

طراحی الگوهای همدید شدیدترین بادهای کرانه‌های جنوبی دریای خزر (سال‌های ۶۸-۱۳۶۶)

غلامرضا براتی* - استادیار گروه اقلیم‌شناسی، دانشگاه شهید بهشتی
فاطمه عاشوری - دانشجوی کارشناسی ارشد جغرافیا، دانشگاه رازی

دریافت مقاله ۱۳۸۴/۹/۸ تأیید نهایی ۱۳۸۵/۹/۲۹

چکیده

تأثیرات شگرف توفان‌ها و بادهای خزری بر اقتصاد سه استان گیلان، مازندران و گلستان به عنوان تنها منطقه‌ی یکپارچه‌ی معتدل و مرطوب ایران بر کمتر کسی پوشیده است. در این پژوهش برای شناخت علل وقوع این بادهای طی سال‌های ۱۳۶۶ تا ۱۳۶۸، داده‌های آماری این بادهای استخراج و بر پایه فراوانی ایستگاه‌های دارای شدیدترین باد از مجموع ۶۱ موج باد، ۲۰ موج شاخص برگزیده شد. آنگاه با مراجعه به نقشه‌های هوای روزانه، الگوی آرایش محورهای فرود تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال طی روزهای اوج باد و روزهای میانه هوای آرام طراحی شد. تحلیل الگوها نشان داد بیشتر محورهای فرود طی روزهای اوج باد در غرب دریای خزر تجمع کرده‌اند در حالی که این محورها در روزهای میانی هوای آرام کاملاً پراکنده‌اند. موضوع یاد شده به همراه آرایش شمال غربی-جنوب شرقی محورها و آرایش رودباد جبهه قطبی میان طول ۴۰ تا ۵۰ درجه شرقی، فرضیه نزدیک بودن سامانه فرود بالای جو، هنگام وزش شدیدترین بادهای سال‌های ۸۴-۱۹۸۳ در کرانه‌های جنوبی دریای خزر را تأیید کرد. همچنین به عنوان یکی از علل بیشتر بودن میزان بارش‌های پاییزه‌ی کرانه‌های جنوبی دریای خزر به ویژه بخش غربی نسبت به بارش‌های زمستانه، مشخص شد بادهای پاییزه و سرد و خشک حوزه‌ی دریای خزر سرعت کمتری نسبت به بادهای زمستانه داشته، هنگام وزش عموماً شمالی از روی دریا، فرصت بیشتری برای کسب گرما و نم داشته‌اند.

کلید واژه‌ها: شدیدترین باد، سامانه فشار، دریای خزر، کرانه‌های جنوبی.

مقدمه

بادهای به عنوان پدیده‌های جوی آشکار در سطح سیاره زمین، گاه پدیدآورنده تغییراتی منفی و گاه مثبت هستند. در قلمرو ایران، کرانه‌های جنوبی خزر به عنوان ناحیه‌ای شناخته شده است که چهره‌ی غالب اقلیم آن بارش است (مسعودیان، ۱۳۸۲) و سری‌های بارشی آن در فصول مختلف طی نیمه دوم سده‌ی ۱۹۰۰ تغییراتی ناگهانی به ویژه در گرگان نشان داده است (رستمیان، ۱۳۷۷). این ناحیه به جهت ارزش فوق‌العاده کشاورزی، شیلات، جنگلداری و گردشگری کم و بیش هر سال زیان‌های بسیاری از توفان‌های ساحلی متحمل می‌شود. برای نمونه

توفان سال ۱۳۷۸ شمال کشور ۱۷۶۸۴ میلیون ریال زیان و ۴۱۰۹ واحد مسکونی خسارت دیده ببار آورد (گزارش ستاد بلایا، ۱۳۸۰).

از آنجا که بادهای اغلب خود معلول تأثیر سامانه‌های فشار هوا در ترازهای بالای جو هستند، بررسی سامانه‌های فشار مؤثر بر بادهای خزری می‌تواند راهگشای برنامه ریزی‌های کلانی باشد که برای ساماندهی اقتصاد سه استان گیلان، مازندران و گلستان به کار گرفته می‌شود. از این رو با الهام از یافته‌ها و روش‌هایی که پژوهش‌گران در مناطق مختلف جهان روی بادهای داشته‌اند و برای تکمیل و ارزیابی نتایج تحقیقاتی مانند کار جهان بخش و کرمی (۱۳۷۸) که سرعت بادهای پاییزه خزری را بیشتر از زمستان ذکر کرده‌اند، اهداف زیر برای تحقیق کنونی منظور شد:

۱. شناسایی شدیدترین بادهای خزری طی سال‌های ۶۸-۱۳۶۶.
۲. شناسایی سیستم‌های فشار مؤثر بر ویژگی‌های بادهای کرانه‌های جنوبی دریای خزر شامل فرود تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، رودباد قطبی و پرفشار سبیری.
۳. طراحی الگوی هم‌دید وزش شدیدترین بادهای خزری

پیشینه تحقیق

در بررسی و مرور پژوهش‌هایی که تا کنون درباره این پدیده‌های جوی انجام شده است، مشخص می‌شود که بادهای گاه از دیدگاه ویژگی‌ها و پیامدها و گاه از دیدگاه علل مانند سامانه‌های فشار مورد توجه پژوهش‌گران بوده‌اند. از دسته‌ی نخست می‌توان بررسی انواع بادهای کرانه‌ای و منطقه‌ای بوسیله ی لیدلف (۱۹۸۷)، مضافاً توجه بیشتر به علل و عوامل عمومی مؤثر بر بادهای کرانه‌ای مانند شیب فشار، نیروی کوریولیس و اختلاف ارتفاع از تراز دریا توسط استرالرها (۱۹۹۲) و گاه توجه به اهمیت وافر بادهای کرانه‌ای در تأمین انرژی الکتریکی (اسکالر و مک کلینتاک، ۱۹۸۱: ۱۱۰) یاد کرد. در تحقیق اخیر از این که استفاده‌ی عملی از انرژی بادهای کرانه‌ای بوسیله ی لیدلف (۱۹۸۷)، مضافاً ۲۵۰ پیش از میلاد در سرزمین پارس برمی‌گردد و نیز از تأمین انرژی الکتریکی با منشأ باد در سطح جهان تا ۲۰ میلیون مگاوات و در سطح ایالات متحده آمریکا تا ۱/۵ تریلیون کیلووات ساعت در سال سخن رفته است. بادهای کرانه‌ای از لحاظ ویژگی‌ها تنوع بسیاری دارند، تا آنجا که گاه دسته‌بندی آن‌ها دشوار می‌شود. از منظر پیامدهای زیانبار، اسمیت (۱۹۹۲: ۱۷۹-۲۰۳) بادهای کرانه‌ای میانمداری شامل هاریکآن‌ها و ترنادوها و فرامداری شامل توفان‌های تگرگ، تندبادها و توفان‌های یخ و برف بررسی کرده است و راهکارهای کاهش خسارات آن‌ها را شامل برپایی نظام‌های فراگیر بیمه و نیز توسعه سازمان‌های پیش‌بینی و هشدار بحث نموده است.

از دسته دوم، دریوتون و دیگران (۱۹۹۸) در پژوهشی با عنوان «رده بندی تندبادهای فرانسه» دریافتند سرچشمه و آماجگاه تندبادها بسیار متفاوت است. ایشان ۵۲۴ توفان را در هفت رده اصلی جای دادند تا بتوانند در هر رده تعداد کافی نمونه داشته باشند. در این میان برخی تحقیقات با روش سینوپتیک به علل وقوع بادهای کرانه‌ای پرداخته‌اند. از جمله آن‌ها می‌توان به «کاوشی در شرایط جو بالا هنگام رخداد بادهای شدید فصل گرم در ایالت

۱- ستاد کاهش بلاهای طبیعی استان‌های گیلان و مازندران؛ گزارش‌های سال ۱۳۷۴ تا ۱۳۸۰.

یوتا» اشاره کرد. در این پژوهش هارناک و همکاران (۱۹۹۷: ۲۸۲) با بیان علت وقوع بادهای دیدگاه سینوپتیک، اشاره می‌کنند که عموماً همزمان با رخداد بادهای گرم و شدید در این ایالت، در تراز بالای جو یک سامانه فرود به منطقه نزدیک شده است. همچنین ذوالفقاری (۱۳۸۴: ۴) در بررسی همدید شدیدترین بادهای استان قم به این نتیجه رسیده است که در اکثر نمونه‌های انتخابی، وزش باد شدید سیستمی بوده است. این یافته‌ی علمی یعنی همراهی فرود ترازهای بالا با شدیدترین بادهای عنوان فرضیه در پژوهش کنونی برای بادهای کرانه‌های جنوبی خزر، آزمون شد.

دیگر از تحقیقات این دسته کار حسین‌زاده (۱۳۷۶) است که به علل سینوپتیک بادهای صد و بیست روزه سیستان توجه کرده است. در این تحقیق به نقش اصلی یک مرکز کم‌فشار نسبتاً قوی در جنوب شرق ایران و نیز دو مرکز پرفشار یکی روی دریای دریای خزر و دیگری در ارتفاعات شمال شرقی خارج از کشور، در ایجاد بادهای صد و بیست روزه سیستان توجه شده است. برخی پژوهشگران موضوع باد را در حوزه و منطقه دریای دریای خزر کار کرده‌اند. سُمُوا و دیگران (۲۰۰۳: ۱۳۹) در تحقیقی با عنوان تحلیل آب و هوایی باد در حوزه دریای خزر اظهار داشته‌اند، با تحلیل نقشه‌های هوا مربوط به رخداد ۱۹ توفان در دریای دریای خزر طی سال‌های ۱۹۴۰ تا ۱۹۹۰، باکو به عنوان محل پیشینه موج‌های باد شناخته شد و این می‌تواند تأییدی بر وجه تسمیه این شهر با عنوان بادکوبه باشد.

علیجانی (۱۳۷۵: ۹۳ و ۹۵) در بررسی آب و هوای ایران الگوی بادهای خزری را طی زمستان و تابستان تابع الگوی سیستم‌های فشار مانند فرابار سیبری و بادهای غربی و نیز اختلاف دمای دریا و خشکی می‌داند و از نقش بادهای شمال شرقی با منشاء پرفشار سیبری در پیشینه‌ی پایزه کرانه‌های غربی خزر با عنوان همرفت وزشی یاد می‌کند. در این میان در تحقیق خوشحال (۱۳۷۷: ۵۳) آمده است بررسی ۱۱۵ سیستم سینوپتیک در یک دوره‌ی ۲۰ ساله مشخص کرد جبهه‌های تقویت شده‌ی نسیم دریا عامل بارش‌های کرانه‌های جنوبی خزر هستند.

همچنین پژوهش‌هایی را می‌توان یافت که با موضوعات تخصصی دیگر ولی به نوعی مرتبط با دمای بادهای منطقه عمومی دریای خزر بحث‌هایی دارند. از این دسته می‌توان به تحقیق براتی (۱۳۷۸: ۵۵) اشاره کرد. در این تحقیق نقش سامانه‌های جوی تراز زمین مانند پرفشار سیبری و پرفشار مهاجر و مرتبط با آن‌ها سامانه جوی تراز بالا یعنی فرود ۵۰۰ هکتوپاسکال در ریزش هوای سرد از منشاء عرض‌های بالا مانند اروپا و از دالان قفقاز بحث شده است. حتی تأثیرات عواملی چون پرفشار سیبری روی مناطق دوردست‌تر چون شرق آسیا و نیز فراوانی و شدت موج‌های سرد در تحقیق یی و همکارانش (۱۹۹۳) مورد توجه قرار گرفته است. آل احمد (۱۳۷۴) در کار خود با عنوان «بررسی سینوپتیک امواج ناشی از توفان‌های دریایی خزر» بر آن است که استقرار زبانه‌های پرفشار سیبری علت توفان‌های دریای خزر است.

از آنجایی که در میان تحقیقات مورد بررسی و در دسترس، جایگاه تأثیر سامانه‌های بزرگ فشار مانند رودباد جبهه قطبی و فرود مدیترانه بر شدیدترین بادهای کرانه‌های شمال خالی بود؛ پژوهش کنونی شکل گرفت.

مواد و روش‌ها

داده‌های پژوهش کنونی شامل ارقام ماهانه و روزانه سرعت و جهت باد، آمار روزانه و نقشه‌های هوای روزانه ترازهای زمین و ۵۰۰ هکتوپاسکال چاپ کشور روسیه طی دوره ۸۵-۱۹۸۳ بودند. آمار یاد شده به صورت ماهانه از سالنامه و بصورت روزانه از مرکز خدمات ماشینی سازمان هواشناسی کشور و نقشه‌های هوا از کتابخانه سازمان هواشناسی کشور و آرشیو گروه جغرافیای دانشگاه رازی تهیه گردید. بر پایه پژوهش‌های انجام شده و داده‌های موجود فرضیه تحقیق به شکل زیر طرح شد:

عموماً وزش شدیدترین بادهای در سواحل جنوبی دریای خزر با نزدیک شدن یک سامانه فرود در تراز میانی جو همراه است. در راستای آزمون فرضیه یاد شده، مراحل زیر برای فراهم کردن داده‌های لازم و سپس طبقه‌بندی و پردازش و تحلیل آن‌ها طی شد:

نخست از سالنامه‌های هواشناسی سال‌های ۸۵-۱۹۸۳ آمار شدیدترین سرعت‌های مطلق ماهانه باد برای ایستگاه‌های رشت، انزلی، رامسر، نوشهر، بابلسر و گرگان استخراج گردید. با وارد کردن ارقام یاد شده در جداول روزانه مشخص گردید که سرعت‌های یاد شده در اغلب ایستگاه‌ها به صورت هماهنگ از لحاظ مکانی و زمانی کم و زیاد می‌شوند. از این رو بجای واژه «باد» که می‌تواند محلی و موقت باشد از عبارت «موج باد» که فراگیرتر است استفاده شد. به سخن دیگر در این تحقیق «موج باد» عبارت است از حرکت افقی هوا با جهت و سرعت معین که از یک روز و در تعداد کمی از ایستگاه‌های مورد مطالعه آغاز می‌شود و بتدریج سرعت بیشتری گرفته، همزمان در تعداد بیشتری از ایستگاه‌ها به ثبت می‌رسد و آنگاه سرعت آن رو به افول می‌رود و یا تعداد ایستگاه‌های دارای باد کاهش می‌یابد به گونه‌ای که پس از آخرین روز موج باد، همه ایستگاه‌ها دارای هوای آرام‌اند. در این راه، تهیه آمار روزانه سرعت، جهت و فراوانی باد و داده‌های تکمیل‌کننده دیگر شامل ارقام روزانه بارش، منجر به تهیه جداول فصلی پراکنش زمانی - مکانی شدیدترین بادهای خزری گردید. این جداول برای شناسایی روزهای آغاز، اوج و پایان موج‌های باد ترسیم شد. در این تحقیق «روز اوج» برای هر موج باد، به عنوان روزی است که بیشترین شمار از ایستگاه‌ها دارای گزارش باد شدید بودند. جدول شماره ۱ نمونه و در واقع بخشی از یکی از این جداول است. این جدول هجدهمین موج باد را از آغاز دوره دوساله مورد مطالعه نشان می‌دهد. چنانکه مشخص است دست کم تا پیش از ۲۴ ماه می (اردیبهشت ماه) هیچ یک از ایستگاه‌ها دارای ثبت سرعت بیشینه مطلق ماهانه باد نیست ولی از روز ۲۴ ام به بعد طی یک دوره ۵ روزه بطور مشخص ایستگاه‌ها ثبت سرعت نشان می‌دهند و پس از آن دوباره دست کم به مدت ۹ روز هیچ ثبت سرعتی مشاهده نمی‌شود. از این رو آغاز این موج باد، روز ۲۴ می است و روز پایان موج نیز بر پایه معیارهای میزان سرعت و فراوانی ایستگاه‌ها، ۲۸ ماه می (اردیبهشت ماه) است. در این موج نمونه، روز اوج و روز پایان همزمان بوده‌اند.

جدول ۱ نمونه پراکنش زمانی - مکانی شدیدترین بادهای خزری برای استخراج موج‌های باد

روز - ماه ایستگاه	۱۱	۱۲	۱۳	۱۴	۱۵	۱۶	۲۴	۲۵	۲۶	۲۷	۲۸	۲۹	۳۰	۳۱	۱	۲	۳	۴	۵	۶		
															June						ژوئن	
رشت										۸												
انزلی							۵															
رامسر									۱۵													
نوشهر											۸											
بابلسر											۱۰											
گرگان											۱۳											
شماره موج							۱۸															

با این روش تعداد ۶۱ موج بازیابی شد و آنگاه بر پایه چهار معیار شمار ایستگاه‌ها، دوام روزها، سرعت باد و دست کم وجود دو روز پایی هوای آرام میان دو موج باد؛ تعداد ۲۰ موج باد به عنوان شدیدترین بادهای دوره مورد مطالعه برگزیده شد. از این پس این موج‌ها به اختصار «شدیدترین بادهای» خوانده می‌شود. همچنین روزهای فاقد گزارش سرعت و جهت باد به عنوان «دوره ی هوای آرام» در نظر گرفته شد تا آرایش سامانه‌های فشار در روزهای اوج شدیدترین بادهای قابل مقایسه و تفسیر با روزهای آرام باشد. جدول (۲) دوام و روز میانی دوره‌های هوای آرام را نشام می‌دهد.

جدول ۲ مشخصات دوره‌های هوای آرام در کرانه‌های جنوبی دریای خزر

شماره موج باد قبل و بعد	دوام دوره هوای آرام بر حسب روز	تاریخ میلادی روز میانه آرام	شماره موج باد قبل و بعد	دوام دوره هوای آرام بر حسب روز	تاریخ میلادی روز میانه آرام
۳۰-۲۹	۱۴	۲۸ سپتامبر ۱۹۸۴	۸-۷	۱۲	۳۰ نوامبر ۱۹۸۳
۳۱-۳۰	۱۸	۱۹ اکتبر ۱۹۸۴	۹-۸	۱۲	۲۶ دسامبر ۱۹۸۳
۳۷-۳۶	۱۸	۵ ژانویه ۱۹۸۵	۱۰-۹	۲۹	۲۵ ژانویه ۱۹۸۴
۳۹-۳۸	۱۵	۲۹ ژانویه ۱۹۸۵	۱۳-۱۲	۳۰	۷ مارس ۱۹۸۴
۴۴-۴۳	۳۵	۳۱ مارس ۱۹۸۵	۱۵-۱۴	۱۳	۱ آوریل ۱۹۸۴
۴۹-۴۸	۱۴	۳ ژوئن ۱۹۸۵	۱۸-۱۷	۲۵	۱۷ می ۱۹۸۴
۵۴-۵۳	۱۵	۴ ژوئیه ۱۹۸۵	۱۹-۱۸	۱۴	۳۰ می ۱۹۸۴
۵۵-۵۴	۱۶	۳ اوت ۱۹۸۵	۲۷-۲۶	۱۳	۲۳ اوت ۱۹۸۴

از این مرحله به بعد امکان مراجعه به نقشه‌های هوا برای رسم الگوهای سینوپتیک شدیدترین بادهای فراهم شد. از این رو نخست با انتخاب محدوده مناسب جغرافیایی برای موقعیت یابی و ردیابی سامانه‌های موثر بر این بادهای (شکل ۱-الف)، به ترتیب الگوهای زیر طراحی و تحلیل شد:

۱). رسم الگوی موقعیت مجموعه محورهای فرود تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی مؤثر بر شدیدترین بادهای طی روزهای اوج.

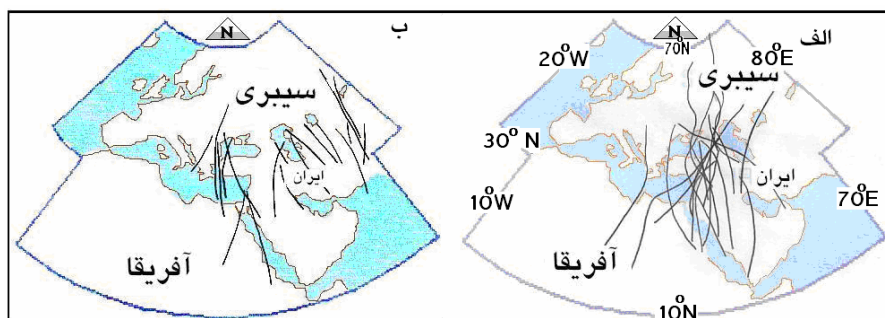
۲. رسم الگوی منشاء و مسیریابی فرود مؤثر تا سه روز پیش از آغاز شدیدترین باد و تا سه روز پس از آن.
۳. تعیین دوره‌های هوای آرام بر پایه معیارهای یاد شده و رسم الگوهای یاد شده طی موارد ۱ و ۲ برای روزهای میانی دوره ی هوای آرام.
۴. تطبیق الگوهای طراحی شده و رسم سازوکار شماتیک بادهای پاییزه خیزی.

بحث و نتیجه‌گیری

اهمیت آرایش سیستم‌های بالا و نقش انکار ناپذیر آن‌ها در شدت و ضعف پدیده‌های جوی سطح زمین خود بخود پژوهش‌گر را نخست به سوی بررسی الگوهای سینوپتیک ترازهای بالای جو با استفاده از نقشه‌های هوا می‌برد. برای نمونه مفیدی (۱۳۸۳) نفوذ ناوهای عرض‌های میانی به شرق مدیترانه را موجب افزایش شیب فشار روی منطقه می‌داند و در نمونه‌ای ملموس تر هارناک و دیگران (۱۹۹۷) تاثیر نزدیک شدن فرود تراز بالای جو را در وقوع بادهای شدید ایالت یوتا تحقیق کرده‌اند. از این رو در این تحقیق به ترتیب موقعیت محورهای فرود، رودباد جبهه قطبی و پرفشار سبیری به عنوان سه سامانه ی مهم مؤثر طی روزهای بادی بررسی شد.

الگوی موقعیت فرودها طی روزهای بادی و روزهای آرام

چنانکه شکل (۱- الف) نشان می‌دهد طی روزهای اوج باد، غالب محورهای بیستگانه در شرق مدیترانه تجمع کرده، از قفقاز تا شمال دریای سرخ امتداد یافته‌اند و عموماً هجوم هوای عرض‌های بالا را در بستر بادهای غربی به سوی کرانه های جنوبی دریای خزر باعث می‌شوند. نقش آرایش سامانه های فشار در ریزش هوای سرد به شمال ایران در تحقیقات متعدد آمده است. حرکت هوای سرد با جابجایی پرفشارهای مهاجر از شمال به جنوب (قشقای، ۱۳۷۵)، حرکت هوای سرد پشت فرودهای مهاجر تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال هنگام وقوع یخبندان های بهاره‌ی شدید از دالان قفقاز (علیجانی و براتی، ۱۳۷۵: ۴۰) و ریزش هوای سرد به شمال شرق ایران با استقرار و اچرخند در محدوده‌ی شمال دریای خزر (مرادی، ۱۳۸۳: ۷۵) و شمال شرق دریاچه‌ی وُخس^۱ از آن جمله است. نتایج تحقیق کنونی نشان می‌دهد تجمع تمامی محورها در غرب دریای خزر، منطقه مورد مطالعه را در موقعیت جلو محور فرود قرار داده، جو را ناپایدار می‌کند. در این شرایط آرایش شمال شرقی - جنوب غربی محورهای فرود، زمینه مساعدی را برای وزش جریان های هوای سرد شمالی از اروپای شمالی و سبیری به منطقه فراهم می‌آورد. حال شناخت این که حضور فرود تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال تا چه حد با وقوع شدیدترین بادهای کرانه های جنوبی دریای خزر پیوند دارد، نیازمند آزمون‌های دیگری نیز بود. یکی از این آزمون‌ها طراحی الگوی موقعیت و آرایش فرود مؤثر در روزهای آرام در کرانه‌های جنوبی دریای خزر است. برخلاف الگوی روزهای بادی (شکل ۱- الف)، الگوی روزهای هوای آرام (شکل ۱- ب) نشان می‌دهد که محورها برخلاف روزهای بادی از بالکان تا بایکال پراکنده بوده، تجمع خاصی نشان نمی‌دهند و نیز عموماً متفاوت با روزهای بادی آرایشی شمالی - جنوبی دارند.



شکل ۱ الگوی آرایش محور فرود تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال طی روزهای بادی (الف) و طی روزهای آرام (ب) در کرانه‌های جنوبی دریای خزر

الگوی موقعیت رودباد جبهه قطبی طی روزهای بادی و آرام

یکی دیگر از سیستم‌های جوی که می‌تواند بحث اثرات فرود تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی را بر وقوع شدیدترین بادهای دریای خزر طی سال‌های ۸۵-۱۹۸۳ کمال ببخشد، مطالعه موقعیت رودباد جبهه قطبی در همین تراز است. رودباد جبهه قطبی در امتداد جبهه قطبی (وستول، ۱۹۹۹: ۸۹) و در مرز تروپوسفر و استراتوسفر شکل می‌گیرد. سرعت رودباد در این بلندا بخاطر کاهش عامل اصطکاک دست کم ۵۰ و گاه متجاوز از ۲۰۰ گره است (ویلیام، ۱۹۹۹: ۱۷۴). علیجانی (۱۳۷۵؛ ۳۴) بر آن است که این رودباد در ماه دسامبر (آذر) از مرز شمال ایران و در ماه مارس (اسفند ماه) از جنوب ایران می‌گذرد.

بر پایه ی الگوی موقعیت رودباد جبهه قطبی طی روزهای اوج شدیدترین بادهای (شکل ۲- الف)، رودباد در موقعیت مورد انتظار یعنی شرق محورهای فرود دیده می‌شود که پیشتر فرود تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال دیده شد. این موقعیت از شمال دریای خزر یعنی حدود عرض ۵۰ درجه شمالی تا شمال حجاز یعنی ۲۰ درجه عرض شمالی مشاهده می‌گردد. در الگوی یاد شده آرایش مسیر رودباد به گونه‌ای است که دریای مازندران در زیر قسمت شرقی فرود قرار گرفته، چنانچه بررسی پرچم‌های باد در ایستگاه‌های پیرامون خزر شامل ایران، ترکمنستان و قزاقستان نشان می‌دهد (شکل‌های ۴- الف و ۴- ب)، بخوبی جریان‌های هوای سرد و خشک پرفشار سیبری به سمت کرانه‌های جنوبی دریا هدایت می‌شوند.

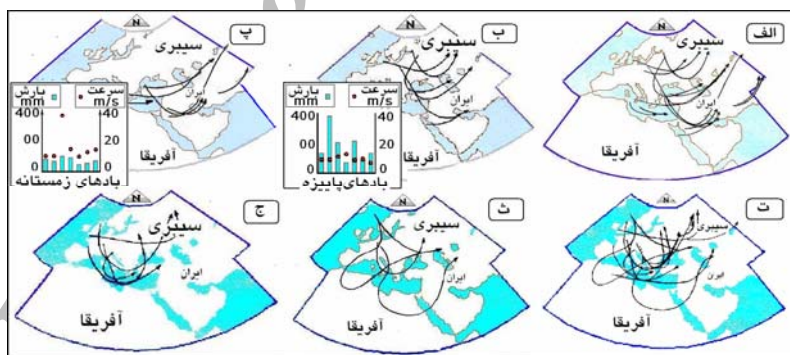
جهت دسترسی بیشتر به اختلافات فصلی آرایش موقعیت رودباد و ارتباط آن با تغییرات بادهای خزری، موقعیت رودباد جبهه قطبی مؤثر بر شدیدترین بادهای خزری به تفکیک در چهار فصل مطالعه شد. نتایج حاکی از فراوانی چشم‌گیر پدیده در دوره سرد سال شامل پاییز (شکل ۲- ب) و زمستان (شکل ۲- پ) است. طی فصل‌های بهار و تابستان تنها یک مورد محور فرود مشاهده گردید.

آن‌چه از مقایسه دو الگوی پاییز و زمستان بر می‌آید، تراکم بیشتر موقعیت‌ها روی پهنه‌های آب است. این تراکم طی پاییز روی دریای خزر مشاهده می‌شود که می‌تواند ناشی از اختلاف شدید دمای آبهای خزر و دریای سیاه با خشکی‌های پیرامون باشد ولی به سمت زمستان با گسترش بادهای غربی و طبیعتاً گسترش جریان‌های هوای سرد به عرض‌های جنوبی‌تر، تراکم مسیر رودباد روی خلیج فارس مشاهده می‌شود.

روی الگوی موقعیت رودباد طی روزهای بادی پاییز (شکل ۲-ب) و زمستان (شکل ۲-پ) همزمان مقادیر سرعت بادها و بارش‌ها در قالب دو نمودار پیوست شده است. همسانی مقیاس دو نمودار امکان مقایسه و تفسیر آن‌ها را مرتبط با الگوهای آن‌ها آسان نموده است. در نمودار پاییز به صورت آشکار همزمان و هماهنگ با افزایش سرعت طی هر موج باد، کاهش میزان بارش دیده می‌شود. در حالیکه در نمودار زمستان ما با افزایش محسوس سرعت باد و کاهش چشمگیر میزان بارش مواجهیم. هر چند تعداد کم بادها امکان تحلیل آماری را فراهم نیاورد ولی چنان که نمودارها نشان می‌دهند می‌توان این فرض را برای تحقیقات آینده مطرح کرد که آیا رابطه‌ی سرعت باد و میزان بارش در کرانه‌های جنوبی دریای خزر طی پاییز معکوس و طی زمستان مستقیم است؟

چنانچه الگوهای بررسی شده از موقعیت و آرایش فرود و رودباد تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال طی روزهای اوج باد با الگوهایی از این دست طی روزهای هوای آرام مقایسه شوند، می‌تواند با درجه اطمینان بیشتر، بیانگر تأثیرات مورد بحث در کرانه‌های دریای خزر باشند.

در الگوی موقعیت رودباد جبهه قطبی طی روزهای آرام (شکل ۲-ت)، رودباد جبهه قطبی نسبت به روزهای بادی موقعیت‌های پراکنده‌تری را نشان می‌دهد. این موقعیت‌ها عموماً بر خلاف روزهای بادی دور از منطقه خزر و بیشتر در شرق دریای سیاه است. این وضعیت می‌تواند انگیزه خوبی برای تحقیقات آینده باشد تا در فرضی دیگر مشخص شود آیا عموماً حاکمیت شرایط جو آرام در سواحل جنوبی دریای خزر با حاکمیت شرایط ناآرام در سواحل جنوبی دریای سیاه همراه است یا نه؟



شکل ۲ موقعیت رودباد جبهه قطبی در کرانه‌های جنوبی دریای خزر طی روزهای بادی در کل دوره (الف)، طی روزهای بادی پاییز به همراه نمودار مقادیر بارش و سرعت شدیدترین بادها (ب)، طی روزهای بادی زمستانه به همراه نمودار مقادیر بارش و سرعت شدیدترین بادها (پ)، طی روزهای آرام در کل دوره (ت)، طی روزهای آرام پاییز (ث)، طی روزهای آرام زمستانه (ج).

موقعیت پرفشار سبیری طی روزهای بادی و آرام

دانشمندان در مجموع پرفشار سبیری را به عنوان یک سیستم ترمودینامیک معرفی می‌کنند. دینگ و کریشنامورتی (۱۹۸۷: ۲۴۴۸) از آن با عنوان فرونشینی حرارتی هوا^۱ یاد می‌کنند. بوش (۱۳۷۳: ۷۱) از رابطه‌ی این فرابار با فرود قوی پوش سپهر میانی می‌گوید که می‌تواند تاییدی بر جنبه‌ی دینامیکی آن باشد. هر چند به نظر

¹ A heat sink.

می‌رسد غربی بودن مسیر عمومی جریان‌ها در عرض‌های متوسط تأثیرات آب و هوایی این پرفشار را در مناطق جنوب شرقی، جنوبی و شرقی تقویت می‌کند، ولی سرزمین ایران به ویژه کرانه‌های جنوبی دریای خزر در موقعیتی قرار دارد که طی دوره اوج فعالیت این پرفشار، دستخوش یورش زبانه‌ها یا کانون‌های فرعی یا مهاجر هم‌پایه با آن قرار می‌گیرد. زبان‌های پرفشار سرد سیبری بر پایه الگوی موقعیت عمومی فرود تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، از محل عمومی این پرفشار یعنی دریاچه بایکال - مغولستان (چنگلان، ۱۹۸۷: ۲۶) به سوی جنوب غرب حرکت می‌کنند. واقع شدن منطقه خزر در زیر بخش شرقی فرود، شرایط ناپایداری و مکش هوای سرد و خشک پرفشار سیبری را تسهیل می‌کند.

شکل (۳-الف) موقعیت کانون پرفشار مؤثر بر بادهای کرانه‌های جنوبی دریای خزر را طی روزهای اوج باد نشان می‌دهد. این موقعیت گستره‌ای از قفقاز تا عرض ۹۰ درجه قطبی و از سیبری شرقی تا دریای سیاه را دربرمی‌گیرد.

برای شناسایی تأثیرات موقعیت پرفشار مؤثر یا فاصله آن از منطقه مورد مطالعه بر ویژگی‌های شدیدترین بادهای الگوهای موقعیت پرفشار مذکور در فصل‌های سه‌گانه رسم شد. طی فصل بهار ۳ کانون پرفشار مربوط به ۳ موج باد در نزدیک منطقه مشاهده گردید ولی مقایسه موقعیت کانون‌های پرفشار مؤثر طی فصل‌های پاییز (شکل ۳-ب) و زمستان (شکل ۳-پ)، تفاوت‌های آشکاری نشان می‌دهد. به سخن دیگر در زمستان که پرفشار مؤثر قوی‌تر و سرعت باد بیشتر است؛ کانون‌های پرفشار در موقعیت شمالی‌تری بوده، فاصله بیشتری از منطقه مورد مطالعه دارند و موقعیت این پرفشارها در بالای عرض ۵۰ درجه جغرافیایی است ولی در پاییز علیرغم کمتر بودن نسبی فشار مرکزی و سرعت باد، کانون‌های پرفشار از لحاظ عرض جغرافیایی گسترش بیشتری داشته، گاه به کرانه‌های جنوبی دریای خزر نزدیک‌تراند. موقعیت پرفشارها در این فصل عرض ۴۰ تا ۶۰ درجه عرض شمالی را دربرمی‌گیرد.

نقش فرابار سیبری در بارش‌های پاییزه کرانه‌های جنوبی دریای خزر از دیگر فصل‌ها به دلایل متعدد طی دوره دو ساله مورد مطالعه برجسته‌تر بود. این دلایل شناخته شده که عموماً به نحوه آرایش سیستم‌های فشار و عارضه‌های جغرافیایی موجود در مسیر ارتباط پیدا می‌کند عبارتند از:

۱) در فصل پاییز چنانکه الگوی موقعیت پرفشار مؤثر، طی روزهای اوج ۷ موج باد پاییزی (شکل ۳-ب) نشان می‌دهد؛ پرفشار، موقعیت عمومی نزدیک‌تری به کرانه‌های دریای خزر نسبت به زمستان (شکل ۳-پ) دارد.

۲) پرفشار در فصل پاییز از فشار مرکزی کمتری برخوردار است.

۳) سرعت متوسط باد در ایستگاه‌های مورد مطالعه کرانه‌های دریای خزر کمتر از زمستان است.

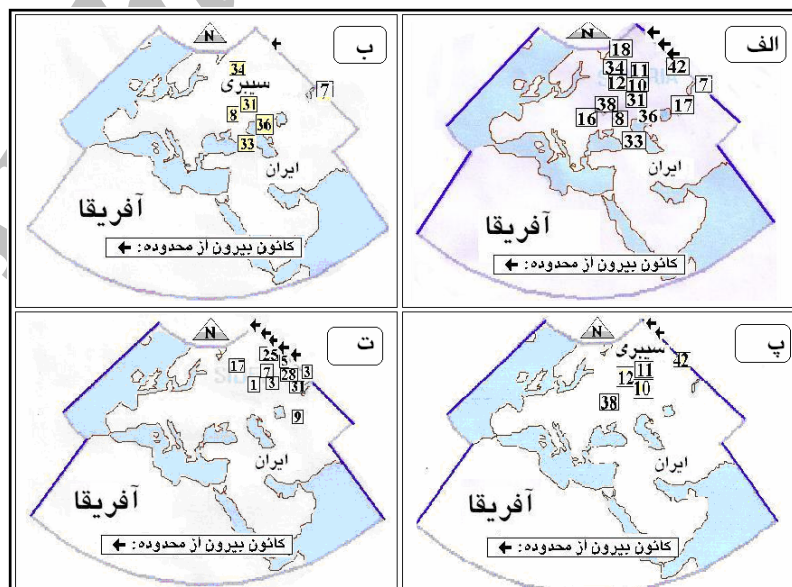
مجموعه سه شرط یاد شده می‌تواند منجر به حرکت آرام جریان‌های هوای سرد و خشک از کانون پرفشار سیبری به سوی کرانه‌های جنوبی دریای خزر شده، فرصت بیشتری را برای انباشت گرما و رطوبت از سطح دریا فراهم کند (علیچانی؛ ۱۳۷۵؛ ۴۳). از این رو تحقیق کنونی بر پایه آمار روزانه باد ایستگاه‌های برگزیده در کرانه‌های جنوبی دریای خزر نشان داد موضوع افزایش فصلی بارش منطقه در پاییز همزمان با افزایش سرعت باد که در تحقیق جهانبخش و کرمی (۱۳۷۸: ۵۴) آمده است قابل تعمیم نیست.

بررسی داده‌های بارش روزهای آرام به تفکیک فصل‌ها (جدول ۳) تکمیل‌کننده‌ی نتایج شکل‌های (۲) و (۲-پ) است و نشان می‌دهد که با قطع شدن باد، میزان بارش به صفر یا نزدیک صفر می‌گراید.

جدول ۳. تطبیق فصلی فشار مرکزی پرفشار مؤثر و میزان بارش در دوره‌های هوای آرام

بهار			زمستان			پاییز		
میزان بارش mm	فشار مرکزی پرفشار مؤثر (hPa)	تاریخ روز میانه هوای آرام	میزان بارش mm	فشار مرکزی پرفشار مؤثر (hPa)	تاریخ روز میانه هوای آرام	میزان بارش mm	فشار مرکزی پرفشار مؤثر (hPa)	تاریخ روز میانه هوای آرام
صفر	۱۰۳۰	۱۹۸۴/۴/۱	صفر	۱۰۵۵	۱۹۸۴/۱/۲۵	صفر	۱۰۵۰	۳۰ ۱۹۸۳/۱۱/۱
۰/۲	۱۰۲۵	۱۹۸۴/۵/۱۷	صفر	۱۰۴۵	۱۹۸۴/۳/۷	صفر	۱۰۴۵	/۱۲/۲۶ ۱۹۸۳
صفر	۱۰۱۰	۱۹۸۴/۵/۳۰	صفر	۱۰۴۵	۱۹۸۵/۱/۵	صفر	۱۰۳۰	/۱۰/۱۹ ۱۹۸۴
صفر	۱۰۲۰	۱۹۸۵/۶/۳	صفر	۱۰۳۰	۱۹۸۵/۳/۳۱	-	-	-
-	-	-	صفر	۱۰۴۰	۱۹۸۵/۱/۲۹	-	-	-

مقایسه الگوی موقعیت سالانه پرفشار مؤثر در روزهای بادی (شکل ۳-الف) نسبت به روزهای مشابه در دوره‌های هوای آرام (شکل ۳-ت) نشان می‌دهد که در روزهای بادی پرفشار در موقعیت عمومی نزدیک‌تری نسبت به کرانه‌های جنوبی دریای خزر قرار دارد. این کاهش فاصله به صورت نسبی هم در عرض و هم در طول جغرافیایی است.



شکل ۳ الگوی موقعیت پرفشار مؤثر (الف): طی روزهای بادی در دوره‌ی مطالعه، (ب): طی روزهای بادی در پاییز، (پ): طی روزهای بادی در زمستان، (ت): طی روزهای آرام در دوره‌ی مطالعه. اعداد نشانگر کد هر موج باد از مجموع ۶۱ موج است.

تأثیرات فصلی پرفشار مؤثر بر شدیدترین بادهای خزری

جدول (۴) به تفکیک فصل، میزان فشار مرکزی پرفشار سبیری را طی روزهای اوج باد از هر موج به همراه مقادیر بارش و سرعت باد در همان روزها نشان می‌دهد. ارقام بارش، مقادیر کل بارشی است که طی روز اوج از هر موج باد در مجموع ایستگاه‌های دارای باد به ثبت رسیده است و ارقام سرعت باد قاعداً، سرعت متوسط باد در مجموع ایستگاه‌های دارای باد طی روز اوج از همان موج باد است. در واقع نمودارهای پیوست شکل‌های (۲) - (ب) و (۲-پ) بر پایه‌ی داده‌های این جدول رسم شد.

جدول ۴ تطبیق فصلی فشار مرکزی پرفشار مؤثر و سرعت باد و میزان بارش در کرانه‌های جنوبی دریای خزر

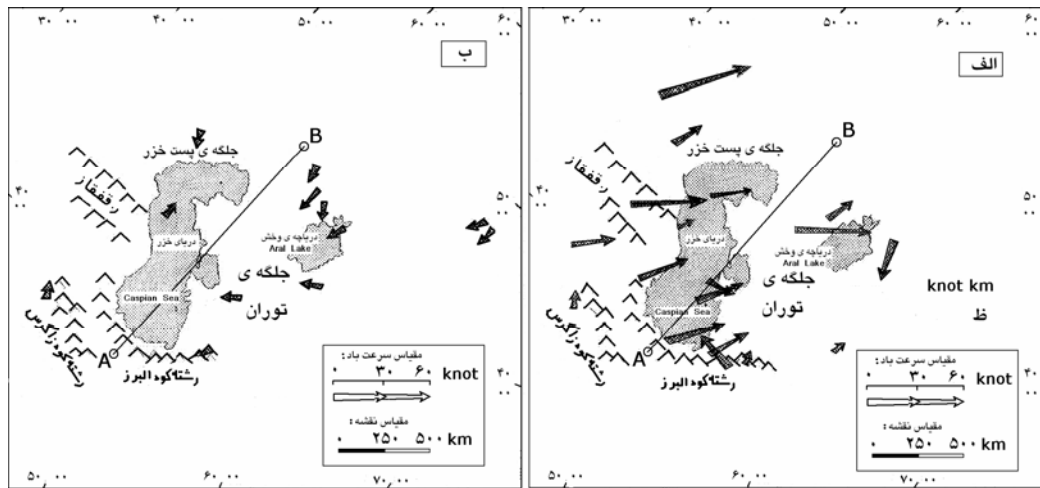
بهار				زمستان				پاییز			
میزان بارش mm	سرعت باد m/s	فشار مرکزی hPa	شماره توفان	میزان بارش mm	سرعت باد m/s	فشار مرکزی hPa	شماره توفان	میزان بارش mm	سرعت باد m/s	فشار مرکزی hPa	شماره توفان
۷/۴	۶/۵	۱۰۲۳	۱۶	۷۷/۳	۱۰/۲	۱۰۵۰	۱۰	۱۳۴/۳	۹/۳	۱۰۴۰	۷
۰/۵	۸/۵	۱۰۲۰	۱۷	۶۴/۶	۱۰/۵	۱۰۵۵	۱۱	۳۸۱	۹/۵	۱۰۳۵	۸
۰	۱۰/۱	۱۰۲۰	۱۸	۹۷/۷	۳۷/	۱۰۵۰	۱۲	۲۰۹/۲	۱۱	۱۰۲۰	۳۱
-	-	-	-	۹۰/۸	۱۵	۱۰۴۰	۳۷	۷۱/۲	۱۳	۱۰۱۳	۳۳
-	-	-	-	۴۵/۳	۱۰	۱۰۳۰	۳۸	۲۱۵/۹	۹	۱۰۴۰	۳۴
-	-	-	-	۵۵	۱۳	۱۰۴۹	۴۲	۸۵/۲	۱۰	۱۰۶۰	۳۵
-	-	-	-	۷۰	۱۴/۶	۱۰۵۵	۴۳	۱۳۴/۳	۷	۱۰۴۵	۳۶

مقایسه داده‌های فشار مرکزی پرفشار سبیری طی فصل‌های پاییز و زمستان نشان می‌دهد که پرفشار در زمستان قوی‌تر است. بیشترین فشار مشاهده شده ۱۰۵۵ هکتوپاسکال است. سرعت باد نیز هماهنگ با فشار مرکزی در زمستان بیشتر از پاییز است. به دیگر سخن از ۷ موج شاخص باد در فصل زمستان ۵ مورد دارای سرعت باد بیشتر نسبت به پاییز است. نیز فشار مرکزی پرفشار سبیری در زمستان بیشتر از پاییز است. بیشتر بودن فشار مرکزی پرفشار سبیری در زمستان می‌تواند ناشی از کاهش بیش از پیش زاویه فصلی تابش باشد و از سوی دیگر گسترش بیشتر سطوح یخ و برف پرفشار سبیری را تشدید می‌کند. تشدید پرفشار سبیری چنانکه آل احمد (۱۳۷۴) نیز آورده است می‌تواند یکی از عوامل مهم تشدید بادهای خزری در زمستان نسبت به پاییز باشد.

الگوی همدید بادهای کرانه‌های جنوبی دریای خزر

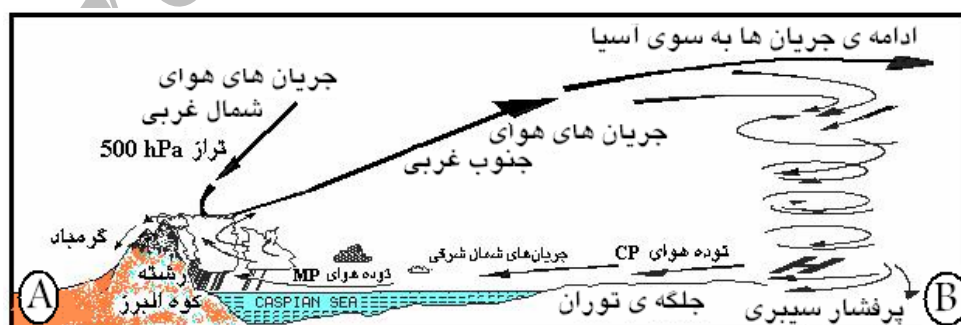
مجموعه الگوهای طراحی شده نشان داد منطقه خزر در روزهای بادی، عموماً در جلو یا شرق فرود تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال است و قاعداً جهت عمومی جریان‌های هوا در این تراز جنوب غربی است. از این رو در صورتی می‌توان توجیه منطقی از حرکت زبانه‌های هوای سرد و خشک سبیری داشت که با بررسی پرچم‌های باد نقشه‌های هوای تراز زمین اختلاف آشکار جهت آن‌ها با پرچم‌های تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال همان منطقه یعنی خزر و بیابان

قره‌قوم مشخص شود. بدین ترتیب با بررسی این نقشه‌ها، الگوهای جهت حرکت هوا در دو تراز منطقه بدست آمد (شکل‌های ۴-الف و ۴-ب).



شکل ۴. الگوی جهت و سرعت شدیدترین بادهای پاییزه ی حوزه خزر در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (الف) و تراز زمین (ب).

نتایج نشان می‌دهد جریان و حرکت هوا در دو جهت متضاد، یعنی در تراز زمین با سمت شمال شرقی و در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال با سمت جنوب غربی برقرار است. در مجموع می‌توان نتایج را به صورت شماتیکی از مقطع AB از شکل (۴) در یک الگوی سه‌بعدی (شکل ۵) نشان داد. این الگو نشان می‌دهد که زبانه‌های سرد و خشک یا توده‌های هوای CP از کانون پرفشار سیبری به سوی جنوب غرب حرکت کرده، با گذر از دریای مازندران به تدریج معتدل و نمناک شده، به توده‌های MP تبدیل می‌شوند. همچنین الگوی یاد شده نشان می‌دهد، حضور فرود تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر بالای منطقه سبب مکش و صعود این جریان‌ها شده، بارش‌های سنگین را از روی دریا به سوی کرانه‌های جنوبی دریای خزر بدنال می‌آورد. البته در پیدایش این سازوکار نقش دیواره ی ۴ تا ۵ هزار متری البرز نیز شایسته‌ی بررسی‌های بیشتر و دقیق‌تری است.



شکل ۵ الگوی سه‌بعدی شدیدترین بادهای کرانه‌های جنوبی دریای خزر

بررسی نقشه‌های ترازهای زمین و بالای جو منطقه خزری طی دوره دوساله نشان داد که شدیدترین بادهای خزری طی فصل‌های چهارگانه از تفاوت‌های آشکاری برخوردارند. برخی از این تفاوت‌ها ضمن تأثیرگذاری بر

ویژگی‌های بارش در نوع خود می‌توانند از یافته‌های نوین آب‌وهواشناسی ایران باشند. در این راستا طی پژوهش کنونی مشخص شد که پایین بودن سرعت نسبی بادهای و بالابودن میزان بارش طی فصل پاییز بر پایه داده‌های ایستگاه‌های سینوپتیک و نقشه‌های هوای روزانه جو به خوبی قابل تشخیص و آنگاه تفسیر است. به نظر می‌رسد طی فصول پاییز سال‌های ۶۸-۱۳۶۶، در کنار فراهم بودن شرایطی چون اختلاف نسبی زیاد میان دمای سطح آب دریای خزر و خشکی‌های پیرامون به ویژه سیبری، شمال شرقی بودن جریان‌های هوا و کاهش گنجایش نم هوا؛ عامل سرعت کم بادهای شمال شرقی از سوی سیبری نیز، به آن‌ها فرصت بیشتری برای کسب نم و حرارت از دریا داده است. طی فصل زمستان گذشته از تغییرات کم و بیشی که شرایط یاد شده داشتند، مشاهده گردید سرعت بادهای بیشتر می‌شود و این می‌تواند یکی از عوامل مهم برای کمتر شدن بارش‌های زمستانه نسبت به بارش‌های پاییزه باشد.

منابع

۱. آل احمد، سید مهرداد (۱۳۷۴) بررسی سینوپتیک امواج ناشی از توفان‌های خزر، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
۲. براتی، غلامرضا. (۱۳۷۸) روابط سیستمی پرفشارهای مهاجر و یخبندان‌های بهاره ایران، مجله تحقیقات جغرافیایی، شماره ۵۵، صص ۱۳۲-۱۵۰.
۳. بوشر، کیت؛ (۱۳۷۱) آب و هوای کره‌ی زمین (منطقه برون حاره)؛ ترجمه بهلول علیجانی؛ نشر سمت.
۴. جهانبخش، سعید و فریبا کرمی. (۱۳۷۸) تحلیل سینوپتیک تأثیر پرفشار سیبری بر بارش‌های سواحل جنوبی خزر، مجله تحقیقات جغرافیایی، ۵۴، صص ۱۰۷-۱۳۱.
۵. حسین‌زاده، سیدرضا. (۱۳۷۶) بادهای صدو بیست روزه سیستان، مجله تحقیقات جغرافیایی، ۴۶، صص ۴۰-۵۲.
۶. خوشحال، جواد و هوشنگ قائمی، (۱۳۷۷) تحلیل و ارایه‌ی یک مدل سینوپتیک - اقلیمی برای بارش‌های بیش از صد میلی‌متر در سواحل جنوبی دریاچه‌ی خزر، نشریه دانشکده‌ی ادبیات و علوم انسانی دانشگاه اصفهان، ۱۳ و ۱۴، صص ۵۳.
۷. ذوالفقاری، مرتضی، (۱۳۸۴) تعیین الگوی سینوپتیک بادهای با سرعت بیش از ۳۶ کیلومتر در ساعت استان قم جهت پیش‌بینی به موقع آن، پژوهشنامه‌ی استان قم، ۴، صص ۱۰۷-۱۳۹.
۸. رستمیان، حمید، (۱۳۷۷) بررسی تغییرات اقلیمی سواحل جنوبی خزر، پایان‌نامه‌ی کارشناسی ارشد، گروه جغرافیای دانشگاه تربیت معلم تهران.
۹. علیجانی، بهلول. (۱۳۷۵) آب‌وهوای ایران. نشر دانشگاه پیام نور، تهران.
۱۰. علیجانی، بهلول و غلامرضا براتی. (۱۳۷۵) تحلیل سینوپتیک یخبندان فروردین هزار و سیصد و شصت و شش، مجله تحقیقات جغرافیایی، شماره ۴۰، صص ۱۲۱-۱۳۵.
۱۱. قشقای، قاسم. (۱۳۷۵) بررسی اثر فرابار سیبری بر بارش‌های پاییزه‌ی سواحل جنوبی دریای خزر. پایان‌نامه‌ی کارشناسی ارشد جغرافیا. دانشگاه تربیت معلم تهران.
۱۲. مرادی، حمیدرضا. (۱۳۸۳). پیش‌بینی سیلاب‌ها بر اساس موقعیت‌های سامانه‌های هم‌دید در شمال شرق ایران. تحقیقات جغرافیایی. ۷۵. صص ۵۴-۷۲.
۱۳. مسعودیان، ابوالفضل، (۱۳۸۲) نواحی اقلیمی ایران، مجله‌ی جغرافیا و توسعه، --، صص ۱۷۱-۱۸۴.

۱۴). مفیدی، عباس. (۱۳۸۳) اقلیم شناسی سینوپتیکی بارش‌های سیل‌زا با منشأ منطقه‌ی دریای سرخ در خاورمیانه. تحقیقات جغرافیایی. ۷۳. صص ۷۱-۹۳.

- 15). Chengelan, B. 1987, Synoptic Meteorology in China, China, Beijing, Ocean Press.
- 16). Dreveton, C, Benech, B, Jourdain, S., 1998, Classification of Wind storms over France. International Journal of Climatology, Vol.18, No.12, pp 1325-1343
- 17). Harnack, RP, Jensen, DT, Cermak, JR., 1997, Investigation to Upper-air Conditions Occuring with Warm Season Severe Wind Events in Utah. Weather and Forecasting, Vol.12, No.2, pp 282-293
- 18). Ding, Y.; Krishnamurti, T. n. 1987, Heat Budget of the Siberian High and the Winter Monsoon, Monthly Weather Review, Vol. 115, 2428-24-49.
- 19). Lydolph, Paul E., 1987, The Climate of the Earth. 3rd Edition, Roman and ... Publisher Press.
- 20). Schwoegler, B. McClintock, M., 1981, Weather and Energy. U. S. A, Mc Graw-Hill Press.
- 21). Smith, K., 1992, Environmental Hazards Assessing Risk & Reducing Disaster London Routledge Press.
- 22). Somova, S.M., Gelder, V., Bolgov, M.V., 2003, Wind Climate Analysis of the Caspian Sea. Abstracts- World Climate Changes Conferences, Moscow.
- 23). Strahler, AH. Strahler A.N., 1992, Moddern Physical Geography. Fourth Edition John Wiley & Sons Press.
- 24). Westwell, I. 1999, Factfinder Guide Weather, Lonon, Grange Books Press.
- 25). William C.M., 1999, Introduction to Weather Predicting Simplified. USA, McGraw-Hill Press.
- 26). Yi, Z. Kheneth, R.S. and Boyle, J.S., 1996, Climatology of ast Asian inter Monsoon and Cold Surges: Results from the 1979-1995 NC/NCA Reanalysis. Lawrence Livermore National Laboratory, No30. P1.

Archive of SID