

بررسی تغییرات بلندمدت جت سطوح پایین روی دشت کویر

احمد وظیفه^۱، عباسعلی علی‌اکبری بیدختی^{۲*} و مجید مزرعه فراهانی^۳

۱. دانشجوی دکتری، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران

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

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

(دریافت: ۹۸/۴/۹، پذیرش نهایی: ۹۸/۷/۹)

چکیده

در این مطالعه توزیع منطقه‌ای و ویژگی‌های جت سطوح پایین (LLJ) در منطقه کویر مرکزی واقع در جنوب رشته کوه البرز شامل گستره افقی و قائم و تغییرات زمانی آن بررسی شده است. علاوه بر این سازوکارهای مختلف شکل‌گیری جت سطوح پایین (LLJ) بررسی شده و ویژگی‌های LLJ روی دشت کویر و شباهت‌های آن با سایر پدیده‌های مشابه در شرق و جنوب‌غرب کشور مقایسه شده است. در پژوهش حاضر از داده‌های بازتحلیل ERA-Interim (ERA-I) برای بازه زمانی ۱۹۷۹-۲۰۱۷ استفاده شده است. با استفاده از داده‌های مشاهداتی داده‌های بازتحلیل از نظر کیفی ارزیابی و ملاحظات به‌کارگیری داده‌های بازتحلیل برای مطالعه LLJ در شبکه منظم ارائه شده است. با به‌کارگیری شاخص‌های مرتبط با تغییرات زمانی و تغییرات قائم (نیم‌رخ) سرعت باد در محور جت و با استفاده از داده‌های بازتحلیل، ابزاری تهیه شد که ضمن آشکارسازی LLJ در هر نقطه از شبکه دامنه مورد مطالعه روی کویر مرکزی، میانگین بلندمدت (۱۹۷۹-۲۰۱۷) فصلی و ماهیانه سرعت باد در محور جت برای ماه‌های تابستان محاسبه و تعیین شود. نوسان شبانه‌روزی جت با استفاده از داده‌های بازتحلیل نشان می‌دهد که مطابق تعریف بلکادر (۱۹۵۷) جت روی کویر مرکزی جزء دسته LLJها طبقه‌بندی می‌شود و بررسی ساختار افقی و قائم نشان می‌دهد که محور جت (سرعت بیشینه باد) در ارتفاع حدود ۸۵۰ میلی‌بار قرار می‌گیرد و بر اساس داده‌های مورد استفاده با تفکیک زمانی ۶ ساعت، بیشینه و کمینه سرعت باد در این تراز به ترتیب در ساعت UTC ۰۰ و UTC ۱۲ است که علت اصلی آن تشکیل وارونگی دما در لایه‌های زیرین جو در هنگام شب و کاهش قابل‌ملاحظه نیروی اصطکاک سطحی و همچنین از بین رفتن تلاطم گرمایی ناشی از خورشید در هنگام شب در لایه‌های زیرین جو است. میانگین سرعت باد در محور جت در ماه ژوئن بیشینه و در ماه اوت کمینه است. زمین بررسی موردی ساختار قائم شیو دمای پتانسیلی و چینش باد نشان داد که انتقال تکانه از محور جت به سطح زمین سبب خیزش گردوخاک در مناطق مستعد کویر و انتقال آن به شهرهای حاشیه‌ای کویر مانند تهران، قم و کاشان می‌شود.

واژه‌های کلیدی: جت سطوح پایین، نوسان لختی، اثر بلکادر.

۱. مقدمه

منابع مهم خطا در مدل‌های اقلیمی محسوب می‌شوند (استنسورد، ۱۹۹۶).

محور بیشینه سرعت باد LLJ در ترازهای مجاور سطح زمین و معمولاً در قله وارونگی دما قرار می‌گیرد که غالباً بعد از غروب آفتاب تشکیل و تا قبل از طلوع خورشید توسعه می‌یابد و در تمام قاره‌ها مشاهده می‌شود. بیشترین فراوانی آن در آمریکای شمالی (بونر، ۱۹۶۸؛ داگلاس، ۱۹۹۳)، آفریقا (ژوری و اسپنسر-اسمیت، ۱۹۸۸) و آسیا (تائو و چن، ۱۹۸۷) در مجاور مناطق کوهستانی مشاهده می‌شود. غالباً LLJ در شرق نواحی کوهستانی مهم یا

براساس مطالعاتی که تاکنون انجام شده، تأثیر جت‌های سطوح پایین (LLJ) در خیزش و انتقال گردوخاک، ایجاد تلاطم و توزیع آلاینده‌ها و کیفیت هوای محیط‌های شهری و توسعه و تکوین همرفت عمیق بسیار مهم است. همچنین در ایمنی هوانوردی، تولید انرژی باد، مهاجرت پرندگان و حشرات نیز تأثیر آن قابل توجه است. از طرفی با توجه به اینکه LLJها پدیده‌های میان‌مقیاس وابسته به برهم‌کنش‌های جو و سطح زمین، در سطوح زیرین جو و در لایه مرزی قرار دارند؛ غالباً با دقت کافی توسط مدل‌های عددی اقلیمی شبیه‌سازی نمی‌شوند و یکی از

واژه LLL تقریباً تنها بر اساس نمایه قائم باد تعیین می‌شود و در عین حال برای تشخیص و درک تفاوت بین انواع LLLها دلایل خوبی وجود دارد. مقیاس زمانی و فضایی و سازوکار واداشت مربوطه در LLLها دارای تفاوت زیادی است.

در این مطالعه تنها LLL بررسی شده و LLL ناشی از واداشت‌های همدیدی مقیاس جفت‌شده با جت سطوح فوقانی مورد نظر نیست. جریان‌های LLL سامانه‌های همدیدی مقیاس در ناحیه افقی باریک و گستره‌ای با طول نسبتاً زیاد هستند که فاقد چرخه شبانه‌روزی قابل ملاحظه می‌باشند. برای بررسی LLL و جت‌های غیر وابسته با چرخندها، نمایه قائم باد و بیشینه سرعت باد در محور جت تعریف می‌شود. گاهی LLL در گستره افقی محدود به ناحیه کوچکی است و یا چنان وسیع است که چینش افقی معنی‌دار و بزرگ مقیاس باد وجود ندارد.

شناخت LLLها در دهه ۱۹۵۰ با مطالعه بلکادر (۱۹۵۷) توسعه یافت. او نشان داد با تقویت و توسعه LLL روی دشت‌های بزرگ جنوب غرب آمریکا، بیشینه سرعت باد محور جت در هنگام شب به سبب از بین رفتن یا کاهش قابل توجه اصطکاک سطحی ابرزمین گرد (super-geostrophic) می‌شود. نتیجه مطالعه مینز (۱۹۵۴) نشان داد که ارتفاع محور بیشینه باد معمولاً بر قله لایه وارونگی دما منطبق است. مطالعه میدانی هوکر (۱۹۶۳) با تفکیک مکانی و زمانی زیاد و استفاده از داده بالون‌های سرعت سنج (پابلوت) حاصل از ۱۳ ایستگاه جو بالا نشان داد که ارتفاع بیشینه باد LLL متغیر بوده و بیشینه سرعت باد شبانه آن ابرزمین گرد است. بیشینه باد در ارتفاع ۳۰۰ تا ۷۰۰ متری بالاتر از سطح زمین بوده و همیشه بر قله وارونگی دمایی منطبق نیست (برخلاف نتایج بلکادر)، گاهی دو بیشینه مجزا در یک زمان در دو ارتفاع متفاوت مشاهده شد.

بونر (۱۹۶۸) با استفاده از داده‌های چهار نوبت در روز رادیوسوند در مدت دو سال را برای تعیین وجود LLL و ساختار آن بررسی کرد. بر اساس مطالعه وی، رخداد LLL

مناطق با شیو دمای زیاد بین خشکی و دریا مشاهده می‌شود و فراوانی رخداد آنها در عرض‌های میانی در تابستان بیشتر است.

در موضوع LLL، بین جت‌هایی که باد شدید در آنها توسط واداشت‌های همدیدی مقیاس در نواحی باریک و در طول صدها کیلومتر ایجاد می‌شود و جت‌های که در مناطق مشخصی روی می‌دهند و سرعت باد دارای نوسان قابل ملاحظه شبانه‌روزی است، می‌بایستی تفاوت قائل شد. طبق تعریف ریتز (۱۹۶۹)، جت با چرخه شبانه‌روزی که توسعه آن وابسته به وارونگی شبانه دما است، را بایستی بیشینه‌های باد وارونگی نام‌گذاری کرد، زیرا چینش افقی باد در آنها کوچک و برخلاف جریان‌های جت همدیدی، در جت‌های شبانه سرعت باد در کناره‌های جانبی جت محدود نمی‌شود و فقط جت با چینش قابل ملاحظه باد در راستای افقی و قائم را می‌توان LLL نامید. علاوه بر این طبق نظر وی فرآیندهای خردمقیاس که نمایه قائم آنها مشابه جت است ولی اثر نیروی کوریولیس در آنها قابل توجه نیست را نمی‌توان LLL نام‌گذاری کرد. علی‌رغم این تعریف، در متون علمی هرگز به‌طور عام از واژه بیشینه باد وارونگی استفاده نشد و واژه LLL به‌طور گسترده برای انواع جت‌های سطوح پایین جو استفاده شده است. برای مثال، برای تعریف LLL و تعیین بیشینه باد در ترازهای پایین غالباً از نمایه قائم باد و بدون توجه به چینش افقی استفاده می‌شود. بونر (۱۹۶۸) LLLها را در سه گروه اصلی دسته‌بندی کرد که طبقه‌بندی او بر اساس بیشینه سرعت افقی باد و شیو کاهش سرعت باد با ارتفاع و تشکیل نمایه‌ای شبیه جت می‌باشد.

مکلین و همکاران (۱۹۹۰) LLL حاصل از باد شکاف کوهستانی روی دهانه کوک آلاسکا را شرح داده‌اند. گرچه رخداد این پدیده به منطقه کوچکی محدود است ولی برای ایمنی هوانوردی و دریانوردی در منطقه تهدید مهمی است. طبقه‌بندی جت‌ها در برخی مطالعات بر اساس تعریف ریتز (۱۹۶۹) نیست و گستره وسیعی از پدیده‌ها با عنوان LLL معرفی شده‌اند. این نمونه‌ها نشان می‌دهند که

ترازهای پایین جو در نوار شرقی کشور است. مزیت به کارگیری مدل‌های عددی، توانایی آنها در شبیه‌سازی تأثیر فرآیندهای فیزیکی در تکوین جت است. تمام این مطالعات بیانگر این است که LLL ها در سراسر جهان در مقیاس‌ها و محیط‌های مختلف و در تمام فصول سال رخ می‌دهند، اگرچه آمریکا کانون توجه بسیاری از این مطالعات بوده است.

از دلایل تاریخی و مهم برای مطالعه LLLها و افزایش تحقیق این موضوع در دهه ۱۹۵۰ و تداوم مطالعه آنها، ارتباط این پدیده با تشکیل همرفت عمیق، ایجاد و توسعه مزارع انرژی باد، تأثیر آن در ایمنی هوانوردی و خیزش و انتقال گردو خاک می‌باشد. در جنوب غرب آمریکا به سبب اهمیت LLL در ایجاد همرفت عمیق و در شمال آفریقا و خاورمیانه عمدتاً به سبب اهمیت آن در تولید و انتقال گردو خاک مورد توجه بوده است (استنورد، ۱۹۹۶؛ فیدلر و همکاران، ۲۰۱۳).

کویر مرکزی یا دشت کویر جزء مناطق کم بارش و بیابانی ایران است. اکثر شب‌های تابستان در پی غروب آفتاب، بر فراز دشت و در سطوح زیرین جو باد شرقی با سرعت بیشینه ایجاد می‌شود که گستره طولی آن صدها کیلومتر از استان خراسان رضوی تا شرق استان تهران و گستره عرضی آن از شمال اصفهان و یزد تا دامنه‌های جنوبی البرز را در بر می‌گیرد (شکل ۱). در گذشته شمال شرق کویر برای تولید انرژی باد مورد توجه بوده و مزرعه انرژی باد دیزباد در مسیر آن احداث شده است.

وجود این جت در تشدید جریان باد سطح زمین و خیزش گردو خاک از مناطق مستعد کویر مرکزی و انتقال آن تا صدها کیلومتر به استان‌های مرکزی کشور مانند اصفهان، تهران و قم که بار جمعیتی بسیار متراکمی دارند، بسیار مهم است. گردو خاک انتقال یافته در شهرهای بزرگ و پرجمعیت حاشیه کویر شامل تهران، قم و اصفهان اثرات بسیار مهمی از نظر بهداشت و سلامت دارد و خیزش گردو خاک از مناطق کویر مرکزی و حمل آن به شهرهای فوق گاهی موجب کاهش دید افقی به کمتر از کیلومتر

رویدادی معمول در مرکز و شرق آمریکا است و فراوانی آن در ماه‌های گرم بیش از ماه‌های سرد روی دشت‌های جنوب غربی این کشور است. او نشان داد که LLL غالباً پدیده‌ای شبانه است و بیش از ۷۵ درصد رخدادهای آن اوایل صبح است. ارتفاع محور جت شب تغییر می‌کند و همبستگی بین ارتفاع محور جت و قله وارونگی دما حدود ۰/۵۳ است. یوسلینی و جانسون (۱۹۷۹) نمونه‌های بسیاری را بررسی کرد و دریافت در ۱۲ تا ۱۵ مورد بررسی، رابطه قوی بین تکوین LLL و توسعه محور جت وابسته به سطوح فوقانی وجود دارد. در این مطالعه، او اهمیت چرخندزایی در باد-پناه کوه یا شیب‌های دامنه شرقی راکی و تأثیر آن در تولید شیو فشاری در ترازهای پایین برای توسعه LLL در دشت‌های بزرگ را نشان داد.

کراوفورد و هادسون (۱۹۷۰) داده‌های سالانه باد در ۶ ارتفاع متفاوت برج بلند ۴۴۷ متری را در اوکلاهما بررسی کرده و نشان دادند میانگین سالانه سرعت باد در ارتفاع کمتر از ۹۰ متر شب کمینه و روز بیشینه و در ارتفاع بالاتر از ۹۰ متر، روز کمینه و شب بیشینه است که این چرخه باد نشانگر وجود LLL است.

از مدل‌های عددی به طور وسیع برای مطالعه توسعه و تکوین LLL استفاده شده تا ویژگی‌های اساسی LLLها شبیه‌سازی شود. این گونه مطالعات به شکل موردی (یوسلینی و جانسون، ۱۹۷۹) یا برای بررسی حساسیت LLLها به فراسنج‌های مختلف مدل‌ها و با شرایط اولیه تحلیلی ساده انجام شده‌اند (فست و مک کورکل، ۱۹۹۰).

حمیدیان پور و همکاران (۱۳۹۵) با استفاده از ریزمقیاس نمایی داده‌های ۲/۵ درجه و افزایش تفکیک افقی به km ۲۰ با مدل RegCm در یک بازه ۱۰ ساله و علیزاده چوبری و همکاران (۲۰۱۴) با استفاده از مدل WRF-Chem وقوع و پهنای ۱۲۰ روزه و تولید و انتشار گردو خاک را در منطقه نوار شرقی ایران بررسی کرده‌اند. بر اساس این مطالعات فرآیند فیزیکی وارونگی شبانه دما و حذف اثر اصطکاک در هنگام شب و شیو فشاری نصف‌النهاری و ایجاد باد شکاف از عوامل اصلی وزش بادهای ۱۲۰ روزه و جت

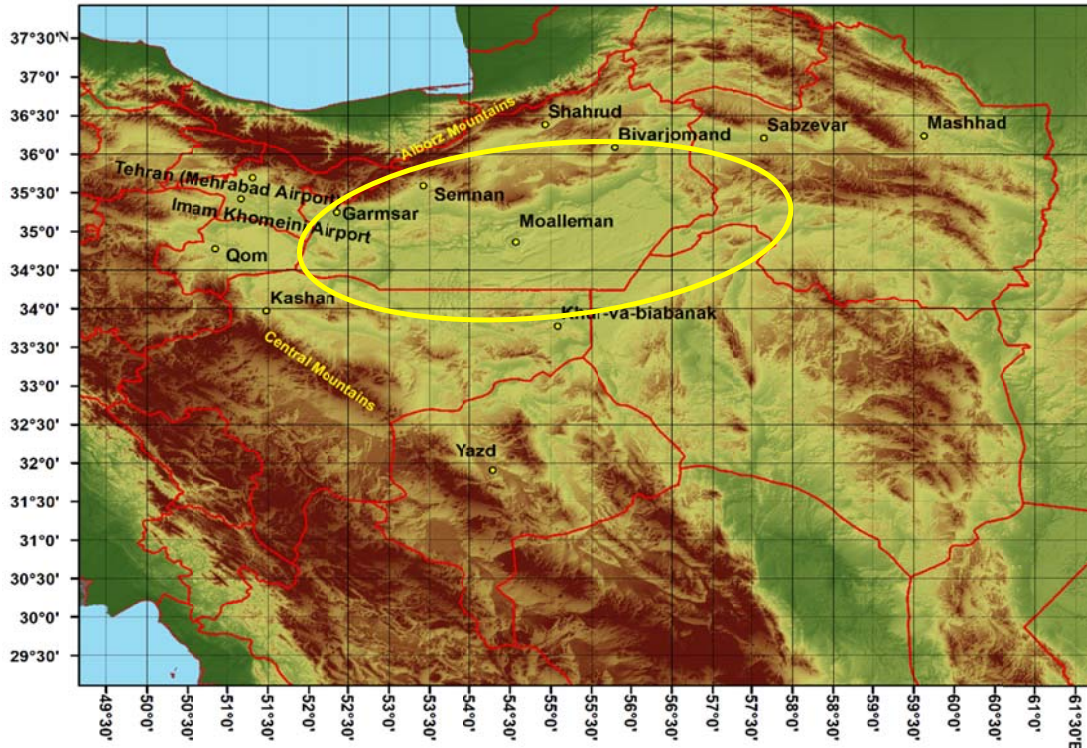
دما و چینش سرعت باد در راستای قائم و با استفاده از عدد ریچاردسون انجام شده است. در بخش ۲ سازوکارهای فیزیکی شکل‌گیری LLL، در بخش ۳ بررسی کیفی و مقایسه داده‌های ERA-I با داده‌های دیدبانی و آشکارسازی جت و در بخش پایانی بحث نتایج ارائه شده است.

۲. سازوکارهای شکل‌گیری LLL

بسیاری از جنبه‌های توسعه و تکوین LLL را می‌توان با سازوکارهای فیزیکی توضیح داد. با شناخت فیزیکی این سازوکارها، تأثیر ویژگی‌های شبیه‌سازی عددی مانند تفکیک افقی و قائم، طرحواره‌های پارامترسازی فیزیکی در مدل‌های عددی ارزیابی و توان یک مدل عددی برای شبیه‌سازی LLL ارزیابی و تعیین می‌شود. مهم‌ترین سازوکارها به شرح زیر می‌باشند.

می‌شود که در مطالعه جداگانه‌ای بایستی انجام شود. به‌طور خلاصه، گرچه سازوکارهای اصلی شکل‌گیری جت سطوح پایین تا حد قابل‌توجهی مطالعه و در مدت بیش از ۵۰ سال شناخته شده است، ولی از نظر پدیده‌شناختی جت‌های سطوح پایین تنوع قابل‌ملاحظه دارند و از این نظر مطالعه با جزئیات کافی در هر منطقه لازم است. شیو گرمایش در سطح زمین، سامانه‌های همدیدی مقیاس مهاجر از شمال البرز و آسیای میانه و تغییرات روزانه تلاطم در لایه مرزی با یکدیگر ترکیب و انواعی از ویژگی‌ها در شارش سطوح زیرین ایجاد می‌کنند.

هدف از این مطالعه، آشکارسازی گستره قائم و افقی جت روی کویر مرکزی، یافتن ویژگی‌های جت مانند ارتفاع بیشینه باد یا محور جت، نوسان روزانه جت و بیشینه میانگین باد در محور جت است و برای نشان دادن تأثیر جت در ایجاد گردوخاک مطالعه موردی با استفاده از شیو



شکل ۱. دشت کویر و توپوگرافی منطقه، بیضی زرد منطقه توسعه جت در دشت کویر در جنوب البرز را نشان می‌دهد.

۱-۲. نوسانات لختی

اختلاط تلاطمی قائمی که توسط LLL ایجاد می‌شود برای حفظ آن مطلوب نیست و مشاهدات نشان می‌دهد LLLها در شب قوی‌ترند. براین اساس بلکادر (۱۹۵۷)، تغییرات شبانه‌روزی اصطکاک سطحی پیچکی را عامل اصلی تولید LLL فرض کرد. هنگام روز لایه مرزی سیاره‌ای با لایه سطحی جفت‌شده و اصطکاک سطحی سرعت باد زمین‌گرد را کاهش می‌دهد. در پایان روز با از بین رفتن یا کاهش چشم‌گیر کاهش چشم‌گیر اثر اصطکاک سطحی، اختلاط تلاطمی تا حد زیادی کاهش یافته و باد سطوح بالاتر در قله وارونگی کم‌عمق شبانه و لایه مرزی باقیمانده روز قبل از سطح زمین جدا می‌شود. با حذف نیروی اصطکاک سطحی، توازن بین نیروهای شیو فشار و کوریولیس از بین رفته و نبود توازن بین آنها موجب نوسان لختی در میدان باد می‌شود که پریود نیم روز آونگ فوکو را دارد و در عرض‌های میانی حدود ۱۷ ساعت است. با این سازوکار بیشینه سرعت باد (LLJ) در بازه زمانی ۸ ساعت بعد از خاتمه اختلاط تلاطمی ایجاد می‌شود (هاکزیت، ۱۹۷۵).

در مدل بلکادر از معادلات تکانه برای مؤلفه‌های U و V باد استفاده شده است (استال، ۱۹۸۸).

$$\frac{\partial U}{\partial t} = -fV + \frac{\partial \tau_x / \rho}{\partial z} \quad (1)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} = f(U - G) + \frac{\partial \tau_y / \rho}{\partial z} \quad (2)$$

در اینجا τ_x و τ_y معرف مؤلفه‌های تنش تلاطمی افقی هستند و دستگاه مختصات طوری انتخاب شده که محور X در راستای بردار باد زمین‌گرد (G) است. طبق فرض بلکادر برای توضیح نوسان لختی، نیروی اصطکاک در شروع لایه مرزی شبانه در بالای لایه وارونگی از بین رفته و در طول شب، مقدار آن در حد صفر باقی می‌ماند. با این فرض روابط ۱ و ۲ به شکل زیر ساده می‌شوند.

$$\frac{\partial V}{\partial t} = f(U - G) \quad (3)$$

$$\frac{\partial U}{\partial t} = -fV \quad (4)$$

مشتق ۳ را در ۴ قرار داده و با فرض نیم‌رخ اولیه $U = U_0$ و $V = V_0$ در زمان $t = t_0$ جواب‌های زیر حاصل می‌شوند:

$$U - G = (V_0 - 0) \sin(ft) + (U_0 - G) \cos(ft) \quad (5)$$

$$V - 0 = (V_0 - 0) \cos(ft) + (U_0 - G) \sin(ft) \quad (6)$$

جواب متوازن $U_{eq} = G$ و $V_{eq} = 0$ است، به طوری که روابط ۵ و ۶ نوسان بدون تضعیف حول شرایط متوازن را نشان می‌دهند. دامنه نوسان در هر ارتفاع برابر اختلاف با باد زمین‌گرد در زمان غروب خورشید است و این روابط در ارتفاع بالاتر از لایه مرزی شبانه و ناحیه‌ای با فرض اثر اصطکاک نسبتاً کوچک قابل استفاده است.

۲-۲. کژفشاری کم‌عمق

در مناطقی که ویژگی‌های سطحی دارای تغییرات قابل‌ملاحظه است، مانند نواحی ساحلی اختلاف شار گرمای محسوس و نهان در راستای افقی سبب ایجاد کژفشاری قوی در لایه مرزی می‌شود. واداشت‌های قوی زمین‌گردی منجر به تولید LLL می‌شود و در این حالت راستای جت موازی با شیو افقی دما است (دویله و وارنر، ۱۹۹۳). در مناطقی مانند مرز بین دریا و خشکی، شار سطحی دارای تغییرات شبانه‌روزی است و بیشینه باد محور جت دارای تغییرات شبانه‌روزی است. جت می‌تواند به سبب اثر کژفشاری شیب ایجاد شود که توسط هولتون (۱۹۶۷) بررسی شد. اگر در تمام سطح ناحیه شیب‌دار، شیو دما یکنواخت فرض شود و با آهنگ یکسان گرم شود، بنابراین به سبب گرمایش روزانه، تا اواسط روز شیو افقی دما ایجاد می‌شود و هوای مجاور سطح در نواحی مرتفع سردتر از نواحی کم‌ارتفاع می‌شود. چرخه روزانه شیو افقی دما منجر به چرخه روزانه باد زمین‌گرد می‌شود که طبق رابطه توازن باد گرمایی است. اگر باد سطحی، زمین‌گرد و شرقی فرض شود، بنابراین در شمال روی ارتفاعات با هوا گرم‌تر، باد زمین‌گرد شرقی با افزایش ارتفاع کاهش می‌یابد. این وضعیت در شب برعکس

شیو دما بین دشت و کوهپایه و مانع کوهستانی اهمیت کمتری دارد و کاهش اثر اصطکاک روی آب در شمال خلیج فارس سبب تقویت جت می‌شود.

۲-۴. تأثیر عوارض زمین

در مطالعه دلایل مشاهداتی تغییرات شدید و ناگهانی در نیم‌رخ قائم رطوبت در سطوح زیرین جو و بالاتر از لایه سطحی دریای عمان، لیبو و همکاران (۲۰۰۰) دریافتند که علت آن وجود LLL شمالی روی کویر لوت و انتقال هوای خشک کویر به روی منطقه مرطوب سطوح زیرین روی دریا است. طبق نتایج وی، شیو فشاری حاصل از سامانه‌های بزرگ مقیاس و ریزش هوای سرد ارتفاعات در شیب زمین منجر به تشکیل LLL در باریکه کم ارتفاع لوت می‌شود. عامل اصلی توازن نیروی شیو فشار و وشکسانی سطح است و عدم توازن این دو، شدت و تداوم جت در دره لوت را کنترل می‌کند. در انتقال جریان از دره لوت به دریاچه خشک جازموریان و گذر از ارتفاعات، شاره بحرانی به شاره ابر بحرانی تبدیل می‌شود. عمق لایه پایدار چینه‌بندی سطوح زیرین، پایداری ایستایی ناشی از وارونگی دما در شار پاد جریان و شدت باد، شکل جت روی دریاچه را تعیین می‌کنند. ناوه فشاری باد پناه کوه روی دریای عمان و خلیج فارس عامل کمکی برای شیو فشار است و موجب تقویت جت می‌شود و جت متأثر از واداشت‌های شبانه‌روزی در شب هنگام قوی‌تر است.

در مطالعه رابطه بین بادهای ۱۲۰ روزه و تولید گردوخاک در نوار شرقی ایران در سیستان، عزیززاده چوبری و همکاران (۲۰۱۴) به سبب نبود داده‌های دیدبانی، از مدل WRF برای شبیه‌سازی نیم‌رخ باد استفاده کردند. نتایج حاکی از رابطه بسیار قوی بین طوفان‌های گردوخاک و بادهای ۱۲۰ روزه از اواسط ماه مه تا اواسط سپتامبر است و عامل اصلی باد شیو فشاری شمال-جنوب تحت تأثیر دو قطبی پرفشار هندوکوش و کم‌فشار نواحی بیابانی شرق ایران است که کانال‌های طبیعی زمین در منطقه سبب تقویت باد می‌شود. با استفاده از این مدل محور LLL قوی

می‌شود و باد شرقی با ارتفاع افزایش یافته و نمایه مشابه با جت ایجاد می‌شود. با این سازوکار، در کویر مرکزی از جنوب به شمال، دشت کویر به ارتفاعات و دامنه‌های شیب‌دار البرز منتهی می‌شود و بنابراین با گرمایش ارتفاعات در طول روز جریان شرقی تضعیف و شب هنگام با کاهش دما در ارتفاعات و ایجاد پرفشار نسبی در شمال‌سوی منطقه، جریان شرقی تقویت می‌شود.

۲-۳. تأثیر مانع کوهستانی

این سازوکار به وجود نواحی کوهستانی بستگی دارد و با ایجاد مانع در برابر شارش، توده هوای سرد پایدار ترازهای پایین را در راستای موازی با شیب کوهستان هدایت می‌کند که فرآیند انباشت هوای سرد نامیده شده است. هوای پایدار ترازهای پایین که در مجاور کوهستان انباشته شده، شیو میان‌مقیاس دمایی در جهت عمود بر راستای کوهستان تولید می‌کند. چنان‌چه این ویژگی برای رسیدن شاره به توازن زمین‌گردی تا حد کافی طولانی شود، در این صورت LLL موازی کوهستان توسعه می‌یابد. این نوع جت‌ها به سبب موانع کوهستانی در آمریکا مشاهده شده‌اند (پریش، ۱۹۸۲).

بر اساس نتایج مدل‌سازی میان‌مقیاس با مدل WRF که توسط گیاناکوپولو و تومی (۲۰۱۲) در منطقه غرب زاگرس و عراق و با تغییر توپوگرافی مدل انجام گرفت، شیو دمایی بین دشت جنوب غرب ایران-عراق و دامنه‌های غربی زاگرس و همچنین مانع کوهستانی آن در برابر جریان‌های غربی عامل اصلی تشکیل LLL (باد شمال) در یک بازه ۴۰ روزه از اواخر ماه می تا ژوئیه در شمال عراق تا خلیج فارس و سواحل جنوبی آن است. محور باد بیشینه در قله وارونگی در ارتفاع ۳۰۰ متری است و شیو دما بین آب و خشکی خلیج فارس تا حدی مؤثر است. از طرفی ارتفاعات زاگرس ضمن ایجاد مانع در برابر جریان‌های شرقی وابسته به مونسون سبب کانالیزه شدن و تقویت جت در عراق و شمال خلیج فارس می‌شود. بر اساس این مطالعه در شکل‌گیری و توسعه باد شمال اثر بلکادر در مقایسه با

دادن LJI استفاده شد. مطالعه این جت با استفاده از داده‌های دیدبانی میسر نیست زیرا تنها ایستگاه جو بالا در منطقه در فرودگاه مشهد تقریباً خارج از محل وقوع جت و در مرز شرقی ناحیه مورد نظر قرار دارد و دوم اینکه داده‌های رادیوسوند از نظر زمانی پیوستگی لازم را ندارند (هر ۱۲ یا ۲۴ ساعت). با توجه به نبود داده دیدبانی لازم بررسی توسعه جت سطوح پایین با استفاده از این داده‌ها میسر نیست. به همین سبب بسیاری از مطالعات موضوع با استفاده از داده‌های بازتحلیل انجام شده است (فیدلر و همکاران ۲۰۱۳). داده‌های ERA-I مرکز اروپایی پیش‌بینی میان مدت هوا (ECMWF) با تفکیک افقی ۸۰ کیلومتر و قائم ۲۵ hPa در سطوح زیرین جو و تفکیک زمانی ۶ ساعت یکی از گزینه‌های مناسب برای مطالعه این موضوع است که از سال ۱۹۷۹ به بعد و با به‌کارگیری داده‌های ماهواره تولید شده‌اند. داشتن پیوستگی زمانی و فضایی یکی از مزیت‌های این نوع داده است و در این قسمت میدان باد و دمای این داده‌ها با داده‌های دیدبانی مقایسه شده است.

داده‌های دیدبانی شامل داده‌های ایستگاه خودکار برج معلم با ارتفاع ۴۰ متر در جنوب سمنان (۳۴/۸۶ شمالی-۵۴/۵۷ شرقی) و داده‌های ۱۱ ایستگاه همدیدی است (نتایج مقایسه طی مقاله به ژورنال Meteorology and Atmospheric Physics ارائه شده است). در اینجا به‌طور خلاصه مقایسه کمیت‌های دمای نزدیک سطح و باد در ارتفاع ۱۰ متر و ۴۰ متر ایستگاه معلم با داده‌های بازتحلیل فوق در شکل‌های ۲ و ۳ نشان داده شده است. داده‌های بازتحلیل با روش درون‌یابی افقی و قائم در محل ایستگاه محاسبه شده است. مقایسه روند چند جمله‌ای دو سری فوق نشان می‌دهد که داده‌های بازتحلیل به‌خوبی نوسانات سرعت باد را نشان داده و آهنگ تغییرات متناسب با تغییرات باد واقعی است. اگرچه سرعت باد بازتحلیل به‌طور نسبی کمتر از باد واقعی است و تفاوت در سرعت‌های زیاد بیشتر نیز می‌شود که با نتایج سایر مطالعات

در ارتفاع ۳۰۰ متر تا ۵۰۰ متر با بیشینه میانگین ماهانه 20 m/s در ماه ژوئیه شبیه‌سازی شد. بر اساس نتایج این مطالعه LJI نقش کلیدی در تغییرات روزانه باد سطحی و همچنین انتقال گردو خاک از نواحی مستعد سیستان و بلوچستان تا دریای عمان دارد و تغییرات روزانه LJI قابل ملاحظه است و شب هنگام تقویت و در روز با تابش آفتاب تضعیف می‌شود.

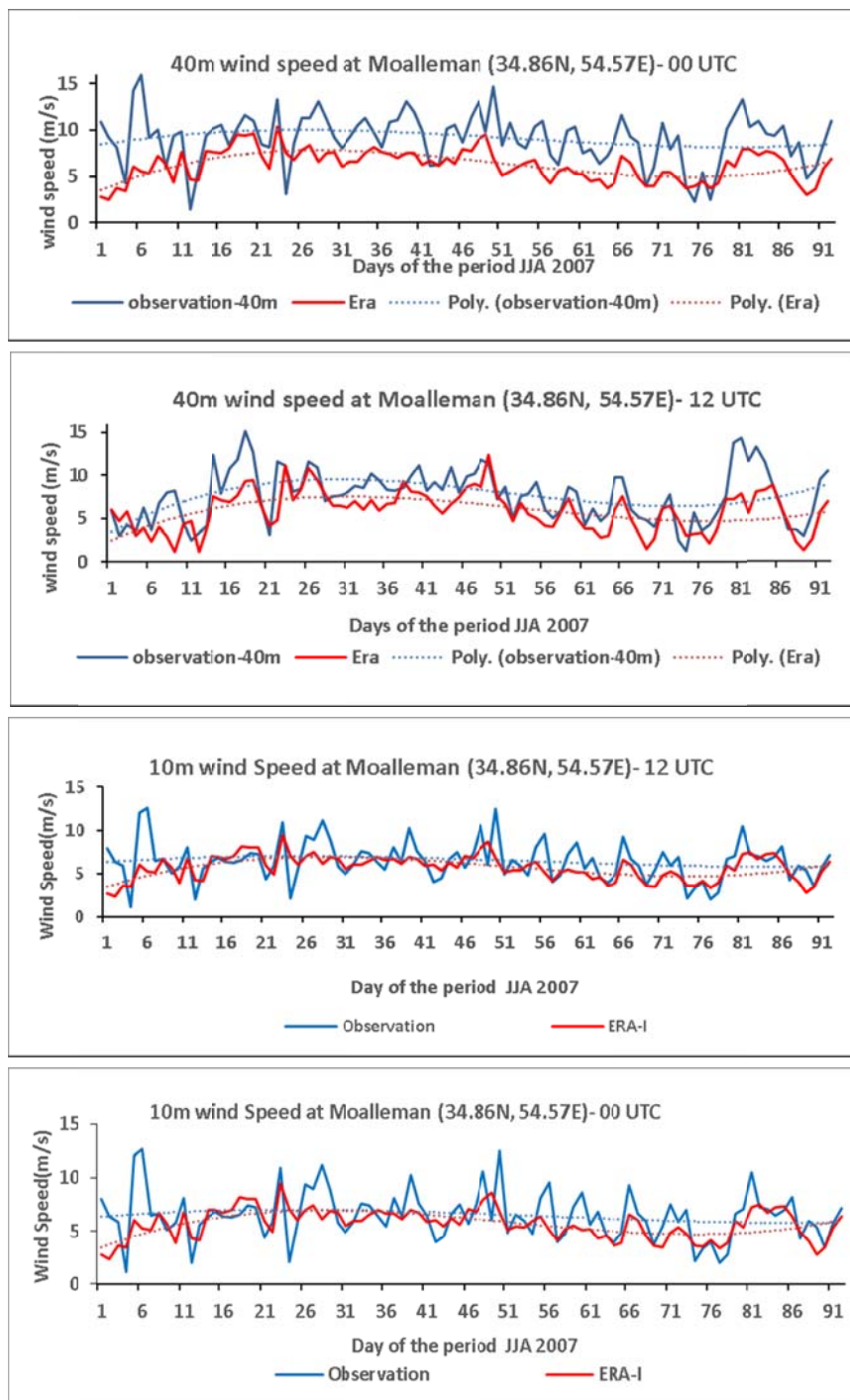
برای مطالعه اقلیمی LJI و تأثیر آن در خیزش گردو خاک در شمال آفریقا، فیدلر و همکاران (۲۰۱۳) از داده‌های بازتحلیل ERA-I استفاده کردند. بر اساس این مطالعه با طلوع آفتاب توسعه تلاطم و انتقال تکانه به سطح زمین در پی شکست جت شبانه توسعه یافته یکی از مهم‌ترین عوامل تولید گردو خاک و مسئول خیزش آن در بیش از ۶۵ درصد موارد در شمال آفریقا است. برای نشان دادن پتانسیل ایجاد تلاطم در شاره و اختلاط پایین‌سوی تکانه LJI از عدد ریچاردسون استفاده شد. طبق تعریف این عدد بدون بعد نسبت پایداری ایستایی بر چینش قائم باد است. تلاطم زمانی رخ می‌دهد که عدد ریچاردسون به یک مقدار آستانه بحرانی برسد، مثلاً در محیطی با پایداری ایستایی ضعیف و چینش باد زیاد در راستای قائم. بانا (۲۰۰۸) نشان داد که عدد ریچاردسون گپه‌ای (bulk) کمتر از 0.4 در لایه زیر محور LJI روی منطقه هموار نشان دهنده پتانسیل تولید انرژی جنبشی تلاطمی نزدیک سطح است. در شرایط پایداری متوسط با عددهای ریچاردسون کمتر از $0.3-0.25$ تلاطم پیوسته مشاهده شد و در شرایط نسبتاً پایدار با عددهای ریچاردسون بزرگ‌تر از 0.3 وقوع تلاطم ناپیوسته برای بسیاری از مناطق شمال آفریقا و به‌خصوص صحرای بزرگ که منشاء گردو خاک است، مشاهده شده است (فیدلر و همکاران، ۲۰۱۳).

۳. ارزیابی کیفی داده‌های ERA-I و آشکارسازی جت سطوح پایین

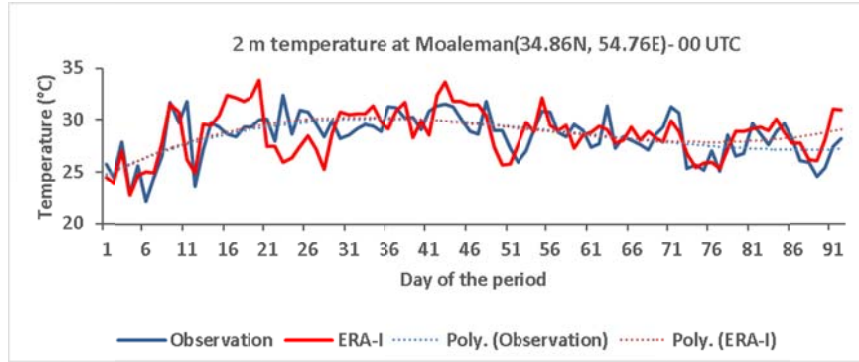
۳-۱. ارزیابی کیفی داده‌ها

در این مطالعه از داده‌های بازتحلیل برای استخراج و نشان

(فیدلر و همکاران، ۲۰۱۳) همخوانی دارد. مقایسه مشاهدات است و به عبارتی چینه‌بندی دما را در ساختار دمای سطح نیز بیانگر نوسان مشابه بین دیدبانی و بازتحلیل است و مقادیر بازتحلیل تا حدودی بیش از می‌کند.



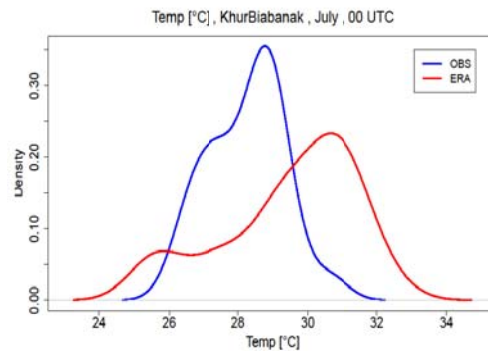
شکل ۲. مقایسه سرعت باد ارتفاع ۱۰ و ۴۰ متر در ساعت‌های ۰۰ UTC و ۱۲ UTC بین دیدبانی و بازتحلیل در معلمان (ارتفاع از دریا ۷۰۵ متر) برای ۹۱ روز تابستان ۲۰۰۷.



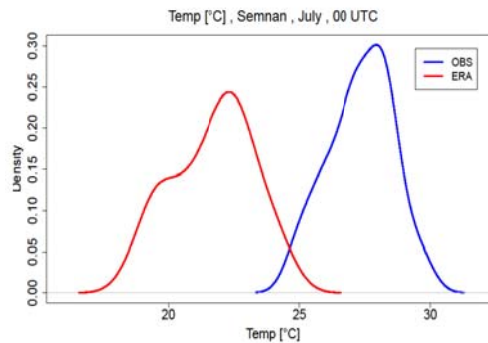
شکل ۳. همانند شکل ۲ ولی برای دمای نزدیک سطح.

نسبت به خوریابانک (۸۴۲ متر) به ترتیب ۲۳ و ۲۷ درجه سلسیوس است. بر این اساس، میدان بازتحلیل وارونگی دمایی شبانه را به طور نسبی ضعیف تر نشان می‌دهد و به همین دلیل انتقال تلاطمی انرژی از سطح به لایه مرزی می‌تواند بیش از مقادیر واقعی باشد و بنابراین سرعت باد محور جت کمتر از مقادیر واقعی می‌شود.

شکل ۴ مقایسه مقادیر نرمال دمای سطحی میانگین ماهانه ژوئیه در دوره (۱۹۷۹-۲۰۱۷) را برای ساعت ۰۰ UTC در ایستگاه همدیدی خوریابانک و سمنان بین داده‌های دیدبانی و بازتحلیل نشان می‌دهد. مشاهده می‌شود که در خوریابانک چگالی بیشینه دمای دیدبانی ۲۹ و بازتحلیل ۳۱ و برخلاف آن در سمنان با توپوگرافی پیچیده تر و ارتفاع بیشتر ایستگاه سمنان (۱۱۲۷ متر)



(الف)



(ب)

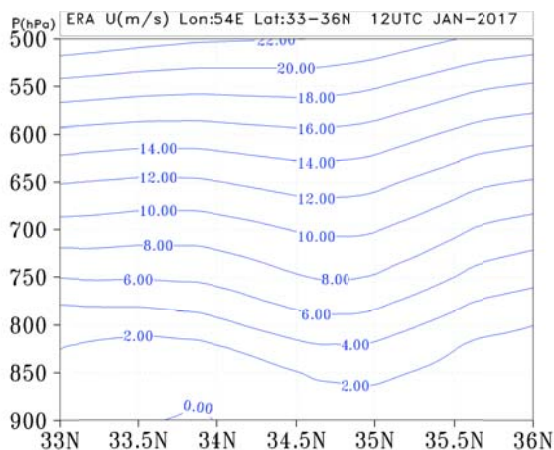
شکل ۴. مقایسه داده‌های درون‌یابی بازتحلیل و دیدبانی برای دمای ۲ متری سطح زمین ساعت ۰۰ UTC دوره بلندمدت (۱۹۷۹-۲۰۱۷). (الف) ایستگاه همدیدی خوریابانک، (ب) ایستگاه سمنان.

۳-۲. آشکارسازی LLJ روی دشت کویر

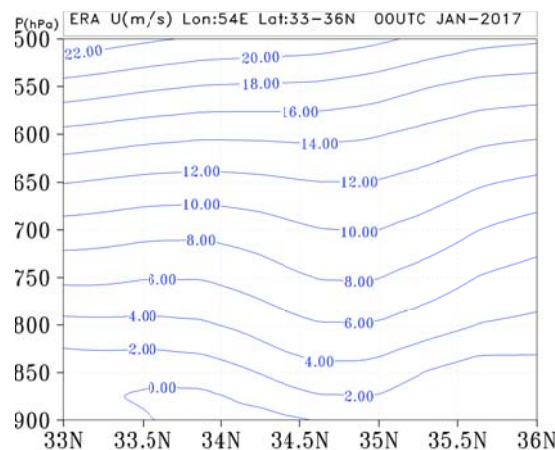
با استفاده از داده‌های بازتحلیل، برش قائم نصف‌النهاری دما و باد مداری میانگین ماهانه ساعت ۰۰ UTC و ۱۲ UTC ژوئیه و ژانویه ۲۰۱۷، الگوی جریان باد مداری در فصل گرم و سرد سال روی دشت کویر در شکل‌های ۵ و ۶ (در ۵۴ درجه شرقی) نشان داده شده است.

باد میانگین روزانه تراز ۸۵۰ hPa در ژانویه یک جریان ضعیف غربی و بالاتر از تراز ۷۰۰ hPa جریان غربی است که به سبب گذر سامانه‌های چرخندی و جت از کشور مؤلفه غربی در ترازهای میانی و بالا قابل ملاحظه است. در

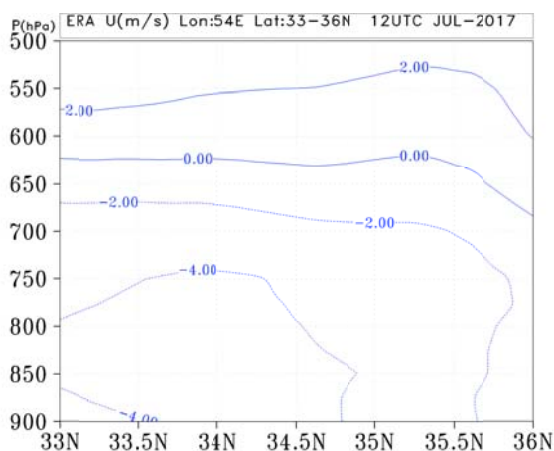
تابستان باد شرقی با سرعت جت سطوح پایین آن قابل ملاحظه (~ 10 m/s) است. در سطوح زیرین جو و لایه مرزی سیاره‌ای در فصل تابستان در بازه ۴۰ ساله (۱۹۷۹-۲۰۱۸) غلبه جریان‌های شرقی و نوسان روزانه آنها در این منطقه به وضوح مشخص است و بیشینه سرعت باد و نوسان آن در تراز ۸۵۰ hPa معرف وجود جت سطوح پایین است. برش قائم دما (شکل ۶-ج) نشان می‌دهد که به طور میانگین قله وارونگی ماه ژوئیه حدود تراز ۸۵۰ میلی‌باری است و با قله وارونگی محور جت سطوح پایین منطبق است.



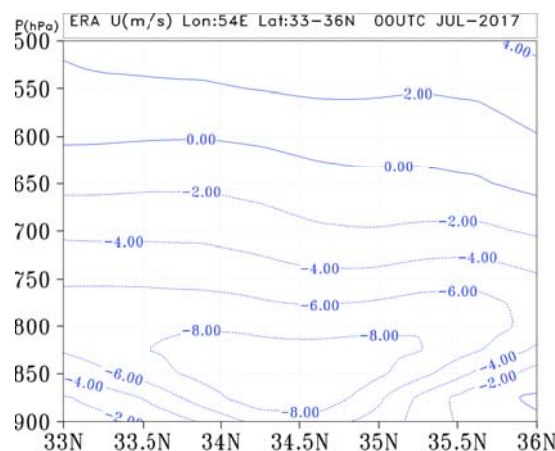
(ب)



(الف)



(د)



(ج)

شکل ۵. سطح مقطع میانگین ماهانه مؤلفه مداری باد (m/s) در ساعت‌های ۰۰ UTC و ۱۲ UTC در ۵۴ درجه شرقی. (الف) ساعت ۰۰ ژانویه، (ب) ساعت ۱۲ ژانویه، (ج) ساعت ۰۰ ژوئیه، (د) ساعت ۱۲ ژوئیه.

این صورت برابر با صفر است. ضریب φ با مقدار ۱ بیانگر بیشتر بودن سرعت بیشتر باد در تراز ۸۵۰hPa از تراز ۷۰۰hPa را نشان می‌دهد تا نیم‌رخ باد مشابه جت باشد و در غیر این صورت صفر است.

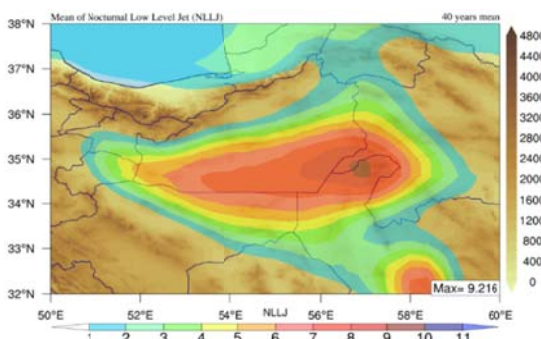
$$\lambda = \begin{cases} 0, & WS_{00}^{L_1} \leq WS_{12}^{L_1} \\ 1, & WS_{00}^{L_1} > WS_{12}^{L_1} \end{cases} \quad (۸)$$

$$\varphi = \begin{cases} 0, & WS_{00}^{L_1} \leq WS_{00}^{L_2} \\ 1, & WS_{00}^{L_1} > WS_{00}^{L_2} \end{cases} \quad (۹)$$

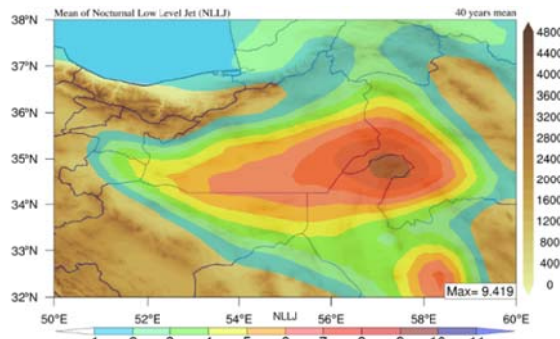
گرچه در ماه‌های گرم سال به سبب غلبه و اچرخند جنب حاره‌ای، فراوانی گذر سامانه‌های همدیدی از روی کشور ناچیز است و در این شرایط غالباً جت شبانه روی کویر مرکزی شکل می‌گیرد. در هر صورت با این دو شرط، از جت‌های وابسته به سامانه‌های همدیدی مقیاس مجزا می‌شود و با این روش مجموعه داده روزانه بلندمدت (۴۰ سال) از نقاط شبکه برای جت شبانه ایجاد شد که نه تنها مکان رخداد و فراوانی آن، بلکه شدت میانگین ماهانه، فصلی و بلندمدت تابستانی، گستره افقی و راستای جغرافیایی آن را مشخص می‌کند. (شکل ۷).

$$NLLJ = \lambda \varphi \left\{ \left[(u_{00}^{L_1} - u_{00}^{L_2}) - (u_{12}^{L_1} - u_{12}^{L_2}) \right]^2 + \left[(v_{00}^{L_1} - v_{00}^{L_2}) - (v_{12}^{L_1} - v_{12}^{L_2}) \right]^2 \right\}^{0.5} \quad (۷)$$

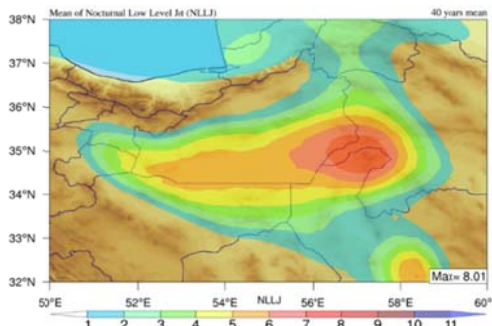
که در اینجا u و v مؤلفه‌های باد در راستای مداری و نصف‌النهاری هستند. L_1 و L_2 نشانگر محور جت به ترتیب در ترازهای ۸۵۰hPa و ۷۰۰hPa است. همانند نیم‌رخ باد در شکل ۲، محور LLLJ در روی دشت کویر در تراز ۸۵۰hPa قرار دارد که با سایر مطالعات انجام شده (علیزاده چوبری و همکاران، ۲۰۱۴؛ وایتمن و همکاران، ۱۹۹۷) همخوانی دارد. برای ساعت‌های روز و شب محلی به ترتیب از داده‌های ساعت ۰۰ UTC و ۱۲ UTC بازنویسی شد و زیرنویس ۰۰ و ۱۲ در رابطه ۷ معرف آن است. جمله زیر رادیکال مثبت می‌شود، بنابراین برای لحاظ علامت جبری در جمله معرف تغییر قائم و زمانی سرعت باد، لازم است ضرایب λ و φ جملات دو دویی (Binary) با مقادیر ۰ و ۱ هستند. با بیشتر بودن سرعت باد تراز ۸۵۰hPa در ساعت ۰۰ (شب محلی) از ساعت ۱۲ (روز محلی)، λ برابر با ۱ است و در غیر



(ب)



(الف)



(ج)

شکل ۷. میانگین ماهانه LLLJ - دوره ۴۰ سال (۱۹۷۹-۲۰۱۸) با استفاده از معادله ۷ و معیارهای ۸ و ۹. (الف) ژوئن، (ب) ژوئیه و (ج) اوت.

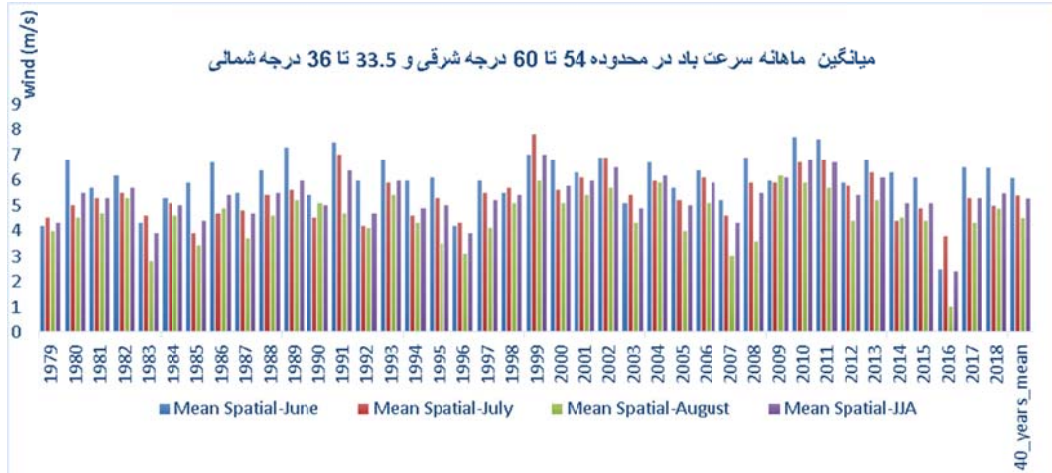
سیاه شکل ۹-الف در ساعت UTC ۰۰ روز ۲۴ ژوئن ۲۰۱۸ نشان می‌دهد. همان‌طور که دیده می‌شود محل تقریبی محور جت در تراز ۸۵۰hPa و در محدوده ۳۴/۵ درجه شمالی قرار داشته و گستره عرضی آن به‌طور تقریبی محدوده ۳۳/۵ تا ۳۵/۵ درجه شمالی (km ۲۰۰-۳۰۰ ~ عرض جت) را در بر می‌گیرد.

شکل ۹-ج تغییرات ۴۸ ساعت جت در محل نقطه سیاه در وسط شکل ۹-الف را نشان می‌دهد. بیشینه جت در حدود ساعت UTC ۰۰ (۰۳:۳۰ محلی) رخ می‌دهد و با طلوع آفتاب تضعیف می‌شود. به تدریج با صعود از ترازهای زیرین به تراز ۷۰۰hPa و بالاتر جریان‌های شرقی به جریان‌های غربی تبدیل می‌شود و اغلب منطقه رخداد جت در سمت چینش و اچرخندی پراارتفاع جنب حاره‌ای غالب فصل گرم قرار می‌گیرد. از طرفی جت روی کویر مرکزی از موانع کوهستانی البرز و شیو فشاری بین دو سوی البرز در شمال و جنوب آن به شکل باد شکاف تأثیر می‌پذیرد. به‌طور کلی جت روی کویر مرکزی ویژگی‌های جت شبانه ناشی از نوسان لختی را دارد ولی شیو دمایی بین دشت و مناطق کوهستانی و اثر باد شکاف در تغییرات آن مؤثر است که علت آن توازن بین نیروی شیو فشاری جنوب‌سو از البرز مرتفع در شمال منطقه و نیروی کوریولیس شمال‌سو در طول حرکت توده هوا به‌طور تقریبی به موازات البرز می‌باشد و با حذف نیروی اصطکاک سطحی در شب منجر به شتاب در راستای البرز در روی دشت کویر می‌شود. نوسانات روزانه جت نشان می‌دهد که عوارض زمینی و تأثیرشکاف در سرعت بیشینه باد محور جت مؤثر است. تحلیل مقیاس جت شبانه روی دشت کویر منجر به عدد راسبی (fV/L) حدود ۰/۲ می‌ $(f \sim 10^{-5} \text{ s}^{-2}, V \sim 10 \text{ m/s}, L \sim 200 \text{ km})$ و بنابراین در این مقیاس اثر نیروی کوریولیس دارای اهمیت است.

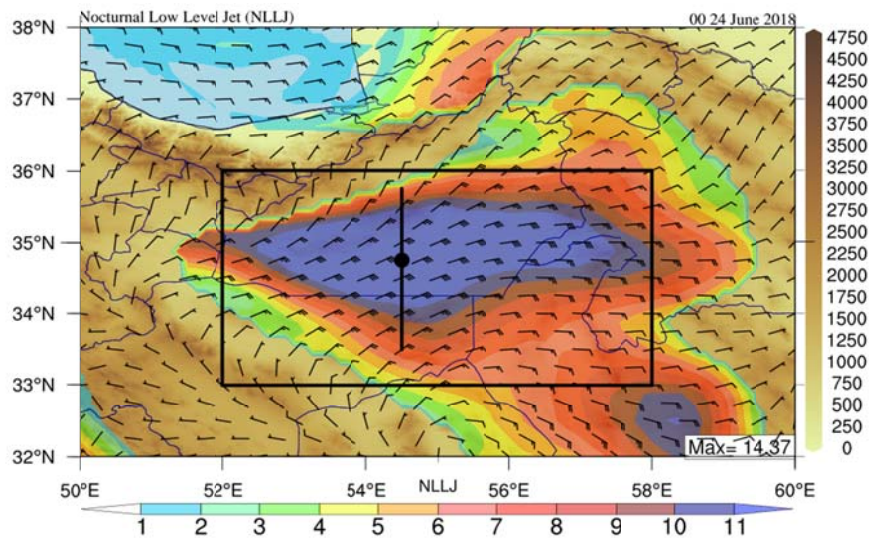
میانگین بیشینه سرعت محور جت در دشت کویر ($\sim 10 \text{ m/s}$) کمتر از جت مرز شرقی ($\sim 20 \text{ m/s}$) کشور و دامنه تغییرات آن نیز کمتر است و یک پدیده وابسته به دوره گرم سال و به‌طور تقریبی در طول جغرافیایی ۵۰ تا ۶۰ شرقی فعال می‌شود. گستره عرضی محور جت در دامنه‌های جنوبی البرز، پهنای حدود ۲ درجه (۳۶ N - ۳۴ N) را در بر دارد و محور بیشینه میانگین باد در عرض جغرافیایی ۳۴/۵ درجه شمالی است.

مقدار سرعت بیشینه باد در محور جت تغییرات روزانه قابل‌ملاحظه دارد و بررسی بلندمدت نشان می‌دهد که میانگین ماهانه و فصلی آن نیز متغیر است. در شکل ۷ میانگین چهل ساله (۱۹۷۹-۲۰۱۸) جت در هر یک از ماه‌های تابستان بر اساس روابط ۷ تا ۹ نشان داده شده است. بر اساس شکل ۷ دیده می‌شود که سرعت میانگین باد بیشینه محور جت در ماه ژوئن بیشترین ($9 \text{ m/s} <$) و در ماه اوت کمترین ($9 \text{ m/s} >$) است. شکل ۸ نمودار میله‌ای میانگین ماهانه و تغییرات مؤلفه مداری سرعت باد (U) در دوره ۴۰ ساله فوق برای هر یک از نقاط شبکه در محدوده مستطیل سیاه رنگ شکل (۹ الف) را نشان می‌دهد که به ترتیب بیشینه و کمینه سرعت میانگین ماهانه در ژوئن و اوت است. تغییرات روزانه سرعت در محور جت با گذر سامانه‌های چرخندی و جبهه‌های سرد از عرض‌های شمالی و از روی دریای خزر و آسیای میانه و با تغییرات شیو فشاری مرتبط است.

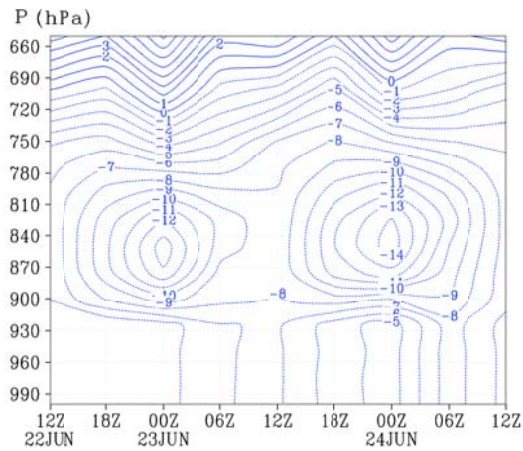
در این شرایط از شمال شرق و تحت تأثیر باد شکاف توپوگرافی شرق سمنان و شرق خراسان هوای نسبی سرد از شمال و شمال‌شرق وارد منطقه شده و سرعت باد در محور جت ($\sim 10 \text{ m/s}$) در تراز ۸۵۰hPa را تقویت می‌کند. شکل ۹-ب برش قائم نصف‌النهاری در محل خط



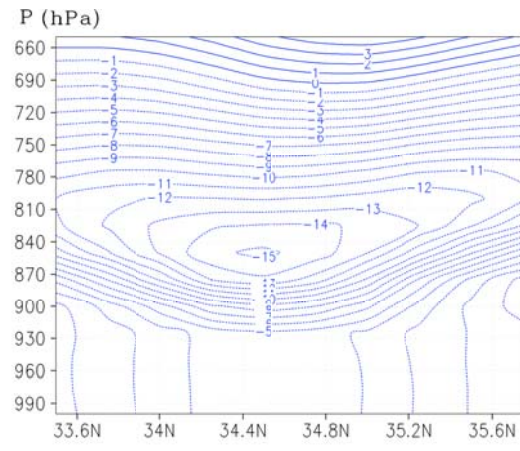
شکل ۸. میانگین جت در ناحیه تعیین شده (E ۶۰-۴۵ و N ۳۶-۳۳/۵) در ماه‌های تابستان و میانگین ۴۰ سال.



(الف)



(ج)



(ب)

شکل ۹. (الف) مؤلفه مداری NLLJ در ۲۴ ژوئن ۲۰۱۸، (ب) برش قائم نصف‌النهاری عمود بر محور جت روی خط سیاه شکل (الف) و (ج) نوسان شبانه‌روزی

سرعت باد در محور جت در مکان نقطه سیاه پر شکل (الف) در بازه ۴۸ ساعت از UTC ۰۰ روز ۲۲ تا UTC ۲۴ روز ۲۴ ژوئن.

تلاطمی و امکان انتقال تکانه از جت به سطح زمین و تولید گردو خاک در کانون‌های مستعد دشت کویر است. در این روزها بر اساس گزارش همدیدی ایستگاه‌های هواشناسی قم، کاشان و خوربیبانک، دید افقی به ۲ تا ۴ کیلومتر کاهش یافته و پدیده غالب گردو خاک است.

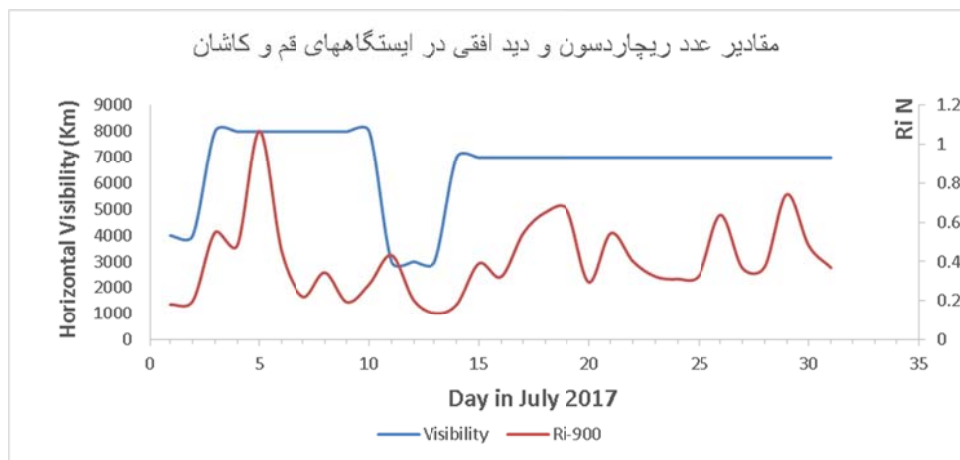
۴. بحث و نتایج

مطالعات بسیاری در مورد اهمیت LLLها در انتقال رطوبت و همرفت عمیق و از جمله تأثیر غیرمستقیم شار سطحی بر همرفت و ابرناکی انجام شده است و نشان می‌دهند که LLL یک پدیده مهم اقلیمی وابسته به فصل در مقیاس منطقه‌ای و جهانی است. بهترین سنجش سرعت در راستای قائم را می‌توان با داده‌های رادیوسوند انجام داد که در بازه ثانیه‌ای (۲ second ~) سنجش و ثبت می‌شود. متأسفانه از گذشته تاکنون داده‌های دیدبانی ترازهای زیرین جو با استفاده از رادیوسوند بسیار محدود و پراکنده و در بازه زمانی ۱۲ ساعت انجام می‌شود. همچنین این داده‌ها در لایه‌های استاندارد و با میانگین‌گیری و هموارسازی آنها ثبت و نگهداری می‌شود که باعث محدود شدن به کارگیری داده‌های واقعی در مطالعات ترازهای زیرین جو و از جمله در پدیده‌های میان‌مقیاس و وابسته به لایه مرزی مانند جت شبانه می‌شود.

برای بررسی تأثیر این پدیده بر خیزش گردو خاک و حمل آن یک مورد رخداد گردو خاک (۲۱ تا ۲۲ تیرماه ۹۶) در این منطقه بررسی شد. تشدید جریان‌های شرقی گاهی موجب خیزش گردو خاک در مناطق بیابانی و انتقال آن توسط جت سطوح زیرین به شهرهای حاشیه کویر مانند تهران، قم و کاشان می‌شود. مطابق کار فیدلر و همکاران (۲۰۱۳) تابش آفتاب در ابتدای صبح سبب ایجاد تلاطم گرمایی و انتقال بالاسوی آن منجر به شکست جت و انتقال تکانه جت به سطح زمین و ایجاد گردو خاک می‌شود. در این میان وجود ناپایداری ایستایی (پایداری ضعیف) و چینش شدید باد در سطوح زیرین جو، شرایط مستعد برای خیزش گردو خاک می‌باشند. برای این منظور عدد ریچاردسون در برخی نقاط محور جت (E ۵۶/۰، N ۳۴/۵) محاسبه شد که نسبت چینش دما یا پایداری ایستایی بر چینش سرعت (پتانسیل تلاطمی) می‌باشد و طبق رابطه زیر محاسبه شد:

$$R_{ib} = \frac{\frac{\partial \theta}{\partial z}}{\theta \left(\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right)} \quad (10)$$

در حالت بحرانی عدد ریچاردسون به حدود ۰/۲۵ نزدیک می‌شود و شرایط برای وقوع تلاطم مهیا می‌شود. در دو مورد در روزهای ۱ تا ۲ و ۱۱ تا ۱۲ ژوئیه ۲۰۱۷ که همراه با وقوع گردو خاک در شهرهای حاشیه غربی کویر است، عدد ریچاردسون حدود ۰/۲ می‌شود و بیانگر شرایط



شکل ۱۰. عدد ریچاردسون بین ترازهای ۸۷۵ و ۹۰۰ hPa در نقطه (E ۵۶/۰، N ۳۴/۵) و دید افقی در ایستگاه‌های همدیدی قم و کاشان برای ۳۱ روز ژوئیه ۲۰۱۷، مقادیر محور قائم سمت راست عدد ریچاردسون (رنگ قهوه‌ای) و محور قائم سمت چپ دید افقی (رنگ آبی).

داده‌های نیم‌رخ کاوش جو سودار به‌علت اینکه شروع ثبت داده از ارتفاع ۵۰۰ متر یا بالاتر است، برای این نوع مطالعه چندان مناسب نیستند و با استفاده از داده‌های سودار ساختار LLL به‌طور کامل قابل مشاهده نیست. به‌همین سبب ارزیابی مهارت مدل‌های عددی در شبیه‌سازی توسعه و تکوین LLL دشوار می‌شود. به‌سبب کمبود یا نبود دیدبانی جهانی معمول از LLL، اهمیت رکورد پیوسته و بلندمدت باد در ترازهای زیرین جو در برج‌های بلند (چند صد متر) بسیار زیاد است (استوکس و شوارتز ۱۹۹۴) که در ایران بسیار کم و تقریباً وجود ندارد. بررسی امکانات اندازه‌گیری و سنجش در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد که داده رادیوسوند مناسب از نظر مکانی وجود ندارد و از طرفی داده‌های رادار هواشناسی تهران نیز چندان برای این مطالعه به دلایل مختلف از جمله به‌سبب ماهیت NLLJ (پدیده وابسته به ترازهای زیرین و لایه پایدار مرزی شبانه است و بدون پدیده مناسب برای ایجاد پژواک راداری است) مطلوب نیست. به‌همین سبب در بسیاری از مطالعات که تاکنون انجام شده است، برای شناخت ویژگی‌های این پدیده، از داده‌های بازتحلیل یا شبیه‌سازی مدل‌های عددی استفاده شده است.

برای رسیدن به‌هدف این مطالعه که شناسایی NLLJ و ناحیه توسعه، تغییرات ماهانه و فصلی و بلندمدت، تعیین ساختار قائم و زمان رخداد آن است، از داده‌های بازتحلیل ERA-Interim با تفکیک افقی $\sim 80\text{ km}$ و تفکیک زمانی ۶ ساعت از سال ۱۹۷۹ به بعد با شروع ثبت داده‌های ماهواره‌ای ایجاد شده، استفاده شد. مهم‌ترین مشخصه داده‌های بازتحلیل ERA-I، پیوستگی مکانی و زمانی آن و کیفیت این داده‌ها است که در مطالعات دیگر نیز از نظر کیفی مورد بررسی قرار گرفته‌اند (فیدلر و همکاران ۲۰۱۳) و در این مطالعه نیز در فاز نخست کیفیت داده‌های بازتحلیل در منطقه مورد نظر در مقایسه با داده‌های ایستگاه هواشناسی همدیدی و یک برج ۴۰ متری در کویر مرکزی بررسی شد. به‌طور خلاصه برخی نتایج در اینجا ارائه شد که همخوانی نسبتاً خوبی را بین داده‌های

بازتحلیل و داده‌های دیدبانی نشان می‌دهد. به‌نظر می‌رسد که با توجه به ماهیت فیزیکی فرآیندهای وابسته، مهم‌ترین عامل ایجاد و توسعه جت در این منطقه، تئوری نوسان لختی میدان باد (B57) است. با توجه به تفکیک مکانی داده‌ها و بررسی‌های انجام شده، سرعت باد داده‌های بازتحلیل به‌طور نسبی کمتر از داده‌های واقعی است و تأثیر عوارض توپوگرافی و لایه مرزی را هموار می‌کند. علی‌رغم این موضوع، داده‌های شبکه‌ای بازتحلیل، ضمن ایجاد امکان برای این نوع مطالعات، بررسی تغییرات روزانه و نوسان جت در مقیاس ماهانه، فصلی و سالانه را در هر نقطه امکان‌پذیر می‌کند. مطالعه جت سطوح پایین در این منطقه از جهات بسیاری دارای اهمیت است که مهم‌ترین آنها عبارت‌اند از: الف) امکان استفاده از انرژی باد با استفاده از توربین‌های باد که امروزه پایه برخی از آنها به حدود ۱۰۰ متر می‌رسد، ب) تأثیر تلاطمی NLLJ در شرایط هوای صاف که بدون نشان مرئی در ارتفاع پایین و هنگام تقرب برای نشست یا برخاست هواپیما تأثیر مخرب بر ایمنی پرواز دارد، ج) تأثیر تلاطمی NLLJ و شکست آن در ابتدای صبح مانند سایر پدیده‌های مشابه در شمال آفریقا و شرق کشور یا بادهای ۱۲۰ روزه سیستان موجب خیزش گرد و خاک می‌شود.

۵. نتیجه‌گیری

در این مطالعه با استفاده از داده‌های بازتحلیل و بررسی ساختار قائم باد و تغییرات روزانه باد در سطوح زیرین جو سرعت بیشینه جت و ساختار قائم آن روی دشت کویر مرکزی مطالعه و شناسایی شد. همچنین مجموعه داده‌ای برای مقادیر شاخص NLLJ در یک بازه ۴۰ سال ایجاد شد که به‌سبب موقعیت مکانی و گستره فضایی آن از نظر منطقه‌ای و با وجود شهرهای حاشیه جنوبی البرز و از جمله کلان‌شهر تهران می‌تواند مهم باشد.

نتایج این مقاله نشان می‌دهد که رخداد جت در روی دشت کویر مرکزی یک ویژگی وابسته به فصل گرم و به‌شکل منظم است و گستره افقی آن به‌شکل منطقه‌ای و

مدلی بتواند زمان، مکان و شدت درست LLL را شبیه‌سازی کند، با احتمال بسیار (گرچه قطعی نیست) ساختار واقعی لایه مرزی سیاره‌ای شامل تغییرات افقی روزانه شار گرمای سطحی محسوس و گرمای نهان که بر توسعه LLJ مؤثرند، را نیز شبیه‌سازی کند (فست و مک‌کورکل، ۱۹۹۰). نتایج این مطالعه در کنار سایر مطالعات در جهان، ویژگی مهم جت ترازهای زیرین جو و تأثیر منطقه‌ای آن در اقلیم را نشان می‌دهد. با توجه به تأثیر جت ترازهای پایین در انتقال تلاطم به سطح زمین و تأثیر آن در تولید و انتقال گردو خاک به شهرهای حاشیه کویر مرکزی با جمعیت انسانی متراکم، مطالعه این موضوع با داده‌هایی با تفکیک بالاتر و استفاده از نتایج آن در پیش‌بینی‌ها و کیفیت هوا بسیار مهم است.

تشکر و قدردانی

بدین وسیله از سازمان هواشناسی برای در اختیار قرار دادن داده‌های دیدبانی هواشناسی و مرکز ECMWF اروپا برای داده‌های بازتحلیل اقلیمی قدردانی می‌شود.

مراجع

حمیدیان‌پور م.، مفیدی، ع.، سلیقه، م.، ۱۳۹۵، تحلیل ماهیت و ساختار باد سیستم، م. ژئوفیزیک ایران، ۱۰(۲)، ص ۸۳-۱۰۹.

- Alizadeh-Choobari, O., Zawar-Reza, P. and Sturman, A., 2014, The wind of 120 days and dust storm activity over the Sistan Basin., *Atmospheric Research* 143, 328–341
- Banta, R. M., 2008, Stable-boundary-layer regimes from the perspective of the low-level jet. *Acta Geophys.*, 56, 58–87, doi,10.2478/s11600-007-0049-8.
- Blackadar, A. K., 1957, Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 38, 283–290.
- Bonner, W. D., 1968, Climatology of the low level jet. *Mon. Wea. Rev.*, 96, 833–850, doi,10.1175/1520-0493(1968)096<0833:COTLLJ>2.0.CO;2.
- Crawford, K. C. and H. R. Hudson, 1970,

میان‌مقیاس است که غالباً گستره طولی ناحیه جت شبانه تا صدها کیلومتر و تقریباً به موازات البرز است و گستره عرضی آن حدود ۲ درجه و تقریباً با راستای نصف‌النهاری است. ارتفاع محور بیشینه باد در جت شبانه در حدود تراز ۸۵۰hPa است و بیشینه سرعت آن در هنگام شب در حدود ساعت UTC ۰۰ است. میانگین بیشینه سرعت باد محور جت در ساعت UTC ۰۰ در ماه ژوئن حدود ۹/۵ m/s بیشترین و در ماه اوت حدود ۸ m/s کمترین در سه ماه تابستان است. بررسی‌های موردی نشان می‌دهد که گاهی بیشینه سرعت باد در محور جت به بیش از ۲۰ m/s می‌رسد (نشان داده نشده است). به سبب پایین بودن ارتفاع محور جت و نزدیکی آن با سطح زمین (ارتفاع سطح زمین در مناطق مرکزی کویر ۷۰۰ تا ۹۰۰ متر بالاتر از تراز دریا است)، با وجود ناپایداری نسبی یا پایداری ضعیف، انتقال تکانه از محور جت به سطح زمین موجب تولید و انتقال گردو خاک از مناطق مستعد کویر مرکزی به شهرهای حاشیه‌ای در شرق و جنوب شرق کویر می‌شود. بنابراین به سبب وابستگی جت ترازهای پایین به تلاطم، نقش مهمی در توزیع آلاینده‌های جوی با منشاء سطح زمین و فعالیت‌های انسان دارد. بر اساس نتایج ایزومی و باراد (۱۹۶۳) در صورت وجود LLL، اختلاط لایه مرزی سیاره‌ای وابستگی نزدیکی به ساختار آن دارد، طوری که نمایه دمای لایه مرزی سیاره‌ای به شدت تحت تأثیر اختلاط وابسته به جت است. بنابراین این نشان می‌دهد که اگر یک

- Behavior of the winds in the lowest 1500 feet in central Oklahoma, June 1966-1967. ESSA Tech. Memo. ERTLM-NSSL-48, 55pp.
- Douglas, M. W., 1993, The summertime low-level jet over the Gulf of California mean structure and Synoptic variation. Preprints, 20th Conf. Hurricanes and Tropical Meteor., San Antonio, TX, Amer. Meteor. Soc., 504-507.
- Doyle, J. D. and Warner, T. T., 1993, A three-dimensional numerical investigation of a Carolina coastal Low-Level jet during GALE IOP 2. *Mon Wea. Rev.*, 121, 1030-1047.
- Fast, J. D. and Mc Corkle, M. D., 1990, A two-dimensional numerical sensitivity study of the Great Plains low-level jet. *Mon. Wea. Rev.*, 118, 151–163.

- Fiedler, S., Schepanski, K., Heinold, B. and Knippertz, P., 2013, Climatology of Nocturnal Low-Level Jets over North Africa and Implications for Modeling Mineral Dust Emission. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 118(12), 6100–6121, DOI, 10.1002/jgrd.50394.
- Giannakopoulou, E. M. and Toumi, R., 2012, The Persian Gulf summertime low-level jet over sloping terrain. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 138, 145–157.
- Hoecker, W. H., Jr., 1963, Three southerly low-level jet systems delineated by the Weather Bureau special PIBAL network of 1961. *Mon. Wea. Rev.*, 91, 573–582.
- Holton, J. R., 1967, The diurnal boundary layer wind oscillation above sloping terrain. *Tellus*, 19, 199–205.
- Hoxit, L. R., 1975, Diurnal variations in planetary boundary layer winds over land. *Boundary Layer Meteorol*, 8, 21-38.
- Izomi, Y. and Barad, M. L., 1963, Wind and temperature variations during the development of a low level jet. *J. Appl. Meteor.*, 2, 668-673.
- Jury, M. R. and Spencer-Smith, G., 1988, Doppler sounder observations of trade winds and sea breeze along the African west coast near 34 degrees S, 19 degrees E. *Bound.-Layer Meteor.*, 44, 373-405.
- Liu, M., Westphal, D. L., Holt T. R., Xu, Q., 2000, Numerical simulation of a low-level jet over complex terrain in southern Iran. *Monthly Weather Review*, 128; 1309–1327.
- Macklin, S. A., Bond, N. A. and Walker, J. P., 1990, Structure of a Low-Level jet over lower Cook Inlet, Alaska. *Mon. Wea. Rev.*, 118, 2568-2578.
- Means, L. L., 1954, A study of the mean southerly wind-maximum in low levels associated with a period of summer precipitation in the middle west. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 35, 166-170.
- Parish, T. R., 1982, Barrier winds along the Sierra Nevada Mountains. *J. Appl. Meteorol.* 21, 925-930.
- Reiter, E. R., 1969, Tropopause circulation and Jet streams. *Climate of the Free Atmosphere*, Stensurd, D. J. 1996, Importance of Low Level Jets to Climate, A review; *Journal of Climate*; 9, 1698-1711.
- Stokes, G. M. and Schwartz, S. E., 1994, The Atmospheric Radiation Measurement background and design of the cloud and radiation test bed. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 75, 1201-1221.
- Stull, R. B., 1988, *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Academic, 670 pp.
- Tao, s. and Chen, L., 1987, A review of research on the East Asian summer monsoon in China. *Monsoon Meteorology*, Chang, C. P. and Krishnamurti, T. N., Eds., Oxford University Press, 60-92.
- Uccellini, L. W. and Johnson, D. R., 1979, The coupling of upper and lower-tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective storms. *Mon. Wea. Rev.*, 107, 682–703. Vol 4, *World Survey of Climatology*. D. F. Rex, Ed., Elsevier, 85-193.
- Whiteman, C. D., Bian, X. and Zhong, S., 1997, Low-level jet climatology from enhanced rawinsonde observations at a site in the southern Great Plains. *J. Appl. Meteor.*, 36, 1363–1376, doi,10.1175/1520-0450(1997)036<1363:LLJCFE>2.0.CO;2.

A climatological study of the Low Level Jet in Central Desert of Iran (Dashte Kavir)

Vazifeh, A.¹, Aliakbari-Bidokhti, A. A.^{2*} and Mazraeh Farahani, M.³

1. Ph.D. Student, Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

2. Professor, Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

3. Associate Professor, Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

(Received: 30 Jun 2019, Accepted: 1 Oct 2019)

Summary

Nocturnal low-level jets (NLLJs) occur frequently in many parts of the world. These low level jets are important in heat, dust, moisture and even insects transport for long distances; hence their characteristics have been the subject of many studies. There are many regions in mountainous areas of Iran that experience NLLJs for which the NLLJ over the Dashte Kavir (DK) is an important one that occur in summer months. The occurrence and other detailed characteristics of NLLJs over the DK in the north desert region of Iran and south of the Alborz chain are not well known. There are not much observational wind profiles available to study the jet in the region. So, we have used the ERA-Interim Reanalysis data that provide long enough historical grid data that can be used for this kind of studies. This paper climatologically presents the occurrence of NLLJs and its characteristics over the DK by analyzing multi-year ERA-Interim reanalysis.

We have compared the reanalysis data with surface observations from 11 synoptic stations in the DK region in the long period (1979-2017) and also a 40m tall observation platform to find correspondence between the two. It is found that the ERA-Interim data set can capture the real atmospheric parameters and thus can be used to study NLLJs' features in the region. The NLLJs occur in most of the summer nights, which are primarily easterly to northeasterly. The jet core typically appears at 850 hPa at the top of the surface inversion layer with monthly average speed of 9 to 14m/s in its core. Based on the Inertial oscillation theory or Blakadar (1957) effect, most NLLJs are located above the nocturnal inversion during the warm season nights, while during the cold season, the wind regime changes and weak westerly winds dominate in lower levels in this area. Based on the 6 hours' resolution of the available reanalysis data, NLLJs above the inversion have strong daily oscillations and the maximum wind speed occurs at 00 and the minimum at 12 UTC and an annual cycle with a mean monthly maximum speed in June.

We quantified mean monthly NLLJ parameters using some definitions and construct magnitudes of the NLLJ in every grid point in the DK region. The magnitude of the momentum in the lower atmosphere from the top of the surface layer to the top of the mixed layer is large for NLLJs of the warm season and using the bulk Richardson number, in a few case studies, the downward momentum transfer in weak stability conditions leads to dust rising in the region. The winds below the NLLJ core to the desert surface gain strength in summer, and these summer winds are coincident with an enhancement of rising dust that reduces visibility in the cities in the desert margins. The nocturnal jet seems to flow along the southern mountain range of Alborz that extends far west even to the Tehran greater plain. Such strong flow may have implication for air pollution ventilation of the Tehran area in summer. This phenomena can be interesting subject for future study in this area (Tehran) that suffers from acute air pollution episodes.

Keywords: Nocturnal Low Level Jet, Inertial Oscillation, Blakadar Effect, Dashte Kavir, Iran.