

بررسی نقش واداشتهای منطقه‌ای، در شکل‌گیری الگوی مکانی مخاطره‌ی برف سنگین بهمن ۱۳۹۲ در جلگه‌ی گیلان

پروین غفاریان^{۱*}، نیما فریدمجتهدی^۲، محمد مرادی^۳، فرامرز خوش‌اخلاق^۴، حسین عابد^۵، سمانه نگاه^۶

۱- استادیار پژوهشکده علوم جوی، پژوهشگاه ملی اقیانوس‌شناسی و علوم جوی، تهران، پست الکترونیکی: p.ghafarian@nio.ac.ir

۲- دانشجوی دکتری آب و هواشناسی، دانشگاه تهران، کارشناس مطالعات اداره کل هواشناسی گیلان، رشت، پست الکترونیکی: nima.mojtahedi@gmail.com

۳- استادیار گروه هواشناسی هوانوردی، پژوهشکده هواشناسی و علوم جوی، تهران، پست الکترونیکی: moradim36@gmail.com

۴- استادیار گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه تهران، پست الکترونیکی: fkhosh@ut.ac.ir

۵- کارشناس ارشد آب و هواشناسی، رئیس گروه تحقیقات اداره کل هواشناسی گیلان، رشت، پست الکترونیکی: kamranabed@yahoo.com

۶- دکتری هواشناسی، کارشناس مطالعات اداره کل هواشناسی گیلان، رشت، پست الکترونیکی: samaneh_negah@yahoo.com

تاریخ پذیرش: ۹۵/۱/۳

* نویسنده مسوول

تاریخ دریافت: ۹۵/۱/۳۰

© نشریه علمی - پژوهشی اقیانوس‌شناسی ۱۳۹۵، تمامی حقوق این اثر متعلق به نشریه اقیانوس‌شناسی است.

چکیده

بارش برف سنگین از جمله مخاطرات جوی است که پیش‌بینی شدت و مکان آن اهمیت زیادی دارد. در این مقاله، مکان ارتفاع بیشینه‌ی برف سنگین رخ‌داد بهمن ۱۳۹۲ در استان گیلان شناسایی و علت آن واکاوی شد. برای بررسی این پدیده از داده‌های دیدبانی ایستگاه‌های همدیدی استان گیلان و داده‌های بازتحلیل مرکز ملی پیش‌بینی محیط زیست - مرکز ملی پژوهش‌های جوی (NCEP/NCAR) استفاده شد. برای شبیه‌سازی سامانه از مدل WRF و برای پایش آن از تصاویر سنجنده‌ی مودیس بهره گرفته شد. نتایج نشان‌دهنده‌ی شکل‌گیری سلول پرفشار ثانویه در مقیاس محلی، ناشی از واداشت پهنه‌ی سرد ناهم‌واری‌های قفقاز و شارش جریان‌های سرد کوه به دشت، روی جلگه‌ی کورا است. برخورد بادهای شرق‌سوی این سلول با جریان‌های غرب‌سوی ناشی از توده‌های پرفشار قطبی که روی شمال‌شرق دریای کاسپین واقع شده، موجب همگرایی جهت باد سطحی به محدوده‌ی کوچکی در حوالی جنوب تالاب انزلی شده است. باند ابر که در تصویر سنجنده مودیس ماهواره ترا و تصویر شدت بارش رادار گیلان مشاهده می‌شود، منطبق بر ناحیه همگرایی باد است. هسته‌ی بیشینه‌ی شار گرمای نهان به عنوان واداشت ترمودینامیکی روی پهنه کاسپین جنوبی در شرق گیلان، موید تاثیر عوامل منطقه‌ای بر الگوی مکانی بیشینه‌ی ارتفاع برف است.

کلمات کلیدی: برف سنگین، مدل عددی WRF، نوار همگرایی، پرفشار ثانویه، جلگه‌ی گیلان.

۱. مقدمه

در حاشیه دریاچه‌ی چامپلین مورد مطالعه قرار دادند. این باند برف در طی دوره‌ی زمانی وزش بادهای سطحی جنوبی ضعیف، یک موقعیت متمایز و مستند نشده را برای رخداد برف دریاچه‌ای فراهم می‌کند. برف‌های ناشی از دریاچه در برخی از پهنه‌های آبی دیگر مناطق مختلف جهان، از جمله دریاچه بزرگ نمک (Steenburg, 2000)، دریاچه فینگر (Sobash and Larid, 2005)، دریاچه چامپلین (Payer et al, 2007) و دریاچه‌های کوچک در غرب و غرب میانه (Wilken, 1997) و برخی سواحل شمال‌شرقی ایالات متحده، در دریای ژاپن (Higuchi, 1963)، کره جنوبی، خلیج فنلاند و خلیج‌های هودسن^۱، سنت لورنس^۲ در کانادا و دریای سیاه (Kidnap, 2006) شناسایی شده است. سرزمین گیلان با توجه به موقعیت جغرافیایی و آب و هوایی خاص خود، تحت تاثیر پدیده‌های فرین قرار می‌گیرد. از جمله‌ی این پدیده‌های جوی، برف‌های سنگین و توفان‌های برف هستند که هر از چندگاهی سبب شکل‌گیری بحران‌هایی در سطح منطقه می‌شوند. هرچند رخداد برف‌های سنگین مخاطره‌ای شناخته شده در جلگه‌ی گیلان محسوب می‌شود (فرید مجتهدی و همکاران، ۱۳۸۵؛ فهیمی‌نژاد و همکاران، ۱۳۸۶؛ مومن‌پور و همکاران، ۱۳۹۳). با این حال، در برخی از ابعاد این مخاطره‌ی محیطی هنوز ابهام‌های علمی وجود دارد. یکی از این مسائل، الگوی مکانی پوشش برف در جلگه‌ی گیلان است. الگوی مکانی پیشینه‌ی برف، مناطق آسیب‌پذیر از برف را تعیین می‌نماید. پهنه‌ی جغرافیایی درگیر با این مسئله منطبق بر جلگه‌ی مرکزی گیلان از حوالی غرب تالاب انزلی تا حوالی شرق لاهیجان است. با این حال، شرایط رخداد در این پدیده‌ها در هر مورد به گونه‌ای است که تفاوت‌های مکانی خاصی را نشان می‌دهند (نگاه و همکاران، ۱۳۹۳). تفاوت کانون‌های شدت بارش و به تبع آن پیشینه‌ی ارتفاع برف نشسته در جلگه‌ی گیلان، سبب شده که پهنه‌های مرتبط با خسارت در این منطقه در هر مورد دارای جابجایی مکانی باشند. شناخت و پیش‌یابی چنین پدیده‌هایی نقش موثری در کاهش خسارت و پیش‌گیری و مقابله با این پدیده‌ها دارد. هدف از انجام این پژوهش، شناسایی دلایل شکل‌گیری کانون شدت و ارتفاع پیشینه‌ی برف رخداد بهمن ۱۳۹۲ در بخش غربی جلگه‌ی گیلان به ویژه جنوب تالاب انزلی است. با این حال، کانون پژوهش و تکیه‌ی اصلی آن بر این مسئله استوار است که

بررسی رخداد پدیده‌های جوی با ویژگی‌های فیزیکی، مکانی و زمانی خاص و خارج از الگوهای متداول آب و هوایی، یکی از موارد مطالعاتی مورد توجه دانشمندان علوم هواشناسی و آب و هواشناسی است. شناسایی سازوکار شکل‌گیری، بعد مکانی و بازه‌ی زمانی این رخدادها، کمک شایانی در به دست آوردن شناخت از رفتار آن‌ها می‌نماید. این امر در پیش‌یابی و پیش‌بینی رخداد مخاطره‌های محیطی بسیار حایز اهمیت است. بسیاری از این رخدادها جزء شرایط مخاطره‌های محیطی محسوب و خسارت‌های بسیاری را در مناطقی که رخ می‌دهند به بار می‌آورند. از جمله دلایلی که سبب توجه به این پدیده‌های جوی می‌شود شدت، زمان غیرمعمول رخداد، وسعت منطقه‌ی درگیر و خسارت‌های اقتصادی، اجتماعی است. در زمینه‌ی رخدادهای فرین و غیرمعمول، مطالعه‌های موردی بسیاری در منابع فارسی و لاتین موجود است. مطالعه و ارزیابی مناطقی که تحت سیطره و تهاجم مخاطره‌های محیطی قرار می‌گیرند، بخش بزرگی از پژوهش‌ها را در عرصه‌ی مخاطره‌های محیطی و ارزیابی خطر در بر می‌گیرد. از این دست مطالعه‌ها در ایران می‌توان از شناسایی مناطق سیل‌گیر (بهرامی و بهرامی، ۱۳۹۰)، مناطق دارای خطر لغزش (یمانی و همکاران، ۱۳۸۹)، پهنه‌ی تحت تاثیر یخبندان (فرج‌زاده و حسینی، ۱۳۸۹)، پهنه‌بندی فضائی خشکسالی (بابائی‌فینی و علیجانی، ۱۳۹۲)، مناطق بهمن‌گیر (قنوتی و کریمی، ۱۳۸۸) و غیره نام برد. دیگر پژوهش‌ها، مطالعه‌ی موردی پدیده‌ها و رخدادهای منحصر به فرد یا دارای ویژگی‌های فرین است. بررسی رخدادهای موردی یخبندان‌های فرین و فراگیر، (عزیزی و همکاران، ۱۳۸۸)، بارش‌های سنگین و سیل‌زا (عزیزی و همکاران، ۱۳۹۰)، توفان‌های حاره‌ای (لشکری و کیخسروی، ۱۳۸۹)، رخداد تگرگ، (خوش‌اخلاق و همکاران، ۱۳۹۱)، توفان گرد و غبار (ذوالفقاری و همکاران، ۱۳۹۰) و... از این دست مطالعه‌ها محسوب می‌شوند. Marwitz و Toth (۱۹۹۲) به مطالعه یک رخداد برف سنگین در اوکلاهما پرداختند. واداشته‌های ناشی از جبهه‌زایی و همرفت‌های میان مقیاس در ایجاد کمربند برف در آن منطقه نقش بارزی داشته‌اند. Payer و همکاران (۲۰۰۷) یک مورد باند برف^۱ دریاچه‌ای بی‌مانند در سال ۲۰۰۳ را

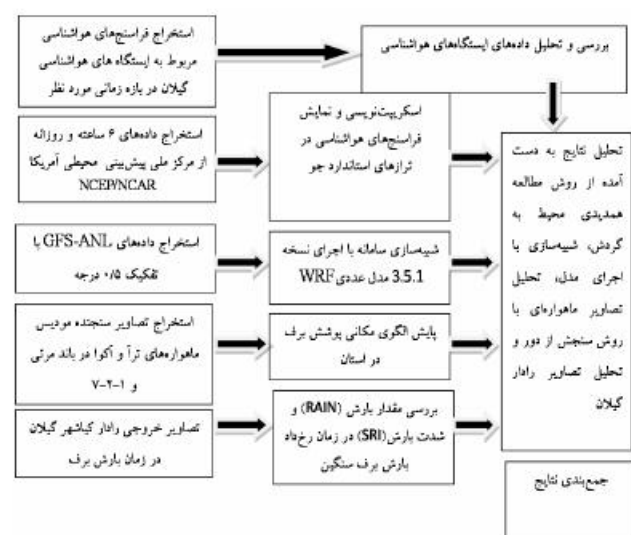
^۱ Hudson Bay^۲ Gulf of St. Lawrence^۱ Snow band

3.5.1 مدل عددی WRF مورد استفاده واقع شد. تعداد آشیانه‌ی انتخابی " دو " و نسبت تفکیک افقی آشیانه‌ها ۱ به ۳ است. تفکیک افقی آشیانه‌ی اول، ۲۱ کیلومتر و آشیانه‌ی دوم ۷ کیلومتر است. آشیانه‌ی اول صفر تا درجه ۷۵ شرقی و ۱۰ درجه شمالی تا ۶۰ درجه شمالی را دربر می‌گیرد. آشیانه‌ی دوم، نیمه‌ی شمالی ایران و دریای کاسپین را در بر می‌گیرد (۳۴-۴۷ درجه شمالی و ۶۰-۴۲ درجه شرقی). تفکیک افقی داده‌های زمینی برای آشیانه‌ی اول هر ۱۰ دقیقه (نوزده کیلومتر) و آشیانه‌ی دوم هر ۲ دقیقه (چهار کیلومتر) تکرار می‌شود. از سیستم تصویر لامبرت در این مدل استفاده شده است.

۴. تصاویر سنجنده مودیس ماهواره‌های تراس و آکوا در باند مرئی و ۱-۲-۷ در زمان بارش جهت پایش الگوی مکانی پوشش برف در استان و همچنین آرایش الگوهای ابرهای موجود در منطقه در زمان رخداد بارش برف سنگین در جلگه‌ی گیلان مورد مطالعه قرار گرفت.

۵. تصاویر خروجی رادار کیشهر گیلان در زمان بارش برف جهت آشکار سازی مقدار بارش (RAIN) و شدت بارش (SRI) در زمان رخداد بارش برف سنگین برای پایش عملکرد سامانه در منطقه استفاده گردید.

الگوریتم مراحل انجام کار و داده‌های مورد کاربست در شکل ۱ ترسیم شده است:



شکل ۱: الگوریتم مراحل انجام کار و داده‌های مورد کاربست در شبیه‌سازی برف سنگین گیلان

توجه به شرایط جغرافیایی در مقیاس منطقه‌ای و محلی در مطالعه‌ی پدیده‌های آب‌وهوایی جهت درک سازوکار شکل‌گیری و شناخت الگوی مکانی و زمانی ضرورت بسیار زیادی دارد. شرایط همدمی در مقیاس منطقه‌ای می‌تواند سازوکار پدیده‌ی مانند برف سنگین را آشکار سازد. ولی عدم توجه به محیط جغرافیایی نیمه‌ی جنوبی کاسپین امکان اینکه چرا در محدوده‌ی کوچکی مانند جلگه‌ی گیلان، کانون مکانی بیشینه‌ی برف از چنین تفاوت‌های اساسی برخوردار است را نمی‌دهد. بنابراین در این پژوهش علاوه بر استفاده از آرایش نقشه‌های همدمی و خروجی مدل‌های عددی، از تفسیر شرایط محیطی از جمله دمای آب سطحی و واداشتهای محیطی بهره برده شده است.

۲. مواد و روش‌ها

در این مطالعه با استفاده از ۵ دسته داده، از دو روش برای انجام پژوهش استفاده شده است، در آغاز برای شناسایی الگوی همدمی-دینامیکی رخداد این پدیده، روش همدمی "محیط به گردش" ^۱ به کار برده شده است. در مرحله بعد به منظور آشکار سازی عوامل منطقه‌ای با مقیاس محلی که روی عملکرد سامانه تاثیرگذار می‌باشد از روش شبیه سازی سامانه با استفاده از اجرای مدل عددی WRF و با تفکیک افقی بالا استفاده شده است.

مراحل انجام پژوهش به ترتیب زیر انجام شده است:

۱. فراسنج‌های هواشناسی مربوط به همه ایستگاه‌های همدمی استان گیلان، برای تاریخ مورد نظر دریافت و مورد تحلیل و بررسی قرار گرفت.

۲. داده‌های بازسازی و دوباره تحلیل شده‌ی ۶ ساعته و روزانه‌ی فشار سطح دریا و میادین دما، ارتفاع ژئوپتانسیلی، مولفه‌های مداری و نصف‌النهاری باد و سرعت قائم ترازهای استاندارد جوی، از مرکز ملی پیش‌بینی محیطی آمریکا NCEP/NCAR ^۲ روی شبکه‌ای منظم شامل کشور ایران با تفکیک افقی ۲/۵ درجه دریافت و ترسیم شد.

۳. به منظور شبیه‌سازی ساختار سامانه فوق، داده‌های GFS-ANL ^۳ با تفکیک افقی ۰/۵ درجه به عنوان ورودی نسخه

^۱ Environment to circulation

^۲ <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/giidedd/data.ncep.reanalysis.html>

^۳ Global Forecast System - Analysis

جدول ۱: پیکربندی مدل WRF

Physical Process	WRF Option
Microphysics	WSM 3-class 3 (hong et al., 2006)
Short-wave radiation	(Dudhia, 1989)
Long-wave radiation	RRTM (Wild et al., 2000)
Surface layer	Monin-Obukhov (Obukhov, 1971)
Land-surface model	NOAH (Chen and Dudhia, 2001; Ek et al., 2003)
Cumulus parameterization	Kain - Fritsch (Kain, 2004)
Boundary layer scheme	YSU (Hong et al., 2010)

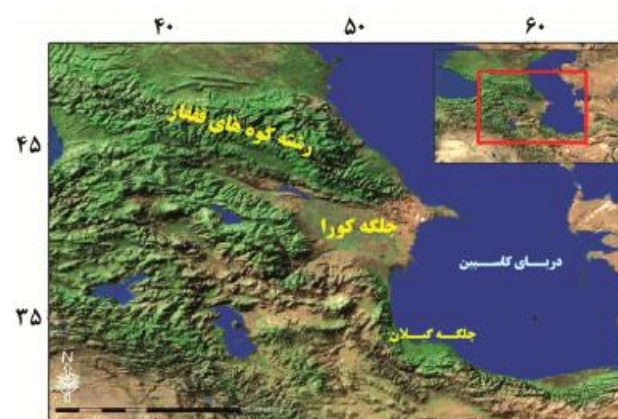
مناطق ارتفاعی رشته کوه قفقاز شمالی در شمال گرجستان و رشته کوه قفقاز کوچک در شمال ارمنستان احاطه شده است. جلگه‌ی مرکزی گیلان تنها پیش‌روی خشکی در منطقه‌ی کرانه‌ی جنوب‌غربی دریای کاسپین است که نتیجه‌ی فعالیت رسوب‌گذاری رودخانه‌ی سفیدرود و تغییرهای تراز آب دریای کاسپین در طی دوران‌های گذشته است.

۳. نتایج و بحث

الف. روش اول: واکاوی هم‌دید بارش برف سنگین فوریه ۲۰۱۴ با استفاده از داده‌های NCEP/NCAR

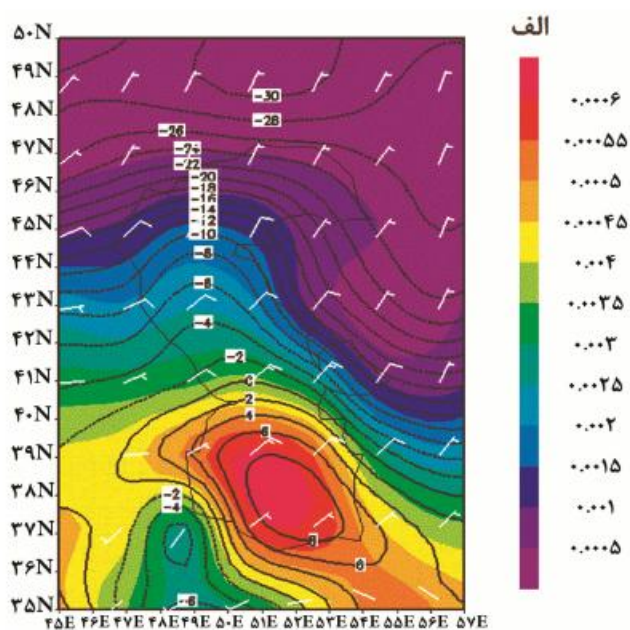
در این بخش ابتدا سازوکار حاکم بر شکل‌گیری، تقویت و گسترش سامانه‌ی یاد شده در مقیاس هم‌دید مورد مطالعه قرار گرفت. بارش ۳۱ ژانویه تا ۴ فوریه ۲۰۱۴ به عنوان نمونه‌ای از بارش آبرسنگین برف، سرمایش و کاهش کم‌سابقه دما در حاشیه‌ی جنوب‌غربی دریای کاسپین است. منشأ شکل‌گیری این سامانه، توده‌ی هوای پرفشار قطبی اروپایی با فشار مرکزی حدود ۱۰۴۵ هکتوپاسکال است که هسته‌ی سرد آن روی شمال شرق اروپا و جنوب دریای بارنتز (عرض ۶۰ درجه) قرار دارد (شکل ۳ الف). این واچرخند قوی ضمن گسترش جنوب و شرق سو، با توده‌ی هوای پرفشار سیبری ادغام شده و هسته‌ی آن تا ۱۰۵۰ هکتوپاسکال افزایش یافت و نفوذ زبان‌های آن به سمت عرض‌های پایین‌تر موجب گردید که فشار در سواحل جنوبی دریای کاسپین روند افزایشی و دما روند کاهش‌ی را دنبال کند (شکل ۳ ب). این توده‌ی هوای پرفشار، گستره‌ی جغرافیایی وسیعی را در بر گرفته که بخش‌های وسیعی از کشور روسیه تا شمال چین را شامل می‌شود. با توجه به ماهیت و منشأ سرد این واچرخند که سبب ریزش هوای سرد از سمت عرض‌های نزدیک مدار قطبی (حدود ۶۰ درجه) به نیمه شمالی کشور می‌شوند، دما به شکل چشم‌گیری در سواحل جنوبی کاسپین کاهش می‌یابد. حاکمیت این شرایط، گردش واچرخندی قوی همراه با تاوایی منفی را در ترازهای زیرین جو روی پهنه کاسپین ایجاد می‌کند که با جریان شمال-شمال شرقی گسترده را در وردسپهر زیرین در پی دارد. این واچرخند سرد، حرکت بسیار کندی به سمت شرق دارد و تا روز ۳ فوریه زبان‌های فشاری با جهت مناسب از سمت دریا به سوی جلگه‌ی گیلان وارد می‌شود (شکل ۳ ب).

منطقه‌ی مورد مطالعه در حاشیه‌ی غربی و جنوب‌غربی دریای کاسپین واقع شده است (شکل ۲). با وجود اینکه بخش‌های بزرگی از سواحل دریای کاسپین به سواحل و پس‌کرانه‌های پست منتهی می‌گردد، نیمی از کرانه‌های غربی و تمامی بخش‌های جنوبی آن، به مناطق کوهستانی مرتفع منتهی می‌شود که هر کدام از آن‌ها جزء سامانه‌های کوهستانی مشخص و متمایز (البرز و قفقاز) در جهان محسوب می‌شوند.

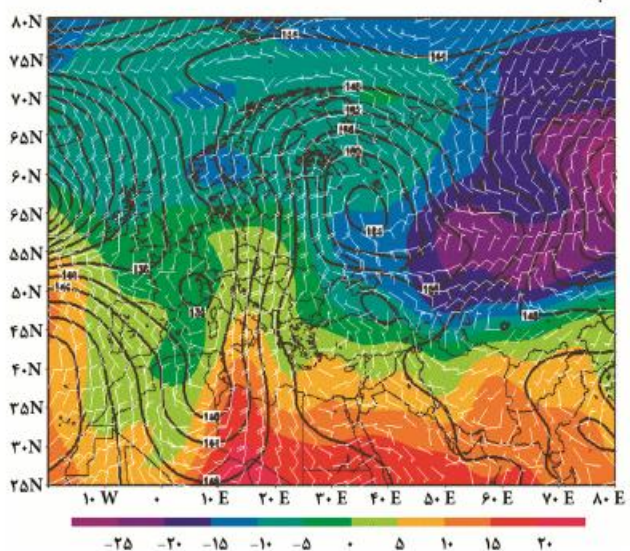


شکل ۲: موقعیت منطقه مورد مطالعه (تهیه نگارندگان)

این رشته کوه‌های بزرگ در مسیر منتهی به سطح اساس خود (دریای کاسپین)، چند جلگه‌ی بزرگ را به وجود آورده‌اند. از جمله‌ی این جلگه‌ها در کرانه‌ی غربی آن می‌توان از جلگه‌ی رود کورا و در سواحل جنوبی دریای کاسپین، جلگه‌ی مرکزی گیلان (دلتای سفیدرود) و جلگه‌ی مرکزی مازندران نام برد. رشته کوه‌های قفقاز بزرگ مجموعه‌ی ناهموارهای میان دریای کاسپین و دریای سیاه هستند که با روندی شمال‌غربی- جنوب‌شرقی کشیده شده است (گیتاشناسی، ۱۳۷۴). این رشته کوه بسیار مرتفع است. گواه این مطلب، وجود ۷ قله بالای ۵۰۰۰ متر و ۱۳ قله‌ی ۴۰۰۰ متری است. جلگه‌ی رود کورا سرزمین کم‌ارتفاعی در مرکز کشور آذربایجان است که توسط



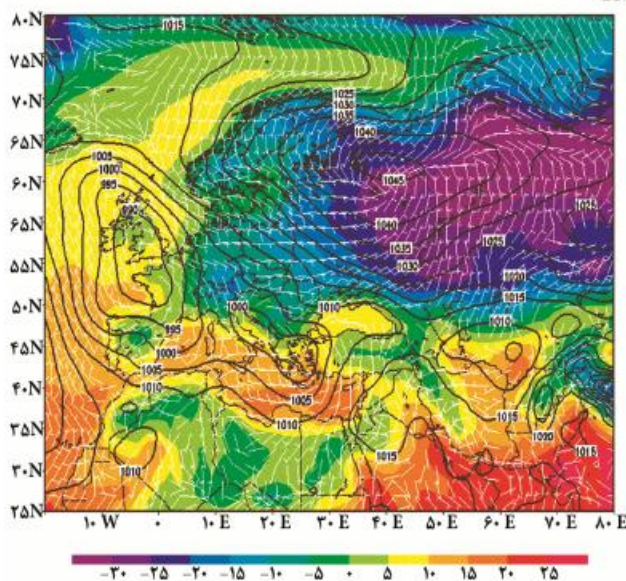
ب



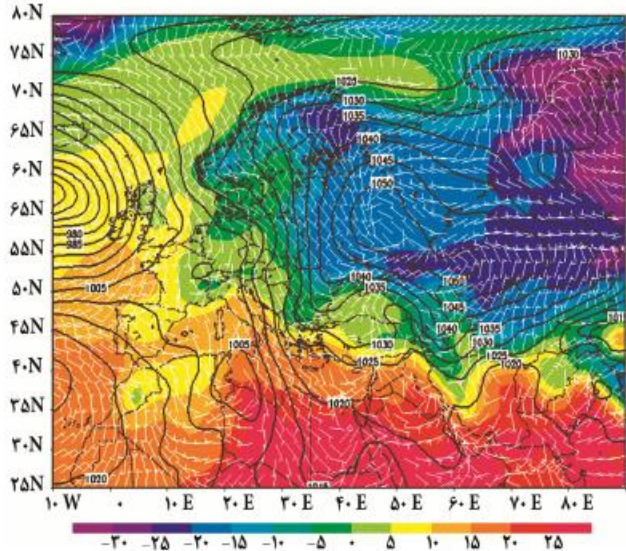
شکل ۴: الف) الگوی نم و ویژه ۲ متری (سایه‌دار)، دمای ۲ متری (خطوط هم مقدار)، میدان باد ۱۰ متری روز ۱ فوریه ۲۰۱۴ ب) الگوی ارتفاع ژئوپتانسیلی بر حسب دکامتر (خطوط هم مقدار)، میدان دما بر حسب درجه سلسیوس (سایه‌دار)، میدان باد روز ۳۱ ژانویه ۲۰۱۴

حضور و اچرخند قوی در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکالی با گردش ساعتگرد قوی روی کاسپین و تاوایی منفی، موجب شکل‌گیری و غلبه جریان‌های شمالی و شمال‌شرقی به سواحل جنوبی دریای کاسپین می‌شود (شکل ۵ الف). وجود ناوه دمایی قوی نیز با فرارفت سرد به نیمه شمالی کشور همراه است. علاوه بر این، نقش امواج غربی ناپایدار در ترازهای بالاتر که در حین عبور از نیمه شمالی کشور با تاوایی مثبت موجب تقویت و تشدید ناپایداری در ترازهای

الف



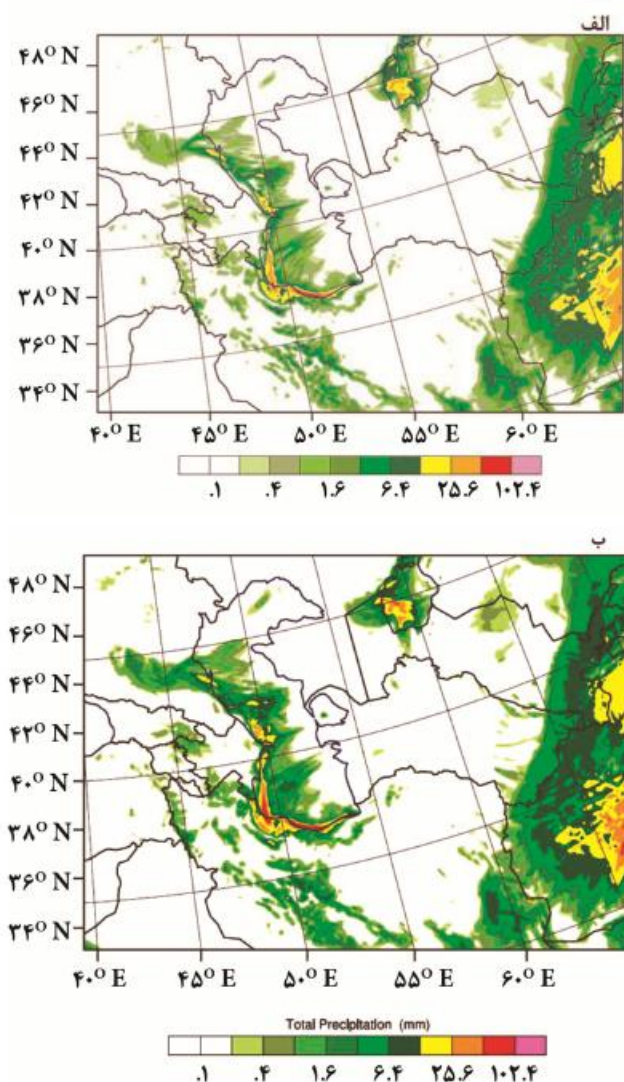
ب



شکل ۳: الگوی فشار سطح دریا بر حسب هکتوپاسکال (خطوط هم مقدار)، میدان دما بر حسب درجه سلسیوس (سایه‌دار)، میدان باد الف) روز ۳۰ ژانویه ۲۰۱۴ ب) برای روز ۳ فوریه ۲۰۱۴

الگوی مقادیر نم و ویژه و میدان باد ۱۰ متری، وجود بیشینه نم و ویژه را در کاسپین جنوبی نشان می‌دهد که سازوکار پدیده‌های فیزیکی و ترمودینامیکی نظیر تبخیر و انتقال بخار آب به درون جو را به سبب بالا بودن دمای آب در این بخش از کاسپین و انتقال و مبادله شارهای سطحی از توده آب به توده هوا را تبیین می‌کند. این شرایط می‌تواند به عنوان عاملی ثانویه در تبادل ویژگی‌های فیزیکی و انتقال رطوبت به سواحل و تشدید ناپایداری عمل نماید (شکل ۴ الف).

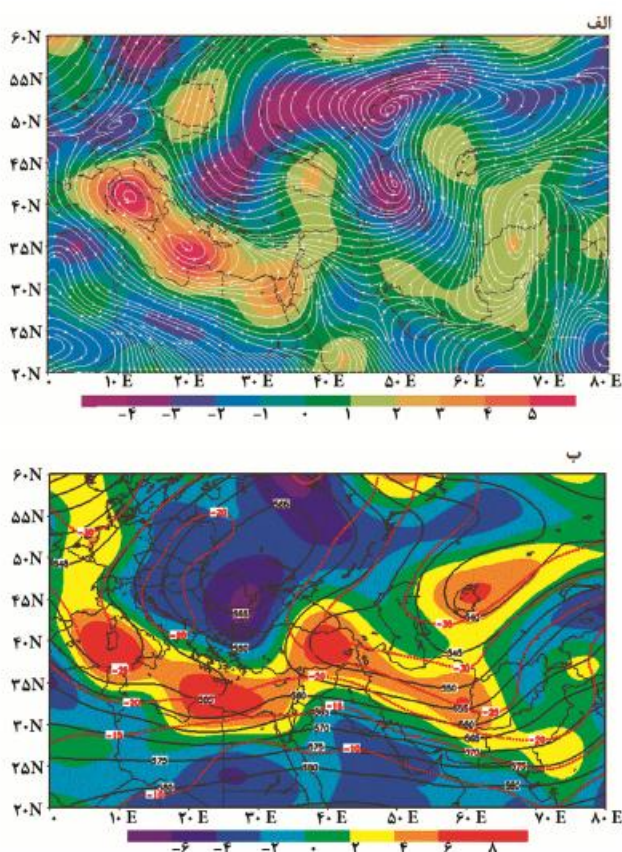
سواحل جنوبی کاسپین) و دیگری شرق گیلان و غرب مازندران (به صورت نواری پربارش در امتداد شرقی- غربی نشان می‌دهد) که انطباق مناسبی با الگوی مکانی ارتفاع برف دارد. در واقع این خروجی علاوه بر تشخیص مناسب مکانی هسته‌های بیشینه‌ی بارش، مقادیر بارش (بارش تجمعی حدود ۱۰۰ میلیمتر معادل ۱۰۰ سانتی‌متر برف در حوالی تالاب انزلی) را نیز با دقت قابل قبولی آشکارسازی کرده است (شکل ۷ الف، ب).



شکل ۶: خروجی‌های بارش تجمعی ۲۴ ساعته مدل WRF برای تفکیک افقی ۷ کیلومتر، الف) روز دوم فوریه ب) روز سوم فوریه.

برای تبیین علت مکان‌گزینی بیشینه‌ی ارتفاع برف در حوالی جنوب تالاب انزلی (شمال شهر صومعه‌سرا)، خروجی‌های الگوی دمای ۲ متری و باد ۱۰ متری حاصل از اجرای مدل برای تفکیک افقی ۷ کیلومتر، مورد مطالعه قرار گرفت.

زیرین وردسپهر می‌گردند، بسیار حائز اهمیت است. حضور ناوهای ارتفاعی عمیق در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، طی چندین روز متوالی با تداوم ناپایداری در منطقه همراهی می‌کند. در واقع شکل‌گیری الگوی بندالی امگا (Ω) در مقیاس هم‌دید و واقع شدن سواحل جنوبی دریای کاسپین دامنه فعالیت ناوهای ارتفاعی شرقی استمرار بارش برف را در منطقه به دنبال دارد (شکل ۵ ب).

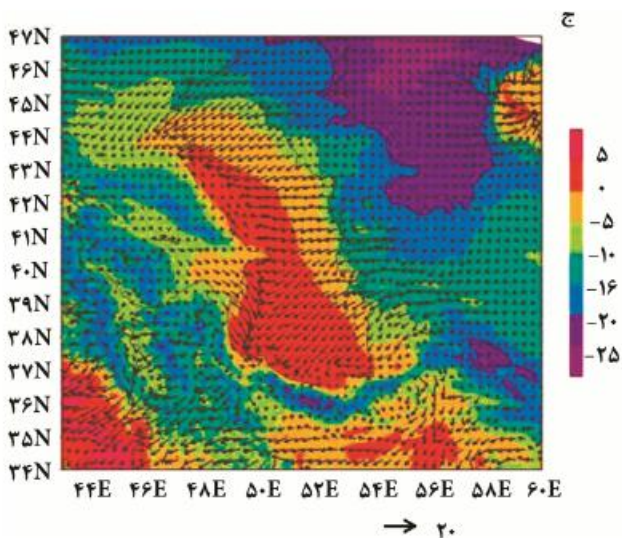
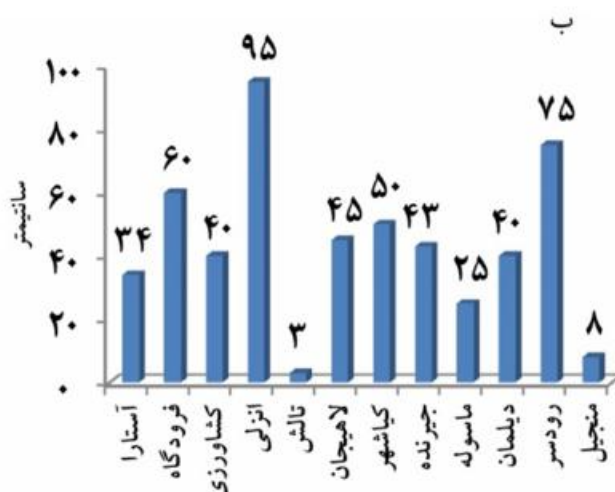
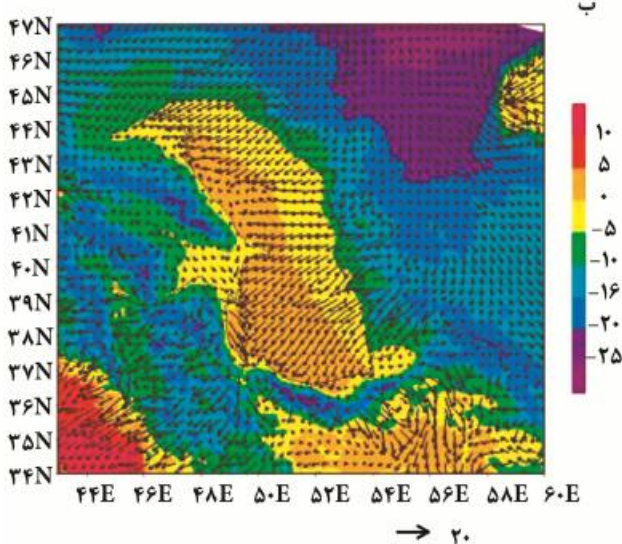
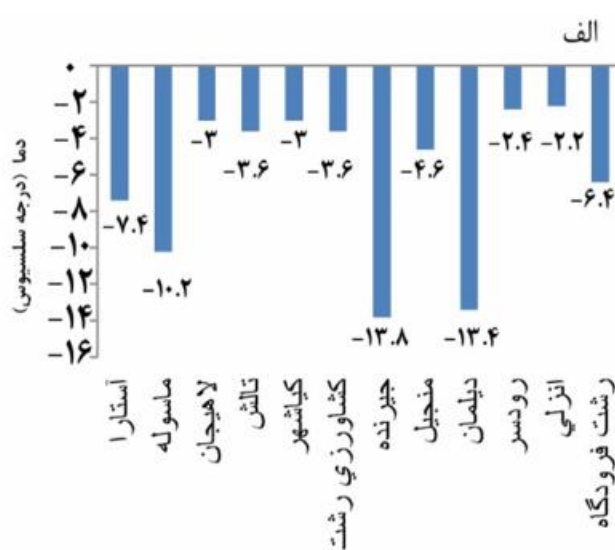
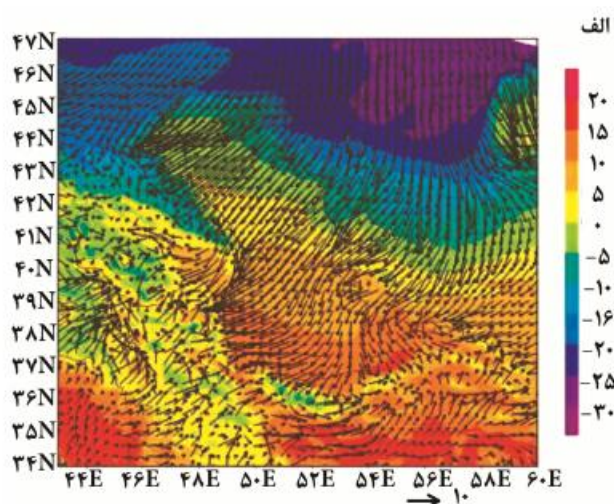


شکل ۵: الف) الگوی میدان تاوایی نسبی (سایه‌دار) و جریان تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال ب) الگوی ارتفاع ژئوپتانسیلی (خطوط هم‌مقدارمشکی)، میدان دما (خطوط نقطه‌چین) و میدان تاوایی نسبی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (سایه‌دار).

ب. شبیه‌سازی بارش برف سنگین فوریه ۲۰۱۴ با استفاده از

خروجی مدل WRF

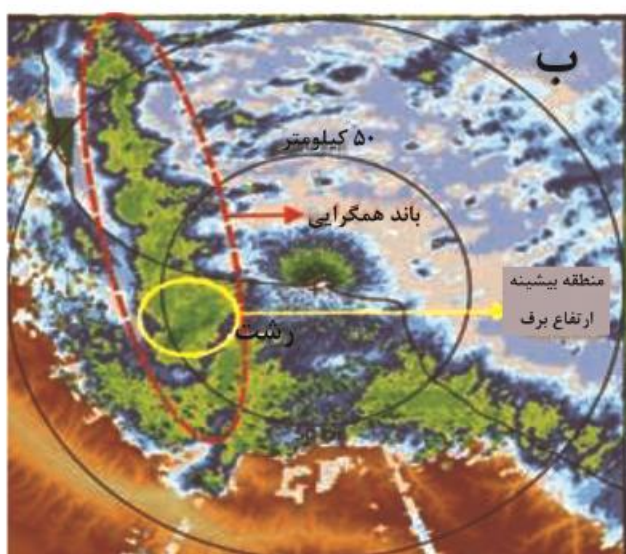
به منظور یافتن علل و عوامل مقیاس منطقه‌ای تأثیرگذار روی عملکرد این سامانه، آشکارسازی دقیق ساختار آن و تبیین الگوی مکانی بیشینه‌ی ارتفاع برف در استان، شبیه‌سازی سامانه پیشگفته با دو تفکیک افقی ۲۱ و ۷ کیلومتر انجام شد. شکل ۶ مربوط به خروجی بارش تجمعی شبیه‌سازی شده، دو هسته‌ی پربارش یکی در حوالی تالاب انزلی (به صورت نواری شمالی- جنوبی در امتداد ساحل غربی کاسپین از روی کاسپین شمالی تا روی



شکل ۷: الف) نمودار کینه مطلق دمای ایستگاه‌های هواشناسی استان گیلان، در بازه ۳۱ ژانویه تا ۴ فوریه ۲۰۱۴ ب) ارتفاع برف در ایستگاه‌های هواشناسی استان گیلان.

نکته‌ی برجسته‌ای که در این خروجی‌ها مشاهده می‌شود آن است که در روز ۳۱ ژانویه (آغاز بارش برف) جهت باد روی سواحل جنوب غربی کاسپین، مشخصاً شمال شرقی و شرقی بوده که با الگوی فشار سطح و حضور مرکز توده‌ی هوای پرفشار روی شمال و شمال شرق کاسپین و کمربند فشار کمتر روی عرض‌های پایین همخوانی دارد. اما از روز اول فوریه با حرکت جنوب سوی هوای پرفشار به سمت عرض‌های پایین و سرمایش بیشتر روی رشته کوه‌های قفقاز، همگرایی باد در امتداد غربی پهنه کاسپین شکل می‌گیرد که این همگرایی، برای روزهای دوم و سوم فوریه به شکل بارزتری روی بخش‌های غربی دریای کاسپین ادامه می‌یابد (شکل ۸ الف، ب، ج).

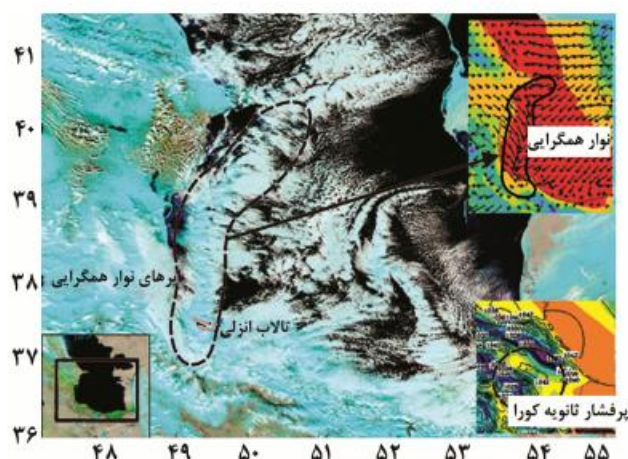
شکل ۸: خروجی‌های میدان باد و دما مدل WRF برای تکنیک افقی ۷ کیلومتر (الف) روز ۳۱ ژانویه ب) روز دوم فوریه ج) روز سوم فوریه. همگرایی باد با شیو شدید در سواحل غربی دریا بارز است.



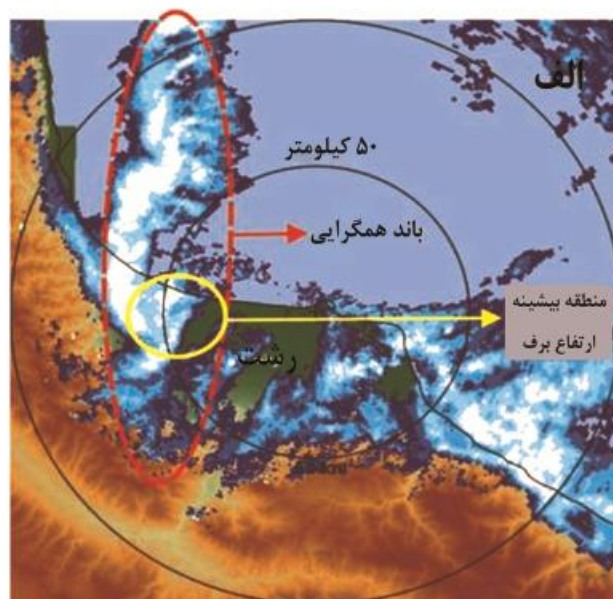
شکل ۱۰: تصاویر رادار گیانشهر در روز سوم فوریه الف) خروجی مقدار بارش (RAIN) منطقه بر نوار همگرایی ب) شدت بارش (SRI) منطقه بر نوار همگرایی.

در واقع ناحیه نشان داده شده، محل برخورد و تلاقی جریان باد از دو جهت شرق و غرب است که به سمت سواحل جنوب‌غربی کاسپین امتداد می‌یابند (شکل ۸). با تضعیف زبانه فشاری در سواحل و حرکت شرق سوی و اچرخند سرد، انتظار می‌رفت جهت باد در سواحل غربی و جنوب غربی کاسپین به شرقی و شمال‌شرقی تغییر یابد. در حالی‌که همچنان سوی میدان باد در غالب ساعات، شمالی و شمال غربی است. برای توجیه رفتار باد سطحی در این شرایط به ویژه شکل‌گیری جهت شرق سوی باد از جانب رشته کوه‌های قفقاز به سواحل غربی کاسپین که با الگوهای بزرگ‌مقیاس و میان‌مقیاس همخوانی ندارد (در واقع این همگرایی جریان باد در الگوهای میان‌مقیاس و نقشه‌های با تفکیک افقی ۲/۵ درجه قابل شناسایی نیست)، خروجی فشار سطح دریا و دما که با مدل عددی WRF و برای تفکیک افقی ۷ کیلومتر شبیه‌سازی شده، مورد بررسی قرار گرفت. الگوی فشار سطح دریا نشان می‌دهد به تدریج از روز ۱ فوریه با حرکت جنوب سوی این توده هوای پرفشار و افزایش فشار روی عرض‌های پایین‌تر، سرمایه‌ی سطحی روی رشته کوه‌های قفقاز تقویت می‌شود. نکته حائز اهمیت شکل‌گیری پرفشار ثانویه با مرکز بیش از ۱۰۴۲ هکتوپاسکال در مقیاس محلی روی بخش‌هایی از قفقاز و جلگه‌ی کورا در کشور آذربایجان است (شکل ۱۱ ب). شکل‌گیری این توده‌ی هوای پرفشار منطبق با منطقه‌ای محصور شده توسط رشته کوه‌های بلند و محل

این جریان‌های همگرا شده با طی مسافت قابل توجه روی پهنه آبی و کسب رطوبت و انرژی کافی از سمت دریا و با سوی مناسب به سواحل جنوب‌غربی کاسپین و حوالی تالاب انزلی وارد شده و حامل شارهای رطوبتی از جانب دریا به خشکی هستند که با ورود به محدوده‌های کوچک در خشکی، موجب تشدید ناپایداری در لایه‌های زیرین جو در آن محدوده می‌گردند. شکل‌گیری باند ابر منطبق بر ناحیه همگرایی جریان باد، روی پهنه غربی کاسپین، در تصویر سنجنده مودیس ماهواره ترا (شکل ۹) و همین‌طور محصول‌های مقادیر بارش و شدت بارش مربوط به رادار گیلان (گیانشهر) نیز به وضوح مشهود است (شکل ۱۰).

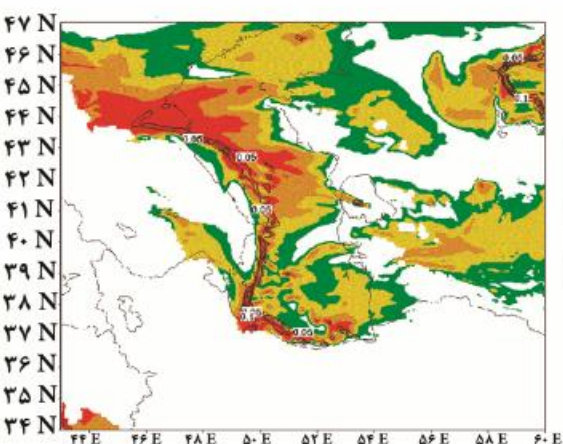
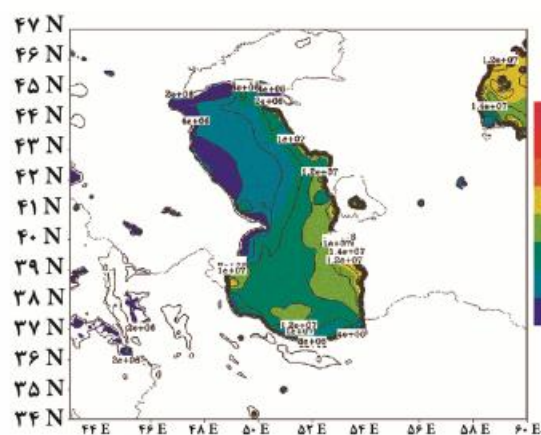


شکل ۹: شکل‌گیری ابرهای نوار همگرایی در پهنه جنوب غربی دریای کاسپین در تصویر سنجنده مودیس ماهواره ترا در تاریخ ۲۰۱۴/۲/۲.



توجه به تضعیف پربندهای فشاری روی استان گیلان و تضاد دمایی میان پهنه‌ی آبی کاسپین و سطح خشکی در غرب سواحل کاسپین، جریان‌های شرق‌سو از جانب این توده هوای پرفشار ثانویه شکل می‌گیرد که در محل تلاقی با جریان‌های غرب‌سو در امتداد پهنه غربی کاسپین، به منطقه محدودی وارد می‌شود که موجب تشدید ناپایداری می‌گردد (شکل ۸ ب، ج).

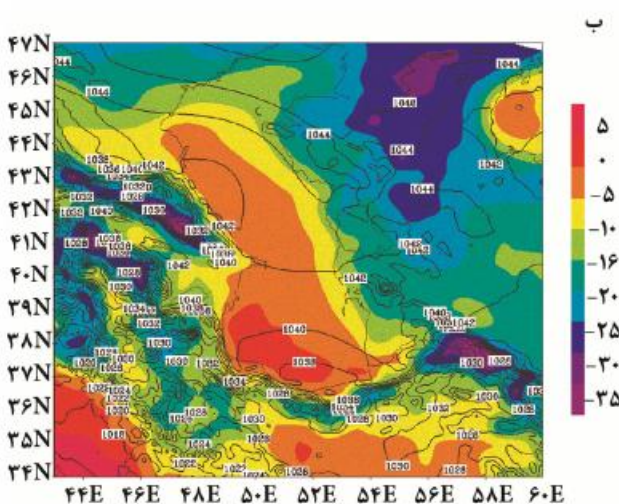
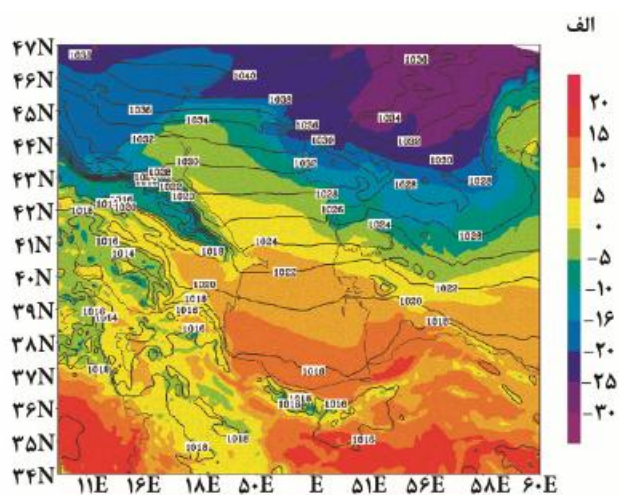
در محدوده‌ی شرق گیلان و غرب مازندران، هسته‌ی شارگرمای نهان در مجاورت خط ساحلی، به عنوان شار گرمایی که در اثر فرآیندهای فیزیکی مانند تبخیر از سطح آب و پس از آن تراکم بخار آب به درون جو منتقل می‌شود، وجود دارد که به عنوان واداشت ترمودینامیکی موجب تشدید بارش در خط ساحلی می‌گردد (شکل ۱۲).



شکل ۱۲: خروجی‌های مدل WRF برای تفکیک افقی ۷ کیلومتر الف) مربوط به شار گرمای نهان و محسوس ب) مربوط به سرعت قائم تراز ۷۰۰ مکتوباسکال و رطوبت نسبی، روز سوم فوریه.

به عبارت دیگر، الگوی شارهای سطحی (شار گرمای نهان و محسوس) مقادیر بیشینه‌ی این فراسنج فیزیکی را روی پهنه

فرونشینی جریان‌های سرد ریزشی از جانب رشته کوه‌های قفقاز، به عنوان واداشت توپوگرافی محسوب می‌شود. الگوی دمای ۲ متری نیز حضور هسته‌های سرد دمایی را روی رشته کوه‌های قفقاز نشان می‌دهد (شکل ۱۱ ب). به نظر می‌رسد شکل‌گیری جریان‌های سرد کوه به دشت ناشی از سرمایش سطحی روی رشته کوه‌های قفقاز می‌تواند به عنوان عامل شکل‌گیری این پرفشار ثانویه و در مقیاس محلی عمل کند. در این پژوهش این سامانه‌ی پرفشار، پرفشار ثانویه‌ی کورا (قفقاز) نامیده شد.



شکل ۱۱: خروجی‌های میدان فشار سطح دریا و دما مدل WRF برای تفکیک افقی ۷ کیلومتر الف) مربوط به روز ۳۱ ثانویه (عدم شکل‌گیری پرفشار کورا) ب) مربوط به روز سوم فوریه (شکل‌گیری پرفشار کورا).

با حضور این پرفشار ثانویه روی غرب سواحل کاسپین که فشار مرکزی آن بیشتر از مقادیر فشار روی پهنه کاسپین جنوبی و سواحل جنوب غربی کاسپین (جلگه‌ی مرکزی گیلان) است و با

است. یکی از این پدیده‌ها که می‌تواند منجر به وقوع مخاطره در ابعاد گسترده در جوامع انسانی گردد، بارش برف سنگین است. برف فوریه ۲۰۱۴ نمونه‌ای از بارش ابرسنگین برف است. در این پژوهش برای نخستین بار به منظور تبیین شکل‌گیری الگوی مکانی بیشینه ارتفاع برف در پهنه‌ی جلگه‌ی گیلان، تلاش شده است چگونگی شکل‌گیری، علل و عوامل موثر بر سازوکار این سامانه، با استفاده از اجرای مدل عددی WRF با تفکیک افقی ۷ کیلومتر مورد بررسی قرار گیرد. علاوه بر این نقش واداشتهای تاثیرگذار بر تقویت و تشدید بارش برف در مقیاس مکانی خرد و مکان گزینی بیشینه ارتفاع برف در منطقه مورد شناسایی قرار گرفت. برخی از نتایج به دست آمده عبارتند از:

(۱) در ابعاد میان‌مقیاس، منشأ شکل‌گیری این سامانه، واپرخند سرد اروپایی است که با هسته قوی از مجاورت سرزمین‌های قطبی، جنوب دریای بارنتز (عرض ۶۰ درجه)، به سمت عرض‌های پایین‌تر نفوذ کرده و پس از ادغام با پرفشار نیمه دائمی سیبری بر روی شمال دریای کاسپین قرار می‌گیرد.

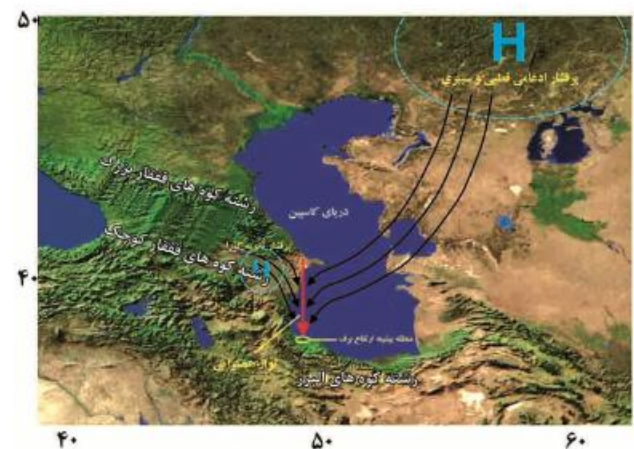
(۲) گردش ساعتگرد (واپرخندی) این توده هوای پرفشار که گستره‌ی جغرافیایی وسیعی از کشور روسیه تا شمال چین را شامل می‌شود، در وردسپهر زیرین با فرافت هوای سرد به نیمه شمالی کشور همراه است.

(۳) از تراز ۷۰۰ هکتوپاسکالی به بالا، عبور ناوه ارتفاعی عمیق با محور شمال شرق- جنوب غرب، همراه با تاوایی مثبت قوی موجب تقویت ناپایداری و تشدید حرکت‌های صعودی در لایه‌های زیرین و میانی وردسپهر می‌گردد. این شرایط در الگوی ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی مشهود است. از طرفی شکل‌گیری الگوی بندالی امگایی (S)، موجب ماندگاری چندین روزه سامانه و حرکت کند این موج ناپایدار به شرق گردید.

(۴) خروجی بارش حاصل از شبیه‌سازی مدل عددی WRF برای تفکیک افقی ۷ کیلومتر، الگوی مکانی بیشینه ارتفاع برف که شامل دو هسته‌ی پربارش یکی در شرق گیلان و دیگری در جنوب حوالی تالاب انزلی بوده است را به خوبی آشکارسازی کرده است.

(۵) نکته حائز اهمیت در خروجی باد ۱۰ متری در منطقه آن است که با حرکت جنوب‌سوی هسته پرفشار سرد به سمت عرض‌های پایین‌تر، سرمایش روی منطقه قفقاز و رشته کوه‌های بلند این منطقه تشدید می‌شود. این شرایط در الگوی

کاسپین جنوبی در مجاورت شرق گیلان 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 است. در عملکرد این سامانه، جدای از سازوکار پویایی حاکم بر آن، درون شارش گرما و رطوبت و همچنین تبادل شارهای سطحی بین دو سیال نقش مهمی در تشدید بارش‌ها در بخش‌های رو به باد سواحل در شرق گیلان ایفا می‌کند. در واقع بدون در نظر گرفتن عوامل دینامیکی، بزرگ‌مقیاس و میان‌مقیاس موثر بر شدت بارش برف در منطقه، تاثیر عوامل خردمقیاس نظیر شارهای سطحی به ویژه در لایه‌های زیرین وردسپهر در تقویت بارش را نمی‌توان نادیده گرفت. علاوه بر این وجود بیشینه سرعت قائم مثبت در میانه وردسپهر، منطبق بر بیشینه رطوبت نسبی (شرایط اشباع)، بر تشدید ناپایداری و شکل‌گیری ابرهای بارش‌زا در امتداد باند همگرایی باد دلالت دارد. با توجه به نتایج به دست آمده، طرح‌واره‌ای از چگونگی شکل‌گیری الگوی مکانی بیشینه ارتفاع برف در جنوب تالاب انزلی در سامانه فوریه ۲۰۱۴ در شکل ۱۳ نمایش داده شده است.



شکل ۱۳: طرح‌واره چگونگی شکل‌گیری الگوی مکانی بیشینه ارتفاع برف جنوب تالاب انزلی در سامانه فوریه ۲۰۱۴.

۴. نتیجه‌گیری کلی

شناسایی سازوکار گردش بزرگ مقیاس و میان مقیاس جو و چگونگی ارتباط آن با واداشتهای منطقه‌ای می‌تواند در تبیین شکل‌گیری پدیده‌های خردمقیاس و محلی راهگشا باشد. استان گیلان با برخورداری از ویژگی‌ها و مولفه‌های جغرافیایی منحصر به فرد، کانون شکل‌گیری بسیاری از پدیده‌های فرین در منطقه

دریای کاسپین غافل بود. این واداشت ناشی از وجود کوهستان در بخش غربی دریا و اثرات آن در جریانهای جوی در مقیاس قائم و افقی است.

(۱۱) علاوه بر تمامی موارد ذکر شده، نکته‌ای که در مکان‌گزینی بارش برف در جلگه‌ی مرکزی نباید از نظر دور داشت. نقش نحوه‌ی کشیدگی خط ساحل دریای کاسپین در بخش جنوب‌غربی است. بدین صورت که در بخش غربی گیلان (سواحل تالش) به دلیل اینکه خط ساحلی موازی با جریان‌های عبوری از روی دریا است، کم‌ترین تماس و برخورد با این جریان‌ها در خشکی صورت می‌پذیرد. اما نحوه‌ی کشیدگی خط ساحل در مرکز گیلان، شرایط مساعدی را برای برخورد این جریان‌های همگرا با ساحل فراهم کرده است. بنابراین خط ساحل مرکزی گیلان عمود بر جریان‌های عبوری از روی دریای کاسپین است و در این مرحله جریان با ورود به خشکی به نسبت گسترده‌ی جلگه‌ی مرکزی گیلان، شرایط برای وقوع پدیده‌ی جوی فراهم می‌گردد. علاوه بر این نباید از واداشت کوه‌های موجود در پسرکانه در جلگه‌ی مرکزی گیلان، غافل بود.

(۱۲) این مطالعه نه تنها سبب افزایش دانش هواشناسی در زمینه‌ی برف‌های سنگین گیلان می‌شود، بلکه کمک موثری به شناسائی مکان‌های تحت‌تاثیر خطر برف سنگین می‌نماید. بنابراین با شناسائی این کانون‌ها در مبحث مدیریت خطر، می‌توان با شناخت از کانون‌های بحران، از افزایش خسارت‌ها کاست و خدمات به موقع‌تری به افراد آسیب‌پذیر ارائه کرد.

منابع

بابایی فینی، الف.؛ علیجانی، ب.، ۱۳۹۲. تحلیل فضایی خشکسالی‌های بلندمدت ایران، پژوهش‌های جغرافیایی طبیعی، شماره ۴۵، شماره ۳، صفحات ۱۲-۱.

بهرامی، ش.؛ بهرامی، ک.، ۱۳۹۰. ارزیابی تکنیک‌های ژئومورفولوژیکی جهت شناسایی محروم افکنه‌های قدیمی و جدید به منظور تعیین مناطق مستعد سیل‌خیزی در چهار مخروطه‌افکنه در زاگرس چین خورده، جغرافیا و توسعه، شماره ۲۲، صفحات ۱۰۶-۸۹.

خوش‌اخلاق، ف.؛ محمدی، ح.؛ شمسی‌پور، ع.؛ افتادگان خوزانی، الف.، ۱۳۹۱. واکاوی هم‌دید بارش تگرگ فراگیر در شمال غرب ایران، جغرافیا و مخاطرات محیطی، شماره ۲، صفحات ۶۹-۵۵.

دمای ۲ متری به خوبی مشهود است. شکل‌گیری جریان‌های سرد کوه به دشت ناشی از حضور هسته‌های سرد روی رشته کوه‌های قفقاز بزرگ و کوچک، سبب شکل‌گیری یک سلول پرفشار ثانویه با مرکز بیش از ۱۰۴۰ هکتوپاسکال در مقیاس محلی روی جلگه‌ی کورا در کشور آذربایجان می‌شود. که با توجه به محل شکل‌گیری آن در این جلگه، پرفشار ثانویه کورا نامیده شد.

(۶) حضور این پرفشار ثانویه روی غرب سواحل کاسپین (جلگه‌ی کورا) و تضعیف پربندهای فشاری بر سواحل جنوبی کاسپین و همچنین تباین دمایی میان پهنه آبی کاسپین و دمای سطح خشکی در غرب سواحل (جلگه‌ی کورا) موجب شکل‌گیری جریان‌های شرق‌سو از سمت جلگه‌ی کورا به سمت پهنه‌ی آبی کاسپین جنوبی می‌گردد. این جریان‌های شرق‌سو به عنوان واداشت مقیاس محلی در مقابل جریان باد غرب‌سو که از سمت توده هوای پرفشار مستقر در شمال‌شرق دریای کاسپین قرار دارد عمل کرده و همگرایی جریان باد را در محل تلاقی آن‌ها و به سمت عرض‌های پایین سبب می‌شود.

(۷) جریان باد همگرا شده به صورت باندهای همگرایی در امتداد ساحل غربی پهنه کاسپین جنوبی، به محدوده‌ی کوچکی در سواحل جنوب‌غربی کاسپین و حوالی تالاب انزلی وارد شده است.

(۸) در محدوده‌ی شرق گیلان، وجود هسته‌ی پیشینه‌ی شار گرمای نهان روی پهنه کاسپین جنوبی در بخش‌های شرقی گیلان و غرب مازندران، به عنوان واداشت ترمودینامیکی موجب تشدید و تقویت تبادل گرما و رطوبت بین پهنه آبی و توده هوای بسیار سرد در لایه‌های زیرین و ردسپهر می‌گردد.

(۹) پیشینه‌ی سرعت قائم منطبق بر نوار همگرایی در امتداد غربی پهنه کاسپین و همچنین در غرب مازندران با پیشینه‌ی بارش در منطقه تطابق دارد که مبین شدت ناپایداری در آن مناطق است. وجود رطوبت نسبی بیش از ۹۰ درصد، اشباع توده هوا و شکل‌گیری ابرهای بارشی در این تراز را تایید می‌کند.

(۱۰) چگونگی نحوه آرایش باندهای همگرایی و خروجی مدل WRF در میزان بارش در راستای سواحل غربی دریای کاسپین، نشان از واداشت ساحل غربی دریا کاسپین برای جریان‌های ورودی از مناطق شرقی دریا دارد، در زمینه‌ی همگرایی یافته شده در این پژوهش نیز نمی‌توان از واداشت ساحل غربی

- برف‌های سنگین جلگه‌ی گیلان در نیم سده اخیر. نشریه جغرافیا و مخاطرات محیطی، دوره ۳، شماره ۱.
- یمانی، م؛ محمدی، الف؛ نگهبان، س.، ۱۳۸۹. پهنه‌بندی زمین‌لغزش در حوضه‌ی آبخیز توتکابن با استفاده از مدل‌های کمی، جغرافیا و توسعه، شماره ۱۹، صفحات ۹۸-۸۳.
- Chen, F.; Dudhia, J., 2001. Coupling an advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity. *Monthly Weather Review* 129(4): 569-585.
- Dudhia, J., 1989. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46(20): 3077-3107.
- Ek, M.B.; Mitchell, K.E.; Lin, Y.; Rogers, E.; Grunmann, P.; Koren, V.; Gayno, G.; Tarpley, J.D., 2003. Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta model. *Journal of Geophysical Research - Atmospheres*, 108(D22): 8851.
- Hong, S.Y., 2010. A new stable boundary-layer mixing scheme and its impact on the simulated East Asian summer monsoon, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136(651): 1481-1496.
- Hong, S.; Noh, Y.; Dudhia, J., 2006. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Monthly Weather Review* 134(9): 2318-2341.
- Higuchi, K., 1963. The band structure of snowfalls, *Journal of the Meteorological of Japan Sea*, 41(1): 53-70PP.
- Kidnap, T., 2006. The Black Sea impact on the severe snow episode over the city of Istanbul, *Geophysical Research Abstracts*, vol 8, European Geosciences Union.
- ذوالفقاری، ح؛ معصوم‌پور سماکوش، ج؛ شایگان مهر، ش؛ احمدی، م. ۱۳۹۰. بررسی هم‌مدیدی توفان‌های گردوغبار در مناطق غربی ایران طی سال‌های ۱۳۸۴ تا ۱۳۸۸ (مطالعه موردی: موج فراگیر تیر ماه ۱۳۸۸)، *مجله جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی*، سال ۲۲، شماره ۴۳، صفحات ۳۴-۱۷.
- عزیزی، ق؛ سلطانی، م؛ حنفی، ع؛ رنجبر، ع؛ میرزایی، الف.، ۱۳۹۰. تحلیل اثر بلوکینگ در ایجاد بارش‌های شدید (مطالعه موردی: بارش ۴ تا ۷ آبان‌ماه ۱۳۸۷ شمال غرب ایران)، سال ۲۶، شماره ۱۰۳، صفحات ۱۴۸-۱۱۷.
- عزیزی، ق؛ اکبری، ط؛ داودی، م؛ اکبری، م.، ۱۳۸۸. تحلیل هم‌مدیدی موج سرمای شدید دی‌ماه ۱۳۸۶ ایران، *پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*، شماره ۷۰، صفحات ۱۹-۱.
- فرج زاده، م؛ حسینی، س.الف.، ۱۳۸۹. تحلیل و پهنه‌بندی زمانی و مکانی یخبندان در ایران، *جغرافیا و توسعه تاحیه‌ای*، شماره ۱۵، ۶۵-۹۰.
- فریدمجتهدی، ن؛ خوش‌اخلاق، ف؛ نیری، م؛ افشارمنش، ح.، ۱۳۸۵. واکاوی هم‌مدیدی رخداد بارش برف سنگین فوریه ۲۰۰۵ استان گیلان، *علوم جغرافیایی*، شماره ۴، صفحات ۱۵۶-۱۳۳.
- فهمی نژاد، الف؛ حجازی زاده، ز؛ علیجانی، ب؛ ضیائی، پ.، ۱۳۸۶. تحلیل سینوپتیکی و فضایی توفان برف استان گیلان (فوریه ۲۰۰۵). *سومین کنفرانس بین‌المللی مدیریت جامع بحران در حوادث غیر مترقبه*، ۱۸ صفحه.
- قناتی، ع؛ کریمی، ج.، ۱۳۸۸. پهنه‌بندی خطر بهمن در جاده هراز بر اساس ویژگی‌های ژئومورفولوژیکی، *نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی*، جلد ۹، شماره ۱۲، صفحات ۱۰۰-۸۳.
- گیتاشناسی، ۱۳۷۴. راهنمای کشورهای مستقل مشترک المنافع و جمهوری‌های بالتیک، سازمان جغرافیایی و کارتوگرافی گیتاشناسی، تهران چاپ اول، ۲۵۲ صفحه.
- لشکری، ح؛ کیخسروی، ق.، ۱۳۸۹. تحلیل سینوپتیکی توفان گنو و اثرات آن بر جنوب شرق ایران، *مجله جغرافیا و برنامه ریزی محیطی*، سال ۲۱، شماره ۳۹، صفحات ۲۰-۱.
- نگاه، س؛ فرید مجتهدی، ن؛ عزیزی، الف؛ اسعدی اسکوتی، الف.، ۱۳۹۳. شناسایی الگوی مکانی و پهنه بندی ریسک برف گستره جلگه‌ی مرکزی گیلان با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای. *ششمین کنفرانس بین‌المللی مدیریت جامع بحران*، ۱۱ صفحه.
- مومن‌پور، ف؛ نگاه، س؛ هادی نژاد صبوری، ش؛ فرید مجتهدی، ن؛ اسعدی اسکوتی، الف.، ۱۳۹۳. واکاوی سازوکار رخداد مخاطره

- snowstorm of the Great Salt Lake, *Monthly Weather Review*, 128(3): 709-727.
- Sobash, R.; Laird, N.F., 2005. An investigation of New York State Finger Lake snow band events, Preprints, 5th Annual Student Conf., AMS Annual meeting.
- Wilken, G.R., 1997. A Lake-effect snow in Arkansas, NWS/NOAA Tech. Attachment SR/SSD, 97-21.
- Wild, O.; Zhu, X.; Prather, M.J., 2000. Fast-J: Accurate simulation of in-and below-cloud photolysis in tropospheric chemical models. *Journal of Atmospheric Chemistry*, 37(3): 245-282.
- Kain, J.S., 2004. The Kain-Fritsch convective parameterization: An update. *Journal of Applied Meteorology*, (43): 170-181.
- Marwitz, J.D.; Toth, J., 1992. A case study of heavy snowfall in Oklahoma. *Monthly Weather Review*, 121(3): 648-660.
- Obukhov, A.M., 1971. Turbulence in an atmosphere with a non-uniform temperature. *Boundary-Layer Meteorology*, 2(1): 7-29.
- Payer, M.; Desrochers, J.; Laird, N.F., 2007. A lake-effect snowband over Lake Champlain. *Monthly Weather Review*, 135(11): 3895-3900PP.
- Steenburgh, W.J., 2000. Climatology of Lake-effect