

پایگاه

# کنفرانس ملی هواشناسی ایران ۱۳۹۴

(دوم و سوم اردیبهشت ماه ۱۳۹۴ - نرو)

## کتابچه مقالات

سمیرا حسینی، عباس مفیدی، آذر زوزین

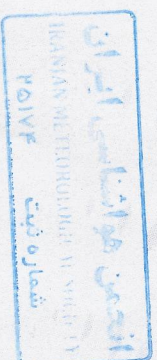
بدین وسیله کتابچه می شود: نویسندهگان محترم

در تاریخ دوم لغایت سوم اردیبهشت ماه سال ۱۳۹۴ در کنفرانس ملی هواشناسی که توسط انجمن علمی هواشناسی ایران با همکاری دانشکده زود و سازمان هواشناسی کشور برگزار شد شرکت نمود و

ارائه نموده اند.

مقاله خود را تحت عنوان ..... بررسی ساختار باد شمال و گرد و غبار ناشی از آن با کاربرد مدل اقلیمی RegCM4

دسر علمی کنفرانس ملی  
دکتر فریادک احمدی کبوی



دسر اجرایی کنفرانس  
دکتر سید محمد میرزایی



## بررسی ساختار باد شمال و گرد و غبار ناشی از آن با کاربست مدل اقلیمی RegCM4

سمیرا حسنی<sup>۱</sup>، عباس مفیدی<sup>۲\*</sup>، آذر زرین<sup>۳</sup>

- ۱- دانشجوی کارشناسی ارشد اقلیم شناسی، گروه جغرافیا، دانشگاه فردوسی مشهد
- ۲- دکترای اقلیم شناسی، استادیار اقلیم شناسی، گروه جغرافیا، دانشگاه فردوسی مشهد
- ۳- دکترای اقلیم شناسی، استادیار اقلیم شناسی، گروه جغرافیا، دانشگاه فردوسی مشهد

### چکیده

در این تحقیق به منظور بررسی ساختار باد شمال تابستانه و نحوه وقوع گرد و غبار ناشی از آن در جنوب غرب ایران، از مدل مقیاس منطقه ای RegCM4 پیوند خورده با طرحواره غبار استفاده شد. در این مطالعه روز ۱۲ جون سال ۲۰۰۶ به عنوان روز دارای باد شمال برجسته برای انجام مدلسازی انتخاب شد و مدل با دو قدرت تفکیک ۲۰ و ۸۰ کیلومتر به اجرا درآمد. در تحلیل ساختار باد شمال و توفان از داده های مولفه مداری و نصف النهاری باد، تابش موج بلندزمین تاب، عمق نوری ذرات (AOD)، به همراه میزان شدت باد و تاوایی نسبی استفاده شد. نتایج بیانگر آن است که باد شمال یک جت تراز زیرین است که در زیر تراز ۹۰۰ هکتوپاسکال در نتیجه کاهش ناگهانی تلاطم در لایه مرزی سیاره ای اتفاق می افتد و حداکثر شدت آن در ساعات نیمه شب است. نتایج همچنین بیانگر آن است که در الگوی زوجی تابستانه با استقرار پرفشار در غرب خلیج فارس و شمال عربستان و وجود کم فشار زاگرس باد شمال در پی ایجاد یک منطقه هم شارش، وزیدن می گیرد و گرد و غبار در حاشیه پیشینه شدت باد اتفاق می افتد. در مقایسه دو قدرت تفکیک افقی مشخص شد که وقوع توفان های گرد و غباری در جنوب غرب ایران و عراق متأثر از واداشت های توپوگرافی زاگرس بر منطقه و تاثیر آن بر جریانات ترازهای زیرین است که در قدرت تفکیک ۲۰ کیلومتر به دلیل نشان دادن این برهم کنش محلی، بهتر از قدرت تفکیک ۸۰ کیلومتر باد شمال و توفان های گرد و غباری جنوب غرب ایران و عراق را نشان می دهد.

واژگان کلیدی: باد شمال، توفان گرد و غباری، قدرت تفکیک افقی، مدل RegCM4



## Abstract

In this research, we investigated the structure of summertime *Shamal* wind by using Regional Climate Model (RegCM4) is investigated. Toward this purpose, The model coupled with a Dust module to identify the effect of *Shamal* wind on the occurrence of Dust storm in southwest of Iran. The day June 12 of 2006 has been selected as a case study to run the model in two different resolution (20 and 80 kilometer). The NCEP/NCAR reanalysis data along with RegCM4 outputs were used to clarify the structure and regional scale features of *Shamal* wind. Aerosol Optical Depth (AOD), Sea level pressure, outgoing long wave radiation forcing, zonal and meridional wind components and relative vorticity at different pressure levels were used to determine the regional and synoptic patterns of *Shamal* wind and related dust storms. The results show that The summertime *Shamal* wind is a Low-Level-Jet (LLJ) that occurs below the 900 hPa level due to the decreasing in boundary layer turbulence in the midnight, and reach to maximum speed at the summertime. also the result show that the *Shamal* wind occur, when the pressure gradient, between semi permanent high pressure in west of Persian Gulf and low pressure of Zagros mountain, become more intense. in comparison between two different resolution (20km and 80km), it was found that, 20km resolution show the interaction between Zagros mountain and the region of the study, therefore it shows high AOD value in southwest of Iran and Iraq while in 80 kilometer resolution perpend to large scale value and smooth the local interaction of topography, therefore the 20 kilometer m resolution is more suitable for investigating of Dust storm over southwest of Iran and Iraq.

keywords: shamal wind, Dust storm, Horizontal resolution, Regcm4

## مقدمه

پدیده گرد و غبار از جمله رخداد هایی است که همواره در مناطق خشک و نیمه خشک جهان اتفاق می افتد. کشور ایران در منطقه پر گرد و غبار دنیا قرار گرفته است. از نظر زمان بندی فصلی توفان های گرد و غباری در ساعات خاصی از روز متمرکز می شوند و در بیشتر مناطق بزرگترین توفان های گرد و غباری در اواخر

صبح و بعد از ظهر اتفاق می افتد. انگلستاتر (Engelstaedter, 2001) معتقد است میزان تراکم پوشش گیاهی و ساختار گیاهان از عوامل کنترل کننده اساسی در وقوع توفان های گرد و غباری هستند که می توانند شدت و ضعف گرد و غبار در یک منطقه را تحت تاثیر قرار دهند. لیو و همکاران (Liu et al., 2004)، در مطالعه خود برای منطقه چین دریافتند که هرچه میزان رطوبت خاک بیشتر باشد میزان گرد و غبار کمتر خواهد بود. ویا در تحقیق زرین و همکاران (Zarrin et al., 2011) در شبیه سازی نقش زاگرس بر جریانات اتمسفری منطقه به این نتیجه رسیدند در شرایط حذف زاگرس جریانات پایین سو جایگزین جریانات بالاسو می شود و با غالب شدن جریانات و اچرخندی، گرادیان فشار از بین می رود و این تغییر در جهت جریانات از بین رفتن گرادیان فشار منجر به تغییر در خصوصیات باد های منطقه شود (Goudie, 2009). علاوه بر جنبه محلی و توپوگرافی یک منطقه، در بسیاری از مطالعات به زمان وقوع توفان ها در فصل های مختلف و سیستم های گردشی جو حاکم بر منطقه در زمان وقوع توفان های گرد و غباری توجه شده است. از این دست می توان به مطالعه میدلتون (Midleton, 1986a) اشاره داشت. وی معتقد است گرد و غبارها در ایران و پاکستان و عربستان از آوریل و می آغاز می گردد و در ماه های جون و جولای به بیشینه خود می رسد. همچنین شلبی و همکاران (shalaby et al., 2015) در تحقیقی برای شناسایی وضعیت گردش بزرگ مقیاس جو در منطقه عربستان، علت استقرار جریانات شمالی در زمان وقوع توفان های گرد و غباری را حرکت کم فشار موسمی هند به سمت عربستان و بالا آمدن پرفشار جنب حاره دانسته و معتقدند که منفی شدن مولفه باد نصف النهاری نشانه چرخش سیکلونی کم فشار موسمی هند است. یا در نمونه ای دیگر کاسکاوتیس و همکاران (Kaskaoutis et al., 2014) بیان می کنند که تکامل توفان های گرد و غباری به صورت مشخص با شاخص نوسان جنوبی ENSO مرتبط نیست. آنان همچنین معتقدند افزایش گردش و اچرخندی بر روی دریای خزر و افزایش شیب فشار شرقی - غربی باعث ایجاد گرد و غبار در منطقه سیستان است. از سوی ذوالفقاری و عابد زاده (۱۳۸۴) نشان دادند، پرفشار آزور به همراه سیستم مهاجر بادهای غربی از مهم ترین سامانه های مقیاس همدید تاثیرگذار بر وقوع گرد غبار در غرب ایران می باشند. یا در نمونه دیگری امیدوار (۱۳۸۵) وجود کم فشارهای دینامیک که با جبهه سرد همراه هستند را سبب ایجاد جریان عمودی و در نتیجه ناپایداری شدید جو و ایجاد توفان های گرد و غباری می داند. در تحقیقات وسیعی که در ارتباط با وقوع توفان های گرد و غباری در منطقه ایران و عراق صورت گرفته است، نقش یک باد در مقیاس منطقه ای به نام باد شمال محرز و مسلم شده است. "شمال" به بادهای شمال غربی گفته می شود که در زمستان و تابستان در ناحیه عراق و خلیج فارس می وزد و علت وزش این باد در تابستان و زمستان متفاوت است. شمال زمستانی از نوامبر تا مارس به دنبال عبور جبهه سرد اتفاق می افتد (Prone, 1979). فرهاد عبدی ویشکایی و همکاران (Abdi vishkaee et al., 2012) در تحقیق خود به بررسی مسیرهای انتقال گرد و غبار به عراق و شمال غرب ایران توسط باد شمال زمستانه

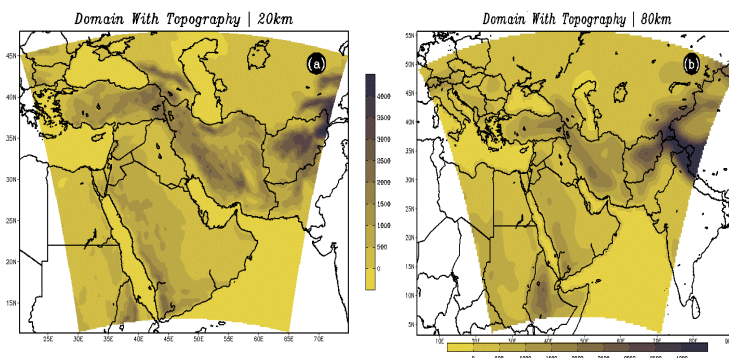
پرداختند و مشخص نمودند که کمی پس از گذر جبهه سرد باد شمال و در جلوی آن باد قوس وزیدن می گیرد و موجب انتقال گرد و غبار در ترازهای زیرین می شود. از آنجا که اصل به وجود آمدن باد در ابتدا با تغییرات انرژی و دما بین دو نقطه و بطور مستقیم تر با تفاوت فشار بین دو نقطه در ارتباط است، در فصول گرم حمل گرد و غبار توسط باد شمال از عراق و کشورهای همسایه معمولاً با محور کم فشار تشکیل شده در نیمه جنوبی ایران و وجود یک گرادیان فشار قوی با پرفشار نیمه دایمی عربستان مربوط است (Goudi, Midletone, 2006). بر اساس تئوری بلک آدار (Blackadar, 1957)، نوسان اینرسی در باد آژوستروفیک به واسطه ی محور یا کاهش ناگهانی تلاطم در لایه ی مرزی سیاره ای پس از غروب خورشید، می تواند سرعت های بیشینه باد در تراز های زیرین در نیمه شب و اوایل صبح را تبیین نماید. بر اساس این تئوری ممبری (Membry, 1983)، باد شمال تابستانه را به عنوان یک جت شبانه مطرح کرد. در تحقیقی دیگر راثو (Rao, 2003) به بررسی رابطه نسیم دریا و خشکی می پردازد و اشاره می کند مهم ترین فصل وزش باد شمال در کشور قطر به ترتیب جون، جولای و ماه می می باشد و شدت این باد در ماه آگوست به شدت افت می کند. وی اشاره می دارد که کشیدگی جنوب سوی پرفشار خزر بر روی مرکز ایران در تشکیل باد شمال اثر نامطلوبی دارد و از باد شمال به عنوان یک جت تراز زیرین یاد می کند. همچنین گیانا و کوپولو (Giannakopoulou, 2011) با استفاده از مدل عددی WRF<sup>۴</sup> اقدام به بررسی تاثیر کوهستان زاگرس و شیب آن و همچنین اثر نسیم خشکی بر روی شدت جت شبانه کردند و به این نتیجه رسیدند که جهت و وسعت باد شمال به توپوگرافی بستگی دارد و نسیم خشکی، شدت جت شبانه را افزایش می دهد. از سویی، تحقیقات نشان دهنده همبستگی مثبت بین گرد و غبار جنوب غرب ایران و باد شمال است (مفیدی و جعفری، ۱۳۹۰). هر چند مطالعات بسیاری در ارتباط با توفان های گرد و غبار کشور صورت گرفته است اما نقش باد شمال و ساز و کار آن در ارتباط با وقوع این توفان ها مورد توجه دقیق قرار نگرفته است. بنابراین از آنجا که مدل RegCM4<sup>۵</sup> به عنوان یک مدل دینامیکی منطقه محدود توانمندی خود را جهت شبیه سازی توفان های گرد و غباری اثبات نموده است (مفیدی و کمالی، ۱۳۹۲)، ژانگ و همکاران، مارسلا و همکاران (Zhang et al., 2008; Marcella et al., 2010)، هدف اصلی مطالعه حاضر، بررسی ساختار باد شمال و تاثیر آن بر توفان های گرد و غباری جنوب غرب کشور ایران با استفاده از توانمندی مدل دینامیکی RegCM4 پیوند خورده با یک طرحواره غبار است. همچنین بررسی قدرت تفکیک های متفاوت خروجی های مدل به منظور آشکار سازی بهتر باد شمال و گرد و غبار از دیگر اهداف این مطالعه به شمار می رود.

### مواد و روش

<sup>۴</sup>-Weather Research and Forecasting

<sup>۵</sup>-Regional Climate Model

در این پژوهش به منظور بررسی ساختار باد شمال تابستانه و اثر آن بر گرد و غبار جنوب غرب کشور از مدل RegCM4.1 با تعداد ۲۰۰ گام شبکه در راستای عرض جغرافیایی و تعداد ۲۱۲ گام شبکه در راستای طول جغرافیایی و ۲۳ تراز در راستای قائم در دستگاه سیگما که بالاترین تراز به طور پیش فرض دارای فشار ۵ میلی بار می باشد، استفاده شده است. به منظور درک بهتر اثر قدرت تفکیک بر داده های خروجی مدل، از دو مرتبه اجرا با قدرت تفکیک ۸۰ و ۲۰ کیلومتر استفاده شد. در اجرای مدل برای شرایط مرزی اولیه، از داده های دوباره تحلیل شده NCEP/NCAR با قدرت تفکیک افقی ۲,۵ \* ۲,۵ درجه و گام زمانی ۶ ساعته برای سال ۲۰۰۶ استفاده شد. این داده ها شامل مولفه مداری و نصف النهاری باد، فشار سطح، دمای سطح، دمای هوا سرعت قائم می باشد. همچنین داده های توپوگرافی، کاربری اراضی، بافت خاک، رطوبت خاک، با قدرت تفکیک ۳۰ ثانیه دریافت شده از سازمان زمین شناسی ایالات متحده آمریکا<sup>۶</sup> (USGS) به عنوان داده های پوشش سطحی استفاده شد. مضاف بر این از داده دمای سطح آب<sup>۷</sup> (SST) به صورت هفتگی و با قدرت تفکیک ۱\*۱ درجه دریافت شده از<sup>۸</sup> (NOAA) و برای طرحواره غبار از داده های هواویزه با قدرت تفکیک افقی ۱\*۱ درجه از سرور مرکز بین المللی فیزیک نظری عبدالسلام استفاده به عمل آمد. متغیرهای خروجی مدل مورد استفاده شامل عمق نوری هواویزه<sup>۹</sup> (AOD)، واداشت تابشی موج بلند، مولفه مداری و نصف النهاری باد، توپوگرافی و فشار تراز دریا می باشد. به منظور دستیابی به پاسخ مناسب به سوالات تحقیق روز ۱۲ جون سال ۲۰۰۶ به عنوان مطالعه موردی برگزیده شد و برای درک بهتر چگونگی وقوع این باد نقشه های متوسط و ترکیبی برای تراز و ساعت بیشینه وزش باد شمال کشیده و تحلیل شد. وجود ارتفاعات زاگرس در کنار همواری سرزمین عربستان و دجله و فرات باعث ایجاد شرایط خاص در سطح منطقه است. شکل ۱ محدوده مورد مطالعه را به همراه وضعیت توپوگرافی منطقه نشان می دهد.



شکل ۱- توپوگرافی منطقه برای دو قدرت تفکیک ۲۰ کیلومتر (a) و ۸۰ کیلومتر (b)

<sup>۶</sup>United States Geological Survey

<sup>۷</sup>Sea Surface Temperature

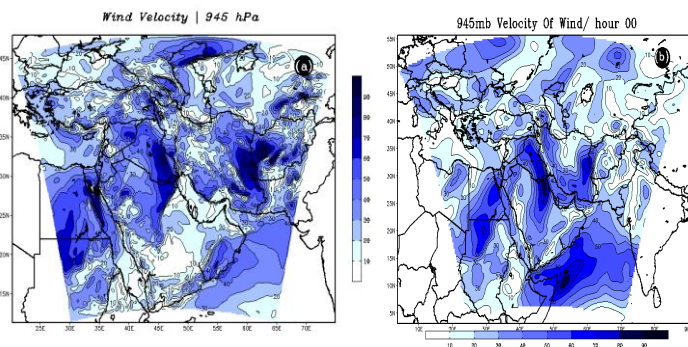
<sup>۸</sup>National Oceanic and Atmospheric Administration

<sup>۹</sup>Aerosol Optical Depth

## بحث و نتایج

### - بررسی ساختار باد شمال

برای بررسی ساعت و تراز بیشینه شدت وزش باد شمال و وردایی زمانی آن از مولفه مداری و نصف النهاری استفاده گردید. شکل ۲ تراز و ساعت بیشینه شدت باد شمال را نشان می دهد. نقشه شدت باد برای تراز های و ساعت های مختلف در روز مورد مطالعه، برای دو اجرای ۲۰ و ۸۰ کیلومتر تهیه شد و در نهایت مشخص شد که تراز بیشینه شدت وقوع این باد در هر دو اجرا، تراز ۹۴۵ هکتو پاسکال و ساعت بیشینه وزش ساعت ۰۰ به وقت گرینویچ می باشد.



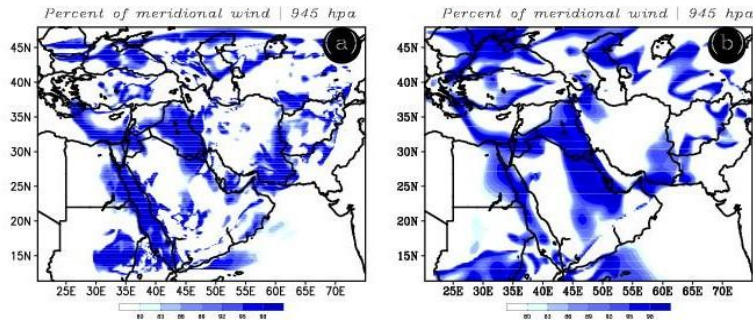
شکل ۲- شدت باد در تراز ۹۴۵ ه پ در ساعت ۰۰ گرینویچ، (a) قدرت تفکیک افقی ۲۰ کیلومتر، (b) قدرت تفکیک افقی ۸۰ کیلومتر

با توجه به این تعریف که باد شمال به بادهای قوی شمال غربی گفته می شود که ممبری (Membrey, 1983) این باد را یک جت تراز زیرین شبانه می داند که بیشینه سرعت خود را در ارتفاع ۳۰۰ تا ۷۰۰ متری از سطح زمین در محدوده جنوب عراق و خلیج فارس تجربه می کند، می توان با درنگ در شکل ۲ به خوبی هسته بیشینه باد با سرعت بیش از ۹۰ کیلومتر در ساعت و کشیدگی آن در محدوده عراق کویت و خلیج فارس را مشاهده کرد. همچنین با مقایسه خروجی های مدل در قدرت تفکیک های مختلف نتیجه می شود که در اجرای با قدرت تفکیک ۲۰ کیلومتر هسته بیشینه شدت باد روی مرز ایران و عراق بسته شده است. با در نظر گرفتن نحوه برهم کنش توپوگرافی پیچیده زاگرس با منطقه عراق، تاثیرش بر شکل گیری باد شمال را به صورت برجسته تر و واقعی تر نشان می دهد. در حالی که در قدرت تفکیک ۸۰ کیلومتر، هسته بیشینه شدت باد بر شمال غرب خلیج فارس بسته شده است و به دلیل هموار شدن نقش توپوگرافی، تنها واداشت های مقیاس منطقه ای با این قدرت تفکیک می توانند توجیه شوند.

از آنجا که مقادیر منفی باد نصف النهاری نشانه شمالی بودن جریان می باشد به منظور تعیین میزان سهم باد نصف النهاری در شدت باد شمال نقشه درصد باد نصف النهاری برای ۲ اجرای مختلف مدل تهیه شد (شکل ۳). و مشخص گردید که حدود ۹۸ درصد



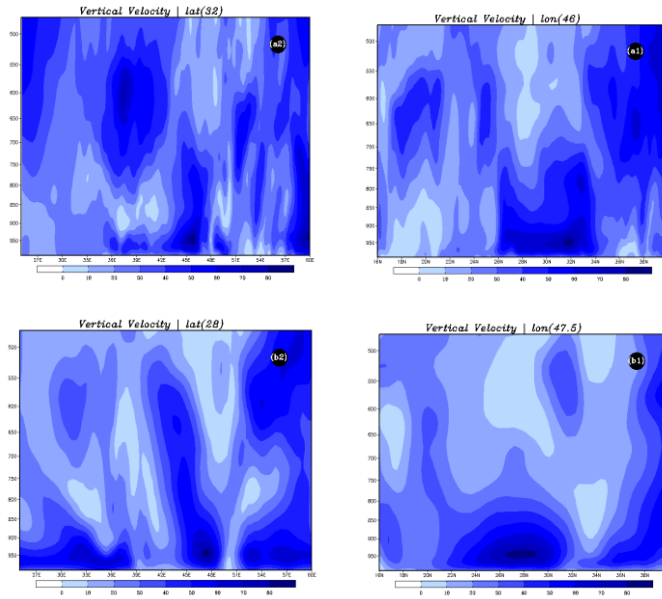
شدت باد مشاهده شده در تراز و ساعت بیشینه وزش باد شمال مربوط به باد نصف النهاری است و این میزان در قدرت تفکیک ۲۰ کیلومتر متمرکز در عراق بوده و در ۸۰ کیلومتر تا جنوب غرب خلیج فارس کشیده شده است. بنابراین نتیجه فوق به ما این اجازه را می دهد که در ادامه تحقیق از مولفه باد نصف النهاری به عنوان یک معرف مناسب از باد شمال استفاده نماییم.



شکل ۳- درصد سهم مولفه باد نصف النهاری از میزان کل شدت باد در تراز ۹۴۵ ه.پ، (a) قدرت تفکیک افقی ۲۰ کیلومتر، (b) قدرت تفکیک افقی ۸۰ کیلومتر

همچنین به منظور درک بهتر از نحوه گسترش قائم باد شمال و شناسایی هسته سرعت آن نقشه های نیمرخ قائم شدت باد تهیه شد. در اجرای ۲۰ کیلومتر و در راستای عرض جغرافیایی ۳۲ درجه (a2)، هسته بیشینه شدت باد در ۵۰۰ متری از سطح زمین (۹۵۰ هکتوپاسکال) و در حدود ۴۶ درجه طول جغرافیایی بسته شده است. در مقابل، در اجرای ۸۰ کیلومتر و در راستای عرض جغرافیایی ۲۸ درجه (b2)، در راستای عرض جغرافیایی ۲۸ درجه هسته بیشینه شدت باد در ۵۰۰ متری از سطح زمین (۹۵۰ هکتوپاسکال)، در حدود ۴۷٫۵ درجه طول جغرافیایی بسته شده است. در قدرت تفکیک ۲۰ کیلومتر به جهت آشکار شدن بیشتر نقش عوامل جغرافیایی محلی همچون کوه های زاگرس و برهم کنش پیچیده آن با مولفه های گردش منطقه ای جو، یک هسته بیشینه سرعت باد در محدوده غرب زاگرس و جنوب عراق مشاهده میگردد (a1, a2). این در حالی است که در اجرای با قدرت تفکیک پایین تر (۸۰ کیلومتر) نقش توپوگرافی و عوامل مقیاس محلی و میان مقیاس کاهش یافته و مولفه های مقیاس منطقه ای نقش تعیین کننده تری در شکل گیری باد دارا می باشند. (شکل ۴- b1, b2)، به همین دلیل هسته بیشینه سرعت باد در دو قدرت تفکیک دارای اختلاف مکانی است. نقشه های نیمرخ شدت باد با قدرت تفکیک ۲۰ کیلومتر (a1, a2)، مبین شکل گیری یک جت تراز زیرین می باشد. (شکل ۴)

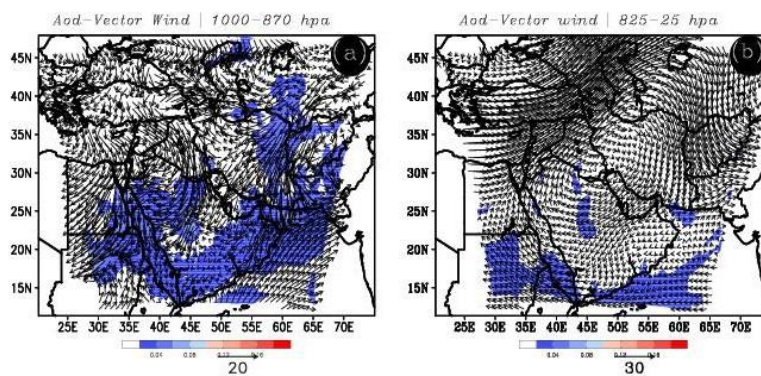


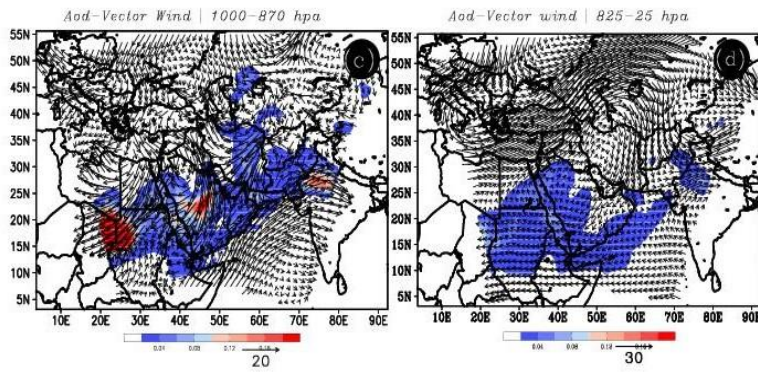


شکل ۴- نیمرخ های قائم شدت باد در منطقه اصلی وزش باد شمال به ترتیب برای (a1) عرض ۳۲ درجه شمالی، (a2) طول ۴۶،۵ درجه شرقی، (b1) عرض ۲۸ درجه شمالی و (b2) طول ۴۷،۵ درجه شرقی، (a1,a2) قدرت تفکیک ۲۰ کیلومتر، (b1,b2) قدرت تفکیک ۸۰ کیلومتر

### ساختار توفان گرد و غباری در زمان وقوع باد شمال

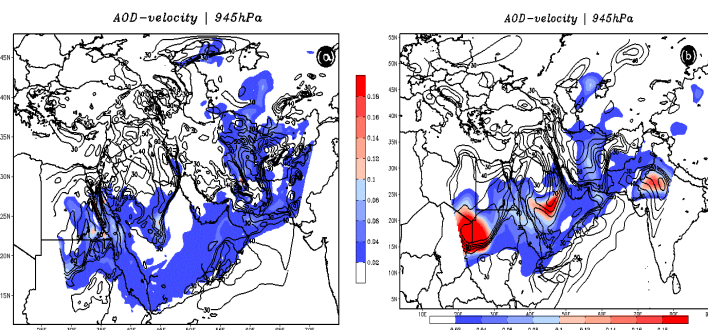
جهت ارزیابی گسترش افقی توفان گرد و غباری در جنوب غرب ایران، عراق و عربستان در روز ۱۲ جون ۲۰۰۶، از متغیر عمق نوری ذرات (AOD) و باد برداری برای متوسط تراز های زیرین و فوقانی استفاده شد. (شکل ۵). همچنین برای درک ویژگی های محلی و مقیاس منطقه ای توفان ها از دو قدرت تفکیک افقی ۲۰ کیلومتر و ۸۰ کیلومتر استفاده شد.





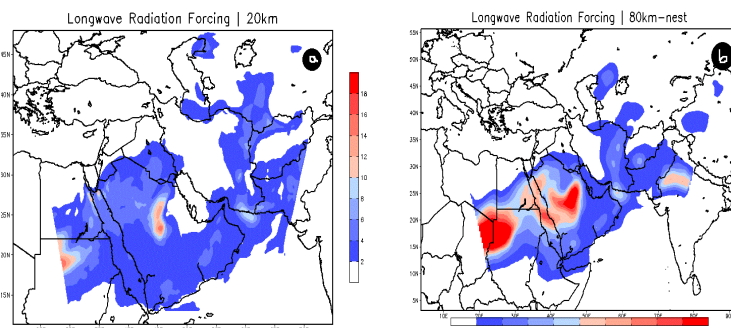
شکل ۵- مقادیر متوسط عمق نوری ذرات (AOD) و باد برداری به ترتیب برای ترازهای زیرین جو (متوسط ۱۰۰۰ تا ۸۷۰ ه.پ) در سمت چپ و برای تراز های فوقانی (۲۵ تا ۸۲۵ ه.پ) در سمت راست. (a,b) اجرای ۲۰ کیلومتر، (c,d) اجرای ۸۰ کیلومتر.

در شکل ۵a مقادیر متوسط عمق نوری ذرات (AOD) برای ترازهای زیرین جو (۸۷۰-۱۰۰۰ ه.پ) و b برای متوسط ترازهای فوقانی جو (۲۵-۸۲۵ ه.پ) در اجرای ۲۰ کیلومتر نشان داده شده است. در این شکل شدت بیشینه باد در بخش های میانی عراق به سمت زاگرس اتفاق افتاده است. بنابراین خروجی های مدل وقوع توفان گرد و غباری را در محدوده جنوب غرب ایران آشکار ساخته است. در مقابل در شکل های c و d که از اجرای ۸۰ کیلومتر حاصل گردیده است مقادیر متوسط AOD در ترازهای زیرین (۸۷۰-۱۰۰۰ ه.پ) و مقادیر متوسط ترازهای فوقانی (۲۵-۸۲۵ ه.پ) وقوع توفان های گرد و غباری در منطقه عربستان را نشان می دهد اما برای منطقه ایران گرد و غبار با گستردگی کمتر را آشکار ساخته است، زیرا بیشینه شدت باد در غرب خلیج فارس به وقوع پیوسته است و بیشینه گرد و غبار در مرکز عربستان اتفاق می افتد. همچنین جریانات باد برداری در ترازهای زیرین نشان دهنده شیب فشار زیاد بین منطقه عراق، عربستان و ایران و با جهت شمال غربی- جنوب شرقی است. همچنین شکل ۶ وضعیت وقوع توفان های گرد و غباری را در تراز ۹۴۵ ه.پ) با توجه به بیشینه شدت باد شمال در ساعت ۰۰ گرینویچ نشان می دهد.



شکل ۶- شدت باد (خطوط) و عمق نوری ذرات (Aod) در تراز ۹۴۵ ه.پ، (a) قدرت تفکیک افقی ۲۰ کیلومتر، (b) قدرت تفکیک افقی ۸۰ کیلومتر.

بر اساس واداشت تابشی طول موج بلند، هر نقطه که دارای غلظت بیشتری از ذرات معلق باشد، میزان بازتاب زمینی طول موج بلند بیشتری را از خود ساطع می کند. در نتیجه مناطق دارای طوفان گرد و غباری از مقادیر طول موج بلند خروجی به دام افتاده بیشتری برخوردار خواهد بود (مفیدی و کمالی، ۱۳۹۰). شکل ۷ مقادیر واداشت تابشی طول موج بلند از سطح زمین را در تراز ۹۴۵ هکتوپاسکال با اجزای ۲۰ و ۸۰ کیلومتر را نشان می دهد. در مرزهای جنوب غرب ایران و عربستان افزایش واداشت تابشی طول موج بلند نشان دهنده حجم بالای ذرات معلق در توفان گرد و غبار به وجود آمده است. همچنین در قدرت تفکیک ۲۰ کیلومتر مدل قادر گردیده است مقادیر بیشینه LRF در جنوب غرب ایران را نشان دهد. در حالی که و در قدرت تفکیک ۸۰ کیلومتر به دلیل نقش کمتر واداشت های توپوگرافی محلی مقادیر بیشینه غلظت غبار در جنوب غرب ناپدید شده اما منطقه بیشینه واداشت تابشی طول موج بلند در منطقه عربستان بهتر مشخص شده است.

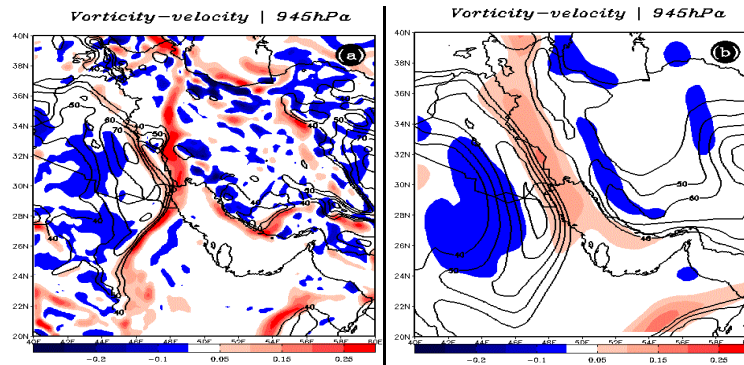


شکل ۷- واداشت تابشی طول موج بلند (LRF)، (a) قدرت تفکیک افقی ۲۰ کیلومتر و (b) قدرت تفکیک افقی ۸۰ کیلومتر

چنان که بررسی پیشین با استفاده از نقشه های تاوایی و بیشینه شدت باد نشان می دهد در ماه های انتقالی بهار پرفشار عربستان به صورت یک مرکز واپرخندی قوی بر روی منطقه ظاهر می شود (مفیدی ۱۳۸۶). بررسی جعفری (۱۳۹۰) نشان می دهد برای وقوع توفان های گرد و غباری در ایران ۳ الگوی زوجی (تابستانه و انتقالی)، ناوه غربی و پرفشار نقش ایفا می کنند. بررسی نقشه تاوایی نسبی و شدت باد در ترازهای ۹۴۵ هکتوپاسکال با دو قدرت تفکیک متفاوت مدل (شکل ۸)، نشان دهنده برجسته بودن پرفشار عربستان و گسترش جنوب سوی پرفشار ترکمنستان و وجود تاوایی مثبت در منطقه غرب ایران و زاگرس است. وجود پرفشار ترکمنستان منجر به افزایش گردش چرخندی روی زاگرس می شود و به علت برجسته بودن پرفشار عربستان که در فصول انتقالی در بیشینه شدت خود به سر می برد، ایجاد یک گرادیان فشار شدید در محدوده غرب خلیج فارس و غرب زاگرس ایجاد می گردد که در نهایت باد های با جهت شمال غربی - جنوب شرقی را در محدوده عراق و غرب خلیج فارس در پی دارد. بر اساس نقشه تاوایی، منطقه اصلی وزش باد شمال با منطقه تاوایی صفر در حاشیه شرقی پرفشار عربستان منطبق است (شکل ۸ a). خروجی



مدل در اجرای ۸۰ کیلومتر منطقه بیشینه شیب فشار و منطقه تاوایی صفر را کمی پایین تر در غرب خلیج فارس نشان می دهد (شکل b ۸).



شکل ۴-۲-۳- تاوایی نسبی و شدت باد (کتوری) در ترازهای ۹۴۵ هکتوپاسکال، (a) قدرت تفکیک ۲۰ کیلومتر، (b) ۸۰ کیلومتر

### نتیجه گیری

در تحقیق حاضر با استفاده از خروجی های مدل Regcm4 ساختار باد شمال و علل بوجود آمدن گرد و غبار ناشی از آن مورد بررسی قرار گرفت. در کنار این هدف به مقایسه توان مدل Regcm4 در دو اجرای متفاوت پرداخته شد. نخست داده های اتمسفری NCEP/NCAR با قدرت تفکیک ۲,۵\*۲,۵ درجه به طور مستقیم در مدل به قدرت تفکیک ۲۰ کیلومتر مبدل شد و در اجرای دوم همان داده های اتمسفری به قدرت تفکیک ۸۰ کیلومتر ریزگردانی شد. نتایج حاصله بیانگر این نکته است که باد شمال در تراز ۹۴۵ هکتوپاسکال در ساعت ۰۰ گرینویچ دارای بیشینه شدت باد است. همچنین قدرت تفکیک ۲۰ کیلومتر نقش توپوگرافی زاگرس در پیدایش باد شمال را برجسته می کند. بنابراین برای اینکه شرایط حاکم بر روی عراق و جنوب غرب ایران، پدیده باد شمال و گرد و غبار ناشی از آن و برهم کنش زاگرس و پرفشار عربستان خوب شناسایی شوند باید از قدرت تفکیک بالا جهت مدل سازی استفاده شود. در واقع اجرای مدل با قدرت تفکیک ۲۰ کیلومتر بیانگر این حقیقت است که وقوع توفان های گرد و غباری در محدوده عراق و جنوب غرب ایران به شدت از برهم کنش محلی چون کوه های زاگرس و جریانات موجود در ترازهای زیرین جو متأثر شده، این در حالی است که با افزایش قدرت تفکیک، به ۸۰ کیلومتر، به جهت حذف برهم کنش یادشده تنها ویژگی های مقیاس منطقه ای ظهور پیدا می نمایند و در چنین شرایطی امکان آشکارسازی هسته بیشینه باد و متعاقب آن توفان گرد و غبار در منطقه عراق و جنوب غرب ایران ممکن نبوده و در عوض شرایط حاکم در غرب خلیج فارس و شمال عربستان به شکل بهتری نمایان می گردد. همچنین در بررسی نقشه های ساعت و تراز بیشینه شدت وزش باد شمال تراز مشخص شد که در عرصه میان مقیاس ترکیبی از تئوری نوسان اینرسی در باد آروستروفیک به واسطه محو یا کاهش ناگهانی تلاطم در لایه مرزی سیاره ای پس از غروب خورشید (Blackadar, 1957) و تئوری گرمایش و سرمایش شبانه روزی مناطق



دارای عوارض پرشیب (Bonner, Paegle 1979; Holton, 1967) می‌تواند تبیین کننده بیشینه‌ی سرعت باد در ترازهای زیرین به ویژه در طول شب و ساعات اولیه صبح باشد. همچنین به نظر می‌رسد الگوی زوجی تابستانه باعث شکل‌گیری باد شمال می‌باشد.

## فهرست منابع

- امیدوار، کمال، (۱۳۸۵)، بررسی و تحلیل سینوپتیک توفان های ماسه در دشت یزد- اردکان، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی ۸۱: ۴۳-۵۸.
- ذوالفقاری، حسن، و عابدزاده، حیدر، (۱۳۸۴)، تحلیل سینوپتیکی توفان های گرد و غبار در غرب ایران، جغرافیا و توسعه ۶: ۱۷۳-۱۸۸
- مفیدی، عباس و کمالی، سمیه (۱۳۹۲)، ارزیابی توان مدل RegCM4 پیوندخورده با طرحواره غبار در آشکار سازی ساختار توفان های گرد و غباری تابستانه در دشت سیستان، فصلنامه علمی-پژوهشی جغرافیا، ۳(۳): ۶۹-۵۱
- مفیدی، عباس، و جعفری، سجاد (۱۳۹۰)، بررسی نقش گردش منطقه ای جو در خاورمیانه در وقوع توفان های گرد و غباری تابستانه در جنوب غرب ایران، مطالعات جغرافیایی مناطق خشک، ۲(۵): ۴۵-۱۷
- Abdi Vishkaee, F., C. Flamant, J. Cuesta, L. Oolman, P. Flamant, H. R. Khalesifard, (2012), **Dust transport over Iraq and northwest Iran associated with winter Shamal: A case study**, Journal of Geophysical Research: atmospheres, DOI:10.1029/2011JD016339, Vol 117, D03201.
- Blackadar A.K., (1957), **Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions**, Bull. Am. Meteorol. Soc., 38: 283-290.
- Bonner W.D., and Paegle J., (1970), **Diurnal variations in boundary- layer winds over the south central United States in summer**, Mon. Weather Rev., 98: 735-744.
- Engelstaedter S., (2001), **Dust storm frequencies and their relationships to land surface conditions**. Diploma thesis, Institute of Geoscience, Friedrich-Schiller -University, Jena, Germany.
- Giannakopoulou E.M., and Toumi R., (2012), **The Persian Gulf summertime low- level jet over sloping terrain**, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 138: 145-157. DOI:10.1002/qj.901.
- Goudie A.S., (2009), **Dust storms: Recent development**, Journal of environmental management, 90(1): 89-94.
- Goudie A, and Mideleton NJ., (2006), **Desert Dust in the Global System**, Springer, Heidelberg. 1- 90.
- Kaskaoutis. D.G , A. Rashki , E. E. Houssos , A. Mofidi , D. Goto , A. Bartzokas , P. Francois , M. Legrand, (2014), **Meteorological aspects**



associated with dust storms in the Sistan region, southeastern Iran, Clim Dyn, DOI 10.1007/s00382-014-2208-3.

- Holton J.R., (1967), **The diurnal boundary- layer wind oscillation above sloping terrain**, Tellus, 19: 199–205.

-Liu,X., Z. YongYin,X. Zhang, and X. Yang.,(2004), **Analyses of the spring dust storm frequency of northern China in relation to antecedent and concurrent wind, precipitation, vegetation, and soil moisture conditions**, Journal of Geophysical Research, DOI: 10.1029/2004JD004615 Volume 109, Issue D16.

-Marcella, M.P., and Eltahir, E.A., (2010), **Effects of mineral aerosols on the summertime climate of southwest Asia : Incorporating sub grid variability in a dust emission scheme**, Journal of Geophysical Research, 115: 14-27. D18203, doi:10.1029/2010JD014036.

- Membery,D.A.(1983), **Low Level Wind profile during the gulf Shamal**, Weather, 38:18-24.

- Middleton ,N.J., (1986a), **Dust storms in the Middle East**, J. Arid Environ., 10: 83–96.

- Perrone ,T.J., 1979. Winter shamal in the Persian Gulf, Naval Env. Prediction Res. Facility, Technical Report, 79-06, Monterey, 180p.

- Rao ,P.G.,H.R.Hatwar,MH.Al-Sulaiti, and AH.Al-Mulla., (2003), **Summer Shamals over the Arabian Gulf**, Weather, 58: 471-478.

-Shalaby.A., B. Rappenglueck, and E. A. B. Eltahir,(2015), **The climatology of dust aerosol over the arabian peninsula**, Atmospheric Chemistry And Physics, DOI:10.5194/acpd-15-1523-2015.

- Zhang D.F, Zakey A.S, Gao X.J, Giorgi F., (2008), **Simulation of Dust aerosol and its regional feedbacks over East Asia using a regional climate model**, Atmospheric Chemistry and Physics Discussions, 8:4625-4667.

- Zarrin A., Ghaemi H., Azadi M., Mofidi A., and Mirzaei E., (2011), **The effect of Zagros Mountains on the formation and maintenance of Iran anticyclone using RegCM4**, Meteorology and Atmospheric Physics, 112(3- 4 ): 91- 100 , DOI:10.1007/s 0134 011 00703 z.