

نقش بادهای ۱۲۰ روزه سیستان در نوسانات رطوبت شرق و جنوب شرق ایران

مجید رضایی بنفشه^۱

سعید جهانبخش اصل^۲

شعیب آب خرابات^۳

علی اکبر رسولی^۴

مصطفی کریمی^۵

چکیده

در این پژوهش با بررسی الگوهای تابستانه وزش باد در نیمه شرقی ایران طی یک دوره آماری ۲۱ ساله، دو الگوی اصلی از وزش افقی باد در ترازهای زیرین اتمسفر شناسایی و از نظر نقش آنها در همگرایی/ واگرایی شار رطوبت منطقه، مورد مطالعه قرار گرفتند. در الگوی اول، باد ۱۲۰ روزه سیستان پس از درنوردیدن شرق و جنوب شرق ایران، وارد دریای عرب شده و پس از پیوستن به بادهای تجارتي جنوبی هر دو بسوی شبه‌قاره هند جریان می‌یابند. این الگوی وزشی، هم‌زمان با تقویت پرفشار دریای خزر در سطوح زیرین اتمسفر و نفوذ آن به نواحی شمالی ایران صورت می‌گیرد. در الگوی دوم با ضعیف شدن پرفشار دریای خزر، زبانه کم‌فشار گنگ، بیشتر به داخل ایران نفوذ کرده و باد ۱۲۰ روزه جای خود را به بادهای با جهت شرقی در شرق و شمال شرق ایران می‌دهند. تسلط الگوی وزشی بادهای ۱۲۰ روزه سیستان، سبب شکل‌گیری هسته‌ای از واگرایی شار

۱- استاد آب و هوا شناسی دانشگاه تبریز

۲- استاد آب و هوا شناسی دانشگاه تبریز

۳- دانشجوی دکتری آب و هواشناسی دانشگاه تبریز (نویسنده مسئول)

Email:kharabatian@yahoo.com Tel: 09187561150

۴- استاد آب و هوا شناسی دانشگاه تبریز

۵- استادیار آب و هوا شناسی دانشگاه تهران

رطوبت در شرق و مرکز ایران می‌شود و علاوه بر آن، مانع از ورود رطوبت دریای عمان و شمال اقیانوس هند به جنوب شرق ایران نیز می‌شود. اما در زمان عدم وزش بادهای یاد شده در منطقه، که همزمان با شکل‌گیری الگوی وزشی بادهای شرقی در شرق و شمال شرق ایران است، علاوه بر از بین رفتن هسته واگرایی شار رطوبت در شرق ایران، سبب شکل‌گیری هسته‌ای از همگرایی شار رطوبت در جنوب شرق ایران و ورود رطوبت اقیانوس هند به منطقه نیز می‌شود. بنابراین بادهای ۱۲۰ روزه سیستان باعث تخلیه رطوبتی منطقه و مانعی بر سر راه ورود رطوبت اقیانوس هند به جنوب شرق ایران هستند.

واژگان کلیدی: باد ۱۲۰ روزه سیستان، بادهای تجاری شمالی، پرفشار دریای خزر، مونسون جنوب آسیا

مقدمه

یکی از پدیده‌های اتمسفری که تاثیر زیادی بر محیط‌زیست شرق و جنوب شرق ایران دارد، بادهای ۱۲۰ روزه سیستان است که غالباً پدیده‌ای مربوط به دوره گرم سال می‌باشند. اگرچه باد در تمام طول سال در این منطقه می‌وزد، اما وزش بادهای یاد شده در دوره گرم سال اثرات زیانبار زیست‌محیطی شدیدی به همراه دارد. باد ۱۲۰ روزه سیستان معروف‌ترین باد محلی ایران است که بمدت ۴ ماه در استان‌های سیستان و بلوچستان و خراسان می‌وزد (گندمکار و کیارسی، ۱۳۸۵: ۱) و وزش این بادهای شرایط زیست-محیطی بحرانی در منطقه حاکم می‌کند (خسروی، ۱۳۸۷: ۱۹). از سوی دیگر پهنه بادی وزش باد سیستان وسیع‌ترین پهنه بادی ایران شناسایی شده است (گندمکار، ۱۳۸۹: ۶۷). فعالیت این بادهای از میانه‌های ماه می تا میانه‌های ماه سپتامبر است (علیزاده و همکاران، ۲۰۱۴: ۳۳۸). در ارتباط با شرایط همدید مؤثر بر شکل‌گیری بادهای ۱۲۰ روزه سیستان مطالعات مختلفی صورت گرفته است. حسین‌زاده (۱۳۷۶: ۱۱۷) عنوان می‌کند این پدیده مربوط به سطح زمین بوده و بادهای به ندرت به سطوح بالا نفوذ می‌کنند، جهت بادهای در نقشه‌های تراز دریا هیچ رابطه‌ای با تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال ندارد و منشاء اصلی وزش بادهای پرفشاری روی دریای خزر و بعد از آن هوای سرد روی ارتفاعات هندوکش و هیمالیاست. سلیقه (۱۳۸۹: ۱) بیان می‌کند چنانچه در

سطح زمین شرایط وافشاری و شیب حرارتی وجود داشته باشد جریان بادهای ۱۲۰ روزه بر قرار می‌شود. شیب حرارتی و وافشاری در صورت توسعه زبانه تراف بادهای غربی و زبانه تراف موسمی زیاد شده و بادهای ۱۲۰ روزه شدید می‌شوند. علیجانی و رئیس‌پور (۱۳۹۰: ۱۰۷)، در پژوهشی مشاهده کردند هنگام بروز طوفان گرد و خاک بر روی نقشه تراز دریا با تقویت کم فشار موسمی هند، دو مرکز کم فشار فرعی در محدوده جنوب پاکستان و جنوب افغانستان و مرکز پرفشاری در جنوب دریای خزر شکل می‌گیرند. مفیدی و کمالی (۱۳۹۱: ۱)، با استفاده از مدل اقلیمی مقیاس منطقه‌ای RegCM بیان کردند توفان‌های گرد و غبار در دشت سیستان بسیار کم عمق بوده بطوری که بیشینه غلظت گرد و غبار در زیر تراز ۹۰۰ هکتوپاسکال می‌باشد. علیزاده و همکاران (۲۰۱۴: ۲۳۸) در مطالعه‌ای با استفاده از مدل WRF دریافتند که اندرکنش پرفشار هندوکش در شمال افغانستان با کم فشار حرارتی تابستانه در شرق سیستان و غرب افغانستان سبب شکل‌گیری شیب فشار قوی بین این دو مرکز و وزش باد سیستان می‌شود. کریمی و فرج‌زاده (۱۳۹۰: ۱۰۹) در پژوهشی با محاسبه شار رطوبت به درون سامانه‌های بارشی ایران طی یک دوره ۵ ساله، مهمترین منابع تامین رطوبت بارش‌های ایران را دریای عرب و سپس دریای مدیترانه معرفی کردند. رضایی بنفشه و همکاران (۱۳۹۲: ۸۱)، در تحلیل منابع شار رطوبت بارش‌های سنگین شمال غرب ایران بیان داشتند که دریای خزر، خلیج فارس و دریای مدیترانه مهمترین منابع تامین رطوبت این بارش‌ها هستند. آلپرت و شای^۱ (۱۳۹۳: ۱) در بررسی‌های مربوط به بارش در خاورمیانه متوجه شدند که در بیابان‌های شمال عربستان و جنوب عراق با اینکه بارش اندک می‌باشد ولی بر روی این منطقه چاهک رطوبتی قابل توجهی در فصل زمستان وجود دارد. هویجون و فینگ^۲ (۲۰۰۳: ۱۹) نوسانات رودباد سومالی^۳ در ارتباط با انتقال بخار آب بین دو نیمکره را مورد مطالعه قرار داده و دریافتند که رودباد سومالی نقشی کلیدی در جابجایی بخار آب بین دو نیمکره ایفا می‌کند. ژو و یو^۴ (۲۰۰۷: ۱) آنومالی‌های مسیره‌های انتقال بخار

¹ Alpert & Shay

² Huijun & Feng

³ Somali Jet

⁴ Zhou & Yu

آب اتمسفر بارش‌های تابستانه چین را در ماه‌های (JJA^۵) بررسی کرده و دو الگو را شناسایی کردند، بطوری که در الگوی اول بخار آب مناطق حاره بطور مستقیم از خلیج بنگال و جنوب دریای چین به منطقه انتقال می‌یابد و در الگوی دوم تامین رطوبت بوسیله همگرایی بخار آب پرفشار جنوب‌غربی جنب حاره با بخار آب انتقال یافته از عرض‌های میانه **تقویت** می‌شود. بطور کلی بادهای ۱۲۰ روزه سیستان تاثیر زیادی بر محیط زیست و زندگی مردم منطقه دارند و بررسی نقش و تاثیر این بادهای بر سایر عوامل و عناصر اتمسفری از جمله انتقال رطوبت ضروری بنظر می‌رسد.

داده‌ها و روش‌ها

هدف اصلی این مطالعه بررسی اثرات آب و هوایی بادهای ۱۲۰ روزه سیستان در شرق و جنوب‌شرق ایران و همچنین بررسی نقش این پدیده اقلیمی در گردش اتمسفری مونسون جنوب آسیاست. در ابتدا با انجام پیش‌آزمون مشخص گردید که این بادهای در ترازهای ۱۰۰۰، ۹۲۵ و ۸۵۰ ه.پ نمود بیشتری دارند که برای انجام این تحقیق، داده‌های شبکه‌ای ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۸۵۰ ه.پ طی دوره آماری ۲۰۱۲-۱۹۹۳ در ماه‌های خرداد تا آخر شهریور (دوره وزش بادهای ۱۲۰ روزه سیستان) از سری داده‌های بازکاوی شده ۲/۵*۲/۵ درجه NCEP/NCAR با استفاده از نرم افزار گردس برداشت گردید، که شامل ۲۴۸۰ روز می‌باشند. پس از آن از آزمون‌های تحلیل عاملی و خوشه‌بندی بر روی داده‌های شبکه‌ای ارتفاع ژئوپتانسیل در محیط نرم‌افزار متلب، برای طبقه‌بندی الگوهای نقشه‌ای استفاده گردید (یارنال، ترجمه مسعودیان، ۱۳۸۵، ۱۰۰). ماتریس داده‌ها با آرایش S در غالب تحلیل مؤلفه‌های مینا (PCA) محاسبه و مقادیر ویژه آن محاسبه و عامل‌های با مقادیر ویژه بزرگتر از یک انتخاب شدند (جانسون و ویچرین، ۱۳۸۶، ۴۹۱). در گام بعد داده‌ها با دوران متعامد واریماکس چرخش داده شدند (استبان و همکاران، ۲۰۰۵، ۳۲۲). سپس با محاسبه ماتریس ضرایب عامل‌ها و ضرب نمودن آن‌ها در ماتریس استاندارد شده داده‌ها، ماتریس نمرات عاملی حاصل گردید. این ماتریس شامل تعداد روزها و تعداد عامل‌ها است. در نهایت جهت

۵- Jun, Jul, August؛ در تحقیقات علمی درباره مونسون هند برخی دیگر از پژوهشگران از ماه‌های Jun, Jul, August, September (JJAS) استفاده می‌کنند.

انتخاب عامل‌های اصلی، پراش بیش از یک درصد مقدار بردارهای ویژه مبنا قرار گرفته شد. در ادامه به خوشه‌بندی عامل‌ها برای تعیین الگوهای همدید پرداخته شد. در این بخش تمام روزهای دوره گرم سال طی دوره مورد مطالعه، بر اساس نمرات عاملی و با محاسبه فاصله اقلیدوسی^۶ و به روش ادغام وارد^۷ به صورت نمودار درختی گروه‌بندی شدند و بر اساس محاسبه ماتریس همبستگی درون گروهی، روزهای نماینده استخراج شدند. برای این مطالعه ۵ خوشه تشخیص داده شد که روزهای نماینده و ویژگی‌های آنها در جدول ۱۰ آورده شده است. در ادامه برای بررسی شار رطوبت در منطقه در هر یک از این الگوهای ۵ گانه، از روش‌های دینامیکی و بصورت برنامه‌نویسی شده درون نرم افزار GrADS استفاده گردید. بدین منظور واگرایی شار رطوبت در منطقه با استفاده از تغییرات جزئی مقادیر نم و ویژه (q) و مولفه‌های باد مداری (u) و نصف‌النهاری (v) در جهات x,y (طول و عرض جغرافیایی) به وسیله رابطه زیر که موسوم به رابطه واگرایی افقی شار رطوبت است، محاسبه می‌گردد.

$$HFD_{ij} = - \left[u_{ij} \frac{q_{i+1j} - q_{ij}}{x_{i+1j} - x_{ij}} + v_{ij} \frac{q_{ij+1} - q_{ij}}{y_{ij+1} - y_{ij}} + q_{ij} \frac{u_{i+1j} - u_{ij}}{x_{i+1j} - x_{ij}} + q_{ij} \frac{v_{ij+1} - v_{ij}}{y_{ij+1} - y_{ij}} \right] \quad (1) \text{ معادله}$$

HFD^۸ واگرایی افقی شار رطوبت، ∂y و ∂x فاصله در جهات طول و عرض جغرافیایی است و مقادیر مثبت، همگرایی شار رطوبت و مقادیر منفی، واگرایی شار رطوبت می‌باشد (کریمی، ۱۳۸۶:۴۱). مقادیر محاسبه شده مختص برای هر تراز است که تنها مقادیر مربوط به یک سطح را مورد محاسبه قرار می‌دهد، بنابراین برای بدست آوردن مقادیر واقعی شار رطوبت نیاز به محاسبه مجموع قائم آن است و بایستی مقدار آنرا برای حد فاصل سطوح ارتفاعی اتمسفر مورد محاسبه قرار داد. به این منظور از رابطه زیر استفاده می‌شود.

$$Q_{vi} = 1/g \cdot \int_{p_1}^{p_2} vq \cdot dp \quad (2) \text{ معادله}$$

⁶ Euclidean Distance

⁷ Ward Linkage

⁸ Horizontal Flux Divergence

vq همان HFD است، p سطوح ارتفاع ژئوپتانسیلی اتمسفر و Q_{vi} مجموع قائم شار رطوبت می‌باشد. این محاسبات برای حد فاصل ترازهای (۹۲۵-۱۰۰۰)، (۸۵۰-۹۲۵)، (۷۰۰-۸۵۰) هکتوپاسکال، با استفاده از رابطه بالا محاسبه گردیدند. بنابر آنکه در ترازهای بالاتر از ۷۰۰ ه.پ باد سیستان به ندرت قابل ردیابی و تشخیص است و دیگر اینکه بیشترین میزان رطوبت اتمسفر و همینطور شار رطوبت در ترازهای زیرین قرار دارد و غالباً در چنین محاسباتی از رطوبت ترازهای بالایی اتمسفر صرف نظر می‌شود، در اینجا نیز محاسبات یاد شده تا تراز ۷۰۰ ه.پ انجام گرفته است. محاسبات بالا برای یک فاصله زمانی است و با توجه به اینکه داده‌های مورد استفاده در این تحقیق ۶ ساعته است، محاسبه نیز برای یک بازه زمانی ۶ ساعته انجام خواهد گرفت. بنابراین برای انجام محاسبات یاد شده در یک بازه زمانی طولانی‌تر (یک روزه) و حد فاصل بین چندین تراز اتمسفری بایستی از معادله زیر استفاده شود.

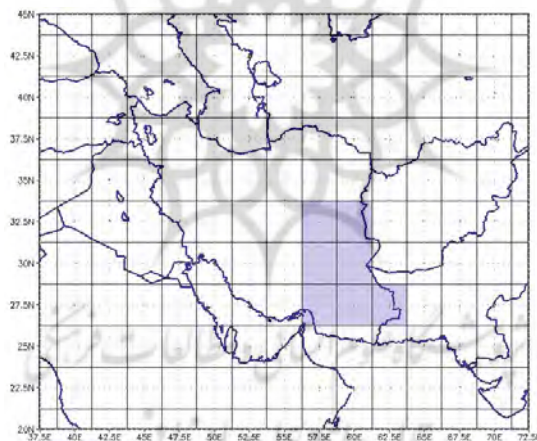
$$Q_{vi} = \int_{t1}^{t2} \left(1/g \cdot \int_{p1}^{p2} vq \cdot dp \right) \cdot dt \quad \text{معادله (۳)}$$

t^1 زمان شروع محاسبه و t^2 زمان پایان محاسبه می‌باشد (کریمی، ۱۳۸۶: ۴۲ و ۴۳). در ادامه مجموع و میانگین همگرایی/واگرایی شار رطوبت برای محدوده مشخص شده در شکل ۱. مورد محاسبه قرار گرفت که مقادیر آن برای هر الگوی سینوپتیکی در جدول ۱۰ آورده شده است.

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی

جدول ۱- ویژگی خوشه‌های پنج‌گانه تحقیق؛ میانگین و مجموع همگرایی/ واگرایی شار رطوبت (10^3 $g \cdot kg^{-1} \cdot s^{-1}$) در الگوهای مختلف باد ۱۲۰ روزه سیستان و باد شرقی در منطقه مورد مطالعه (یاخته‌های مشخص شده در شکل ۱)

خوشه	نوع الگو	روز نماینده	تعداد رخداد	درصد رخداد	میانگین شار رطوبت در منطقه	مجموع شار رطوبت در منطقه
۱	باد شمالی (۱۲۰ روزه سیستان)	۲۴ ژوئن ۱۹۹۳	۳۵۵	۱۴/۳	-۰.۶۴	-۴۵
۲		۳۰ ژوئیه ۱۹۹۶	۳۵۴	۱۴/۲۷	-۰.۲۸	-۲۰
۳	باد شرقی	۷ ژولای ۲۰۰۱	۴۷۳	۱۹/۱	۰.۳۶	۲۵
۴		۲۸ ژوئن ۲۰۰۵	۷۰۵	۲۸/۴۳	۰.۵	۳۵
۵		۱۶ ژولای ۲۰۰۸	۵۹۳	۲۳/۹	۰.۳۷	۲۶



شکل ۱- منطقه مورد مطالعه در شرق و جنوب شرق ایران

بحث و بررسی

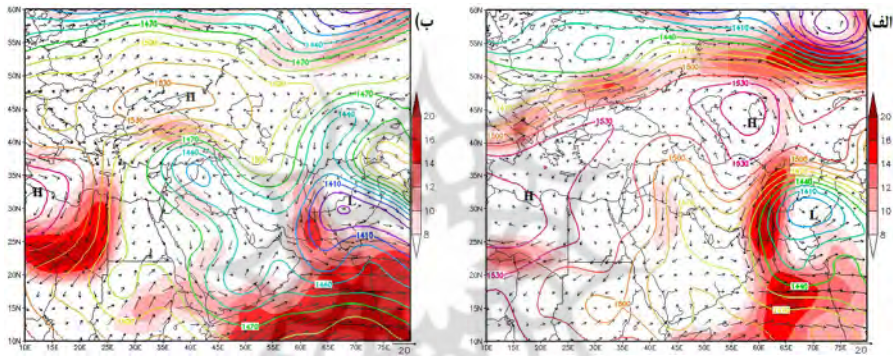
۵ خوشه در ارتباط با آرایش سیستم‌های سینوپتیکی دوره گرم نیمه شرقی ایران تشخیص داده شده که این خوشه‌ها نیز خود در دو گروه قابل دسته‌بندی هستند. دو خوشه (الگوهای سینوپتیکی ۱ و ۲) حاکمیت باد با جهت غالب شمالی در شرق ایران را نمایش می‌دهد، اما در خوشه‌های ۳، ۴ و ۵ در شرق و شمال شرق ایران باد با جهت غالب شرقی می‌وزد. بنابراین در دوره گرم سال در منطقه مورد مطالعه دو الگوی سینوپتیکی اصلی حاکمیت دارد که شامل الگوی باد شمالی یا همان بادهای ۱۲۰ روزه سیستان و دیگری الگوی باد شرقی می‌باشد.

الگوی باد شمالی (باد ۱۲۰ روزه سیستان)

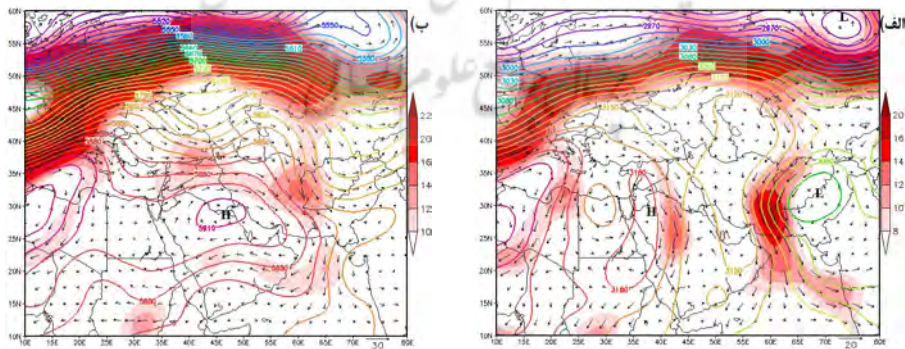
در شکل ۲ الف آرایش سیستم‌های سینوپتیکی تراز ۸۵۰ ه.پ روز نماینده خوشه ۱ (۲۴ ژوئن ۱۹۹۳) آورده شده است. در این الگو باد با جهت شمالی در شرق ایران و مناطقی از غرب افغانستان و پاکستان در حال وزیدن است که به بادهای ۱۲۰ روزه سیستان معروف است و همان‌گونه که در این الگو قابل مشاهده است، بر اثر شیب تغییرات فشار از پرفشاری واقع در شمال ایران و دریای خزر به درون کم‌فشار جنوب آسیا، موسوم به کم‌فشار گنگ جریان دارد (شکل ۲). حسین‌زاده (۱۱۷:۱۳۷۶) نیز پرفشار دریای خزر را مهمترین عامل پیدایش این پدیده می‌داند اما علیزاده و همکاران (۲۳۸:۲۰۱۴) ارتفاعات هندوکش افغانستان را عامل اصلی پیدایش آن دانسته‌اند و هر دو به ریزش هوای هریک از این پرفشارها به درون کم‌فشار گنگ در جنوب ایران و پاکستان اشاره دارند. بررسی نقشه‌های تراز ۱۰۰۰ و ۹۲۵ ه.پ نیز آرایشی مشابه از سیستم‌های سینوپتیکی و جریان وزش باد در منطقه را نمایش می‌دهد. که بدلیل تاثیر پذیری کم‌تر تراز ۸۵۰ ه.پ از عوامل و عوارض سطح زمین این تراز محور اصلی مطالعه ترازهای زیرین اتمسفر قرار گرفته است. اما حسین‌زاده (۱۱۷:۱۳۷۶) این پدیده را مربوط به سطح زمین دانسته و جهت بادها در تراز سطح دریا با تراز ۸۵۰ ه.پ را متفاوت می‌داند. در دوره گرم سال منطقه همگرایی استوایی به نیمکره شمالی منتقل می‌شود و در جنوب آسیا به دلیل جابجایی شمال‌سوی پرفشارهای جنب حاره، منطقه همگرایی استوایی نیز بیش از نرمال جهانی به عرض‌های جغرافیایی بالاتر جابجا

می‌شود و با ورود بادهای **تجارتی** جنوبی به این مناطق گردش اتمسفری مونسون تابستانه جنوب آسیا پدید می‌آید. در واقع بادهای ۱۲۰ روزه سیستان بخشی از بادهای آلیزه شمالی هستند که مهمترین منشاء آنها پرفشار دریای خزر می‌باشد و پس از در نوردیدن شرق ایران، به دریای عمان رسیده و با بادهای آلیزه جنوبی همگرا شده و هر دو به سوی شبه قاره هند تغییر مسیر داده و وارد گردش اتمسفری مونسون جنوب آسیا می‌شوند. پرفشار واقع در شمال ایران نیز زبانه‌ای از پرفشار آزور است که از طریق حوضه دریای مدیترانه و سیاه بر روی نواحی شمالی ایران و دریای خزر گسترش یافته است. وجود کم‌فشار گنگ در دوره گرم سال در منطقه جنوب آسیا و گسترش زبانه‌هایی از آن بر روی مناطقی از خاورمیانه سبب می‌شود تا در ترازهای زیرین اتمسفر (از سطح زمین تا تراز ۸۵۰ ه.پ)، پرفشار آزور توان نفوذ به منطقه را نداشته باشد و به همین دلیل مجبور است در مناطق شمالی‌تر و از جمله شمال ایران مستقر شود. این موضوع به‌خوبی در شکل ۲ (الف و ب) با بررسی منحنی‌های ارتفاع ژئوپتانسیل قابل مشاهده است. اما در ترازهای میانی اتمسفر که زبانه کم‌فشار گنگ تضعیف شده و حتی ماهیت وجودی خود را بر روی فلات ایران و شبه‌جزیره عربستان از دست می‌دهد، زبانه پرفشار آزور نیز می‌تواند در موقعیت نرمال خود قرار گیرد و هسته‌ای از بیشینه فشار آن بر روی فلات ایران و شبه‌جزیره عربستان قرار می‌گیرد. در شکل ۳، آرایش سیستم‌های سینوپتیکی تراز ۷۰۰ ه.پ الگوی سینوپتیکی ۱۰ آورده شده است، بطوری‌که در این تراز هسته‌ای از پرفشار آزور بر روی شرق دریای مدیترانه قرار گرفته و فلات ایران و شبه‌جزیره عربستان را نیز متأثر کرده است. در شکل ۳، آرایش سیستم‌های سینوپتیکی تراز ۵۰۰ ه.پ الگوی ۱۰ آورده شده است که در این تراز کم‌فشار گنگ تقریباً ماهیت خود را از دست داده و زبانه پرفشار آزور بطوری آشکار بر روی خاورمیانه و از جمله فلات ایران و شبه‌جزیره عربستان مستقر شده است. در واقع با بررسی ترازهای اتمسفری ارتفاع ژئوپتانسیل الگوی ۱۰ (شکل‌های ۲ الف و ۳ الف و ب) مشخص می‌شود هرچقدر که از ترازهای زیرین اتمسفر به لایه‌های میانی اتمسفر نزدیک می‌شویم از قدرت کم‌فشار گنگ بویژه بر روی فلات ایران و شبه‌جزیره عربستان کاسته می‌شود و این موضوع باعث می‌شود تا زبانه پرفشار آزور در عرض‌های جغرافیایی پایین‌تری مکان‌گزینی نماید. اما در لایه‌های زیرین اتمسفر (سطح زمین تا تراز ۸۵۰ ه.پ)، بدلیل نفوذ زبانه‌ای از کم‌فشار گنگ بر روی

قسمت‌هایی از فلات ایران، شبه‌جزیره عربستان و بین‌النهرین، زبانه گسترش یافته پرفشار آزر بر روی منطقه مجبور است در عرض‌هایی بالاتر از نرمال جهانی خود و بر روی شمال فلات ایران و منطقه دریای خزر مستقر گردد و جریانی از بادهای جنوب و کم‌فشار گنگ روانه سازد که در ایران به بادهای ۱۲۰ روزه سیستان معروف است و در واقع این جریان وزش باد، همان بادهای آلیزه شمالی هستند که از پرفشارهای جنب حاره (پرفشار شمال ایران) بسوی منطقه همگرایی استوایی (کم‌فشار گنگ) روانه می‌شوند.



شکل ۲- آرایش سینوپتیکی سیستم‌های فشار تراز ۸۵۰ hPa، بردارهای سرعت و جهت باد (m/s)، هسته‌های سرعت باد (هاشورهای قرمز): الف) الگوی ۱، ۲۴ ژوئن ۱۹۹۳؛ ب) الگوی ۲، ۳۰ ژوئیه ۱۹۹۶

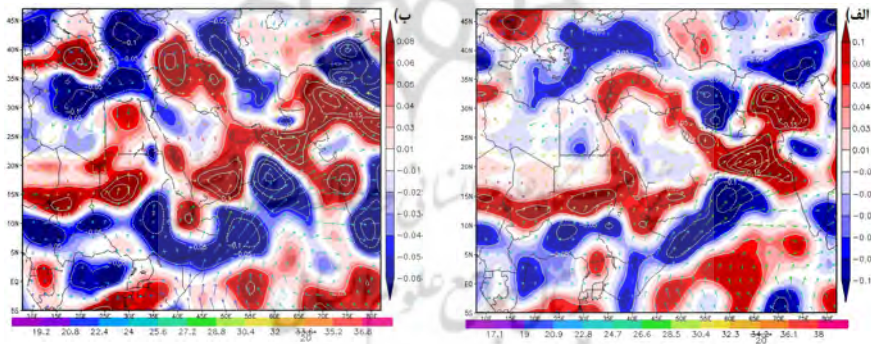


شکل ۳- آرایش سیستم‌های فشار الگوی سینوپتیکی ۱، بردارهای سرعت و جهت باد (m/s)، هسته‌های سرعت باد (هاشورهای قرمز)؛ الف) تراز ۷۰۰ hPa؛ ب) تراز ۵۰۰ hPa

آرایش سیستم‌های سینوپتیکی الگوی ۲ (شکل ۲.ب) نیز وزش باد شمالی (باد ۱۲۰ روزه سیستان) را به نمایش می‌گذارد و تغییر کمی در شدت و مسیر وزش این باد نسبت به الگوی ۱ دیده می‌شود. در این الگو نیز پرفشار واقع در شمال ایران و منطقه دریای خزر و هسته‌ای از کم‌فشار جنوب آسیا واقع در جنوب پاکستان سبب پیدایش جریان باد شمالی شده است. از قدرت پرفشار دریای خزر نسبت به الگوی ۱ قدری کاسته شده و هسته بیشینه فشار آن در غرب دریای خزر قرار گرفته است، اما همچنان حوضه دریای خزر را نیز در بر گرفته است و این تضعیف و جابجایی هسته پرفشار، سبب شده تا از شدت باد سیستان کاسته گردد. در ترازهای زیرین و میانی این الگو نیز آرایش سیستم‌های سینوپتیکی بمانند الگوی ۱ می‌باشد.

در ادامه به بررسی تاثیر الگوی باد ۱۲۰ روزه سیستان بر رطوبت منطقه پرداخته شده است که برای این کار اقدام به محاسبه همگرایی/واگرایی شار رطوبت منطقه در الگوهای یاد شده گردید، بطوری که محاسبات لازم برای حدفاصل ترازهای ۹۲۵-۱۰۰۰، ۸۵۰-۹۲۵ و ۷۰۰-۸۵۰ ه.پ جو منطقه انجام گرفت. در شکل ۴.الف، مجموع شار رطوبت سه لایه بیان شده الگوی سینوپتیکی ۱ آورده شده است. وزش باد ۱۲۰ روزه سیستان با جهت غالب شمالی در این الگو منجر به شکل‌گیری هسته‌ای از واگرایی شار رطوبت در شرق و مرکز ایران شده است که این موضوع منجر به کاهش رطوبت منطقه می‌گردد. همان‌گونه که قبلاً نیز عنوان شد، باد سیستان پس از در نوردیدن شرق ایران، در محدوده دریای عمان و شمال اقیانوس هند با بادهای آلیزه جنوبی همگرا شده و هر دو بسوی شبه قاره هند تغییر مسیر می‌دهند، که همگرایی باد ۱۲۰ روزه سیستان (آلیزه‌های شمالی) و آلیزه‌های جنوبی منجر به شکل‌گیری هسته‌ای قوی از همگرایی شار رطوبت بر روی دریای عمان و شمال اقیانوس هند شده است (شکل ۴.الف). در شکل ۴.ب مجموع شار رطوبت ترازهای ۱۰۰۰ تا ۷۰۰ ه.پ الگوی سینوپتیکی ۲ آورده شده است. در این الگو نیز همچنان هسته‌ای از واگرایی شار رطوبت شرق و مرکز ایران را فرا گرفته و با توجه به کاهش سرعت باد ۱۲۰ روزه سیستان

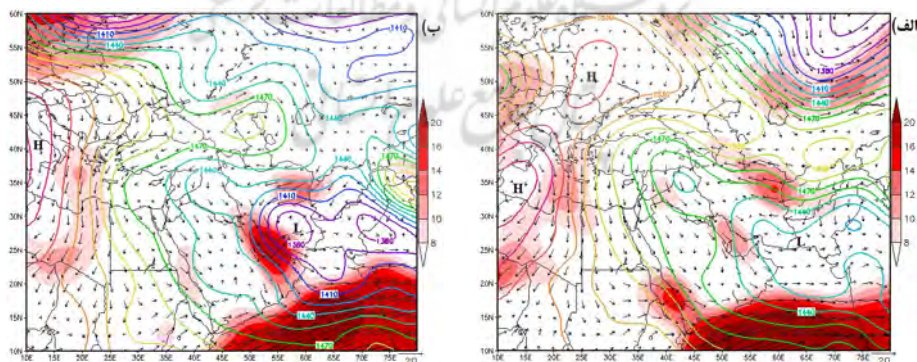
نسبت به الگوی ۱، هسته واگرایی شار رطوبت نیز قدری ضعیف‌تر شده است. همچنین کاهش قدرت باد سیستان موجب شده تا آلیزه‌های جنوبی بتوانند به سمت شمال بیشتر پیشروی کنند و منطقه همگرایی باد سیستان (آلیزه‌های شمالی) و آلیزه‌های جنوبی نسبت به الگوی ۱ قدری در عرض‌های شمالی‌تر شکل گیرد که این موضوع باعث شده همگرایی بین آنها به سواحل دریای عمان نیز کشیده شود و باریکه‌ای از همگرایی شار رطوبت خط ساحل را در بر گیرد. در جدول ۱. مقادیر محاسبه شده مجموع و میانگین همگرایی/واگرایی شار رطوبت منطقه مورد مطالعه (۷ پیکسل $2/5 \times 2/5$ درجه در شرق و جنوب شرق ایران که در شکل ۱. مشخص شده) آورده شده است، که مجموع و میانگین شار رطوبت برای الگوی ۱ به ترتیب $(10^{-5} \text{g.kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1})$ $-/۴۵$ و $(10^{-5} \text{g.kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1})$ $-/۰۶۴$ می‌باشد و نشان‌گر واگرایی شار رطوبت در منطقه است و در الگوی ۲ نیز به ترتیب $(10^{-5} \text{g.kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1})$ $-/۲۰$ و $(10^{-5} \text{g.kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1})$ $-/۰۲۸$ می‌باشند، که با توجه به کاهش قدرت و وسعت باد سیستان، دیده می‌شود که متعاقب آن واگرایی شار رطوبت نیز در این الگو کمتر صورت گرفته است.



شکل ۴- مجموع شار رطوبت ($10^{-5} \text{g.kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) حدفاصل ترازهای ۷۰۰-۸۵۰، ۸۵۰-۹۲۵، ۹۲۵-۱۰۰۰ پ و بردارهای باد تراز ۱۰۰۰ پ: الف) الگوی ۱، ۲۴ ژوئن ۱۹۹۳؛ ب) الگوی ۲، ۳۰ ژوئن ۱۹۹۶

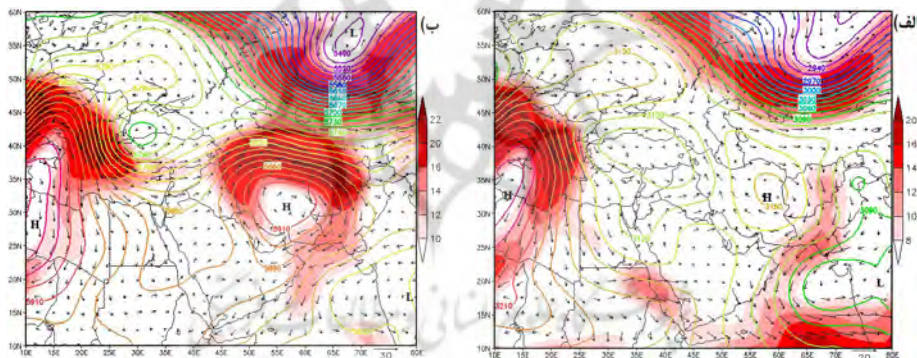
الگوی باد شرقی

سه خوشه دیگر استخراج شده این پژوهش آرایشی متفاوت از بادهای ۱۲۰ روزه سیستان را دارا بوده و الگوی مشابهی از آرایش سیستم‌های سینوپتیک از خود به نمایش گذاشتند، که با عنوان الگوی باد شرقی معرفی می‌گردند. در خوشه‌های ۳، ۴ و ۵ بر خلاف خوشه‌های ۱ و ۲، جهت باد در منطقه، شمالی نبوده و بادهای در شرق و شمال شرق ایران جهت غالب شرقی را اختیار کرده و جنوب شرق ایران را نیز هوایی آرام و با وزش اندک باد تجربه کرده است، که به دلیل تشابه زیاد آرایش سینوپتیکی سیستم‌های فشار و شار رطوبت در این الگوها، در ادامه به تفصیل به بررسی الگوهای ۳ و ۴ در شکل ۵ آورده شده است. در هر دو این سینوپتیک تراز ۸۵۰ ه.پ خوشه‌های ۳ و ۴ در شکل ۵ آورده شده است. در هر دو این خوشه‌ها تقابل بین پرفشار واقع در شمال ایران و کم‌فشار گنگ، متفاوت از الگوی باد شمالی است، بطوری که قدرت و محدوده گسترش کم‌فشار گنگ افزایش یافته و از دیگر سوی از قدرت و گستردگی زبانه پرفشار آזור (پرفشار واقع در شمال ایران) نیز کاسته شده است، که این شرایط سبب شده تا غالب مناطق فلات ایران در ترازهای زیرین آتمسفر (۱۰۰۰، ۹۲۵ و ۸۵۰ ه.پ) تحت سیطره زبانه کم‌فشار گنگ درآید. این آرایش سینوپتیکی سیستم‌های فشار، شرایط وزش بادهای ۱۲۰ روزه سیستان را از بین برده و سبب وزش بادهای شرقی در شرق و شمال شرق ایران گردیده است. در ترازهای ۹۲۵ و ۱۰۰۰ ه.پ نیز آرایش سیستم‌های فشار مشابه تراز ۸۵۰ ه.پ بوده که از نمایش آنها خودداری شده است.



شکل ۵- آرایش سینوپتیکی سیستم‌های فشار تراز 850 hPa ، بردارهای سرعت و جهت باد (m/s)، هسته‌های سرعت باد (هاشورهای قرمز)؛ الف) الگوی ۳، ۷ ژوئای ۲۰۰۱؛ ب) الگوی ۴، ۲۸ ژوئن ۲۰۰۵

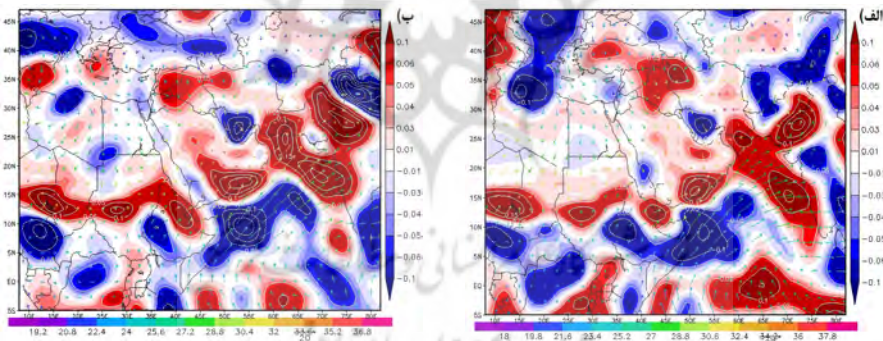
آرایش سیستم‌های سینوپتیک در ترازهای میانی جو متفاوت بوده و در تراز 850 hPa ، زبانه پرفشار آזור از طریق شبه‌جزیره عربستان بر روی فلات ایران نفوذ کرده (شکل ۶الف) و این لایه از اتمسفر لایه گذار از تسلط الگوی کم‌فشار در لایه‌های زیرین به الگوی پرفشار سطوح میانی و بالایی اتمسفر است و در تراز 500 hPa ، زبانه پرفشار آזור با قدرت و گستردگی بیشتری شبه‌جزیره عربستان و فلات ایران را تحت سیطره خود قرار داده است (شکل ۶ب). آرایش سیستم‌های سینوپتیک ترازهای 700 hPa و 500 hPa خوشه‌های ۴ و ۵ نیز مشابه خوشه ۳ می‌باشند.



شکل ۶- آرایش سیستم‌های فشار الگوی سینوپتیکی ۳، بردارهای سرعت و جهت باد (m/s)، هسته‌های سرعت باد (هاشورهای قرمز)؛ الف) تراز 700 hPa ؛ ب) تراز 500 hPa

مجموع همگرایی/واگرایی شار رطوبت الگوهای ۳ و ۴ نیز در شکل ۷ آورده شده است. در هر دو این الگوها هسته واگرایی شار رطوبت که در الگوهای مربوط به باد 120 روزه سیستان نیمه شرقی و مرکز ایران را در بر گرفته بود، از بین رفته و هسته‌ای از همگرایی با شدت و ضعف متفاوت شرق و بویژه جنوب‌شرق ایران را فراگرفته است. نفوذ بیشتر زبانه

کم فشار گنگ به داخل ایران و عدم وزش بادهای ۱۲۰ روزه شرایطی را فراهم آورده است تا منطقه همگرایی شار رطوبت شمال اقیانوس هند به سمت جنوب شرق ایران گسترش و جابجا شده و سبب تجمع رطوبت در این منطقه گردد، که مسلماً در صورت فراهم بودن شرایط صعود هوا بویژه در لایه های میانی اتمسفر می تواند منطقه ریزش بارش های مونسون هند را به جنوب شرق ایران نیز گسترش دهد. مجموع و میانگین شار رطوبت رخ داده نیز در منطقه مورد محاسبه قرار گرفت که در جدول ۱ آورده شده است. مجموع شار رطوبت برای الگوهای ۳ و ۴ به ترتیب $(10^{-5} \text{g.kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1})$ و $(10^{-5} \text{g.kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1})$ می باشد و میانگین شار رطوبت نیز به ترتیب $(10^{-5} \text{g.kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1})$ و $(10^{-5} \text{g.kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1})$ می باشد. همانگونه که گفته شد به جهت تشابه و اختصار، آرایش سیستم های سینوپتیکی الگوی ۵ آورده نشده و این الگو نیز حاکمیت باد شرقی در شرق ایران و شکل گیری هسته ای از همگرایی شار رطوبت در جنوب شرق ایران را فراهم کرده است و مجموع و میانگین شار رطوبت آن نیز در جدول ۱ آورده شده است.



شکل ۷- مجموع شار رطوبت ($10^{-5} \text{g.kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) حدفاصل ترازهای ۷۰۰-۸۵۰، ۸۵۰-۹۲۵، ۹۲۵-۱۰۰۰ ه.پ و بردارهای باد تراز ۱۰۰۰ ه.پ؛ الف) الگوی ۳، ۷ ژوئای ۲۰۰۱؛ ب) الگوی ۴، ۲۸ ژوئن ۲۰۰۵

نتیجه گیری

در این پژوهش دو الگو از آرایش سیستم های سینوپتیکی دوره گرم سال در شرق و جنوب شرق ایران شناسایی گردید که هر کدام از این الگوها وزش باد و شار رطوبت متفاوتی

را در منطقه فراهم می‌آورند. الگوی اول (الگوی باد شمالی)، شرایط وزش بادهای ۱۲۰ روزه سیستان را فراهم می‌کند (خوشه ۱ و ۲) و زمانی که پرفشار واقع در شمال ایران و دریای خزر از قدرت لازم برخوردار باشد، در تقابل با زبانه کم‌فشار گنگ شرایط وزش بادهای ۱۲۰ روزه را فراهم می‌آورد. حسین‌زاده (۱۳۷۶:۱۱۷) نیز این شرایط را برای باد سیستان مناسب می‌داند، اما علیزاده و همکاران (۲۰۱۴:۲۳۸) تقابل بین پرفشار هندوکش و کم‌فشار گنگ را عامل برتر می‌دانند. از سوی دیگر در زمانی که پرفشار دریای خزر تضعیف شود و از شمال ایران پسروی کند، هسته‌ای از کم‌فشار گنگ گسترش و نفوذ خود بر روی فلات ایران را افزایش می‌دهد، وزش بادهای ۱۲۰ روزه سیستان متوقف شده و الگوی دوم (الگوی باد شرقی) در منطقه شکل می‌گیرد که در آن بادهای با جهت غالب شرقی؛ شرق و شمال شرق ایران را فرا می‌گیرند (خوشه‌های ۳، ۴ و ۵)، این موضوع دلیلی آشکار بر نقش مهمتر پرفشار دریای خزر در بوجود آوردن بادهای سیستان نسبت به پرفشار هندوکش است. محاسبات مربوط به همگرایی/واگرایی شار رطوبت منطقه در الگوهای مختلف این پژوهش نشان‌گر شکل‌گیری هسته‌ای از واگرایی شار رطوبت در شرق و مرکز ایران در زمان وزش بادهای ۱۲۰ روزه است، بطوری که این بادهای مانع از ورود رطوبت دریای عمان و اقیانوس هند به جنوب شرق ایران نیز می‌شوند (شکل ۴). اما در الگوی وزش باد شرقی، که در آن وزش بادهای شمالی ۱۲۰ روزه سیستان در منطقه متوقف می‌شود، هسته واگرایی شار رطوبت یاد شده از بین رفته و بجای آن هسته‌ای از همگرایی شار رطوبت بر روی جنوب شرق ایران شکل می‌گیرد و شرایط ورود رطوبت پهناهای آبی منطقه به جنوب شرق ایران فراهم می‌شود (شکل ۷). بطور کلی تضعیف پرفشار جنب حاره آזור از دو طریق می‌تواند به فراهم شدن شرایط بارش در جنوب شرق ایران کمک کند. از یک سو با تضعیف پرفشار آזור، حاکمیت و تاثیر عوامل نزول هوای این پرفشار در ترازهای ۷۰۰ و ۵۰۰ ه.پ کم می‌شود و این موضوع سبب می‌شود تا شرایط صعود هوا در منطقه فراهم شود و از سوی دیگر تضعیف شدن پرفشار جنب حاره در ترازهای زیرین آتمسفر (۱۰۰۰ تا ۸۵۰ ه.پ) سبب تضعیف و پسروی زبانه گسترش یافته آن بر روی شمال ایران و دریای خزر و متعاقب آن عدم وزش بادهای ۱۲۰ روزه می‌گردد؛ که این موضوع نیز شرایط مناسبی برای تزریق رطوبت از دریای عمان و اقیانوس هند به جنوب شرق ایران فراهم می‌آورد. اما در زمان قوی شدن پرفشار

جنب حاره هر دو این شرایط معکوس شده که هم در ترازهای میانی اتمسفر شرایط نزول هوا وجود دارد و هم وزش باد سیستان مانع از ورود رطوبت در منطقه می‌شود. بنابراین وزش بادهای ۱۲۰ روزه سیستان علاوه بر اثرات زیست محیطی در منطقه، سبب تخلیه رطوبتی منطقه و مهمتر از آن مانعی بر سر راه ورود رطوبت از دریای عمان و شمال اقیانوس هند به جنوب شرق ایران می‌باشند.

منابع

- حسین‌زاده، سیدرضا (۱۳۷۶)؛ بادهای ۱۲۰ روزه سیستان، *فصلنامه تحقیقات جغرافیایی*، شماره ۱۰۳-۱۲۷، ۴۷.
- خسروی، محمود (۱۳۸۷)، تاثیرات محیطی اندرکنش نوسان‌های رودخانه هیرمند با بادهای ۱۲۰ روزه سیستان، *فصلنامه تحقیقات جغرافیایی*، شماره ۹۱، زمستان ۱۳۸۷، ص ۴۹-۱۹.
- خسروی، محمود و حمید نظری‌پور، ۱۳۹۱، مطالعه هم‌دید تیپ‌های هوای غالب منطقه سیستان (مطالعه موردی: ایستگاه زابل)، *پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*، ۴۴(۳): ۳۹-۶۲.
- رضایی‌بنفشه، مجید؛ بهروز ساری صراف؛ فاطمه جعفری شندی و فرشته حسینعلی‌پور (۱۳۹۲) تحلیل منابع رطوبتی موثر در بارش‌های سنگین شمال غرب ایران؛ *طرح پژوهشی*، دانشگاه تبریز.
- ریچارد آ. جانسون، دین دبلیو ویچرن، ۱۳۸۶، تحلیل آماری چند متغیری کاربردی، برگردان حسینعلی نیرومند، انتشارات آستان قدس رضوی، چاپ سوم.
- سلیقه، محمد (۱۳۸۹)؛ آثار مشترک تقابل حرارتی سیستم‌های جوی در کشورهای اسلامی: بادهای ۱۲۰ روزه سیستان، *چهارمین کنگره بین‌المللی جغرافیدانان جهان اسلام*، ۱۷-۱.
- علیجانی، بهلول و کوهزاد رئیس‌پور (۱۳۹۰)، تحلیل آماری هم‌دید طوفان‌های گردو خاک در جنوب شرق ایران (مطالعه موردی: منطقه سیستان)، *فصلنامه مطالعات جغرافیایی مناطق خشک*، شماره ۵، ۱۳۲-۱۰۷.

- کریمی، مصطفی (۱۳۸۶)، تحلیل منابع رطوبت بارش‌های ایران، رساله دوره دکتری، دانشگاه تربیت مدرس.
- کریمی، مصطفی و منوچهر فرج‌زاده (۱۳۹۰)، شار رطوبت و الگوی فضایی- زمانی منابع تامین رطوبت بارش‌های ایران، نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، شماره ۲۲، ص ۱۲۷-۱۰۹.
- گندمکار، امیر و فرینوش کیارسی (۱۳۸۵)، ارزیابی انرژی پتانسیل باد در کشور ایران، بیست و یکمین کنفرانس بین‌المللی برق، پژوهشگاه نیرو، تهران.
- گندمکار، امیر (۱۳۸۹)، تعیین گستره افقی باد سیستان با استفاده از تحلیل خوشه‌ای، فصلنامه جغرافیای طبیعی، شماره ۱۰، ص ۶۷-۷۶.
- مفیدی، عباس و سمیه کمالی (۱۳۹۱)، بررسی و تحلیل ساختار توفان‌های گرد و غباری در دشت سیستان با استفاده از مدل اقلیمی مقیاس منطقه‌ای RegCM4؛ مطالعه موردی ۳۰ جولای ۲۰۰۱، اولین همایش ملی بیابان، کرج، مرکز بین‌المللی تحقیقات بیابان
- یارنال برنت، ۱۳۸۵، اقلیم شناسی همدید و کاربرد آن در مطالعات محیطی، برگردان سید ابوالفضل مسعودیان، ۱۳۸۵، انتشارات دانشگاه اصفهان.
- Alizadeh-Choobari O., Zawar-Reza P., A. Sturman (2014) The “wind of 120 days” and dust storm activity over the Sistan Basin, Atmospheric Research, DOI: 10.1016/j.atmosres.2014.02.001.
- Alpert P, Shay- EI Y, 1993, The paradox of the winter net moisture sink over the Arabian-Iraqi desert, Ann. Geophysica, Vol. 11, 190- 194.
- Esteban P. Jones F.D. Martin-Vide J. Mases M., (2005), “Atmospheric circulation patterns related to heavy snowfall days in Andora, Pyrenees”, International Journal of Climatology, 25: 319-329.
- <http://www.esrl.noaa.gov>.
- Huijun. Wang, Feng.Xue, 2003, Influences on the Inter-Hemispheric Water Vapor Transport and the East Asian Summer Rainfall, Chinese Journal of Geophysics, Vol.46, No.1, 11-20.

-Zhou, Tian-Jun and Ru-Cong Yu,2005,Atmospheric water vapor transport associated with typical anomalous summer rainfall patterns in china, Journal of Geophysical research, Vol.110,1-10.

