مجله مخاطرات محیط طبیعی، دوره هشتم، شماره بیست و یکم، پاییز ۱۳۹۸
تاریخ دریافت مقاله: ۱۳۹۶/۰۱/۲۵
تاریخ بازنگری نهایی مقاله: ۱۳۹۷/۰۲/۰۹
تاریخ پذیرش مقاله: ۱۳۹۷/۰۴/۰۴
صفحات: ۱۱۰ - ۹۳

بررسی نقش ناوه پارسی و باد شمال در تشدید طوفان‌های گردوغبار فراگیر دوره گرم سال غرب ایران بررسی نقش ناوه پارسی و باد شمال در تشدید طوفان‌های گردوغبار فراگیر دوره گرم سال غرب ایران

مهدی صداقت[۱*]، حسن حاجی‌محمدی[۲]

چکیده

در کار حاضر نقش ناوه پارسی و جت تراز پایین در تشدید باد شمال به عنوان عامل اصلی تشکیل طوفان‌های گردوغبار فراگیر دوره گرم سال غرب ایران بررسی شده است. به این منظور معیارهای کاهش دید افقی به کمتر از ۱۰۰۰متر در بیش از ۵۰ درصد ایستگاه‌های منطقه و کد همدیدی ۰۶(معرف پدیده گردوغبار) در ۲۱ ایستگاه همدید غرب کشور(استان‌های خوزستان، ایلام و کرمانشاه) طی سالهای ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۹ پالایش گردید. در مجموع از ۳۴۶روز-ایستگاه غبارآلود، ۲۸ گردوغبار فراگیر با تداوم ۱ تا ۱۲ روز شناسایی شد که ۲۰ مورد از آنها مربوط به دوره گرم سال(به‌ویژه ماه‌های جون و جولای) می‌باشند. در ادامه الگوی سیستم‌های فشار، میدان تاوایی، دمای پتانسیل، میدان واگرایی، بردار باد و نیمرخ‌های قائم با استفاده از داده‌های NCEP/NCAR (با تفکیک ۲,۵*۲,۵ درجه) و داده‌هایی ERA-Interim (تفکیک ۰,۱۲۵ درجه) پایگاه ECMWF در محدوده ۱۰ الی ۶۰ عرض جغرافیایی شمالی و ۲۰ الی ۷۵ طول جغرافیایی شرقی در تمامی سطوح اتمسفر استخراج گردید. نتایج نشان داد که طوفان‌های گردوغبار دوره گرم سال در غرب ایران مربوط به گرادیان شیب فشار تراز پایین در ناوه پارسی بوده که اگرچه از منشأ کمفشار موسمی می‌باشد، لیکن تقویت این کم‌فشار بیش از هر چیز به عوامل محلی و توپوگرافی دامنه‌های روبه باد غربی زاگرس وابسته است. تعمیق این سامانه با تقویت باد شمال (شامال) عامل شکل‌گیری طوفان‌های گردوغبار فراگیر در غرب ایران می‌شود. علاوه بر آن، طوفان‌های گردوغبار فراگیر به دلیل محدودیت بادهای قوی به سطوح پایین به ندرت به ارتفاع فراتر از ۱۰۰۰متر توسعه می‌یابند. سرعت این بادها اغلب به فراتر از ۵۰کیلومتر در ساعت می‌رسد. رخداد وارونگی شدید شبانه در دامنه‌های روبه باد زاگرس در ساحل خلیج‌فارس که عموماً در ارتفاع ۴۰۰-۴۵۰متری گسترش می‌یابد، باعث گرادیان سرعت باد شدید شده و یک جت زیرین اغلب شبانه در ارتفاع ۲۵۰-۳۵۰متری متأثر از سازوکار گرمایشی بلکادار توسعه می‌یابد

واژگان کلیدی: طوفان گردوغبار فراگیر، ناوه پارسی، باد شمال، سازوکار بلکادار، ایران.

[۱]- استادیار، گروه جغرافیا، دانشگاه پیام نور، تهران(نویسنده مسئول) sedaghat.me@pnu.ac.ir
[۲]- کارشناسی ارشد آب و هواشناسی دانشگاه فردوسی مشهد ha.hajimohammadi@stu.um.ac.ir

مقدمه

طوفان گردوغبار و یا طوفان شن یک پدیده هواشناسی رایج در مناطق خشک و نیمه خشک است. عبارت طوفان گردوغبار هنگامی استفاده می‌شود که ذرات ریزتر به مسافت‌های طولانی برده می‌شوند، به ویژه هنگامی که آنها بر روی مناطق شهری تاثیر می‌گذارند(برای مطالعه بیشتر؛ گودی و میدلتون، ۲۰۰۶). زیان‌های اقتصادی طوفان گردوغبار بر استان‌های غربی طی سال‌های ۱۳۸۵ الی ۱۳۹۰ تا ۱۳۳۶۰میلیون دلار برآورد شده است(خالدی، ۱۳۹۲). برآوردها نشان داده است که در سال ۱۳۸۸ هر یک روز تعطیلی ناشی از پدیده گردوغبار برمبنای ارزش افزوده استانی ۱۴۲میلیون دلار به اقتصاد سه استان خسارت وارد نموده است. بیدختی و همکاران(۲۰۱۶) با استناد به پروتکل سازمان هواشناسی جهانی طوفان گردوغبار را بادهای قوی دانسته‌اند که با خیزش مقادیر زیادی از ذرات گردوغبار، دید را به زیر ۱۰۰۰متر کاهش می‌دهد.

انواع پدیده گردوغبار همچون؛ گردوغبار معلق درهوا، گردوغبار برخواسته اطراف ایستگاه، طوفان ماسه سبک، متوسط و شدید و رعد و برق توام با گردوغبار به ترتیب هر کدام با کدهای مختلف همدیدی؛ ۰۶تا ۰۹،۳۰تا ۳۵ و ۹۸ برداشت می‌شوند(جولین و ونگ، ۲۰۱۵). موحدی و همکاران(۱۳۹۳) با مطالعه کدهای هوایی مرتبط با گردوغبار به آشکارسازی تفاوت‌های فراوانی زمانی-مکانی آنها در ایران پرداختند. طوفان‌های شن و گردوغبار(SDS)[1] رویدادهای سطوح پایین اتمسفر هستند که در نتیجه فرسایش بادی ذرات رهاشده رسوبات از سطح زمین بوجود می‌آیند (UNEP, WMO, UNCCD، ۲۰۱۶). خاورمیانه یک کانون عمده گردوغبار طی ماه‌های فصل تابستان است و طوفان‌های گردوغبار در این منطقه اغلب با بادهای شمالی و سیکلون‌ها همراه هستند(چوباری و همکاران، ۲۰۱۴). بیشترین فراوانی و طولانی‌ترین تداوم این طوفان‌ها برروی سوریه و عراق مشاهده شده است(تریگو و همکاران، ۱۹۹۹). علاوه بر این، بالاترین تراکم منابع گردوغبار در خاورمیانه در شمال عراق بین رودخانه‌های دجله و فرات و در امتداد مرز سوریه و عراق وجود دارد (مریدنژاد و همکاران، ۲۰۱۵).

انتشار گردوغبار توسط برخی الگوهای هواشناسی، مانند سامانه‌های جبهه‌ای و سامانه‌های همدید شناخته شده تشدید می‌شود(تریگو و همکاران،۱۹۹۹و تریگو همکاران، ۲۰۰۲). در این زمینه بر قابلیت رهگیری جریان باد با بررسی نقشه‌های همدیدی برای تشخیص و پایش مسیر حرکت طوفان‌های گردوغبار تأکید شده است(ولی و همکاران، ۱۳۹۳). بابایی و همکاران(۱۳۹۵) با تفکیک فراوانی وقوع پدیده گردوغبار در دو دروه گرم و سرد سال، به ترتیب حضور پرفشار آزور همراه با سامانه‌های مهاجر بادهای غربی را مهمترین عوامل همدید تأثیرگذار بر پدیده گردوغبار در منطقه دانسته‌اند. در حالی که ذوالفقاری و عابدزاده(۱۳۸۴) نفوذ فرودها و سیکلون‌های مهاجر عامل گردوغبار را در شرایط عدم حضور یا ضعف پرفشار جنب حاره‌ای آزور می‌دانند.

خوش‌کیش و همکاران(۱۳۹۰) بر این عقیده‌اند که فرود تراز میانی جو، سیستم‌های کم‌فشار منطقه خلیج‌فارس و جریانات ناشی از اختلاف دمای بین شرق ترکیه و شمال غرب عراق به سمت خلیج فارس عامل اصلی ایجاد و انتقال

[1] Sand and dust storms

گردوغبار به غرب کشور است. همگرایی سامانه‌های پرفشار آزور، کم‌فشار حرارتی و افزایش شیب فشاری در روزهای اوج فعالیت پدیده گردوغبار، باعث تقویت سیستم‌های بادی سطح بالا و انتقال و انتشار مقادیر انبوهی از ریزگردها در بخش‌های وسیعی از جنوب غرب، غرب و شمال غرب ایران می‌شود(ذوالفقاری و همکاران، ۱۳۹۱). در دوره گرم سال فرآیندهای ترمودینامیکی و در اواخر دوره سرد سال و ماه‌های گذر فرآیندهای دینامیکی مهمترین نقش را در شکل‌گیری و انتقال گردوغبار به غرب ایران بازی می‌کنند(عزیزی و همکاران، ۱۳۹۱). الگوی هواشناسی زبانه کم‌فشار حرارتی خلیج‌فارس و نفوذ زبانه پرفشار اروپا بر روی دریای سرخ به همراه عبور امواج تراز میانی ناوه‌ی مدیترانه از روی شمال‌غرب عراق و شرق سوریه عامل تولید گردوغبارهای شدید تابستانه جنوب غرب ایران معرفی شده است(قهری و همکاران۱۳۹۱). به طور کلی گردوغبار زمانی تولید می‌شود که سرعت باد بالا، رطوبت در لایه زیرین تروپوسفر پایین و منطقه تحت سیطره کم‌فشار حرارتی باشد. این رویدادها تا زمانی که جو ثبات و سرعت باد سطحی ضعیف باشد، باقی می‌مانند. ماهیت کم‌فشار حرارتی این رویدادها، مسئول توسعه لایه‌های مرزی عمیق با ساختار حرارتی است که بر خیزش عمودی گرد و غبار در منطقه تاثیر می‌گذارد (بیدختی و همکاران، ۲۰۱۶).

در بیشتر تحقیقات فوق بر حضور یک کمفشار حرارتی در منطقه(خلیج فارس) با عنوان کمفشار خلیج فارس تأکید شده است. البته برخی نیز استقرار سلول‌های کم‌فشار در مرکز کشور را موجب همگرایی و مکش هوا در سطح زمین، تاوایی مثبت نسبتاً قوی در نواحی داخلی ایران و تاوایی منفی در جنوب عراق را سبب تقویت حرکات سیکلونی و وزش باد شدید و انتقال گردوغبار به جنوب و غرب ایران دانسته‌اند(اکبری و فرحبخشی، ۱۳۹۵). حال آنکه ساآرونی(۱۹۸۴) نفوذ زبانه کمفشار پس از شروع گردش موسمی بر روی خلیج‌فارس در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال را در قالب کمفشار بیشتر دینامیکی ناوه پارسی در تابستان را سامانه غالب منطقه می‌داند. در بالای این سطح، شاخه‌ای از آنتی‌سیکلون آزور وجود دارد که باعث فرونشست هوا و گرمای آن می‌شود. درباره شکل‌گیری ناوه پارسی و ارتباط احتمالی آن با آغازگری گردش موسمی جنوب و جنوب شرق آسیا اوانجلیس و همکاران(۲۰۱۳) در بررسی گردش تابستانه برروی شرق مدیترانه و خاورمیانه به اثر تهویه‌ای باد شمال سویی اشاره دارند که گرمایش بی‌دررو ناشی از فرونشست بزرگ مقیاس پرفشار جنب‌حاره‌ای را خنثی می‌کند. ایشان گسترش غرب سوی ساختار گرم سطح بالا تابستانه در مناطق فرونشست را با تحریک امواج رزبای بوسیله همرفت موسمی در ارتباط می‌دانند.

تحلیل همدیدی ۱۹طوفان گردوغبار فراگیر استان خوزستان با تداوم ۲روزه چهار الگوی عمده را نشان داده است(لشکری و صبوئی، ۱۳۹۲). در تمامی این الگوها بر وجود ناوه‌ای در تراز ۸۵۰ اشاره شده است. در این زمینه برای شناسایی تغییرات فصلی الگوهای فشار رویدادهای گردوغبار بر روی جنوب غربی شبه جزیره عربستان، سطح ۸۵۰ هکتوپاسکالی به عنوان مرجع مطالعات قرار داده شده است(عبدالوهاب و همکاران، ۲۰۱۷). این همان سطحی است که ساآرونی(۱۹۸۴) ظهور ناوه پارسی پس از شروع گردش موسمی و نفوذ زبانه آن از روی خلیج‌فارس در ارتفاع ۱۵۰۰متری را با آن مرتبط می‌داند. حاکمیت ناوه مزکور از طریق بررسی شواهد آن در سطوح پایین‌تر(۱۰۰۰هکتوپاسکال) نیز از بوسیله تحقیقات آلپرت و همکاران(۱۹۹۰) مورد تأیید قرار گرفت. این سامانه در قالب انشعابی از کم‌ارتفاع مستقر بر روی شبه قاره هند با تشکیل هسته کم‌ارتفاع جانبی بر روی سواحل جنوبی خلیج

فارس و تبعیت از امتداد جنوب‌شرقی- شمال‌غربی آن با جریان چرخندی زبانه کم‌فشار را در قالب ناوه تا سواحل انتالیا در ترکیه توسعه می‌دهد(گلدریچ، ۲۰۰۳).

باد شمال برخواسته از واداشتهای مکانیکی-گرمایی زاگرس نقش مهمی در رخداد گردوغبار در مقیاس منطقه‌ای بازی می‌کند(مفیدی، ۱۳۹۶). با استفاده از مدل تحقیق و پیش بینی آب و هوا(WRF) ساختار عمودی رودباد تراز پایین(LLJ)[1]، ویژگی‌های شبانه و تغییرات روزانه قدرت باد شمال شبیه سازی شده است(جیاناکوپولو و تیاومی، ۲۰۱۲). در این کار سامانه شمال با عنوان رودباد تراز پایین(LLJ) معرفی شده و همچنین بر نقش عواملی همچون سازوکار بلکادار[2] بر تشدید باد شمال از طریق ایجاد یک وارونگی شبانه تأکید گردیده است. تئوری بلکادار برای اولین بار توسط بلکادار(۱۹۵۷) پیشنهاد شده است که به حرکات ژئوستروفیکی رودبار تراز پایین اشاره دارد که از نوسانات درونی منطقه ناشی شده و بر توسعه وارونگی‌های شبانه اثر می‌گذارد. علاوه بر این بر وجود یک جت تراز زیرین در بررسی نقش گردش منطقه‌ای جو بر روی خاورمیانه در وقوع طوفان‌های گردوغباری تابستانه در جنوب غرب ایران تأکید شده است(مفیدی و جعفری، ۱۳۹۱). حسنی و همکاران(۱۳۹۴) نیز با استفاده از مدل مقیاس منطقه‌ای RegCM4 با طرحواره غبار اظهار داشتند باد شمال یک جت تراز زیرین است که در زیر تراز ۹۰۰هکتوپاسکال در نتیجه کاهش ناگهانی تلاطم در لایه مرزی سیاره‌ای اتفاق می‌افتد و حداکثر شدت آن در ساعات نیمه شب است. در این کار به نقش سازوکار بلکادار در تقویت جت تراز زیرین شبانه در نواحی ساحلی اشاره شده است. تحقیقی دیگر با بهره گیری از مدل WRF به بررسی تأثیر باد شمال بر نسیم دریا-خشکی در منطقه بوشهر پرداخته است(ملکوتی و همکاران، ۱۳۹۵). ایشان اظهار داشتند، در روزهای که نسیم دریا-خشکی تحت واداشت باد شمال از بین می‌رود، میانگین سرعت باد روزانه بیشتر(۱۵ تا ۱۸متر بر ثانیه) از سایر روزها(۸متر بر ثانیه) است.

اختلاف نظر بر سر حرارتی بودن کمفشار خلیج فارس یا دینامیک بودن ناوه پارسی و ارتباطات آن با سامانه موسمی و پرفشار جنب حاره‌ای ترازهای فوقانی جو محققین را بر آن داشت که با هدف شناسایی دقیق‌تر ساختار همدید سامانه ناوه پارسی، تأثیر آن بر عملکرد باد شمال و متعاقب آن نقش سازوکار بلکادار در تشدید جت تراز پایین از طریق وارونگی شبانه و تأثیر مجموع این عوامل در وقوع رویدادهای گردوغبار فراگیر دوره گرم سال مناطق غربی کشور را با استفاده از داده‌های با قدرت تفکیک مکانی بیشتر بررسی نمایند.

داده‌ها و روش‌ها

در مطالعه حاضر داده‌های، متغیر دید افقی و کد همدیدی ۰۶(معرف پدیده گردوغبار) در ۲۱ ایستگاه همدید غرب کشور(استان‌های خوزستان، ایلام و کرمانشاه) طی سالهای ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۹ مورد استفاده قرار گرفت(شکل ۱). کاهش دید افقی به کمتر از ۱۰۰۰متر در بیش از ۵۰ درصد ایستگاه‌های منطقه بر اثر پدیده گردوغبار، به عنوان معیاری

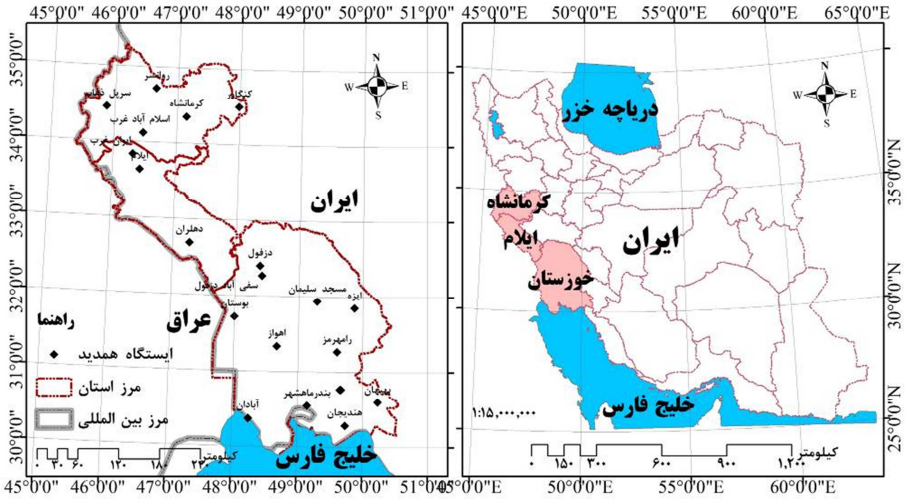
[1] Low Level Jet
[2] Blackadar mechanism

برای تعیین روز گردوغبار فراگیر در نظر گرفته شده است. در مجموع از ۳۴۶روز-ایستگاه غبارآلود، ۲۸ گردوغبار فراگیر با تداومی از ۱ تا ۱۲ روزه شناسایی گردید.

جدول ۱: تاریخ روز معیار رویدادهای گردوغبار فراگیر، روزهای تداوم و تعداد ایستگاه‌ها با دید کمتر از ۱۰۰۰متر

ردیف	تاریخ	تعداد ایستگاه	تداوم
۱	۲۰۰۰/۲۰/۵	۱۴	۳
۲	۲۰۰۰/۱۱/۷	۱۲	۲
۳	۲۰۰۰/۱۹/۷	۱۴	۵
۴	۲۰۰۳/۲۰/۳	۱۵	۲
۵	۲۰۰۳/۲۷/۳	۱۲	۲
۶	۲۰۰۵/۵/۷	۱۳	۲
۷	۲۰۰۵/۹/۸	۱۴	۴
۸	۲۰۰۷/۸/۷	۱۱	۳
۹	۲۰۰۷/۱۶/۷	۱۲	۴
۱۰	۲۰۰۸/۲۰/۲	۱۳	۲
۱۱	۲۰۰۸/۴/۳	۱۱	۱
۱۲	۲۰۰۸/۱۵/۳	۱۱	۳
۱۳	۲۰۰۸/۵/۴	۱۲	۳
۱۴	۲۰۰۸/۱۸/۴	۱۳	۳
۱۵	۲۰۰۸/۱۶/۵	۱۱	۲
۱۶	۲۰۰۸/۲۶/۵	۱۳	۱
۱۷	۲۰۰۸/۸/۶	۱۷	۱۲
۱۸	۲۰۰۸/۱۷/۶	۱۱	۴
۱۹	۲۰۰۸/۲/۷	۱۶	۴
۲۰	۲۰۰۸/۱۶/۷	۱۱	۳
۲۱	۲۰۰۸/۱۶/۹	۱۶	۴
۲۲	۲۰۰۹/۲۲/۲	۱۵	۱
۲۳	۲۰۰۹/۲۵/۳	۱۱	۳
۲۴	۲۰۰۹/۱۶/۴	۱۲	۲
۲۵	۲۰۰۹/۱۸/۶	۱۳	۴
۲۶	۲۰۰۹/۵/۷	۲۰	۵
۲۷	۲۰۰۹/۱۴/۷	۱۵	۶
۲۸	۲۰۰۹/۳۰/۷	۱۲	۳

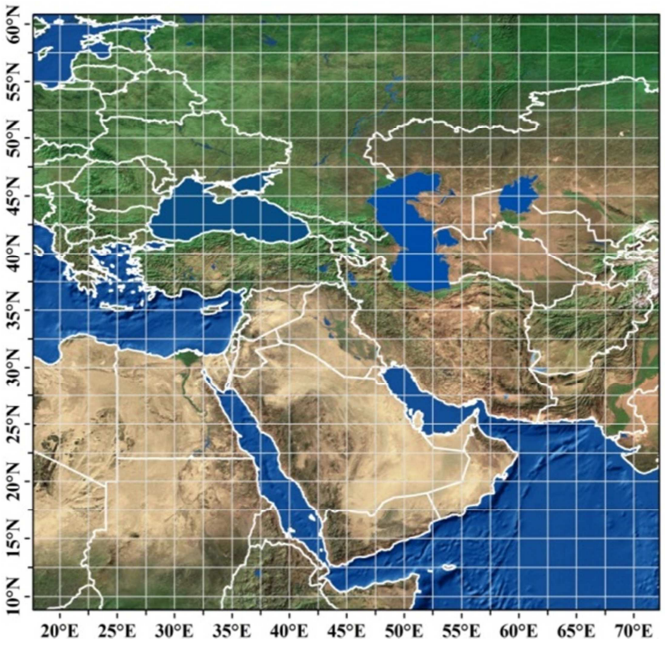
منبع:(نگارندگان)



شکل ۱: منطقه مورد مطالعه به همراه موقعیت ۲۱ ایستگاه همدید

در ادامه جهت دستیابی به دیدی منطقه‌ای از سیستم‌های فشار، میدان تاوایی، دمای پتانسیل، میدان واگرایی، بردار باد و نیمرخ‌های قائم؛ داده‌های ۴ زمانه در ۱۷ سطح ارتفاع ژئوپتانسیل، مولفه‌های مداری(u) و نصف النهاری(v) باد از مراکز ملی پیش بینی محیطی/ مرکز ملی پژوهش جوی(NCEP/NCAR) با تفکیک ۲,۵*۲,۵ درجه و برای بررسی

جزئی‌تر باد شمال، داده‌هایی ERA-Interim با توان تفکیک ۰,۱۲۵ درجه پایگاه دادهٔ مرکز پیش‌بینی میان‌مدت جوی اروپایی(ECMWF) در محدوده ۱۰الی ۶۰درجه عرض شمالی و ۲۰ الی ۷۵درجه طول شرقی برای تمامی سطوح اتمسفر استخراج گردید(شکل ۲).



شکل۲: محدوده داده‌های تراز مختلف جو

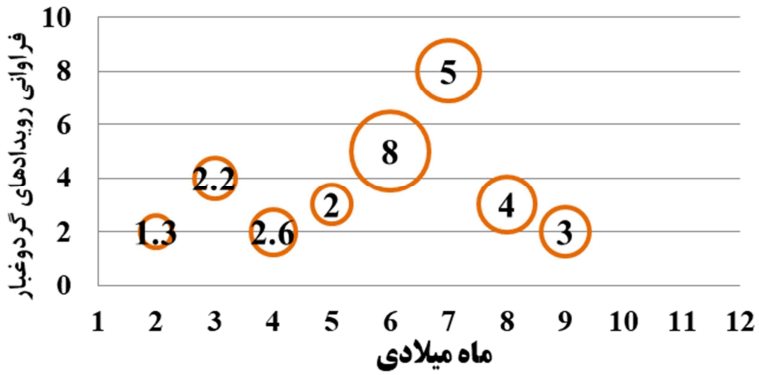
در تحلیل‌ها با استفاده از همبستگی‌های زمانی-مکانی و نیمرخ‌های ترکیبی، ارتباط تغییرات الگوهای فشار، میدان واگرایی، دمای پتانسیل، مولفه نصف‌النهاری باد، دمای هوا ساعتی در سطوح مختلف جو، ارتباط هر یک با شدت باد شمال بررسی شد. نقشه مقدار متوسط عمق اپتیکی آئروسل(AOD)[1] برای ۲۰ رویداد گردوغبار فراگیر دوره گرم سال با هدف تعیین سازوکار انتقال ذرات غبار توسط باد شمال به منطقه غرب و جنوب غرب ایران تهیه گردید.

یافته‌های تحقیق

بررسی رویدادهای گردوغبار فراگیر که در بیش از ۵۰درصد ایستگاه‌های محدوده مورد مطالعه منجر به کاهش دید افقی به زیر ۱۰۰۰ متر شده‌اند، مبین فراوانی و تداوم بیشتر رویدادها در دوره گرم سال(ماه‌های ۵، ۶، ۷ و ۸ میلادی) بوده است(شکل ۳). کمترین تداوم‌ها در دوره سرد سال با حداکثر تداوم سه روزه بوده است در حالی که بالاترین

[1] Aerosol Optical Depth

تداوم رویداد گردوغباری ثبت شده با ۱۲ روز مربوط به ۱ الی ۱۲ جون ۲۰۰۸ می‌باشد. ماه‌های ۶ و ۷ میلادی(جون و جولای) به ترتیب بالاترین تداوم و بیشترین فراوانی طوفان‌های گردوغباری را داشته‌اند.



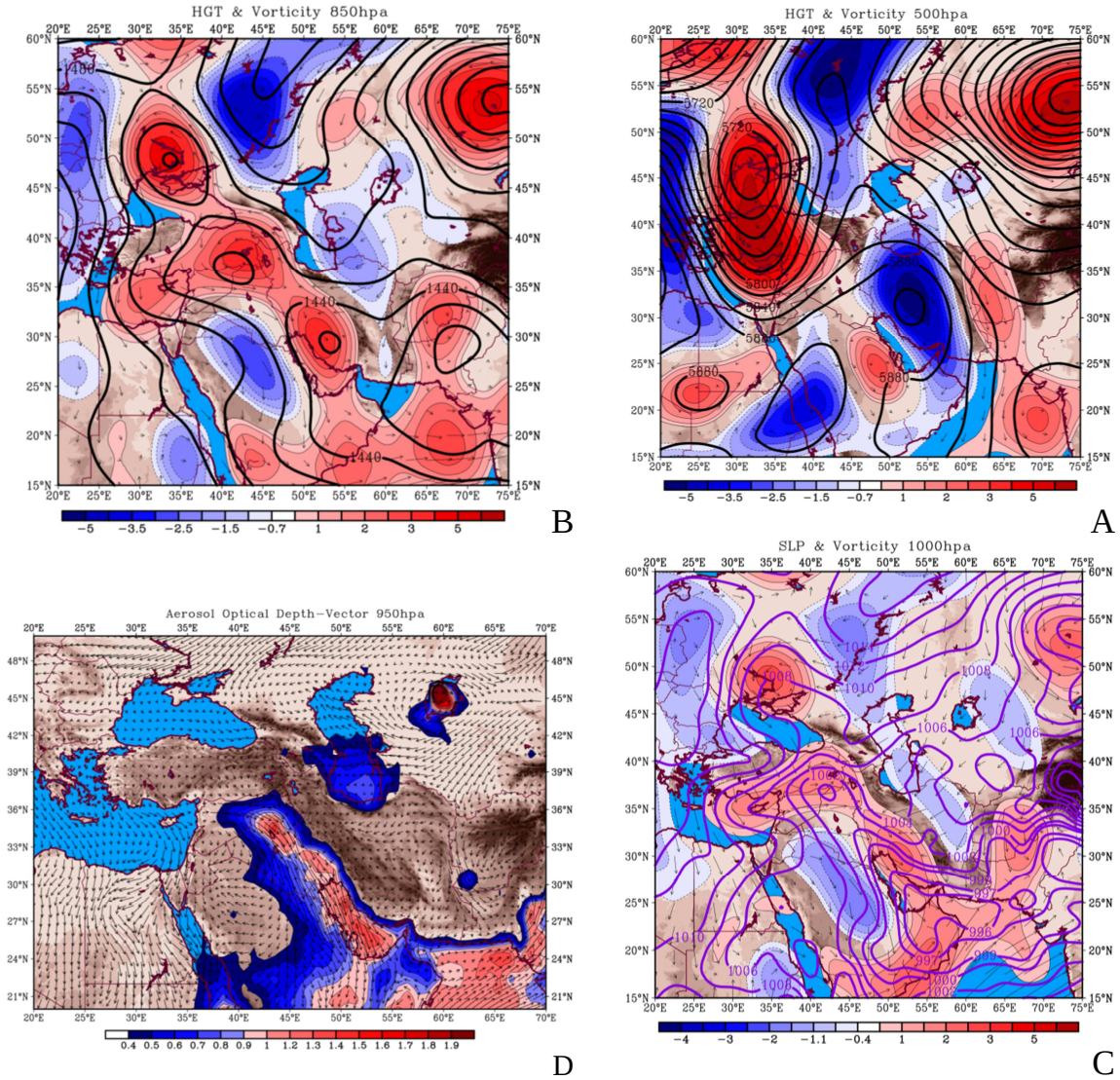
شکل۳: نمودار حبابی فراوانی و تداوم زمانی ۲۸رویداد گردوغبار فراگیر از ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۹

از آنجائیکه بیش از نیمی از رویدادهای گردوغبار فراگیر منطقه در دوره گرم سال رخ داده‌اند، به دلیل همزمانی آنها با غلبه ناوه پارسی بر منطقه محققین به ارزیابی ساختار همدیدی، دینامیکی و حرارتی تشکیل ناوه پارسی و باد شمال و ارتباط آن با متغیرهای ناهمواری، درجه حرارت، تاوایی، دمای پتانسیل، میدان واگرایی و عمق اپتیکی هواویزه پرداختند. باد شمال بادی است که از شمال غربی بر روی عراق و سواحل خلیج فارس می‌وزد که اغلب در طول شب قویتر از هنگام روز است. این پدیده آب و هوایی طی سال از یک تا چندین بار اغلب در تابستان‌ها و گاهاً در زمستان رخ می‌دهد.

بررسی ساختار همدید

فصل تابستان با وجود غلبه پرفشار جنب‌حاره‌ای، با استقرار یک سامانه پرفشار در شمال‌غربی خاورمیانه و کم‌فشار خلیج فارس(ناوه پارسی) همراه می‌شود. این الگو را در نقشه میانگین تراز ۵۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال و نقشه تراز دریا(شکل‌های A,B&C ۴) در زمان رویدادهای گردوغبار فراگیر تابستانه غرب کشور می‌توان مشاهده نمود. استقرار و تعمیق ناوه پارسی در زمان رویدادهای گردوغبار در نقشه تراز ۸۵۰ و تراز دریا به خوبی نشان داد شده است. هسته قوی چرخندگی منفی آنتی‌سیکلونی(ساعتگرد) مستقر بر روی زاگرس در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان‌دهنده نفوذ زبانه پرارتفاع گسترده در ترازهای میانی جو می‌باشد. این درحالی است که تشکیل هسته‌های چرخندگی سیکلونی مثبت(پادساعتگرد) در ترازهای زیرین؛۸۵۰ و تراز دریا، برروی دامنه‌های غربی رشته کوه زاگرس و چرخندگی منفی(ساعتگرد) ناشی از وجود هسته پرفشار بر روی بخش مرکزی شبه جزیره عربستان منجر به شارش باد به سمت مرزهای غربی کشور و تشکیل جت تراز زیرین و تشدید باد شمال می‌گردد. آنچه مسلم است تعمیق ناوه پارسی نسبت به شرایط معمول تابستانه آن و اثر ناهمواری رشته کوه زاگرس و کوه‌های مرکزی عربستان صعودی، افزایش جریان باد شمال‌غربی تراز پایین برروی خلیج فارس را در پی دارد. نقشه میانگین شاخص عمق اپتیکی هواویزه به

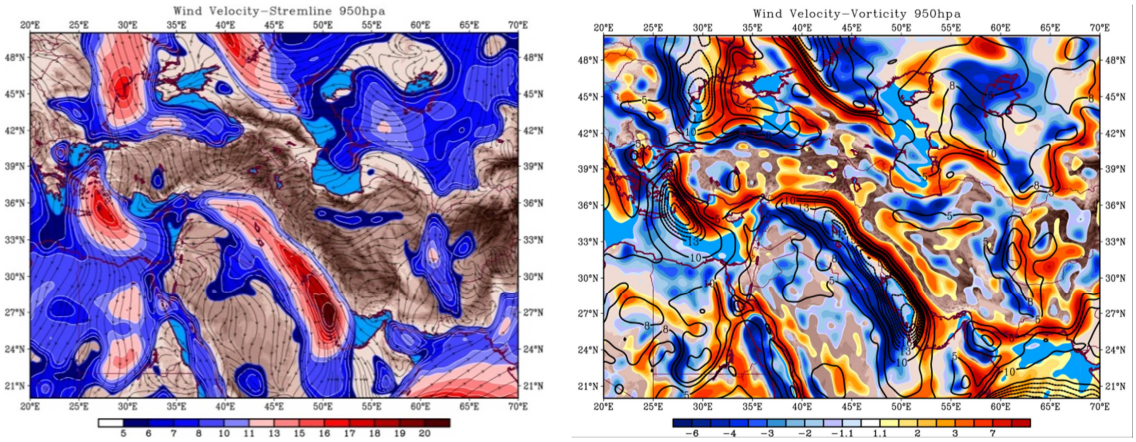
همراه بردار باد(شکل D ۴) در زمان رویدادهای گردوغبار فراگیر دوره گرم سال غرب کشور نیز گویای عملکرد باد شمال در محدوده گسترش ناوه پارسی بر روی خلیج فارس تا محدوده مرزهای کشورهای ترکیه و سوریه در شمال عراق می‌باشد.



شکل ۴: نقشه میانگین الگوی فشار و تاوایی نسبی رویدادهای گردوغبار فراگیر در ترازهای۵۰۰(A)، ۸۵۰(B) هکتوپاسکال، تراز دریا(C) و عمق اپتیکی هواویزه (D) به همراه بردار باد.

سطح ۹۵۰ هکتوپاسکال گویای بهتری از شرایط اتمسفر سطح زمین است. نقشه توزیع چرخندگی و سرعت باد تراز ۹۵۰ هکتوپاسکال عملکرد متناظر ناوه پارسی و پرفشار مرکزی شبه جزیره عربستان در تولید دو جریان تاوایی مثبت در دامنه‌های غربی زاگرس و تاوایی منفی در سواحل شرقی خلیج فارس(شکل A ۵) و اندرکنش آنها در تشدید باد

شمال به سرعت‌های حدود ۱۵متر برثانیه(۵۴کیلومتر در ساعت) با جهت شمال‌غربی-جنوب‌شرقی در محدوده مرز ایران و عراق(شکل B ۵) را نشان می‌دهد. هسته شدیدترین بادهای شمالی بر روی خلیج فارس با سرعت‌های ۲۰متر در ثانیه(حدود ۷۰کیلومتر در ساعت) بسته شده است.



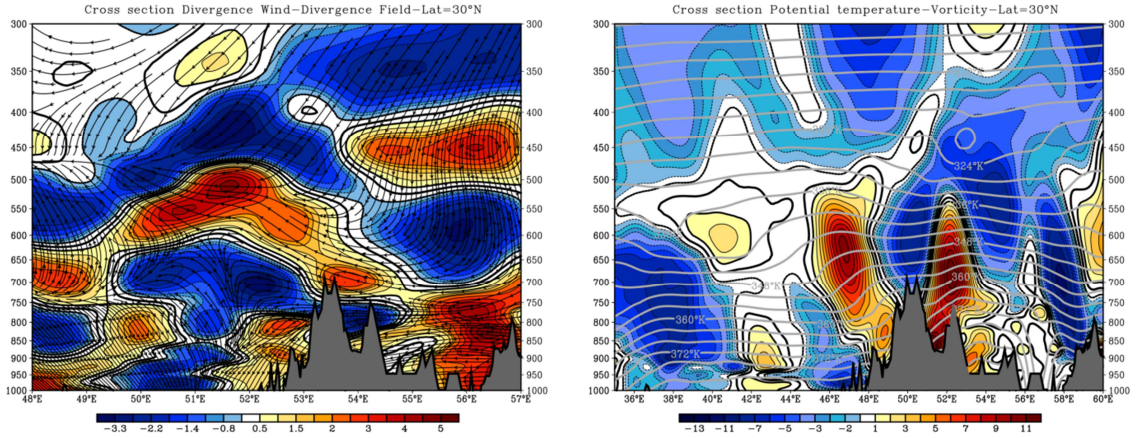
شکل ۵: نقشه شدت باد و تاوایی نسبی(A) و شدت باد و خطوط جریان(B) رویدادهای گردوغبار فراگیر در سطح ۹۵۰ هکتوپاسکال.

ساختار باد شمال

به منظور درک بهتر ساختار باد شمال از پارامترهای دمای پتانسیل، میدان واگرایی و باد واگرا استفاده شد. با بررسی خروجی‌های ترکیبی مربوط به دمای پتانسیل و تاوایی نسبی مشخص شد که در زمان تشکیل جت تراز زیرین(باد شمال) شرایط بر روی مناطق رو به باد زاگرس نشان از وجود یک هسته تاوایی منفی تراز زیرین منطبق بر ۹۵۰ هکتوپاسکال در مابین طول های ۴۵ تا ۴۸ درجه شرقی دارد(شکل A ۶). در بالای این هسته چرخندگی منفی، هسته قوی تاوایی مثبت که تا ترازهای ۸۵۰ تا ۵۵۰ ادامه داشته را نشان می‌دهد. بر روی تاج کوهستان هسته تاوایی منفی و در دو قسمت روبه باد غربی و بادپناه شرقی کوهستان هسته‌های تاوایی مثبت در ترازی یکسان روی‌داده است. چینش قائم کنتورهای دمای پتانسیل مابین ترازهای ۹۰۰ تا ۷۰۰ هکتوپاسکال بین ۳۸ تا ۴۶ درجه طول شرقی روندی منظم داشته که با نزدیک شدن به دامنه‌های غربی زاگرس یک بی هنجاری را در بالاتر از تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال به نمایش گذاشته است.

بررسی میدان واگرایی و باد واگرا، عوامل اصلی پیدایش هسته‌های تاوایی منفی و مثبت در جوار مناطق رو به باد زاگرس را به همراه هسته‌های همگرایی و واگرایی و شارش و واشارش بسته هوا در منطقه نشان داد(شکل B ۶). بدین صورت که در ارتفاع بالاتر از تراز ۸۰۰ هکتوپاسکال، حاکمیت مقادیر منفی واگرایی(همگرا شدن بسته هوا) بر روی زاگرس با یک جریان زمینه شرقی همراه است. بسته هوا در بالاتر از تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال واگرا شده و در غرب و شرق این هسته واگرا، هسته‌های همگرایی قوی‌تری از نظر شدت و وسعت شکل گرفته که شرایط همگرایی تراز

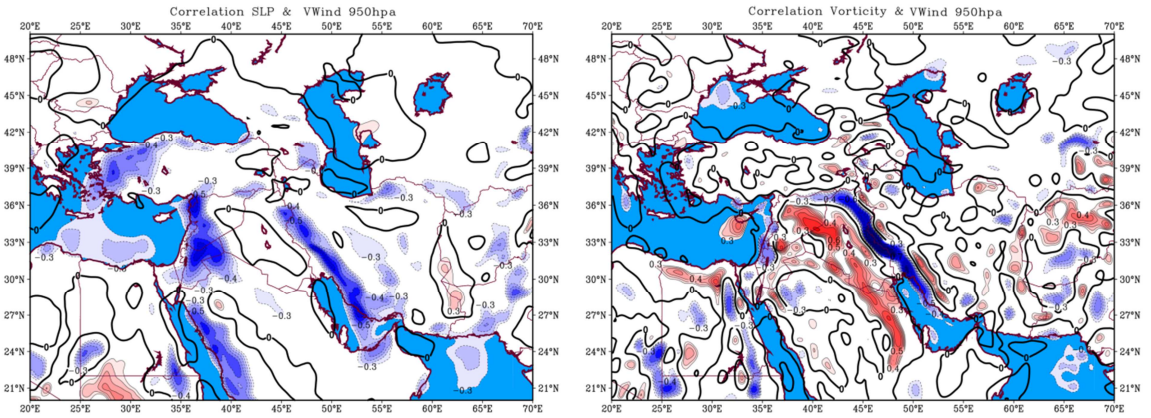
فوقانی تر را فراهم نموده است. لذا دو هسته واگرایی در غرب زاگرس یکی در تراز ۸۰۰ و دیگری ۹۰۰ هکتوپاسکالی بوجود آمده است. از سویی در ترازهای زیرین محدوده‌ی بین طول جغرافیایی ۵۰ تا ۵۱ درجه شرقی هسته همگرایی قوی دیگری نیز تشکیل و تقویت شده است. وجود چنین سیکلی در منطقه نشان از یک جریان سلولی نسبتاً بسته، بین شرق دریای مدیترانه و کوهستان‌های زاگرس دارد. به نحوی که شرایط دمایی خاص دوره گرم سال، باعث صعود تراز زیرین بسته هوا بر روی زاگرس و تشکیل یک جریان شرق به غرب در منطقه شده که با نزول آن در سواحل شرقی مدیترانه و دریای سرخ این جریان نزولی را به یک جریان زمینه غرب به شرق به سمت زاگرس در ترازهای زیرین تبدیل می‌کند.



شکل ۶: نیمرخ ترکیبی دمای پتانسیل و تاوایی نسبی(A) و میدان واگرایی و باد واگرا(B) رویدادهای گردوغبار در عرض ۳۰°N.

هبستگی زمانی بین مولفه نصف‌النهاری باد و تاوایی نسبی تراز ۹۵۰ هکتوپاسکال، اثرگذاری این دو در دامنه‌های رو به باد غربی زاگرس را مشخص نمود(شکل A ۷). با تقویت هسته تاوایی مثبت در غرب زاگرس، همبستگی‌های منفی قوی مشاهده می‌شود که نشان از شدت یافتن مقادیر منفی مولفه نصف‌النهاری باد(جریان شمالی) در منطقه دارد. از سویی بر روی شبه جزیره عربستان همبستگی‌های مثبتی مشاهده شد که منطبق با جریان آنتی سیکلونی مستقر در آن می‌باشد. افزایش تاوایی منفی نفوذ بیشتر جریانات جنوبی را در آن مناطق نشان می‌دهد؛ یعنی هرچه تاوایی منفی در منطقه افزایش یابد، همبستگی مثبتی با مقادیر منفی مولفه نصف‌النهاری باد نشان خواهد داد.

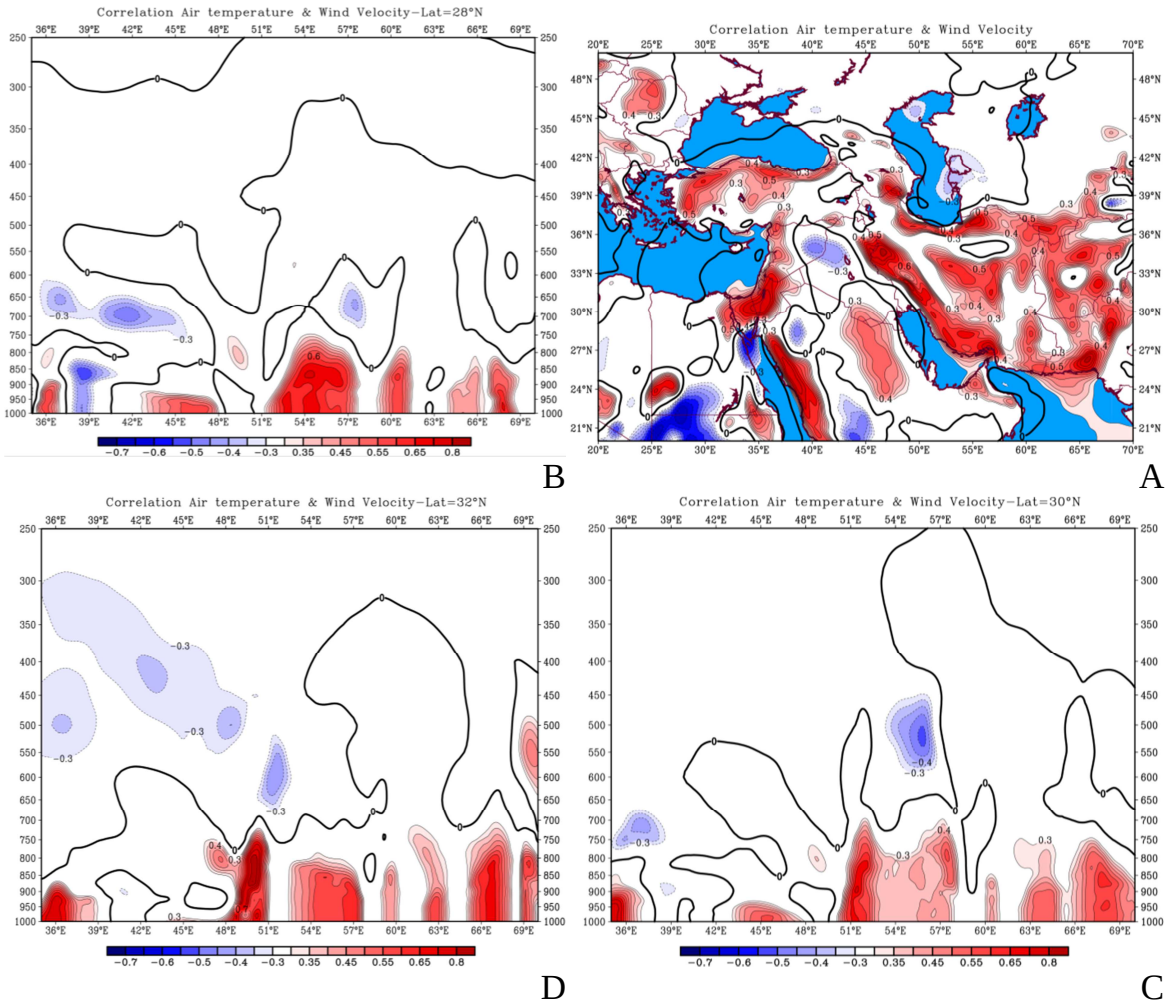
در ادامه اثرگذاری فشار تراز دریا بر مولفه باد نصف النهاری در تراز ۹۵۰ هکتوپاسکال بررسی شد(شکل B ۷). همبستگی‌ها نشان داد که با کاهش فشار در غرب زاگرس و مقادیر منفی همبستگی از شمال‌غرب تا جنوب خلیج فارس گسترش بافته است؛ یعنی اینکه با کاهش فشار در منطقه(منطقه رو به باد زاگرس) مولفه نصف النهاری باد منفی(شمالی) شده است. عدم پیوستگی هسته‌های کمفشار تراز زیرین دامنه‌های غربی زاگرس و کاهش مقادیر همبستگی در ورای طول جغرافیایی ۵۵درجه شرقی نشان از آن دارد که اگرچه شروع تشکیل کمفشار در دامنه رو به باد کوه‌های زاگرس متأثر از نفوذ ناوه پارسی با منشأ کمفشار موسمی است، لیکن تقویت این کمفشار و شدت یافتن باد شمال در منطقه، بیش از هر چیز به عوامل محلی و توپوگرافی زاگرس وابسته است.



شکل ۷: نقشه همبستگی تاوایی نسبی (A) و فشار تراز دریا(B) با مولفه نصف‌النهاری باد در رویدادهای گردوغبار فراگیر

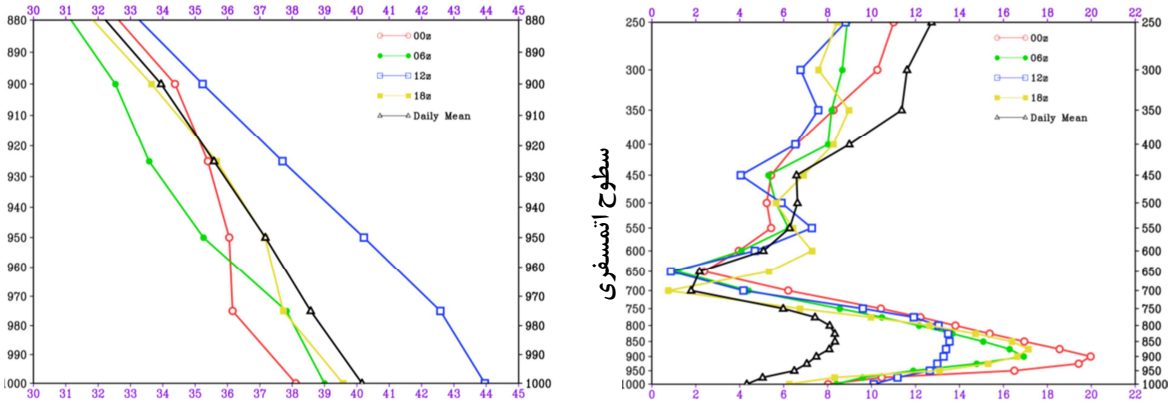
رابطه سرعت باد با دمای هوا

مشاهده مقادیر بالای همبستگی مابین شدت باد و درجه حرارت بالاخص در دامنه‌های غربی زاگرس نشان‌دهنده تأثیر چشمگیر کم‌فشار حرارتی مستقر بر روی دامنه‌های رو به باد غربی رشته کوه‌های زاگرس در تشدید سرعت بادها می‌باشد(شکل A ۸). نیمرخ‌های قائم ارائه شده از سه عرض جغرافیایی ۲۸، ۳۰ و ۳۲ درجه شمالی نیز سازوکار گرمایشی دو مرکز کم‌فشار حرارتی زاگرس و پرفشار حرارتی مرکز عربستان و به ترتیب همبستگی‌های ۷۰٪ و ۵۰٪ با شدت بادها را نشان می‌دهند(شکل A,B&C ۸). این همبستگی‌های بالا در ارتفاعات غربی شبه جزیره عربستان و ارتفاعات کشور اردن نیز قابل مشاهده است. نکته قابل توجه دیگر اینکه همبستگی بالای شدت باد و دمای هوا در شبه جزیره عربستان به زیر ارتفاع ۱۰۰۰متری اتمسفر محدود می‌شود، حال آنکه با نزدیک شدن به محدوده ارتفاعات رشته کوه زاگرس(طول جغرافیای $45^{\circ}E$ تا $55^{\circ}E$) همبستگی‌های بالا بعضاً تا ارتفاعات ۳۰۰۰ متری تروپوسفر نیز مشاهده می‌شود. شرایط حاضر(تبعیت باد شمال از گرمایش و سرمایش سطوح زیرین جو) می‌تواند دلیل اصلی تکوین جت تراز زیرین و در نتیجه عبور توده‌های گردوغبار از رشته کوه زاگرس و گسترش دامنه آن تا ایران مرکزی باشد.



شکل ۸: نقشه همبستگی مکانی دمای هوا و شدت باد(A)، نیمرخ‌های قائم همبستگی دمای هوا و شدت باد برای رویدادهای گردوغبار فراگیر دوره گرم سال در عرض‌های جغرافیایی ۲۸(B)، ۳۰(C) و ۳۲(D) درجه شمالی.

در ادامه نیمرخ سرعت باد نشان داد که حداکثر شدت شبانه سرعت باد در زیر ارتفاع ۱۰۰۰متری(تراز ۹۰۰ هکتوپاسکال) مشاهده می‌شود(شکل A ۹). این در حالی است که شواهدی از وقوع یک وارونگی شبانه در سطح ۹۶۰هکتوپاسکال عموما در ارتفاع ۴۰۰-۴۵۰متری وجود دارد(شکل B ۹). این حکایت از آن دارد که در زمان رویدادهای گردوغبار حداکثر سرعت باد شمال در بالای وارونگی شبانه بوده و اغلب با مقادیر بسیار بالایی از شار باد در سطوح پایین همراه است. این باد را اصطلاحاً سوپرژئوستروفیک می‌نامند که در آن نیمرخ سرعت تمایل به رشد هماهنگ با وارونگی شبانه دارد. تحت چنین شرایطی گرادیان سرعت باد عمودی خیلی شدید شده و یک رودباد اغلب شبانه در ارتفاع ۲۵۰-۳۵۰متری توسعه می‌یابد.

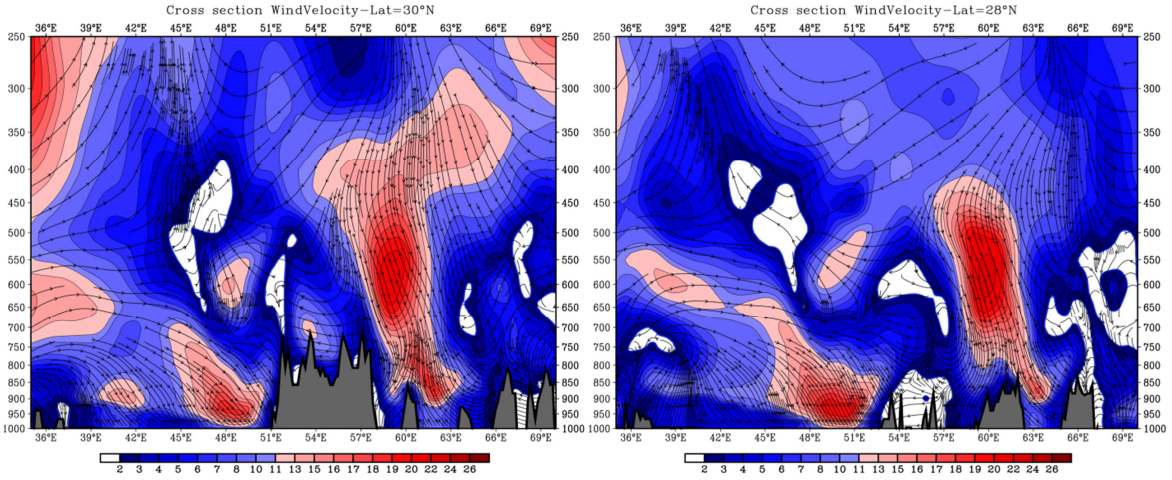


A سرعت باد **B** درجه حرارت

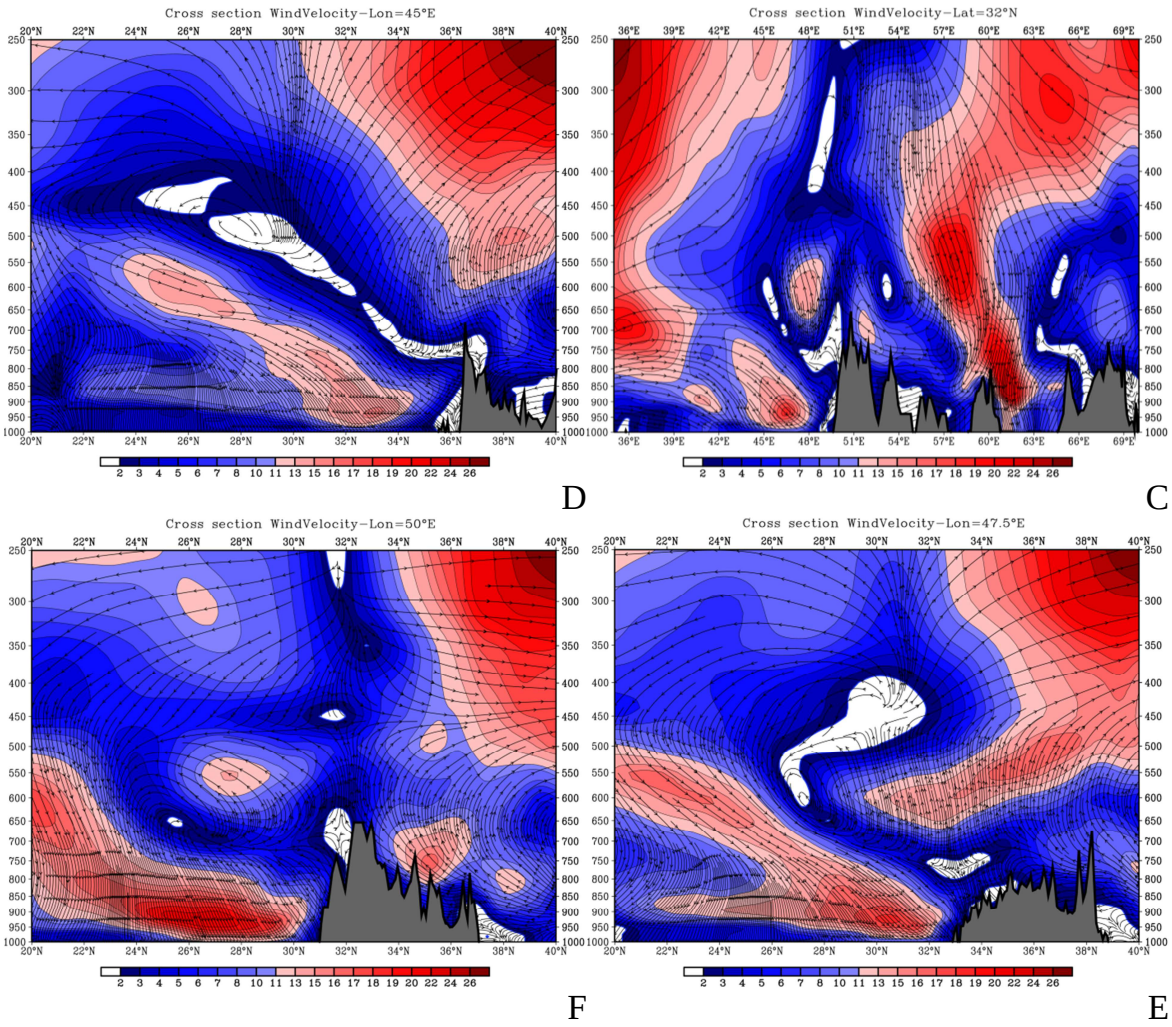
شکل ۹: نیمرخ قائم مقادیر میانگین سرعت باد(A) و درجه حرارت(B) در سطوح مختلف اتمسفر برای رویدادهای گردوغبار فراگیر.

نیمرخ مداری و نصف النهاری سرعت باد

نیمرخ‌های قائم مداری و نصف‌النهاری شدت و بردار باد(شکل ۱۰) نشان دهنده هسته‌های بیشینه سرعت باد شمال است که به ارتفاع ۱۰۰۰ متری ستون اتمسفر محدود می‌شود. نیمرخ‌های قائم تهیه شده از عرض‌های جغرافیایی شمالی(شکل ۱۰، A:۲۸N؛ B:۳۰N و C:۳۲N) گویای کانالیزه بودن بیشینه باد شمال در جهت شمال غربی جنوب شرقی به محوریت خلیج فارس می‌باشد. درحالیکه هسته‌های بیشینه زیر ۱۰۰۰متری در نیمرخ‌های قائم تهیه شده از طول‌های جغرافیایی شرقی(شکل ۱۰؛ D: ۴۵E؛ E:۴۷E و F:۵۰E) گویای بهتری از گسترش فضایی شمال‌غربی و جنوب شرقی باد شمال در محدوده خلیج فارس و مرزهای غربی ایران با کشور عراق است.



B A



شکل ۱۰: نیمرخ‌های قائم شدت و بردار باد از عرض‌های جغرافیایی شمالی(A:۲۸N؛ B:۳۰N و C:۳۲N) و طول‌های جغرافیایی شرقی(D: ۴۵E؛ E:۴۷E و F:۵۰E)

نتیجه‌گیری

طوفان‌های گردوغبار تابستانه غرب ایران مربوط به گرادیان شیب فشار در ناوه تراز پایین پارسی هستند. تعمیق این ناوه تا کشور ترکیه منجر به تقویت باد شمال در منطقه خلیج‌فارس شده که عامل تشکیل گردوغبار در مرزهای سوریه و عراق، دشت بین‌النهرین و بیابان‌های جنوبی و غرب بصره می‌باشد. در بغداد ۵۳٪ طوفان‌های گردوغبار با بادهای شمال‌غربی (شامال) مرتبط هستند(کنت پی، ۱۹۸۷). باد شمال با جهت شمال‌غربی به جنوب شرقی در پاسخ به تشکیل یه کمفشار حرارتی شدید تابستانه بر روی پاکستان و افغانستان و توسعه یک ناوه کم‌فشار در دامنه‌های روبه باد کوه‌های زاگرس اتفاق می‌افتد. ایجاد یک گرادیان فشار شدید مابین این ناوه و سلول پرفشار نیمه دائمی

مستقر بر روی شرق مدیترانه و سواحل شرقی دریای سرخ باعث تشکیل یک جریان سلولی نسبتاً بسته، بین شرق دریای مدیترانه و کوهستان‌های زاگرس می‌شود. آنچه مسلم است تعمیق ناوه پارسی نسبت به شرایط معمول تابستانه آن و اثر ناهمواری رشته کوه زاگرس و کوه‌های مرکزی عربستان صعودی، افزایش جریان باد شمال‌غربی تراز پایین برروی خلیج فارس را در پی دارد.

نتایج نشان داد که عدم پیوستگی هسته‌های کمفشار تراز زیرین دامنه‌های غربی زاگرس و کاهش مقادیر همبستگی در ورای طول جغرافیایی ۵۵درجه شرقی نشان از آن دارد که اگرچه شروع تشکیل کمفشار در دامنه رو به باد کوه‌های زاگرس متأثر از نفوذ ناوه پارسی با منشأ کمفشار موسمی است، لیکن تقویت این کمفشار و شدت یافتن باد شمال در منطقه، بیش از هر چیز به عوامل محلی و توپوگرافی زاگرس وابسته است. بر طبق نتایج اغلب طوفان‌های گردوغبار ناشی از باد شمال ورودی به غرب کشور به دلیل محدودیت بادهای قوی به سطوح پایین به ارتفاع فراتر از ۱۰۰۰متر توسعه نمی‌یابند. سرعت این بادهای اغلب به فراتر از ۵۰کیلومتر در ساعت می‌رسد. رخداد وارونگی شدید شبانه که عموما در ارتفاع ۴۰۰-۴۵۰متری گسترش می‌یابد، باعث گرادیان سرعت باد شدید شده و یک رودباد اغلب شبانه در ارتفاع ۲۵۰-۳۵۰متری توسعه می‌یابد. این نتایج از سوی محققین دیگر نیز تأیید شده است به نحوی که هاوسمن(۱۹۶۱) اظهار داشتند شدت باد شمال به خصوص در طول بعد از ظهر به دلیل افزایش سرعت‌های باد سطحی بالا می‌رود. ناهمواری، شیب دامنه کوه‌های زاگرس و نسیم خشکی/دریا به عنوان کلیدی‌ترین عوامل تغییرات شبانه سرعت و شدت باد شمال شناسایی شده‌اند. سازوکار گرمایشی بلکادار(۱۹۵۷) تأثیر ثانویه بر شدت یافتن شامال داشته باشد. حداکثر شدت شبانه نیمرخ سرعت باد در زیر ارتفاع ۱۰۰۰متری مشاهده می‌شود. حداکثر سرعت باد معمولا در بالای وارونگی شبانه بوده و اغلب با مقادیر بسیار بالایی از شار باد در سطوح پایین همراه است. این باد را اصطلاحاً سوپرژئوستروفیک می‌نامند. این بیان می‌کند که به طور مشخص نیمرخ سرعت تمایل به رشد هماهنگ با وارونگی شبانه دارد. کوه‌های زاگرس نه تنها کانالی برای هدایت جریان بادهای شمال غربی هستند، بلکه مانعی بر سر جریان هوای موسومی شرقی ایجاد می‌کنند که سرعت باد را به حداکثر می‌رساند.

منابع

اکبری مهری و ملودی فرحبخشی (۱۳۹۵). تحلیل سینوپتیک و شبیه‌سازی مسیر حرکت توفان‌های شدید گرد و غبار(مطالعه موردی: جنوب‌غرب ایران)، فصلنامه فضای جغرافیایی، سال ۱۶، شماره ۵۵، صص ۲۹۱-۲۷۳.

بابایی فینی ام‌السلمه؛ طاهر صفرزاده و مصطفی کریمی (۱۳۹۵). تحلیل و شناسایی الگوهای همدیدی طوفان‌های گردوغبار غرب ایران، جغرافیا و مخاطرات محیطی، شماره ۱۷، صص ۱۱۹-۱۰۵.

حسنی، سمیرا؛ عباس مفیدی؛ آذر زرین (۱۳۹۴). بررسی ساختار باد شمال و گرد وغبار ناشی از آن با کاربست مدل اقلیمیRegCM، کنفرانس ملی هواشناسی ایران، دانشگاه یزد.

خالدی کوهسار (۱۳۹۲). زیان‌های اقتصادی طوفان گردوغبار بر استان‌های غربی(مطالعه موردی: ایلام، خوزستان و کرمانشاه)، فصلنامه مدلسازی اقتصادی، سال هفتم، شماره ۳، پیاپی ۲۳، صص ۱۲۵-۱۰۵.

خوش‌کیش اسدالله؛ بهلول علیجانی و زهرا حجازی‌زاده (۱۳۹۰). تحلیل سینوپتیکی سامانه‌های گردوغبار در استان لرستان، تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، جلد ۱۸، شماره ۲۱، صص۱۱۰-۹۱.

ذوالفقاری حسن و حیدر عابدزاده (۱۳۸۴). تحلیل سینوپتیک سیستم‌های گردوغبار در غرب ایران، مجله جغرافیا و توسعه، دوره ۳، شماره پیاپی ۶، صص۱۸۸-۱۷۳.

ذوالفقاری حسن؛ جعفر معصوم‌پور سماکوش؛ شاپور شایگان‌مهر و محمد احمدی (۱۳۹۱). بررسی همدید طوفان‌های گردوغبار در مناطق غربی ایران طی سال‌های ۱۳۸۴ تا ۱۳۸۸(مطالعه موردی: موج فراگیر تیرماه ۱۳۸۸)، مجله جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، سال ۲۲، شماره پیاپی ۴۳، شماره ۳، صص ۳۴-۱۷.

عزیزی قاسم؛ علی‌اکبر شمسی‌پور؛ مرتضی میری و طاهر صفرراد (۱۳۹۱). تحلیل آماری-همدیدی پدیده گردوغبار در نیمه غربی ایران، محیط شناسی، سال ۳۸، شماره ۳، صص ۱۳۴-۱۲۳.

قهری فرنوش؛ عباس رنجبرسعادت‌آبادی و پری‌سیما کتیرایی (۱۳۹۰). مطالعه الگوهای هواشناسی و چشمه‌های تولید گردوغبارهای شدید تابستانه جنوب غرب ایران، پژوهش‌های علوم و فنون دریایی، سال ۷، شماره ۱، صص ۲۰-۱.

لشکری حسن و مریم صبوئی (۱۳۹۲). تحلیل سینوپتیکی الگوهای حاکم بر طوفان گرد و غبار استان خوزستان، فصلنامه اطلاعات جغرافیایی سپهر، دوره ۲۲، شماره ۸۷، صص ۳۸-۳۲.

مفیدی عباس (۱۳۹۶). نقش رشته کوه زاگرس در پیدایش و تکوین باد شمال و گردوغبارهای ناشی از آن در خاورمیانه، پنجمین همایش ملی انجمن ایرانی ژئومورفولوژی(ژئومورفولوژی و چالش‌های محیطی)، دانشگاه فردوسی مشهد.

مفیدی عباس و سجاد جعفری (۱۳۹۱). بررسی نقش گردش منطقه‌ای جو بر روی خاورمیانه در وقوع توفان‌های گردوغباری تابستانه در جنوب غرب ایران، مطالعات جغرافیایی مناطق خشک، سال ۲، شماره ۱، صص ۲۶-۱.

ملکوتی حسین؛ محمد باخیره‌زن و وجیه السادات حسنی (۱۳۹۵). رفتار مشاهداتی و همدیدی باد شمال در سواحل شمال غرب خلیج فارس: بوشهر، ایران(۲۰۱۰)، پژوهشهای جغرافیای طبیعی، دوره ۴۸، شماره ۱، صص ۱۷۴-۱۵۹.

موحدی سعید؛ خداکرم حاتمی بهمن بیگلو و مهدی نارنگی‌فرد (۱۳۹۳). پایش مکانی و زمانی پدیده‌های آب و هوایی مرتبط با گردوغبار در شهرهای ایران، فصلنامه جغرافیا و مطالعات محیطی، سال ۳، شماره۱۱، صص ۴۸-۳۷.

ولی عباسعلی؛ سجاد خاموشی؛ سیدحجت موسوی؛ فاطمه پناهی و احسان تمسکی (۱۳۹۳). تحلیل اقلیمی و ردیابی طوفان‌های گردوغبار فراگیر در جنوب و مرکز ایران، محیط شناسی، دوره ۴۰، شماره ۴، صص ۹۷۲-۹۶۱.

Abdul-Wahab S. Mashat, A.O. Alamoudi, A.M. Awad and M.E. Assiri, (2018), Seasonal Variability and Synoptic Characteristics of Dust Cases Over Southwestern Saudi Arabia, Int. J. Climatol. 38, 1, 105-124.

Alpert, P., R. Abramsky, and B.U. Neeman, (1990), The Prevailing Summer Synoptic System in Israel: Subtropical High not Persian Trough. Isr. J. Earth Sci., 39, 93-102.

Bidokhti, A.A., M. Gharaylou, N. Pegahfar, S. Sabetghadam, and M. Rezazadeh, (2016), Characteristics of Extreme Dust Events Observed Over Two Urban Areas in Iran, J. Earth Syst. Sci., 125, 2, 431–442.

Blackadar, A. K., (1957), Boundary-Layer Wind Maxima and their Significance for the Growth of Nocturnal Inversions, Bull. Am. Meteorol. Soc., 38, 283–290.

Choobari, O.A., P. Zawar-Reza and A. Sturman, (2014), The global distribution of mineral dust and its impacts on the climate system: a review, Atmos. Res., 138, 152–65.

Giannakopoulou, E.M., and R. Toumi, (2011), The Persian Gulf Summertime Low-Level Jet Over Sloping Terrain. Q. J. R. Meteorol. Soc., 138, 145–157. DOI:10.1002/qj.901.

Goldreich. Y., (2003), The Climate of Israel: Observation, Research, and Application, Springer US, 270p.

Goudie, A.S., and N.J. Middleton, (2006), Desert Dust in The Global System. Springer, 288p.

Houseman, J., (1961), Dust haze at Bahrain. Met. Mag., 90, 50-52.

Julian X. L. Wang, (2015), Mapping the Global Dust Storm Records: Review of Dust Data Sources in Supporting Modeling/Climate Study. Curr Pollution Rep., 1, 82–94. DOI 10.1007/s40726-015-0008-y

Kenneth Pye, (1987), Aeolian Dust and Dust Deposits, Academic Press Inc. London Ltd, 334p.

Moridnejad, A., N. Karimi, and P.A. Ariya, (2015), A New Inventory for Middle East Dust Source Points, Environ. Monit Assess., 187, 582.

Sa'aroni, H., (1984), The Extension of the Persian Trough and its Characteristics in the Middle East. M.A. Thesis, Dept. of Geography, Telaviv University, 398p.

Trigo, I.F., G.R. Bigg and T.D. Davies, (2002), Climatology of Cyclogenesis Mechanisms in the Mediterranean, Mon. Weather Rev., 130, 549-569.

Trigo, I.F., T.D. Davies and G.R. Bigg, (1999), Objective Climatology of Cyclones in the Mediterranean Region. J. Clim., 12, 1685-1696.

Tyrlis, E., J. Lelieveld, and B. Steil, (2013), The Summer Circulation Over the Eastern Mediterranean and the Middle East: influence of the South Asian monsoon, Clim, Dyn., 40, 1103–1123. DOI 10.1007/s00382-012-1528-4.

UNEP, WMO, UNCCD, (2016), Global Assessment of Sand and Dust Storms. United Nations Environment Programme, Nairobi, 139p.

References

References (in Persian)

Akbari, M., and M. Farahbakhshi, (2016), Synoptic Analysis and Path Simulation of Severe Dust Storms (Case Study: Southwest Iran), Journal of Geographic Space, 16, 55, 273-291. [In Persian[

BabaeiFini, A.S., T. Safarzadeh and M. Karimi, (2016), Analysis and Identification of Synoptic Patterns of Dust Storm in the West of Iran, Geography and Environmental Hazards, 17, 105-119. DOI: 10.22067/geo.v5i1.35344 [In Persian[

Hasani, S., A. Mofidi and A. Zarin, (2015), Investigating the Structure of the North Wind and the Resulting Dust with the Application of the RegCM Climate Model, Iranian National Meteorological Conference, Yazd University. [In Persian[

Khaledi, K., (2013), Economic Loss of Dust Storms in Iran West Provinces Case Study of Ilam, Khuzestan, and Kermanshah, Quarterly Journal of Economical Modeling, 7, 23, 105-125. [In Persian[

Khoshkish, A., B. Alijani, and Z. Hejazizadeh, (2011), Synoptic Analysis of Dusting Systems in Lorestan Province, Researches in Geographical Sciences, 11, 21, 91-110. [In Persian[

Zolfaghari, H., and H. Abedzadeh, (2005), Synoptic Analysis of Dust Systems in Western Iran, Iranian Journal of Geography and Development, 3, 6, 173-188. [In Persian[

Zolfaghari, H., J. Massoompour, S. Shayganmehr and M. Ahmadi, (2012), A Synoptic Investigation of Dust Storms in Western Regions of Iran during 2005- 2010 (A Case Study of Widespread Wave in July 2009), Journal of Geography and Environmental Planning, 43, 3, 17-34. [In Persian[

Azizi, Q., A.A. Shamsipour, M. Miri and T. Safarrad, (2012), Statistic and Synoptic Analysis of Dust Phenomena in West of Iran, Ecology, 38, 3, 123-134. DOI: 10.22059/jes.2012.29154. [In Persian[

Ghahri, F., A. Ranjbar Saadatabadi and P.S. Katiraie, (2011), A Study on Weather Patterns and Dust Sources Associated with Summer Sever Dust Events in the south west of Iran, Journal of Marine Science and Technology, 7, 1, 1-20. [In Persian[

Lashkari, H., and M. Sabuei, (2012), Synoptic Analysis of Dominant Patterns in Khuzestan province's Dust Storm, Journal of Geographical Data (SEPEHR), 22, 87, 32-38. [In Persian[

Mofidi, A., (2017), The Role of Zagros Mountains in the Formation and Evolution of Shamal Wind and its induced Dust over the Middle East, a 5th national conference of Iranian Association of Geomorphology(Geomorphology and Environmental Challenges), Ferdowsi University of Mashhad. [In Persian[

Mofidi, A., and S.Jafari, (2012), The Role of Regional Atmospheric Circulation over the Middle East on the Occurrence of Summer Dust-storms in Southwest Iran, Geographical Studies of Arid Zones, 2, 1, 1-26. [In Persian[

Malakooti, H., M. Pakhirehzan and V.S. Hassani, (2015), Observational and Synoptic Behavior of Shamal Wind in the North West Coast of Persian Gulf: Bushehr Iran (2010). Physical Geography Research Quarterly, 48, 1, 159-174. [In Persian[

Movahedi, S., K. Hatami Bahmanbaglou and M. Narangifard, (2014), Spatiotemporal Monitoring of Climate-Related Dust Phenomena in Iranian Cities, Journal of Geography and Environmental Studies, 3, 11, 37-48. [In Persian[

Vali, A.A., S. Khamooshi, S.H. Mousavi, F. Panahi and E. Tamssoki, (2015), Climatic Analysis and Routing of Comprehensive Dust Storms in the South and Center of Iran, Journal of Environmental Studies, 40, 4, 961-972. DOI: 10.22059/JES.2014.53012. [In Persian]

References (in English)

Abdul-Wahab S. Mashat, A.O. Alamoudi, A.M. Awad and M.E. Assiri, (2018), Seasonal Variability and Synoptic Characteristics of Dust Cases Over Southwestern Saudi Arabia, Int. J. Climatol., 38, 1, 105-124.

Alpert, P., R. Abramsky, and B.U. Neeman, (1990), The Prevailing Summer Synoptic System in Israel - Subtropical High, not Persian Trough, Isr. J. Earth Sci., 39, 93-102.

Bidokhti, A.A., M. Gharaylou, N. Pegahfar, S. Sabetghadam, and M. Rezazadeh, (2016), Characteristics of Extreme Dust Events Observed Over Two Urban Areas in Iran, J. Earth Syst. Sci., 125, 2, 431–442.

Blackadar, A. K., (1957), Boundary-Layer Wind Maxima and their Significance for the Growth of Nocturnal Inversions, Bull. Am. Meteorol. Soc., 38, 283–290.

Choobari, O.A., P. Zawar-Reza and A. Sturman, (2014), The global distribution of mineral dust and its impacts on the climate system: a review, Atmos. Res., 138, 152–65.

Giannakopoulou, E.M., and R. Toumi, (2011), The Persian Gulf Summertime Low-Level Jet Over Sloping Terrain. Q. J. R. Meteorol. Soc., 138, 145–157. DOI:10.1002/qj.901.

Goldreich. Y., (2003), The Climate of Israel: Observation, Research, and Application, Springer US, 270p.

Goudie, A.S., and N.J. Middleton, (2006), Desert Dust in The Global System, Springer, 288p.

Houseman, J., (1961), Dust haze at Bahrain. Met. Mag., 90, 50-52.

Julian X. L. Wang, (2015), Mapping the Global Dust Storm Records: Review of Dust Data Sources in Supporting Modeling/Climate Study. Curr Pollution Rep., 1, 82–94. DOI 10.1007/s40726-015-0008-y

Kenneth Pye, (1987), Aeolian Dust and Dust Deposits, Academic Press Inc. London Ltd, 334p.

Moridnejad, A., N. Karimi, and P.A. Ariya, (2015), A New Inventory for Middle East Dust Source Points, Environ. Monit Assess., 187, 582.

Sa'aroni, H., (1984), The Extension of the Persian Trough and its Characteristics in the Middle East. M.A. Thesis, Dept. of Geography, Telaviv University, 398p.

Trigo, I.F., G.R. Bigg and T.D. Davies, (2002), Climatology of Cyclogenesis Mechanisms in the Mediterranean, Mon. Weather Rev., 130, 549-569.

Trigo, I.F., T.D. Davies and G.R. Bigg, (1999), Objective Climatology of Cyclones in the Mediterranean Region. J. Clim., 12, 1685-1696.

Tyrlis, E., J. Lelieveld, and B. Steil, (2013), The Summer Circulation Over the Eastern Mediterranean and the Middle East: influence of the South Asian monsoon, Clim, Dyn., 40, 1103–1123. DOI 10.1007/s00382-012-1528-4.

UNEP, WMO, UNCCD, (2016), Global Assessment of Sand and Dust Storms. United Nations Environment Programme, Nairobi, 139p.