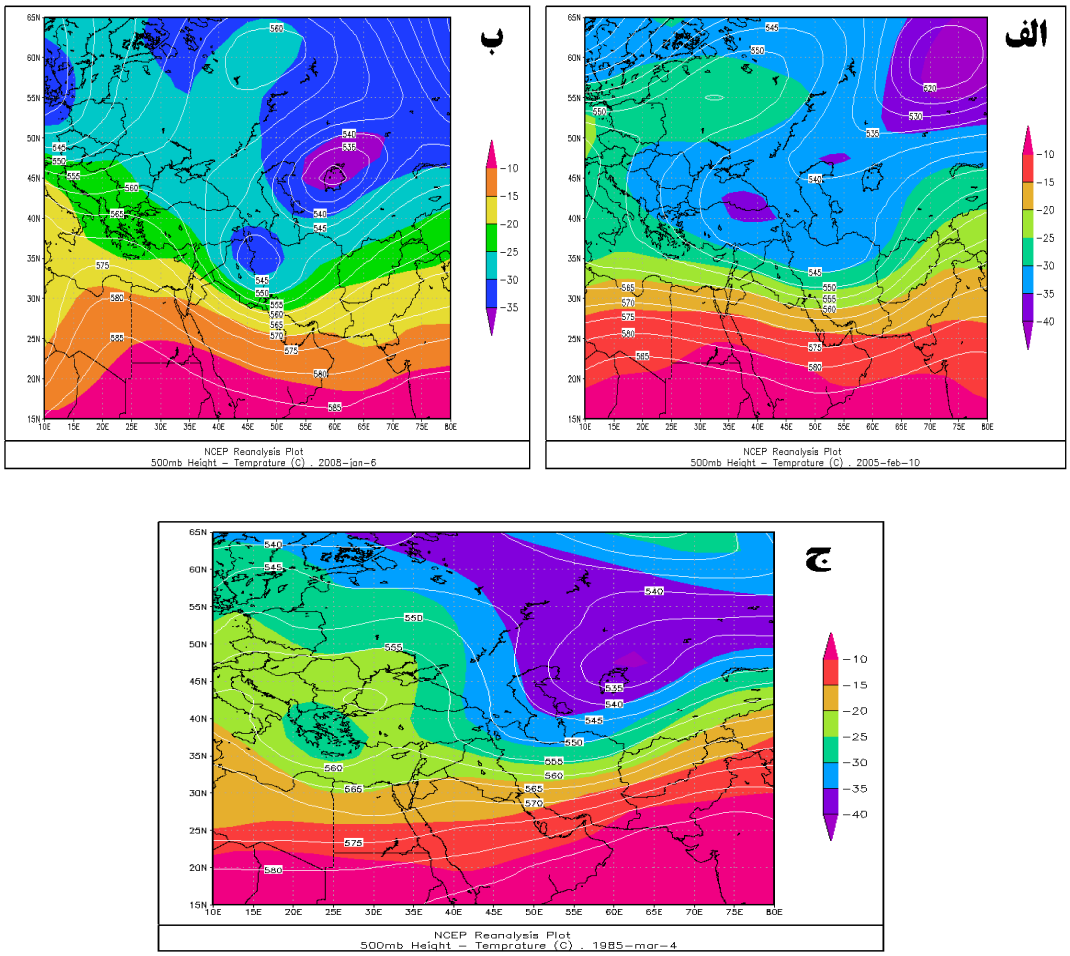
نکته‌ی حائز اهمیت در مورد شرایط تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی در دو سامانه‌ی فوریه ۲۰۰۵ و ژانویه ۲۰۰۸، در مقایسه با سایر سامانه‌ها، شکل‌گیری الگوی بندال به شکل امگا (Ω) روی منطقه است (شکل ۷). در این دو الگو، یک منطقه کم ارتفاع با هسته‌ی سرد روی مرکز اروپا و ناوه‌ی ارتفاعی و دمایی عمیقی روی شرق دریای خزر واقع و همزمان استقرار مرکز پرارتفاع روی شرق اروپا موجب ماندگاری و بندآیی این شرایط در منطقه شده است. طی این مدت نیمه‌ی شمالی کشور متاثر از کم‌ارتفاع عمیق شاخه شرقی امگا بوده و به دلیل ماندگاری ناپایداری ترازهای فوقانی جو، حرکت‌های صعودی در ترازهای زیرین و به دنبال آن بارش تداوم می‌یابد؛ بنابراین شکل‌گیری الگوی بندال عامل مهمی در کندی حرکت امواج شرق‌سوی این تراز در منطقه است که نقش مهمی در تداوم چندین روزه‌ی بارش در منطقه ایفا می‌کند.



شکل ٦: الگوی فشار سطح دریا برحسب هکتوپاسکال (رنگی شده)، جریان‌های سطحی (خطوط هم مقدار) الف: الگوی پرفشار سیبری (ژانویه ۲۰۰۱)، ب: الگوی پرفشار قطبی شمال اروپا (ژانویه ۲۰۰۸)

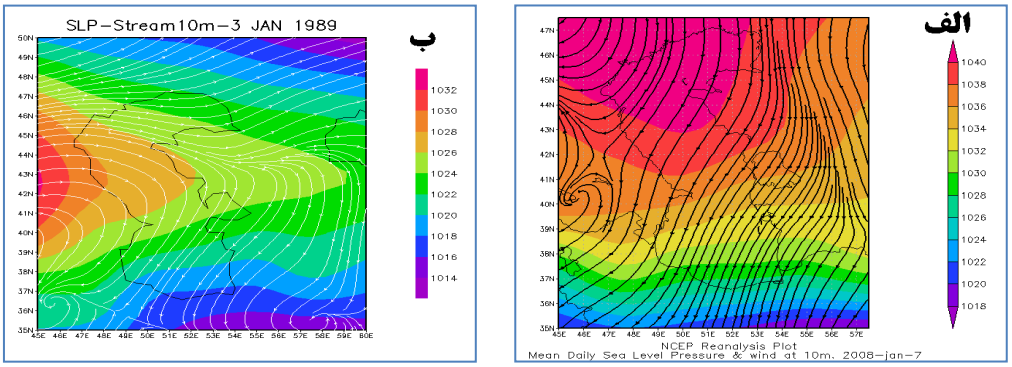
[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

مقایسه جهت جریان‌های و طول مسیر پیمایش توده هوا در روزهای فعالیت سامانه‌ها، شکل‌گیری جریان‌های شمال‌شرقی، شمالی و شمال‌غربی را بر حسب منشا و موقعیت واچرخندها در الگوی دوم نشان می‌دهد عمدتاً توده‌ی هوای پرفشار قطبی شمال اروپا بیش‌ترین مسیر را از جانب شمال خزر تا جنوب آن پیموده و با جریان‌های قوی شمالی همراهی می‌کند (شکل ۸). هسته‌ی بیشینه‌ی نم ویژه منطبق بر هسته‌ی بیشینه‌ی دمایی، روی خزر جنوبی واقع شده که با توجه به غلبه‌ی جریان‌های شمالی و شمال‌شرقی میدان باد ۱۰ متری به سمت جلگه‌ی گیلان، انتقال رطوبت به سمت استان گیلان را تایید می‌کند (شکل ۹). نکته‌ی حائز اهمیت، کاهش قابل ملاحظه مقادیر کمی دمای هوای ۲ متری و سرمایش شدید هوای مجاور سطح روی پهنه‌ی آبی خزر در سامانه‌های قطبی (ژانویه) در مقایسه با دو الگوی دیگر پرفشار نشان می‌دهد که این شرایط می‌تواند موجب تباین شدید بین دمای هوای مجاور سطح و دمای سطح آب شود.

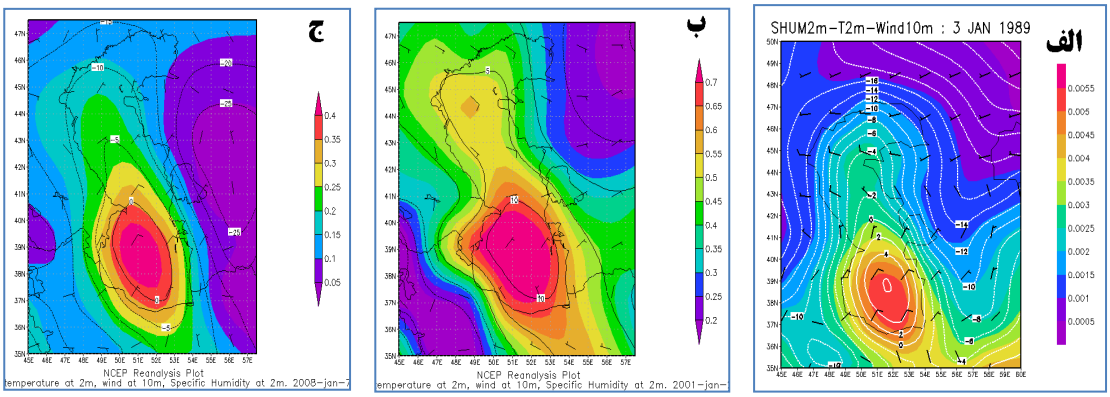


شکل ۷: آرایش جوی الگوی میدان ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر حسب دکامتر (خطوط هم مقدار)، میدان دما تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر حسب سلسیوس (رنگی شده)، الف: بارش فوریه ۲۰۰۵، ب: بارش ژانویه ۲۰۰۸، ج: بارش مارس ۱۹۸۵

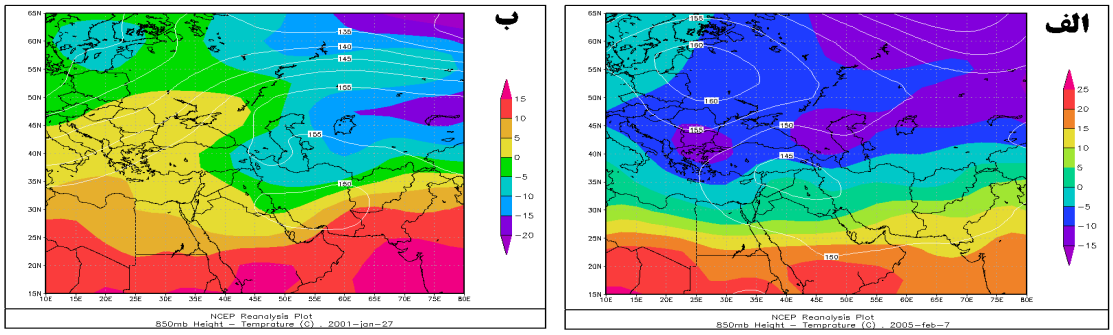
[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]



شکل ۸: الگوی جریان‌های سطحی (خطوط هم مقدار)، میانگین روزانه‌ی میدان فشار سطحی در روزهای اوج بارش برف، الف: سامانه ژانویه ۲۰۰۸، ب: سامانه ژانویه ۱۹۸۹



شکل ۹: الگوی نم ویژه سطحی (رنگی شده)، میدان دمای ۲ متری (خطوط هم مقدار) و میدان باد ۱۰ متری روزهای اوج بارش برف، الف: سامانه ژانویه ۱۹۸۹، ب: سامانه ژانویه ۲۰۰۱، ج: سامانه ژانویه ۲۰۰۸

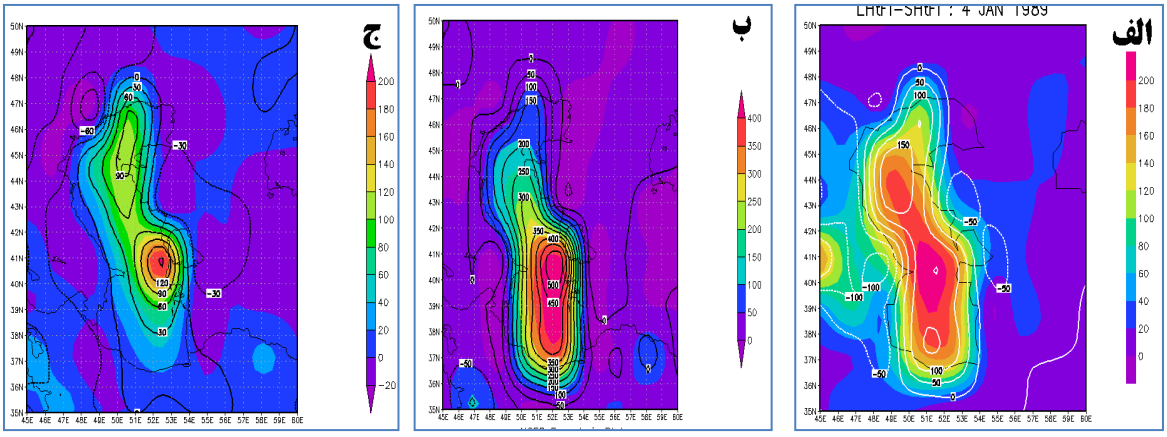


شکل ۱۰: آرایش جوی الگوی میدان ژئوپتانسیل تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال بر حسب دکامتر (خطوط هم مقدار)، میدان دما تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال بر حسب سلسیوس (رنگی شده)، الف: روز ۲۷ ژانویه ۲۰۰۱، ب: روز ۷ فوریه ۲۰۰۵

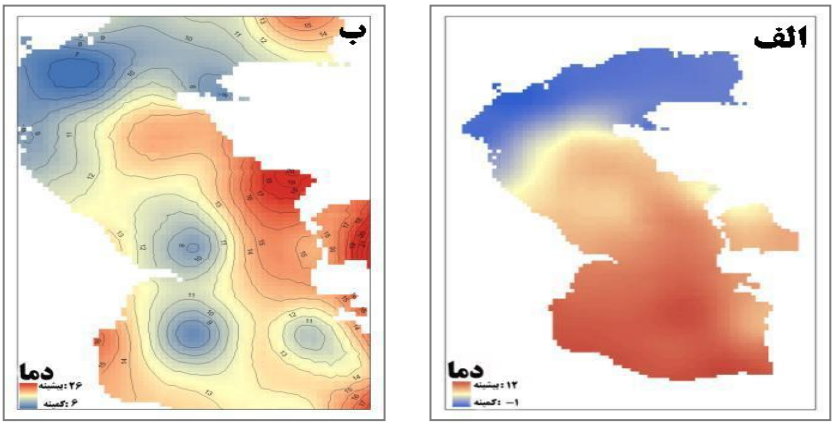
بررسی شرایط دمایی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکالی در سامانه‌های یاد شده، وجود ناوه‌ی دمایی با محور شمال‌شرقی–جنوب‌غربی ناشی از ریزش هوای سرد از سمت عرض‌های شمالی را به وضوح نشان می‌دهد. در

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

بازه‌ی فعالیت این سامانه‌ها، محدوده تغییرهای دمایی در سواحل شمالی کشور بین ۵- تا ۱۰- درجه‌ی سلسیوس در نوسان بوده است که بیانگر سرمایش توده‌ی هوا در لایه‌های زیرین جو می‌باشد (شکل ۱۰). پهنه‌بندی مقادیر شارهای سطحی نشان می‌دهد هسته‌ی بیشینه‌ی مقادیر شارهای سطحی (شارگرمای نهان و شار گرمای محسوس) روی پهنه‌ی خزر میانی و جنوبی قرارگرفته که مبین تبادل گرما و رطوبت از جانب توده‌ی آب با دمای بیش‌تر به توده‌ی هوا با دمای کم‌تر و اندرکنش میان این دو سیال در لایه‌های زیرین وردسپهر است. از نظر کمی، بیشینه‌ی شار سطحی در هنگام عبور توده هوای قطبی (ژانویه ۲۰۰۸) از روی پهنه‌ی خزر بیش از سایر الگوهای پرفشار بوده که تقویت روند تزریق و انتقال گرما و رطوبت از سوی توده‌ی آب به توده‌ی هوا و تشدید ناپایداری در طی مدت بارش برف را نشان می‌دهد (شکل ۱۱).



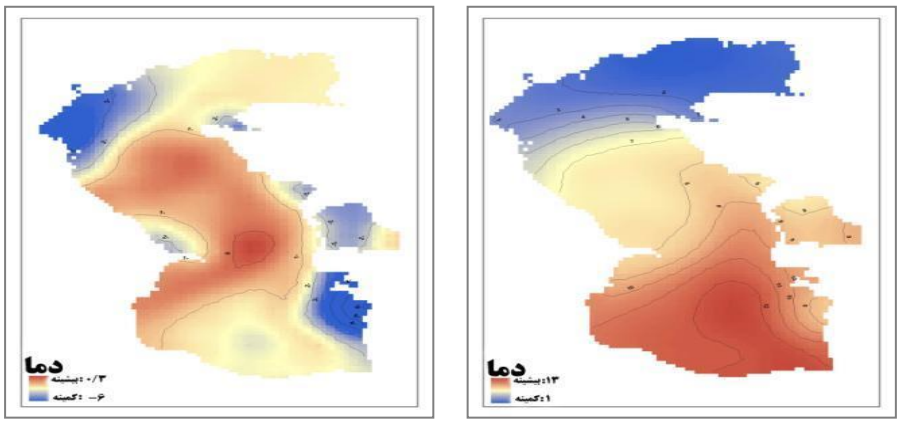
شکل ۱۱: پهنه‌بندی شار سطحی گرمای نهان (رنگی شده) بر حسب وات بر مترمربع، شار گرمای محسوس (خطوط هم مقدار) بر حسب وات بر مترمربع، الف: سامانه ژانویه ۱۹۸۹، ب: سامانه ژانویه ۲۰۰۱، ج: سامانه ژانویه ۲۰۰۸



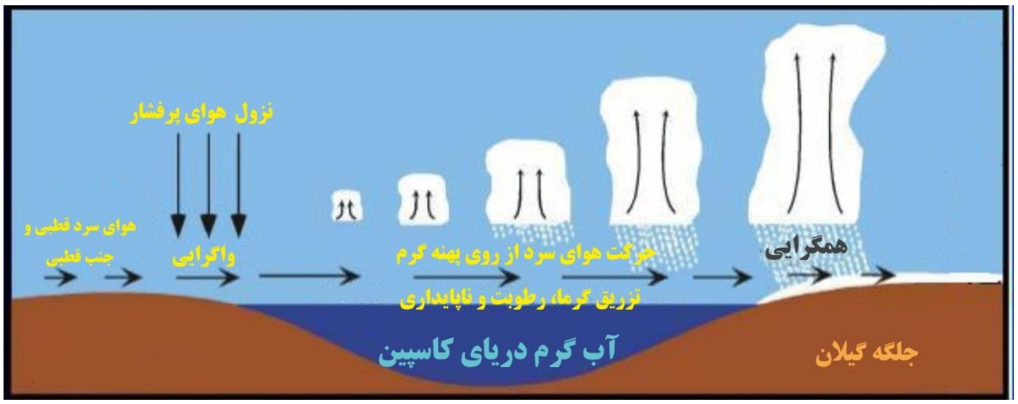
شکل ۱۲: الف) پهنه‌بندی دمای سطح آب برای روز قبل از بارش برف، ب) پهنه‌بندی تباین دمای هوای دومتری و دمای سطح آب برای روز همراه با بارش برف

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

علاوه بر این پهنه‌بندی دمای روزانه سطح آب دریا برای روز قبل از بارش برف (شکل ۱۲ الف) از نظر کمی و کیفی شرایط نزدیک به میانگین درازمدت ماه ژانویه (شکل ۱۳ الف) و وجود پهنه‌ی آبی گرم روی نیمه جنوبی خزر را نشان می‌دهد؛ بنابراین علیرغم نزدیک بودن مقادیر کمی دمای آب به شرایط میانگین درازمدت که در پهنه‌بندی ناهنجاری دمای سطح آب ماه ژانویه (شکل ۱۳ ب) نیز به وضوح قابل مشاهده است، وجود تباین دمایی بالا روی جنوب‌غرب خزر در مدت فعالیت سامانه بارشی را می‌توان ناشی از انتقال و حضور هوای بسیار سرد دانست. به‌عبارت‌دیگر سرمایش هوای مجاور سطح در لایه‌های زیرین وردسپهر نقش مهمی در ایجاد تفاوت دمایی ایجاد می‌کند که موجب اندرکنش میان ویژگی‌های دمایی و رطوبتی دو سیال و انتقال شارهای سطحی به توده هوای عبوری از روی آن می‌شود. علیرغم وجود تفاوت در منشای شکل‌گیری توده‌ی هواهای نامبرده، مشابهت‌های زیادی در سازوکار و عملکرد این سامانه‌ها مشاهده می‌شود به نظر می‌رسد وجود پهنه‌ی آبی گسترده‌ی خزر تاثیر چشمگیری در انتقال رطوبت به هوای عبوری و افزایش درجه ناپایداری آن ایفا می‌کند (شکل ١٤).



شکل ۱۳: الف) پهنه‌بندی میانگین درازمدت ماه ژانویه دمای سطح آب، ب) آنومالی دمای سطح آب برای ماه ژانویه ۲۰۰۸ در مقایسه با میانگین درازمدت



شکل ١٤: طرحواره برف دریاچه‌ای دریای خزر

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

نتیجه‌گیری

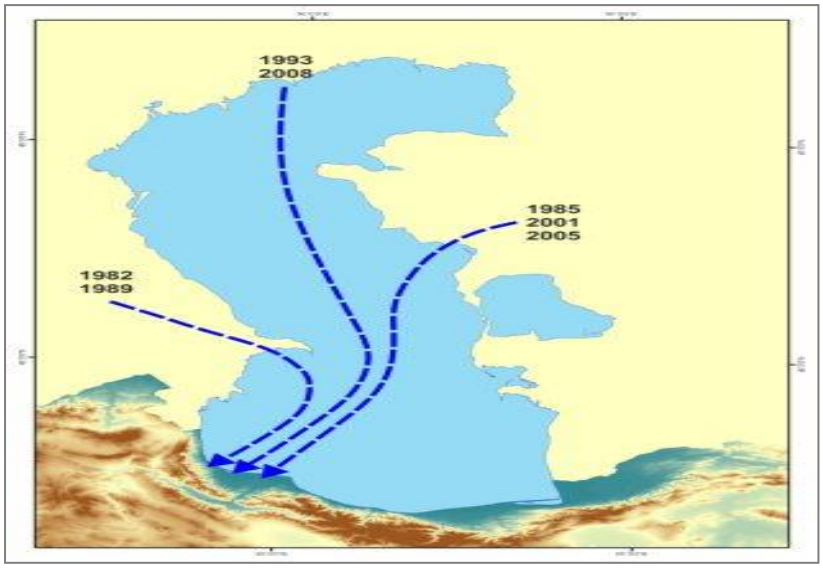
برف دریاچه‌ای یکی از مهم‌ترین پدیده‌هایی است که در مناطق مختلف دنیا، در محدوده‌ی عرض‌های میانی تا مناطق قطبی به ویژه در فصول سرد سال شکل گرفته و ماحصل برهم کنش میان سطح آب با دمای بالاتر و هوای سرد مجاور آن است. در واقع این پدیده در نتیجه تبادل شارهای دما و رطوبت میان پهنه‌های آبی گرم و توده هوای سرد عبوری از روی آن در مجاورت دریاچه‌ها و در بخش رو به باد جریان‌ها، در سواحل اتفاق می‌افتد. وجود پهنه‌ی آبی خزر به‌عنوان بزرگ‌ترین دریاچه‌ی جهان با طول ۱۲۰۰ کیلومتر به‌عنوان ذخیره‌گاه گرما و رطوبت به ویژه در فصول سرد سال و عبور توده‌ی هوای سرد قطبی و جنب‌قطبی از سمت عرض‌های بالا، شرایط خاصی را در منطقه ایجاد می‌کند تا سامانه‌های آب‌وهوایی عبوری، جدای از سازوکار دینامیکی حاکم برآن‌ها، تحت‌تاثیر تزریق گرما و رطوبت و تبادلات شارهای سطحی بین دو محیط آب‌وهوای مجاور قرار گیرند. به منظور بررسی شرایط وقوع این پدیده در کرانه‌ی جنوب‌غربی دریای خزر، در این پژوهش تلاش شده است بر اساس آمارهای موجود ارتفاع برف در ایستگاه رشت به‌عنوان ایستگاه شاخص در منطقه، طی بازه زمانی ۱۹۸۲-۲۰۱۲، تعداد ۷ سامانه‌ی منجر به وقوع برف سنگین بر اساس معیارهای معرفی شده در بخش روش کار، شناسایی شده و پس از دسته‌بندی این سامانه‌ها با توجه به منشای توده هوای عبوری، علاوه بر علل و عوامل میان‌مقیاس و بزرگ‌مقیاس و همچنین شرایط دینامیکی حاکم بر لایه‌های مختلف وردسپهر در هنگام عبور این سامانه‌ها در منطقه، شرایط و عوامل محلی برای شکل‌گیری و وقوع پدیده برف دریاچه‌ای دریای خزر مورد بررسی قرار گرفته است.

الف) واکاوی عوامل جغرافیایی

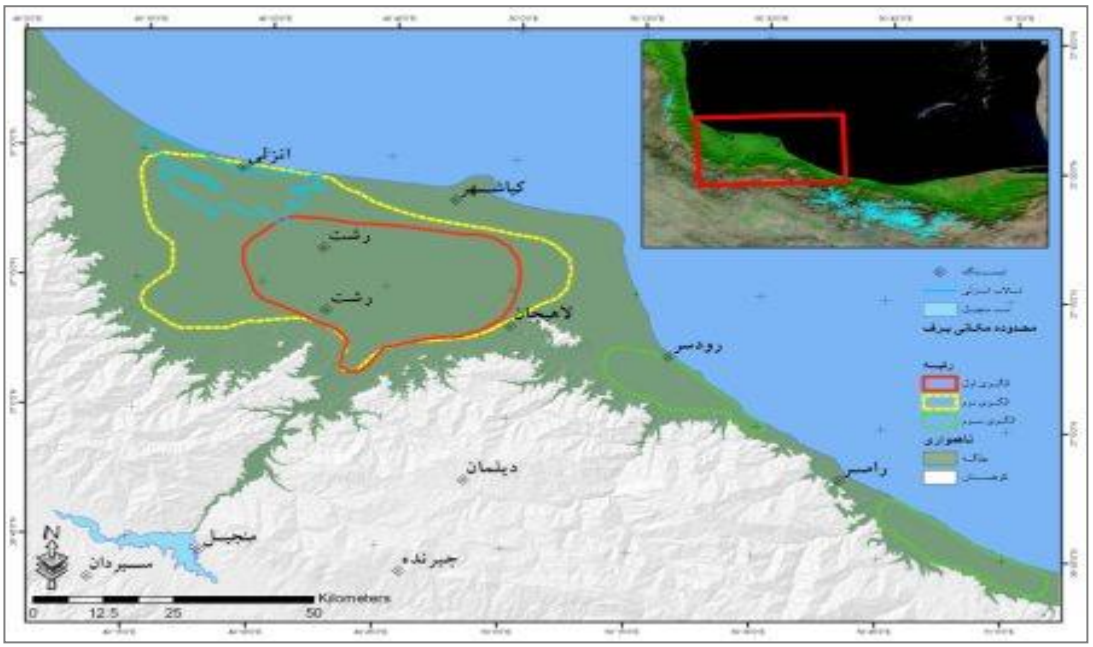
همچون دیگر دریاچه‌های عرض‌های میانی، قرارگیری دریای خزر در حاشیه رو به قطب مناطق جنب‌حاره، آن را در معرض توده هواهای سرد قطبی و جنب قطبی قرار داده است. بنابراین شرایط محیطی، بستر مساعدی جهت شکل‌گیری پدیده‌ی برف دریاچه‌ای فراهم آورده است. با توجه به شرط‌های جغرافیایی لازم در شکل‌گیری پدیده‌ی برف دریاچه‌ای، موقعیت ساحل جنوب‌غربی دریای خزر و جهت خط ساحل در جلگه‌ی مرکزی گیلان، نسبت به جهت ورود سامانه‌های جوی، جهت جریان و باد و همگرایی شرایط را جهت رخداد این پدیده و بارش برف‌های سنگین منحصر به جلگه‌ی گیلان فراهم کرده است. هرچند در مواردی نادر در جلگه‌ی شرق گیلان و غرب مازندران چنین رخ‌داده‌ای با فراوانی و شدت کم‌تر مشاهده می‌شود. با مطالعه منابع تاریخی، گزارش‌ها و مستندات، آمارهای هواشناسی و اطلاعات پرسش‌نامه‌ای به همراه پایش بانک ١٤ ساله‌ی تصاویر سنجنده مودیس، سه الگوی

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

مکانی برای محدوده‌ی بارش برف‌های سنگین دریاچه‌ای در کرانه جنوبی دریای خزر شناسایی گردید که برای اولین بار در شکل (۱۶) نمایش داده شده است.



شکل ۱۵: طرح واره مسیر عبور جریان در سامانه‌های مختلف

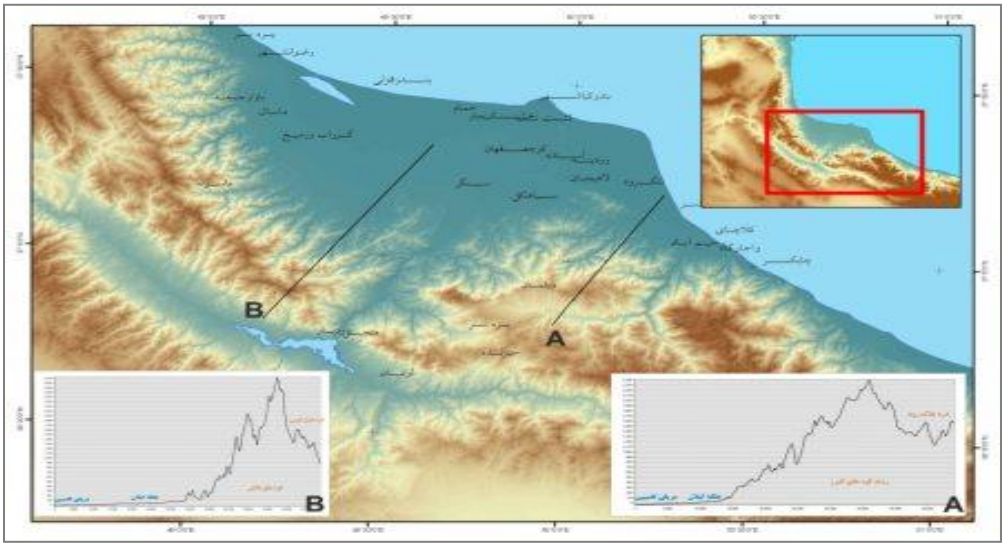


شکل ۱۶: الگوی مکانی برف‌های سنگین گیلان در کرانه جنوبی دریای خزر

در طی ۳۰ سال اخیر محدوده‌ی مکانی بارش برف‌های سنگین دریاچه‌ای در کرانه‌ی جنوبی دریای خزر سه الگو با فراوانی رخداد متفاوت دارد. الگوی مکانی الف. منطبق بر جلگه‌ی مرکزی گیلان است. این الگو به شکل هندسی مثلث، میان شهرهای لاهیجان در شرق و رشت در غرب با راس مثلث به سمت دره سفیدرود است. نمونه‌ی اخیر

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

این رخداد در برف سال فوریه ۲۰۰۵ مشاهده می‌شود. الگوی دوم با فراوانی کم‌تر از مورد قبلی، علاوه بر جلگه‌ی مرکزی گیلان، دارای تمایل به سمت غرب است. این تمایل دارای دو جهت، یکی به سمت شمال در تالاب انزلی و دیگری در جنوب به سمت جلگه‌ی جنوب فومن است. نمونه‌ی اخیر این رخداد برف ژانویه ۲۰۰۸ است. الگوی سوم که با فراوانی کم‌تر از دیگر موارد رخ می‌دهد مربوط به شرق گیلان و غرب مازندران است. در این الگو علاوه بر جلگه‌ی مرکزی گیلان، در شرق گیلان از رودسر تا حوالی چابکسر و از رامسر تا چالوس برف‌های سنگین می‌بارد. نمونه‌ی اخیر این الگوی مکانی برف فوریه ۲۰۱٤ است. شکل‌گیری جلگه‌ی مرکزی گیلان که در اثر رسوب‌گذاری دلتای سفیدرود به‌وجود آمده بستر مکانی مساعدی جهت تظاهر مکانی این پدیده به‌وجود آورده است. در برف دریاچه‌ای وجود جلگه‌ی گیلان متغیری زمینه ساز است که هموارکننده راه برای اثرگذاری متغیرهای اصلی (شرایط همدید-دینامیکی و دریا) است. شکل دریای خزر و گسترش نصف‌النهاری آن به‌گونه‌ای است که در مواردی با توجه به نحوه‌ی مسیر حرکت سامانه‌های پرفشار قطبی، جنب قطبی امکان فرارفت هوا بر روی این دریا در راستای نصف‌النهاری که طولی برابر با ۷۰۰ تا ۱۰۰۰ کیلومتر است. برای سواحل جنوب‌غربی دریای خزر فراهم می‌شود. مسافت گذر جریان از روی دریای خزر نسبت به تمامی پهنه‌های آبی موجود در مناطق نیمکره شمالی بیش‌تر است. شاید بتوان این شرایط را یکی از مهم‌ترین دلایل فراوانی رخداد برف‌های سنگین (۳٦ موج در طی ۵۰ سال (مومن‌پور و همکاران، ۱۳۹۳: ۱۸)) نسبت به مورد مشابه در دریای سیاه دانست.



شکل ۱۷: نیمرخ از دریای خزر به سمت کوه‌های تالش در جلگه مرکزی گیلان

شرایط فیزیکی و آب‌شناسی دریای خزر درهم‌تنیده با دیگر ویژگی‌های توپوگرافی منطقه، شرایط جغرافیایی را تسهیل می‌نماید. ژرفای بیش‌تر این دریا در قسمت‌های مرکزی و جنوبی، متفاوت با مناطق شمالی آن، مانع از

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

یخ‌زدگی دریا در این بخش‌ها می‌شود. همین مسئله یکی از عوامل محدودکننده‌ی در رخداد برف دریاچه‌ای را حذف می‌کند. علاوه بر این به دلیل گرمای ویژه آب، دمای این بخش در طی سال در ماه‌های ژانویه و فوریه به ترتیب ۱۰/۵ و ۱۰ درجه سلسیوس است که این مسئله دریا را به‌عنوان منبعی از گرما و رطوبت جهت انتقال شارهای سطحی و ناپایداری جریان هوای انتقالی آماده می‌کند. وجود رشته کوه‌های البرز در پسکرانه سواحل و جلگه‌ی پست دریای خزر به همراه روند و کشیدگی آن در بخش مرکزی گیلان دارای جهتی شمال‌غربی-جنوب‌شرقی در موازات ساحل دریای خزر عمود بر جریان‌های ورودی است. علاوه بر این، شکل ناهمواری‌های گیلان در غرب و شرق جلگه‌ی مرکزی گیلان به شکل کاو و کوژ، شرایط را جهت بندایی سامانه در جلگه‌ی مرکزی گیلان نسبت به دیگر مناطق حاشیه دریا مهیا می‌کند.

ب) واکاوی وضعیت جوی

در همه ۷ مورد سامانه شناسایی شده، توده هوای پرفشار با هسته‌ی قوی و فشار مرکزی بیش از ۱۰۴۰ هکتوپاسکال و با منشاهای گوناگون از قبیل اقیانوسی و یا قاره‌ای نقش اصلی را در سازوکار شکل‌گیری بارش در منطقه ایفا می‌کنند که زبانه‌های آن‌ها با گردش ساعتگرد در لایه‌های زیرین وردسپهر از جهت‌های مختلف از روی دریای خزر عبور کرده و با پیمایش مسیرهای مختلف از روی پهنه آبی خزر، به جلگه‌ی گیلان وارد می‌شوند. به جز سامانه‌ی فوریه ۲۰۰۵ که به‌عنوان نمونه‌ای منحصر به‌فرد و در نتیجه برهمکنش میان دو توده هوا، یکی چرخند (کم‌فشار) مدیترانه‌ای مرطوب از جانب جنوب البرز که حامل شارهای گرما و رطوبت بوده و دیگری زبانه توده هوای پرفشار (واچرخند) سیبری می‌باشد، در سایر سامانه‌ها طول مسیر پیمایش توده هوا از روی پهنه‌ی آبی بر حسب جهت نفوذ سامانه، روی مقادیر کمی بارش موثر بوده است به‌گونه‌ای که سامانه‌های سرد قطبی با جهت نفوذ شمالی، با بیشینه‌ی ارتفاع برف مرتبط هستند. به‌نظر می‌رسد در سامانه‌ی ۲۰۰۵، علاوه بر اثر عوامل محیطی و ویژگی‌های دمایی و رطوبتی دریای خزر بر ناپایداری توده هوای پرفشار نفوذی از سمت عرض‌های بالاتر، انتقال شارهای رطوبی از جانب منابع رطوبتی دورتر از منطقه مانند دریای مدیترانه و شیب قوی دما و فشار روی جلگه‌ی گیلان، موجب تشدید ناپایداری‌ها شدند. بررسی میدان دمای ۲ متری و باد ۱۰ متری، انتقال هوای سرد از جانب عرض‌های بالاتر به سمت سواحل جنوبی دریای خزر و سرمایش هوا را در لایه‌های زیرین وردسپهر طی استقرار سامانه‌ها را نشان می‌دهد. پهنه‌بندی میانگین روزانه و ماهانه‌ی دمای سطح آب (SST) خزر، وجود پهنه‌ی آبی گرم، منطبق بر بیشینه‌ی نم ویژه روی خزر جنوبی را نشان می‌دهد که با توجه به جریان‌های جنوب‌سو، موجب فرارفت رطوبت به سمت منتهی‌الیه جنوب‌غربی خزر می‌شود. نقشه‌ی تفاضل دمای هوای ۲ متری و دمای سطح آب (SST) روی خزر، به طور

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

میانگین تباین دمایی حدود ۲۵ درجه سلسیوس را نشان می‌دهد و بیش‌ترین تفاضل دمایی در جنوب خزر مربوط به سامانه‌ی ژانویه ۲۰۰۸ است. الگوی شارهای سطحی (شار گرمای نهان و شار گرمای محسوس) مقادیر بیشینه‌ی این دو فراسنج فیزیکی را روی پهنه‌ی خزر جنوبی نشان می‌دهد که مبین تبادل مشخصه‌های گرما و رطوبت در لایه‌های زیرین وردسپهر میان توده هوای سرد نفوذی از سمت عرض‌های بالا و توده گرم آب می‌باشد. مقادیر کمی شارهای سطحی مبادله شده میان سطح آب و هوای مجاور در سامانه‌های مختلف تا حد زیادی به میزان سرمایش ناشی از نفوذ زبانه‌ی واچرخند سطحی و اختلاف دمای بین سطح آب و توده هوا نیز بستگی دارد به‌گونه‌ای که سامانه‌ی ژانویه‌ی ۲۰۰۸ با بیش‌ترین تباین دمایی، بالاترین شارهای سطحی مبادله شده را نشان می‌دهد. در مجموع سنجش عوامل موثر بر شکل‌گیری پدیده برف دریاچه‌ای، از قبیل دمای سطح آب، دمای هوای ۲ متری، تباین دمای سطح آب‌وهوای مجاور سطح، مسیر و جهت پیمایش توده هوای سرد از روی پهنه آبی، مقادیر شارهای سطحی (شارگرمای نهان و شار گرمای محسوس)، فرارفت رطوبت و عوامل جغرافیایی و توپوگرافی حاکم بر منطقه بر وقوع این پدیده در حاشیه‌ی جنوب‌غربی دریای خزر دلالت دارد. شرایط یاد شده در طرح‌واره شکل ١٤ به‌خوبی دیده می‌شود که با نفوذ هوای سرد و پرفشار از سمت عرض‌های بالا مطابق رابطه پایستگی جرم، هوای نزول یافته در مرز خشکی و دریا در لایه‌های پایین واگرا شده و با ریزش به سمت عرض‌های پایین‌تر و عبور از پهنه آبی گرم‌تر شده و ناپایدار می‌شود (جدول ۲).

جدول ۲- فراسنج‌های محیطی موثر در برف دریاچه‌ای برای موارد مطالعاتی

برف (cm)	جهت جریان	طول مسیر عبور جریان (km)	بیشینه تفاضل دمای هوا و آب	فشار سامانه	توده هوا	روز	ماه	سال
۵۵	شمال غربی	٤۰۰	۸	۱۰٤۰	پرفشار اروپایی مهاجر	۱۸ و ۱۷	فوریه	۱۹۸۲
۵۰	شمال شرقی	۵۰۰	۱۳	۱۰٤۵	پرفشار سیبری	٤ و ۳	مارس	۱۹۸۵
٤۲	شمال غربی	٤۰۰	۲۰	۱۰٤۰	پرفشار مهاجر اروپایی	٤ و ۳	ژانویه	۱۹۸۹
۷۰	شمالی	۱۰۰۰	۲۱	۱۰۵۵	پرفشار قطبی شمال اروپا	۱۷ و ١٦	فوریه	۱۹۹۳
٤۲	شمال شرقی	۵۰۰	۲٤	۱۰۵۰	پرفشار سیبری	۲۷ و ۲٦	ژانویه	۲۰۰۱
١٤۵	شمال شرقی	۵۰۰	١٦	۱۰۵۵	ترکیبی کم‌فشار مدیترانه‌ای و پرفشار سیبری	۱۲- ۵	فوریه	۲۰۰۵
۹٦	شمالی	۱۰۰۰	۲۵	۱۰٦۰	پرفشار قطبی شمال اروپا	١٤- ۷	ژانویه	۲۰۰۸

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

منابع

- اداره کل هواشناسی گیلان (۱۳۸۷) «داده‌های دیدبانی (SC DATA) روزانه هواشناختی ژانویه ۲۰۰۸ میلادی، ایستگاه‌های همدیدی و آب‌وهواشناسی استان گیلان».

- جانباز قبادی، غ؛ مفیدی، ع؛ زرین، آ (۱۳۹۰)، «شناسایی الگوهای همدید بارش‌های شدید زمستانه در سواحل جنوبی دریای خزر»، ***مجله جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی***، شماره ۲، صص ۴۰-۲۳.

- جداری‌عیوضی، ج (۱۳۸٤)، «تکامل ژئومورفولوژی دلتای رود سپیدرود در کواترنر»، ***پژوهش‌های جغرافیایی***، شماره ۵۳، صص ۱۲۰-۹۹.

- حجازی‌زاده، ز؛ علیجانی، ب؛ فهیمی‌نژاد، ا (۱۳۹۱)، «تحلیل سینوپتیکی و فضائی توفان برف استان گیلان (فوریه ۲۰۰۵)»، ***مجله‌ی جغرافیا و توسعه‌ی ناحیه‌ای***، شماره‌ی ۱۹، صص ۳۰۲-۲۸۱.

- خوشحال دستجردی، ج (۱۳۷٦)، «تحلیل و ارائه مدل‌های سینوپتیک کلیماتولوژی برای بارش‌های بیش از صد میلی‌متر در سواحل جنوبی دریای خزر»، رساله دکتری دانشگاه علوم انسانی، دانشگاه تربیت مدرس.

- رضائی، پ (۱۳۸۹). «روند بارش برف در جلگه مرکزی گیلان و پیامدهای ناشی از آن»، ***چشم‌انداز جغرافیایی***، شماره ۱۲، صص ۷۲-۵۷.

- عظیمی دوبخشری، ن (۱۳۸۵)، «جغرافیای طبیعی گیلان، دانشنامه فرهنگ و تمدن گیلان»، رشت، انتشارات فرهنگ ایلیا.

- مفیدی، ع (۱۳۸٦)، «تعیین الگوی همدیدی بارش‌های شدید و حدی پاییزه در سواحل جنوبی دریای خزر»، ***مجله فیزیک زمین و فضا***، شماره ۳، صص ۱۵٤-۱۳۱.

- مومن‌پور، ف؛ نگاه، س؛ هادی‌نژادصبوری، ش؛ فریدمجتهدی، ن؛ اسعدی اسکوئی، ا (۱۳۹۳)، «واکاوی سازوکار رخداد مخاطره‌ی برف‌های سنگین جلگه‌ی گیلان در نیم سده اخیر»، ***مجله جغرافیا و مخاطرات محیطی***، شماره ۹، صص ۳٦-۱۷.

- Blosenga, S.J., (1992), "Maximum Snowfall at Long-Term Stations in the U.S/Canadian Great Lakes", ***Natural Hazard***, 5 (3): 221-232.

- Brown, R., (1970), "Some Relationships between 850 Millibar Lows and Heavy Snow Occurrences over the Central and Eastern United States", ***Monthly Weather Review***, 98 (5): 1-15.

- Changnon, S., (1969), "Climatology of Severe Winter Storms in Illinois, Bulletin 53, Illinois State Water Survey, Champaign, IL.

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

- Changnon, S., (2006), "Temporal and Spatial Characteristics of Snowstorms in the Contiguous United States", ***Journal of Applied Meteorology and Climatology***, 45 (8): 1141-1155.
- Changnon, S., (2005), "Snowstorm catastrophes in the United States", ***Environmental Hazards***, 6: 158–166.
- Carpenter, D.M., (1993), "The lake effect of the Great Salt Lake: Overview and forecast problems", ***Weather Forecasting***, 8: 181-193.
- Cordeira J.,M., Laird, N.F., (2008), "The Influence of Ice Cover on Two Lake-Effect Snow Events over Lake Erie", ***Monthly Weather Review***, 139: 2747-2763.
- Cosgrove, B.A., Colucci, S.J., Ballentine, R.J., Waldstreicher, J.S., (1996), "Lake effect snow in the Finger Lakes region, Preprints, 15 th Conf. on Weather Analysis and Forecasting, Norflok, VA, Amer.Meteor. Soc.,pp: 537-576.
- Dewalle, D.R., Rango, A., (2008), "***Principles of Snow Hydrology***", London Cambridge University Press,pp:1-428.
- Dewey, F., (1975), "The Prediction of Lake-Effect Snowfall Systems", ***Journal of Applied Meteorology***, 14 (1): 3-7.
- Ellis, A., (1996), "A Synoptic Climatologically Approach to the Analysis of Lake-Effect Snowfall: Potential Forecasting Applications", ***Weather Forecasting***, 11 (2): 216-229.
- Ellis, A.W., Johnson, J., (2004), "Hydroclimate Analysis of Snowfall Trends Associated with the North American Great Lakes", ***Journal of Hydrometeorology***, 5: 471-486.
- Eichenlaub, V.,(1970), "Lake Effect on Snowfall to the Lee of the Great Lakes - Its Role in Michigan", ***Bulletin of the American Meteorological Society,*** 51 (5): 403-412.
- Esteban, P., (2005), "Atmospheric Circulation Patterns Related To Heavy Snowfall Days in Andorra, Pyrenees", ***International Joutnal of Climatology***, 25: 319–329.
- Fttp://eclipse.ncdc.noaa.gov/pub/OI-daily-v2/NetCDF.
- Hanks, G., (1967), "Snow Forecasting Procedures in the Central United States, Final Report", Contract and Development Crop, Kansas City June, pp: 33.
- Higuchi ,K.,(1963), "The Band Structure of Snowfalls", ***Journal of the Meteorological of Japan Sea***, 41 (1): 53-70.
- Kidnap, T., (2006), "The Black Sea Impact on the Serve Snow Episode over the City of Istanbul", ***Geophysical Research Abstracts***, vol 8, European Geosciences Union.
- Liu. A.Q., Moore, G.W.K., (2004), "Lake-Effect Snowstorm over Southern Ontario, Canada, and Their Associated Synptic-Scale Environment", ***Monthly Weather Review***, 132: 1781-1795.
- Laird, N.F., Desrochers, J., Payer, M., (2009), "Climatology of Lake-effect Precipitation Events over Lake Champlain", ***Journal of Applied Meteorology and Climatology***, 5: 232-250.
- Leathers, D., (1996), "Synoptic Mechanisms Associated with Snowfall Increase to the Lee of Lakes Erie and Ontario", ***International Journal of Climatology***; 16 (10): 1117-1135.
- Pretty, B., Konrad, C., (2005), "The Influence of the Great Lakes on Snowfall Patterns in the Southern Appalachians", 62nd Eastern Snow Conference, Waterloo on Canada.

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

- Peaace JR., R.L., Sykes, JR, R.B., (1986), "Mesoscale Study of a Lake Effect Snow Storm", ***Monthly Weather Review***, 99 (8): 495-507.
- Payer, M., Desrochers, J., larid, N.F., (2007), "A Lake-effect snow band over Lake Champlain" , ***Mon. Wea. Rev***., 135: 3898-3900.
- Richards, T.L., Derco, V. S., (1963), "The Role of Lake Effect Storms in the Distribution of Snowfall in Southern Ontario", 20th Meeting of Eastern Snow Conference. Feb 14-15, 1963 Quebec City, Canada.
- Steenburgh, W.J., (2000), "Climatology of Lake-effect snowstorm of the Great Salt Lake", ***Mon. Wea. Rev***, 128: 709-727.
- Sobash, R.H., Laird, N.F., (2005), "An investigation of New York State Finger Lake snow band events, Preprints", 11th Conf. on Mesoscale Processes, 24-28 October, Albuquerque, NM, Amer. Meteor. Soc, P3M.3.
- Spiegler, G., (1969), "East Coast Snowfall and method Precipitation Distribution: Synoptic Climatologies about 850-mb Cyclones", Travelers Research Centre Working Note; Contract; No E-269-68 (N), Hartford, July; pp 29.
- Steenburgh, W.J., Onton, D.J., (2001), "Multiscale analysis of the 7 December 1998 Great Lake effect snowstorm", ***Mon. Wea. Rev***, 129: 1296-1317.
- Sheridan, L.W., (1941), "The Influence of Lake Erie on Local Snows in Western New York", Bulletin of the American Meteorological Society, 22 (12): 393-395.
- Tardy, A., (2000), "Lake-effect and lake-enhanced snow in the Champlain valley of Vermont", [on lin]: http://www.weather.gov/media/erh/ta 2000-05.pdf.
- Wilken, G.R., (1997), "A Lake-effect snow in Arkansas", NWS/NOAA Tech. Attachment SR/SSD 97-21, pp: 3.[on line]: www.cdc.noaa.gov/cdc/data.ncep.reanalysis.pressure.html.
- Watson, J.S., (1998), "High resolution numerical simulations of Finger Lake snow bands, Preprints", 16th Conf. on Weather Analysis and Forecasting, 11-16 January, Phoenix, AZ, Amer, Meteor. Soc, pp 308-310.

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]