

## مطالعه گردش‌های بزرگ‌مقیاس تابستانی و ساختار لایه‌مرزی جوی در روزهای همراه با گردوخاک در جنوب‌شرق ایران (۲۰۱۶-۱۹۸۷)

نوشین خدام<sup>۱\*</sup>، سحر تاج‌بخش<sup>۲</sup>، عباس‌علی علی‌اکبری بیدختی<sup>۳</sup>، ساویز صحت کاشانی<sup>۴</sup> و عباس رنجبر سعادت‌آبادی<sup>۴</sup>

۱. دانشجوی دکتری، پژوهشگاه هوشناسی و علوم جو، تهران، ایران

۲. استادیار، پژوهشگاه هوشناسی و علوم جو، تهران، ایران

۳. استاد، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران

۴. دانشیار، پژوهشگاه هوشناسی و علوم جو، تهران، ایران

(دریافت: ۹۸/۲/۲۵، پذیرش نهایی: ۹۹/۳/۲۰)

### چکیده

در این مقاله وضعیت جوی منطقه جنوب‌شرق ایران در فصل تابستان با تأکید بر ویژگی‌های لایه‌مرزی سیاره‌ای تحلیل شده است. بررسی الگوهای میانگین بلندمدت ۳۰ ساله (۱۹۸۷-۲۰۱۶) با استفاده از داده‌های باز تحلیل شده Era-Interim نشان می‌دهد که در فصل تابستان در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، یک هسته کم‌فشار گرمایی با میانگین دمای بیشتر از ۲۸ درجه سلسیوس و رطوبت نسبی کمتر از ۲۰ درصد روی منطقه مورد مطالعه مستقر می‌شود و میانگین ارتفاع لایه‌مرزی در این استان کمتر از ۸۰۰ متر است. روند تغییرات کمیت‌های هوشناختی در ۵ ایستگاه همدیدی در استان سیستان و بلوچستان با استفاده از داده‌های دیدبانی شده نیز به تفکیک مطالعه شد. در ایستگاه زابل کاهش فشار همراه با افزایش دما و کاهش بیشینه سرعت باد با کاهش رطوبت نسبی در این بازه زمانی همراه است. روند تغییرات بلندمدت شاخص طوفان خاک که با استفاده از داده‌های دیدبانی محاسبه شد، از نظر آماری معنی‌دار نیست. اما افزایش شاخص طوفان خاک طی سال‌های ۲۰۰۱ تا ۲۰۱۵ به‌طور معنی‌داری با کاهش دید افقی و افزایش بیشینه سرعت باد اتفاق افتاده است. کمیت عمق نوری هواویزها که از سنجنده MODIS دریافت شد نیز در طی ۱۶ سال اخیر در ایستگاه زابل روند نزولی را طی کرده است. همچنین بررسی اثر موسمی هند به‌عنوان یک پدیده بزرگ‌مقیاس در نزدیکی این منطقه با استفاده از داده‌های باز تحلیل شده NCEP/NCAR نشان داد که با افزایش شدت موسمی هند ارتفاع ژئوپتانسیلی در ترازهای پایین‌تر از ۷۰۰ هکتوپاسکال در بخش‌های شمالی و مرکزی استان سیستان و بلوچستان به‌طور معنی‌دار کاهش پیدا می‌کند.

واژه‌های کلیدی: استان سیستان و بلوچستان، لایه‌مرزی، فصل تابستان، موسمی هند، گردوخاک.

### ۱. مقدمه

بارش در منطقه و بادهای ۱۲۰ روزه سیستان، فراوانی بیشتری نسبت به سایر روزهای سال دارد. حضور سامانه‌های بزرگ‌مقیاس مناسب روی مناطقی با خاک فرسایش‌پذیر، به‌ویژه تالاب‌های خشک‌شده منطقه، سبب خیزش و انتقال مقادیر عظیمی از گردوخاک به داخل جو می‌شود (بولتن گردوخاک هوابرد سازمان هواشناسی جهانی، ۲۰۱۷).

مطالعات زیادی در دنیا درباره ساختار سامانه‌های بزرگ‌مقیاس جو و نقش آنها در ایجاد گردوخاک انجام شده است. در فصل تابستان استقرار سامانه‌های تابستانی منجر به ایجاد شیو فشار در راستای شمالی- جنوبی در منطقه جنوب‌شرق ایران می‌شوند. وزش بادهای شدید با

استان پهناور سیستان و بلوچستان در جنوب‌شرق ایران واقع شده است. از مشخصه‌های اقلیمی این منطقه دمای بالا، نزولات جوی ناچیز و نبود منابع برفی کوهستانی است. بادهای ۱۲۰ روزه سیستان (باد لوار) به‌عنوان برجسته‌ترین جریان تراز زیرین جو در فلات ایران، در فصل گرم سال بر این استان حاکم است. خشک شدن تالاب‌های جازموریان و هامون در جنوب‌شرق و شرق ایران، همچنین عدم گذار جریان‌های مرطوب به بخش‌های فلات مرکزی به‌علت حضور رشته‌کوه‌های البرز و زاگرس، این منطقه را به یکی از مناطق پر گردوخاک کره زمین تبدیل کرده است (علیزاده و همکاران، ۲۰۱۴). رخدادهای طوفان خاک در این منطقه در فصل تابستان با توجه به کمبود

توجه به نیروی شیو فشار موجود، رشد لایه‌مرزی به‌ویژه در بعدازظهرها و تأثیر جریان‌های تراز بالای جو، به دریافت تکانه بیشتر و افزایش سرعت شارش منجر می‌شود و طوفان‌های خاک شدید به مدت طولانی ۱۲۰ روز را در پی خواهد داشت (بیدختی و همکاران، ۱۳۸۶). همچنین با افزایش اختلاف فشار در سطح دریا (MSLP, Mean Sea Level Pressure) بین دریای خزر و رشته‌کوه‌های هندوکش، (شاخص کاسپین-هندوکش (CasHKI, Caspian Sea-Hindu Kush Index) (کاسکائوتیس و همکاران، ۲۰۱۶)، بادهای شمالی در مرز شرقی ایران تقویت شده و منجر به فعال شدن منابع گردوخاک در این مناطق می‌شود که به‌عنوان چشمه گردوخاک جنوب غرب آسیا شناخته شده‌اند (رضازاده و همکاران، ۲۰۱۳). کاسکائوتیس و همکاران در سال ۲۰۱۶ مشاهده کردند که تغییرات در شدت شاخص CasHKI اثر معنی‌داری روی موسمی تابستانی هند دارد؛ به‌طوری‌که مقادیر بالای این شاخص همراه با کاهش بارش روی جنوب شبه‌قاره هند و مناطق اقیانوسی هم‌جوارش است، درحالی‌که در طول حوضه گنگ و رشته‌کوه هیمالیا بارش افزایش پیدا می‌کند. همچنین آنها نشان دادند افزایش شدت این شاخص با افزایش بادهای لوار در شرق ایران همراه است که می‌تواند چشمه‌های گردوخاک جنوب غرب آسیا را فعال کند.

در بررسی آماری دوره ۶۱ ساله (۲۰۱۰-۱۹۵۰) جریان‌های جوی جنوب‌شرق ایران، دیده شده است که با تقویت جریان‌های موسمی هند جریان‌های فرسو در ترازهای میانی و زیرین جو روی شرق ایران افزایش می‌یابند. این شرایط می‌تواند حرکت‌های صعودی احتمالی را در ترازهای زیرین جو سرکوب کند (خداوند و همکاران، ۱۳۹۱). همچنین در مدت موسمی قوی که با افزایش ابرناکی و بارش در منطقه موسمی هند همراه است، روی شرق ایران افزایش دما در ترازهای میانی جو رخ می‌دهد؛ اما در ترازهای پایین همبستگی معنی‌داری وجود ندارد. علاوه براین، افزایش بارندگی در شبه‌قاره

هند، میزان ابرناکی در شرق و جنوب‌شرق ایران را افزایش می‌دهد (خداوند و همکاران، ۱۳۹۴). علیراده و همکاران (۲۰۱۴) با بررسی بادهای ۱۲۰ روزه سیستان و فعالیت‌های گردوخاکی روی حوضه سیستان با استفاده از داده‌های دیدبانی و برون‌داد یک مدل پیش‌بینی عددی، مشاهده کردند که در فصل گرم با شکل‌گیری یک سامانه پرفشار روی کوه‌های هندوکش در شمال افغانستان و یک کم‌فشار گرمایی روی مناطق بیابانی شرق ایران و غرب افغانستان، یک شیو فشار قوی در طول مرز ایران و افغانستان به‌وجود می‌آید که سبب شدت گرفتن بادهای سطحی و پیدایش جت تراز پایین در این منطقه می‌شود. این جت تراز پایین گسیل قابل توجه گردوخاک از سطح حوضه سیستان و سپس انتقال نصف‌النهاری دوربرد آن را در پی دارد. گردوخاک، علاوه بر جنوب‌شرق ایران، بخش‌های غرب و جنوب غرب کشور را نیز تحت تأثیر قرار داده است. صحت کاشانی و همکاران (۲۰۱۴) در مطالعات خود رفتار رخداد‌های گردوخاک را در غرب و جنوب غرب ایران در یک دوره ۱۰ ساله بررسی کردند. نتایج نشان داد که تسلط یک کم‌فشار گرمایی روی عربستان سعودی و پاکستان و حضور پرفشار جنب حاره در منطقه در ماه‌های می، ژوئن و ژوئیه منجر به گردوخاک‌زایی در این منطقه می‌شود. ناوه موسمی هند به‌عنوان سامانه کم‌فشار اصلی مؤثر بر شکل‌گیری طوفان خاک در تابستان در این ناحیه در نظر گرفته شد. شاخص‌های اقلیمی نیز نقش مهمی در موسم تابستانی هند دارد. راشکی و همکاران (۲۰۱۷) با بررسی رخداد‌های گردوخاک و طوفان‌های خاک در حوضه جازموریان مشاهده کردند که فراوانی رخداد‌های گردوخاک در ماه‌های ژوئن و اوت بیشترین مقدار را دارد؛ درحالی‌که طوفان‌های خاک در این منطقه در ماه‌های مارس و مه بیشترین تعداد را دارد. همچنین نشان دادند که فراوانی این دو رخداد در بعدازظهر به‌دلیل گسترش فرارفت‌های گرمایی به‌ویژه در اواخر بهار بیشتر می‌شود. در این مطالعه نشان داده شد که مسیر گردوخاک برخاسته از حوضه

با موسمی‌های ضعیف به شدت کاهش می‌یابد؛ درحالی‌که در سال‌های موسمی قوی که با همرفت شدیدتر و جت ترازپایین قوی‌تر همراه است، بی‌هنجاری مثبت در ارتفاع لایه‌مرزی سیاره‌ای دیده می‌شود. نتایج شبیه‌سازی اثر مستقیم هواویز روی لایه‌مرزی سیاره‌ای توسط ژانگ (۲۰۱۶) نشان داد که ارتفاع لایه‌مرزی در حضور هواویز در طی روز کاهش می‌یابد؛ زیرا کاهش تابش سبب پایداری لایه‌مرزی جو شده و شارهای گرمای محسوس و گرمای نهان کاهش پیدا کرده و همرفت تضعیف می‌شود. ساتیانا و همکاران (۲۰۱۷) نیز نشان دادند که تغییرات ارتفاع لایه‌مرزی همراه با نوسانات درون فصلی موسمی هند (فاز فعال) تا ۱۰۰۰ متر می‌رسد. ارتباط بین عوامل کنترل‌کننده موسمی هند مانند تبخیر، تابش، سرعت اصطکاکی و غیره با لایه‌مرزی، تغییرات معنی‌دار بین رژیم خشک و مرطوب لایه‌مرزی را نشان می‌دهد که تحت تأثیر موقعیت جغرافیایی نیز است. در این پژوهش نیز، ضمن بررسی آماری الگوهای بزرگ جوی در تابستان‌های همراه با گردو خاک جنوب شرق ایران، رفتار لایه‌مرزی جو و بازخورد اثرات آن با گردش‌های جوی بزرگ-مقیاس به صورت آماری تحلیل و ارائه می‌شود. به همین منظور در ادامه در بخش ۲ به داده‌های استفاده شده و روش انجام پژوهش اشاره خواهد شد، در بخش ۳ نتایج حاصل از مطالعات آماری شامل بررسی الگوهای همدیدی، بررسی اطلاعات دیدبانی و بررسی موسمی هند ارائه خواهد شد.

## ۲. داده‌ها و روش کار

### ۲-۱. منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه ۵۰ تا ۹۰ درجه شرقی و ۱۰ تا ۳۵ درجه شمالی است که جنوب شرق ایران، کشورهای همسایه شرقی، هندوستان و دریاهای جنوبی ایران را پوشش می‌دهد (شکل ۱-الف). در ایران استان سیستان و بلوچستان در نظر گرفته شده است (شکل ۱-ب)؛ زیرا از نظر رخدادهای طوفان خاک به‌ویژه در شهر زابل

جازموریان به سمت غرب پاکستان، دریای عمان، شمال دریای عرب، جنوب شرقی شبه‌جزیره عربستان و مناطق هم‌جوار با جنوب شرق ایران حرکت می‌کند.

ارتفاع لایه‌مرزی به عنوان یک پارامتر مهم در دینامیک لایه‌مرزی جو (دپونت و همکاران، ۱۹۹۹) به همرفت در سطح زمین، الگوهای جوی همدیدی و شرایط سطح زمین بستگی دارد (پتیل و همکاران، ۲۰۱۳). روی خشکی‌ها ساختار لایه‌مرزی به شدت تحت تأثیر چرخه روزانه گرمایش و سرمایش سطحی قرار دارد (گرت، ۱۹۹۲). تاکامی و همکاران (۲۰۰۶) نشان دادند که همرفت خشک نقش اصلی را در آمیختگی قائم گردو خاک درون لایه‌مرزی بازی می‌کند. افزوده شدن رطوبت که با همرفت کومه‌ای همراه است، سبب افزایش غلظت گردو خاک در لایه‌مرزی و همچنین در جو آزاد می‌شود. گردش‌های خردمقیاس جو در لایه‌مرزی مانند همرفت لایه‌مرزی به دلیل تغییرپذیری زیاد بادهای سطحی می‌توانند بر گسیل و انتقال گردو خاک تأثیر زیادی داشته باشند. علیزاده و همکاران (۲۰۱۲) با استفاده از مدل WRF/Chem (Weather Research and Forecasting) model coupled with Chemistry نشان دادند که بازتاب و جذب تابش خورشیدی توسط ذرات گردو خاک جو زمین را از سطح تا بالای لایه‌مرزی سرد می‌کند؛ درحالی‌که جو در بالای لایه‌مرزی و پایین جو آزاد به دلیل تابش خورشید و تابش فروسرخ گرم می‌شود. سرد شدن جو در پایین لایه‌مرزی باعث پایداری آن شده و عمق لایه‌مرزی کاهش پیدا می‌کند. این پایداری سبب محدود شدن تبادل قائم تکانه شده و در نتیجه سرعت باد در پایین لایه‌مرزی کاهش پیدا می‌کند؛ اما در بالای لایه‌مرزی و پایین جو آزاد سرعت باد افزایش پیدا می‌کند. پتیل و همکاران (۲۰۱۳) در مطالعات خود نشان دادند که لایه‌مرزی سیاره‌ای روی شبه‌قاره هند در مدت پیش موسمی (بهار) ارتفاع بالاتری نسبت فصل موسمی، بعد از موسمی و زمستان دارد. همچنین، ارتفاع (PBL, Planetary Boundary Layer) در سال‌های همراه

ناهمواری‌های منطقه مورد مطالعه تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال انتخاب شد که به دلیل فاصله کافی از سطح زمین، تأثیر کمتری نسبت به ترازهای زیرین خود از سطح می‌پذیرد. برای بررسی موسمی هند مؤلفه مداری سرعت باد و تابش طول موج بلند خروجی برای محاسبه شاخص‌های موسمی هند با استفاده از داده‌های باز تحلیل شده NCEP/NCAR (National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research) به صورت میانگین روزانه دریافت شد (کالنی و همکاران، ۱۹۹۶).

همچنین روند تغییر کمیت‌های هواشناسی شامل فشار، دما، بیشینه سرعت باد، رطوبت نسبی، دید افقی و گزارش‌های گردوخاک با استفاده از داده‌های دیدبانی به صورت میانگین روزانه از ایستگاه‌های همدیدی استان سیستان و بلوچستان دریافت شد. در ثبت داده‌های دیدبانی پنج ایستگاه زابل، زاهدان، خاش، ایرانشهر و چابهار انتخاب شده‌اند که اطلاعات کافی دارند و مشخصات جغرافیایی آنها در جدول ۱ دیده می‌شود.

همواره مورد توجه قرار گرفته است. علاوه بر این، این استان با توجه به گستردگی شمالی-جنوبی دارای اقلیم‌های متفاوت است که در نتایج مطالعه این تفاوت نیز به چشم می‌خورد.

## ۲-۲. داده‌ها

به منظور بررسی شرایط آماری منطقه از دیدگاه هواشناسی الگوی میانگین بلندمدت فصل تابستان (ژوئن، ژوئیه، اوت) در بازه زمانی سی سال (۱۹۸۷-۲۰۱۶) در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال برخی از مهم‌ترین و مرتبط‌ترین کمیت‌های هواشناسی شامل ارتفاع ژئوپتانسیلی، دما، رطوبت نسبی، سرعت قائم، مؤلفه‌های افقی سرعت باد، ارتفاع لایه مرزی و سرعت اصطکاکی با استفاده از داده‌های باز تحلیل شده Era-Interim از ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) با تفکیک مکانی ۱×۱ درجه طول و عرض جغرافیایی مطالعه شد. به منظور مطالعه ویژگی‌های لایه مرزی و همچنین ویژگی‌های زمین‌شناختی و



(ب)



(الف)

شکل ۱. الف) منطقه مورد مطالعه از ۵۰ تا ۹۰ درجه شرقی و ۱۰ تا ۳۵ درجه شمالی، ب) استان سیستان و بلوچستان و ایستگاه‌های منتخب (نقاط قرمز) در استان سیستان و بلوچستان.

جدول ۱. مختصات ایستگاه‌های همدیدی مورد مطالعه.

ردیف	نام ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ارتفاع از تراز دریا (متر)
۱	زابل	۶۱/۶۸	۳۱/۰۳	۴۹۸/۲
۲	زاهدان	۶۰/۸۸	۲۹/۴۷	۱۳۷۰
۳	خاش	۶۱/۲۰	۲۸/۲۲	۱۴۲۷
۴	ایرانشهر	۶۰/۷۰	۲۷/۲۰	۵۹۱/۱
۵	چابهار	۶۰/۶۲	۲۵/۲۹	۸

پایین‌ترین تراز مدل و در ارتفاع لایه مرزی است. همچنین  $q_{hbl}$  و  $q_n$  به ترتیب نم و ویژه در پایین‌ترین تراز مدل و در ارتفاع لایه مرزی است.

سرعت اصطکاک‌کی نیز به‌عنوان یک کمیت کاربردی در شرایط ایستایی در لایه سطحی، که در آن تلاطم بیشتر به‌صورت مکانیکی ایجاد می‌شود (اشتول، ۱۹۸۸)، مورد بررسی قرار گرفت که از رابطه زیر به‌دست می‌آید:

$$u_* = \left[ \overline{u'w'}^2 + \overline{v'w'}^2 \right]^{1/4} = \left| \frac{\tau_s}{\rho} \right|^{1/2} \quad (۳)$$

به‌طوری که  $\rho$  چگالی هوا و  $\tau_s$  تنش در سطح است، یعنی نیروی پसार بر واحد سطح. همچنین کواریانس‌های  $\overline{u'w'}$  و  $\overline{v'w'}$  شارهای تکانه جنبشی هستند (شارهای قائم تکانه افقی).

در رهیافت آئرو دینامیک توده‌ای، سرعت اصطکاک‌کی می‌تواند از رابطه زیر محاسبه شود:

$$u_*^2 = C_D |V|^2 \quad (۴)$$

به‌طوری که  $C_D$  ضریب پसार بدون بُعد است که بزرگی آن بین  $10^{-3}$  روی سطوح هموار تا  $10^{-2}$  روی سطوح زبر و ناهموار تغییر می‌کند و  $|V|$  تندی باد در ارتفاع ۱۰ متری است.

روند تغییرات کمیت‌های هواشناسی در هر ایستگاه به تفکیک با استفاده از داده‌های دیدبانی بررسی شد. در این مقاله فقط نمودارهای ایستگاه زابل آمده است و نتایج بررسی سایر ایستگاه‌ها توضیح داده شده است. برای روند تغییرات ارتفاع لایه‌مرزی، سرعت قائم از داده‌های Era-Interim استفاده شد و مقادیر آنها برای هر ایستگاه با درون‌یابی دوخطی (Bilinear interpolation) از نقاط شبکه به‌دست آمد. جهت بررسی معنی‌دار بودن روند بلندمدت داده‌های ایستگاهی و ماهواره‌ای، معیار P-Value در هر ایستگاه محاسبه می‌شود.

برای مطالعه رخداد‌های گردو خاک و تغییرات زمانی و مکانی آن، از شاخص طوفان خاک (DSI, Dust Storm Index) (مک‌تائیش و تیوز، ۲۰۰۷) استفاده می‌شود. این شاخص فراوانی و شدت رخداد‌های گردو خاک را بر اثر

داده ماهواره‌ای سنجنده MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) ماهواره Terra برای ضخامت نوری ذرات معلق به‌صورت میانگین ماهانه برای دوره ۱۶ ساله (۲۰۰۱-۲۰۱۶) از پایگاه داده‌های GIOVANNI با تفکیک مکانی  $1 \times 1$  درجه طول و عرض جغرافیایی، به تفکیک هر ایستگاه در بازه منتخب مطالعه شده است.

### ۲-۳. روش کار

جهت شناخت ویژگی‌های هواشناختی منطقه مورد مطالعه در فصل تابستان، با استفاده از داده‌های Era-Interim، الگوهای بلندمدت سه ماه ژوئن، ژوئیه و اوت برای ۳۰ سال (۲۰۱۶-۱۹۸۷) بررسی شد. کمیت ارتفاع لایه مرزی و سرعت اصطکاک‌کی نیز به‌منظور مطالعه و شناخت رفتار لایه مرزی در این بازه زمانی با استفاده از داده‌های باز تحلیل شده Era-Interim در محدوده ذکر شده مورد بررسی قرار گرفت. ارتفاع لایه مرزی با استفاده از الگوریتم مبتنی بر عدد ریچاردسون توده‌ای (سیدل و همکاران، ۲۰۱۲) به‌دست می‌آید که هم برای لایه مرزی همرفتی و هم لایه مرزی پایدار مناسب است. در این محاسبات ارتفاع لایه مرزی ارتفاعی است که در آن عدد ریچاردسون توده‌ای به مقدار بحرانی  $0.25$  می‌رسد.

$$Ri_b = h_{bl} \frac{2g(s_{vhbl} - s_{vn})}{(s_{vhbl} + s_{vn} - g h_{bl} - g z_n) \Delta U^2} \quad (۱)$$

به‌طوری که  $Ri_b$  عدد ریچاردسون توده‌ای،  $h_{bl}$  ارتفاع لایه مرزی (در جایی که عدد ریچاردسون برابر با  $0.25$  است) و  $n$  پایین‌ترین تراز مدل است. مقادیر  $s_{vn}$  و  $s_{vhbl}$  نیز به‌ترتیب از روابط زیر محاسبه می‌شوند که انرژی ایستایی مجازی در ارتفاع لایه مرزی و در پایین‌ترین سطح را نشان می‌دهند:

$$\begin{aligned} S_{vhbl} &= c_p T_{hbl} (1 + \varepsilon q_{hbl}) + g h_{bl} \\ S_n &= c_p T_n (1 + \varepsilon q_n) + g z_n \end{aligned} \quad (۲)$$

به‌طوری که  $C_p$  ضریب گرمایی ویژه در فشار ثابت،  $g$  شتاب گرانش،  $\varepsilon$  ضریب گذار،  $T_n$  و  $T_{hbl}$  به ترتیب دما در

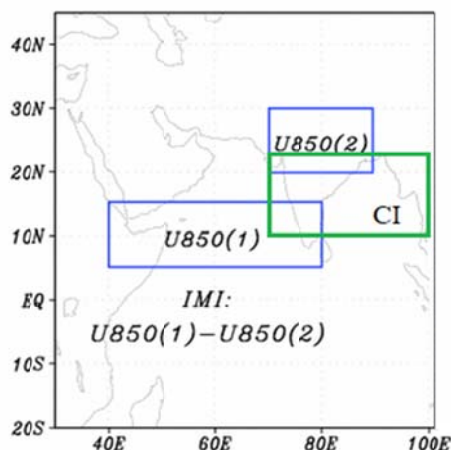
تعریف وانگ و فان (۱۹۹۹) محدود به عرض جغرافیایی ۱۰ تا ۲۵ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۷۰ تا ۱۰۰ شرقی است.

### ۳. تحلیل آماری

۳-۱. تحلیل آماری الگوهای همدیدی با استفاده از

#### داده‌های باز تحلیل شده Era-Interim

شکل ۳ الگوی میانگین ارتفاع ژئوپتانسیلی (متر) در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال برای فصل تابستان (ژوئن، ژوئیه و اوت) در بازه زمانی ۲۰۱۶-۲۰۰۱ را نشان می‌دهد. هسته کم ارتفاعی با مقدار ۱۳۹۰ متر روی پاکستان دیده می‌شود که زبانه‌های آن تا جنوب و جنوب شرق ایران و همچنین مناطق موسمی هند گسترده شده است. ارتفاع ژئوپتانسیلی در شرق ایران کمتر از ۱۴۱۰ متر است. این شکل نشان می‌دهد که در حرکت شمال سو از مناطق حاره به سمت جنب حاره ارتفاع ژئوپتانسیلی کاهش و پس از عبور از محدوده زبانه‌های ناوه موردنظر روی پاکستان، دوباره افزایش پیدا می‌کند. این وضعیت می‌تواند نشان‌دهنده موقعیت کمربند همگرایی درون حاره‌ای (ITCZ) در فصل تابستان نیم کره شمالی در جنوب آسیا باشد که در شکل ۴ آمده است.



شکل ۲. مناطق موردنظر در محاسبه شاخص دینامیکی (IMI) (مستطیل‌های آبی) و شاخص همرفتی (CI) (مستطیل سبز) موسمی هند با استفاده از داده‌های باز تحلیل شده NCEP/NCAR.

فرسایش باد با استفاده از داده‌های دیدبانی اندازه‌گیری می‌کند. کدهای مورد استفاده در محاسبه این شاخص عبارتند از ۰۷، ۰۸، ۰۹، ۳۰، ۳۱، ۳۲، ۳۳، ۳۴، ۳۵ و ۹۸ که طبق جدول ۱- پیوست برای حالت‌های متفاوت گردوخاکی در گزارش‌ها ثبت می‌شوند. در این مطالعه منظور از روز گردوخاکی روزی است که حداقل در دو دیدبانی متوالی کدهای مذکور گزارش شده باشد (مک‌تانیس و تیوز، ۲۰۰۷). شاخص DSI توسط رابطه ۱ محاسبه می‌شود:

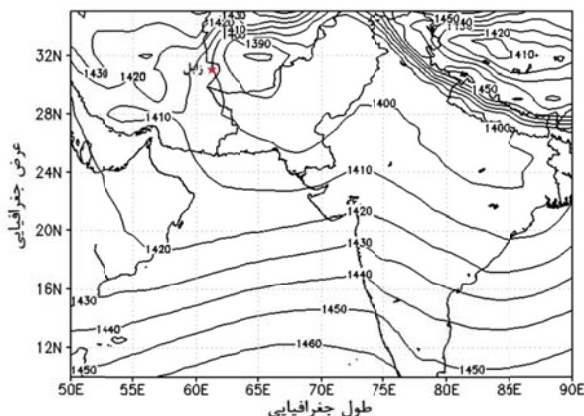
$$DSI = \sum_{i=1}^n [(5 \times SD) + MD + (0.05 \times LDE)]_i \quad (5)$$

به طوری که SD طوفان شدید گردوخاک (کدهای ۳۳ تا ۳۵) با دید افقی کمتر از ۲۰۰ متر، MD طوفان ملایم گردوخاک (کدهای ۳۰ تا ۳۲) با دید افقی کمتر از ۱۰۰۰ متر و کد ۹ و کد ۹۸ و LDE رخدادهای محلی گردوخاک (کد ۷ و ۸) است.

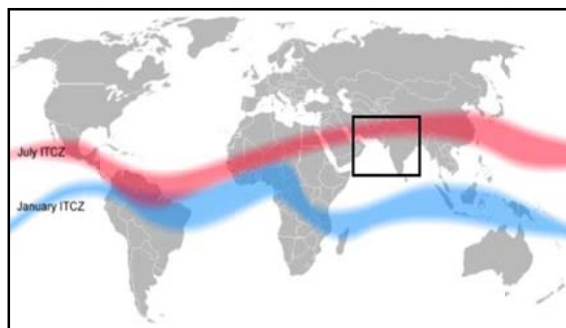
با استفاده از داده‌های باز تحلیل شده NCEP/NCAR، که برای ایستگاه‌های منتخب استان سیستان و بلوچستان درون‌یابی دوخطی شده‌اند، شاخص‌های موسمی شامل شاخص دینامیکی (Indian Monsoon Index) IMI و شاخص همرفتی (Convective Index) CI بر اساس کار وانگ و فان (۱۹۹۹) برای دوره مطالعاتی ۳۰ ساله (۱۹۸۷ تا ۲۰۱۶) محاسبه می‌شود. برای محاسبه شاخص دینامیکی با توجه به شکل ۲ دو منطقه انتخاب شده است: (۱) عرض جغرافیایی ۵ تا ۱۵ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۴۰ تا ۸۰ درجه شرقی و (۲) عرض جغرافیایی ۲۰ تا ۳۰ درجه شمالی و ۷۰ تا ۹۰ درجه شرقی. با توجه به رابطه ۲، اختلاف مؤلفه مداری باد در تراز ۸۵۰ بین این دو منطقه شدت گردش‌های موسمی هند را برآورد می‌کند.

$$IMI = U850(1) - U850(2) \quad (6)$$

شاخص همرفتی نیز با استفاده از میانگین تابستانی بی‌هنجاری تابش طول‌موج بلند خروجی در منطقه موسمی هند برای هر سال محاسبه می‌شود که طبق



شکل ۳. میانگین ارتفاع ژئوپتانسیلی (ژئوپتانسیل متر) تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در بازه ۱۹۸۷-۲۰۱۶ برای فصل تابستان (ژوئن، ژوئیه و اوت) با استفاده از داده‌های باز تحلیل شده Era-Interim.



شکل ۴. موقعیت کمربند همگرایی حاره‌ای در ماه ژوئیه (نوار قرمز) معرف فصل تابستان و ژانویه (نوار آبی) معرف فصل زمستان (منبع: [http://en.wikipedia.org/wiki/File:ITCZ\\_january-july.png](http://en.wikipedia.org/wiki/File:ITCZ_january-july.png)), مستطیل سیاه منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

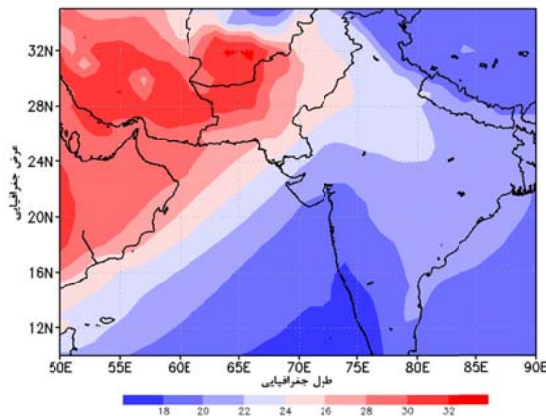
رطوبت نسبی (بیش از ۸۰ درصد) در مناطق موسمی به دلیل جریان‌های موسمی است که مقادیر عظیم رطوبت را وارد این مناطق می‌کنند. الگوی مؤلفه‌های افقی سرعت باد در شکل ۷ رسم شده است. شکل ۷-الف، میانگین مؤلفه مداری سرعت باد را نشان می‌دهد. در شمال استان مؤلفه مداری سرعت باد حدود ۲ متر بر ثانیه است و با حرکت به سمت جنوب به مقدار ۴ متر بر ثانیه می‌رسد. شکل ۷-ب توزیع افقی مؤلفه نصف‌النهاری سرعت باد را نشان می‌دهد که در شمال استان مقدار آن بیش از ۶ متر بر ثانیه و جنوب سو (علامت منفی) است و بیشینه مقادیر آن در ناحیه مرزی بین ایران و افغانستان است و با حرکت به سمت جنوب استان، مناطق ساحلی و دریای عمان مقدار آن به کمتر از ۳ متر بر ثانیه کاهش یافته و سپس روی دریای عرب تغییر جهت

شکل ۵ الگوی دمایی را نشان می‌دهد. در محدوده شبه‌قاره هند و خلیج بنگال به دلیل رخداد بارش‌های موسمی، دمای منطقه کمتر از  $23^{\circ}\text{C}$  است. میانگین  $30^{\circ}\text{C}$  ساله دمای تابستان در شمال و مرکز استان سیستان و بلوچستان بالاتر از  $29^{\circ}\text{C}$  است و در بخش‌های جنوبی استان و به‌ویژه مناطق ساحلی، به دلیل نزدیک بودن به دریای عمان، دما کاهش یافته ولی همچنان بالاتر از  $27^{\circ}\text{C}$  است.

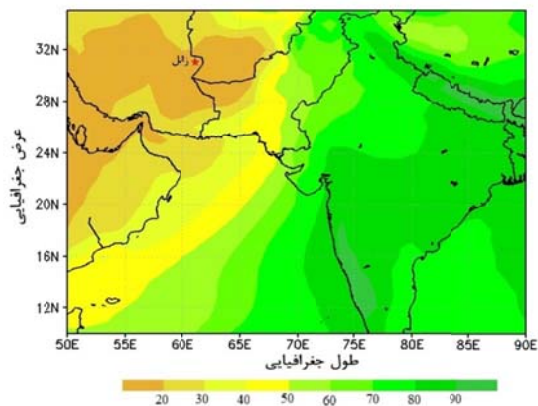
الگوی بلندمدت میانگین تابستانی رطوبت نسبی در شکل ۶ آمده است. در نیمه شمالی استان رطوبت نسبی کمتر از ۲۰ درصد و در نواحی جنوبی و ساحلی آن رطوبت نسبی ۳۰ درصد قابل مشاهده است که به دلیل بالا بودن دما، فشار بخار آب در حالت اشباع افزایش یافته و سبب کاهش رطوبت نسبی در منطقه می‌شود. بیشینه

کم‌ارتفاع حاکم در این تراز مطابقت دارد. همچنین شدت باد در شمال استان سیستان و بلوچستان (زابلی) و ناحیه مرزی بین ایران و افغانستان، با توجه به تراکم خطوط جریان در این منطقه، بیشینه است که معرف بادهای ۱۲۰ روزه سیستان است.

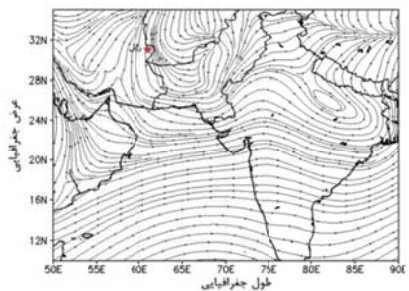
داده و با نزدیک شدن به جریان‌های موسمی بزرگی آن افزایش می‌یابد؛ بنابراین با توجه به شکل ۷-ج می‌توان نتیجه گرفت که باد غالب در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در بخش‌های شمالی استان شمال شرقی و در نیمه جنوبی شمال غربی است. این الگوی جریان به‌خوبی با زبانه



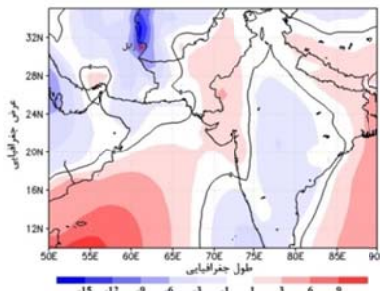
شکل ۵. مانند شکل ۳ ولی برای دما (درجه سلسیوس).



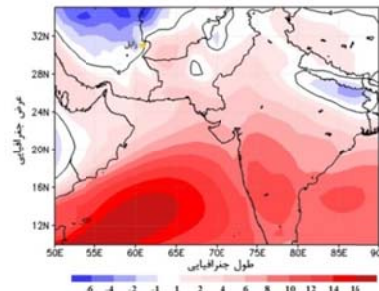
شکل ۶. مانند شکل ۳ ولی برای رطوبت نسبی (%).



(ج)



(ب)

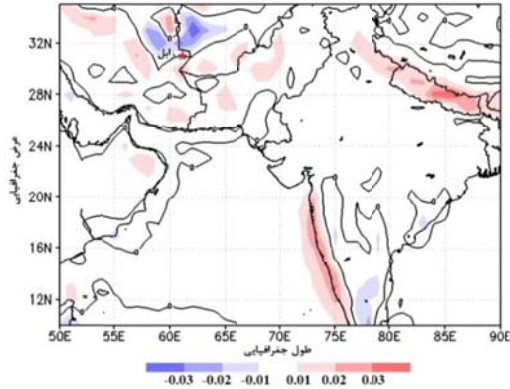


(الف)

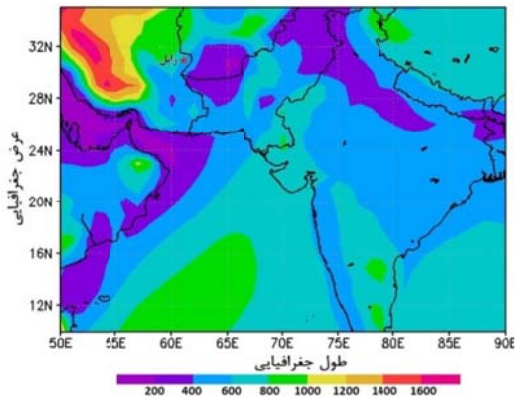
شکل ۷. مانند شکل ۳ ولی برای الف) مؤلفه مداری باد، ب) مؤلفه نصف‌النهاری باد و ج) جریان باد.



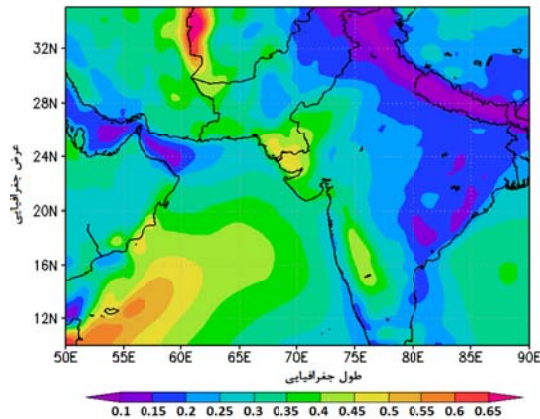
اصطکاکی با مقادیر بیش از  $0/65$  متربرثانیه مشاهده می‌شود که هماهنگ با افزایش تندی باد افقی در این مناطق است که منجر به افزایش تلاطم قائم و در نتیجه گسیل گردوخاک می‌شود.



شکل ۸. مانند شکل ۳ ولی برای سرعت قائم (متر بر ثانیه).



شکل ۹. مانند شکل ۳ ولی برای ارتفاع لایه‌مرزی (متر).



شکل ۱۰. مانند شکل ۳ ولی برای سرعت اصطکاکی (متر بر ثانیه).

در شکل ۸ الگوی میانگین بلندمدت مؤلفه قائم سرعت باد با مقادیر  $0/03$  تا  $0/01$  متر بر ثانیه در استان سیستان و بلوچستان آمده است. به دلیل گرم بودن هوا در تراز  $850$  هکتوپاسکال، حرکات صعودی (مقادیر مثبت سرعت قائم)، حرکت غالب در محدوده مورد مطالعه است و به طور کلی یک جریان موجی روی ایران دیده می‌شود. بیشترین مقادیر سرعت قائم در دامنه رشته کوه هیمالیا و دامنه غربی رشته کوه گهات در شبه‌قاره هند به چشم می‌خورد که نشان‌دهنده صعود جریان‌های همرفتی در این مناطق است. در شمال زابل شاهد استقرار حرکات نزولی در تراز  $850$  هکتوپاسکال هستیم. در شکل ۹ الگوی تابستانی ارتفاع لایه‌مرزی (متر) نشان داده شده است. ارتفاع لایه‌مرزی روی خشکی‌های مرتفع (رشته‌کوه زاگرس) بیش از  $1000$  متر است؛ در حالی که روی آب‌ها کاهش پیدا کرده و از  $800$  متر به کمتر از  $300$  متر (روی خلیج فارس) می‌رسد. در اکثر مناطق استان سیستان و بلوچستان ارتفاع لایه‌مرزی بین  $600$  تا  $400$  متر است. در شمال زابل نیز مشاهده می‌شود که ارتفاع لایه‌مرزی بیش از  $800$  متر است، بنابراین به نظر می‌رسد با وجود حاکمیت حرکات نزولی، شدت باد افقی در این مناطق تلاطم قائم را افزایش داده و باعث افزایش ارتفاع لایه‌مرزی در این مناطق شده است.

شکل ۱۰ الگوی بلندمدت تابستانی سرعت اصطکاکی را نشان می‌دهد. در حقیقت تلاطم ایجاد شده بر اثر برش افقی باد نزدیک سطح زمین را سرعت اصطکاکی می‌نامند که هرچقدر این کمیت مقدار بیشتری داشته باشد نشان‌دهنده افزایش تلاطم قائم است. مشاهده می‌شود در مناطقی که جریان افقی نسبتاً شدید حاکم است مقادیر سرعت اصطکاکی نیز بیشتر است. روی دریای عرب تا سواحل غربی شبه‌قاره هند که تحت تأثیر جریان‌های قوی موسمی هستند مقادیر سرعت اصطکاکی بیشینه است و تا بیش از  $0/55$  متر بر ثانیه می‌رسد. در مرزهای شرقی ایران و غرب افغانستان که محل استقرار بادهای  $120$  روزه سیستان است نیز مرکز بیشینه سرعت

## ۳-۲. تحلیل آماری اطلاعات دیدبانی

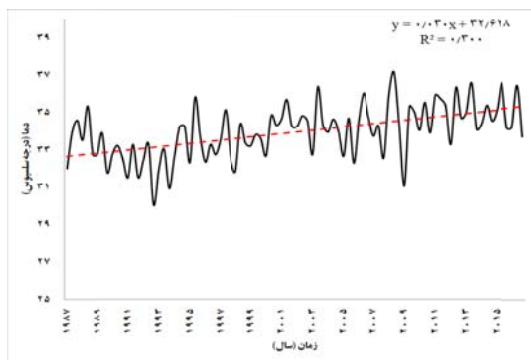
برای تحلیل آماری اطلاعات دیدبانی، روند زمانی تغییرات کمیت‌های هواشناختی طی ۳۰ سال در ایستگاه‌های منتخب استان سیستان و بلوچستان با استفاده از داده‌های ایستگاهی مطالعه می‌شود. شکل‌های ۱۱-الف تا ۱۱-ح ایستگاه زابل نشان می‌دهد. روند تغییرات کمیت‌های هواشناختی برای سایر ایستگاه‌ها نیز به تفکیک مورد بررسی قرار گرفته است که در این مقاله نتایج تحلیل این الگوها در جدول ۲ خلاصه شده است.

تغییرات فشار میانگین بلندمدت تابستانی در شکل ۱۱-الف با سطح معنی‌داری ۹۵ درصد روند کاهشی داشته، هرچند در سه سال اخیر روند افزایشی پیدا کرده است. در شکل ۱۱-ب روند تغییرات دما با سطح معنی‌داری ۹۵ درصد افزایشی است که با کاهش فشار در این ایستگاه همخوانی دارد، اما طی سه سال اخیر میانگین دما حدود یک درجه سلسیوس کاهش پیدا کرده است. در شکل ۱۱-ج تغییرات بیشینه سرعت باد ۱۰ متری طی ۱۰ سال اول روند ثابتی دارد، در ۱۰ سال دوم افزایش چشمگیری پیدا می‌کند و سپس در ۱۰ سال پایانی با روند کاهشی روبه‌رو است. روند کاهشی تغییرات بلندمدت رطوبت نسبی در شکل ۱۱-د با سطح اطمینان ۹۵ درصد معنی‌دار است و مقدار آن از حدود ۳۰ درصد به ۱۵ درصد در این ایستگاه رسیده است. روند ثابت تغییرات دید افقی در شکل ۱۱-ه در بلندمدت معنی‌دار نیست، اما در ده سال اول این دوره مطالعاتی دید افقی افزایش یافته و پس از آن با یک کاهش چشمگیر در سال ۲۰۰۰ و ۲۰۰۱ به کمتر از ۳ کیلومتر رسیده است. از سال ۲۰۰۰ به بعد همچنان روند افزایشی تا سال ۲۰۱۶ ادامه می‌یابد. با بررسی آماری مشاهده شد که از سال ۲۰۰۱ تا ۲۰۱۶ بیشینه سرعت باد روند معنی‌دار نزولی دارد، رطوبت نسبی نیز در همین زمان

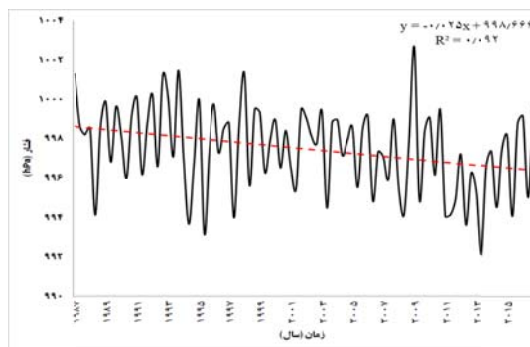
با روند معنی‌دار نزولی روبه‌رو است و دید افقی نیز به‌طور معنی‌دار افزایش پیدا کرده است. ضریب همبستگی بین بیشینه سرعت باد و دید افقی برای این دوره ۰/۸۴- در سطح معنی‌داری ۹۹ درصد است (شکل ۱۲-الف).

روند تغییرات کمیت AOD که از داده‌های ماهواره MODIS به دست آمده در شکل ۱۱-و نشان داده شده است. این داده از سال ۲۰۰۱ به بعد موجود است. به‌طور کلی روند تغییرات AOD طی ۱۶ سال (۲۰۰۱ تا ۲۰۱۶) در ایستگاه زابل با سطح معنی‌داری ۹۵ درصد کاهشی است که می‌تواند همبستگی معنی‌داری با افزایش دید افقی داشته باشد. به نظر می‌رسد با آغاز خشکسالی‌ها و کاهش آب دریاچه هامون و همچنین خشک شدن بخش‌های زیادی از آن در شمال زابل از سال ۲۰۰۰ (نوری و اربابی، ۱۳۸۶؛ میدلتون، ۲۰۱۹)، بیشینه مقادیر AOD در سال ۲۰۰۱ مشاهده شده است. پس از آن با جاری شدن سیل قابل توجه در بهار سال ۲۰۰۵ و بارش‌های نسبتاً خوب در بهار سال‌های ۲۰۰۷ تا ۲۰۱۶ در سرچشمه رودخانه‌های تغذیه‌کننده هامون (خوارزمی و همکاران، ۲۰۱۸)، شدت و فراوانی رخداد‌های گردوخاک در زابل کاهش پیدا کرده است.

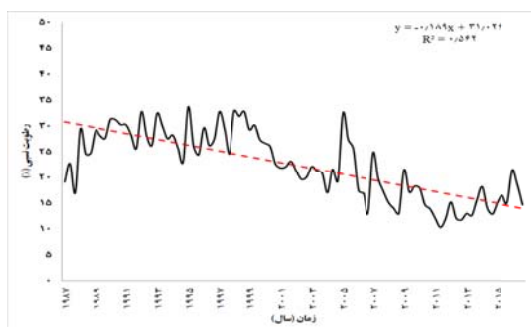
شکل ۱۱-ز نشان می‌دهد که تغییرات بلندمدت سرعت قائم برای ایستگاه زابل از نظر آماری معنی‌دار نیست. میانگین سرعت قائم  $10^{-3} \times 1/37$  متر بر ثانیه است که نشان‌دهنده حاکمیت حرکات نزولی است و بیشترین مقدار در سال ۲۰۱۳ با مقدار  $10^{-3} \times 1/49$  متر بر ثانیه است که مبین آن است که در طی فصل تابستان این سال حرکات صعودی در ایستگاه زابل حاکم بوده است. تغییرات ارتفاع لایه‌مرزی نیز با توجه به شکل ۱۱-ح، از نظر آماری معنی‌دار نیست. میانگین ارتفاع لایه‌مرزی در فصل تابستان در این ایستگاه ۵۳۹ متر است.



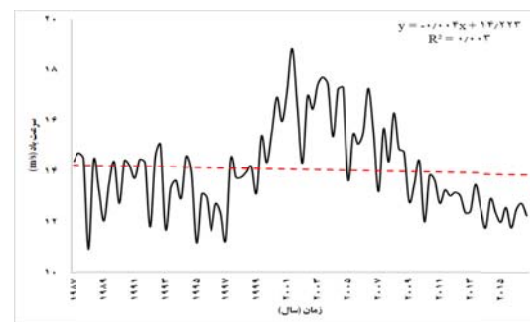
(ب)



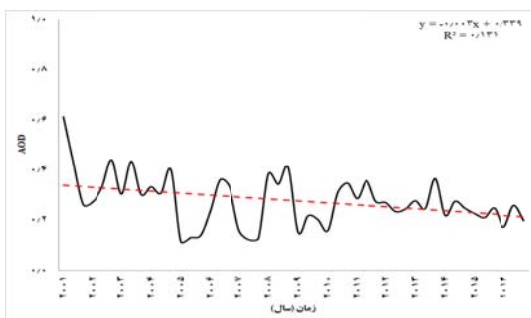
(الف)



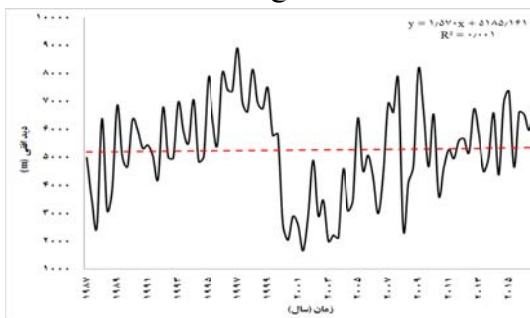
(د)



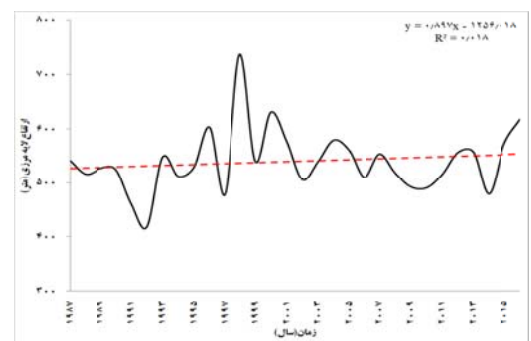
(ج)



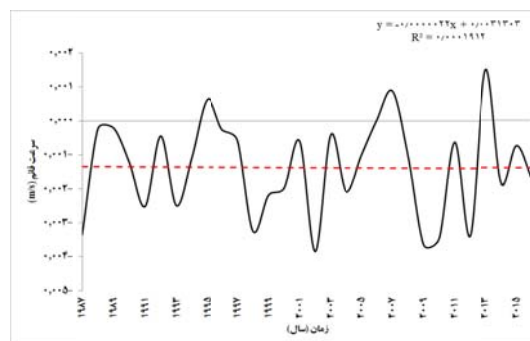
(و)



(ه)



(ح)

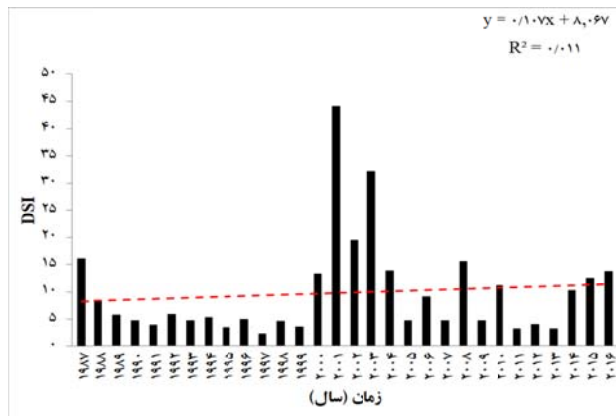


(ز)

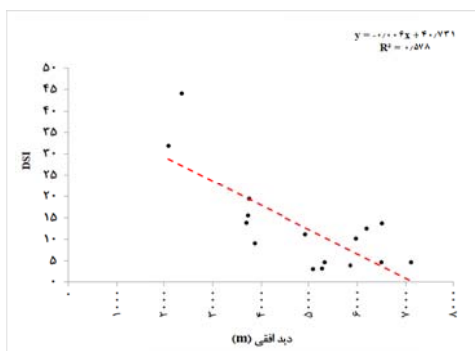
شکل ۱۱. روند تغییرات زمانی بلندمدت (۱۹۸۷-۲۰۱۶) تابستانی (ژوئن، ژوئیه، اوت) الف) فشار (هکتوپاسکال)، ب) دما (درجه سلسیوس)، ج) بیشینه سرعت باد (متر بر ثانیه)، د) رطوبت نسبی (%، ه) دید افقی (متر) با استفاده از داده‌های دیدبانی ایستگاه هواشناسی زاہل و AOD یا استفاده از داده ماهواره MODIS (ز) سرعت قائم (متر بر ثانیه) و ح) ارتفاع لایه‌مرزی (متر) با استفاده از داده‌های باز تحلیل‌شده Era-Interim

سرعت باد، دید افقی و DSI در شکل ۱۳-ب و ۱۳-ج، ضرایب همبستگی معنی‌دار (در سطح معنی‌داری ۹۹ درصد) بین بیشینه سرعت باد و DSI برابر با ۰/۶۹ و دید افقی و DSI برابر با ۰/۷۶- محاسبه شده است؛ بنابراین با افزایش سرعت باد DSI افزایش پیدا کرده و همان‌طور که انتظار می‌رود، دید افقی کاهش می‌یابد.

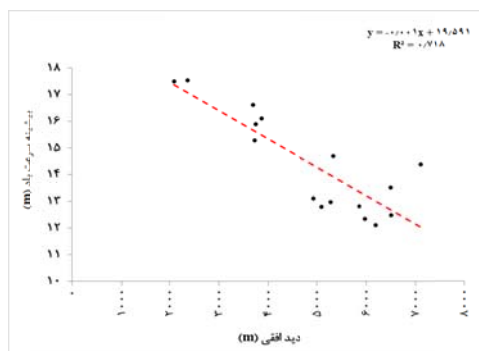
با توجه به شکل ۱۲، روند تغییرات ۳۰ ساله شاخص طوفان خاک (DSI) برای ایستگاه زابل از نظر آماری معنی‌دار نیست. روند نزولی معنی‌داری از سال ۲۰۰۱ تا ۲۰۱۶ وجود دارد که هماهنگ با روند تغییرات سایر کمیت‌های هواشناختی از جمله بیشینه سرعت باد و دید افقی در این ایستگاه است. با توجه به نمودار پراکندگی بین بیشینه



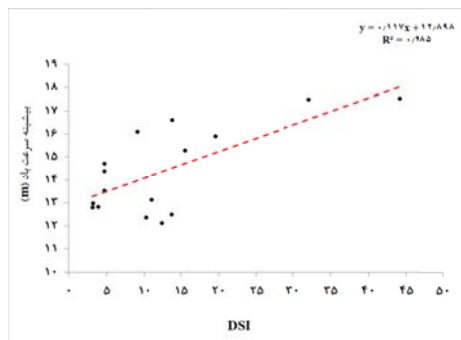
شکل ۱۲. روند تغییرات شاخص طوفان خاک (DSI) برای فصل تابستان (JJA) از سال ۱۹۸۷ تا ۲۰۱۶ با استفاده از داده‌های دیدبانی ایستگاه زابل.



(ب)



(الف)



(ج)

شکل ۱۳. نمودار پراکندگی بین الف) دید افقی و بیشینه سرعت باد، ب) دید افقی و DSI و ج) بیشینه سرعت باد و DSI برای میانگین تابستان سال‌های ۲۰۰۱ تا ۲۰۱۶ با استفاده از داده‌های دیدبانی ایستگاه زابل.

مشاهده می‌شود که در تمام ایستگاه‌ها ضریب همبستگی بین شاخص دینامیکی موسمی هند (IMI) و ارتفاع ژئوپتانسیلی از تراز ۱۰۰۰ تا ۶۰۰ هکتوپاسکال منفی است؛ اما در سه ایستگاه زابل، زاهدان و خاش ضرایب همبستگی از نظر آماری در سطح ۹۵ درصد معنی‌دار است؛ یعنی با افزایش شدت گردش‌های موسمی هند ارتفاع ژئوپتانسیلی کاهش پیدا می‌کند که به معنای کاهش فشار جو در نزدیکی سطح زمین در این مناطق است. در ایستگاه‌های ایران‌شهر و چابهار که در نیمه جنوبی استان واقع شده‌اند ضریب همبستگی شاخص موسمی هند و ارتفاع ژئوپتانسیلی در ترازهای ۷۰۰ و ۶۰۰ هکتوپاسکال معنی‌دار هستند؛ بنابراین تغییرات فشار در استان سیستان و بلوچستان به‌خصوص در لایه‌های زیرین جو در بخش‌های مرکزی و شمالی استان می‌تواند متأثر از گردش‌های بزرگ‌مقیاس موسمی هند در فصل تابستان باشد؛ اما در مناطق جنوبی به شرایط محلی بستگی دارد. شاخص همرفتی موسمی هند (CI) همبستگی معنی‌داری با کمیت‌های هواشناختی در این استان، حداقل در ترازهای زیرین جو، ندارد.

در جدول ۲ روند تغییرات کمیت‌های هواشناسی در ایستگاه‌های منتخب استان سیستان و بلوچستان به‌طور خلاصه نشان داده شده است. شایان‌ذکر است برای کمیت AOD دوره مطالعاتی ۱۵ سال (از ۲۰۰۱ الی ۲۰۱۶) و برای سایر کمیت‌ها ۳۰ سال (از ۱۹۸۷ الی ۲۰۱۶) در دسترس بوده است. هرچند به‌نظر می‌رسد در ایستگاه ایران‌شهر و چابهار بین روند AOD و دید افقی تناقض وجود دارد، در حالی که در بررسی سال‌های مشترک (از ۲۰۰۱ الی ۲۰۱۶) مشاهده شد که با کاهش عمق نوری هواویزها دید افقی در این ایستگاه‌ها روند افزایشی داشته است.

۳-۳. بررسی تأثیر موسمی هند بر شرایط هواشناختی استان سیستان و بلوچستان  
به‌منظور بررسی تأثیر سامانه بزرگ‌مقیاس موسمی هند بر شرایط هواشناختی منطقه مورد مطالعه، ضرایب همبستگی پیرسون بین شاخص‌های موسمی (IMI و CI) و کمیت‌های هواشناختی شامل ارتفاع ژئوپتانسیلی، دما، باد و سرعت قائم به‌دست آمد (جدول ۳).

جدول ۲. خلاصه روند معنی‌دار تغییرات کمیت‌های هواشناسی در ایستگاه‌های منتخب استان سیستان و بلوچستان.

شاخص DSI	ارتفاع لایه‌مرزی (متر)	سرعت قائم (متر بر ثانیه)	AOD	دید افقی (متر)	رطوبت نسبی (%)	پیشینه سرعت باد (متر بر ثانیه)	دما (درجه سلسیوس)	فشار (هکتوپاسکال)	کمیت نام ایستگاه
-	-	-	کاهش	-	کاهش	کاهش	افزایش	کاهش	زابل
-	-	افزایش حرکت صعودی	-	کاهش	کاهش	کاهش	افزایش	-	زاهدان
کاهش	-	-	-	افزایش	کاهش	-	-	افزایش	خاش
-	-	-	کاهش	کاهش	-	-	افزایش	افزایش	ایران‌شهر
-	-	افزایش حرکت صعودی	کاهش	کاهش	-	کاهش	-	-	چابهار

جدول ۳. ضریب همبستگی بین شاخص‌های موسمی هند و کمیت‌های هواشناسی به تفکیک ایستگاه‌های همدیدی استان سیستان و بلوچستان.

	تراز فشاری (hPa)	IMI				CI			
		ارتفاع ژئوپتانسیلی	دما	باد	امگا	ارتفاع ژئوپتانسیلی	دما	باد	امگا
زابل	1000	-۰/۴۳۴*	۰/۲۲۱	۰/۰۹۶	-۰/۰۹۳	۰/۱۶	-۰/۱۱۸	-۰/۲۳۹	۰/۲۹۶
	925	-۰/۴۳۹*	۰/۲۱۷	۰/۰۵۸	-۰/۰۴۸	۰/۱۵۷	-۰/۱۲	۰/۱۵	۰/۳۱۵
	850	-۰/۴۶۹**	۰/۱۹۹	۰/۰۷۹	۰/۰۱۹	۰/۱۶	-۰/۱۰۷	۰/۰۲	۰/۱۸۲
	700	-۰/۳۵۸	۰/۱۷۱	۰/۱۲۵	-۰/۱۲۳	۰/۰۸۳	-۰/۱۳۴	-۰/۰۲۵	۰/۵۳۱**
	600	-۰/۳۹۲*	۰/۲۷۸	-۰/۲۰۹	-۰/۱۳۲	۰/۰۱۱	-۰/۲۵۵	-۰/۱۲۱	۰/۰۰۶
زاهدان	1000	-۰/۳۸۷*	۰/۱۷۷	۰/۱۲۶	۰/۱۴۷	۰/۱۲۸	-۰/۰۷۸	-۰/۲۴۱	۰/۱۵۲
	925	-۰/۳۹۱*	۰/۱۶۸	۰/۱۳۷	۰/۱۵۳	۰/۱۲۵	-۰/۰۶۹	-۰/۲۳۹	۰/۱۹
	850	-۰/۴۱۹*	۰/۱۵۶	۰/۱۱۷	۰/۱۸۵	۰/۱۲۹	۰/۱۲۹	-۰/۱۸۵	۰/۰۹
	700	-۰/۴۷۶**	۰/۱۰۳	-۰/۱۴۸	-۰/۰۰۴	۰/۱۰۲	-۰/۱۱۴	-۰/۱۴۷	۰/۱۰۵
	600	۰/۱۷۰	۰/۲۳۴	-۰/۳۴۱	-۰/۰۴۷	۰/۱۲۲	-۰/۲۴۱	-۰/۰۱۶	۰/۰۵۷
خاش	1000	-۰/۳۷۹*	۰/۰۱۲	۰/۱۱۵	-۰/۱۸۶	۰/۱۱	۰/۰۸۶	-۰/۱۵۷	۰/۰۲۹
	925	-۰/۳۸۶*	۰/۰۷۷	۰/۱۳۷	۰/۰۹۷	۰/۱۱۳	۰/۱۰۳	-۰/۱۶۲	۰/۲۰۹
	850	-۰/۴۱۴*	۰/۰۴۴	۰/۱۱۶	۰/۱۷۹	۰/۱۲۴	۰/۱۱۷	-۰/۱۲۵	۰/۱۰۹
	700	-۰/۴۸۰**	-۰/۰۷۲	-۰/۲۲۵	-۰/۰۴۳	۰/۱۱۵	-۰/۰۶۶	۰/۰۳۲	۰/۱۷۷
	600	-۰/۴۸۴**	۰/۱۱۴	-۰/۴۲۸*	۰/۰۲۰	۰/۰۵۱	-۰/۲۲	۰/۱۲۷	۰/۰۶۲
ایرانشهر	1000	-۰/۳۴۹	۰/۰۱۲	۰/۱۴۲	۰/۱۴۳	۰/۰۸۶	۰/۰۸۶	-۰/۰۸۵	۰/۱۰۱
	925	-۰/۳۵۶	۰/۰۷۶	۰/۲۵۹	۰/۰۹۶	۰/۰۹۴	۰/۱۰۱	-۰/۳۳	۰/۱۵۶
	850	-۰/۳۶۴*	۰/۰۴۵	۰/۱۲۳	۰/۲۳۴	۰/۱۸	۰/۱۱۷	-۰/۰۷۱	۰/۰۷۲
	700	-۰/۴۷۶**	-۰/۰۷۲	-۰/۲۴۰	۰/۱۴۸	۰/۱۱۸	-۰/۰۶۶	۰/۱۳۵	۰/۰۲۱
	600	-۰/۵۲۱**	۰/۱۱۴	-۰/۴۴۶*	۰/۰۹۹	۰/۰۷	-۰/۲۲	۰/۱۹	۰/۰۱۴
چابهار	1000	-۰/۳۳۷	-۰/۱۵۴	۰/۲۷۸	۰/۰۵۹	۰/۰۸	۰/۲۱۵	۰/۰۲۴	۰/۱۰۲
	925	۰/۳۳۹-	-۰/۰۸۷	۰/۲۸۴	-۰/۱۲۷	۰/۰۹۴	۰/۱۵۱	۰/۰۰۱	۰/۰۸۹
	850	-۰/۳۵۲	-۰/۰۸۷	۰/۱۹۰	۰/۰۶۸	۰/۱۱۷	۰/۲۰۲	۰/۰۲۳	۰/۰۹۲
	700	-۰/۴۹۴**	۰/۲۶۸	-۰/۲۶۴	۰/۳۰۲	۰/۱۵۸	۰/۰۱	۰/۲۵۲	-۰/۰۳۸
	600	-۰/۵۲۷**	۰/۰۲۶	۰/۲۱۱	۰/۲۲۹	۰/۱۱۳	-۰/۲۰۹	۰/۱۱۸	۰/۰۵

\*: همبستگی در سطح معنی‌داری ۰/۰۵

\*\*: همبستگی در سطح معنی‌داری ۰/۰۱

## ۴. بحث و نتیجه‌گیری

در این پژوهش ضمن بررسی آماری الگوهای بزرگ جوی در تابستان‌های همراه با گردوخاک جنوب شرق ایران، رفتار لایه‌مرزی جو و بازخورد اثرات آن با گردش‌های جوی بزرگ مقیاس به صورت آماری تحلیل و

ارائه شد. به این منظور برای بررسی الگوی کمیت‌های هواشناختی از داده‌های باز تحلیل‌شده Era-Interim و برای مطالعه روند تغییرات کمیت‌های هواشناسی در استان سیستان و بلوچستان از داده‌های دیدبانی ایستگاه‌های همدیدی در این استان استفاده شد. علاوه بر این، داده‌های

زمین کمتر شده و بنابراین ارتفاع لایه‌مرزی نیز کاهش پیدا می‌کند. سرعت اصطکاکی مطابق با الگوی باد افقی در بخش‌های شمالی استان (درون مرزهای افغانستان) بیش از ۰/۶۵ متربر ثانیه است که می‌تواند با افزایش تلاطم قائم ناشی از شدت یافتن باد افقی در ترازهای زیرین جو در این منطقه، شرایط مناسبی جهت گسیل گردوخاک از سطح زمین را فراهم کند.

نتایج بررسی سری‌های زمانی کمیت‌های هواشناسی دیدبانی‌شده در بازه زمانی ۱۹۸۷ تا ۲۰۱۶ حکایت از آن دارد که در سه ایستگاه زابل، زاهدان و ایرانشهر، دما در فصل تابستان (ژوئن، ژوئیه و اوت) به‌طور معنی‌داری افزایش یافته است که می‌تواند ناشی از خشک شدن تالاب هامون و کاهش رطوبت نسبی خاک باشد که با افزایش ظرفیت گرمایی ویژه، سبب افزایش دما شده است. افزایش دما در ایستگاه‌های زاهدان و ایرانشهر با کاهش دید افقی همراهی می‌شود. در ایستگاه چابهار نیز دید افقی به‌طور معنی‌داری کاهش پیدا کرده است، اما دمای آن روند افزایشی ندارد. همچنین با توجه به دلایل ذکرشده کاهش معنی‌دار رطوبت نسبی در سه ایستگاه زابل، زاهدان و خاش (نیمه شمالی استان) و کاهش معنی‌دار سرعت باد در دو ایستگاه زاهدان و چابهار دیده شد. به‌این‌ترتیب روند تغییر سری‌های زمانی در ایستگاه‌ها از رویه یکسانی پیروی نمی‌کند و هر ایستگاه شرایط ویژه‌ای دارد، به‌ویژه ایستگاه چابهار که در نزدیکی سواحل واقع شده و اقلیم متفاوتی نسبت به سایر ایستگاه‌ها دارد.

مطالعه آماری کمیت عمق نوری هواویزها (AOD) از سال ۲۰۰۱ تا ۲۰۱۶ برای سه ماه تابستان، کاهش معنی‌داری را در سه ایستگاه زابل، ایرانشهر و چابهار نشان داد. کاهش AOD ناشی از کاهش توده هواویزها در ستون جو در این ایستگاه‌ها است. در ایستگاه زابل طی ۱۶ سال اخیر بیشینه سرعت باد و کمیت AOD و رطوبت نسبی به‌طور معنی‌دار کاهش پیدا کرده و همان‌طور که انتظار می‌رود دید افقی با افزایش معنی‌دار روبه‌رو شده

باز تحلیل‌شده NCEP/NCAR باهدف مطالعه موسمی هند و اثرات احتمالی آن بر گسیل گردوخاک منطقه مورد استفاده قرار گرفتند.

در بررسی الگوهای همدیدی مشاهده شد که برای استان سیستان و بلوچستان در فصل تابستان، زبانه‌های کم‌ارتفاع مستقر در جنوب و غرب افغانستان به‌سمت جنوب شرقی ایران کشیده شده و این استان را تحت تأثیر قرار داده است که می‌تواند ناشی از افزایش شارهای گرمایی سطحی در این نواحی باشد. میانگین تابستانی دما با مقادیر بیش از  $31^{\circ}\text{C}$  در بخش‌های مرکزی استان و مقادیر بیش از  $29^{\circ}\text{C}$  در سایر مناطق دیده شد که هماهنگ با الگوی ارتفاع ژئوپتانسیلی است. رطوبت نسبی نیز همان‌طور که انتظار می‌رود، در این استان کم و در حدود ۲۰ درصد و در سواحل دریای عمان تا ۳۰ درصد می‌رسد. گرته‌های سرعت قائم معرف جریان‌های فروسو در بخش شمالی استان (زابل) با مقدار کمتر از ۰/۰۲- متر بر ثانیه است؛ درحالی‌که در سایر مناطق استان حرکت‌ها صعودی است و بزرگی آن تا حدود ۰/۰۲ متر بر ثانیه می‌رسد.

مؤلفه مداری و نصف‌النهاری باد افقی نشان می‌دهد که در بخش شمالی استان، جهت بادهای دارای مؤلفه شرقی (مقادیر منفی) و شمالی (مقادیر منفی) هستند و بنابراین الگوی جریان در این مناطق شمال شرقی است، ضمن اینکه با حرکت به‌سمت جنوب استان، مؤلفه مداری غربی شده (مقادیر مثبت) و مؤلفه نصف‌النهاری همچنان مثبت باقی می‌ماند. از این‌رو، در جنوب استان، جریان غالب شمال غربی می‌شود. بیشینه شدت باد افقی نیز در بخش‌های شمالی استان و مرزهای شرقی کشور مشاهده می‌شود که با افزایش تلاطم قائم سبب گسیل و انتقال گردوخاک از مناطق مستعد به‌سمت زابل می‌شود.

ارتفاع لایه‌مرزی به‌طور میانگین در فصل تابستان در استان سیستان و بلوچستان بین ۴۰۰ تا ۶۰۰ متر است و در نزدیکی سواحل به کمتر از ۴۰۰ متر می‌رسد. با توجه به الگوی دما به‌نظر می‌رسد با کاهش دما در ترازهای زیرین از شمال به جنوب، فعالیت‌های گرمایی نزدیک به سطح

است.

وردسپهر) در استان سیستان و بلوچستان ندارد.

نتایج نشان داد که بین شاخص دینامیکی موسمی هند و ارتفاع ژئوپتانسیلی در اکثر ایستگاه‌ها همبستگی معنی‌دار (حداکثر تا سطح اطمینان ۹۹ درصد) وجود دارد؛ اما همبستگی معنی‌داری با سایر کمیت‌ها دیده نمی‌شود. پس به نظر می‌رسد شدت جریان‌های موسمی می‌تواند بر فشار جو در ترازهای پایین جو در استان سیستان و بلوچستان اثرگذار باشد و می‌توان گفت این کمیت به مقدار کمتری نسبت به سایر کمیت‌ها تحت تأثیر عوامل سطحی و محلی قرار دارد و بیشتر از گردش‌های بزرگ مقیاس جوی متأثر می‌شود. همچنین، بین شاخص همرفتی موسمی هند با کمیت‌های هواشناسی در ایستگاه‌های استان سیستان و بلوچستان همبستگی معنی‌داری به دست نیامد؛ بنابراین می‌توان گفت شدت فعالیت‌های همرفتی در منطقه موسمی هند تأثیر قابل توجهی بر وضع هوا (ترازهای پایین

### مراجع

خدا، ن.، ایران‌نژاد، پ. و احمدی گیوی، ف.، ۱۳۹۴، بررسی اثر موسمی هند بر اقلیم تابستانی ایران، م. ژئوفیزیک، ۹(۲)، ۵۲-۶۶.

خدا، ن.، احمدی گیوی، ف. و ایران‌نژاد، پ.، ۱۳۹۱، اقلیم‌شناسی اثر موسمی هند در ایران. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران.

بیدختی، ع.، صحت کاشانی، س. و جعفری، س.، ۱۳۸۶، مطالعه عددی میدان باد در منطقه دره لوت با استفاده از شبیه‌سازی عددی در فصل سرد. هفتمین همایش پیش‌بینی عددی وضع هوا.

نوری، غ. و اربابی، ط.، ۱۳۸۶، تالاب هامون حیات سیستان. انتشارات سپهر.

- Alizadeh Choobari, O., Zawar-Reza, P. and Sturman, A., 2012, Feedback between windblown dust and planetary boundary layer characteristics, Sensitivity to boundary and surface layer parametrizations. *Atmospheric Environment*, 61, 294-304.
- Alizadeh-choobari, O., Zawar-Reza, P. and Sturman, A., 2014, The "wind of 120 days" and dust storm activity over the Sistan basin. *Atmos. Res.*, 143, 328-341.
- Dupont, E., Menut, L., Carissimo, B., Pelon, J. and Flamant, p., 1999, Comparison between the atmospheric boundary layer in Paris and its rural suburbs during the ECLAP experiment. *Atmospheric Environment*, 33, 979-994.
- Garrat, J. R., 1992, *The Atmospheric Boundary Layer*. CAMBRIDGE university press, pp 331.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K. C., Ropelewski, C., Wang, J., Leetmaa, A., Reynolds, R., Jenne, R. and Joseph, D., 1996, "The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project". *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437-471.
- Kaskaoutis, D. G., Houssos, E. E., Rashki, A., Francois, P., Legrand, M., Goto, D., Bartzokas, A., Kambezidis, H. D. and Takemura, T., 2016, The Caspian Sea-Hindu Kush index (CasHKI), A regularity factor for dust activity over southwest Asia. *Global and Planetary change*, 137, 10-23.
- Kharazmi, R., Tavili, A., Rahdari, M. R., Chaban, L., Panidi, E. and Rodrigo-Comino, J., 2018, Monitoring and assessment of seasonal land cover changes using remote sensing, A 30-year (1987-2016) case study of Hamoun Wetland, Iran. *Environ. Monit. Assess.*, 190, 356.
- McTainsh, G. and Tews K., 2007, Soil erosion by wind - Dust Storm Index (DSI), National Monitoring and Evaluation Framework, prepared for the National Land & Water Resources Audit, Canberra.
- Middelton, N., 2019, Variability and Trend in dust storm Frequency on Decadal Timescales, *Climate Drivers and Human Impacts. Geosciences*, 9, 261, doi: 10.3390/geosciences9060261.
- Patil, M. N., Patil, S. D., Waghmare, R. T. and Dharmaraj, T., 2013, Planetary boundary layer height over India subcontinent during extreme monsoon years. *J. of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 92, 94-99.
- Rashki, A., Arjmand, M. and Kaskaoutis, D. G., 2017, Assessment of dust activity and dust-plume pathways over Jazmurian Basin, southeast Iran. *Aeolian Research*, 24, 145-160.
- Rezazadeh, M., Irannejad, P. and Shao, Y., 2013, Climatology of the Middle East dust events. *Aeolian Research*, 10, 103-109.



- Sathyanadh, A., Prabha, T. V., Patil, C. and Karipot, A., 2017, Planetary boundary layer height over Indian subcontinent, variability and controls with respect to monsoon. *Atmospheric Research*, 195.
- Sehat Kashani, S., Kamali, G., Vazifedoust, M. and Bidokhti, A. A., 2014, Synoptic and spectral analysis of some dust events in western and southwestern Iran. *Advances in Environmental Biology*, 8, 13, 793-806.
- Seidel, D., Zhang, Y., Beljaars, A., Golaz, J. C., Jacobson A. R. and Medeiros, B., 2012, Climatology of the planetary boundary layer over the continental United States and Europe. *J. of Geophysical Research*, 117, D17106, doi:10.1029/2012JD018143.
- Stull, R. B., 1988, *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. KLUWER ACADEMIC PUBLISHERS, pp 680
- Takemi, T., Yasuni, M., Zhou, J. and Liu, L., 2006, Role of boundary layer and cumulus convection on dust emission and transport over a midlatitude desert area. *J. of Geophysical Research*, 111, D111203.
- Wang, B. and Fan, Z., 1999, Choice of South Asian summer monsoon indices. *Amer. Meteor. Soc.*, 80, 629-638
- Webster, P. J., 1987, *The Elementary Monsoon*. John Wiley, New York, 332 pp.
- WMO Airborne dust bulletin. No.1, 2017.
- Zhang, Y., 2016, The direct effect of aerosol on planetary boundary layer (PBL). *Eight Symposium on Aerosol, Cloud, Climate interaction*.

## پیوست

جدول ۱. کدهای همدیدی مرتبط با گردوخاک.

کد	توضیحات
۰۵	غبار (Haze): حالتی از تیرگی هوا است که در نتیجه وجود ذرات جامد و معلق در هوا ایجاد می‌شود. این ذرات ممکن است شامل دود، بخار آب، خاک و یا ذرات ماسه بسیار ریز باشند.
۰۶	گردوخاک (Dust Haze): گردوخاک معلق در هوا و گسترده که به وسیله باد در ایستگاه و یا نزدیکی ایستگاه بلند نشده است.
۰۷	گردوخاک برخاسته (Rising Dust): گردوخاک و یا ماسه‌ای که در ساعت دیدبانی در اثر وزش باد در ایستگاه و یا اطراف آن به هوا بلند شده باشد.
۰۸	گردبادهای تکامل یافته (Dust devil): که در زمان دیدبانی یا طی یک ساعت گذشته در ایستگاه و یا اطراف آن مشاهده شده است.
۰۹	طوفان خاک یا ماسه (Dust storm or Sand storm): که در ساعت دیدبانی در اطراف ایستگاه وجود داشته یا در ساعت گذشته در خود ایستگاه وجود داشته است
۳۰	طوفان ملایم یا متوسط خاک یا ماسه: طی ساعت گذشته از شدت طوفان کاسته شده است.
۳۱	طوفان ملایم یا متوسط خاک یا ماسه: طی ساعت گذشته شدت طوفان تغییری نکرده است.
۳۲	طوفان ملایم یا متوسط خاک یا ماسه: طی ساعت گذشته بر شدت طوفان افزوده شده است.
۳۳	طوفان شدید خاک یا ماسه: طی ساعت گذشته از شدت طوفان کاسته شده است.
۳۴	طوفان شدید خاک یا ماسه: طی ساعت گذشته شدت طوفان تغییری نکرده است.
۳۵	طوفان شدید خاک یا ماسه: طی ساعت گذشته بر شدت طوفان افزوده شده است.
۹۸	رعدوبرق توأم با طوفان خاک و یا طوفان ماسه

## A study of summer large-scale circulations and atmospheric boundary layer structure on days associated with dust in southeastern Iran (1987-2016)

Khoddam, N.<sup>1\*</sup>, Tajbakhsh, S.<sup>2</sup>, Aliakbari-Bidokhti, A. A.<sup>3</sup>, Sehat Kashani, S.<sup>2</sup> and Ranjbar Saadat Abadi, A.<sup>4</sup>

1. Ph.D. Student, Atmospheric Science and Meteorological Research Center (ASMERC), Tehran, Iran
2. Assistant Professor, Atmospheric Science and Meteorological Research Center (ASMERC), Tehran, Iran
3. Professor, Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran
4. Associate Professor, Atmospheric Science and Meteorological Research Center (ASMERC), Tehran, Iran

(Received: 15 May 2019, Accepted: 9 June 2020)

### Summary

This paper investigates the atmospheric condition of southeastern of Iran (Sistan-o-Balochistan) during the summer (June, July, and August) with emphasis on planetary boundary layer (PBL) characteristics and dust events. Studying the 30 years (1987-2016) averaged patterns by Era-Interim reanalyzed data from ECMWF showed that with a thermal low dominant in this region, in 850 hPa level, the mean temperature is over 33°C in the center parts of province and relative humidity is less than 20% of the most parts of the province. It appears that corresponding to the decrease of temperature from north to south of Sistan-o-Balochistan, planetary boundary layer height reduces from 800m in the north to about 200m in the south of province in the coast of Oman sea. The frictional velocity in northern parts of the province (within the borders of Afghanistan) is more than 0.14 m / s, which can provide good conditions for dust emission from the earth surface. Observed meteorological parameters from 5 selected synoptic stations of Sistan-o-Balochistan include Zabol, Zahedan, Khash, Iranshahr and Chabahaer are used to examine the summer trend in each station. In general, changes in time series at the selected stations do not follow the same procedure, and each station has special conditions. In Zabol synoptic station, the pressure decline corresponding to temperature enhancement was observed from 1978 to 2016. Moreover, maximum wind speed and relative humidity have decreased. Aerosol Optical Depth (AOD) at 550nm from MODIS-Terra has a downward trend from 2001 to 2016 at this station. The 30-year variation in dust storm index (DSI) for Zabol station is not statistically significant. But there is a significant downward trend from 2001 to 2016, corresponding to significant changes in other meteorological quantities, including significant downward trend in maximum wind speed and relative humidity with significant upward trend visibility at this station. Furthermore, calculating the correlation coefficients between maximum wind speed, visibility and DSI in the last 15-years, it shows that, as the wind speed increases, the DSI increases and, as expected, the horizontal visibility decreases. Using the reanalyzed data from NCEP/NCAR, we investigated the possible Indian summer monsoon effect as a large-scale phenomenon near this area on atmospheric conditions of southeast of Iran, especially dust events from 1987 to 2016. Calculating the correlation coefficients between dynamic Indian Monsoon Index (IMI) and meteorological parameters including temperature, geopotential height, horizontal and vertical components of wind, indicate that there is a significant decrease in geopotential height in northern and central parts of the province at lower levels of atmosphere, corresponding to increase in Indian monsoon intensity. There are no significant correlations between IMI and the other parameters in selected stations. Furthermore, there are no significant correlations between the convective index (CI) of the Indian monsoon and meteorological quantities in southeast of Iran during the summer. Therefore, it can be said that the intensity of convective activities in the Indian monsoon region does not have a significant effect on the air conditions (at low levels of atmosphere) in Sistan and Baluchestan province.

**Keywords:** Sistan-o-Balochestan, Planetary boundary layer, summer, Indian Monsoon, Dust.

\* Corresponding author:

noushin\_khoddam@ut.ac.ir