

تحلیل ماهیت و ساختار باد سیستان

محسن حمیدیان پور^{۱*}، عباس مفیدی^۲ و محمد سلیقه^۳

استادیار، دانشگاه سیستان و بلوچستان، دانشکده جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، زاهدان، ایران
 استادیار، دانشکده جغرافیا، دانشگاه فردوسی، مشهد، ایران
 استادیار، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

(تاریخ دریافت: ۹۴/۰۶/۲۹، تاریخ پذیرش: ۹۴/۱۲/۰۱)

چکیده

در پژوهش حاضر با استفاده از داده‌های با توان تفکیک بالا در مقیاس ۲۰ کیلومتر حاصل از ریزمقیاس‌نمایی دینامیکی داده‌های واکاوی NNRP1 با مدل دینامیکی RegCM طی یک دوره ده‌ساله (۲۰۱۰-۲۰۰۱) ماهیت و ساختار باد سیستان مورد بررسی قرار گرفت. نخست، ویژگی‌های باد براساس داده‌های سطح زمین ایستگاه زابل مطالعه شد. پس از آن داده‌های ریزمقیاس‌نمایی شده حاصل از مدل با داده‌های ایستگاه یادشده مورد ارزیابی قرار گرفت و با تأیید عدم تفاوت معنی‌دار بین داده‌های خروجی مدل و داده‌های ایستگاه در سطح زمین، تحلیل ماهیت و ساختار باد انجام شد. به‌طور کلی مقاله به دو بخش ماهیت و ساختار باد سیستان تقسیم شده است. بررسی ماهیت باد نشان داد در مقایسه با داده‌های تفکیک ۲/۵ درجه‌ای، ریزمقیاس‌نمایی دینامیکی با توان تفکیک بالا، نتایج بیشتری در مورد آرایش فضایی سامانه‌های موثر بر باد سیستان و همچنین ساختار دقیق‌تری از نحوه وقوع این باد به نمایش می‌گذارد. انتخاب یک مقیاس مناسب در پژوهش حاضر نقش برجسته کم‌فشار سیستان و پرفشارهای کوه‌های خراسان را به عنوان سامانه‌های محلی در تشکیل و تکوین ویژگی‌های محلی باد سیستان آشکار ساخته است. بررسی ساختار باد بر اساس خروجی‌های مدل بیانگر آن است که باد سیستان دارای دو هسته بیشینه در حوالی خواف (دشت آتیشان) و حوالی دریاچه هامون (شهر زابل) است که هسته دوم از شدت بیشتری برخوردار است. یافته‌ها نشان داد که باد سیستان در ارتفاع تقریبی ۵۰۰ متر از سطح زمین به بیشینه سرعت خود رسیده و سرعتی بالغ بر ۱۷ متر بر ثانیه را به‌طور متوسط در این سطح تجربه می‌کند. وقوع بیشینه شدت باد در ساعات شب در مجاورت سطح زمین، همچنین چینش قائم بسیار شدید باد، حکایت از حضور یک جریان جتی تراز زیرین شبانه در قلمرو اصلی وزش باد سیستان در شرق فلات ایران دارد. بررسی اولیه ساختار لایه مرزی و تغییرات آن در طی شبانه روز، این نظریه را قوت می‌بخشد که پیدایش جریان جتی تراز زیرین در محدوده شرق فلات ایران (باد سیستان) بیش از آن که ناشی از اختلاف گرمایی و شیب فشار محلی بین مناطق پست و کوهستانی باشد و از نظریه هولتن پیروی کند، بیشتر از نظریه نوسان لختی بلک‌آدار و آزادشدگی لایه مرزی از نیروی اصطکاک در نتیجه کاهش تلاطم در شب پیروی می‌کند.

واژگان کلیدی: باد سیستان، RegCM، کم‌فشار سیستان، پرفشار کوه‌های خراسان، جریان جتی تراز زیرین شبانه

۱ مقدمه

یکی از ویژگی‌های اقلیمی بارز شرق فلات ایران، وزش بادهای مداوم، شدید و توفانی است (میدلتون، ۱۹۸۶؛ گودی و میدلتون ۲۰۰۱؛ خسروی، ۱۳۸۹)، به طوری که مک‌ماهان (۱۹۰۶-الف) پس از بازدید خود از سیستان و بلوچستان می‌نویسد: اگر منطقه‌ای شایسته عنوان «سرزمین بادها» باشد، آن سرزمین سیستان است. او از این باد با عنوان باد صدویست روزه سیستان یاد می‌کند که در طول فصل تابستان می‌وزد (مک‌ماهان ۱۹۰۶-ب). باد صدویست روزه سیستان دارای اثرات اکولوژیکی مثبت و منفی بسیار زیادی است. در واقع باد سیستان یک پدیده میان‌مقیاس جوئی است که با وزش مداوم خود متناوباً به تراکم گردوخاک، کاهش دید و افزایش آلاینده‌های معدنی در محیط سطحی و نیواری دشت سیستان و منطقه وسیعی در غرب افغانستان و شمال غربی پاکستان کمک می‌کند (خسروی، ۱۳۸۹). گندمکار (۱۳۸۹) بر اساس آمار ۱۲۰ ایستگاه همدیدی کشور، ایران را به ۱۰ پهنه بادی تقسیم می‌کند که هر پهنه از نظر وسعت و سرعت وزش باد در زمان‌های مختلف سال ویژگی‌های خاص خود را دارند. در این میان وسیع‌ترین پهنه بادی ایران پهنه وزش باد سیستان است که محدوده وسیعی از استان‌های سیستان و بلوچستان، کرمان، خراسان جنوبی و رضوی، یزد و اصفهان را شامل می‌شود. بررسی‌های اخیر نشان می‌دهد که پس از وقوع خشکسالی در منطقه سیستان، تعداد و شدت توفان‌های خاک افزایش یافته است (راشکی و زرین، ۱۳۸۶). مضاف بر این، شواهد اخیر دال بر اثرات فرامنطقه‌ای این باد در محدوده وسیعی از جنوب و جنوب‌غرب آسیاست (کاسکاوتیس و همکاران، ۲۰۱۴؛ ۲۰۱۵). این بادهای می‌توانند ذرات ریز خاک را در مناطق خشک حرکت دهند و به سمت جنوب یعنی دریای عمان منتقل کنند (والترس و اسجوبرگ، ۱۹۸۸؛ بایرز، ۱۹۹۵؛ تدت، ۱۹۹۶). هانتینگتون (۱۹۰۵) باد سیستان را دنباله

شمال‌سوی بادهای بسامان می‌داند که به واسطه روند غالب استقرار کوه‌ها به سمت غرب انحراف یافته است. همچنین بنا به نوشته علیجانی (۱۳۷۳) باد سیستان در دوره گرم سال یعنی از ۱۵ خرداد تا ۱۵ مهرماه به مدت ۱۲۰ روز از ارتفاعات شمال‌شرق ایران به سرزمین‌های جنوب‌شرقی ایران می‌وزد. به گفته وی این بادهای دامنه‌های جنوبی البرز بسیار مطبوع و خنک است، اما پس از عبور از بیابان‌های خشک دشت کویر و دشت لوت، بسیار گرم و خشک می‌شود به طوری که در سیستان و بلوچستان پوشش گیاهی را از بین می‌برد و خسارات جبران‌ناپذیری را منجر می‌شود. حسین‌زاده (۱۳۷۶) با استفاده از نقشه‌های روزانه فشار تراز دریا و تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، باد صدویست روزه سیستان را بررسی کرد؛ نتایج پژوهش نشان داد که جهت باد در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال هیچ ارتباطی با تراز دریا ندارد و باد صدویست روزه پدیده‌ای سطحی است که به ندرت به ترازهای بالاتر جو گسترش می‌یابد. ایشان عامل اصلی به وجود آوردنده باد صدویست روزه را یک مرکز کم‌فشار نسبتاً قوی در جنوب‌شرق ایران و همچنین دو مرکز پرفشار یکی بر روی دریای خزر و دیگری در ارتفاعات شمال‌شرقی خارج از کشور می‌داند. شایان ذکر است براساس همان مطالعه مشخص گردید که نقش پرفشار روی دریای خزر از اهمیت بیشتری برخوردار است. خسروی (۱۳۸۷) نیز علت وزش بادهای شمال تا شمال غرب در سیستان را حاصل تضاد فشار هوا بین کانون کم‌فشار موسمی مستقر در جنوب ایران و پاکستان و مراکز پرفشار دریای خزر تا آسیای میانه و شمال افغانستان می‌داند. علاوه بر این، سلیقه (۱۳۸۹) با بررسی نقشه‌های توزیع مراکز فشار در ترازهای مختلف جو و مقایسه آنها با نقشه‌های هم‌سرعت باد در منطقه دریافت، در صورتی که در سطح زمین شرایط وافشاری و شیب گرمایی بین دو مرکز کم‌فشار پاکستان و پرفشار خزر وجود داشته باشد جریان باد صدویست روزه برقرار

فشار مرکزی آن بیش از ۱۰۲۰ هکتوپاسکال است مستقر می‌شود. در همین زمان تفاوت دمای سطح زمین منطقه سیستان و دریای خزر حدود ۲۱ درجه سلسیوس است. شیب فشاری و دمایی شدید بین دو منطقه، منجر به ایجاد بادهای شدید و توفان گردوخاک می‌شود. در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال نیز یک مرکز چرخندی بر جنوب ایالت بلوچستان پاکستان بسته شده و منطقه سیستان در محدوده تسلط پربند ۱۴۴۰ ژئوپتانسیل متر قرار می‌گیرد. در مقابل، واچرخندی با پربند ۱۵۴۰ ژئوپتانسیل متر بر روی دریای خزر بسته می‌شود که بیانگر همراهی جریانات این تراز از جریانات سطح زمین است.

مطالعات دیگری نیز باد سیستان را موضوع اصلی بررسی خود قرار داده‌اند. در این میان، برخی مطالعات به شناخت ویژگی‌های آماری باد سیستان چون: شدت، فراوانی وقوع، مدت وزش باد پرداخته‌اند، در حالی که بخش دیگری از مطالعات نقش باد سیستان در ایجاد فرسایش بادی و یا توان بالقوه این باد در رابطه با استفاده از انرژی نو را مورد بررسی قرار داده‌اند. از جمله این مطالعات می‌توان به کاویانی (۱۳۷۴)، هادربادی (۱۳۷۹)، گندمکار (۱۳۸۵)، گندمکار (۱۳۸۸) و علیجانی و رئیس‌پور (۱۳۹۰) اشاره داشت. هادربادی (۱۳۷۹) به مطالعه تأثیر بادهای صدویست روزه سیستان در فصل تابستان پرداخت و نتیجه گرفت که مسطح بودن منطقه و وزش بادهای شدید در طول تابستان از دلایل عمده فرسایش خاک در این منطقه است. از دیگر مطالعات آماری که به‌طور ویژه برای بادهای شرق کشور انجام شده مطالعه بابائیان و همکاران (۱۳۸۲) است در واقع آنها به تحلیل شیو (گرادیان) فشار در تراز دریا برای وقوع بادهای شدید تابستانه پرداختند. همچنین در پژوهش دیگری در خصوص زمان آغاز، طول دوره و پایان باد صدویست روزه سیستان، مفیدی و همکاران (۱۳۹۲) بیان داشتند که متوسط طول دوره وزش این باد ۱۶۵ روز در سال می‌باشد.

می‌شود. اما این جریان چندان شدتی نخواهد داشت، مگر آنکه شیب وافشاری و شیب گرمایی در نتیجه توسعه زبانه‌های کم‌فشار موسمی و نفوذ ناوه بادهای غربی در ترازهای پایین وردسپهر ایجاد شود. حال اگر در ترازهای میانی وردسپهر پرفشار جنب‌حاره‌ای حاکم شود، چون شرایط صعود از بین می‌رود در نتیجه در سطح زمین نیز از سرعت و شدت این بادهای کاسته می‌شود (نچارسلیقه، ۱۳۸۰). سلیقه در مطالعات خود، نظر قبلی حسین‌زاده (۱۳۷۶) را مبنی بر اینکه بادهای صدویست روزه سیستان تا ترازهای میانی وردسپهر امتداد ندارند و محدود به سطح زمین هستند رد می‌کند (سلیقه، ۱۳۸۹). در همین راستا، خسروی (۱۳۸۹) با استفاده از مدل NAAPS در دوره آماری ۲۰۰۳-۲۰۰۵ به برآورد تغییرات غلظت غبار و عمق نوری با توجه به سمت و سرعت باد سیستان پرداخت. پس از تولید و تحلیل سری‌های زمانی غلظت غبار، سولفات، عمق نوری و جهت و سرعت بادهای مرتبط با آن در ترازهای مختلف جو در قالب نمودارهای "ارتفاع - زمان" نتایج ایشان نشان داد که بادهای صدویست روزه سیستان تا تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال (حدود ۱۰ کیلومتری) را با ذرات میکرونی غبار آلوده می‌سازد. یافته‌های ایشان بیانگر آن است که در موارد استثنائی غلظت محسوس گردوخاک حتی تا ارتفاع ۲۰۰ هکتوپاسکال نیز مشاهده می‌شود، هر چند بیشینه غلظت گردوخاک مربوط به ترازهای پایینی جو است. علیجانی و رئیس‌پور (۱۳۹۰) در مطالعه خود با هدف بررسی شرایط هم‌دید تراز دریا و تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال به این نتیجه رسیدند که هنگام بروز توفان گردوخاک در دوره گرم سال (توفان خیزترین فصل) بر روی نقشه فشار تراز دریا، با تقویت کم‌فشار موسمی هند، دو مرکز کم‌فشار فرعی در محدوده جنوب پاکستان و جنوب افغانستان با فشار مرکزی کمتر از ۱۰۰۰ هکتوپاسکال بسته می‌شوند؛ در مقابل، مرکز پرفشاری بر روی دریای خزر که عموماً

باد از اواسط می تا اواسط سپتامبر، وقتی که پرفشار کوه‌های هندوکش افغانستان و کم‌فشار حاصل در مناطق بیابانی ایران و افغانستان شیو فشاری قوی ایجاد می‌کنند، شدید است. این بادهای در اثر گذر از مجرای توپوگرافی منطقه، سریع‌تر می‌شوند و می‌توان یک تراز زیرین را در ارتفاع ۳۰۰ تا ۵۰۰ متر مشاهده کرد. این باد می‌تواند در طول شب سرعتی برابر با ۲۰ متر بر ثانیه داشته باشد. علاوه بر پژوهش‌های یادشده، می‌توان به مطالعاتی با ماهیت دینامیکی، اما مربوط به مکان‌های پیرامونی دشت سیستان و یا قسمتی دیگری از شرق فلات ایران اشاره کرد. باروق و همکاران (۲۰۱۰) با استفاده از مدل MMS به تحلیل دینامیکی جریان‌های دره لوت پرداختند. نتایج این مطالعات نشان داد که سامانه‌های همدیدی تابستانه منجر به تشکیل شیو فشاری شمال و جنوب در دره لوت می‌شود که این وضعیت می‌تواند بادهای در دره هدایت کند. در این مطالعه نگارندگان جریان‌های شکل گرفته در دره لوت را از نوع جریان‌های جتی سطح پایین در نظر گرفته‌اند. در همین زمینه می‌توان به پژوهشی دیگر توسط بیدختی و برومند (۱۳۸۵) اشاره داشت. مطالعه آنها در قالب سه بخش آماری، همدید و عددی به انجام رسیده است. نتایج حاصل از این مطالعه نشان داد که با توجه به توپوگرافی محل و قرار گرفتن دره لوت در بین رشته کوه‌های موازی و مرتفع پیدایش بادهای شمالی در منطقه از الگوی باد شکافی تبعیت می‌کند. از نظر آماری نیز همبستگی خوبی بین وقوع بادهای قوی شمالی و شیو فشار نصف‌النهاری دیده می‌شود. فرارفت هوای سرد از عرض‌های شمالی و شیو فشار نصف‌النهاری عواملی هستند که در پیدایش این جریان‌ها نقش شایان توجهی دارند. در این زمینه می‌توان پژوهش انجام شده توسط لیو و همکاران (۲۰۰۰) را نیز اضافه کرد. آنها در یک مطالعه عددی حالتی خاص از جریان‌های تراز زیرین در دره لوت

در این پژوهش آنها عنوان باد سیستان را برای مطالعه خود برگزیده‌اند و به این نتیجه رسیده‌اند که شدت وزش باد، همچنین زمان آغازگری، زمان خاتمه و طول مدت وزش باد سیستان از سالی به سال دیگر تغییرات چشمگیری نشان می‌دهد. آنها تغییر ناگهانی در شدت وزش باد و آغاز و خاتمه نسبتاً ناگهانی باد سیستان را، بیانگر نقش عوامل بزرگ‌مقیاس و مقیاس منطقه‌ای در شکل‌گیری جریانات ترازهای زیرین وردسپهر در شرق فلات ایران می‌دانند. از بررسی پیشینه مطالعاتی باد سیستان استنباط می‌شود که پژوهش‌های بسیار کمی به منظور شناخت و بررسی ماهیت و ساختار دینامیک باد سیستان در مقیاس منطقه‌ای و محلی به انجام رسیده است. بی‌گمان انجام مطالعات مقیاس منطقه‌ای و میان‌مقیاس نیازمند بهره‌گیری از داده‌های با تفکیک بالا حاصل از مدل‌های عددی دینامیکی خواهد بود. کمالی (۱۳۹۱) به بررسی و ارزیابی عملکرد مدل اقلیمی مقیاس منطقه‌ای RegCM به منظور شناسایی ساختار توفان‌های خاک در منطقه سیستان پرداخت. در این پژوهش، مدل RegCM برای بررسی ۴۱ توفان فراگیر خاک در دشت سیستان در طول دوره گرم و سرد سال با یک مدل گردو خاک جفت شده است. مدل در دو تفکیک ۲۰ و ۸۰ کیلومتر اجرا شد. نتایج نشان داد که مدل ذکر شده مدلی مناسب در شناسایی توفان‌های خاک و الگوهای گردشی جو در منطقه سیستان است. شایان ذکر است که مدل نتایج بهتری در تفکیک ۲۰ کیلومتر از خود نشان داد. علاوه بر این، یافته‌های این محقق نشان داد که کم‌فشار سیستان و پرفشار خراسان نقش کلیدی در شکل‌گیری توفان‌های خاک دشت سیستان در مقیاس منطقه‌ای در دوره گرم سال دارند. علیزاده چوبری و همکاران (۲۰۱۴) با استفاده از مدل WRF/Chem به بررسی باد صدویست روزه سیستان و منابع اصلی گردو خاک موثر بر ایران پرداختند. نتایج نشان داد که این

ریزمقیاس‌نمایی دینامیکی به‌منظور مطالعه فرایندهای اقلیمی (گیورگی و همکاران، ۱۹۸۹؛ پال و الطاهیر، ۲۰۰۳؛ آبیون و همکاران ۲۰۰۷؛ سایلا و همکاران، ۲۰۱۰؛ مارسلا و الطاهیر، ۲۰۰۸؛ مارسلا و الطاهیر، ۲۰۱۲)، تغییر اقلیم منطقه‌ای (گیورگی و همکاران، ۲۰۰۴؛ کاسترو و همکاران، ۲۰۰۵؛ بلوم و همکاران، ۲۰۰۸) و تغییرپذیری فصلی اقلیم (کاسترو و همکاران، ۲۰۰۷؛ راسکل و همکاران، ۲۰۰۸؛ باسط و همکاران؛ ۲۰۱۲؛ ونگ و آلو، ۲۰۱۲) استفاده شده‌اند. براین‌اساس، هدف اصلی پژوهش حاضر تبیین ساختار و ماهیت باد سیستان با بهره‌گیری از توان یک مدل منطقه محدود با توان ریزمقیاس‌نمایی فرایندهای اقلیمی در مقیاس منطقه‌ای است.

۲ ویژگی‌های جغرافیایی منطقه

منطقه مورد مطالعه در شرق ایران و غرب کشور افغانستان قرار دارد. این منطقه دارای اقلیم گرم و خشک است که به دلیل فقدان بارش و پوشش گیاهی مناسب، زندگی حیوانی و گیاهی در این منطقه با مخاطرات فراوان همراه می‌باشد. این ویژگی‌ها در دوره گرم سال شدت می‌یابند، بر وخامت اوضاع می‌افزایند و شرایط سخت اقلیمی را به وجود می‌آورند. همان‌طور که در شکل ۱ مشاهده می‌شود، منطقه مورد مطالعه را می‌توان به سه منطقه کوهستانی غرب افغانستان، منطقه کوهستانی شرق ایران (شامل کوه‌های خراسان مرکزی و جنوبی) و مناطق پست محاط‌شده با کوه‌های مذکور مانند شن‌زار دشت مارگو و ریگستان در استان نیمروز کشور افغانستان و دشت سیستان تفکیک کرد. این منطقه به لحاظ اقلیمی در قلمرو مناطق فراخشک قرار می‌گیرد. بی‌شک توپوگرافی پیچیده منطقه و دره‌م‌تنیدگی مناطق پست و مرتفع در شرق فلات ایران به‌عنوان یک واداشت محلی قوی عمل کرده و جریان ترازهای زیرین را در این گستره جغرافیایی متاثر می‌سازد.

را مورد بررسی قرار دادند و شرایط دینامیکی و همدید حاکم بر منطقه را در زمان وقوع جریان‌های جتی تراز پایین بررسی کردند.

همان‌طور که ملاحظه گردید عمده پژوهش‌های انجام شده در رابطه با باد سیستان ساختار این باد را در مقیاس کلان مورد بررسی قرار داده‌اند و بیان می‌دارند که علت شکل‌گیری باد سیستان اختلاف فشار میان کم‌فشار پاکستان و پرفشار خزر و یا پرفشارهای مستقر بر شمال منطقه است. علیرغم پژوهش‌های بی‌شمار انجام شده و وجود یک پیشینه قوی، همچنان سوالات و ابهامات فراوانی در خصوص ماهیت و ساختار باد سیستان به‌ویژه در مقیاس محلی و میان‌مقیاس وجود دارد که در ادامه به آنها اشاره خواهد شد. این که شروع و پایان نسبتاً ناگهانی باد سیستان ناشی از چه عواملی می‌باشد؟ باد سیستان از چه تغییراتی در طی شبانه‌روز برخوردار است؟ علل تغییرات سال به سال در شدت وزش باد سیستان چیست؟ باد سیستان در نیم‌رخ قائم‌جو از چه ساختاری برخوردار است و پیشینه شدت خود را در چه ارتفاعی پیدا می‌کند؟ باد سیستان به لحاظ گستره افقی، چه محدوده جغرافیایی را دربرمی‌گیرد؟ ویژگی‌های جغرافیایی و عوامل محلی به چه میزان در پیدایش باد سیستان نقش دارند؟ برهمین‌اساس، پژوهش پیش رو سعی دارد پاسخی را برای برخی از سوالات طرح شده فراهم آورد.

پاسخ‌دهی به برخی از این سوالات با استفاده از داده‌های با تفکیک مکانی پایین (۲/۵ * ۲/۵ درجه)، همچون داده‌های NCEP/NCAR، امکان‌پذیر نبوده و درواقع پاسخ‌گویی به سوالات و چالش‌های موجود در خصوص ماهیت و ساختار باد سیستان انجام پژوهش در میان‌مقیاس را امری اجتناب‌ناپذیر می‌سازد. در این راستا از یک مدل عددی منطقه محدود که قابلیت استفاده برای مطالعات اقلیمی را داراست، استفاده می‌شود. این مدل‌ها در سطح جهان به‌طور گسترده به‌عنوان ابزاری برای

پژوهش‌های جوّی آمریکا با تفکیک افقی $2/5^\circ \times 2/5^\circ$ و در بازه‌های زمانی شش ساعته برای سال‌های ۲۰۰۱ تا ۲۰۱۰ استفاده شد. این داده‌ها شامل ارتفاع ژئوپتانسیلی، مولفه مداری باد (U)، مولفه نصف‌النهاری باد (V)، دمای هوا و سرعت قائم باد برای ۱۷ تراز فشاری و سطح زمین و همچنین رطوبت نسبی برای ۸ تراز هستند.

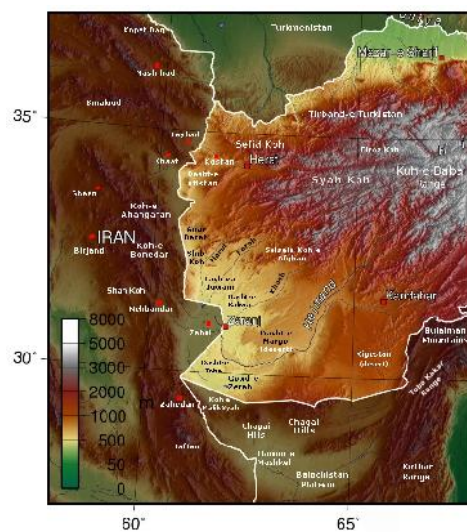
همچنین از داده‌های سطح زمین شامل توپوگرافی، عمق اقیانوس‌ها، کاربری اراضی، بافت و رطوبت خاک و چند کمیت دیگر با تفکیک افقی 30° ثانیه تهیه شده توسط سازمان زمین‌شناسی آمریکا استفاده شد. علاوه بر آن از داده‌های دمای سطح آب دریا (SST) با تفکیک مکانی $1^\circ \times 1^\circ$ از اداره ملی جوّ و اقیانوس آمریکا (NOAA) به صورت هفتگی استفاده شد. جزئیات دقیق‌تری از داده‌های مورد استفاده در جدول ۱ آورده شده است.

ب) داده‌های خروجی مدل

پس از اجرای مدل، داده‌های خروجی با فرمت NetCDF و برای دوره زمانی ۱۰ ساله (۲۰۰۱-۲۰۱۰) در قالب سه دسته فایل خروجی شامل داده جوّی (ATM)، داده‌های سطح (SRF) و داده‌های تابش (RAD) مورد استفاده قرار گرفت. این داده‌ها شامل مولفه مداری باد (U)، مولفه نصف‌النهاری باد (V)، سرعت قائم (امگا)، دمای هوا، رطوبت سطحی، شار گرمای محسوس، دمای سطح زمین و دمای هوا در ترازهای مختلف جوّ و چند کمیت دیگر در ۲۳ تراز با مختصه قائم سیگما است.

۳-۲ روش کار

باد سیستم یکی از ویژگی‌های تاثیرگذار بر محیط زیست شرق فلات ایران می‌باشد که در میان برخی از ساکنین این منطقه به نام محلی لوار شهرت یافته است. این باد علاوه بر تاثیر گسترده بر سیمای طبیعی شرق فلات ایران، بر ساختار



شکل ۱. منطقه مورد مطالعه در شرق فلات ایران.

۳ داده‌ها و روش کار

۳-۱ داده‌های مورد استفاده

به منظور نیل به هدف اصلی پژوهش داده‌های مورد استفاده در این مطالعه به دو سری داده‌های مشاهداتی و مدل‌سازی تقسیم می‌گردند.

۳-۱-۱ داده‌های مشاهداتی

برای انجام تحقیق پیش‌رو از داده‌های روزانه و ساعتی سرعت و جهت باد در ایستگاه زابل استفاده شد. این ایستگاه به دلیل قرارگیری آن در کانون باد سیستم انتخاب شد. داده‌های ایستگاه مورد نظر از اداره کل هواشناسی استان سیستان و بلوچستان اخذ گردید، ضمن اینکه از داده‌های مذکور برای درستی سنجی خروجی مدل نیز بهره گرفته شده است.

۳-۱-۲ داده‌های مدل‌سازی

الف) داده‌های ورودی

دسته دوم داده‌ها، داده‌های ترازهای بالا و همچنین داده‌های مدل RegCM4.1 است. برای شرایط اولیه و مرزی از داده‌های (NCEP/NCAR Reanalysis) NNRPI (Project) مرکز ملی پیش‌بینی محیطی/مرکز ملی

جدول ۱. جزئیات داده‌های ورودی مورد استفاده در مدل‌سازی.

ردیف	داده‌های مورد استفاده	توضیح
۱	دوره مدل‌سازی	۲۰۰۱ تا ۲۰۱۰
۲	مادهای مدل‌سازی	آوریل، مه، ژوئن، ژوئیه، اوت، سپتامبر و اکتبر
۳	داده‌های جوی اولیه	نسخه اول داده‌های مرکز ملی پیش‌بینی‌های محیطی آمریکا (NNRPI) با تفکیک $2/5^{\circ} \times 2/5^{\circ}$
۴	داده‌های دمای سطح دریا	از اداره ملی جو و اقیانوس آمریکا با تفکیک $1^{\circ} \times 1^{\circ}$
۵	داده‌های توپوگرافی و پوشش سطحی	GTPO30_30min و GLCC_BATS30min
۶	مرکز محدوده مطالعاتی	عرض جغرافیایی 35° شمالی و طول جغرافیایی 61° شرقی
۷	گام مکانی	۲۰ کیلومتر
۸	گام زمانی	۶ ساعته
۹	تعداد نقاط شبکه در راستای غربی-شرقی	۱۴۶ نقطه
۱۰	تعداد نقاط شبکه در راستای جنوبی-شمالی	۱۴۲ نقطه

۱- به کار بردن مدل‌های گردش کلی (GCMs) با

تفکیک مکانی بسیار بالا،

۲- روش‌های آماری ریزمقیاس‌نمایی،

۳- مدل‌های اقلیمی مقیاس منطقه‌ای (RCMs)

مشهور به روش‌های ریزمقیاس‌نمایی دینامیکی.

استفاده از مدل‌های گردش کلی با تفکیک مکانی بالا هنوز در مرحله آزمایش است و از طرفی به لحاظ مالی و زمانی مقرون به صرفه نیست (پاسینی، ۲۰۰۶). روش‌های آماری برحسب فلسفه و روش به سه طبقه اصلی روش‌های خطی، طبقه‌بندی هوا و مولدهای هواشناسی تقسیم می‌شوند و قادر به ریزمقیاس‌نمایی داده‌های گردش کلی جو در سطح یک نقطه هستند. این روش‌ها با توجه به رابطه آماری موجود بین داده‌های مشاهداتی و گردش کلی جو به ریزمقیاس‌نمایی داده‌های GCMs می‌پردازند و بیشتر در تولید متغیرهای هواشناختی همچون باران، دما و غیره به‌ویژه با هدف مطالعه تغییر اقلیم در آینده کاربرد دارند. بنابراین با توجه به هدف مطالعه یعنی شبیه‌سازی فرایندهای اقلیمی استفاده از مدل‌های دینامیکی ریزمقیاس‌نمایی بسیار مفید است و این امر باعث می‌شود نتایج به سمت نتایج منطقه‌ای میل کند. در طی چند دهه گذشته مدل‌سازی اقلیم منطقه‌ای با استفاده از RCMs رشد چشمگیری داشته و در عین حال از طیف گسترده‌ای از

فرهنگی جوامع ساکن در مرزهای شرقی اثرگذار بوده است، به طوری که نحوه زندگی و حتی خلق برخی از ابزار مانند آس‌بادها متأثر از این پدیده اقلیمی است. همان‌طوری که در مقدمه بیان شد این باد تحت تاثیر عوامل بزرگ‌مقیاس و میان‌مقیاس ایجاد و کنترل می‌شود. ویژگی‌های یکتای باد سیستان سبب می‌شود برای شناسایی ساختار و ماهیت آن از داده‌ها و ابزار استفاده شود که امکان آشکارسازی دقیق فرایندهای حاکم را فراهم آورد. با توجه به نقص و محدودیت داده‌های ایستگاهی، نمی‌توان با تکیه بر این نوع داده‌ها ویژگی‌های یادشده را به‌طور جامع مورد ارزیابی قرار داد. از طرفی استفاده از داده‌های رقمی چون داده‌های واکاوی‌شده NCEP/NCAR و یا سایر داده‌های رقمی معتبر (چون ERA40) نمی‌تواند به‌خوبی ساختار و ماهیت پدیده‌ای مانند باد سیستان را آشکار سازد، چرا که از نظر تفکیک، این داده‌ها دارای تفکیک مکانی پایینی هستند و نیاز به ریزمقیاس‌نمایی آنها وجود دارد (بارو و همکاران، ۱۹۹۶؛ باردوسی، ۱۹۹۷؛ ویلی و همکاران، ۱۹۹۸؛ میرنز و همکاران، ۱۹۹۹؛ مورفی، ۱۹۹۹؛ سالن و همکاران، ۲۰۰۸). به‌طور خلاصه سه روش برای به‌دست آوردن نتایجی در حد مقیاس محلی-منطقه‌ای از مدل‌های اقلیمی وجود دارد (پاسینی، ۲۰۰۶):

پژوهش حاضر نسخه RegCM4.1 برای ریزمقیاس‌نمایی دینامیکی و تحلیل ماهیت و ساختار باد سیستان در شرق فلات ایران با تفکیک ۲۰ کیلومتر استفاده شده است. بر اساس مطالعه کمالی (۱۳۹۲) تفکیک یادشده بهترین شرایط را برای مطالعه ویژگی مقیاس منطقه‌ای باد سیستان فراهم می‌سازد. در این مطالعه از خروجی‌های مدل RegCM برای آشکارسازی میزان گسترش افقی و قائم باد سیستان، تغییرات شبانه‌روزی باد، شناسایی منطقه بیشینه وزش و شناسایی سامانه‌های فشار محلی و منطقه‌ای در محدوده شرق فلات ایران استفاده شده است.

۴ بحث

۴-۱ ویژگی‌های رژیم باد سطحی (سطح زمین) در دشت سیستان

هدف اصلی این پژوهش تبیین ساختار و ماهیت باد سیستان است. بدین منظور قبل از آغاز بحث در مورد ساختار باد سیستان، نخست بررسی آماری بر روی خصوصیات باد سطحی در مقیاس زمانی ساعتی، ماهانه و فصلی انجام می‌گیرد. براساس آمار ۴۱ ساله ایستگاه زابل متوسط شدت باد در طول دوره آماری (۱۹۷۲-۲۰۱۲) حدود ۱۷/۳ متر برثانیه (۶۲/۱۷ km/h) محاسبه گردیده است که در این دوره آماری بالاترین میزان سرعت باد حدود ۳۸/۹ متر برثانیه (۱۴۰/۰۱ km/h) در سال ۱۹۸۴ رخ داده است، که بر اساس طبقه‌بندی باد در شاخص بوفورت جزء داده‌های بسیار شدید (توفان بسیار شدید) محسوب می‌شود. در مقابل، پایین‌ترین سرعت باد به طور متوسط حدود ۸/۶ متر برثانیه (۳۰/۹۶ km/h) در سال ۲۰۱۲ به وقوع پیوسته است (حمیدیان‌پور، ۱۳۹۲). جدول ۲ مقادیر متوسط تغییرات سرعت باد را در طی ساعت‌های مختلف شبانه‌روز نشان می‌دهد. براساس داده‌های ثبت شده در ایستگاه زابل، بیشینه متوسط سرعت باد در ساعات صبح رخ می‌دهد و کمینه سرعت در ساعات عصر به وقوع می‌پیوندد. میانگین سرعت باد در ایستگاه زابل نزدیک به ۵/۷۵ متر برثانیه است اما این میانگین در طی دوره گرم سال به

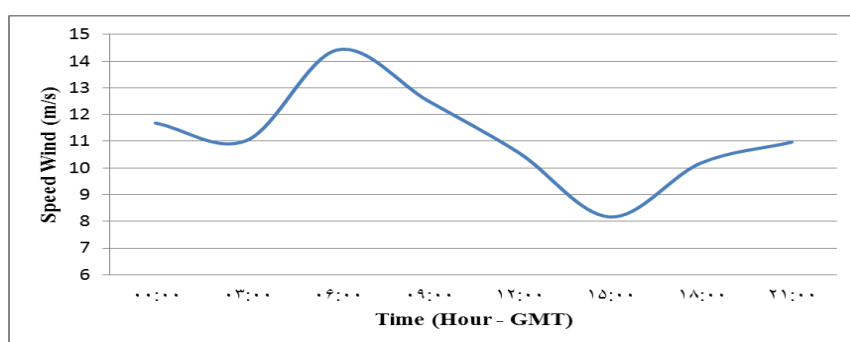
کاربردها همچون فرایندهای اقلیمی و پیش‌بینی‌های فصلی، و توسعه مدل‌های منطقه‌ای سامانه زمین برخوردار می‌گردد (ونگ و همکاران، ۲۰۰۴). بنابراین به منظور بررسی ویژگی‌های باد سیستان و شناسایی سازوکار ایجاد آن از مدل دینامیکی RegCM نسخه ۴/۱ بهره برده شد.

۳-۳ مدل اقلیم منطقه‌ای RegCM

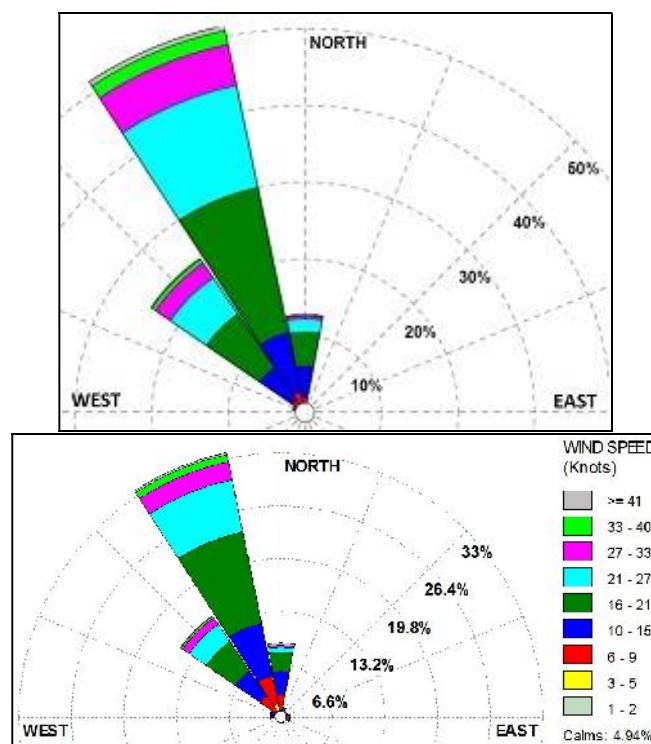
مدل‌های اقلیم منطقه‌ای به‌عنوان ابزاری مناسب برای ریزمقیاس‌نمایی داده‌های GCMs به‌منظور بررسی فرایندهای اقلیمی به‌کار گرفته می‌شوند. بر طبق نظر ونگ و همکاران (۲۰۱۲)، RCMs تصویری جامع از گردش‌های مقیاس محلی و منطقه‌ای با استفاده از توپوگرافی و پارامترهای فیزیکی ارائه می‌کنند. لیونگ و همکاران (۲۰۰۳) و ونگ و همکاران (۲۰۰۴) مرور جامعی را در رابطه با این مدل‌ها به انجام رسانیده‌اند. نخستین بار فکر استفاده از مدل‌های منطقه محدود برای مطالعات منطقه‌ای توسط دیکینسون و همکارانش (۱۹۸۹) و گیورگی (۱۹۹۰) مطرح گردید. یکی از این مدل‌های اقلیم منطقه‌ای (RCMs) مدل RegCM است. اولین نسخه RegCM با همکاری مرکز ملی تحقیقات جوی (NCAR) و دانشگاه پنسیلوانیا در اواخر دهه ۱۹۸۰ توسعه یافت (دیکینسون و همکاران، ۱۹۸۹؛ گیورگی، ۱۹۸۹). هسته دینامیکی این مدل از مدل MM4، که یک مدل فشرده تفاضلی با توازن هیدروستاتیک و مختصات سیگما می‌باشد، گرفته شده است. آخرین نسخه این مدل RegCM4 است که توسط مرکز بین‌المللی فیزیک نظری عبدالسلام توسعه یافته و پشتیبانی می‌شود. این نسخه نسبت به نسخه‌های قبلی خود در ساختار کد اصلی و فرایندهای پیش‌پردازش و پس‌پردازش ارتقاء یافته و همچنین برخی از پارامترسازی‌های فیزیکی جدید به مدل افزوده شده است. این مدل برای هر منطقه‌ای از جهان امکان کاربرد دارد. مدل تا تفکیک ۱۰ کیلومتر قابلیت اجرا دارد. در

زمین از جمله بررسی دقیق تر لایه‌های زیرین جو را در رابطه با باد سیستان الزامی می‌سازد. در طی ۴۲ سال مورد بررسی، باد غالب به صورت شمال-شمال غربی بوده است (شکل ۳). شکل ۴ آهنگ تغییرات سرعت متوسط باد سیستان را برای یک دوره اقلیمی بلندمدت (۴۲ ساله) نمایش می‌دهد. همان‌طور که ملاحظه می‌شود باد سیستان از یک رفتار ویژه اقلیمی برخوردار است و می‌توان به‌خوبی برای آن یک آغاز در نظر گرفت (مفیدی و همکاران، ۱۳۹۲).

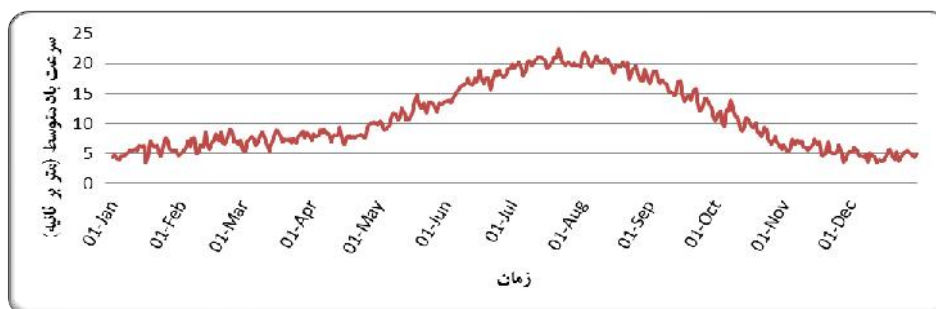
حدود ۹/۳۵ متر بر ثانیه نزدیک می‌شود. شکل ۲ تبیین مناسب تر وضعیت باد سیستان را در طول دوره گرم سال نشان می‌دهد. بنابراین شایان ذکر است که الگوی تغییرات شبانه‌روزی باد سیستان بر عکس الگوی رایج باد در مناطق دیگر کشور است. یعنی در اکثر نقاط کشور در طول بعداز ظهر باد بسیار شدید می‌شود و با نزدیک شدن به شب از سرعت آن کاسته می‌شود. این موضوع می‌تواند نشان‌دهنده متفاوت بودن شرایط تشکیل و تکوین باد سیستان باشد. این امر نیاز به بررسی فرایندهای سطح



شکل ۲. تغییرات میانگین سرعت باد در طول دوره گرم و در طی ساعات شبانه‌روز برای دوره آماری ۲۰۱۲-۱۹۷۱.



شکل ۳. گلباد دوره گرم (بالا) و سالانه (پایین) طی دوره آماری ۲۰۱۰-۱۹۷۱.



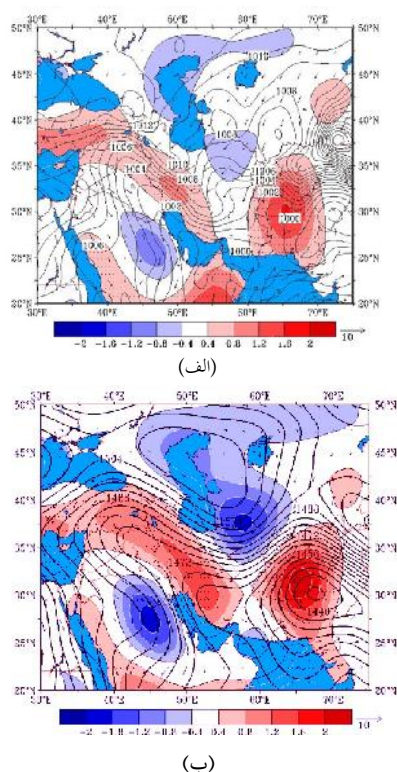
شکل ۴. میانگین سرعت باد طی دوره آماری ۴۲ ساله (۱۹۷۱-۲۰۱۲).

جدول ۲. تغییرات سرعت باد در طی ساعات شبانه روزی (سه ساعته) طی دوره آماری (۱۹۷۲-۲۰۱۲) به تفکیک ۱۶ جهت وزش باد (m/s).

ساعت (GMT)	۰۰:۰۰	۰۳:۰۰	۰۶:۰۰	۰۹:۰۰	۱۲:۰۰	۱۵:۰۰	۱۸:۰۰	۲۱:۰۰
میانگین بلندمدت چهارماهه (JJAS)	۹/۶۸	۹/۷۷	۱۲/۰۱	۱۰/۴۰	۸/۸۰	۷/۰۹	۸/۱۵	۸/۸۹
میانگین بلندمدت تمام ماهها	۶/۰۱	۵/۶۷	۷/۴۲	۶/۴۳	۵/۴۳	۴/۲۰	۵/۲۴	۵/۶۴

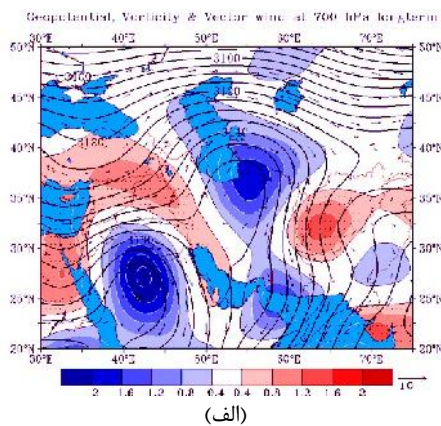
۲-۴ تحلیل مقیاس همدیاری باد سیستان

در تابستان به دلیل تابش شدید خورشید و از طرفی مسطح بودن نسبی منطقه و نوع پوششی که در شرق فلات ایران وجود دارد مقادیر زیادی گرما توسط سطح زمین جذب و همین امر منجر به افزایش دمای سطح زمین می شود. بنابراین در ترازهای زیرین و ردسپهر چگالی هوا کاهش یافته و در نتیجه امکان تشکیل کم فشار گرمایی فراهم می شود. پژوهش های گذشته این کم فشار را با توجه به موقعیت جغرافیایی آن، کم فشار گرمایی پاکستان (علیجانی، ۱۳۷۳؛ سلیقه، ۱۳۸۹) و یا کم فشار گنگ (مسعودیان، ۱۳۸۹) نامیده اند. در این زمان از سال، در محدوده شمال شرق ایران و یا جنوب شرق دریای خزر یک مرکز پرفشار با فشار مرکزی ۱۰۰۸ هکتوپاسکال مشاهده می گردد. در مطالعات گذشته با توجه به محل شکل گیری این سامانه فشاری، عنوان پرفشار دریای خزر (حسین زاده، ۱۳۷۶) و پرفشار ترکمنستان (مفیدی، ۱۳۸۶) به آن داده شده است. استقرار دو مرکز فشار یاد شده در مجاورت یکدیگر سبب افزایش شیو فشار در مقیاس

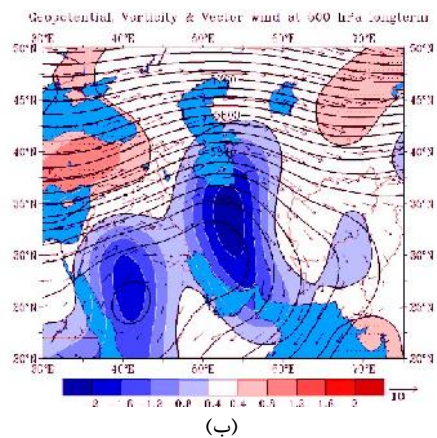


شکل ۵. (الف) وضعیت فشار هوا در تراز دریا به همراه تاوایی نسبی (رنگها $10^{-5} s^{-1}$) و میدان برداری باد (بیگانها $m s^{-1}$) در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال. (ب) وضعیت ارتفاع ژئوپتانسیلی (فاصله پربندها ۴ ژئوپتانسیل متر)، تاوایی نسبی (رنگها $10^{-5} s^{-1}$) و میدان برداری باد (رنگها $m s^{-1}$) در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال.

به میزان ۷ متر بر ثانیه در منطقه خواف و تربت حیدریه به وقوع پیوسته و شدت متوسط باد در دشت سیستان به حدود ۵ متر بر ثانیه بالغ می‌گردد؛ این در حالی است که در مطالعات میدانی و براساس داده‌های ایستگاه‌های هواشناسی، بیشینه سرعت باد در حوالی دریاچه‌های هامون و شهر زابل به وقوع می‌پیوندد. علاوه بر این، شدت باد ثبت شده در داده‌های NCEP/NCAR در تراز دریا (در اینجا نشان داده نشده است)، به‌طور محسوسی از داده‌های واقعی شدت باد ثبت شده در دشت سیستان کمتر است. دلیل امر تفکیک مکانی پایین داده‌های شبکه‌ای NCEP/NCAR است.



(الف)



(ب)

شکل ۶. وضعیت ارتفاع ژئوپتانسیلی طی دوره آماری ۲۰۰۱-۲۰۱۰ به همراه تاولی نسبی (رنگ‌ها $10^{-5} s^{-1}$) و میدان برداری باد ($m s^{-1}$). پربندها ارتفاع ژئوپتانسیلی را نشان می‌دهند. (الف) در تراز ۷۵۰ و (ب) در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال.

همدیدی می‌شود که به تبع آن افزایش شدت باد را در شرق فلات ایران در پی خواهد داشت. شرایط یادشده در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال که در بخش اعظم منطقه تحت مطالعه به‌طور تقریبی منطبق بر سطح زمین است، به‌شکل برجسته‌تر و بارزتری قابل مشاهده می‌باشد (شکل‌های ۵-الف و ۵-ب). در واقع، تمامی مطالعات پیشین علت اصلی وقوع بادهای شدید ۱۲۰ روزه در محدوده دشت سیستان را اختلاف فشاری می‌دانند که در طول دوره گرم سال میان دو مرکز فشار یادشده در شرق فلات ایران ایجاد می‌شود.

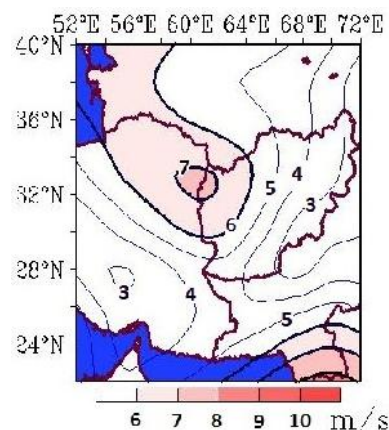
در سطح ۷۵۰ هکتوپاسکال در قیاس با تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال مرکز کم‌ارتفاع مشاهده شده بر روی کشور پاکستان (شکل ۵-ب) ناپدید گردیده و تنها به یک مرکز گردش چرخندی با شدت و وسعت کمتر مبدل گردیده است. در مقابل، مرکز پراارتفاع در شرق دریای خزر در قیاس با ترازهای زیرین تقویت و بر وسعت و شدت گردش و اچرخندی آن افزوده شده است (شکل ۶-الف). در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بیشتر مساحت کشور تحت تسلط یک مرکز پراارتفاع با گردش و اچرخندی گسترده و شدید بر بخش وسیعی از ایران است. این سامانه از ویژگی‌های شاخص گردش منطقه در دوره گرم سال در ترازهای میانی جو است (حجازی‌زاده، ۱۳۷۲). استقرار این سامانه و تسلط گردش و اچرخندی در وردسپهر میانی، بیانگر آن است که در مقیاس همدیدی، باد سیستان حاصل شرایط حاکم در پایین‌ترین ترازهای جو در محدوده شرق فلات ایران می‌باشد. در واقع با توجه به شرایط همدیدی حاکم در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال امکان تحلیل باد سیستان وجود ندارد و شواهد حاکی از وقوع باد در پایین‌ترین ترازهای جو و با تأثیرپذیری کم از ترازهای میانی است.

شکل ۷ شدت متوسط باد را در تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال با استفاده از داده‌های شبکه‌ای NCEP/NCAR برای دوره گرم سال نشان می‌دهد. با توجه به شکل، بیشینه سرعت باد

درستی داده‌های حاصل از مدل‌سازی، در گام بعدی به آشکارسازی ماهیت و ساختار باد در میان‌مقیاس اقدام خواهد شد.

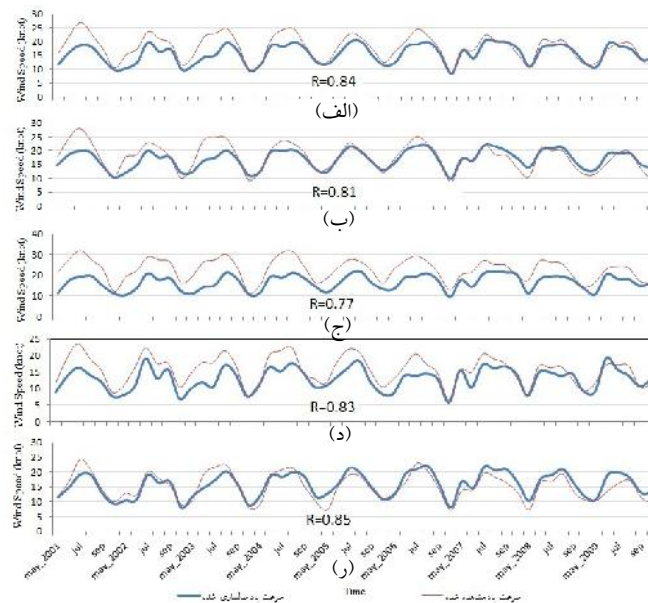
۳-۴ ارزیابی مدل اقلیم منطقه‌ای

در این بخش به منظور درستی‌سنجی خروجی‌های مدل RegCM4 از داده‌های ساعتی و روزانه شدت باد در ایستگاه زابل استفاده شد. براین اساس، داده‌های سرعت باد سطحی خروجی مدل با داده‌های اندازه‌گیری شده ایستگاه زابل مورد آزمون قرار گرفت. شکل ۸ رابطه بین سری زمانی میانگین ماهانه سرعت باد مشاهده شده در ایستگاه زابل و سرعت باد سطحی حاصل از مدل‌سازی را برای ماه‌های دوره گرم (مه، ژوئن، ژوئیه، اوت و سپتامبر) برای یک دوره ۱۰ ساله (۲۰۰۱-۲۰۱۰) در همان منطقه نشان می‌دهد. با توجه به شکل، داده‌های حاصل از مدل‌سازی از رابطه معنی‌داری با داده‌های سرعت باد در ایستگاه برخوردارند. رابطه بین این سری زمانی با داده‌های سری زمانی مدل‌سازی شده برابر با $0/84$ بوده و ضریب تعیین آن حدود $0/7$ محاسبه شده است (شکل ۸-الف). علاوه بر این، در بررسی روابط موجود در بازه زمانی ساعتی (ساعت‌های ۰۰، ۰۶، ۱۲ و ۱۸ گرینویچ) نیز هر دو سری زمانی روابط معنی‌داری از خود نشان داده و در عین حال از رفتار مشابهی برخوردار بوده‌اند (شکل ۸-ب الی ۸-د). با توجه به شکل ۸، شدت باد در ماه می نسبت به دیگر ماه‌های مورد مطالعه کمتر بوده و با پیشروی دوره گرم بر شدت باد افزوده شده، به طوری که هم داده خروجی مدل و هم داده‌های ایستگاه زابل اوج شدت باد را در ماه ژوئیه نشان می‌دهند. شایان ذکر است که تمامی ضرایب روابط همبستگی در سطح $0/01$ معنی‌دارند و همچنین میانگین هر دو سری در سطح $0/05$ مورد آزمون قرار گرفته است. نتیجه کلی این که هیچ تفاوت معنی‌داری بین دو سری زمانی وجود ندارد و خروجی‌های مدل ارزش و اعتبار



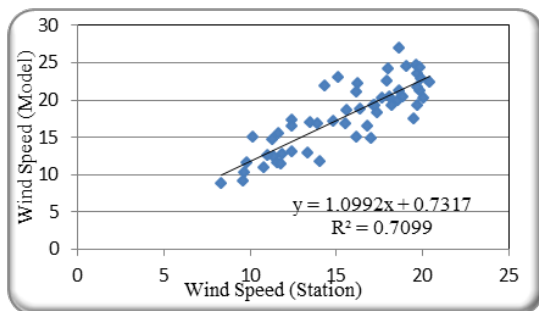
شکل ۷. مقادیر میانگین شدت باد برای دوره گرم سال (JJAS) برای یک دوره ۱۰ ساله (۲۰۰۱-۲۰۱۰) با استفاده از داده‌های شبکه‌ای NCEP/NCAR (داده‌ها مربوط به تفکیک اولیه $2/5$ درجه‌ای) در تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال.

همان‌طوری که ملاحظه می‌شود براساس تحلیل‌های مقیاس همدیدی تنها می‌توان به یک نتیجه کلی و عمومی در رابطه با باد سیستان دست یافت، به طوری که در این مقیاس پژوهشگر قادر به بررسی دقیق ماهیت محلی و میان‌مقیاس ناشی شده از عوامل محلی و جغرافیایی باد سیستان نخواهد بود. در واقع بخش مهمی از فرایندها و سازوکارهای حاکم بر باد سیستان دارای مجموعه‌ای از ویژگی‌های محلی و میان‌مقیاس است که با این سطح تفکیک مکانی توضیح‌پذیر نیستند. به بیانی دیگر، برای رسیدن به چنین هدفی بایسته است حوزه مطالعات خود را از تحلیل‌های مقیاس همدیدی به تحلیل‌های میان‌مقیاس منتقل کنیم. لذا در ادامه با استفاده از نتایج مدل‌سازی دینامیکی جریان‌های ترازهای زیرین و ردسپهر در شرق فلات ایران، ساختار و الگوهای واقعی گردش جو در زمان وقوع باد در میان‌مقیاس مورد بررسی قرار خواهد گرفت. به منظور دستیابی به این مهم از مدل RegCM4 با تفکیک مکانی ۲۰ کیلومتر استفاده خواهد شد. در این راستا ابتدا میزان اعتبار داده‌های خروجی مدل با استفاده از داده‌های ایستگاه زابل به دلیل موقعیت مکانی مناسب آن در دشت سیستان مورد درستی‌سنجی قرار گرفته و پس از اطمینان از



شکل ۸. سری زمانی شدت باد در ایستگاه زابل و شدت باد در خروجی داده‌های مدل برای ماه‌های مه، ژوئن، ژوئیه، اوت و سپتامبر در طی دوره مورد مطالعه (۲۰۰۱-۲۰۱۰). (الف) میانگین روزانه، (ب) ساعت ۰۰، (ج) ساعت ۰۶، (د) ساعت ۱۲، (ر) ساعت ۱۸. زمان براساس ساعت گرینویچ است.

به خوبی مورد شبیه‌سازی قرار داده است و این شبیه‌سازی در سطح اعتبار ۹۵ درصد مورد پذیرش واقع شده است



شکل ۹. رابطه همبستگی بین سری زمانی میانگین روزانه سرعت باد در ایستگاه زابل و سرعت باد مدل‌سازی شده در ماه‌های مه، ژوئن، ژوئیه، اوت و سپتامبر برای دوره آماری ۲۰۰۱-۲۰۱۰.

۴-۴ تحلیل ماهیت باد سیستان

مهم‌ترین عاملی که اقلیم یک ناحیه را تعیین می‌کند تابشی است که بر سطح آن می‌تابد. در واقع تغییر در میزان جذب تابش خورشید موجب ایجاد مراکز فشار مختلف و در نهایت برآیند آن سبب ایجاد حرکت در هوا می‌شود.

لازم را برای انجام پژوهش حاضر دارا هستند. در این راستا و برای تاکید بیشتر بر اعتبار داده‌های خروجی مدل، شکل ۹ روابط بین باد حاصل از مدل و باد ایستگاهی را به همراه تابع وایزش (رگرسیون) آن نشان می‌دهد. درخصوص میزان آریبی موجود در بین داده‌های مدل و مشاهداتی باید اذعان داشت که یکی از فرضیات اولیه در خصوص تمامی مدل‌های ریزمقیاس‌نمایی، اعم از دینامیکی یا آماری، این است که این مدل‌ها از داده‌های شرایط مرزی و اولیه دیگری استفاده می‌کنند و خود این مدل‌ها با توجه به نقص آگاهی بشر از سامانه اقلیم با آریبی و انحراف همراه هستند. بنابراین، این مدل‌های ریزمقیاس‌نمایی نیز با خود انحراف مدل‌های اصلی را به همراه دارند. با این وجود در پژوهش اخیر سعی شده است تا نخست به بررسی مدل با ایستگاه هواشناسی زابل که در محدوده‌ای مناسب در جریان باد سیستان قرار گرفته است پرداخته شود که طبیعتاً در تمامی مدل‌سازی با مقداری خطا همراه می‌گردد. آنچه که مهم است این است که روند و آهنگ تغییرات را مدل

۱- کم فشار سیستان و همچنین پربند بسته‌ای از آن مستقر بر روی فلات بلوچستان و هامون ماشکل با فشار مرکزی ۱۰۰۲ هکتوپاسکال،

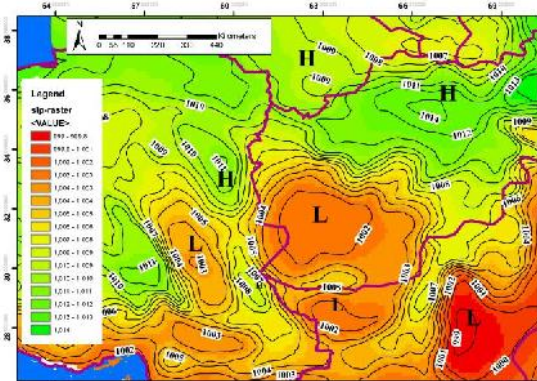
۲- کم فشار لوت با فشار مرکزی ۱۰۰۳ هکتوپاسکال،

۳- پرفشار بر روی کوه‌های خراسان شمالی و محدوده خزری و زبانه‌ای از آن با پربند بسته بر روی کوه‌های خراسان جنوبی با فشار مرکزی ۱۰۱۱ هکتوپاسکال،

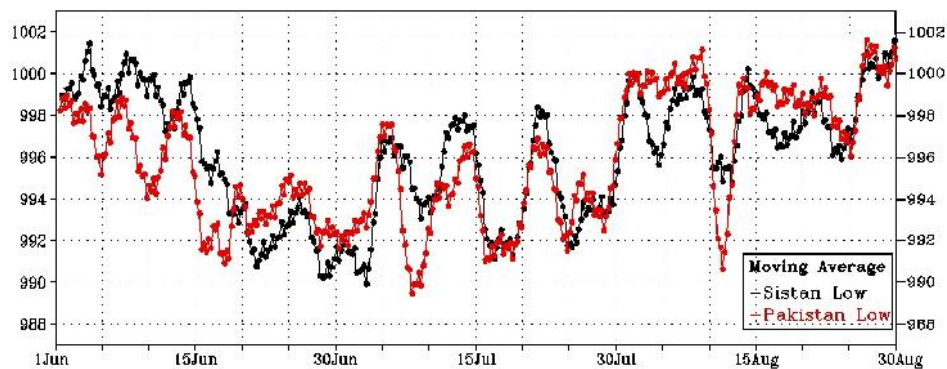
۴- پرفشار بر روی کوه‌های شمالی کشور افغانستان (هندوکش) با فشار مرکزی ۱۰۱۴ هکتوپاسکال.

شایان ذکر است که این مراکز فشار در طول دوره گرم سال ویژگی غالب گردش و ردسپهر زیرین در شرق فلات ایران محسوب می‌شوند. بخش عمده‌ای از آنها دارای منشأ گرمایی بوده و نتیجه تأثیر عوامل محلی و جغرافیایی منطقه به‌شمار می‌آیند. براین اساس، در دوره گرم سال با شکل‌گیری این سامانه‌ها شاهد وزش باد در منطقه می‌باشیم. در این میان، کم فشار سیستان یکی از گسترده‌ترین کم فشارهای منطقه است که به‌وسیله کوه‌های سلیمان در جنوب شرق و شرق، کوه‌های مالک سیاه و تپه‌های چاگایی (Chagai) در جنوب و ناهمواری‌های استان سیستان و بلوچستان به‌ترتیب از کم فشار پاکستان و کم فشار لوت جدا می‌شود (برای موقعیت‌ها به شکل ۱ رجوع شود). کم فشار پاکستان نیز در این ایام از سال همواره در جنوب کوه‌های سلیمان و جلگه ایندوس مستقر می‌باشد. استقرار مراکز پرفشار در کوه‌های خراسان و شکل‌گیری مراکز کم فشار در جنوب آن، مانند دشت سیستان منجر به افزایش شیو فشار در حد فاصل این مراکز فشاری می‌شود. به بیانی دیگر، مجاورت مراکز پرفشار بر روی کوه‌های خراسان و افغانستان با کم فشار سیستان شیو فشار بزرگی را در منطقه مورد مطالعه و در محدوده دشت سیستان ایجاد می‌کند، به‌طوری که متوسط اختلاف فشار ناشی از استقرار این مراکز فشار محلی در حدفاصل

تنوع حاصل از توپوگرافی، باعث ایجاد اختلاف تراز انرژی در مقیاس منطقه‌ای و جهانی خواهد شد. به بیانی دیگر، هم‌جواری مناطق پست و مرتفع در کنار یکدیگر در شرق فلات ایران باعث ایجاد مراکز فشار محلی مختلفی می‌شود که اختلاف فشار ایجاد شده بین این مراکز فشاری، بر ساختار جریان هوا در منطقه و به‌طور کلی پیدایش باد سیستان مؤثر خواهد بود. شکل ۱۰ وضعیت میانگین فشار در تراز دریا را بر اساس خروجی‌های مدل RegCM4 برای دوره گرم سال نشان می‌دهد. با توجه به شکل، تغییر مقیاس مطالعه از همدیدی به میان‌مقیاس، مراکز فشار متعددی را در محدوده شرق فلات ایران آشکار ساخته که در مطالعات مقیاس همدیدی امکان شناسایی آنها فراهم نبوده است. این امر بر اهمیت مقیاس مطالعه در بررسی سازوکار حاکم بر وقوع باد سیستان تأکید می‌کند. بر اساس شکل، در طول دوره گرم سال مراکز فشار متعددی در شرق فلات ایران و در محدوده دشت سیستان، جنوب غرب افغانستان و شمال غرب کشور پاکستان شکل می‌گیرند که این مراکز فشار عبارتند از:



شکل ۱۰. وضعیت میانگین فشار تراز دریا در شرق فلات ایران در دوره گرم سال (۲۰۱۰-۲۰۱۱) با استفاده از داده‌های خروجی مدل RegCM4. در شکل، مرکز برخی از سامانه‌های فشار محلی با حروف L (کم فشار) و H (پرفشار) مشخص گردیده است.

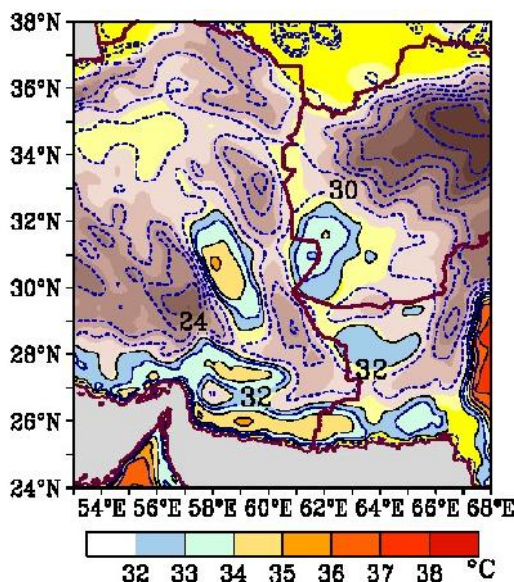


شکل ۱۱. مقادیر میانگین روزانه فشار تراز دریا در مرکز کم فشار پاکستان (خط قرمز) و کم فشار سیستان (خط سیاه) در ماه‌های گرم ژوئن، ژوئیه و اوت. در تهیه شکل مقادیر فشار در محدوده اصلی استقرار هر یک از مراکز فشار مد نظر قرار گرفته و از یک میانگین متحرک ۳ عضوه استفاده شده است.

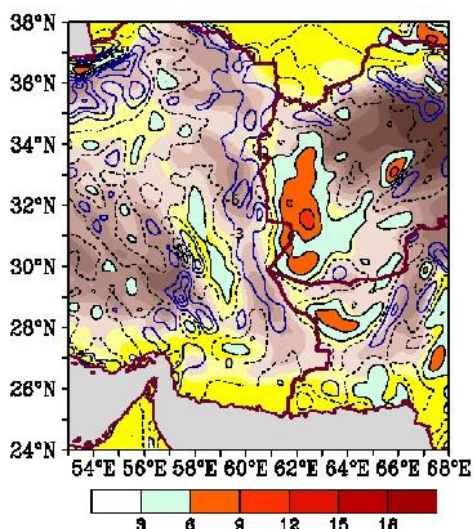
برای ارزیابی شرایط دمایی حاکم بر شرق فلات ایران در طول دوره وزش باد سیستان شکل ۱۲ تهیه گردیده است. با توجه به شکل، ضمن اینکه دشت سیستان و دشت لوت بالاترین دماها را در طول دوره گرم سال در محدوده مورد مطالعه تجربه می‌کنند، در عین حال، بیشترین تضادهای دمایی نیز بین دشت‌های یادشده و مناطق کوهستانی اطراف آنها مشاهده می‌گردد. در این میان، اختلاف دمایی شدیدی که بین کوه‌های خراسان جنوبی و کوه‌های افغانستان از یک سو و دشت وسیع سیستان از

کوه‌های خراسان جنوبی و مناطق پست مجاور در دشت سیستان به حدود ۱۰ هکتوپاسکال بالغ می‌گردد. براین اساس، می‌توان عوامل محلی همچون تنوع و پیچیدگی توپوگرافی و به تبع آن، تفاوت‌های گرمایی بین مناطق پست و مرتفع را عامل بسیار مهمی در ایجاد اختلاف فشار شدید بین این مناطق دانست که در نهایت باعث وزش باد و یا افزایش شدت آن در منطقه می‌شود. به بیانی دیگر، ناهمواری‌ها یکی از بازیگران مهم و تأثیرگذار در تشکیل مراکز متفاوت فشاری در شرق فلات ایران و همچنین ویژگی‌های خاص باد سیستان به‌شمار می‌آیند.

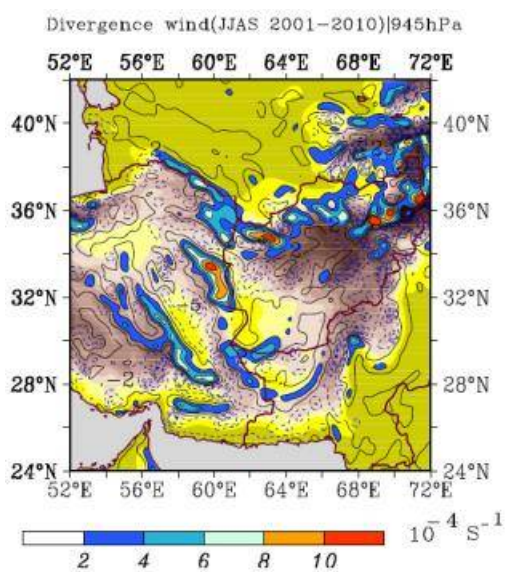
شکل ۱۱ مقایسه بین فشار مرکزی کم فشارهای پاکستان و سیستان را نشان می‌دهد. این شکل مبین این موضوع است که کم فشار سیستان به لحاظ شدت دارای قدرتی برابر با کم فشار پاکستان است. باد سیستان یک پدیده چندمقیاسی است که با شرایط بزرگ مقیاس همچون کم فشار پاکستان و پرفشار دریای خزر شکل می‌گیرد؛ اما ویژگی‌هایی همچون شدت زیاد باد در منطقه زابل به دلیل ایجاد سامانه‌های محلی مانند کم فشار سیستان و پرفشار کوه‌های خراسان جنوبی است. برای فراهم کردن درکی بهتر از میزان نقش عوامل جغرافیایی و سامانه‌های فشار محلی، در ادامه جنبه‌های دینامیکی و شرایط گرمایی حاکم بر روی منطقه از جمله اختلاف دما، تاوایی و میدان واگرایی افقی مورد بررسی قرار خواهند گرفت.



شکل ۱۲. میانگین دمای سطح زمین به درجه سلسیوس در دوره گرم سال طی دوره آماری ۲۰۰۱-۱۰ با استفاده از ریزمقیاس‌نمایی دینامیکی.



شکل ۱۳. تاوایی نسبی ($10^{-5} s^{-1}$) در دوره گرم سال طی دوره آماری ۲۰۰۱-۱۰ با استفاده از ریزمقیاس‌نمایی دینامیکی (مقادیر مثبت رنگی نمایش داده شده‌اند و مقادیر ارقام منفی را نمایش می‌دهند).



شکل ۱۴. میدان واگرایی افقی ($10^{-4} s^{-1}$) در دوره گرم سال طی دوره آماری ۲۰۰۱-۱۰ با استفاده از ریزمقیاس‌نمایی دینامیکی (مقادیر مثبت رنگی نمایش داده شده‌اند و پربندها مقادیر منفی را نمایش می‌دهند).

واگرایی مثبت در حکم مناطق خیزش هوا برای منطقه شرق کشور ظاهر شده‌اند، این در حالی است که در شکل یادشده دشت سیستان در قالب یک منطقه چاهه جرم ظاهر گردیده که هوای آن از کوه‌های غرب افغانستان، به‌ویژه کوه‌های خراسان جنوبی، منشأ یافته است. نتیجه کلی آن

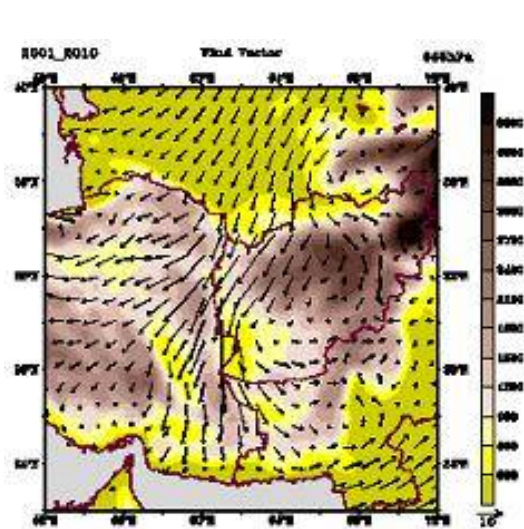
سوی دیگر ایجاد گردیده است، به‌خوبی مبین اختلاف فشار بزرگی است که در نقشه فشار تراز دریا (شکل ۱۰) بین کم‌فشار سیستان و مراکز پرفشار کوهستانی مستقر بر روی خراسان جنوبی و افغانستان به‌وجود آمده است. شکل ۱۳-الف نشان‌دهنده تاوایی نسبی در تراز بیشینه شدت باد در دوره گرم سال برای دوره ده‌ساله (۲۰۱۰ - ۲۰۰۱) می‌باشد. بر اساس شکل، در حالی که دشت سیستان بالاترین مقادیر میانگین تاوایی مثبت را در کل منطقه تجربه می‌کند، درست به مسافت کمی از آن، کوه‌های خراسان جنوبی تحت تسلط گردش واچرخندی بزرگ همراه با مقادیر میانگین تاوایی نسبی منفی بالاست. چنین مجاورتی بین دو منطقه بیشینه گردش چرخندی و واچرخندی، ضمن آن که بالاترین شیو تاوایی را در محدوده مرزهای شرقی ایران در پی داشته است، در عین حال، همان‌طور که در بخش بعدی خواهید دید، سبب شکل‌گیری بادهای بسیار شدید و یک جریان جتی تراز زیرین در محدوده یادشده خواهد شد. به نظر می‌رسد مجاورت گردش چرخندی قوی حاصل از کم‌فشار سیستان و گردش واچرخندی کوه‌های خراسان جنوبی، ضمن ایجاد یک منطقه هم‌شارش جرم و همگرایی جریان در مرزهای شرقی کشور، بیشینه شدت باد سیستان را در محدوده بیشترین میزان شیو تاوایی رقم می‌زند. برای بررسی نحوه خیزش جرم و ارزیابی منشأ جریانات منتهی به دشت سیستان، میدان واگرایی افقی در شکل ۱۳-ب نشان داده شده است. در واقع در نقشه میدان واگرایی افقی، مناطق دارای مقادیر منفی بیانگر مناطقی است که هوا از اطراف به آنجا منتهی می‌شود و به همین جهت می‌توان این مناطق را منطقه چاهه جرم قلمداد کرد. در مقابل، می‌توان مناطق دارای مقادیر مثبت در میدان واگرایی را مناطق خیزش جرم و هوا قلمداد کرد. بر این اساس، در شکل ۱۴ مراکز پرفشار مستقر بر روی کوه‌های خراسان جنوبی و غرب افغانستان، به جهت تجربه مقادیر بالای

نیز تهیه گردیده است. همانطور که ملاحظه می‌شود جهت غالب باد از سطح زمین تا تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال بر فراز دشت سیستان و دشت مارگوی افغانستان شمالی بوده و از نظر نحوه وزش از الگوی مشابهی تبعیت می‌کند. در مقابل، الگوی وزش باد در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به‌طور کامل تغییر می‌یابد (شکل ۱۵-ی). همان‌طور که در شکل‌ها مشاهده می‌شود، آنچه تحت عنوان باد سیستان معروف است، در آغاز دارای جهت شمال‌شرقی-جنوب‌غربی است. بر روی دشت سیستان و دشت مارگو دارای جهت شمالی است و پس از عبور از روی دشت‌های یادشده جهت آن به سمت جنوب‌شرقی منحرف می‌شود. براساس نقشه شدت باد در تراز ۹۴۵ هکتوپاسکال (تراز بیشینه شدت)، دو هسته بیشینه شدت باد در محدوده وزش باد سیستان یکی در منطقه خواف و دشت آتیشان و دیگری در مجاورت دریاچه هامون و شهرهای زابل و زهک دیده می‌شود. این نکته نیز شایان ذکر است که قوی‌ترین بادها در شرق فلات ایران در محدوده دریاچه هامون تا زابل (هسته جنوبی) به‌وقوع می‌پیوندد. به‌طور متوسط شدت باد حاصل از مدل در این هسته به حدود ۱۷ متر بر ثانیه بالغ می‌شود (شکل ۱۵-د). براساس شاخص بوفورت این میزان شدت باد برابرست با بادهای شدید با مشخصاتی چون: همه درختان تکان می‌خورند و حرکت در خلاف جهت باد مشکل است (کاویانی و علیجانی، ۱۳۷۱). با توجه به داده‌های خروجی مدل برای دوره ده‌ساله، وجود هسته‌های بیشینه شدت باد تایید گردیده، اما شایان ذکر است که باد سیستان تغییرات سال به سال زیادی دارد. این تغییرات چنان است که باد سیستان طی دوره آماری مدل‌سازی شده یعنی سال ۲۰۰۱ تا ۲۰۱۰، در سال ۲۰۰۲ با میزان شدت متوسط حدود ۱۴ متربرثانیه از ضعیف‌ترین شرایط و در سال ۲۰۰۷ با داشتن شدت متوسط حدود ۱۹ متر برثانیه از بالاترین شدت برخوردار بوده است.

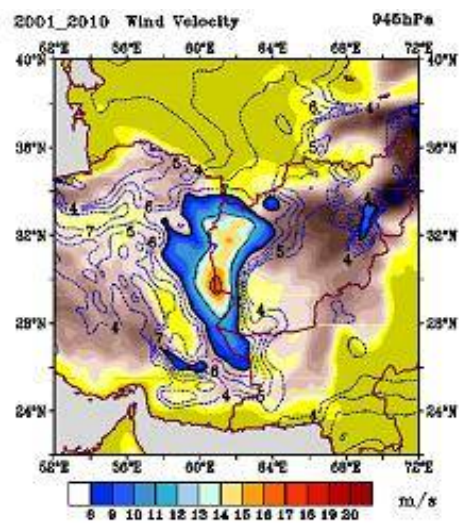
که، انجام بررسی با استفاده از خروجی‌های مدل و در مقیاس منطقه‌ای به‌خوبی نقش برجسته واداشت‌های جغرافیایی محلی و میان‌مقیاس را در پیدایش باد سیستان متذکر می‌شود.

۴-۵ ساختار باد سیستان

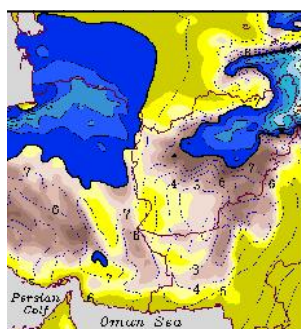
جهت و شدت دو ویژگی مهم باد سیستان هستند که می‌توانند در شناسایی ساختار این باد بسیار تعیین‌کننده باشند (مفیدی و همکاران، ۱۳۹۲). بررسی داده‌های ایستگاهی و داده‌های خروجی مدل بیانگر آن است که باد سیستان در طول دوره گرم سال در ترازهای زیرین به‌صورت همیشگی اما با وردایی‌های شبانه‌روزی و روز به روز در حال وزیدن است. شکل ۱۵ شدت میانگین باد سیستان را برای ترازهای مختلف جو از سطح زمین تا ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد. مقایسه میزان شدت میانگین باد در ترازهای مختلف بیانگر آن است که بیشینه شدت باد سیستان در تراز ۹۴۵ هکتوپاسکال به‌وقوع می‌پیوندد (۱۵-د). شدت باد در تراز ۹۴۵ هکتوپاسکال از میزان شدت آن در تراز ۹۹۵ هکتوپاسکال بسیار بیشتر است. علاوه‌براین، اگر بادهای با سرعت بیش از ۵ متر بر ثانیه را مورد توجه قرار دهیم، خواهیم دید که محدوده اصلی وزش باد سیستان در یک کریدور مرزی در حدفاصل بین تایباد و دشت کوشان در شمال و هامون ماشکل در جنوب گسترده شده است (شکل ۱۵). با توجه به خروجی‌های مدل، بیشینه شدت باد در مرز ایران و افغانستان در حدفاصل دشت آتیشان و زابل و زهک به‌وقوع می‌پیوندد. نکته دیگر این که، این باد در بالاتر از تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال به‌شدت ضعیف شده، به‌طوری که در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال تنها الگوی کلی وزش باد دیده می‌شود و باد سیستان از شدت چندانی برخوردار نیست. برای فراهم کردن درک مناسب‌تری از وضعیت باد سیستان، در کنار نقشه‌های شدت باد، نقشه‌های جهت باد



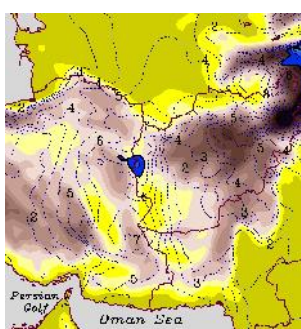
(ب)



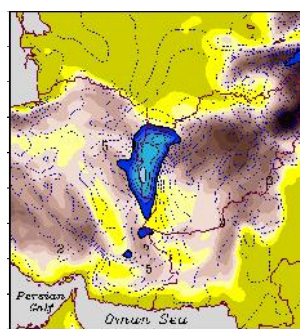
(الف)



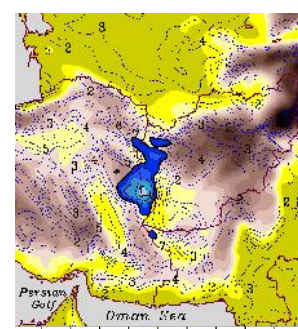
(و)



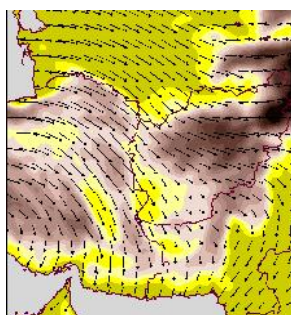
(ه)



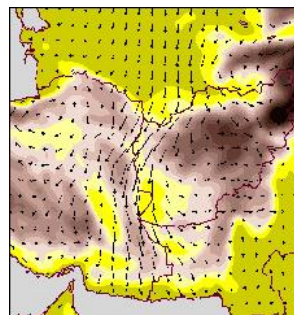
(د)



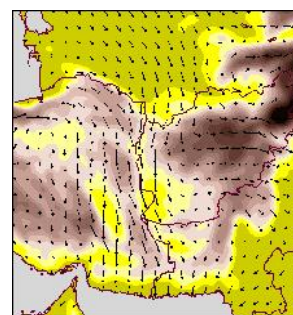
(ج)



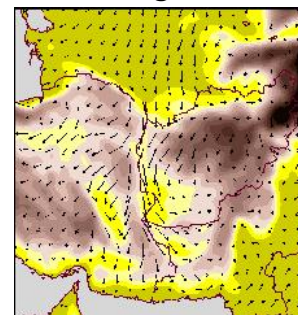
(ز)



(ط)

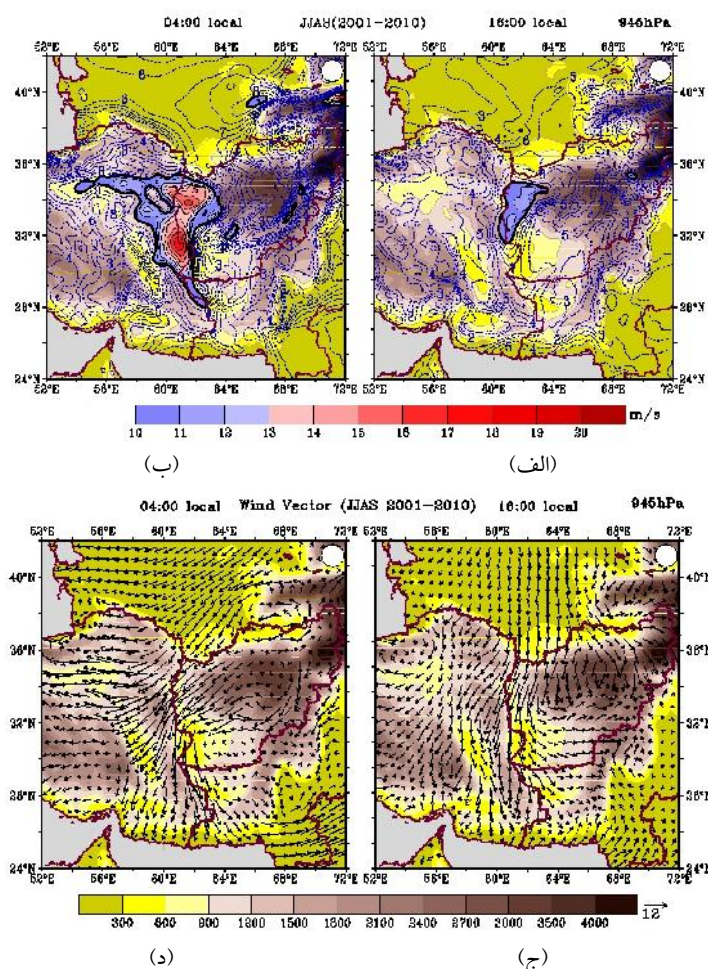


(ح)



(ز)

شکل ۱۵. میانگین سرعت و جهت باد در تراز ۹۴۵ ه.پ. (به ترتیب الف و ب)، میانگین سرعت و جهت باد در تراز ۹۹۵ ه.پ. (به ترتیب ج و ز)، میانگین سرعت و جهت باد در تراز ۸۵۰ ه.پ. (به ترتیب د و ح)، میانگین سرعت و جهت باد در تراز ۷۰۰ ه.پ. (به ترتیب ه و ط) و میانگین سرعت و جهت باد در تراز ۵۰۰ ه.پ. (به ترتیب و و ی) در شرق فلات ایران برای دوره دهساله (۲۰۰۱-۲۰۱۰) در طول تابستان (JJAS) با بهره‌گیری از داده‌های خروجی مدل RegCM. واحد سرعت باد متر بر ثانیه بوده و سرعت باد بیشتر از ۵ متر بر ثانیه رنگی نمایش داده شده است.

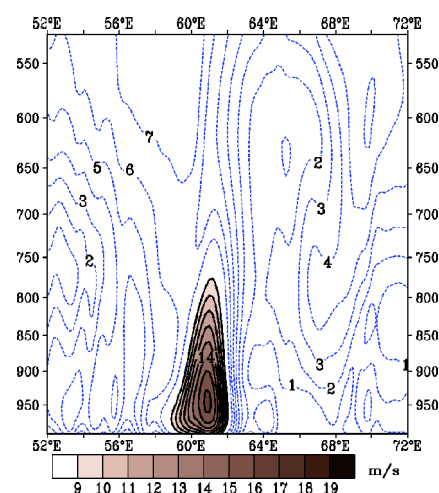


شکل ۱۶. میانگین سرعت و جهت باد (JJAS) طی دوره دهساله (۲۰۱۰-۲۰۰۱) برای ساعت‌های ۱۲ گرینویچ (به ترتیب الف و ج) و ۰۰ گرینویچ (به ترتیب ب و د) برای تراز بیشینه شدت باد سیستان.

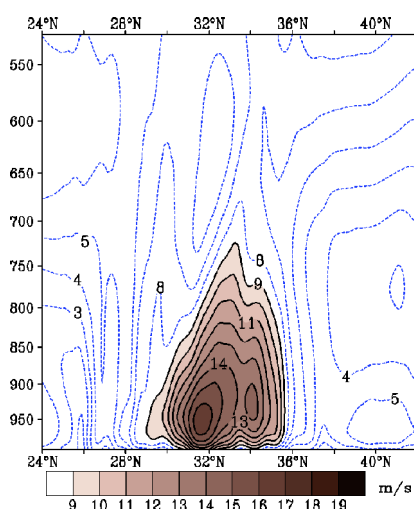
طی ساعات شب به‌طور مشخصی از شدت آن در ساعات روز به ویژه ساعات بعدازظهر بیشتر است (شکل‌های ۱۶ ج-د). این نتیجه شباهت زیادی به آنچه که در داده‌های روزانه ایستگاه زابل ارائه شد، دارد (شکل ۲). شکل‌های ۱۶-ج و ۱۶-د به ترتیب مقادیر میانگین ساعتی شدت باد را برای ساعت‌های ۰۰ و ۱۲ گرینویچ نشان می‌هند. شدت باد در ساعت ۰۰ گرینویچ نسبت به ساعت ۱۲:۰۰ بیشتر است. همان‌طوری که در بخش قبلی بیان شد باد سیستان در محدوده کریدور مرزی شرق کشور (مرز افغانستان) در محدوده دشت آتیشان-خواف و محدوده دریاچه هامون دارای دو هسته بیشینه سرعت می‌باشد که این دو هسته

بررسی ساعتی داده‌های جهت باد نیز مؤید آن است که به‌طور کلی جهت باد در طی تابستان و در طی ساعات شبانه روز از ثبات نسبتاً بالایی برخوردار بوده و در عمده ساعات شبانه‌روز به صورت غالب دارای جهت شمالی است (شکل‌های ۱۶-الف و ۱۶-ب). با این وجود، درهم‌تنیدگی مناطق پست و کوهستانی در مرزهای شرقی ایران، به‌صورت منطقه‌ای انحراف کوچکی را در جهت باد در طول ساعات شبانه‌روز سبب می‌شود. اما برخلاف جهت باد که در طی ساعات شبانه‌روز از ثبات بیشتری برخوردار است، شدت باد سیستان در طی شبانه‌روز تغییرات چشمگیری دارد، به‌طوری که شدت این باد در

کاهش می‌یابد، به طوری که در ساعات بعد از ظهر شدت باد به پایین‌ترین میزان خود در طی شبانه‌روز می‌رسد (ساعات ۱۲ گرینویچ). علاوه بر این، در بررسی تغییرات شدت باد در طول شبانه‌روز این نکته نیز حائز اهمیت است که در طی ساعات شب علاوه بر افزایش شدت باد، هسته بیشینه شدت در ارتفاع پایین‌تری استقرار می‌یابد، به طوری که هسته سرعت در ساعت ۱۸ گرینویچ به حدود ۵۰۰ متری از سطح زمین رسیده و در ساعت ۰۰ در سطحی حدود ۳۰۰ متر از سطح زمین ظاهر می‌شود.



(الف)



(ب)

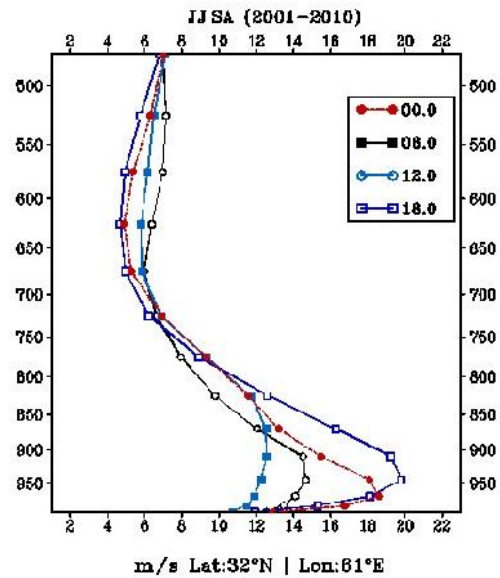
شکل ۱۷. نیمرخ قائم سرعت باد برحسب متر بر ثانیه در امتداد (الف) عرض جغرافیایی ۳۲ درجه شمالی و (ب) طول جغرافیایی ۶۱ درجه شرقی.

سرعت در طول ساعات شب بسیار قوی‌تر و برجسته‌تر از ساعات روز ظاهر می‌شوند. میانگین بیشینه شدت باد در هسته جنوبی طی ساعات ۰۰ و ۱۲ گرینویچ به ترتیب برابر با ۲۰ و ۱۱ متر بر ثانیه (۳۹/۶ و ۷۲ کیلومتر بر ساعت) می‌باشد. به نظر می‌رسد در طول ساعات شب با محور جریانات تلاطمی و همرفتی، میزان اصطکاک کاهش یافته و در نتیجه بر شدت وزش باد در مجاورت سطح زمین افزوده می‌شود.

شکل‌های ۱۷-الف-ب نیمرخ عرضی و طولی میانگین شدت باد در دوره گرم را از سطح زمین تا تراز میانی ۵۵۰ هکتوپاسکال در امتداد طول جغرافیایی ۵۲° شرقی تا ۷۲° شرقی برای عرض جغرافیایی ۳۲° شمالی و در امتداد ۲۴° شمالی تا ۴۰° شمالی برای طول جغرافیایی ۶۱° شرقی نشان می‌دهد. هر دو شکل گویای افزایش سرعت خارج از سطح زمین است. در واقع، به خوبی می‌توان هسته‌های بیشینه سرعت باد را در تراز ۹۴۵ هکتوپاسکال دید. به علاوه، این شکل‌ها بیانگر آن است که باد سیستان تا تراز تقریباً ۸۰۰ هکتوپاسکال با سرعتی حدود ۱۰ متر بر ثانیه نفوذ داشته است.

وجود دو هسته سرعت بیشینه در ترازهای زیرین و ردسپهر در مجاورت سطح زمین از یک سو و ثبت بیشینه شدت باد در ساعات شب نشان از شکل‌گیری جریان جتی تراز زیرین شبانه در کریدور مرزی ایران و افغانستان دارد. برای تبیین آن، نمودار قائم تغییرات شدت باد در دوره گرم سال (ژوئن، ژوئیه، اوت و سپتامبر) برای ساعات‌های مختلف شبانه‌روز در دوره آماری ۲۰۱۰-۲۰۰۱ در شکل ۱۸ نشان داده شده است. با توجه به شکل، کمی پس از غروب خورشید شدت باد در دشت سیستان به یکباره در پایین‌ترین ترازهای و ردسپهر از حول و حوش ۱۲ متر بر ثانیه به حدود ۲۰ متر بر ثانیه افزایش می‌یابد (ساعت ۱۸ گرینویچ). شدت باد سیستان در طول ساعات شب همچنان بالا باقی می‌ماند، اما با طلوع خورشید شدت باد

و اداهت‌های تابشی در طی شبانه‌روز بسیار حائز اهمیت است. تمامی شواهد ذکر شده در بالا، بیانگر وقوع یکی از نمونه‌های برجسته جریان‌های جتی تراز زیرین شبانه در کریدور مرزی بین ایران و افغانستان و دشت سیستان است. براساس نظریه‌های مختلف، یکی از ویژگی‌های کلی جریان‌های جت تراز زیرین ظهور هسته سرعت جریان جتی در نزدیکی سطح زمین در حدود ۱ کیلومتری و حتی پایین‌تر از آن است (بلک‌آدار، ۱۹۵۷؛ استال، ۱۹۹۸؛ مک‌کلین و همکاران، ۱۹۹۰؛ واشنگتن و تَد، ۲۰۰۵). با توجه به ساختار باد سیستان، از جمله وقوع بیشینه سرعت باد در ساعات شب، چینش قائم شدید باد در طی شبانه‌روز و همچنین نزدیک شدن هسته جریان جتی به سطح زمین در ساعات شب، به نظر می‌رسد، شکل‌گیری جریان جتی تراز زیرین در شرق فلات ایران بیش از همه به نظریه بلک‌آدار نزدیک باشد، چرا که با توجه به ساختار باد سیستان، شرایط برای پذیرش کامل نظریه‌هایی چون اختلاف گرمایش و سرمایش بین شیب دامنه و دشت (هولتن، ۱۹۶۷)، شرایط هم‌دگر فشاری (ریتر، ۱۹۶۹) و یا شرایط وقوع باد شکافی وجود ندارد. در نظریه بلک‌آدار (۱۹۵۷) که به نظریه «نوسان لختی» مشهور است، جریان جتی تراز زیرین شبانه در اثر کاهش اصطکاک و تلاطم به‌خصوص بعد از غروب آفتاب ایجاد می‌شود. به بیانی دیگر، پس از غروب خورشید یعنی هنگامی که سرمایش تابشی آغاز می‌شود و شارگرمای محسوس منفی می‌شود، یک نوع وارونگی تابشی در مجاورت سطح زمین شروع به رشد قائم کرده و لایه آمیخته از کانون گرمایی و شناوری خود قطع می‌شود. تلاطم در لایه آمیخته از بین می‌رود و تنها تلاطم‌های ناشی از ناهمواری در حوالی سطح زمین پا برجا می‌ماند و نیمرخ قائم دما در لایه سطحی جهت برعکس پیدا می‌کند. چون سطح زمین اینک کانون مصرف گرما و تا حدود کمتری کانون مصرف بخار آب است، بنابراین سرعت باد در حوالی قله



شکل ۱۸. نیمرخ قائم سرعت باد در دوره گرم سال (ژوئن، ژوئیه، اوت و سپتامبر) برای ساعات‌های مختلف شبانه‌روز برای دوره دهساله (۲۰۱۰-۲۰۰۱). محور قائم نمودار ترازهای فشاری مختلف برحسب هکتوپاسکال و محور افقی سرعت باد را در نقطه جغرافیایی ۶۱ درجه شرقی و ۳۲ درجه شمالی نمایش می‌دهد.

نکته دیگری که از بررسی شکل ۱۸ حاصل می‌شود آن است که چینش قائم باد در ساعات مختلف شبانه‌روز بسیار شدید است، به طوری که در تمامی ساعات شبانه‌روز، شدت باد در سطح زمین حدود ۱۰ تا ۱۲ متر بر ثانیه است، اما شدت وزش باد در ارتفاعی کمی بالاتر از سطح زمین به یکباره افزایش یافته و مجدداً در مسافت کوتاهی در بالای آن شدت باد روند کاهشی پیدا می‌کند. شرایط یادشده در ساعات شب بسیار برجسته‌تر و بارزتر است، بدین ترتیب که شدت باد به یکباره در ۵۰۰ متر بالاتر از سطح زمین به ۱۸ تا ۲۰ متر بر ثانیه می‌رسد و بلافاصله بالای آن افت شدید در سرعت باد مشاهده می‌شود که در تراز ۸۰۰ هکتوپاسکال به کمتر از ۱۰ متر بر ثانیه و در ۷۵۰ هکتوپاسکال به کمتر از ۵ متر بر ثانیه کاهش می‌یابد. درواقع، ساختار قائم باد در شکل ۱۸ تاثیرپذیری بسیار شدید باد سیستان از شرایط محلی و منطقه‌ای را منعکس می‌کند که در این میان، نقش توپوگرافی محلی و

بررسی دقیق ماهیت و ساختار باد سیستان از مدل‌سازی دینامیکی RegCM بهره برده شد که با استفاده از داده‌های با تفکیک بالای حاصل از مدل نتایج شایان توجهی به دست آمد. تغییر مقیاس مطالعه از همدیدی به میان‌مقیاس براساس خروجی مدل‌سازی، مراکز فشار متعددی از جمله کم‌فشار سیستان، لوت، پاکستان، کم‌فشار فرعی فلات بلوچستان و پرفشارهای کوه‌های خراسان جنوبی و افغانستان را در محدوده شرق فلات ایران آشکار ساخته که در مطالعات مقیاس همدیدی امکان شناسایی آنها فراهم نبوده است. این امر بر اهمیت مقیاس مطالعه در بررسی سازوکار حاکم بر وقوع باد سیستان تاکید می‌نماید. در دوره گرم، این مراکز فشار ویژگی‌های غالب گردش وردسپهر زیرین در شرق فلات ایران محسوب می‌شوند و بخش عمده‌ای از آنها دارای منشأ گرمایی بوده و نتیجه تأثیر عوامل محلی و جغرافیایی منطقه هستند. براین اساس، می‌توان عوامل محلی همچون تنوع و پیچیدگی توپوگرافی و به تبع آن، تفاوت‌های گرمایی بین مناطق پست و مرتفع را عامل بسیار مهمی در ایجاد اختلاف فشار شدید بین این مناطق دانست که در نهایت باعث وزش باد و یا افزایش شدت آن در منطقه می‌گردد. وجود کم‌فشار سیستان در مجاورت مراکز پرفشار محلی مستقر بر روی کوه‌های خراسان جنوبی و افغانستان می‌تواند تشکیل و تکوین باد سیستان را به شکلی بارزتر و موثرتر تبیین کند. در واقع، پیدایش بادهای شدید در منطقه دشت سیستان و شهر زابل را نه با مراکز فشار مقیاس همدیدی، بلکه با لحاظ کردن سامانه‌های محلی هم‌چون کم‌فشار سیستان و پرفشار خراسان جنوبی به‌خوبی می‌توان تبیین کرد.

با بررسی وضعیت دمایی منطقه مشخص گردید که دشت سیستان و دشت لوت بالاترین دماها را در طول دوره گرم سال در محدوده مورد مطالعه تجربه می‌کنند و اختلاف دمایی بالایی با مناطق کوهستانی خود دارند.

وارونگی دما به حداکثر می‌رسد و شرایط را برای شکل‌گیری جریان جتی تراز زیرین شبانه مهیا می‌سازد (کاوپانی، ۱۳۸۰). در واقع، در نظریه بلک‌آدار، تشکیل جریان‌های جتی تراز زیرین به نوسان لختی حاصل از کاهش اصطکاک در طول ساعات عصر و به دنبال آن شتاب در بادهای لایه مرزی مربوط می‌گردد. همان‌طور که گفته شد، بر اساس شواهد متعدد، شکل‌گیری جریان جتی تراز زیرین شبانه در شرق فلات ایران از نظریه نوسان لختی بلک‌آدار پیروی می‌کند. در این خصوص باید نقش توپوگرافی و اثرات مکانیکی و گرمایی ناهمواری‌های شرق ایران را نیز در تشکیل و تکوین جریان جتی تراز زیرین اضافه کرد که در نبود آنها چنین ویژگی‌هایی به وجود نمی‌آمد. به همین جهت می‌توان نظریه‌های موجود از جمله نقش و اثر شکل زمین (هولتن، ۱۹۶۷؛ پامپیرین و استیلک، ۱۹۸۵) و همچنین شرایط هم‌دگرفشاری (ریتر، ۱۹۶۹) را در کنار نظریه نوسان لختی، چه به صورت مستقل و چه در ترکیب با هم مورد آزمون قرار داد.

۵ نتیجه‌گیری

بر اساس بیشتر مطالعات پیشین، علت اصلی وقوع باد صدویست روزه در محدوده دشت سیستان اختلاف فشاری است که در طول دوره گرم سال میان کم‌فشار پاکستان و پرفشار دریای خزر در شرق فلات ایران ایجاد می‌گردد. می‌توان بیان داشت که این نتیجه‌ای کلی در رابطه با باد سیستان است و علت این امر انتخاب مقیاس کلان و استفاده از داده‌های با تفکیک پایین است؛ به طوری که این مقیاس و این نوع داده‌ها، ماهیت محلی و میان‌مقیاس ناشی شده از عوامل محلی و جغرافیایی باد سیستان را نشان نمی‌دهد. در واقع بخش مهمی از فرایندها و سازوکارهای حاکم بر باد سیستان دارای مجموعه‌ای از ویژگی‌های محلی و میان‌مقیاس است که با این سطح تفکیک مکانی توضیح‌پذیر نیستند. براین اساس، برای

۹۴۵ هکتوپاسکال از میزان شدت آن در ترازهای زیرین خود بسیار بیشتر است. علاوه بر این، اگر شدت‌های باد بالاتر از ۵ متر بر ثانیه را مورد توجه قرار دهیم، دیده می‌شود که محدوده اصلی وزش باد سیستان در یک کریودور مرزی در حدفاصل بین تایباد و دشت کوشان در شمال و هامون ماشکل در جنوب گسترده شده است. در این محدوده مطابق با نتایج مدل دو هسته پیشینه به وجود می‌آید که هسته پیشینه جنوبی آن در حوالی دریاچه هامون (نزدیک به شهرهای زابل و زهک) از شدت بیشتری برخوردار است. میانگین شدت باد حاصل از مدل در این هسته به حدود ۱۷ متر بر ثانیه بالغ می‌گردد. جهت غالب باد از سطح زمین تا تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال بر فراز دشت سیستان و دشت مارگوی افغانستان شمالی بوده و از نظر نحوه وزش از الگوی مشابهی تبعیت می‌کند. در مقابل، الگوی وزش باد در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به طور کامل تغییر می‌یابد. به بیان کلی آنکه باد سیستان در آغاز دارای جهت شمال شرقی - جنوب غربی است. بر روی دشت سیستان و دشت مارگو دارای جهت شمالی است و پس از عبور از روی دشت‌های یادشده جهت آن به سمت جنوب شرقی منحرف می‌شود. از دیگر نتایج این پژوهش بررسی داده‌های مدل در دوره آماری ۱۰ ساله و تاییدی بر وجود هسته‌های پیشینه شدت باد است، اما شایان ذکر است که باد سیستان تغییرات سال به سال زیادی دارد. این تغییرات چنان است که باد سیستان طی دوره آماری مدل‌سازی شده یعنی سال ۲۰۰۱ تا ۲۰۱۰، در سال ۲۰۰۲ با میزان شدت میانگین حدود ۱۴ متر بر ثانیه از ضعیف‌ترین شرایط و در سال ۲۰۰۷ با داشتن شدت میانگین حدود ۱۹ متر بر ثانیه از بالاترین شدت برخوردار بوده است.

بررسی ساعتی داده‌های جهت باد نیز مؤید آن است که به طور کلی جهت باد در طی تابستان و در طی ساعات شبانه‌روز از ثبات نسبتاً بالایی برخوردار بوده و در عمده ساعات شبانه‌روز به صورت غالب دارای جهت شمالی

اختلاف دمایی شدیدی که بین کوه‌های خراسان جنوبی و کوه‌های افغانستان از یک سو و دشت وسیع سیستان از سوی دیگر ایجاد می‌شود، به خوبی مبین اختلاف فشار مذکور است. شرایط فوق منجر به تاوایی مثبت (گردش چرخندی) بر روی دشت سیستان و تاوایی منفی (گردش واچرخندی) بر روی کوه‌های خراسان جنوبی می‌شود. نتیجه کلی آن که، انجام بررسی در مقیاس منطقه‌ای با استفاده از خروجی‌های مدل به خوبی نقش برجسته واداشت‌های جغرافیایی محلی و میان‌مقیاس را در پیدایش باد سیستان متذکر می‌گردد. در مطالعات گذشته برخی از پژوهشگران بر اساس مطالعه خود نتیجه گرفته‌اند که باد سیستان یک پدیده سطح زمین بوده و برخی این نظریه یعنی محدودیت به سطح زمین را رد می‌کنند و معتقدند که باد سیستان تا ترازهای بالای وردسپهر نفوذ دارد. بر اساس نتایج این مطالعه مشخص گردید که باد سیستان پدیده‌ای اقلیمی در ترازهای زیرین وردسپهر است. در واقع، این باد در بالاتر از تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال به شدت ضعیف شده، به طوری که در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال تنها الگوی کلی وزش باد مشاهده گردیده و باد سیستان از شدت قابل‌ذکری برخوردار نیست.

دو ویژگی مهم باد سیستان جهت و شدت است که در شناسایی ساختار باد بسیار تعیین‌کننده‌اند. بررسی داده‌های ایستگاهی و داده‌های خروجی مدل بیانگر آن است که باد سیستان در طول دوره گرم سال در ترازهای زیرین به صورت همیشگی اما با وردایی‌های شبانه‌روزی و روز به روز در حال وزیدن است. سرعت و جهت میانگین باد سیستان با بهره‌گیری از داده‌های تفکیک بالای حاصل از ریزمقیاس‌نمایی دینامیکی مدل مقیاس منطقه‌ای اقلیمی RegCM در ترازهای مختلف جو از تراز ۹۹۵ تا تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال مورد بررسی قرار گرفت. بر اساس نتایج حاصل مشخص شد که پیشینه سرعت باد سیستان در تراز ۹۴۵ هکتوپاسکال به وقوع می‌پیوندد. شدت باد در تراز

۶ منابع

- است. شدت باد سیستان در طی شبانه‌روز تغییرات زیادی دارد، به طوری که شدت این باد در طی ساعات شب به طور مشخصی از شدت آن در ساعات روز به ویژه ساعات بعدازظهر بیشتر است. همان‌طور که قبلاً بیان شد باد سیستان از دو هسته بیشینه برخوردار است که میانگین بیشینه شدت باد در این هسته طی ساعات ۰۰ و ۱۲ گرینویچ به ترتیب برابر با ۲۰ و ۱۱ متر بر ثانیه (۳۹/۶ و ۷۲ کیلومتر بر ساعت) می‌باشد. به نظر می‌رسد در طول ساعات شب با محور جریانات تلاطمی و همرفتی، میزان اصطکاک کاهش یافته و در نتیجه بر شدت وزش باد در مجاورت سطح زمین افزوده می‌شود.
- وجود دو هسته بیشینه، افزایش سرعت باد در تراز ۹۴۵ هکتوپاسکال نسبت به سطح زمین و ترازهای بالاتر، ضعیف شدن باد به ویژه از تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال به بالا را می‌توان به خوبی در بررسی انجام شده بر روی نیمرخ عرضی و طولی میانگین شدت باد در دوره گرم از سطح زمین تا تراز میانی ۵۵۰ هکتوپاسکال، مشاهده کرد. تمام این ویژگی‌ها نشان از شکل‌گیری جریان جتی تراز زیرین شبانه در کریدور مرزی ایران و افغانستان دارد که این مهم نیز توسط نمودار قائم تغییرات شدت باد در دوره گرم سال (ژوئن، ژوئیه، اوت و سپتامبر) برای ساعت‌های مختلف شبانه‌روز در دوره آماری ۲۰۱۰-۲۰۰۱ در شکل ۱۸ آشکار گردید. بر اساس شواهد متعدد، شکل‌گیری جریان جتی تراز زیرین شبانه در شرق فلات ایران تا حد زیادی از نظریه نوسان لختی بلک‌آدار پیروی می‌کند. با این وجود، نمی‌توان نقش عوامل دیگری همچون توپوگرافی و اثرات مکانیکی و گرمایشی آن را بر تشکیل و تکوین باد سیستان نادیده گرفت. بنابراین می‌توان این بحث را در کنار دیگر نظریه‌ها مورد آزمون و کنکاش قرار داد.
- بابائیان، ا.، بداق جمالی، ج.، کاظمی، ع.، محمدی، م.، احمدی، م.، و علی‌آبادی، م.، ۱۳۸۲، تحلیل گرادبان فشار سطح متوسط دریا برای وقوع بادهای شدید تابستانه در شرق کشور: مجموعه مقالات همایش عددی وضع هوا.
- حجازی زاده، ز.، ۱۳۷۲، بررسی سینوپتیکی نوسانات فشار زیاد جنب حاره، رساله دکتری جغرافیای طبیعی، دانشگاه تربیت مدرس.
- حسین زاده، ر.، ۱۳۷۶، بادهای ۱۲۰ روزه سیستان: فصل‌نامه تحقیقات جغرافیایی، سال دوازدهم، ۴۶، ۱۰۲-۱۲۷.
- حمیدیان پور، م.، ۱۳۹۲، بررسی نحوه شکل‌گیری باد ۱۲۰ روزه سیستان با ریزگردانی دینامیکی جریان‌های تراز زیرین در شرق فلات ایران: رساله دکتری رشته جغرافیای طبیعی گرایش اقلیم‌شناسی در برنامه ریزی محیطی، دانشگاه خوارزمی، دانشکده علوم جغرافیایی.
- خسروی، م.، ۱۳۸۷، تاثیرات محیطی اندرکنش نوسان‌های رودخانه هیرمند با بادهای ۱۲۰ روزه سیستان: فصل‌نامه تحقیقات جغرافیایی، ۲(۹۱)، ۴۹-۱۹.
- خسروی، م.، ۱۳۸۹، بررسی توزیع عمودی گردو غبار ناشی از طوفان در خاورمیانه با استفاده از مدل NAAPS در منطقه سیستان ایران: مجموعه مقالات چهارمین کنفرانس بین‌المللی جغرافیدانان جهان اسلام (ICIWG 2010)، ایران، زاهدان، ۲۵-۲۷ فروردین.
- راشکی، ع. ر.، و زرین، ه.، ۱۳۸۶، پیامدهای بادهای ۱۲۰ روزه سیستان در خشکسالی اخیر دشت سیستان: باشگاه پژوهشگران جوان، بیرجند، دانشگاه آزاد اسلامی واحد بیرجند.
- سلیقه، م.، ۱۳۸۹، آثار مشترک تقابل حرارتی سیستم‌های جوی در کشورهای اسلامی مطالعه موردی: بادهای

- علیجانی، ب.، و رئیس پور، ک.، ۱۳۹۰، تحلیل آماری، همدیدی طوفان‌های گرد و خاک در جنوب شرق ایران، مطالعه موردی: منطقه سیستان: مطالعات جغرافیایی مناطق خشک، ۷(۵)، ۱۳۲-۱۰۷.
- مسعودیان، ا.، ۱۳۸۹، آب و هوای ایران: انتشارات دانشگاه اصفهان.
- مفیدی، ع.، ۱۳۸۶، تحلیل گردش جو تابستانه بر روی ایران و ارتباط آن با بارش های تابستانه فلات ایران: رساله دکتری، دانشگاه تربیت معلم، دانشکده علوم جغرافیایی، تهران.
- مفیدی، ع.، حمیدیان پور، م.، سلیقه، م.، و علیجانی ب.، ۱۳۹۲، تعیین زمان آغاز، خاتمه و طول مدت وزش باد سیستان با بهره‌گیری از روش‌های تخمین نقطه تغییر: نشریه جغرافیا و مخاطرات محیطی، ۶(۸)، ۱۱۲-۸۷.
- نجراسلیقه، م.، ۱۳۸۰، تاثیر آب و هوای پاکستان بر منطقه جنوب شرق ایران: طرح پژوهشی، معاونت پژوهشی، دانشگاه سیستان و بلوچستان.
- هادرادی، غ.، ۱۳۷۹، پیش‌بینی سرعت و جهت بادهای فرساینده (مطالعه موردی منطقه‌ی زابل): دانشگاه شیراز.
- Abiodun, B. J., Pal, J. S., Afiesimama, E. A., Gutowski, W. J., and Adedoyin, A., 2007, Simulation of West African monsoon using RegCM3 Part II: Impacts of deforestation and desertification: *Theor. Appl. Climatol.*, **93**, 245-261.
- Alizadeh Choobari, O., Zawar-Reza, P., and Sturman, A., 2014, Mesoscale modelling of the "wind of 120 days" and associated mineral dust distribution over eastern Iran using WRF/Chem: *Atmos. Res.*, **143**, 328-341.
- Bardossy, A., 1997, Downscaling from GCMs to local climate through stochastic linkages: *J. Environ. Manage.*, **49**, 7-17.
- Barough, M. S., Kashani, S. S., Bidokhti, A. A., and Ranjbar, A., 2010, The numerical study of low level jets formation in south eastern of Iran: *World Academy of Science, Engineering and Technology*.
- Barrow, E., Hulme, M., and Semenov, M. A., 1996, Effect of using different methods in the ۱۲۰ روزه سیستان: مجموعه مقالات چهارمین کنگره بین‌المللی جغرافیدانان جهان اسلام (ICIWG 2010)، ایران، زاهدان، ۲۵-۲۷ فروردین.
- کاویانی، م. ر.، و علیجانی، ب.، ۱۳۷۱، مبانی آب و هواشناسی: انتشارات سمت.
- کاویانی، م. ر.، ۱۳۷۴، توربین‌های بادی و ارزیابی انرژی باد در ایران: فصل‌نامه تحقیقات جغرافیایی، ۳۶، ۱۲۷-۱۴۴.
- کاویانی، م. ر.، ۱۳۸۰، میکروکلیماتولوژی: انتشارات سمت.
- کمالی، س.، ۱۳۹۱، بررسی ساختار توفان‌های گرد و غباری در دشت سیستان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده ادبیات و علوم انسانی، گروه جغرافیا، دانشگاه فردوسی مشهد، زمستان.
- گندمکار، ا.، ۱۳۸۵، بررسی سینوپتیک انرژی باد در منطقه سیستان: پایان‌نامه دکتری رشته اقلیم‌شناسی دانشگاه اصفهان.
- گندمکار، ا.، ۱۳۸۸، ارزیابی انرژی پتانسیل باد در کشور ایران: مجله جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، ۶(۳۶)، ۸۵-۱۰۰.
- گندمکار، ا.، ۱۳۸۹، تعیین گستره افقی باد سیستان با استفاده از تحلیل خوشه‌ای: فصل‌نامه جغرافیایی طبیعی، ۱۰، ۶۷-۷۶.
- گندمکار، ا.، کاویانی، م. ر.، و مسعودیان، ا.، ۱۳۸۶، بررسی انرژی باد در منطقه سیستان به منظور تولید انرژی بادی: مجله علوم انسانی دانشگاه اصفهان، جلد ۲۷، ۷(۶)، ۹۵-۱۰۴.
- علی اکبری بیدختی، ع. ع.، و برومند، ن.، ۱۳۸۵، مطالعه‌ای بر بادهای گپ منطقه دشت لوت: دوفصلنامه بیابان، دوره ۱۱، ۲(۱)، ۲۸-۱۳.
- علیجانی، ب.، ۱۳۷۳، آب و هوای ایران: انتشارات دانشگاه پیام نور.

- Geophysical Research Atmospheres **94**(D1):1127-1144.
- Giorgi, F., 1990, Simulation of Regional Climate Using a Limited Area Model Nested in a General Circulation Model: *Journal of Climate*, **3**, 941-963.
- Giorgi, F., and Bates, G. T., 1989, The climatological skill of a regional model over complex terrain: *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 2325-2347.
- Giorgi F., Bi, X., and Pal, J., 2004, Mean, interannual variability and trends in a regional climate change experiment over Europe. II: climate change scenarios (2071-2100): *Clim. Dyn.*, **23**, 839-858.
- Goudie, A. S., and Middleton, N. J., 2001, Dust storm in South West Asia: *Acta Univ. Car.*, **XXXV**: 37-83.
- Holton, J. R., 1967, The diurnal boundary layer wind oscillation above sloping terrain: *Tellus*, **19**, 199-205.
- Huntington, E., 1905, The depression of Sistan in eastern Persia: *Bull. Am. Geographical Soc.*, **32**(5), 221-281.
- Leung L. R., Giorgi, L. O., and Wilby, R. L., 2003, Regional climate research — needs and opportunities: *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **84**, 89-95.
- Liu, M., Douglas, L.W., Teddy, R. H., and Qin, X., 2000, Numerical simulation of a low-level jet over complex terrain in southern Iran: *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 1309-1327.
- Macklin, S. A., Bond N. A., Walker, J. P., 1990, Structure of a low-level jet over Lower Cook Inlet, Alaska: *Mon. Wea. Rev.*, **118**(12), 2568-2578.
- Mcmahan, H., 1906a, Recent survey and exploration in Seistan: *J. Roy. Geographical Soc.*, **28**(3), 209-228.
- Mcmahan, H., 1906b, Recent survey and exploration in Seistan: *J. Roy. Geographical Soc.*, **28**(4), 333-240.
- Marcella, P. and Eltahir, A. B., 2008, Modeling the hydroclimatology of Kuwait: The role of subcloud evaporation in semiarid climates: *J. Clim.*, **21**, DOI: 10.1175/2007JCLI2123.1.
- Marcella, P. and Eltahir, A. B., 2012, Modeling the summertime climate of South west Asia: The role of land surface processes in shaping the climate of semiarid regions: *J. Clim.*, **25**, DOI: 10.1175/2011JCLI4080.1.
- Mearns, L. O., Bogardi, I., Giorgi F., Matyasovskay, I., and Paleski, M., 1999, Comparison of climate change scenarios construction of climate change scenarios: Examples from Europe: *Clim. Res.*, **7**, 195-211.
- Basit, A., Shoaib Raza, S., Irfan, N., and Avila R., 2012, Simulation of monsoon precipitation over South-Asia using RegCM3: International Scholarly Research Network, ISRN Meteorology, Article ID 754902, 14 pages, doi: 10.5402/2012/754902.
- Blackadar, A. K., 1957, Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversion: *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **38**, 283-290.
- Bloom A., Kotroni, V., and Lagouvardos, K., 2008, Climate change impact of wind energy availability in the Eastern Mediterranean using the regional climate model PRECIS: *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **8**, 1249-1257.
- Byers, D. J., 1995, Synoptic and Mesoscale Influences on Refraction During SHAREM 110: M. Sc. Thesis, Dept. of Meteorology, Naval Postgraduation School, 126 pp.
- Castero, C. L., Pielke, R. A. and Leoncini, G., 2005, Dynamical downscaling: Assessment of value retained and added using the regional atmospheric Modeling System (RAMS): *J. Geophys. Res.*, **110**, D05108, doi: 10.1029/2004JD004721.
- Castero, C. L., Pielke, R. A. and Adegoke, J. O., 2007, Investigation of the summer climate of the contiguous United States and Mexico using the Regional Atmospheric Modeling System (RAMS). Part I: Model climatology (1950-2002), *J. Clim.*, **20**, DOI: 10.1175/JCLI4211.1.
- Dickenson, R. E., Errico, R. M., Giorgi, F., and Bates, G. T., 1989, A regional climate model for Western United States: *Clim. Change*, **15**, 383-422.
- Kaskaoutis, D., Rashki, A., Houssos, E., Goto, D., and Nastos, P., 2014, Extremely high aerosol loading over Arabian Sea during June 2008: The specific role of the atmospheric dynamics and Sistan dust storms: *Atmos. Environ.*, **94**, 374-384.
- Kaskaoutis, D., Rashki, A., Houssos, E., Mofidi, A., Goto, D., and Bartzokas, A., 2015, Meteorological aspects associated with dust storms in the Sistan region, southeastern Iran: *Clim. Dyn.*, **45**:407-424. DOI 10.1007/s00382-014-2208-3.
- Giorgi, F., 1989, Two-dimensional simulation of possible mesoscale effects of nuclear war fires, I: Model description: *Journal of*

- Meteorology, University of Wisconsin, Madison, U.S.A.
- Sylla, M. B., Coppola, E., Mariotti, L., Giorgi, F., Ruti, P. M., Dell'Aquila, A., and Bi, X., 2010, Multiyear simulation of the African climate using a regional climate model (RegCM3) with the high resolution ERA-interim reanalysis: *Clim. Dyn.*, **35**, 231–247, DOI 10.1007/s00382-009-0613-9.
- Teadt, T. R., 1996, Studies in Satellite Multispectral Determination of Boundary Layer Depth: M. Sc. Thesis, Dept. of Meteorology, Naval Postgraduation School, 70 pp.
- Walters, K. R., and Sjoberg, W. F., 1988, The Persian Gulf region: A climatological study: USAFETAC TN-88/002, USAF Environmental Technical Application Center, 62 pp.
- Wilby, R. L., Wigley, T. M. L., Conway, D., Jones, P. D., Hewiston, B. C. Main, J., and Wilks, D. S., 1998, Statistical downscaling of general circulation model output: A comparison of methods: *Water Resour. Res.*, **34**, 2995–3008.
- Washington, R., and Todd, M. C., 2005, Atmospheric controls on mineral dust emission from the Bodélé depression, Chad: Intraseasonal to interannual variability and the role of the low level jet: *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L17701, doi: 10.1029/2005GL023597.
- Wang, G. and Alo, C. A., 2012, Changes in Precipitation Seasonality in West Africa Predicted by RegCM3 and the Impact of Dynamic Vegetation Feedback: *Int. J. Geophys.*, Article ID 597205, 10 pages, doi: 10.1155/2012/597205.
- Wang, Y., Leung, L. R., McGrrgor, J. L., Lee, D-K., Wang, W-Ch., Ding, Y., and Kimura, F., 2004, Regional climate modeling: Progress, challenges, and prospects: *J. Meteorol. Soc. Japan*, **82**(6), 1599–1628.
- generated from regional climate model experiments and statistical downscaling: *J. Geophys. Res.*, **104**, 6603–6621.
- Middelton, N. J., 1986, Dust storms in the Middle East: *J. Arid Environ.*, **10**, 83–96.
- Murphy, J., 1999, An evaluation of statistical and dynamical techniques for downscaling local climate: *J. Clim.*, **12**, 2256–2284.
- Pal, J. S., and Eltahir, E. A. B., 2003, A feedback mechanism between soil-moisture distribution and storm tracks: *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **129**, 2279–2297.
- Pamperin, H., and Stilke, G., 1985, Nocturnal boundary layer and LLJ in the pre-alpine region near the outlet of the Inn Valley: *Meteor. Rundsch.*, **38**, 145–156.
- Pasini, A., 2006, From Observation to Simulation: A conceptual introduction to weather and climate modelling: Translated by Francesca Sofri, Published by World Scientific Publishing Co. Inc., 216 pp.
- Reiter, E. R., 1969, Tropopause circulation and jet streams: *Climate of the Free Atmosphere*, Vol. 4, World survey of Climatology. D. F. Rex, Ed., Elsevier, 85-193
- Rockel, B., Castro, C. L., Pielke Sr., R. A., Storch, H., and Leoncini, G., 2008, Dynamical downscaling: Assessment of model system dependent retained and added variability for two different regional climate models: *J. Geophys. Res.*, **113**, D21107, doi:10.1029/2007JD009461.
- Salon, S., Cossarini, G., Libralato, S., Gao, X., Solidoro, S., and Giorgi, F., 2008, Downscaling experiment for the Venice lagoon: I. Validation of the present-day precipitation climatology: *Clim. Res.*, **38**, 31–41.
- Stull, R. B., 1988, An Introduction to Boundary Layer Meteorology: Department of