نشریه پژوهش‌های اقلیم شناسی
سال سیزدهم| شماره چهل و نهم| بهار ۱۴۰۱
وصول: ۱۳۹۹/۱۱/۰۳ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۷/۲۷
صص ۴۵-۶۱

شناسایی سازوکار باد گپ کویر لوت (کولوجا)

قاسم عزیزی*[۱]، سمانه نگاه[۲]، نیما فریدمجتهدی[۳]، حسین عابد[٤]
۱-استاد، دانشگاه تهران، تهران، ایران
۲-کارشناس پیش‌بینی سازمان هواشناسی، رشت، ایران
۳-کارشناس تحقیقات سازمان هواشناسی، رشت، ایران
٤-مدیرکل هواشناسی استان همدان، همدان، ایران

چکیده

در این پژوهش یکی از پدیده‌های مهم آب‌وهوایی در نیمه شرقی ایران و در پهنه بیابان‌های مرکزی و شرقی ایران، معرفی شده است. این پدیده باد کولوجا نام نهاده شده است. وزش این باد یکی از مهم‌ترین پدیده‌های میراث طبیعی جهانی یعنی کلوت‌های لوت را شکل داده و همچنین پدیده غالب و شاخص آب‌وهوایی پهنه‌های بیابانی منطقه است. در این مطالعه جهت شناسایی و معرفی، از داده‌های بازتحلیل‌شده اروپایی با دقت مکانی بالا (۰/۱۲۵) و ایستگاه‌های مشاهداتی به شکل ساعتی، ماهانه، فصلی مورد استفاده استفاده شده است. نتایج واکاوی الگوهای همدید وردسپهر زیرین نشان داد منشاء وزش این باد اختلاف فشار مابین دو سامانه پرفشار(پرفشارهای اروپایی و پرفشار شمال آسیا) با کم‌فشار دینامیکی دریای عمان-خلیج‌فارس و کم‌فشار حرارتی لوت است. وجود دشت‌های وسیع در راستای نصف‌النهاری، میان کوه‌های شمال خراسان تا سواحل دریای عمان، بستر جغرافیایی ارتباط میان این کانون‌های فشار را به وجود آورده است. الگوی همدید این باد مشابه با الگو و منشاء باد ۱۲۰روزه سیستان بوده و در کوه‌های شمال خراسان در اثر شرایط توپوگرافی شاخه‌ای غربی از این باد شمال‌سوی جداشده و به سمت جنوب می‌وزد. وجود پرفشار ثانویه شکل گرفته بر کوه‌های شمال خراسان، در تقویت دوباره این باد به عنوان واداشت ثانویه تاثیرگذار است. در ادامه مسیر، توپوگرافی یعنی وجود رشته‌کوه‌های موازی شمالی-جنوبی در دوسوی منطقه در همراهی با دشت‌های ساختمانی کم عارضه و کم‌ارتفاع مانند لوت شرایط مشابه دره‌ای سراسر و به نسبه کم‌عرض به وجود آورده است. وجود این تنگه شرایط عملِ اثر برنولی و همگرایی باد و افزایش تندی و ایجاد باد گپ را فراهم می‌کند. این باد در طی سال دارای جهت غالب شمال‌غربی، شمالی-جنوب‌شرقی و جهت وزش آن متاثر از آرایش ناهمواری‌های منطقه است که در لایه های زیرین وردسپهر به شکل جت سطوح زیرین بوقوع می پیوندد. رفتار روزانه این باد متاثر از شرایط تابشی خورشید و گرمایش سطحی، به ویژه تقویت روزانه کم‌فشارهای گرمایشی است به گونه‌ای که بیشینه تندی این باد در ساعت‌های ۱۲ و ۱۵ همدید است. با از بین رفتن اختلاف فشار روزانه، افزایش تابش شبانه زمینی، از تندی این باد کاسته شده و به‌دلیل شکل‌گیری پرفشارهای حرارتی کوهستانی، الگوی گلبادهای ایستگاه‌های مطالعاتی متاثر از همجواری با توده‌های کوهستانی می‌شود. در برخی از موارد این باد سبب ایجاد توفان گردوخاک می‌شود.

کلید واژه‌ها: باد گپ، اثر برنولی، کویر لوت، دشت کویر، باد کولوجا

*. نویسنده مسوول: ۰۹۱۲۳۸٤۱۱۹۲
Email: ghazizi@ut.ac.ir

مقدمه

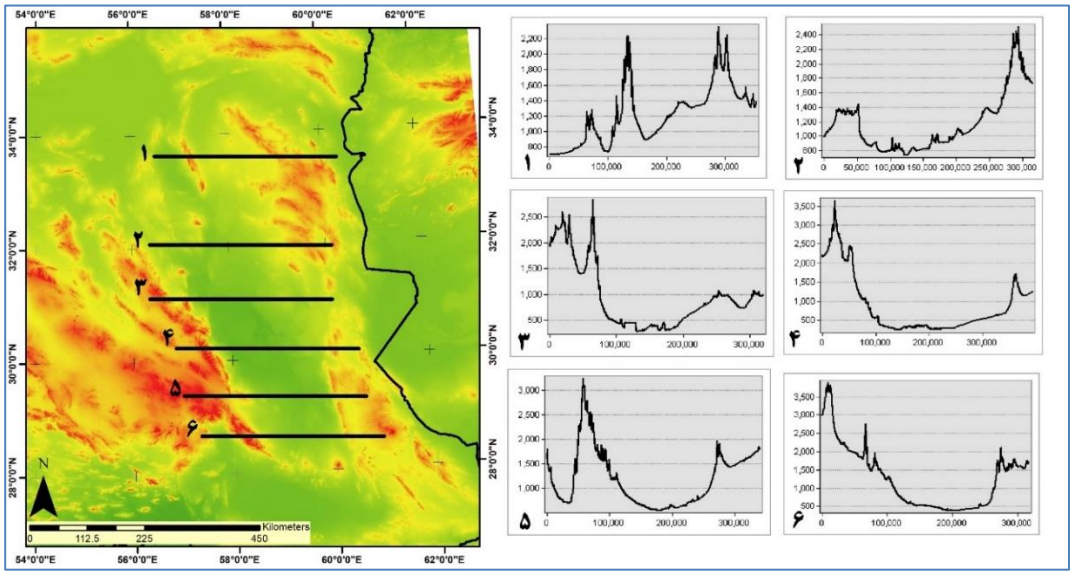
بادهای گپ، بادهای سطحی تراز پایین هستند که با عوارض ژئومورفولوژیکی مانند گذرگاه‌های کوهستانی، دره‌های کنیونی و تنگه‌ها ارتباط دارند. این بادها به‌طور معمول کم‌عمق هستند و تغییرات زیادی از باد (باد برشی) در مرزهای بالایی و جانبی (جانبی) خود دارند. بادهای گپ معمولاً وقتی که اختلاف زیاد فشار در دوسوی شکاف وجود داشته باشد، می‌توانند بادهای با سرعت قابل توجه‌ای باشند. هرچند وزش بادهای گپ الزاماً به گرادیان فشار در دوسوی شکاف بستگی ندارد. بادهای قوی معمولاً در تنگه‌ها و در راهه‌های بین رشته‌های فرعی و نیز در گذرگاه‌های کوهستانی دیده می‌شود. بادها معمولاً به دلیل فشار ناشی از یکسوسازی که به دلیل شیو شدید افقی فشار در عرض تنگه، راهه یا گذرگاه است، ایجاد می‌شوند. شیو فشاری ممکن است به وسیله سامانه‌های مهاجر همدیدمقیاس بر روی سرزمین یا بر اثر اختلاف‌های دما و چگالی توده هواها در دو طرف تنگه یا گذرگاه‌های کوهستانی ایجاد شود. این اختلاف‌ها معمولاً به دلیل فرایندهای مقیاس‌منطقه‌ای به‌وجود آمده، اما ممکن است از فرایندهای با مقیاس کوچک‌تر از قبیل برون‌شارش‌های سرد از توفان‌های تندری نیز ایجاد شوند. قوی‌ترین بادهای تنگه‌ها زمانی رخ می‌دهد که شیوهای فشاری همدیدمقیاس بر روی شیوهای فشار منطقه‌ای تحمیل شوند. هنگامی که یک دره یا گذرگاه، سبب ایجاد شیو فشاری قابل‌توجه‌ای در امتداد و تنگ‌شدگی بعضی نقاط، هوا به واسطه افت فشار در عرض این تنگ‌شدگی‌ها، شتاب می‌گیرد. شتاب ناشی از تنگ‌شدگی مقطع عرضی به اثر ونتوری یا برنولی موسوم است. سرعت جریان را می‌توان به شکل تقریبی از این فرض که جرم جریان در طول مسیر ثابت است، به دست آورد. بنابراین سرعت جریان هنگامی‌که سطح مقطع جریان باریک شود افزایش و با زیاد شدن عرض کاهش می‌یابد(WhitemanMan، 2000). شکاف‌های کوهستانی و تنگه‌های دریایی که در کنار کوه‌ها قرار دارند اغلب بادهای گپی را تجربه می‌کنند که توسط یک شیب فشار در طول شکاف تسریع می‌شوند (Overland and Walter, 1981) . بادهای گپ علاوه بر ارزش‌های ذاتی جهت مطالعه، دارای جنبه‌های کاربردی هم هستند، ازجمله در زمینه استفاده از انرژی بادی، مسئله معماری و طرح‌ها و برنامه‌ریزی‌های عمرانی، حمل و نقل دریایی (در صورت قرار گرفتن آن‌ها در حاشیه پهنه‌های آبی)، حمل‌ونقل هوایی، عملیات‌های نظامی. این بادها همچنین اثرهای مهمی در شرایط آب‌وهوای مناطق متاثر می‌گذارد به‌عنوان‌مثال بادهای گپ جورج کلمبیا، عامل اصلی حداقل ٥٦ درصد از برف سالانه، ۷۰ درصد روزهای برفی و ۹۰ درصد رزوهای یخبندان در ایستگاه فرودگاه بین‌المللی پورتلند است (sharp and et all، 2004)، یا بادهای گپ سه گانه آمریکای مرکزی، بر روی چرخندزایی رو در منطقه منطقه اقیانوس حاره‌ای شرقی اثر گذار است (۲۰۱٤)،

مطالعه بادهای گپ، از مجموعه پژوهش‌های مورد علاقه متخصصان هواشناسی کوهستان در منابع لاتین است. بادهای گپ زیادی در جهان مورد شناسایی و مطالعه قرار گرفتند. باد جوان د فوکا در غرب ایالت واشنگتن و بریتیش کلمبیا (۱۹۸۱)، باد هیجاکاوا–آراشی در ژاپن (۲۰۱۹)، هو ساند در ایالات بریتیش کلمبیای کانادا (۲۰۱۷)، توکر در دریای سرخ (Davis، 2015)، تنگه نارس در گرینلند (۲۰۱۸)، سواحل شمالی آدریاتیک (۲۰۱۳) و ... نمونه‌هایی از این بادها هستند. تضادهای دمای هوا و فشار در وردسپهر زیرین، در طول رشته‌کوه‌های کاسکد شیوهای فشاری شرق–غربی در سراسر این رشته‌کوه، به‌ویژه وقتی‌که با شرایط همدیدمطلوب همراه باشد را به وجود می آورد که مسبب وزش باد گپ جورج می‌شود (Sharp and et all، 2004). از مهم‌ترین بادهای گپ شناخته شده در جهان، جت بادهای تولید شده توسط سه شکاف کوهستانی آمریکای مرکزی است که تأثیر قابل توجه‌ای در میانگین وضعیت منطقه استوایی شمال‌شرقی در آمریکای مرکزی است (Jun-Hong، ۲۰۰۹). تنگه‌ها در رشته‌کوه‌های آمریکای مرکزی منجر به ایجاد ۳ باد سطحی به سمت خلیج‌های ته‌هانیت‌پک، پاپاگیو و پاناما می‌شود. شمالی‌ترین جت باد، ته‌هانیت‌پک عمدتاً توسط هوای سردی که از عرض‌های جغرافیایی معتدله می‌وزد به وجود می‌آید. بادهای تجارتی شمال‌شرقی غالب که از دریای کارائیب می‌وزد و در پاپاگایو و پاناما، کانالیزه می‌شود و۲ باد جتی دیگر را شکل می‌دهند. اگرچه گسترش غرب‌سوی و شدید پرفشار آزورز–برمودا جت‌های پاپاگایو و ته‌هانیت‌پک را در نیمه تابستان تسریع می‌کند. بادهای گپ در طی زمستان

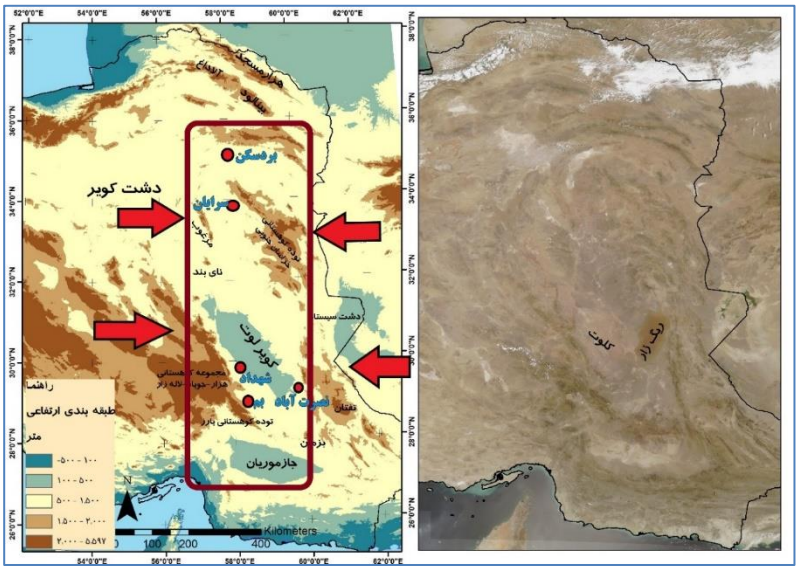
شمالی شدیدترین حالت را دارند. این جت‌ها، اقیانوس آرام حاره‌ای شمال‌شرقی را از طریق تاثیری که بر اعتدال چرخه سالانه دمای سطحی آب، تقویت اختلاط تلاطمی، گردش چرخه‌های اقیانوسی و چرخه‌ها متاثر میکند. این بادها همچنین روی موقعیت ناحیه همگرایی بین حاره‌ای و ایجاد ناهنجاری جوی تاثیر می‌گذارد (یانگ و همکاران: ۲۱۰۷). نمونه‌های از بادهای گپ در ایران که در زمینه آن‌ها مطالعه‌های انجام شده باد گپ منجیل (Sedaghatkerdar and et all, 2007 و Farid mojtahedi and et all، 2017) و باد گپ لوت نام برد. بیدختی و همکاران (۱۳۸۵) برای اولین‌بار هم به باد لوت اشاره کردند و هم از آن به عنوان باد گپ یاد کردند. نتایج حاصل از این مطالعه نشان می‌دهد که با توجه به توپوگرافی محل و قرار گرفتن دره لوت در بین رشته‌کوه‌های موازی و مرتفع پیدایش بادهای شمالی در منطقه از الگوی بادهای گپ تبعیت می‌کند. از نظر آماری نیز همبستگی خوبی بین وقوع بادهای قوی شمالی و گرادیان فشار نصف‌النهاری دیده می‌شود. فرارفت هوای سرد از عرض‌های شمالی و گرادیان فشار نصف‌النهاری عواملی هستند که در پیدایش این جریان‌ها نقش شایان توجه‌ای دارند. همچنین نتایج حاصل از اجرای مدل MM5 برای یک مورد خاص در فوریه سال ۲۰۰۴ که از نظر همدید موافق با شرایط ذکر شده است نیز شکل‌گیری این جریان‌ها را تایید می‌کند. در پژوهش فعلی سعی شده برای اولین بار در ایران، سازکار شکل‌گیری باد گپ لوت به شکل آب‌وهوایی مورد مطالعه قرار گرفته و ویژگی‌های این باد شامل رفتار ساعتی، روزانه، ماهانه، فصلی معرفی شود. با توجه به وزش این باد در پهنه شرقی دشت کویر، بیابان لوت و دشت جازموریان، اسم این باد که در منطقه شهداد به باد کوه مشهور است، به باد کولوجا نام گذاری شد. کو، از ابتدای نام‌واژهٔ کویر، لو، از لوت و جا، از جازموریان.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه شامل دو واحد توپوگرافیک مجزا است. مناطق مرتفع و دشت‌های ساختمانی کم ارتفاع میان آن. کوه‌های مرتفع شمال خراسان شمالی و رضوی (شامل کوه‌های هزارمسجد-بینالود) و جنوبی (کوه‌های آهنگران) و همچنین رشته‌کوه‌ها و توده‌های کوهستانی است که در مناطق جنوبی‌تر دشت ساختمانی لوت را از شرق و غرب دربرگرفته‌اند ادامه این رشته کوه‌ها در مناطق جنوبی‌تر شامل مناطق کوهستانی سیستان شامل رشته خاش-تفتان در شرق و توده کوهستانی هزار-جوپار-لاله زار-بارز است (شکل ۱ و ۲). بخش بزرگی از منطقه مورد مطالعه منطبق بر بیابان لوت است که در مجموع از دیدگاه ناهمواری به‌دلیل ارتفاع کم و شرایط بیابانی منطقه هموار محسوب می‌شود. منطقه پژوهش، دارای ویژگی‌های آب‌وهوای به نسبه مشابه است. بزرگ‌ترین وجه مشترک این منطقه، خشکی (کم‌بارشی) و شرایط بوم‌شناسیِ بیابانی است. واحدهای جغرافیایی مشخصی ازجمله دشت کویر، کویر لوت، جازموریان.



شکل۱-نیمرخ لوت در راستای خطوط ۱ الی ٦ نشان‌دهنده حالت دره گونه دشت لوت را نشان می‌دهد(تهیه: نگارندگان)



شکل۲- موقعیت منطقه مورد مطالعه (تهیه: نگارندگان).

الف: داده‌های ایستگاه‌های همدید منطقه مورد مطالعه

ابتدا جهت شناسایی اولیه ویژگی کمیت های هواشناختی و تحلیل آماری آماری آنها از داده‌های تعداد ۱۵۷ ایستگاه هواشناسی کشور در فواصل ۳ ساعته و در بازه زمانی ابتدای تاسیس تا ۲۰۱۸ استفاده شده است.

ب: داده‌های بازسازی شده مراکز بین‌المللی همچون داده‌های بازتحلیل مرکز اروپایی پیش‌بینی جوی مقیاس متوسط (ECMWF)با تفکیک زمانی سه ساعته و تفکیک مکانی ۰/۱۲۵درجه (در راستای طول و عرض جغرافیایی)

داده‌های کمیت‌های هواشناسی میدان فشار تراز دریا، میدان ارتفاع در ترازهای فشاری استاندارد، میدان دما در ترازهای فشاری استاندارد، نم نسبی و نم ویژه در ترازهای زیرین جو، میدان باد، میدان تاوائی نسبی، میدان سرعت قائم، میدان همگرایی در ترازهای زیرین، میانی و زبرین با فرمت NetCDFبا فواصل سه ساعته دریافت شد و با استفاده از اسکریپت‌نویسی در محیط نرم‌افزار گرادس (Grads)، الگوی میانگین درازمدت گردش میان‌مقیاس کمیت‌های فشار، دما، ارتفاع ژئوپتانسیلی، تاوایی نسبی، واگرایی و سرعت قائم در طی دورهٔ آماری۲۰۱۹-۱۹۸۷، و همچنین برش قائم کمیت‌های مربوطه تهیه شد.

ج: داده‌های رقومی ارتفاع 90 (DEM)متری مدل‌های رقومی ارتفاعی SRTMدر محیط نرم‌افزار Arc GIS 10.5تحلیل‌های هندسی بر روی آن انجام گرفت.

در این پژوهش داده‌های استخراج شده از سه جنبه مورد تحلیل و بررسی قرار گرفت:

الف: مطالعه آماری

در بخش آماری با استفاده از نرم افزار اکسل، داده های دیدبانی شده در ایستگاه‌های هواشناسی کشور در منطقه مورد مطالعه شامل کمیت‌های جوی مانند فشارجوی، دمای ۲ متری و باد ۱۰ متری بصورت روزانه، ماهانه و سالانه، طی بازه زمانی مورد نظر میانگین‌گیری و بررسی شد.

ب: مطالعه همدید

در بخش بررسی همدید، با استفاده از روش گردش به محیط، الگوی میدان های هواشناسی مانند فشار، دما، باد، ارتفاع ژئوپتانسیلی و .. که توسط نرم افزار GRADS و با داده‌های ECMWF در فواصل ساعات همدیدی، روزانه، ماهانه و سالانه تولید شد مورد مطالعه و تحلیل قرار گرفت.

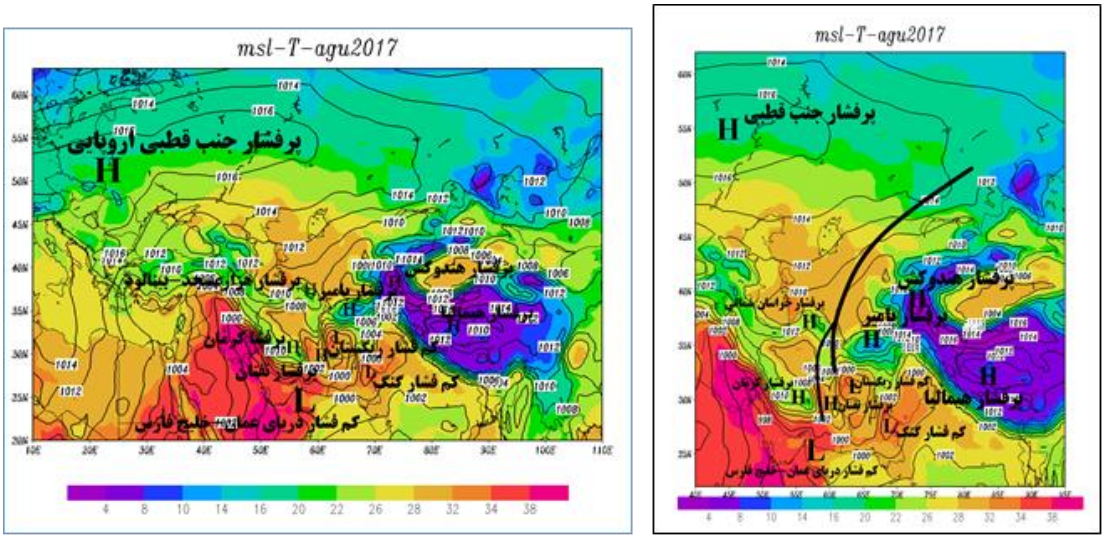
ج: بررسی زمین آماری

جهت تحلیل توپوگرافی و هچنین تلفیق داده‌های استخراج شده بازتحلیل شده با واقعیت‌های جغرافیایی، داده‌های ذکر شده در بخش تحلیل زمین آمار (Geostatistical Analyst) نرم افزار Arc GIS مورد تحلیل قرار گرفت.

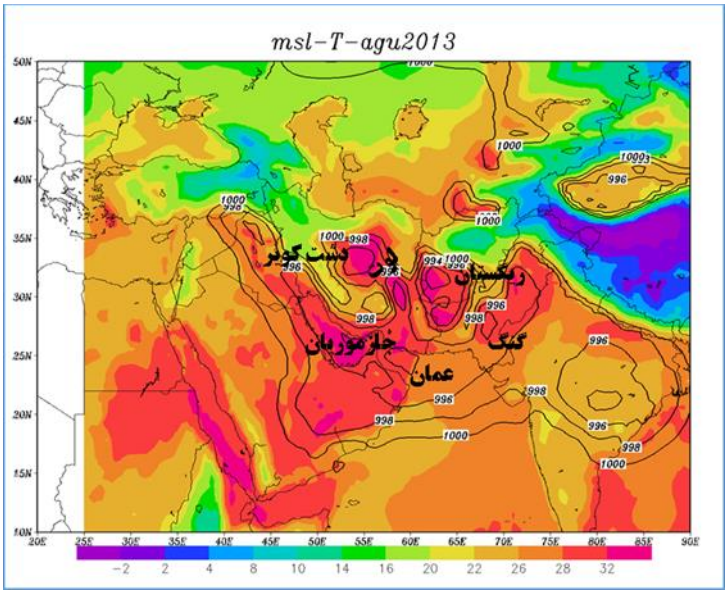
نتایج و بحث

الف -الگوی همدید باد گپ لوت (کولوجا))

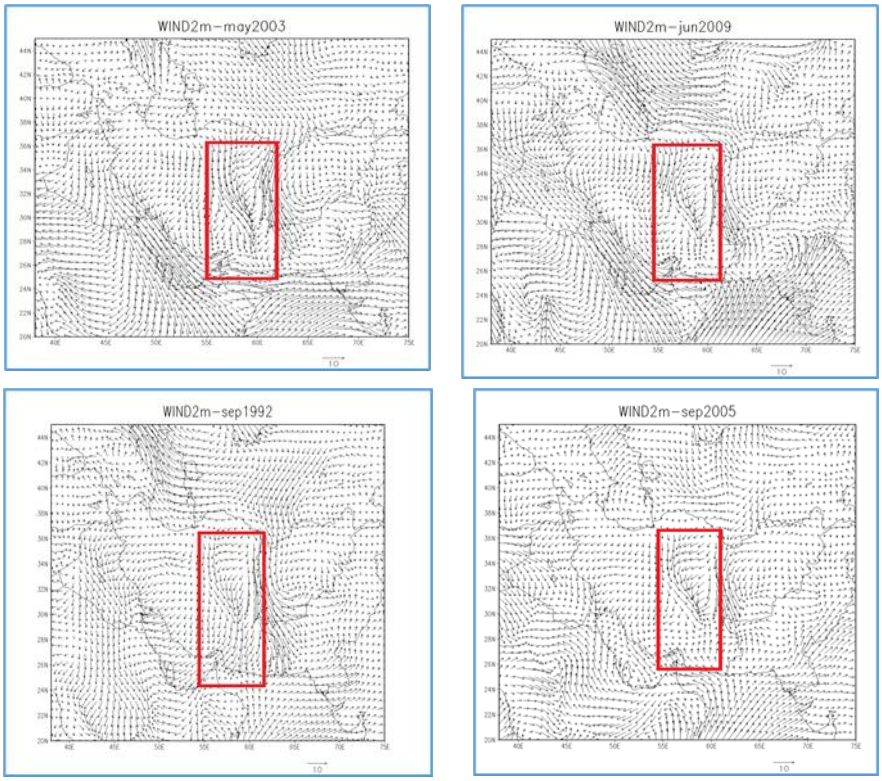
الگوهای بلندمدت فشار سطح دریا طی دورهٔ ۳۰ ساله نمایانگر نقش اختلاف فشار میان کمربند پرفشاری عرض‌های بالاتر و کمربند کم‌فشاری جنب‌حاره در ایجاد جریان‌های شمالی منطقه‌ای است. در نیمه شرقی ایران، جریان شمالی که به‌دلیل اختلاف فشار میان پرفشار اروپایی و کم‌فشار لوت و دریای عمان –خلیج فارس می‌وزد (شکل.۳). الگوی همدید و سازوکار شکل‌گیری باد کولوجا، مشابه با باد ۱۲۰روزه سیستان است. به‌عبارت‌دیگر دارای منشأ یکسان هستند ولی گستره شارش و گسیل‌شان باتوجه‌به شرایط توپوگرافی شرق ایران به دو بخش مجزا افتراق می‌یابد. منشاء جغرافیاییِ تندیِ هر دو باد در الگوی بلندمدت، مناطق جنوبی خراسان شمالی در حدود عرض جغرافیایی ۴۰ درجه است. مطابق الگوهای فشار، جریان و باد سطحی شاخه غربیِ این جریان تندوزنده فصلی، بادی است که در پهنه شرقی دشت کویر و گستره بیابان لوت می‌وزد. به‌دلیل وزش آن در میان پهنه بیابانی دشت کویر –لوت و جازموریان، این باد را کولوجا نامیدیم. جهت وزش بلندمدت این باد، شمالی‌غربی، شمالی –جنوب‌شرقی است و با همین جهت به‌سمت مناطق جنوب‌شرقی ایران می‌وزد. باد مورد اشاره به‌صورت همگرا با جهتی شمالی و با تندی قابل ملاحظه به‌سمتِ جنوب می‌وزد. بااین‌حال، اوج و کانون این همگرایی در منطقه ورودی به دشت لوت است که شاهد همگرایی و کانالیزه شدن کامل این باد می‌باشیم. مطالعه الگوهای فشار سطحی بلندمدت نشان از منشاء یکسان این دو باد است. این باد، هم از لحاظ منشاء، جهت وزش، دوام و زمان وزش رفتاری مشابه با باد ۱۲۰روزه دارد. الگوی مکانی آن نشان از همگرایی در خراسان شمالی دارد، این باد با حرکت جنوب‌سو و قرارگیری در منطقه دشت لوت، به‌دلیلِ شرایط توپوگرافی منطقه لوت، که مکانی پست –هموار و تنگ شده است، کانالیزه شده و همگرا می‌شود. علت همگرایی بادهای وزیده این منطقه وجود دشت مسطح و هموار لوت در همراهی با وجود ارتفاعات شرقی –غربی موجود در منطقه است. علت اصلی شدت بیشتر شاخه شرقی (تندی باد ۱۲۰روزه سیستان)، وجود سامانه کم‌فشار قوی ریگستان در جنوب افغانستان و همچنین سلول کم‌فشار نیمه‌دائمی بلوچستان در جنوب‌شرقی پاکستان است. فاصله کمتر کانون‌های اختلاف فشار در شاخه شرقی (۱۲۰روزه سیستان) نسبت به شاخه غربی (کولوجا) سبب شیو شدیدتر اختلاف فشار شده است. سلول کم‌فشار ریگستان در همراهی با شرایط توپوگرافی مسبب تقویت باد ۱۲۰روزه سیستان است. نکته‌ای دیگری که در تقویت تندی باد ۱۲۰روزه سیستان نباید از نظر دور داشت، نقش پرفشار حرارتی مهم پامیر در منطقه است که به ویژه در چیدمان جهت این باد تاثیر عمده‌ای دارد. الگوی ماهانه هر دو شاخه این شمالی، به نسبه یکسان بوده و اوج فعالیت‌شان در ماه اگوست است. تقویت شرایط گرمایش سطحی چه در حوزه دریایی و خشکی، سبب شده که در ماه اگوست، شاهد گسترش مکانی؛ افزایش ارتفاع و یکپارچگی نسبی این دو باد است. این باد دارای یک الگوی مشخص روزانه نیز است. اوج تقویت باد شمالی در هر دو شاخه، ساعت‌های ۱۲ و ۱۸ UTC است. علی‌رغم منشاء مشترک، این دو باد، نحوه وزش آن یکی از کانون‌های تفاوت آن‌ها است. باد ۱۲۰روزه سیستان در تمامی الگوهای بلندمدت در ابتدا دارای جهتی شمال‌شرقی است، بااین‌حال در منطقه شمال خراسان هم‌زمان با کانالیزه شدن، دارای یک خمش مشخص در وزش به سوی جنوب‌شرقی شده است. به گونه‌ای که منطقه شمال سیستان که یکی از مناطق مهم متاثر از این باد است و باد به شکل شمال‌غربی –جنوب‌شرقی می‌وزد. باد کولوجا، با جهتی شمال‌شرقی با تقویت در شمال خراسان به سمت جنوب وزیده و باتوجه‌به محل قرارگیری مرکز کم فشار (کم‌فشار عمان –خلیج‌فارس) در بیشینه موارد به سمتِ جنوب‌غربی (S شکلی)، جنوب و در مواردی جنوب‌شرقی می‌وزد. دیگر جنبه تفاوت این دو باد، واگرا شدن باد ۱۲۰روزه سیستان در منطقه شمال سیستان است. این باد در این منطقه واگرا شده با اینکه باد کولوجا همچنان به وزش خود به عرض‌های پایین‌تر ادامه می‌دهد. بنابراین این باد دارای، عمق نفوذِ بیشتری به عرض‌های جغرافیایی پایین‌تر است. در موارد زیادی، باد ۱۲۰روزه سیستان با وزش تا منطقه دشت سیستان به شکل قابل توجه‌ای کند و مضمحل می‌شود. کشیدگی بیشتر باد کولوجا دامنه کشیدگی نصف‌النهاری بیشتری نسبت به باد سیستان دارد.



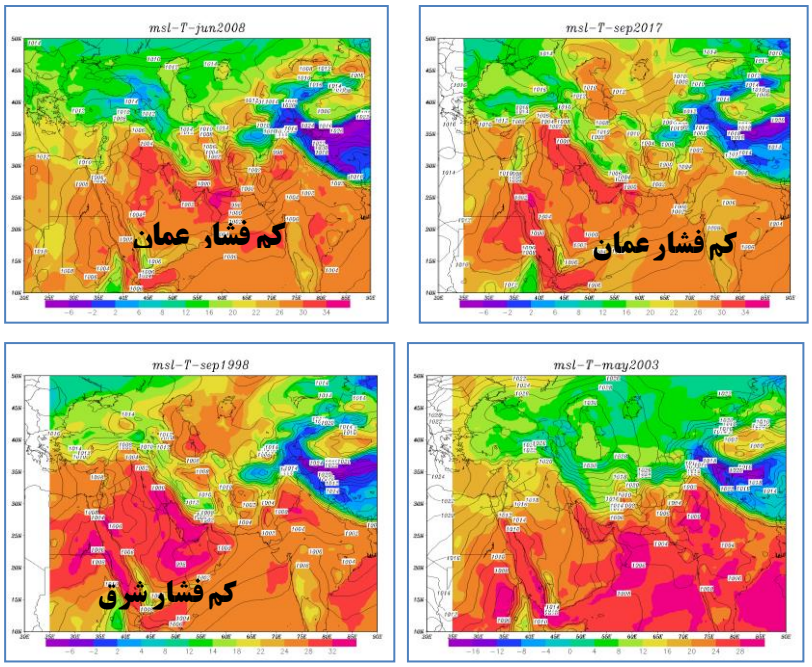
شکل۳-نقشه همدید تراز دریا در ماه اگوست ۲۰۱۷. عوامل همدید موثر بر روزش باد۱۲۰ روزه سیستان و کولوجا. تفاوت نقشهها در محدوده نصف النهاری است(تهیه: نگارندگان).



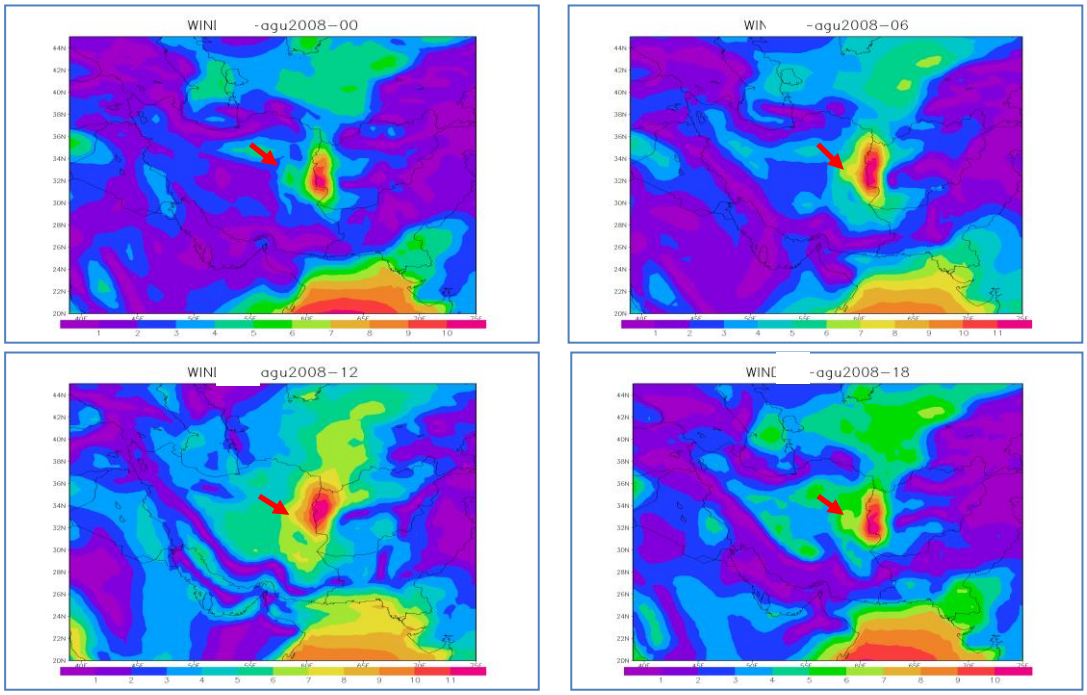
شکل٤- الگوی فشار تراز دریا (خطوط هم مقدار،برحسب هکتوپاسکال) و دمای دو متری (پهنه رنگی شده برحسب درجه سلسیوس)، حضور توامان ۵ سامانه محلی کمفشار بر روی گنگ، ریگستان، دشت کویر، کویر لوت، جازموریان در ماه آگوست ۲۰۱۳ (تهیه: نگارندگان)



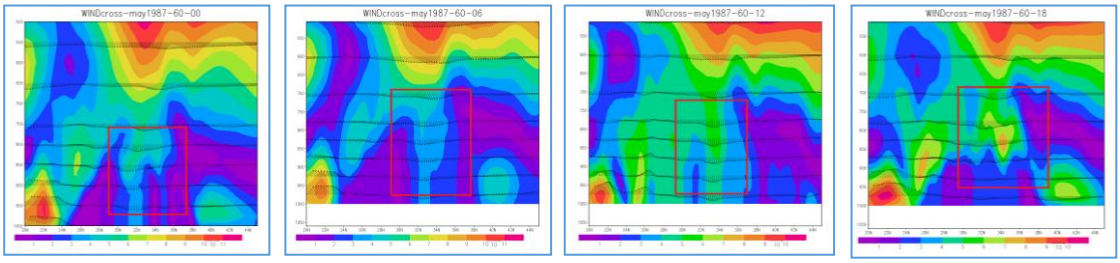
شکل۵- الگوی باد ۱۲۰روزه باد دشت کویر-لوت-جازموریان (کولوجا) (کادر قرمز) براساس داده‌های باد ۱۰ متری (منبع ECMWF)



شکل٦-نقش سلول کم‌فشار دریای عمان -زبانه گنگ و همچنین کم‌فشار شرق عربستان در شکل‌گیری باد کولوجا. نقشه تراز دریا با دقت ۰/۱۲۵ درجه (تهیه: نگارندگان).

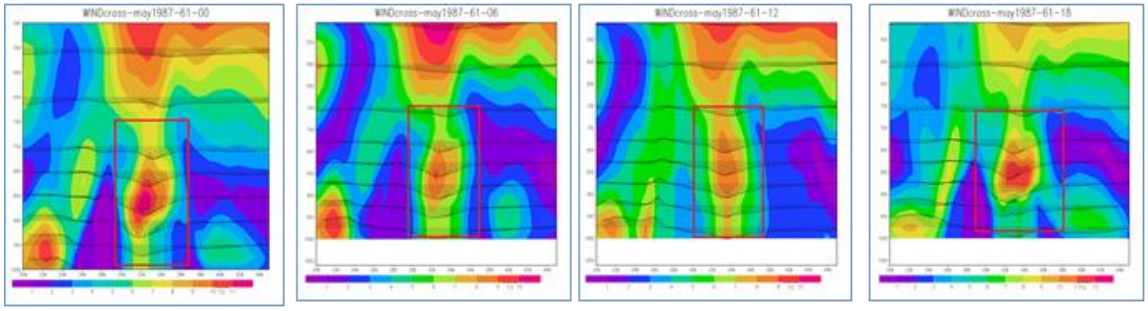


شکل۷- هسته‌های سرعت باد ۱۰ متری در پهنه فلات ایران در ساعت‌های اصلی همدید(تهیه: نگارندگان).

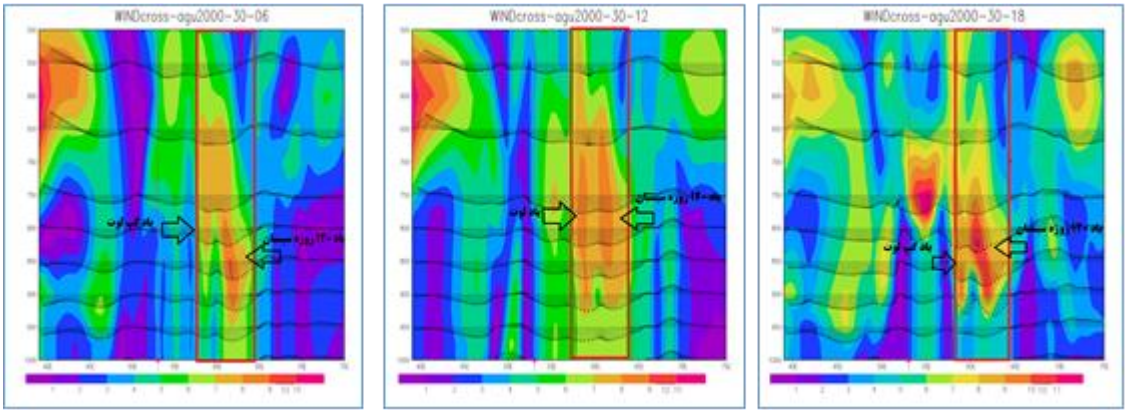


شکل۸- نیمرخ قائم در راستای طول ۶۰ درجه شرقی (لوت).

نیمرخ قائم سمت و سرعت باد برای ماه مه ۱۹۸۷ طی ساعات همدیدی، در راستای طول جغرافیایی ۶۰ درجه شرقی (منطبق بر لوت) مبین افزایش سرعت باد با سوی غالب شمالی روی محدوده عرض جغرافیایی ۳۳ و۳۴ درجه شمالی در وردسپهر زیرین است است. که بیشینه آن برای ساعات ۱۲ و ۱۸ گرینویچ اتفاق می‌افتد. به‌طور مشابه نیمرخ قائم سمت و سرعت باد برای ماه مه ۱۹۸۷ طی ساعات همدید، در راستای طول ۶۱ شرقی (منطبق بر دشت سیستان) مبین تشدید سرعت باد با سوی غالب شمالی روی محدوده عرض جغرافیایی ۳۴ تا ۳۶ درجه شمالی در وردسپهر زیرین است است. که بیشینه آن برای ساعات ۱۲ و ۱۸ گرینویچ اتفاق می‌افتد.



شکل۹-نیمرخ قائم در راستای طول ٦١ شرقی(دشت سیستان).

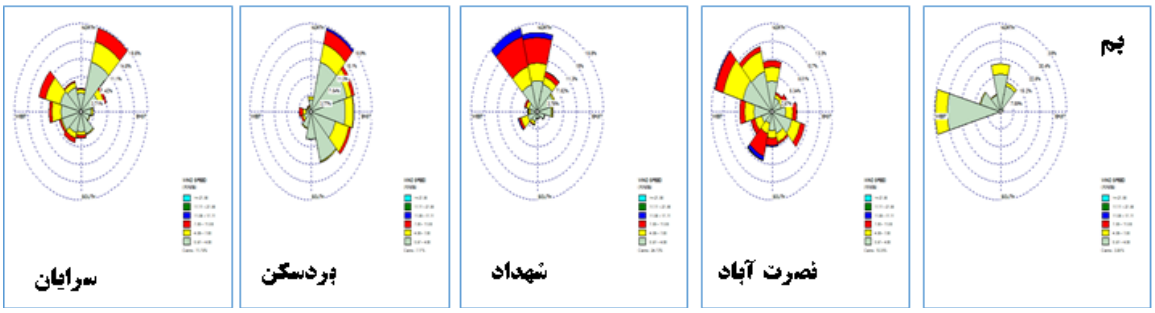


شکل۱۰-نیمرخ قائم سمت و سرعت باد برای ماه آگوست ۲۰۰۰ طی ساعات همدیدی، در راستای عرض جغرافیایی ۳۰ درجه نشان می دهد در این الگو به وضوح دو هسته تندوزنده در وردسپهر زیرین در محدوده طول جغرافیایی ۵۹ تا ٦٤ درجه شرقی بطور مشخصی الگوی دو جریان تندوزنده سیستان و کولوجا بطور مجزا و در مجاورت هم مشاهده می‌شود. که تاییدی بر نتیج الگوهای همدید است.

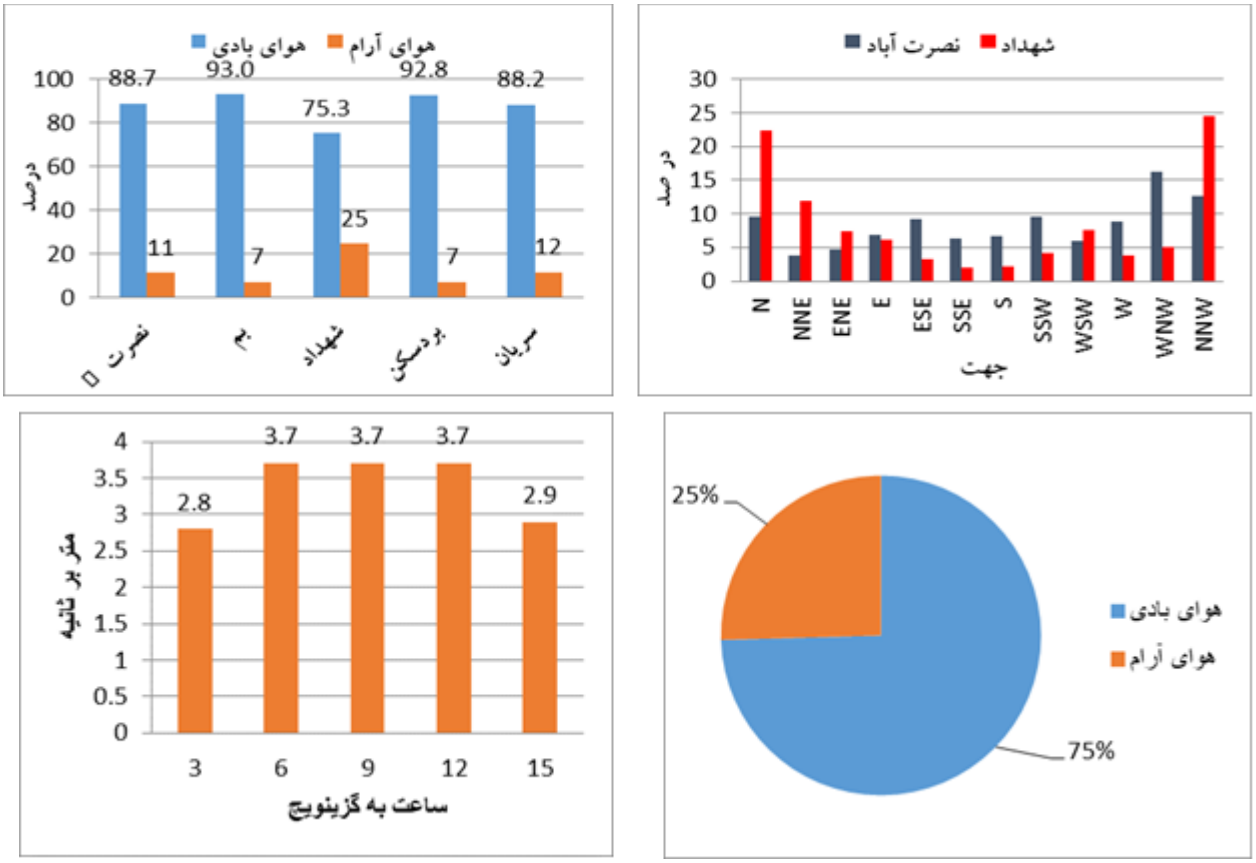
ب-باد گپ لوت (کولوجا)

بررسی نقشه‌های باد ۱۰ متری سطحی با دقت مکانی بالا (۱۰ کیلومتر) در منطقه شرق کشور بیانگر وجود بادی همگراشده و تند با جهت شمالی در منطقه شرق ایران است. باد شمالی سوی مورد اشاره، در منطقه شمال خراسان و افغانستان، به دو شاخه مجزا شرقی و غربی تقسیم میشود. شاخه شرقی آن، باد ۱۲۰روزه سیستان و باد غربی آن بادی به نسبه ناشناخته است. برای شناسایی بهتر این باد، از دو گونه داده‌های موجود استفاده شد. داده‌های بازتحلیل‌شده با دقت مکانی بالای مرکز اروپایی (حدود ۱۰ کیلومتر مکانی و فواصل سه ساعته زمانی) و همچنین داده‌های مشاهداتی ایستگاهای همدیدی سازمان هواشناسی ایران. در این بخش به دلیل مخترسازی مقاله، جهت واکاوی میدانی و مشاهداتی داده‌های پنج ایستگاه که در گسترهٔ شمالی و جنوبی این منطقه استقرار دارند، ارائه شد. بدین منظور، داده‌های ساعتی جهت و سرعت باد مورد بررسی قرار گرفت. ایستگاه‌های بردسکن در شمالی‌ترین نقطه در جوار کوهستان‌های شمالی، سرایان در میانه مسیر، شهداد به عنوان ایستگاه اصلی و شاهد در پهنه بیابان لوت، و بم و نصرت‌آباد در دو گوشه جنوبی لوت برای این منظور در نظر گرفته شده است. مطالعه ویژگی‌های باد در ایستگاه‌های موجود در منطقه حکایت از حضور بادی مستمر در سراسر سال در منطقه مورد مطالعه به ویژه در عرصه بیابان لوت دارد. جهت غالب این باد در پهنه دشت هموار لوت شمالی -شمال‌غربی است. در دیگر ایستگاه‌های موجود در منطقه جهت باد غالب بنا بر موقعیت آن‌ها با دشت وسیع لوت و شرایط جغرافیای ناهمواریهای مجاور نسبت به این باد، شمال‌وز، است (شکل.۱۱). گلبادها، وزش باد غالب شمال سو را در تمام منطقه شرق دشت کویر، بیابان لوت و دشت جازموریان اثبات می‌کند. مقایسه شرایط هوای آرام با هوای بادی در ایستگاه‌های مورد اشاره، نشان از تاثیرپذیری عمده این ایستگاه‌ها از شرایط باد در منطقه دارد. به طوریکه در ایستگاه شهداد در ۷۵ درصد از

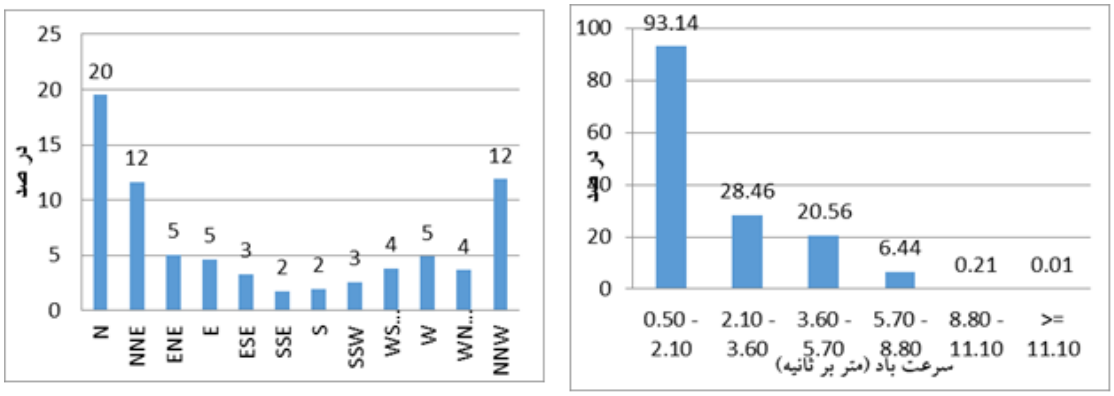
زمان پایش، منطقه دارای شرایط بادی است. این آمار نشان از غلبه شرایط بادی در منطقه مورد مطالعه است.



شکل ۱۱-گلبادهای سالانه ایستگاه‌های شاهد مورد مطالعه (تهیه: نگارندگان).

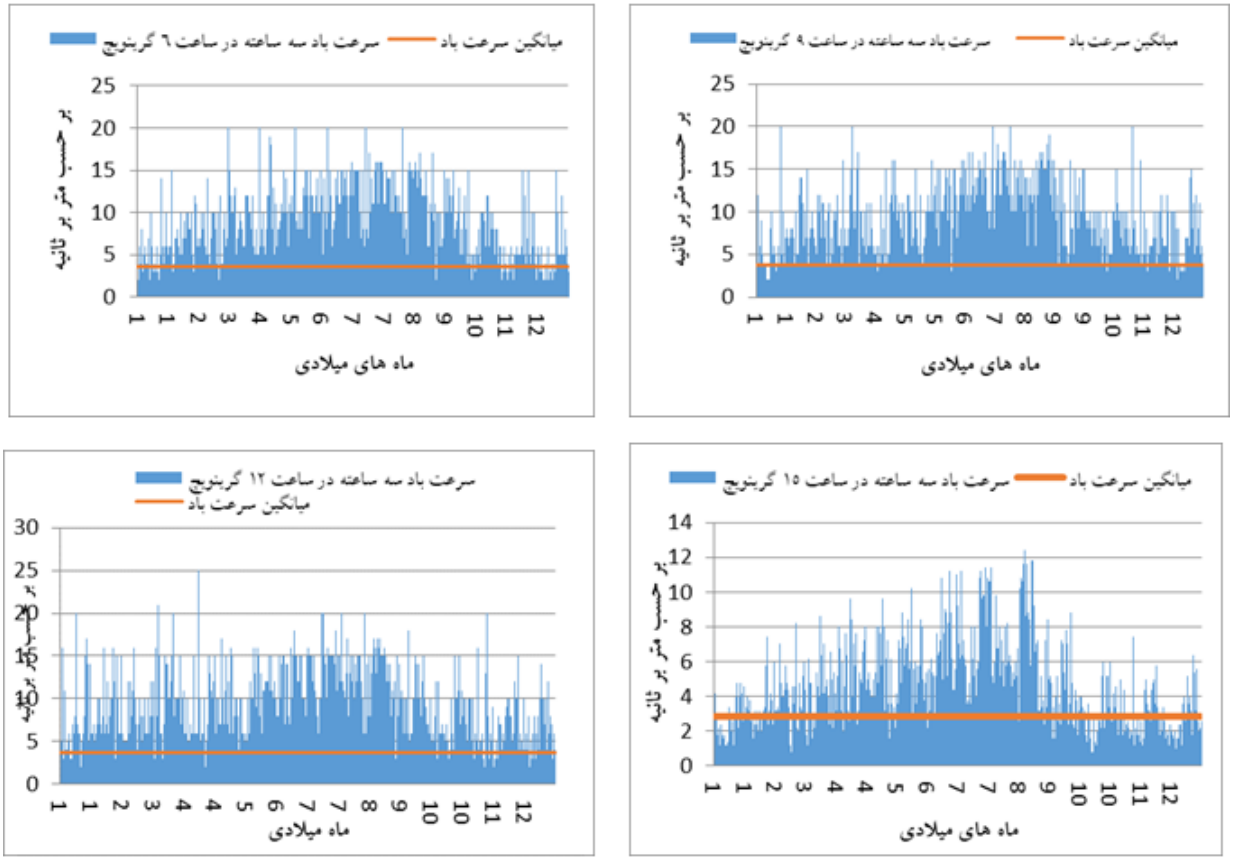


شکل ۱۲-بالا-مقایسه جهت باد در ایستگاه‌های اصلی متاثر از باد گپ کولوجا (کوه باد). درصد هوای بادی و هوای آرام در ایستگاه‌های مورد مطالعه باد گپ لوت. پایین- درصد هوای بادی و آرام و همچنین میانگین سرعت باد در ایستگاه شهداد. (تهیه: نگارندگان).

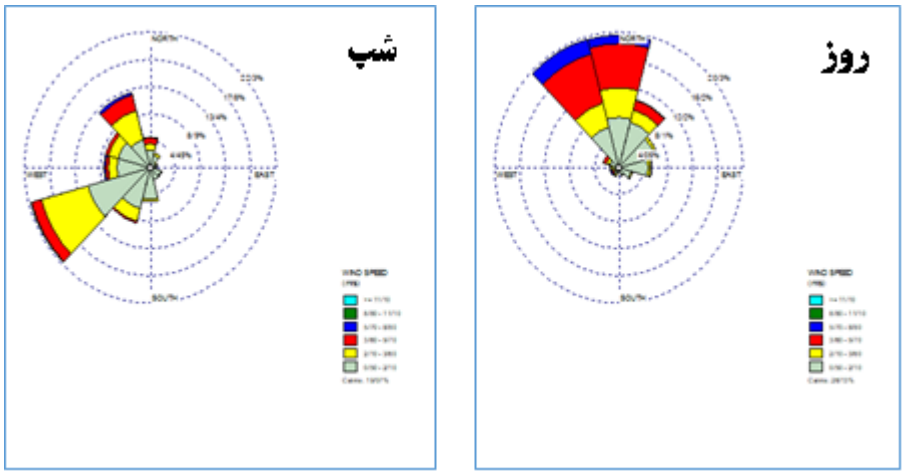


شکل۱۳-درصد فراوانی سرعت و سمت باد و هوای آرام و هوی بادی در ایستگاه شهداد (تهیه: نگارندگان).

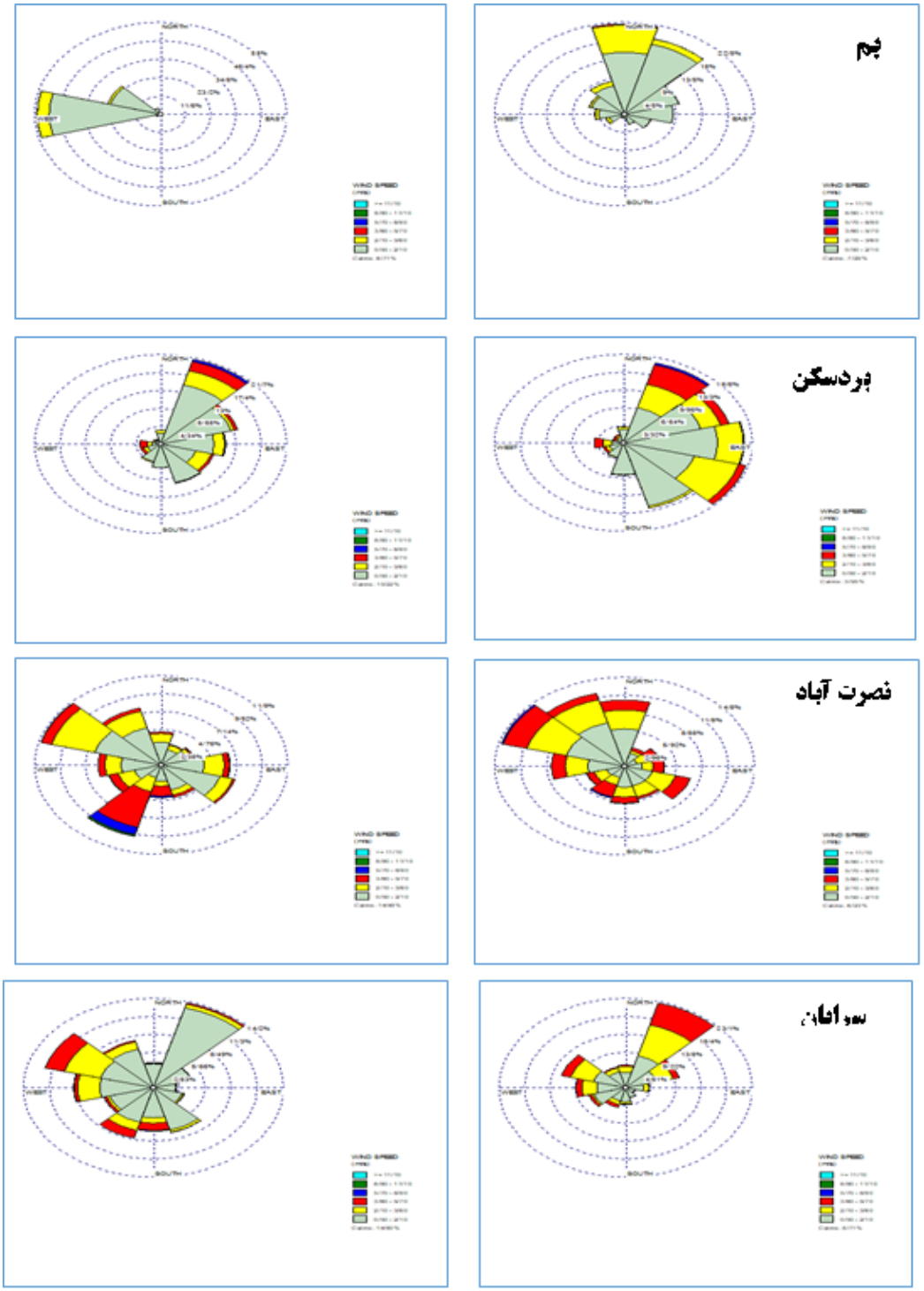
برای تحلیل بهتر و آشنایی با شرایط وزش و رفتار این باد، گلبادهای فصلی این ایستگاه‌ها مورد سنجش قرار گرفت. گلبادهای فصل گرم در تمامی ایستگاه‌ها نشان از نقش قوی‌تر این باد در فصل گرم نسبت به فصل سرد دارد. این مسئله نقش و تاثیر شرایط الگوهای متفاوت مکانی تابش و همچنین نقش ناهمورای در توزیع فشار نسبت به الگوهای همدید فصل سرد دارد. در فصل سرد سال، با تضعیف تابش خورشید و سردتر شدن فلات ایران، بارش برف در مناطق کوهستانی، تاثیر مناطق کوهستانی عمده در گلبادهای منطقه معین و معلوم می‌شود. به‌طوری‌که در این ایستگاه‌ها، باد غالب یا تبدیل به باد همسو با موقعیت کوهستان در جوار ایستگاه می‌شود، یا اینکه باد نائب غالب کوهستانی، نقش پررنگی در رژیم باد فصلی منطقه می‌یابد (شکل.۱٤). این مسئله به شکل رفتار و رژیم باد روزانه و شبانه نیز خود را به نمایش می‌گذارد. گلباد روزانه در ایستگاه شهداد به عنوان نمونه، شرایط تقویت روزانه باد کولوجا را در مقایسه با نبود آن در شب هنگام به نمایش می‌گذارد(شکل.۱٤). رفتار ساعتی باد یکی از معیارهایی است که در شناخت بهتر از سازکار باد کولوجا کمک می‌کند. رفتار گلبادهای ساعتی در طی ساعت‌های همدید ۰۰، ۰٦، ۱۲ و ۱۵ در شکل(۱۵) نمایش داده شده است. تفاوت رفتار ساعتی بادهای ایستگاه‌های شاهد باد کولوجا، نتایج جالبی را به نمایش گذاشت. گلبادهای ساعتی نشان از رفتار شبانه‌روزی باد کولوجا دارد. رفتار این باد نشان می‌دهد که این باد وابستگی زیادی به شرایط تابشی و گرمایشی روزانه دارد. به گونه‌ای که در شب‌هنگام به ویژه در ساعت ۳ گرینویچ در تمامی ایستگاه‌های شاهد، به‌ویژه ایستگاه‌های جنوبی که در مناطق بیابانی و کم‌ارتفاع قرار گرفته‌اند، باد غالب، بادی است که از مناطق ارتفاعی اطراف می‌وزد و نشانی از جهت مطابق با باد کولوجا نیست. در ساعت ۳ همدید، تمامی ایستگاه‌ها از منشاء کوه‌های مجاورشان باد می‌وزد. بردسکن و سرایان از شمال‌غربی و شهداد جنوب‌غربی، بم، غربی و نصرت‌آباد جنوب‌غربی. در ایستگاه‌های شاهد، در مناطق داخل دره لوت و خارج از آن که متاثر از باد گپ هستند، جهت وزش باد از ساعت ٦ همدید به بعد قابل مشاهده است. این مسئله در ایستگاه‌های شمالی تا ساعت ۱۵ به تاخیر می‌افتد. بیشینه سرعت ثبت شده باد کولوجا در ایستگاه شهداد برابر با ۹۰ کیلومتربرساعت با جهت شمالی بوده است



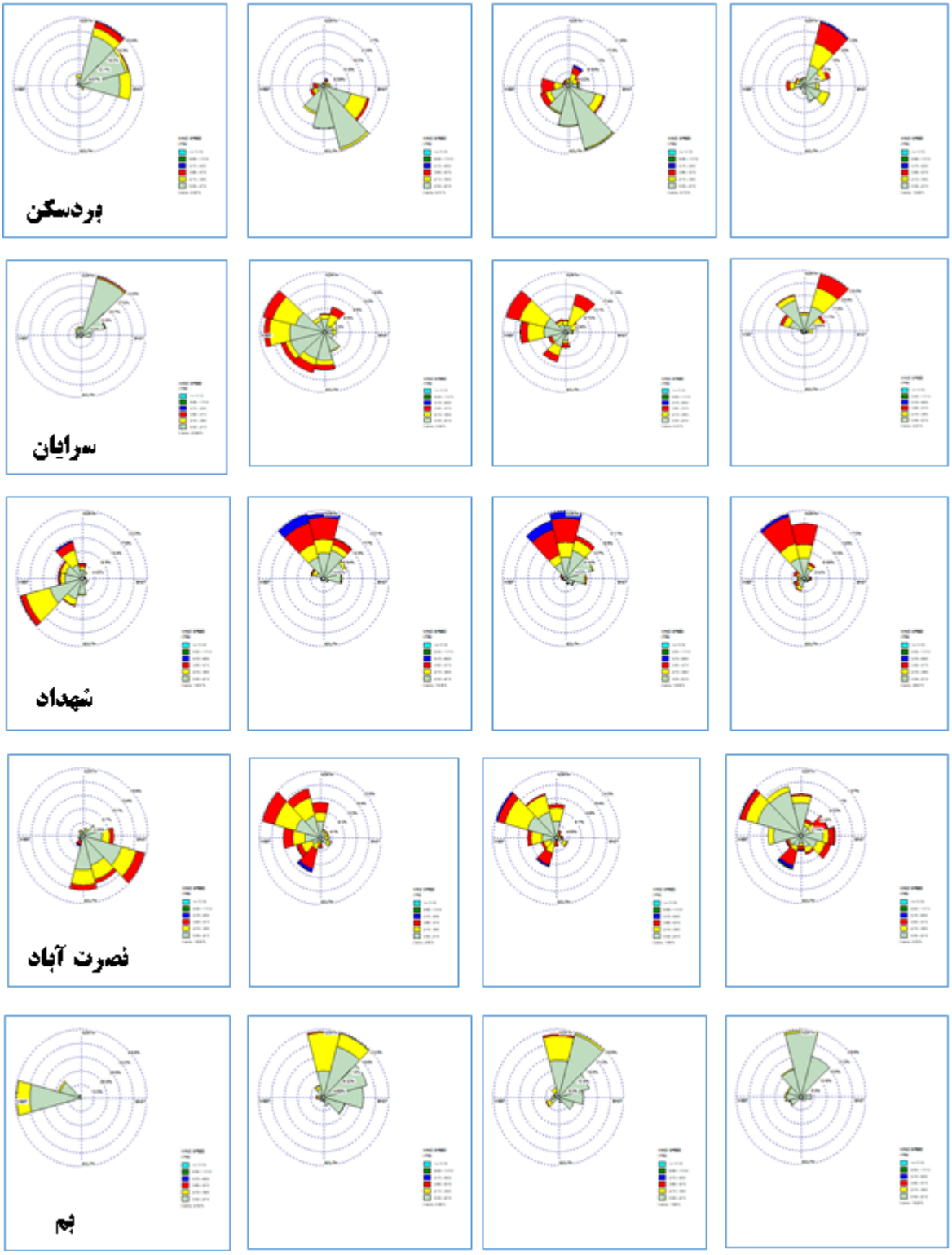
شکل ۱۴-تفاوت گل‌بادهای شب و روز در ایستگاه شهداد نمایانگر تندی روزانه باد در طول روز و نقش پرفشارهای ناهمواری‌های غربی در ایجاد جهت باد غالب جنوب‌غربی (تهیه: نگارندگان).



شکل ۱۵- میانگین سرعت باد ساعتی در ساعت‌های ۰۶، ۰۹، ۱۲ و ۱۵ در ایستگاه شاخص شهداد (تهیه: نگارندگان).



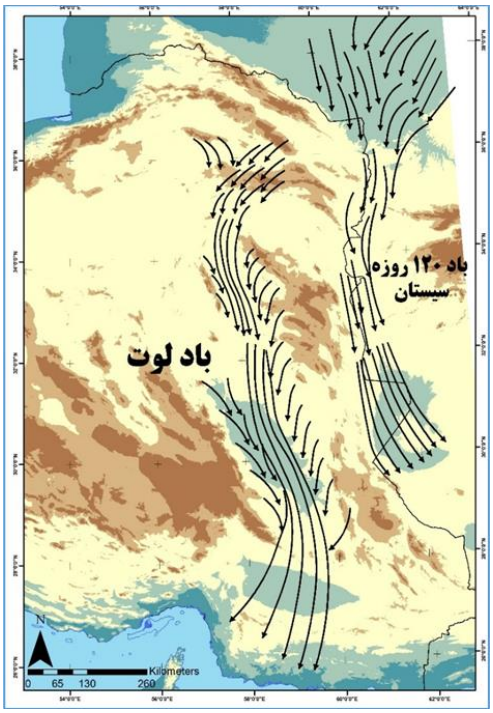
شکل۱۶- مقایسه گلبادهای فصل سرد و فصل گرم (سمت راست تابستان و سمت چپ زمستان) در ایستگاه‌های شاخص(تهیه: نگارندگان).



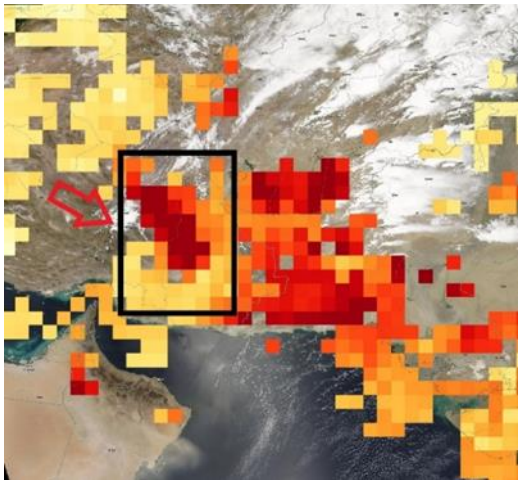
شکل۱۷- مقایسه گلبادهای ساعت‌های همدید اصلی ۰۰، ۰۶، ۱۲ و ۱۵ (از چپ به راست) در ایستگاه‌های مورد مطالعه(تهیه: نگارندگان).

نتیجه‌گیری

مطالعه الگوی باد سطحی ۱۰متری با مقیاس ۱۰ کیلومتری در مناطق شرقی ایران نشان‌دهنده وزش باد شمالی با تندی و الگوی مشخص در این مناطق است. این باد شمالی بر روی شمال خراسان به دو شاخه غربی و شرقی تقسیم می‌شود. این باد در مرزهای شرقی ایران روی دشت سیستان به نام باد ۱۲۰روزه شناخته می‌شود. شاخه غربی این باد که بر روی مناطقی از شرق دشت کویر، بیابان لوت، جازموریان می‌وزد در منابع ایران کمتر شناخته شده است. داده‌های ایستگاه‌های مشاهداتی و شاهد در راستای نصف‌النهاری این باد (یعنی محدوده وزش) نشان از جهت و تندی مشابه شرایط ایستگاه‌های مورد مطالعه است. بنابراین داده‌های مشاهداتی نیز تاییدکننده وجود این باد است. جهت وزش این باد با توجه به توپوگرافی سطحی و آرایش ناهمواری‌های در ایستگاه‌ها اندکی متفاوت است. ایستگاه شهداد را می‌توان بهترین نقطه برای مطالعه شرایط وزش این باد در نظر گرفت. مطالعه الگوهای همدیدی ۳۰ ساله در منطقه نشان از تاثیر شرایط فشار منطقه‌ای در شکل‌گیری باد شمالی گپ است. این الگوی همدیدی شامل شرایط پیچیده در منطقه شرق ایران و مرز با افغانستان و پاکستان است. وجود کمربند پرفشاری در مناطق بین ۵۰ الی ۷۰ درجه شمالی با وجود یک هسته پرفشار اروپایی در شمال دریای کاسپین و غرب اورال است. این کمربند پرفشار در تضاد با کمربند کم‌فشاری حاکم بر منطقه جنب‌حاره بر روی منطقه خاورمیانه سبب ایجاد شرایط وزش باد شمال‌سوی به سمت مناطق شرقی ایران می‌شود. در شناخت سازکار این باد شمالی، الگوی پرفشاری ناشی از سامانه‌های کوهستانی متنوع در این منطقه امری بسیار مهم است. وجود سامانه کوهستانی مرتفع پامیر – هندوکش –هیمالیا در شرق منطقه به ویژه توده غربی آن یعنی پامیر از یک سو و همچنین وجود سامانه‌های کوهستانی کم‌ارتفاع‌تر و البته مهمی چون پرفشار شمال خراسان، خراسان جنوبی به عنوان واداشت ثانویه نقش مهمی در کانالیزه شدن جریان باد شمالی و سوگیری آن بر مناطق شمال شرقی ایران دارند. در کمربند کم‌فشاری جنوبی، وجود پهنه‌های بیابانی کم‌ارتفاع و همچنین پهنه آبی گرم دریای‌عمان –خلیج‌فارس، شرایط را برای تشکیل یک سلول کم‌فشار گسترده بر روی این پهنه آبی مهیا کرده است. علاوه‌براین بر روی پهنه‌های مسطح و بیابانی منطقه، افزایش تابش خورشیدی(شارگرمای محسوس) ناشی از تابش طول موج کوتاه خورشیدی که هم زمان با سامانه پرارتفاع عمیق در وردسپهر میانی و فوقانی، همراه هستند، منجر به شکل‌گیری سلول‌های کم‌فشار مستقلی محلی چون گنگ، ریگستان، بلوچستان، سیستان، لوت، جازموریان شده است. در وزش این باد نقش پرفشارهای ثانویه هزارمسجد –بینالود، پرفشار آهنگران –کوه سیاه (خراسان جنوبی)، تفتان و پرفشار هزار –جوپار –لاله زار –بارز در تقویت تندی باد و همچنین نقش کم‌فشار مستقل لوت در تقویت حرکات صعودی آن را نباید نادیده انگاشت. توده‌های کوهستانی منطقه نه تنها منجر به شکل‌گیری پرفشارهای موثر بر وزش این باد شده و تقویت تندی آن می‌شوند، بلکه آرایش توپوگرافیکی منطقه شرق ایران به شکل رشته‌کوه‌های نصف‌النهاری موازی در دو سوی دشت لوت، مسبب اصلی تندی وزش باد کولوجا است. ترکیب شرایط همدید منطقه‌ای و محلی در همراهی با دیواره‌های کوهستانی دوسوی منطقه بیابانی مسطح لوت، شرایط اثر برنولی و ایجاد یک باد گپ را در طی روز در این منطقه فراهم کرده است. نیمرخ‌های قائم تندی و جهت باد در منطقه نتایج جالب توجه‌ای را به نمایش می‌گذارد. مطالعه نیمرخ‌های میانگین ماهانه نشان از مولفه شمالی و تندی قابل توجه آن بر روی سیستان و لوت است. هسته بیشینه سرعت در تمامی نیمرخهای قائم در راستای طول و عرض جغرافیای نشادهنده سلول دوقطبی بر این دو منطقه است. هرچند هسته سرعت سیستان از دیدگاه شدت و گستردگی نسبت به مورد کولوجا بسیار گسترده تر است. هسته سرعت این باد در ارتفاع ۱۵۰۰ متری از سطح تراز دریا است. با توجه به ارتفاع منطقه مورد مطالعه، این جریان تندوزنده در زیرارتفاع ۱۰۰۰ متری از سطح (جت سطوح زیرین) شکل می‌گیرد. وزش این باد با توجه به محیط بیابانی منطقه و وجود پهنه‌های ماسه‌ای گاها منجر به ایجاد توفان‌های ماسه‌ای در منطقه می‌شود. مهم‌ترین میراث ژئومورفولوژیکی این باد، کلوت‌های لوت است که جهت دره‌های آن منطبق بر جهت این باد گرمایشی و گپ است.



شکل۱۸- الگوی شماتیک وزش باد گپ کولوجا (تهیه: نگارندگان).



شکل۱۹- تصویر پردازش شده مورد توفان گردوخاک برخواسته ناشی از باد کولوجا بر روی لوت و مناطق جنوبی آن(منبع: مودیس)

منابع

1. Akbari Beidokhti, Ali., Boroumand Narges, Abbas Ali., (2006). A Study on the Gap Winds in the Lut Plain. *Desert*, (11), 1, 30-13.
2. Meteorological Organization of Iran, Hourly statistics of synoptic stations in North Khorasan, Razavi Khorasan, South Khorasan, Semnan, Kerman, Yazd, and Sistan, and Baluchestan provinces.
3. Farid Mojtahedi, Nima, .Abed, Hossein,. Negah, Samaneh, .Momenpour, Forough, . Hadinejad, Shabnam & Oji, Ruhollah. (2017). Gilan Climate. Rasht: The Farhang Iliya Publishing.
4. WhitemanMan, David,. (2015). Mountain Meteorology, Principles and Applications, Translators: KhoshAkhlagh, Faramarz,. Hadinejad Sabouri, Shabnam,. Asadi Oskooi, Ebrahim & Farid Mojtahedi, Nima,. Rahst: Farhang Ilya Publishing.
5. International centers such as the European Center for Atmospheric Prediction Analysis data:
6. https://www.ecmwf.int/

7. United States National Oceanic and Atmospheric Administration:
8. https://www.noaa.gov/
9. Liang, Jun-Hong,. McWilliams, James. C. & Gruber, Nicolas,. (2009). High-frequency response of the ocean to mountain gap winds in the northeastern tropical Pacific. Journal of Geophysical Research, (114), 12-1.
10. Yang, Jun-Chao., & Lina, Xiaopel. (2017). Transbasin Mode of Internal Variability of the Central American Gap Winds: Seasonality and Large-Scale Forcing, Journal of Climate, (30), 8223-8235.
11. Sharp, Justin., & Mass, Clifford F.(2004). Columbia Gorge Gap Winds: Their Climatological Influence and Synoptic Evolution. Weather Forecasting, (19), 970–992.
12. Overland, James, E., & Walter, JR, Bernard A.(1981). Gap winds in the Strait of Juna de Fuca. Monthly Weather Review, 109, 2233-2221.
13. Lackmann, Gary M., & Overland, James E.(1989). Atmospheric Structure and Momentum Balance during a Gap-Wind Event in Shelikof Strait, Alaska. Monthly Weather Review,(117)8, 1817–1833.
14. Ito, Junshi,. Nagoshi, Toshiyuki,. & Niino, Hiroshi. (2019). A Numerical Study of “Hijikawa-Arashi”: A Thermally Driven Gap Wind Visualized by Nocturnal Fog. Journal of Applied Meteorology Climatology, (58)6, 1293–1307.
15. Holbach, Heather M., & Bourassa, Mark A. (2014). The Effects of Gap-Wind-Induced Vorticity, the Monsoon Trough, and the ITCZ on East Pacific Tropical Cyclogenesis. Monthly Weather Review (142) 3, 1312–1325.
16. Finnigan, Timothy D., Vine, Jason A., Jackson, Peter L., Allen, Susan E., Lawrence, Gregory A., Steyn, Douw G.(1994). Hydraulic Physical Modeling and Observations of a Severe Gap Wind. Monthly Weather Review, (122) 12, 2677–2687.
17. Davis, Shannon R., Pratt, Lawrence J., Jiang, Houshuo.(2015). The Gap Jet: Regional Circulation, Diurnal Variability, and Moisture Transport Based on Numerical Simulations. Journal of Climate, (28) 15,5885–5907.
18. Heinemann, Günther. (2018). An Aircraft-Based Study of Strong Gap Flows in Nares Strait, Greenland. Monthly Weather Review. (146) 11, 3589–3604.
19. Belušić, Danijel., Hrastinski, Mario., Večenaj, Željko. & Grisogono, Branko.(2013).Wind Regimes Associated with a Mountain Gap at the Northeastern Adriatic Coast. Journal of Applied Meteorology, (52) 9. 2089–2105.