

## مطالعات جغرافیایی مناطق خشک

سال دوم، شماره پنجم، پائیز ۱۳۹۰

دریافت مقاله: ۱۳۹۰/۴/۱۲ تأیید نهایی: ۱۳۹۰/۸/۱۸

صص ۴۵-۱۷

## بررسی نقش گردش منطقه ای جو بر روی خاورمیانه در وقوع توفان های

## گردوغباری تابستانه در جنوب غرب ایران

عباس مفیدی\*، استادیار اقلیم شناسی، گروه جغرافیا، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران  
سجاد جعفری، دانشجوی کارشناسی ارشد اقلیم شناسی، گروه جغرافیا، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

## چکیده

در این تحقیق به منظور تبیین علل وقوع توفان های گردوغباری تابستانه در جنوب غرب ایران و منابع اصلی گردوغبار آنها، ساختار گردش منطقه ای جو مورد بررسی قرار گرفت. ابتدا با بهره گیری از داده های ساعتی میزان دید در ۸ ایستگاه هواشناسی واقع در استان های خوزستان و ایلام، تعداد ۳۰ مورد توفان فراگیر برای یک دوره زمانی شش ساله (۲۰۰۳-۱۹۹۸) استخراج شد. سپس با بهره گیری از داده های شبکه بندی شده NCEP/NCAR و شاخص آبروسل سنجنده TOMS ویژگی های دینامیکی و همدیدی هریک از توفان های گردوغباری از دو روز قبل از وقوع توفان تا زمان اوج در مقیاس ۶ ساعته مورد بررسی قرار گرفت. تعیین منابع اصلی گردوغبار برای هر یک از توفان های گردوغباری نیز با بهره گیری از مدل لاگرانژی HYSPLIT و با استفاده از روش ردیابی پسگرد به انجام رسید.

نتایج تحقیق بیانگر آنست که پرفشار عربستان و زبانه کم فشار زاگرس بیش از هر مؤلفه گردشی دیگری در شکل گیری توفان های مقیاس منطقه ای در منطقه خلیج فارس و جنوب غرب ایران نقش دارند. در بررسی الگوهای همدیدی توفان های گردوغباری، سه الگوی زوجی، ناه موج غربی و پرفشار بعنوان الگوهای همدیدی اصلی در زمان وقوع توفان ها تعیین گردید. در این میان الگوی زوجی خود به دو الگوی تابستانه و الگوی انتقالی تقسیم می گردد. بطور کلی در الگوی زوجی، بدنال تقویت و گسترش جنوب سوی واچرخند ترکمنستان، شیو افقی باد در ترازهای زیرین جو افزایش می یابد که در ادامه با افزایش گردش چرخندی در زبانه کم فشار زاگرس همراه می گردد. این فرآیند در یک پسخور مثبت ضمن تقویت همزمان زبانه کم فشار زاگرس و پرفشار عربستان شکل گیری یک جت تراز زیرین موسوم به باد شمال را در منطقه همشارش دو سامانه در پی دارد. در پی استقرار چنین الگویی، باد شمال نقش مهمی در وقوع توفان های گردوغباری تابستانه در جنوب غرب ایران دارد. در الگوی ناه موج غربی به جهت گسترش و نفوذ ناه ای بر غرب خاورمیانه و شکل گیری یک منطقه گردش چرخندی/کم فشار بر شمال عراق و استقرار همزمان پرفشار عربستان بر جانب جنوبی آن، یک شیو افقی شدید باد در امتداد نصف النهاری با جریانات شرق سو از جانب عراق به سمت جنوب غرب ایران همراه می گردد. نهایتاً در الگوی پرفشار به سبب قرار گرفتن یک سامانه پرفشار بر روی منطقه جنوب غرب ایران، گردوغبار از مرکز کم فشاری که در غرب سامانه پرفشار قرار گرفته به داخل سامانه منتقل شده و از طریق پرفشار در سطح منطقه نزول یافته و پخش می گردد. خروجی های مدل HYSPLIT نشان می دهد که بطور کلی منابع اصلی غبار برای توفان های گردوغباری جنوب غرب ایران محدوده ای در حدفاصل مرکز تا شمال عراق، شرق سوریه تا شمال عربستان می باشد. بررسی مسیرهای انتقال ذرات در توفانهای گردوغباری از وجود یک جت تراز زیرین خبر می دهد که موجب انتقال افقی ذرات گردوغبار در یک لایه کم عمق گردیده و از پخش عمودی آن در لایه های بالاتر جو جلوگیری می کند. مقایسه بین الگوها همچنین آشکار ساخت که الگوی پرفشار از محدودترین و کوچکترین منطقه انتقال ذرات برخوردار است. در عین حال

در الگوی زوجی تابستانه ذرات گردوغبار اساساً یک مسیر شمال غرب-جنوب شرق سو را تا رسیدن به منطقه مطالعه طی می نمایند. بهره گیری از شاخص AAI نشان می دهد که الگوی زوجی تابستانه در قیاس با سایر الگوهای همدیدی، بیشترین گسترش افقی گردوغبار را بر روی خاورمیانه تجربه می کند و در عین حال در بین سه الگوی همدیدی از بالاترین تمرکز منطقه ای گردوغبار نیز برخوردار است.

**کلید واژگان:** توفان گردوغبار، پرفشار عربستان، زبانه کم فشار زاگرس، باد شمال، مدل HYSPLIT، جنوب غرب ایران.

## ۱- مقدمه

امروزه توفان های گردوغباری یکی از مخاطرات محیطی محسوب می گردند که آسایش ساکنین کره زمین را بویژه در مناطق خشک و کم بارش کاهش داده و به طور مستقیم و یا غیرمستقیم بخش گسترده ای از جامعه بشری را از خود متأثر می سازند. کشور ایران به دلیل قرارگیری در محل فرونشینی پرفشار دینامیکی جنب حاره در طول دوره گرم سال نزول مداوم هوا را در ترازهای میانی و فوقانی وردسپهر تجربه می کند. گسترش عمودی پرفشار جنب حاره همراه با تداوم درازمدت آن بر روی ایران ضمن پایدار نمودن جو، شکل گیری توده هوای گرم و خشک را بر روی این سرزمین فلاتی در پی دارد. وجود این شرایط بطور محسوسی بر میزان تبخیر و تعرق، پراکندگی زمانی و مکانی بارش و سایر متغیرهای جوی اثر گذاشته و به تبع آن سبب خشکی در کشور می شود. تضاد حرارتی شدید و شیب فشاری که بواسطه تفاوت در میزان انرژی دریافتی در سطح حاصل می گردد در ترازهای زیرین وردسپهر جریانات مداوم و بادهای شدیدی را در طول دوره گرم سال موجب می گردد. ساختار گردش فوق در ترکیب با ویژگیهای پوشش سطحی و آبرفت های ریزدانه فراوانی که در داخل کشور و کشورهای همسایه وجود دارد، منطقه خاورمیانه و ایران را به یکی از مهمترین مناطق وقوع توفان های گردوغباری در دنیا مبدل ساخته است.

پدیده گردوغبار به دلیل مشکلات و معضلاتی که برای انسان ها ایجاد می کند از گذشته های دور تا به امروز مورد توجه محققین بوده و مطالعات فراوانی نیز در این زمینه صورت گرفته است که جنبه های مختلف این پدیده را مورد توجه و بررسی قرار داده اند. قدمت مطالعه توفان های گردوغباری تا بدانجا می رسد که در روم باستان این پدیده را به اولیوس یا خدای بادهای نسبت می دادند (گادی و میدلتن<sup>۱</sup>، ۲۰۰۱: ۱۷۹). انگلستان<sup>۲</sup> (۲۰۰۱؛ ۲۰۰۳) معتقد است میزان تراکم پوشش گیاهی و ساختار گیاهان نیز از عوامل اصلی کنترل کننده وقوع توفانهای گردوغباری است که می تواند شدت و ضعف گردوغبار در یک منطقه را تحت تاثیر قرار دهد. برخی دیگر علاوه بر علل محلی و موقعیت جغرافیایی منطقه بر وجود سیستم های گردشی حاکم بر منطقه و نقش آنها بر میزان وقوع گردوغبار در یک منطقه توجه نموده اند. به عنوان مثال گادی و میدلتن (۲۰۰۶) در ارائه یک تصویر جهانی از مناطق دارای توفان های گردوغباری، وقوع توفان های گردوغباری تابستانه در خاورمیانه را ناشی از استقرار یک مرکز کم فشار در جنوب ایران و یک مرکز پرفشار نیمه دائمی<sup>۳</sup> بر جانب شمالی شبه جزیره عربستان و در پی آن پیدایش یک باد شدید و مداوم موسوم به باد شمال بر روی منطقه دانسته اند. در واقع گادی و میدلتن در تبیین الگوی گردش حاکم بر وقوع توفان های گردوغباری در منطقه خاورمیانه (گادی و میدلتن، ۲۰۰۰)، از نتایج پژوهش ممبری<sup>۴</sup> (۱۹۸۳) در رابطه با باد

شمال بهره جسته اند. با این وجود برخی از پژوهش های اخیر الگوی گردشی یاد شده را به شکل دیگری، الگوی اصلی وقوع توفان ها ذکر نموده اند. بدین ترتیب که همراه شدن گسترش غرب سوی زبانه کم فشاری از جنوب آسیا با گسترش شرق سوی زبانه پرفشاری از مناطق بیابانی شمال آفریقا علت افزایش شیب فشار، پیدایش بادهای شمالی و توفان های گردوغباری در خاورمیانه دانسته شده است (ویکرسن<sup>۱</sup>، ۱۹۹۱، ۷-۴؛ بارتلت<sup>۲</sup>، ۲۰۰۴، ۲۳-۱۷؛ کروک<sup>۳</sup>، ۲۰۰۹، ۴۴؛ براتی و همکاران، ۱۳۹۰، ۵۴-۴۸).

اگر توفان های گردوغباری را نتیجه آشکار افزایش فعالیت های باد در مناطق خشک بدانیم (گادی، ۲۰۰۸، ۱۰۴). بر این اساس منطقه خاورمیانه با اقلیمی گرم و خشک، همراه با شکل گیری و تداوم بادهای شدید در ترازهای زیرین جو، بویژه در طول دوره گرم سال، یکی از مستعدترین مناطق برای وقوع این پدیده محسوب می گردد. بررسی سوابق تحقیقات انجام شده نشان می دهد که پژوهشگران بی شماری با بهره گیری از روش ها و داده های متفاوت وقوع توفان های گردوغباری در منطقه خاورمیانه را مورد توجه قرار داده اند. برای مثال مک ماهون<sup>۴</sup> (۱۹۰۵) هنگامی که به همراه یک گروه تحقیقاتی ۱۰۰۰ نفره برای مدت دو سال درصدد نقشه برداری از مرزهای شرقی ایران بوده اند، به دفعات با توفان های شدیدی در منطقه سیستان مواجه شده اند، که بنا به گفته مک ماهون «در سرزمین بادهها»، باد ۱۲۰ روزه با شدت و تداوم بالای خود طی ماه های جون تا سپتامبر ۱۹۰۴، ضمن ایجاد توفان های گردوغباری و ماسه ای سهمگین علاوه بر جایگزین نمودن باتلاق های عمیق با تپه های ماسه ای به ارتفاع ۳ متر، یکی دو روستا را نیز در زمان اقامت آنها در محدوده سیستان دفن نموده است (مک ماهون، ۱۹۰۵، ۲۲۶-۲۲۵). هانتینگتن (۱۹۰۵) نیز درگذر از سیستان به این نکته اشاره دارد که «شدت وزش باد در منطقه سیستان چنان است که هوا مملو از ماسه شده و باد موجب شکل گیری و یا حرکت تپه های ماسه ای بزرگ با سرعتی مشابه سرعت حرکت برف ها می گردد» (هانتینگتن، ۱۹۰۵، ۲۷۸). در بررسی مطالعات اخیر، نتایج پژوهش گادی و میدلتن (۲۰۰۰) که با بهره گیری از داده های سنجنده TOMS به انجام رسیده است بیانگر آن است که بیشترین میزان وقوع توفان های گردوغباری در خاورمیانه در طول تابستان و در محدوده ایران، پاکستان و دریای عرب مشاهده می گردد. زمان آغاز این توفان ها ماه های آوریل و می، و بیشینه میزان وقوع آن ها نیز ماه های جون و جولای عنوان گردیده است (گادی و میدلتن، ۲۰۰۶). در همین زمینه بررسی های انجام شده نشان می دهد که در پاکستان، افغانستان، ایران و چین وقوع توفان ها شدیداً از توپوگرافی منطقه متأثر می گردد، بطوری که در چاله های محصور شده میزان توفان های گردوغباری افزایش پیدا می کند (پروسپرو و همکاران، ۲۰۰۲: ۱۵). ویکرسن (۱۹۹۱) توفان های گردوغباری در منطقه عراق را در سه تیپ اصلی شامل تیپ جبهه ای، همرفتی (هبوب و گردباد خاک<sup>۵</sup>) و تیپ باد شمال جای می دهد و یادآور می شود چه در دوره سرد و چه در دوره گرم سال وزش باد شمال بیشترین نقش را در وقوع توفان های مقیاس منطقه ای داراست. نقش باد شمال در وقوع توفان های گردوغباری خاورمیانه، چه به عنوان «جت شبانه<sup>۶</sup>» (ممبری، ۱۹۸۳: ۱۸؛ گوین و ممبری<sup>۷</sup>، ۲۰۰۸: ۱۰۳) و چه به عنوان «جت تراز زیرین<sup>۸</sup>» (رائو<sup>۹</sup> و همکاران، ۲۰۰۳: ۴۷۱؛ گیاناکوپولو و تامی<sup>۱۰</sup>، ۲۰۱۲: ۱۴۵)، در مطالعات متعددی مورد توجه قرار گرفته است. در همین زمینه برخی از پژوهشگران ناتوانی برخی سنجنده

1- Wilkerson 2- Bartlett 3- Crook 4- McMahon 5- Haboob and Dust devil 6- Nocturnal Jet 7- Galvin and Membery 8- Low Level Jet (LLJ) 9- Rao 10- Giannakopoulou and Toumi

های ماهواره ای در آشکارسازی توفان های گردوغباری در محدوده عراق و غرب خلیج فارس را با تمرکز گردوغبار در لایه های زیرین جو مربوط دانسته اند (مهووالد و دافرسنه<sup>۱</sup>، ۲۰۰۴؛ انگلستادتر و همکاران، ۲۰۰۶: ۱۰۱)، که به نظر می رسد با شکل گیری و تداوم جت ترازهای زیرین در ارتباط باشد.

در رابطه با توفان های گردوغباری در ایران، ذوالفقاری و عابدزاده (۱۳۸۴) وقوع توفان در منطقه جنوب غرب ایران را بیش از همه ناشی از استقرار این منطقه در مسیر جریانات غربی دانسته اند که گردوغبار را از عراق به مناطق غرب و جنوب غرب کشور انتقال می دهد. در همین راستا عطایی و احمدی (۱۳۸۹: ۱۸) علت وقوع توفان های گردوغباری در دوره سرد سال را ناشی از استقرار مرکز کم ارتفاع بر روی اروپا و دریای مدیترانه می دانند و معتقدند که در این زمان از سال امواج غربی اجازه ی نفوذ به عرض های پایین را به خوبی پیدا می کنند و ناوه های امواج به کرآت بر روی مناطق خشک خاورمیانه استقرار می یابد. ایشان دو منطقه غرب بغداد و هورالعظیم را کانون های اصلی گردوغبار برای توفان های گردوغباری ایران به خصوص منطقه جنوب غرب کشور بر می شمارند. امیدوار (۱۳۸۵: ۵۶) نیز در بررسی توفان های ماسه ای در دشت یزد- اردکان با بررسی پارامترهای مربوط به گردوغبار به این نتیجه می رسد که کم فشارهای دینامیک که با جبهه سرد همراه هستند عامل اصلی ایجاد گردوغبار در این منطقه می باشند. در این رابطه فرارفت هوای سرد بر روی منطقه با گرادیان شدید دما و فشار در سطح زمین همراه گردیده و جریانات قائم هوا ناپایداری لازم را برای پیدایش توفان های گردوغباری در پی خواهد داشت. همچنین بررسی های انجام شده در منطقه سبزوار نشان می دهد که در اثر کویری بودن منطقه و شدت تابش زیاد خورشید، طی زمان های خاص در سطح زمین کم فشارهای حرارتی ایجاد می شود که در نتیجه آن جریانات قوی بر روی منطقه شکل گرفته و سبب ایجاد گردوغبار می شود (مهرشاهی و نکونام، ۱۳۸۸: ۸۳). لشکری و کیخسروی (۱۳۸۷، ۳۲) نیز علت وقوع توفان های گردوغباری در خراسان بزرگ را به این صورت تشریح می کنند که در دوره گرم سال زمانی که مرکز کم فشاری در محدوده جنوب خراسان و کشور افغانستان بسته شود و همزمان زبانه ای از پرفشار آزر نیز بر روی دریای سیاه و سپس دریای خزر گسترش یابد و تا ساحل جنوبی دریای خزر پیشروی نماید، سبب افزایش شیب فشار نصف النهاری بر روی منطقه خواهد شد. شیب فشار حاصل از استقرار همزمان مرکز چرخندی در منطقه افغانستان - جنوب خراسان و مرکز واچرخندی بر روی دریای خزر - ترکمنستان سبب وزش بادهای شدید و ایجاد توفان های گردوغباری بر روی منطقه خواهد شد. علی رغم فراوانی بالای روزهای گردوغباری در شمال شرق کشور، مطالعات نشان می دهد که بیشترین روزهای گردوغباری در مناطق شرقی کشور به وقوع می پیوندد. به طوری که در محدوده وزش بادهای ۱۲۰ روزه سیستان فراوانی وقوع گردوغبار در سال به بیش از ۱۵۰ روز می رسد (علیجانی، ۱۳۷۶، ۹۶). با توجه به اهمیت توفان های گردوغباری در شرق کشور، خسروی (۱۳۸۹: ۱۹) در مطالعه ایی وضعیت توفان های گردوغباری در منطقه سیستان را مورد بررسی قرار داده است. ایشان ضمن برآورد تغییرات تمرکز گردوغبار با بهره گیری از عمق دید اپتیکی، توفان های گردوغباری را برای یک دوره ۳ ساله (۲۰۰۳ تا ۲۰۰۵) ارزیابی نموده است. نتایج تحقیق ایشان بیانگر آن است که توفان های گردوغباری در منطقه سیستان، که درمطالعات پیشین یک پدیده مربوط به سطح زمین

پنداشته می شد، در برخی موارد خاص تا سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال گسترش یافته و موجب آلودگی در این سطح نیز می شود. ایشان به این نکته نیز اشاره دارند که توزیع گردوغبار در امتداد قائم دارای یک سیکل شبانه روزی بوده و بیشینه گسترش قائم آن تحت تاثیر گرمایش زمین و همرفت ناشی از آن طی ساعات میانی روز و حداقل آن در نیمه شب مشاهده می گردد. در کنار فراوانی بالای وقوع توفان های گردوغباری در شرق کشور، روزهای گردوغباری در مناطق جنوب غرب کشور نیز قابل توجه است. به طوری که در ماه های گرم سال بویژه در ماه می به طور میانگین حدود ۱۵ روز شاهد گردوغبار هستیم. هرچند مطالعات فراوانی در مورد جنبه های مختلف پدیده گردوغبار بر روی ایران صورت گرفته و در برخی از آنها بطور خاص سازوکارهای حاکم بر وقوع توفان های غرب و جنوب غرب کشور نیز مورد بررسی قرار گرفته است (ذوالفقاری و عابدزاده، ۱۳۸۴: ۱۷۳؛ رئیس پور، ۱۳۸۷). اما به نظر می رسد که هنوز سازوکار اصلی حاکم در زمان وقوع توفان های گردوغباری در منطقه جنوب غرب کشور بویژه در طول دوره گرم سال به خوبی شناسایی نشده است. همچنین گردش جو در مقیاس منطقه ای که نقش مهمی در ایجاد توفان های گردوغباری دارد مورد توجه دقیق قرار نگرفته است. بر این اساس در این پژوهش سعی می گردد ساختار منطقه ای گردش جو و سازوکارهای اصلی حاکم بر وقوع توفان های گردوغباری تابستانه در جنوب غرب ایران مورد بررسی قرار گیرد و الگوهای همدیدی بوجود آورنده توفان ها تعیین گردد.

## ۲- مواد و روش

در این تحقیق به منظور تبیین علل وقوع توفان های گردوغباری تابستانه در جنوب غرب ایران، همچنین منابع اصلی گردوغبار آنها، ساختار گردش منطقه ای جو مورد بررسی قرار گرفت. بدین منظور ابتدا با بهره گیری از داده های ساعتی میزان دید در ۸ ایستگاه هواشناسی واقع در استان های خوزستان و ایلام و با در نظر گرفتن کدهای هواشناسی مربوط به پدیده گردوغبار تعداد ۳۰ مورد توفان فراگیر برای یک دوره زمانی شش ساله (۲۰۰۳-۱۹۹۸) استخراج شد. برای استخراج روزهای دارای توفان گردوغبار از تعریف سازمان هواشناسی جهانی استفاده شد. طبق تعریف سازمان هواشناسی جهانی روز توفان گردوغباری به روزی اطلاق می شود که میزان دید در یک ایستگاه در اثر پدیده گردوغبار به زیر ۱۰۰۰ متر برسد (میدلتن، ۱۹۸۶a: ۸۳؛ ۱۹۸۶b: ۱۸۳). با توجه به این که در تحقیق حاضر بررسی مقیاس منطقه ای پدیده گردوغبار مد نظر بوده است، به همین جهت تنها روزهایی انتخاب گردید که حداقل ۵۰٪ از ایستگاه های مورد مطالعه بطور همزمان پدیده را تجربه نموده باشند. سپس با بهره گیری از داده های دوباره تحلیل شده از مراکز ملی پیش بینی محیطی/ مرکز ملی پژوهش جوی (NCEP/NCAR) با تفکیک افقی  $2/5 \times 2/5$  درجه (Kalnay et al. 1996)، شرایط جوی حاکم از دو روز قبل از وقوع هر توفان به صورت ۶ ساعته مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. داده ها شامل ارتفاع ژئوپتانسیل، مولفه های مداری (u) و نصف النهاری (v) باد و سرعت قائم برای ترازهای ۱۰۰۰ تا ۴۰۰ هکتوپاسکال می باشد. با بهره گیری از داده های فوق، نقشه های باد برداری، تاوایی نسبی، سرعت قائم همچنین نیمرخ های قائم و دیاگرام های هاومولر برای مؤلفه های مداری و نصف النهاری و تاوایی نسبی به صورت ترکیبی برای تمام روزهای توفانی تولید شد. سپس نقشه ها مورد تجزیه و تحلیل و مقایسه قرار گرفت و در نهایت الگوهای همدیدی اصلی تعیین گردید. به منظور ارائه ویژگی ها و جنبه های مهم هر الگوی همدیدی با متوسط گیری از شرایط همدیدی حاکم در زمان اوج وقوع توفان های گردوغباری، نقشه های متوسط برای هر الگو تهیه شد. تهیه نقشه های متوسط برای هر الگو به نحو مناسب تری بررسی

تطبیقی الگوهای همدیدی از نظر وضعیت فشار، شدت صعود و نزول هوا، جهت و شدت باد و شدت گردش هوا در مراکز فشار را امکانپذیر ساخته است (مفیدی و همکاران، ۱۳۸۹). همچنین جهت تعیین میزان گستردگی و تمرکز گردوغبار در هریک از الگوهای همدیدی، از داده های «شاخص جذب آيروسول<sup>۱</sup> AAI» بدست آمده از «طیف سنج تصویرساز ازن کلی<sup>۲</sup> TOMS» استفاده شده است (هرمان<sup>۳</sup> و همکاران، ۱۹۹۷: ۱۶۹۱۱؛ تورس<sup>۴</sup> و همکاران، ۱۹۹۸: ۱۷۰۹۹). شاخص یاد شده با بهره گیری از داده های روزانه سنجنده TOMS نصب شده بر روی ماهواره نیمبوس<sup>۷</sup> که طول موج های فرابنفش نزدیک (۳۸۰، ۳۶۰ و ۳۴۰ نانومتر) پخش شده به فضا را ثبت می کند به شکل زیر تهیه شده است (هرمان و همکاران، ۱۹۹۷: ۱۶۹۱۲):

$$\Delta N = -100 \{ \log_{10} [(I_{340nm} / I_{380nm})_{obs}] - \log_{10} [(I_{340nm} / I_{380nm})_{calc}] \} \quad \text{(رابطه ۱)}$$

در این شاخص  $I_{obs}$  تابش برگشتی اندازه گیری شده در طول موج معین و  $I_{calc}$  تابش محاسبه شده در همان طول موج با استفاده از یک نسخه اصلاح شده از مدل LER (دیو<sup>۵</sup>، ۱۹۷۸؛ مک پیترز<sup>۶</sup> و همکاران، ۱۹۹۶) می باشد. مقادیر باقی مانده ( $\Delta N$ ) از تضاد طیفی مشاهده شده در طول موج های ۳۴۰ و ۳۸۰ نانومتر در قیاس با تضاد طیفی شبیه سازی شده توسط مدل اساس کار می باشد. مقادیر حاصل از تفاوت تابش برگشتی اندازه گیری شده و محاسبه شده بعنوان شاخص AAI مورد استفاده قرار می گیرد. در این رابطه آيروسول های بدون جذب (همچون ذرات نمک دریا و سولفات) دارای مقادیر AAI منفی هستند، درحالیکه آيروسول های جذب کننده طول موج های کوتاه فرابنفش (همچون گردوغبار و دود) دارای مقادیر AAI مثبت می باشند. ابرها نیز از مقادیر AAI نزدیک صفر برخوردارند. عمده محققین به هنگام استفاده از شاخص AAI مقادیر برابر یا بیشتر از +۱ را بعنوان روزهای وقوع توفان های گردوغباری در نظر می گیرند تا بدین ترتیب روزهای صرفاً دارای هوای غباری را حذف نموده و تنها روزهای توفانی را مورد بررسی قرار دهند (پروسپرو و همکاران، ۲۰۰۲: ۲؛ واشنگتن و همکاران، ۲۰۰۳: ۲۹۷). داده های AAI از پایگاه داده های رقومی ناسا با نشانی ([http://gdata1.sci.gsfc.nasa.gov/daac-bin/G3/gui.cgi?instance\\_id=toms](http://gdata1.sci.gsfc.nasa.gov/daac-bin/G3/gui.cgi?instance_id=toms)) و با قدرت تفکیک افقی  $1^\circ \times 1/25^\circ$  اخذ گردید. این داده ها با فرمت NetCDF برای دوره ای از ۱۹۷۸ تا ۲۰۰۵ و به صورت روزانه موجود می باشند.

جهت تعیین منابع اصلی گردوغبار برای هر یک از توفان های گردوغباری نیز از یک مدل لاگرانژی<sup>۷</sup> با امکان ردیابی پسگرد ذرات در ترازهای مختلف جو موسوم به HYSPLIT<sup>۸</sup> استفاده شد (دراکسلر و رالف، ۲۰۱۱). برای مسیریابی پسگرد، ذرات در ایستگاه آبادان در زمان اوج وقوع هر یک از توفان های گردوغباری در نظر گرفته

۱- Absorbing Aerosol Index 2- Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) 3- Herman 4- Torres 5- Dave 6- McPeters  
۷- در هواشناسی دینامیک و به طریق اولی در مکانیک سیالات دو رهیافت اصلی در مطالعه سیالات وجود دارد. رهیافت اویلری و رهیافت لاگرانژی (لاگرانژی). یک مثال ساده برای درک تفاوت این دو رهیافت می تواند بررسی گردش هوا در امتداد نصف النهاری باشد. بر این اساس هنگامیکه ما یک مدل سه سلولی از گردش جو را در هر نیمکره تصور کنیم درعین حالی که تمامی ذرات را در امتداد نصف النهاری در نظر می گیریم، در آن واحد برای هر ذره یک موقعیت ثابت فرض می کنیم که بدین ترتیب با استفاده از رهیافت اویلری یک مدل سه سلولی از گردش جو در هر نیمکره تصویر نموده ایم که در آن هر ذره یک جایگاه ثابت دارد. اما هنگامی که ما ذره ای را (با بسته هوایی را) بر روی استوا در نظر بگیریم و آن ذره را تا رسیدن به مقصد تعقیب نمائیم و یا به عبارتی در صدد تصویرسازی حرکت یک ذره در یک بازه زمانی معین باشیم، در واقع برای ردیابی از رهیافت لاگرانژی استفاده نموده ایم. این رهیافت در بررسی آلودگی هوا، مسیریابی چرخندها، سن یابی هوا کاربردهای گسترده ای دارد. از آنجایی که در رهیافت لاگرانژی هر ذره در زمان های مختلف موقعیت های متفاوتی خواهد داشت، بنابراین رهیافت لاگرانژی این امکان را فراهم می آورد که مدل های پایه لاگرانژی پس از انتخاب ذره در موقعیت مکانی و زمانی خاص، حرکت آن را در گام های زمانی دلخواه به سمت زمان های آینده (روش Forward) و یا به سمت زمان های گذشته (روش پسگرد یا Backward) ردیابی نمایند.  
8- HYbrid-Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory (HYSPLIT)

شد. در این مطالعه نسخه ۴.۹ مدل HYSPLIT مورد استفاده قرار گرفت و ذرات در دو سطح ۱۰۰ و ۱۰۰۰ متری از سطح زمین و در حواصل زمانی ۶ ساعته تا ۴۸ ساعت قبل ردیابی شدند. برای اجرای مدل از مجموع داده های FNL استفاده شد. داده های (Final) FNL در واقع داده های NCEP هستند که توسط لابراتوار منابع هوا وابسته به NOAA مورد پردازش مجدد قرار گرفته است. این داده ها با قدرت تفکیک افقی ۱×۱ درجه، برای ۲۶ تراز فشاری (۱۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال) و با گام زمانی ۶ ساعته از جولای ۱۹۹۹ در دسترس می باشند. داده های تحلیل شده عملیاتی مقیاس جهانی نهایی انسپ یا بطور مختصر (Final) FNL از سامانه یکپارچه سازی داده های جهانی (GDAS<sup>۱</sup>) برای تهیه داده های اولیه ورودی به سیستم استفاده می نماید. سامانه GDAS نیز وظیفه جمع آوری داده های مشاهداتی از سراسر جهان را با استفاده از سامانه ارتباطات از راه دور (GTS<sup>۲</sup>) و سایر منابع به صورت بی وقفه و پیوسته برعهده دارد. در نهایت داده های FNL با مدلی مشابه مدلی که مرکز ملی پیش بینی محیطی برای تولید داده های سامانه پیش بینی جهانی (GFS<sup>۳</sup>) استفاده می کند تولید می گردد (استاندر، ۱۹۹۷).

### ۳- یافته های تحقیق

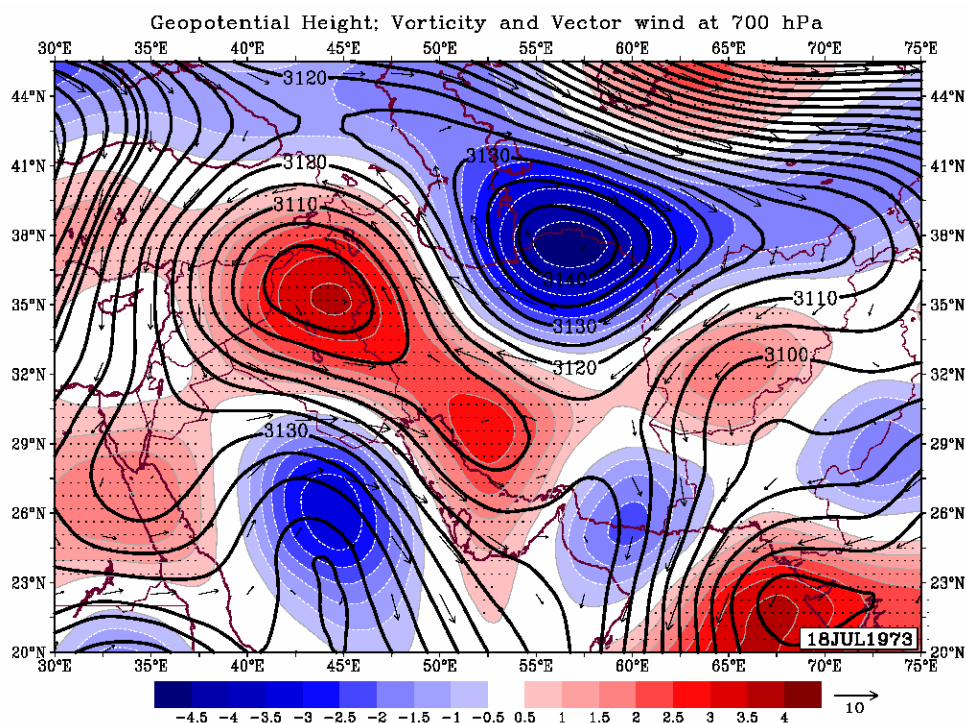
#### ۳-۱- گردش جو تابستانه در ترازهای زیرین

به منظور فراهم نمودن یک دید کلی از گردش جو تابستانه بر روی جنوب غرب آسیا و بررسی ارتباط بین مؤلفه های گردشی با توفان های گردوغباری، در این بخش ویژگی های مهم برخی از سامانه های همدید تاثیرگذار بر اقلیم جنوب غرب آسیا مورد بررسی قرار می گیرد. با توجه به بررسی های انجام شده، در دوره گرم سال و در پی آغاز گردش موسمی در جنوب و جنوب شرق آسیا یک جریان غرب سوی مداوم در وردسپهر فوقانی شکل می گیرد که محل اصلی همگرایی و نزول آن چاهه<sup>۴</sup> های گرمایی جنوب غرب آسیا و شرق مدیترانه است (مفیدی، ۱۳۸۶). در پی تسلط جریان غرب سو با منشاء موسمی، گردش و اچرخندی گسترده ای بر روی جنوب غرب آسیا شکل می گیرد که با تشکیل و تداوم مراکز پرفشار شبه ساکنی در ترازهای فوقانی تا ترازهای زیرین جو همراه می گردد (مفیدی و همکاران، ۱۳۸۹). در این میان مهم ترین مراکز فشار شبه ساکنی که در ترازهای زیرین جو ویژگی های اقلیمی منطقه را از خود متأثر می سازند عبارتند از: پرفشار عربستان، و اچرخند ترکمنستان و زبانه کم فشار<sup>۵</sup> زاگرس (مفیدی، ۱۳۸۶)، (شکل ۱).

بر اساس بررسی های انجام شده مرکز پرفشار عربستان از یک سو محل نزول هوای منشاء یافته از منطقه موسمی جنوب آسیاست و از سوی دیگر در روند تکوین فصلی خود متأثر از واداشت گرمایی سطحی بویژه واداشت های گرمایی<sup>۶</sup> منطقه فلاتی غرب عربستان می باشد (زرین و همکاران، ۲۰۱۱). نکته قابل توجه در رابطه با پرفشار عربستان این است که با پیشروی دوره گرم سال مرکز پرفشار مذکور ضمن جابجایی شمال غرب سو از محور کوهستانی غرب عربستان تبعیت می کند. در عین حال مرکز پرفشار عربستان در طول فصول انتقالی قوی تر از فصل تابستان ظاهر می گردد. یکی دیگر از سامانه های گردشی که اقلیم تابستانه جنوب غرب آسیا را از خود متأثر می سازد و اچرخند ترکمنستان است. نتایج بررسی ها بیانگر آنست که

1- Global Data Assimilation System 2- Global Telecommunications System 3- Global Forecast System 4- Sink  
5- Barometric Trough 6- Thermal Forcing

واچرخند ترکمنستان منطقه اصلی همگرایی و نزول هوا با منشاء موسمی در جنوب غرب آسیاست. بر اساس مطالعه مفیدی و همکاران (۱۳۸۹) همگرایی و نزول مداوم هوای منشأ یافته از گردش موسمی جنوب و جنوب شرق آسیا در شرق دریای خزر منجر به تشکیل و تداوم مرکز پرفشاری بر نیمه غربی کشور ترکمنستان می گردد. واچرخند ترکمنستان بیشینه گردش واچرخندی خود را در زیر تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال تجربه می کند (مفیدی، ۱۳۸۶). وجود مرکز پرفشار بر جانب شرقی دریای خزر در برخی از پژوهش های اخیر نیز مورد تایید قرار گرفته است (رادول و هاسکینز<sup>۱</sup>، ۱۹۹۶؛ ۲۰۰۱؛ هاسکینز و همکاران، ۱۹۹۹).

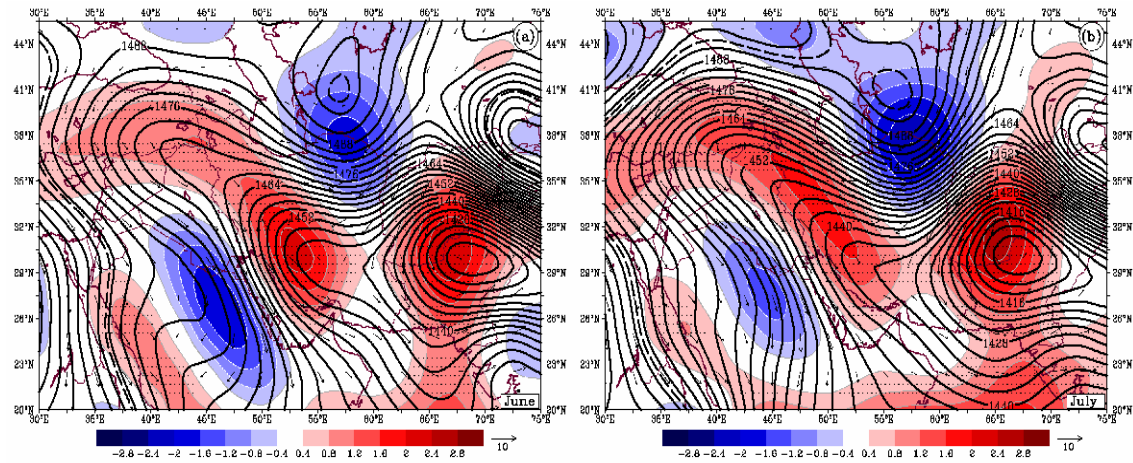


شکل ۱. تاوایی نسبی (رنگ ها  $\times 10^{-5} s^{-1}$ )، ارتفاع ژئوپتانسیل (کنتورها، ژئوپتانسیل متر) و باد برداری در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال. هاشورها تاوایی مثبت را نشان می دهند. در طول تابستان برهم کنش مراکز فشار شبه ساکن در ترازهای زیرین جو، وردایی های زمانی-مکانی بسیاری از پدیده های اقلیمی را در منطقه جنوب غرب آسیا تبیین می نماید. (با تغییرات از مفیدی، ۱۳۸۶).

زبانه ی کم فشار زاگرس سامانه گردشی دیگری است که در مقیاس همدید بر اقلیم منطقه جنوب غرب آسیا تأثیرگذار است. در واقع تشکیل و گسترش زبانه کم فشار بر روی نیمه غربی ایران، ناشی از واداشت های گرمایی سطحی بویژه استقرار رشته کوه زاگرس بعنوان یک منبع گرمای محسوس مرتفع بر روی غرب ایران است. تبعیت زبانه ی کم فشار از جهت استقرار رشته کوه زاگرس از یک سو و تطابق منطقه ی بیشینه تاوایی مثبت زبانه کم فشار با منطقه ی مرتفع زاگرس از سوی دیگر بر نقش واداشت های گرمایی رشته کوه زاگرس بر تشکیل زبانه کم فشار زاگرس در نیمه ی غربی ایران صحه می گذارد (مفیدی، ۱۳۸۶)، (شکل ۲).

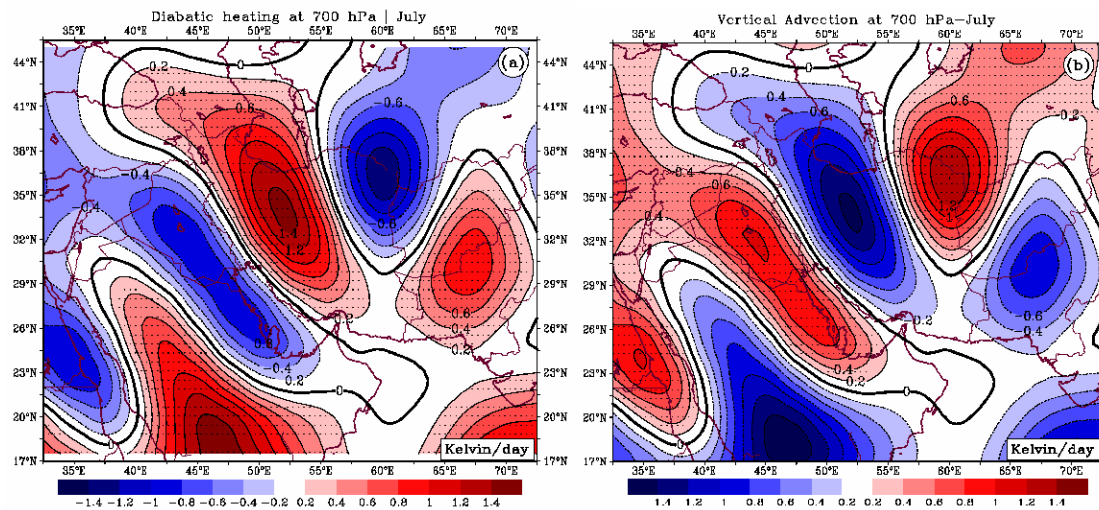
1- Rodwell and Hoskins





شکل ۲. وضعیت متوسط ماهانه (۱۹۶۸-۱۹۹۷) تاوایی نسبی (رنگ ها  $\times 10^{-5} S^{-1}$ ) و ارتفاع ژئوپتانسیل (کتورها، ژئوپتانسیل متر) در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال. (a) ماه جون. (b) ماه جولای. هاشورها تاوایی مثبت را نشان می دهند (با تغییرات از مفیدی، ۱۳۸۶).

به منظور درک ماهیت زبانه کم فشار زاگرس و تعیین میزان نقش واداشت های گرمایی سطحی در تشکیل و تکوین مراکز فشار بر روی خاورمیانه، میزان گرمایش در-رو با استفاده از باقی مانده معادله انرژی ترمودینامیک برای ماه جولای محاسبه گردید. شکل ۳-الف میزان گرمایش در-رو که شامل: گرمایش محلی، فرارفت قائم و فرارفت افقی گرماست را بر روی خاورمیانه در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال نشان می دهد.



شکل ۳. مقادیر متوسط ماهانه (۱۹۶۸-۱۹۹۶) گرمایش در-رو برای ماه جولای در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال برحسب کلون در روز. (a) گرمایش کلی (مجموع گرمایش ها). (b) جمله فرارفت قائم گرما. در جمله فرارفت قائم، مقادیر منفی و مثبت به ترتیب بیانگر گرمایش حاصل از صعود و نزول هوا در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال می باشد. هاشورها مقادیر مثبت را نشان می دهند (با تغییرات از مفیدی، ۱۳۸۶).

جهت درک بهتر واداشت های گرمایی سطحی میزان فرارفت قائم گرما بطور جداگانه در شکل ۳-ب نشان داده شده است. با توجه به شکل ۳-الف نیمه غربی ایران در ماه جولای بیشینه گرمایش در-رویی به میزان  $1/4$  کلون در روز را تجربه می کند. نکته مهم اینکه گرمایش در-روی ایجاد شده در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال انطباق خوبی با محور استقرار رشته کوه زاگرس و کوههای مرکزی ایران دارد. بررسی شکل ۳-ب مربوط به

فرارفت قائم گرما بیانگر آن است که بیشینه گرما بر روی نیمه غربی ایران در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال، ناشی از فرارفت قائم گرما از روی رشته کوه مرتفع زاگرس می باشد (مقادیر منفی بیانگر انتقال گرما از لایه های زیرین است). بطوری که بیشینه فرارفت قائم گرما در محدوده ۳۲° تا ۳۵° عرض شمالی و ۵۲° طول شرقی به ۱/۴ کلوین در روز بالغ می گردد. از بررسی شکل ۳ می توان چنین نتیجه گرفت که در طول تابستان کوه های مرتفع فلات ایران، بویژه رشته کوه زاگرس، به عنوان یک منبع گرمای محسوس، تشکیل و گسترش زبانه کم فشار زاگرس در نیمه غربی ایران را موجب می گردند (زرین، ۱۳۸۶؛ زرین و مفیدی، ۱۳۹۰). شایان ذکر است که کم فشار پاکستان نیز با توجه به شکل ۳ از الگویی مشابه کم فشار ایران جهت تشکیل و یا تقویت خود بهره می برد. در مقابل گرمایش ایجاد شده بر جانب غربی خلیج فارس (پرفشار عربستان) و جانب شرقی خزر (واچرخند ترکمنستان) ناشی از فرارفت قائم گرما از ترازهای بالاتر می باشد (مفیدی، ۱۳۸۶).

### ۳-۲- الگوهای همدیدی توفان های گردوغباری جنوب غرب ایران

پس از بررسی وضعیت فشار، تلاوایی نسبی، مقادیر سرعت قائم، شدت و جهت جریان و مناطق همگرایی و واگرایی هوا در ترازهای مختلف جو برای دوره های دارای توفان های گردوغباری، الگوهای همدیدی اصلی توفانهای گردوغباری شدید جنوب غرب ایران در دوره گرم سال به شرح زیر تعیین و مقایسه گردید.

#### ۳-۲-۱- الگوی زوجی

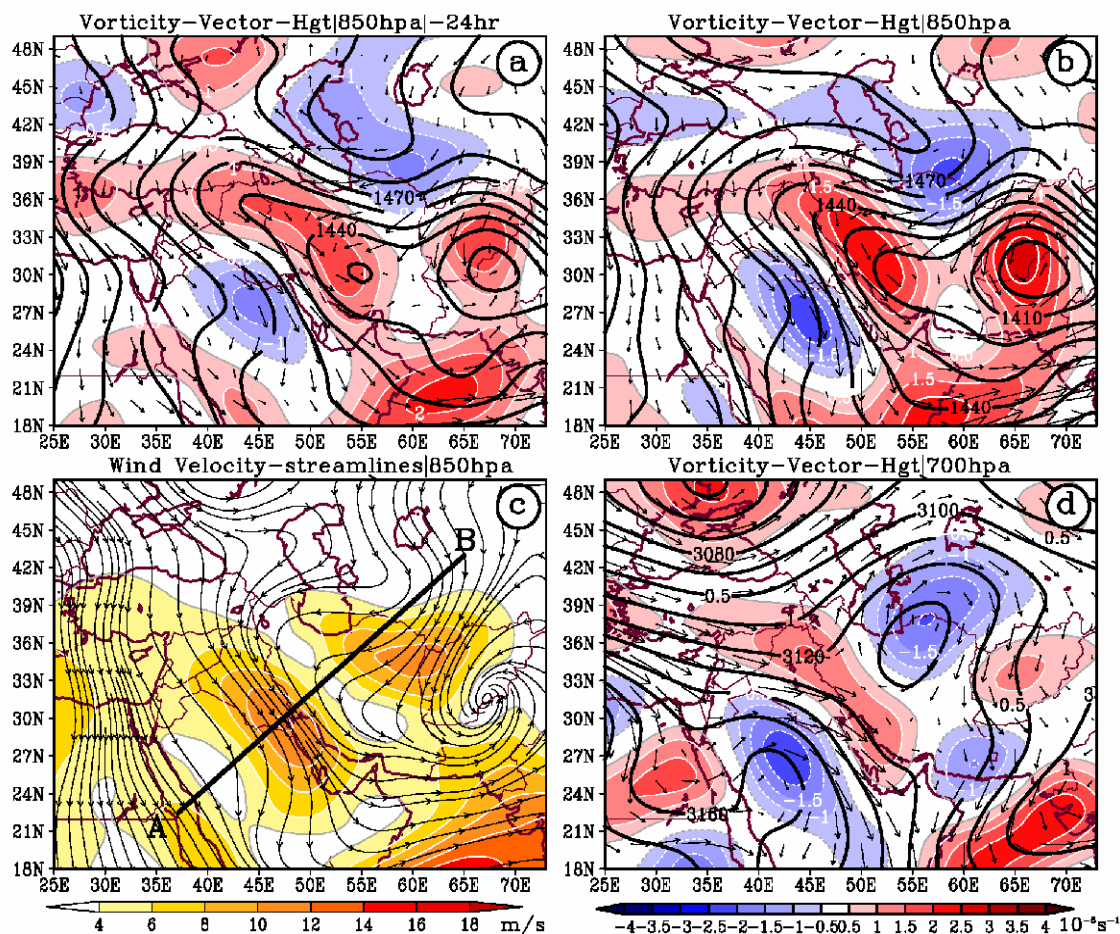
الگوی زوجی خود بر اساس زمان وقوع توفان های گردوغباری به دو الگوی زوجی تابستانه و الگوی زوجی انتقالی تقسیم می گردد:

#### الف) الگوی زوجی تابستانه

الگوی زوجی تابستانه الگوی اصلی و غالب توفان های گردوغباری در فصل تابستان در جنوب غرب ایران می باشد. در این الگو با استقرار یک مرکز پرفشار بر جانب شمال غرب خلیج فارس و شمال عربستان یک گردش واچرخندی در ترازهای زیرین جو بر روی مناطق غربی و شمال غربی خلیج فارس ایجاد می گردد. از سوی دیگر وجود زبانه کم فشار زاگرس که تقریباً تمام طول رشته کوههای زاگرس را در بر گرفته است شکل گیری گردش چرخندی در شمال سوی پرفشار عربستان را در پی داشته است (شکل ۴-الف). وجود این دو مرکز فشاری در کنار یکدیگر سبب میگردد که در اثر جریانات واچرخندی ناشی از پرفشار عربستان و جریانات چرخندی ایجاد شده توسط زبانه کم فشار زاگرس یک منطقه همشارش<sup>۱</sup> جرم و همگرایی جریانات در بین این دو مرکز فشاری ایجاد گردد (شکل ۴-ب).

چنین آرایشی از مراکز فشار ضمن افزایش قابل ملاحظه شیب فشار و تلاوایی در ترازهای زیرین با شکل گیری و یا تقویت بادهای نسبتاً شدیدی با جهت شمال غرب - جنوب شرق همراه می گردد (شکل ۴-ج). نکته قابل توجه در این زمینه آنست که این دو مرکز فشاری در طول دوره گرم سال ویژگی های غالب گردش جو زیرین بر روی خاورمیانه محسوب می گردند، در حالیکه در دوره گرم سال هر روز توفان گردوغباری رخ نمی دهد. در بررسی علت تقویت مراکز فشاری یادشده این نکته آشکار گردید که عمدتاً به دنبال تقویت و گسترش جنوب سوی واچرخند

ترکمستان (شکل ۵-ج)، شیو افقی باد<sup>۱</sup> در ترازهای زیرین جو افزایش یافته، که در ادامه سبب تقویت گردش چرخندی در زبانه کم فشار زاگرس گردیده است (شکل ۵-ب). چنین سازوکاری بطور همزمان پرفشار عربستان را نیز تقویت نموده (شکل ۵-الف) که در نهایت در یک فرآیند پسخور مثبت ضمن تقویت تمامی سامانه های گردشی در ترازهای زیرین جو (شکل ۴-ب، ۴-د و شکل ۵)، شکل گیری یک جت تراز زیرین موسوم به باد شمال را در منطقه همشارش زبانه کم فشار زاگرس و پرفشار عربستان در پی دارد (شکل ۴-ج و ۶-الف).

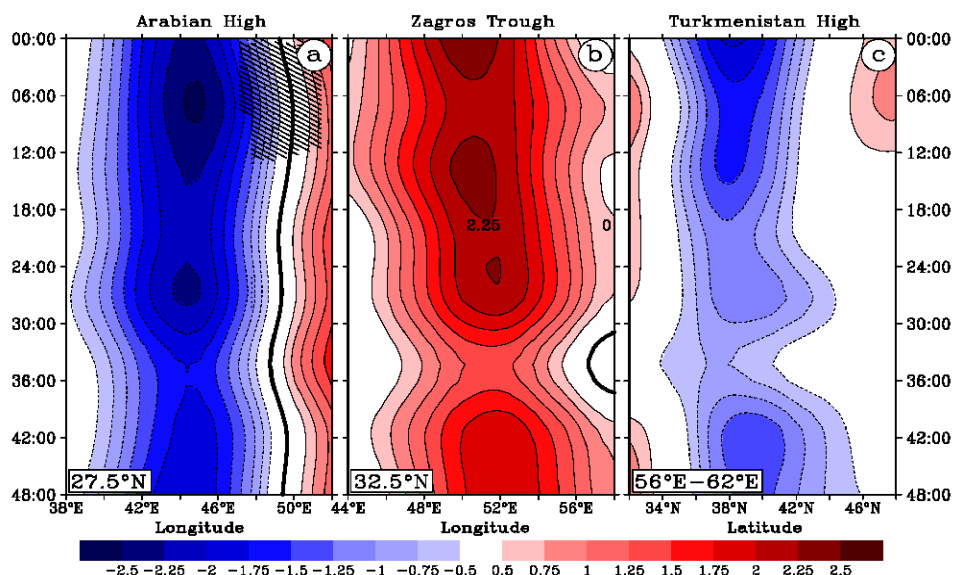


شکل ۴. وضعیت همدیدی برای الگوی زوجی تابستانه. (a) متوسط تاوایی نسبی (رنگها  $\times 10^{-4} s^{-1}$ )، ارتفاع ژئوپتانسیل (فاصله پربندها ۱۰ ژئوپتانسیل متر) و باد برداری (پیکان ها  $m s^{-1}$ ) در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال ۲۴ ساعت قبل از زمان وقوع توفان ها. (b) و (d) وضعیت همدیدی متوسط در زمان اوج وقوع توفان ها به ترتیب در ترازهای ۸۵۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال. (c) متوسط سرعت باد و الگوی متوسط خطوط جریان در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در زمان اوج وقوع توفان ها.

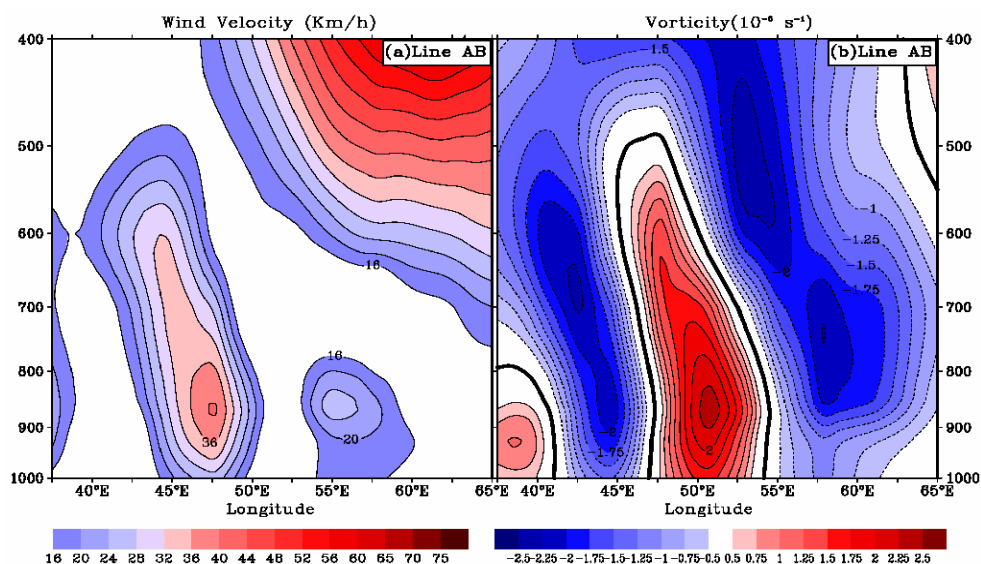
بدین ترتیب تقویت سامانه های یاد شده با تقویت جریانات شمال - شمال غربی بر روی غرب خلیج فارس امکان برداشت گردوغبار از مناطق آبرفتی واقع در عراق، سوریه و شمال عربستان را ممکن می سازد. شکل ۶ یک برش عرضی از شدت متوسط وزش باد شمال و تاوایی نسبی را در امتداد قائم برای زمان اوج وقوع توفان ها نشان می دهد (خط A-B در شکل ۴-ج). مقایسه دو شکل ۶-الف و ۶-ب بیانگر آن است که باد شمال در

1- Horizontal wind shear

محدوده تاوایی صفر (خط سیاه پر رنگ در شکل ۶-ب و در محدوده  $47/5^{\circ}E$ ) و در ارتفاعی حدود ۱۵۰۰ متر (۸۵۰ هکتوپاسکال) به بیشینه سرعت خود می رسد. به عبارتی بالاترین شیب افقی تاوایی بین دو مرکز گردش چرخندی (کمینه در طول  $50^{\circ}E$ ) و واچرخندی (بیشینه در طول  $45^{\circ}E$ ) در ارتفاعی حدود ۱۲۰۰ تا ۱۵۰۰ متر بوقوع می پیوندد که منجر به شکل گیری یک جت تراز زیرین بر روی منطقه خلیج فارس (شکل ۶-الف، طول  $47/5^{\circ}E$ ) می گردد.



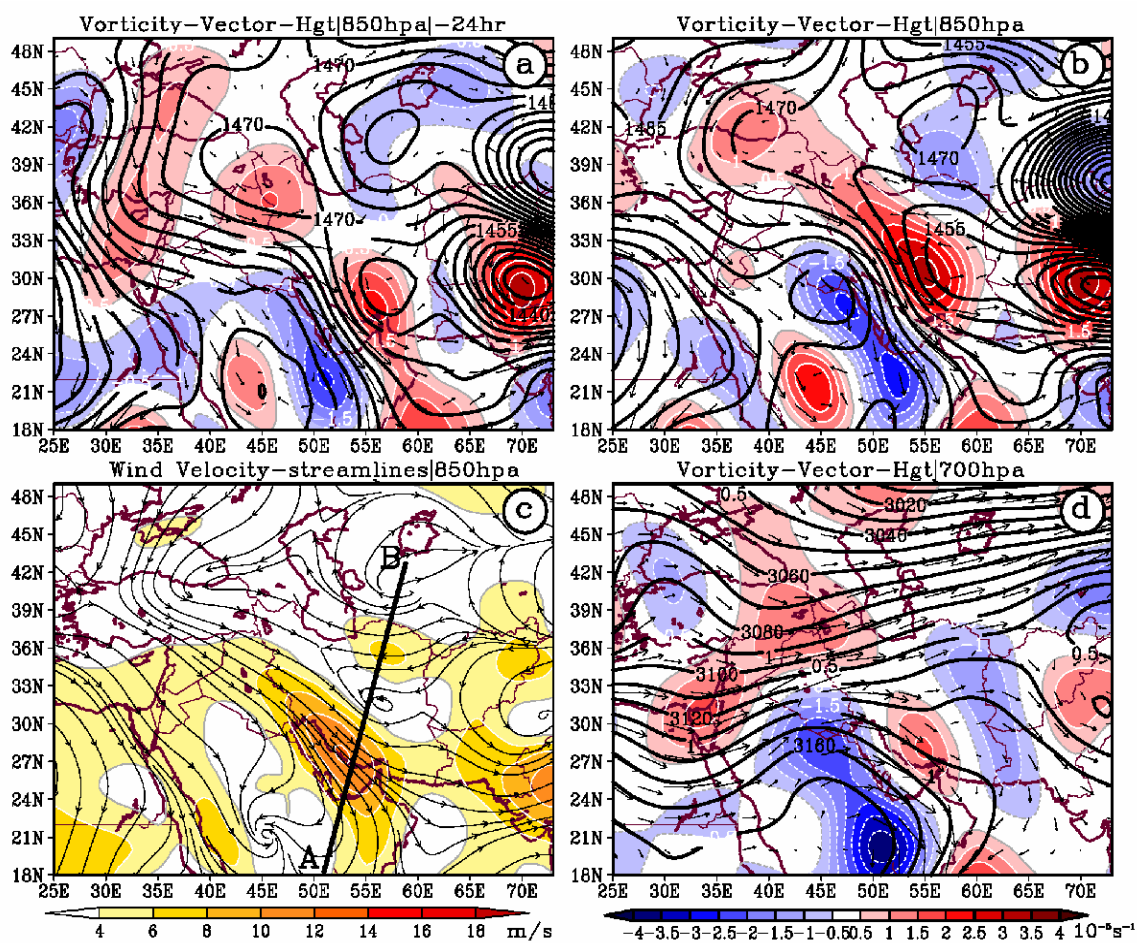
شکل ۵. روند متوسط تغییرات تاوایی نسبی ( $\times 10^{-5} S^{-1}$ ) در حدفاصل زمانی ۶ ساعته از ۴۸ ساعت قبل از وقوع توفان ها تا زمان اوج وقوع آنها (ساعت صفر) در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال برای الگوی زوجی تابستانه. (a)، (b) و (c) به ترتیب تغییرات شدت تاوایی را در پرفشار عربستان، زبانه کم فشار زاگرس و پرفشار ترکمنستان نشان می دهند. محور قائم در تمامی شکل ها بیانگر زمان و محور افقی در دو شکل (a) و (b) بیانگر طول و در شکل (c) بیانگر عرض جغرافیایی است. منطقه هاشوردار در شکل (a) سرعت باد بیش از ۱۰ متر بر ثانیه را نشان می دهد. تاوایی منفی با رنگ آبی و تاوایی مثبت با رنگ قرمز نشان داده شده است.



شکل ۶. نیمرخ های قائم برای برش عرضی تعیین شده در شکل ۴-ج (خط A-B) در الگوی زوجی تابستانه. (a) شدت متوسط باد و (b) تاوایی نسبی. محور قائم ترازهای فشاری (۴۰۰ تا ۱۰۰۰ هکتوپاسکال) و محور افقی طول جغرافیایی.

## ب) الگوی زوجی انتقالی

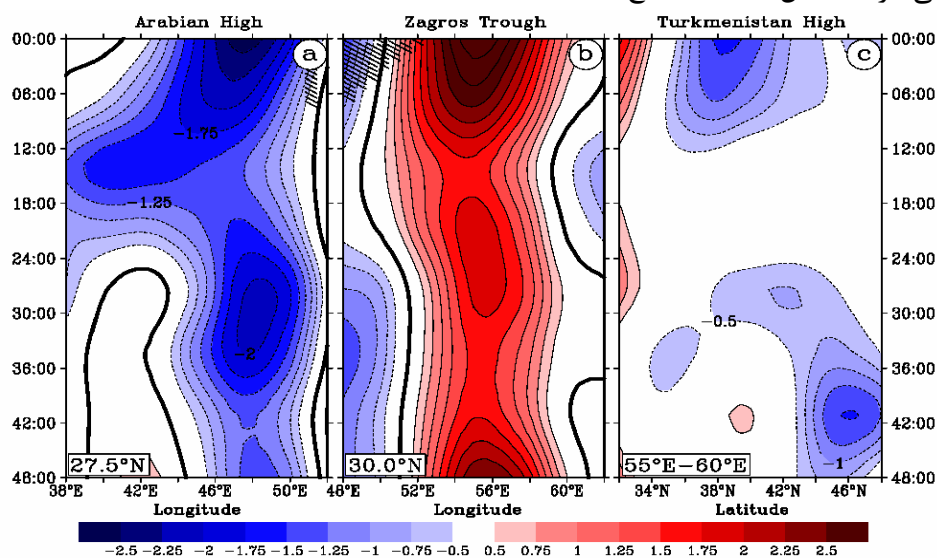
الگوی زوجی انتقالی که در واقع زمان وقوع آن مربوط به گذار از فصل بهار به تابستان است همان شرایط الگوی زوجی تابستانه را دارد. با این تفاوت که در فرآیند شکل گیری این الگو، برخلاف الگوی زوجی تابستانه، هنوز پرفشار عربستان حرکت غرب سوی خود را به پایان نرسانیده و در جایگاه تابستانه خود استقرار نیافته است. مضاف بر این در زمان وقوع الگوی زوجی انتقالی، هنوز واچرخند ترکمنستان نیز به بیشینه شدت تابستانه خود نرسیده و در واقع جابجایی جنوب سوی واچرخند ترکمنستان بیش از میزان شدت گردش واچرخندی در مرکز آن در تقویت زبانه کم فشار زاگرس نقش دارد (شکل ۸-ج). همچنین زبانه کم فشار زاگرس بواسطه آنکه در ابتدای دوره تشکیل خود قرار دارد عمدتاً بر نیمه جنوبی رشته کوههای زاگرس جای گرفته و بطور کلی در این زمان از سال هر دو سامانه پرفشار عربستان و زبانه کم فشار زاگرس در یک موقعیت جنوبی تر (شکل ۷) و شرقی تر (شکل ۸-الف و ۸-ب) قرار دارند.



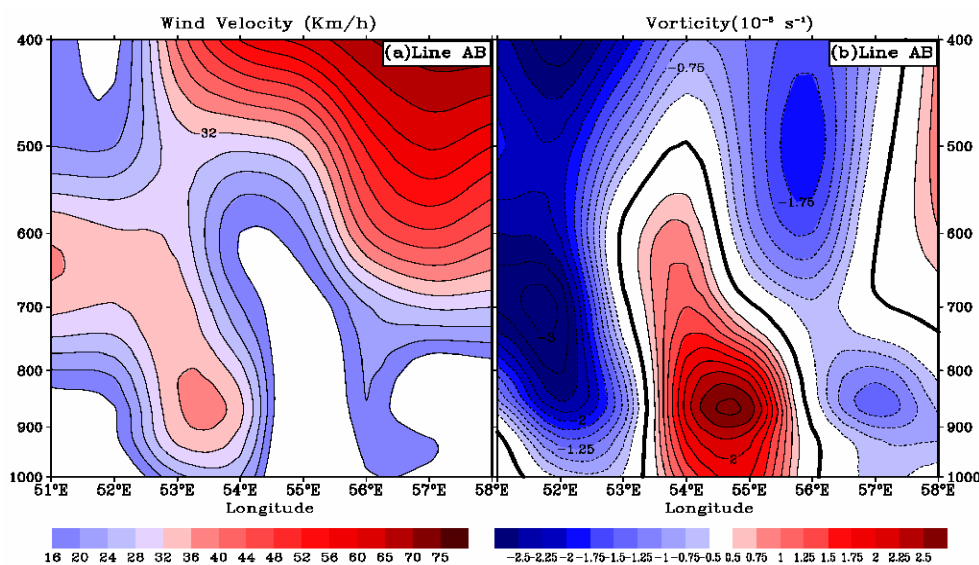
شکل ۷. وضعیت همدیدی متوسط برای الگوی زوجی انتقالی. ویژگی ها و واحدها همچون شکل ۴.

نکته دیگر آنکه پرفشار عربستان در این زمان از سال (ماه می تا اواسط جون) در مقایسه با تابستان از شدت و گستردگی بیشتری برخوردار است. چنان که بررسی ها نشان می دهد در ماه های انتقالی بهار، پرفشار عربستان به شکل یک مرکز واچرخندی قوی بر روی منطقه ظاهر می شود، بطوریکه کنتورهای ارتفاعی آن امکان بسته شدن در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال را هم پیدا می نمایند (مفیدی، ۱۳۸۶). این در حالی است که در تابستان بواسطه گرمایش سطحی شدید، گردش واچرخندی در ترازهای زیرین ضعیف تر شده و مشاهده

سلول بسته پر ارتفاع در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال کمتر امکان پذیر است. نکته قابل توجه دیگر آنکه در الگوی زوجی انتقالی پرفشار عربستان به شکل محسوسی برجسته تر از وضعیت خود در الگوی زوجی تابستانه به نظر می رسد (شکل ۹-ب را با ۶-ب مقایسه کنید). در این الگو نیز در اثر حرکت جنوب سوی واچرخند ترکمنستان شیو افقی باد و همچنین شیب فشار در مقیاس منطقه ای افزایش می یابد که در ادامه سبب تقویت گردش چرخندی در زبانه کم فشار زاگرس و بطور همزمان تقویت گردش واچرخندی در پرفشار عربستان می گردد (شکل ۸-الف تا ۸-ج).



شکل ۸. روند تغییرات تاوایی نسبی به ترتیب از چپ به راست در (a) مرکز پرفشار عربستان، (b) زبانه کم فشار زاگرس و (c) واچرخند ترکمنستان در الگوی زوجی انتقالی. ویژگی ها و واحدها همچون شکل ۵.



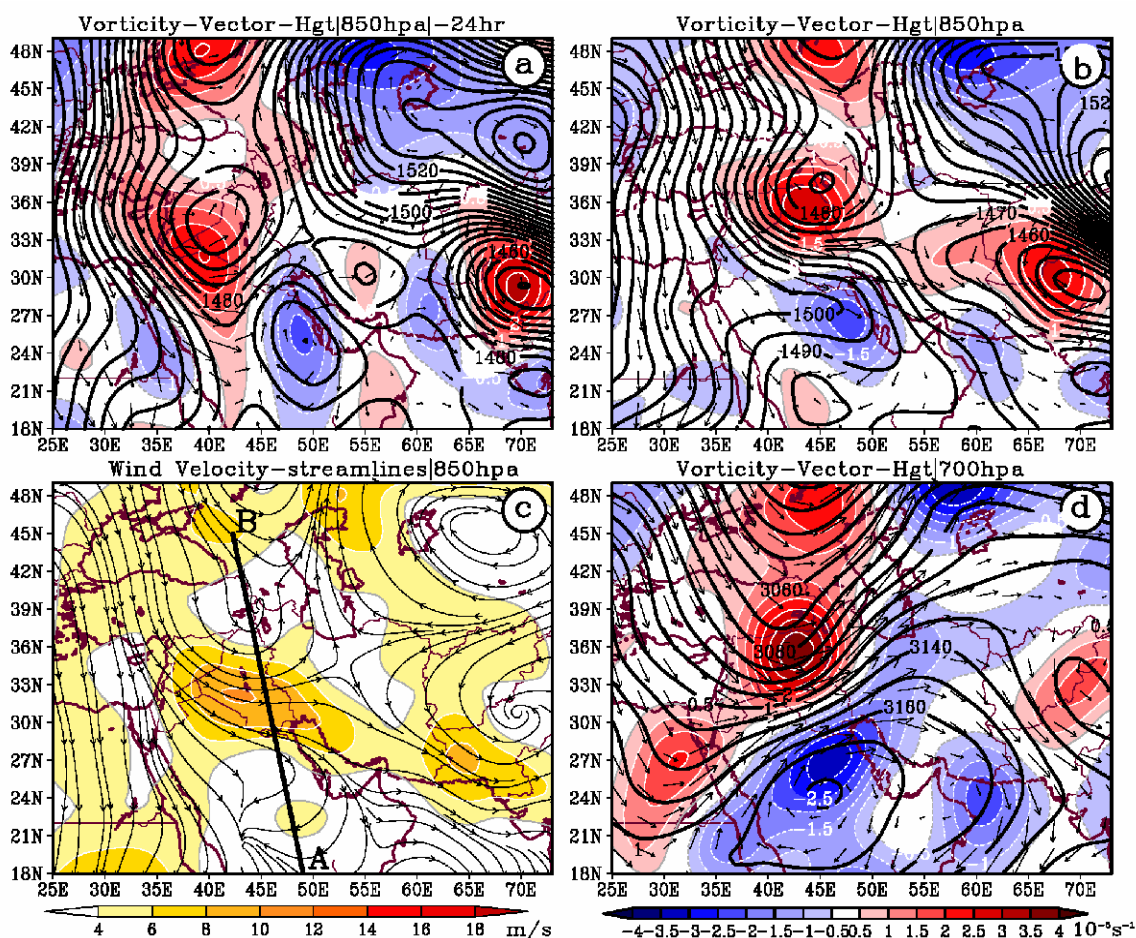
شکل ۹. نیمرخ های قائم برای برش عرضی تعیین شده در شکل ۷-ج (خط A-B) در الگوی زوجی انتقالی. (a) شدت متوسط باد و (b) تاوایی نسبی. ویژگی ها و واحدها همچون شکل ۶.

برخلاف الگوی زوجی تابستانه در الگوی انتقالی، جابجایی جنوب سو و تقویت واچرخند ترکمنستان تنها حدود ۶ تا ۱۲ ساعت قبل از وقوع توفان ها مشاهده می گردد (شکل ۸-ج). نتیجه نهایی آن که تقویت دو

سامانه فشاری یاد شده جریانات شمال غرب- جنوب شرقی را در منطقه همشارش بین این مرکز فشار به وجود می آورد (شکل ۷ و ۹)، که با وقوع توفان های گردوغباری در مقیاس منطقه ای در منطقه خلیج فارس همراه می گردد. همان طوری که در شکل ۹ مشاهده می گردد زبانه کم فشار زاگرس و پرفشار عربستان بیشینه تاوایی نسبی خود را در ترازهای زیرین جو تجربه می نمایند (شکل ۹-ب). بطوریکه بیشینه شیب فشار به پیدایش یک باد شمال قوی در ترازهای زیرین جو و در حدفاصل تراز ۸۵۰ تا ۹۰۰ هکتوپاسکال بر روی منطقه خلیج فارس می انجامد (شکل ۷-ج و ۹-الف).

### ۳-۲-۲- الگوی ناوه غربی

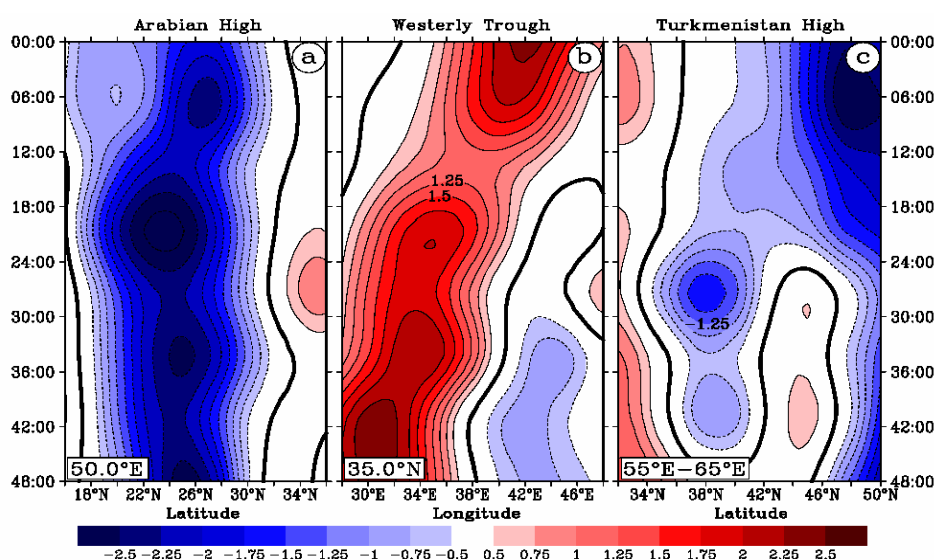
این الگو به سبب گسترش یک ناوه تراز میانی که از عرض های بالاتر به غرب خاورمیانه نفوذ نموده و موجب شکل گیری یک مرکز کم فشار یا مرکز گردش چرخندی بر جانب شمالی عراق و شرق سوریه گردیده قابل شناسایی است (شکل ۱۰-الف). استقرار همزمان پرفشار عربستان در جایگاه تابستانه خود در غرب خلیج فارس و بر جانب جنوبی ناوه موج غربی موجب شکل گیری یک شیو افقی نصف النهاری شدید باد همراه با اختلاف فشار نصف النهاری زیاد بین ناوه و پرفشار عربستان می گردد. در چنین شرایطی کنتورهای ارتفاعی بسیار به هم نزدیک شده (شکل ۱۰-ب و ۱۰-د) و جریانات شرق سوی قوی در ترازهای میانی شکل می گیرد (شکل ۱۲-الف). در همین زمان در ترازهای میانی جو بادهای قوی جهت جنوب غربی-شمال شرقی بخود می گیرند (شکل ۱۰-د).



شکل ۱۰. وضعیت متوسط همدیدی برای الگوی ناوه غربی. ویژگی ها و واحدها همچون شکل ۴.

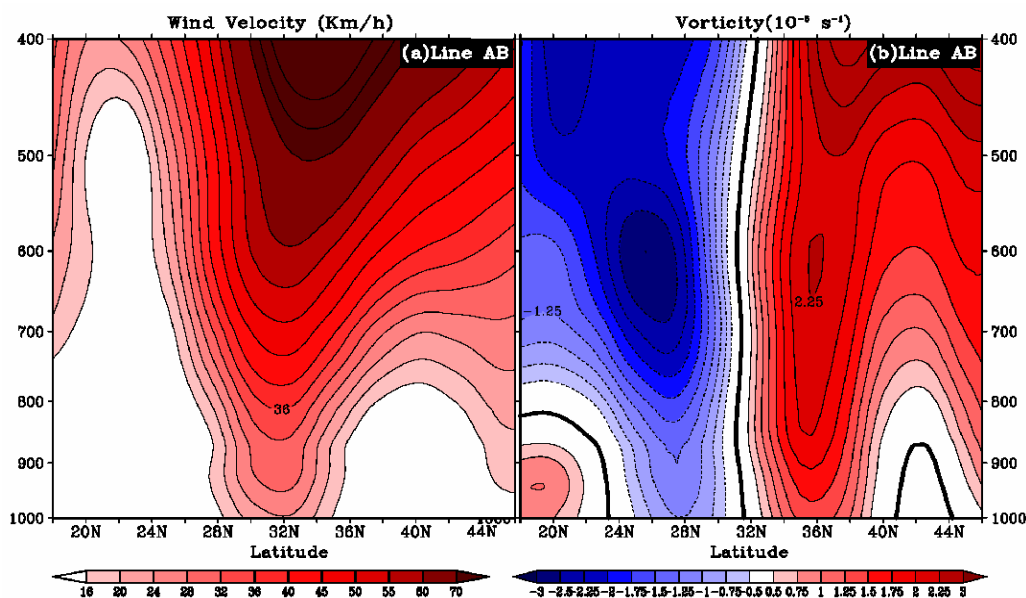
در زمان اوج وقوع توفان های گردوغباری جریانات زیرین جو در یک حرکت شرق سو از جانب عراق به سمت جنوب غرب ایران می وزند (شکل ۱۰-ج). در واقع در الگوی ناوه غربی، جریان تابستانه غالب بر روی منطقه (باد شمال) برای مدتی با یک جریان غرب- جنوب غربی در ترازهای میانی و زیرین جایگزین می گردد. جریان یاد شده در ترازهای زیرین جو آنقدر قوی هست که بواسطه وجود کم فشار در سطح زمین و جریانات صعودی ناشی از همگرایی هوا و گردش چرخندی، بلند شدن و انتقال ذرات گردوغبار از منطقه عراق و سوریه به مناطق جنوب غربی و داخلی ایران را امکان پذیر سازد. از سوی دیگر در حالیکه الگوهای زوجی تابستانه و زوجی انتقالی تنها انتقال گردوغبار را در منطقه خلیج فارس ممکن می سازند، در مقابل الگوی ناوه غربی بواسطه حرکت شرقی سوی ناوه، پخش فراگیر ذرات گردوغبار را در سطح کشور ممکن می سازد. بدین ترتیب این الگو علاوه بر مناطق جنوب غربی، مناطق غربی و حتی مرکزی ایران را نیز تحت تاثیر خود قرار می دهد.

در این الگو جابجایی شمال سوی واچرخند ترکمنستان و تقویت آن در عرض های بالاتر (شکل ۱۱-ج) با ایجاد نوعی مانع در مسیر حرکت موج غربی، عمیق شدن ناوه ی موج بر غرب خاورمیانه را ممکن می سازد (شکل ۱۰). درحقیقت جابجایی شمال سو و ناگهانی واچرخند ترکمنستان تا عرض  $50^{\circ}N$  حدود ۲۴ ساعت قبل از شکل گیری توفان ها (شکل ۱۱-ج)، نفوذ ناوه ی غربی را بر غرب خاورمیانه درپی داشته است (شکل ۱۱-الف). نفوذ ناوه ی تراز میانی با افزایش قابل ملاحظه ی شیب فشار و تاوایی در امتداد نصف النهاری در محدوده عراق تا سوریه همراه گشته (شکل ۱۲-ب، عرض  $32^{\circ}N$ )، که در نهایت جریان شرق سوی قویی را در تمام وردسپهر تا سطح زمین موجب گردیده است (شکل ۱۲-الف، عرض  $32^{\circ}N$ ). در این الگو اگرچه پرفشار عربستان جابجایی شمال سوی محسوسی را در دوره وقوع توفان ها از خود نشان نمی دهد (شکل ۱۱-الف)، اما به واسطه نفوذ ناوه موج غربی از ۴۸ ساعت قبل بر روی خاورمیانه و حرکت شرق سوی موج (شکل ۱۱-ب) بطور قابل ملاحظه ای تقویت می گردد. شکل ۱۱ این روابط را به خوبی به نمایش گذاشته است.



شکل ۱۱. روند متوسط تغییرات تاوایی نسبی به ترتیب از چپ به راست در (a) مرکز پرفشار عربستان، (b) ناوه غربی و (c) واچرخند ترکمنستان در الگوی ناوه غربی. ویژگی ها و واحدها همچون شکل ۵.



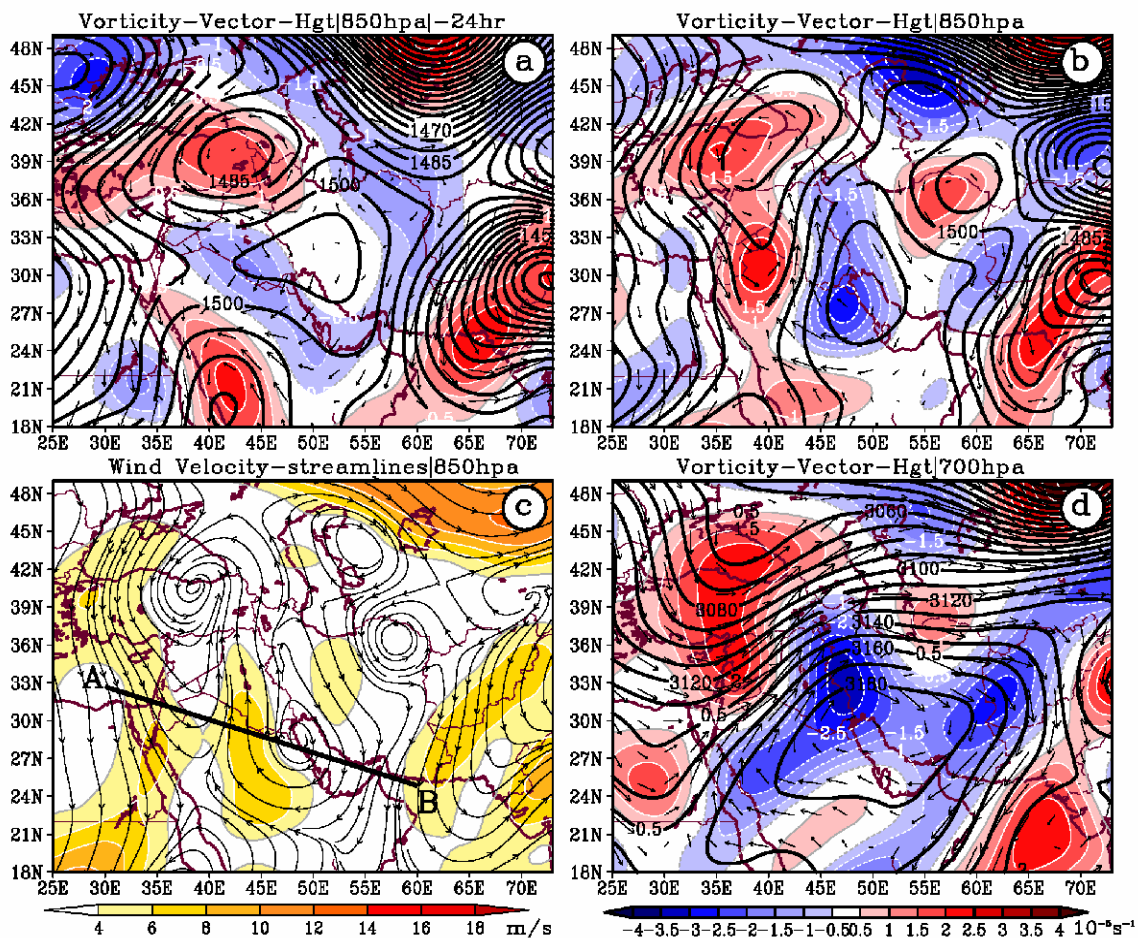


شکل ۱۲. نیمرخ های قائم برای برش عرضی تعیین شده در شکل ۱۰-ج (خط A-B) در الگوی ناوه غربی. (a) شدت متوسط باد و (b) تاوایی نسبی. ویژگی ها و واحدها همچون شکل ۶.

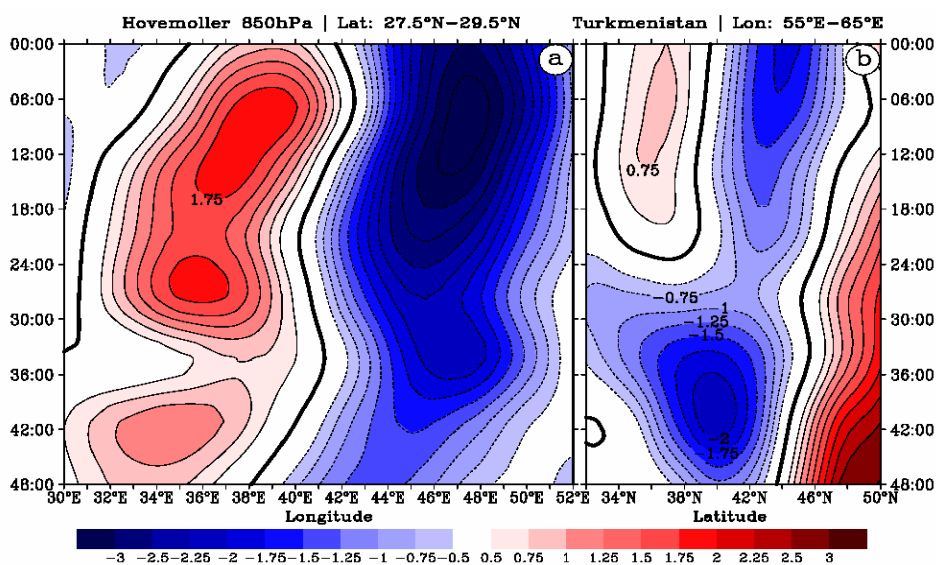
### ۳-۲-۳- الگوی پرفشار

الگوی پرفشار در قیاس با سه الگوی قبلی ساختار کاملاً متفاوتی را نشان می دهد. در این الگو در زمان اوج وقوع توفان ها یک مرکز پرفشار بر تمامی مناطق غربی کشور تسلط دارد و نزول گسترده ای را بر روی منطقه خلیج فارس و جنوب غرب ایران ایجاد می نماید (شکل ۱۳). در این الگو مرکز کم فشاری نیز بطور همزمان و برجانب غربی پرفشار بر روی غرب عراق، سوریه و اردن شکل می گیرد (شکل ۱۳-ب). تنها سازوکاری که می تواند این الگو را به گردوغبارهای جنوب غرب ایران مرتبط سازد وجود کم فشار برجانب غربی پرفشار است. می توان سازوکار حاکم را این چنین تشریح کرد که شکل گیری گردش چرخندی و صعود هوا در محدوده غرب عراق تا سوریه و شمال عربستان برداشت ذرات ریز گردوغبار را از این مناطق بیابانی و خشک ممکن می سازد. در ادامه کم فشار مذکور سبب انتقال گردوغبار به درون پرفشار عربستان که در این زمان بر روی مناطق جنوب غرب و غرب ایران جای گرفته است می شود. پرفشار عربستان نیز سبب نزول ذرات گردوغبار و پخش آنها بر روی منطقه می شود (شکل ۱۳-ب و ۱۳-د).

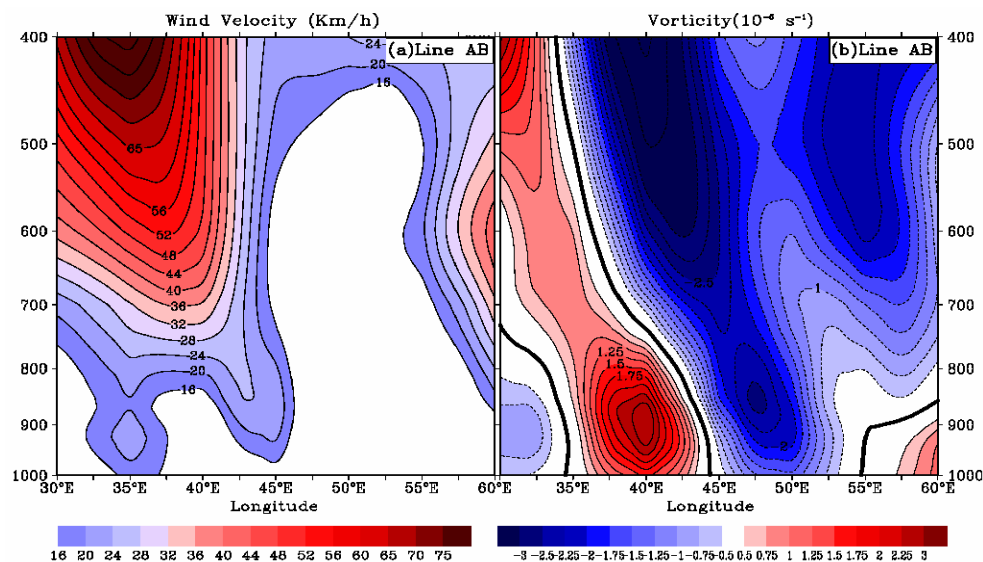
در این الگو بواسطه استقرار مرکز پرفشار، بادهای در جنوب غرب ایران از شدت کمتری برخوردارند (شکل ۱۳-ج و ۱۵-الف). گردش و اچرخندی مسلط بر روی منطقه در ترازهای میانی و فوقانی وردسپهر از شدت و گستردگی بیشتری برخوردار است (شکل ۱۵-ب). نحوه استقرار و تکوین پرفشار عربستان (تاوایی منفی) و مرکز گردش چرخندی واقع در غرب آن (تاوایی مثبت) از ۴۸ ساعت قبل تا زمان آغاز توفان ها در شکل ۱۴-الف نشان داده شده است. در این الگو و اچرخند ترکمنستان در زمان وقوع توفان ها کمی ضعیف تر گردیده و به عرض های بالاتری جابجا شده و نقشی را ایفاء نمی نماید (شکل ۱۴-ب).



شکل ۱۳. وضعیت متوسط همدیدی برای الگوی پرفشار. ویژگی ها و واحدها همچون شکل ۴.



شکل ۱۴. روند متوسط تغییرات تاوایی نسبی به ترتیب از چپ به راست در مرکز کم فشار، پرفشار عربستان و واچرخند ترکمنستان در الگوی پرفشار. ویژگی ها و واحدها همچون شکل ۵.



شکل ۱۵. نیمرخ های قائم برای برش عرضی تعیین شده در شکل ۱۳-ج (خط A-B) در الگوی پرفشار. (a) شدت متوسط باد و (b) تلاویی نسبی. ویژگی ها و واحدها همچون شکل ۶.

### ۳-۳- بررسی منابع گردوغبار با استفاده از مدل HYSPLIT

جهت تعیین منابع اصلی گردوغبار برای هریک از توفان های گردوغباری از مدل HYSPLIT استفاده شد. مدل لاگرانژیی یادشده امکان ردیابی پسگرد ذرات گردوغبار در ایستگاه آبادان را تا ۴۸ ساعت قبل از زمان وقوع هر یک از توفان ها فراهم نمود. برای تمامی توفان ها، ذرات در دو ارتفاع ۱۰۰ و ۱۰۰۰ متری از سطح زمین در حداقل زمانی ۶ ساعت ردیابی شدند. مدل امکان نمایش مسیر ردیابی شده را در دو نمای افقی (بخش بالا در هر شکل) و قائم (بخش پایین در هر شکل) فراهم می نماید. در نهایت خروجی های مدل در قالب چهار الگوی همدیدی ارائه گردیده است.

بررسی مسیرهای انتقال ذرات در توفان های مربوط به الگوی زوجی تابستانه بیانگر آن است که در تمامی توفان های گزارش شده، ذرات غبار مسیر مشابهی را از شمال غرب به جنوب شرق تا ایستگاه آبادان پیموده اند. به عبارتی دیگر با درنظر گرفتن بررسی های همدیدی انجام شده و خروجی مدل HYSPLIT، باد شمال سازوکار اصلی انتقال ذرات غبار از محدوده ایی در حداقل عراق، سوریه تا شرق مدیترانه به منطقه مورد مطالعه می باشد. به همین جهت در الگوی زوجی تابستانه مسیرهای انتقال ذرات غبار در هر دو سطح ۱۰۰ و ۱۰۰۰ متری تابعی از مسیر و جهت حرکت باد شمال محسوب می گردد (شکل ۱۶-الف).

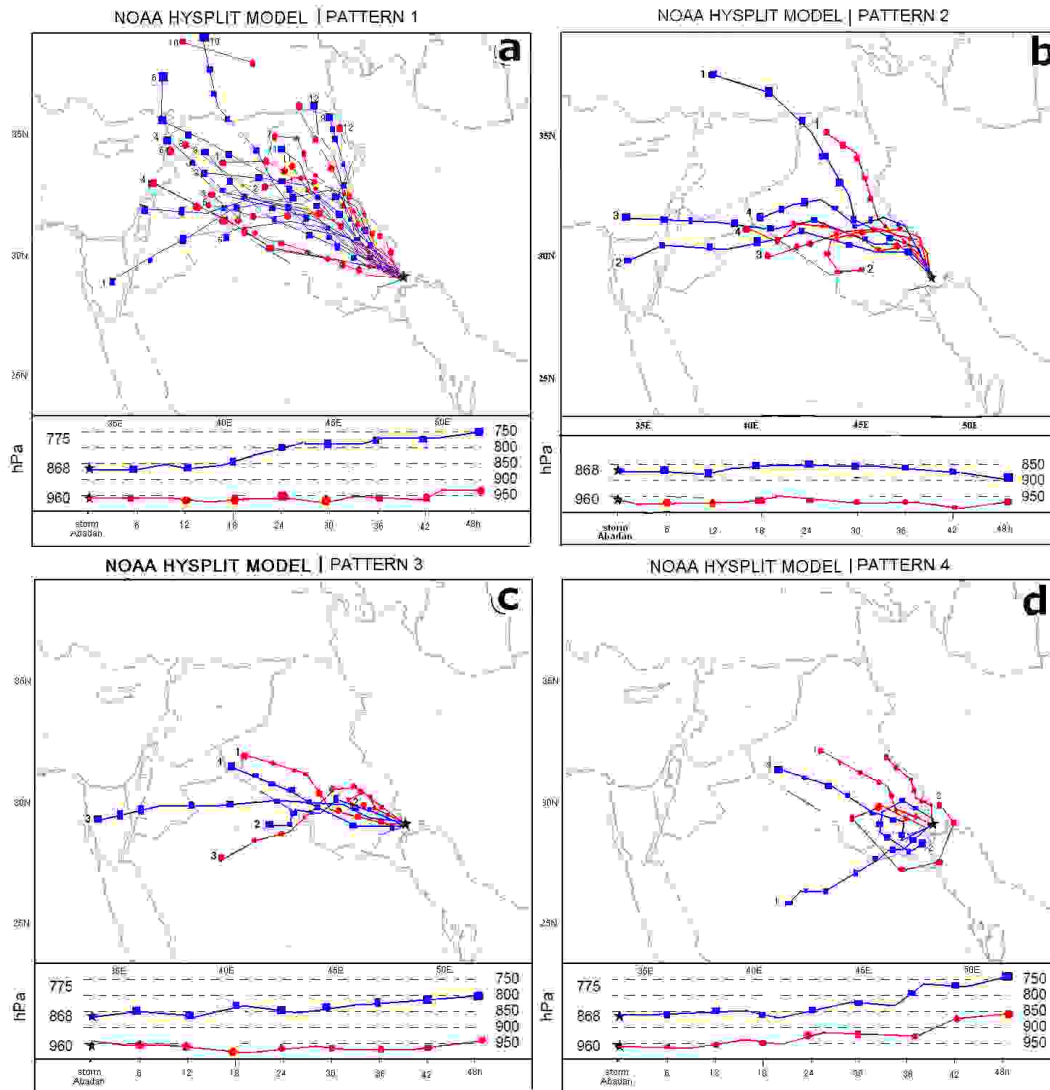
نکته مهم دیگری که از بررسی خروجی های مدل حاصل می گردد آن است که ذرات گردوغبار در لایه ای کم عمق و در پایین ترین لایه های جو به منطقه منتقل می گردند. خط قرمز در شکل ۱۶-الف (بخش پایینی شکل) مسیر حرکت متوسط ذرات غبار در ارتفاع ۱۰۰ متری از سطح زمین را از ۴۸ ساعت قبل تا زمان وقوع توفان ها نشان می دهد. در واقع شکل یاد شده از وجود یک جت تراز زیرین خبر می دهد که موجب انتقال افقی ذرات گردوغبار در یک لایه کم عمق گردیده و از پخش عمودی آن در لایه های بالاتر جو جلوگیری می کند. پیدایش چنین شرایطی، همانطوری که در بررسی های همدیدی ارائه شد، ناشی از شیب فشار زیاد بین زبانه کم فشار زاگرس و پرفشار عربستان می باشد. یافته فوق توضیح مناسبی را برای این سوال

فراهم می آورد که چرا داده های برخی از سنجنده های ماهواره ای، پدیده گردوغبار و گستردگی و شدت آنرا در منطقه عراق و خلیج فارس در قیاس با سایر مناطق خاورمیانه به خوبی آشکار نمی سازند. بر این اساس می توان گفت اگر چه سنجنده های ماهواره ای، غبار مسن و ارتفاع یافته را در طول موج های برگشتی از زمین بخوبی آشکار می سازند (مهووالد و دافرسنه، ۲۰۰۴؛ انگلستادتر و همکاران، ۲۰۰۶؛ واکر و همکاران، ۲۰۰۹)، اما در کشف تمرکز بالای گردوغبار در لایه مرزی، چنان که به واسطه تسلط باد شمال در طول تابستان در محدوده خلیج فارس و عراق اتفاق می افتد، کارایی لازم را نداشته اند (مهووالد و دافرسنه، ۲۰۰۴). همین امر تناقص آشکار بین بررسی های پایه مشاهداتی (میدلتن، ۱۹۸۶a؛ ۱۹۸۶b) و ماهواره ای (گادی و میدلتن، ۲۰۰۰؛ ۲۰۰۶؛ پروسپرو و همکاران، ۲۰۰۲؛ واشنگتن و همکاران، ۲۰۰۳) را در تبیین فضایی فراوانی و شدت توفان های گردوغباری در خاورمیانه موجب گردیده است.

بررسی مسیرهای انتقال ذرات در الگوی زوجی انتقالی بیانگر شباهت این الگو با الگوی زوجی تابستانه است (شکل ۱۶-ب). تنها تفاوت موجود در مسیر حرکت ذرات در ارتفاع ۱۰۰۰ متری به چشم می خورد. بدین ترتیب که در الگوی زوجی انتقالی ارتفاع ذرات رسیده به آبادان در این سطح در طی یک دوره ۴۸ ساعته قبل از آن بدون تغییر مانده، در حالیکه در الگوی زوجی تابستانه ذرات در مسیر حرکت خود ابتدا در ارتفاع بالاتری قرار داشته اند و سپس بتدریج به ارتفاع پایین تر نزول نموده اند و در نهایت در زمان اوج توفان در ارتفاع ۱۰۰۰ متری جای گرفته اند. ذرات در الگوی ناوه غربی نیز شرایطی تقریباً مشابه الگوی زوجی تابستانه را تجربه نموده اند. با این تفاوت که مسیر حرکت توفان های گردوغباری به تبعیت از جریانات شرق سو کاملاً از غرب به شرق بوده و برخلاف الگوی زوجی تابستانه، علیرغم وجود ناوه، در ارتفاع ۱۰۰۰ متری تغییر در ارتفاع ذرات در طول مسیر حرکتشان مشاهده نمی گردد (شکل ۱۶-ج). شاید بتوان چنین استدلال نمود که در دو الگوی ناوه غربی و زوجی انتقالی سهم پرفشار عربستان در کنترل ذرات ورودی به منطقه جنوب غرب ایران بیش از سهم این مرکز پرفشار در الگوی زوجی تابستانه است.

در نهایت بررسی مسیرهای انتقال ذرات در الگوی پرفشار بر محدود بودن توفان های گردوغباری در این الگو اشاره دارد (شکل ۱۶-د). نتایج کلی تحقیق بیانگر آنست که در میان الگوهای همدیدی، تنها الگوی ناوه موج غربی انتقال گردوغبار را در سطحی گسترده تر به مناطق داخلی ایران فراهم می آورد.

خروجی های مدل HYSPLIT نشان داد که بطور کلی منابع اصلی غبار برای توفان های گردوغباری جنوب غرب ایران از محدوده ای در حدفاصل مرکز تا شمال عراق، شرق سوریه تا شمال عربستان منشأ می یابد. در سه الگوی زوجی تابستانه، زوجی انتقالی و ناوه موج غربی ذرات گردوغبار در لایه ای کم عمق و در پایین ترین لایه های جو به منطقه منتقل می گردد. این در حالی است که در الگوی پرفشار ابتدا ذرات گردوغبار توسط یک سامانه کم فشار به ترازهای بالاتر انتقال داده شده و سپس در مرکز پرفشار مستقر بر روی منطقه به سمت زمین نزول می یابد. مقایسه بین الگوها همچنین آشکار ساخت که الگوی پرفشار از محدودترین و کوچکترین منطقه انتقال ذرات برخوردار بوده و در عین حال در الگوی زوجی تابستانه ذرات گردوغبار اساساً یک مسیر شمال غرب-جنوب شرق سو را تا رسیدن به منطقه مطالعه طی می نمایند.

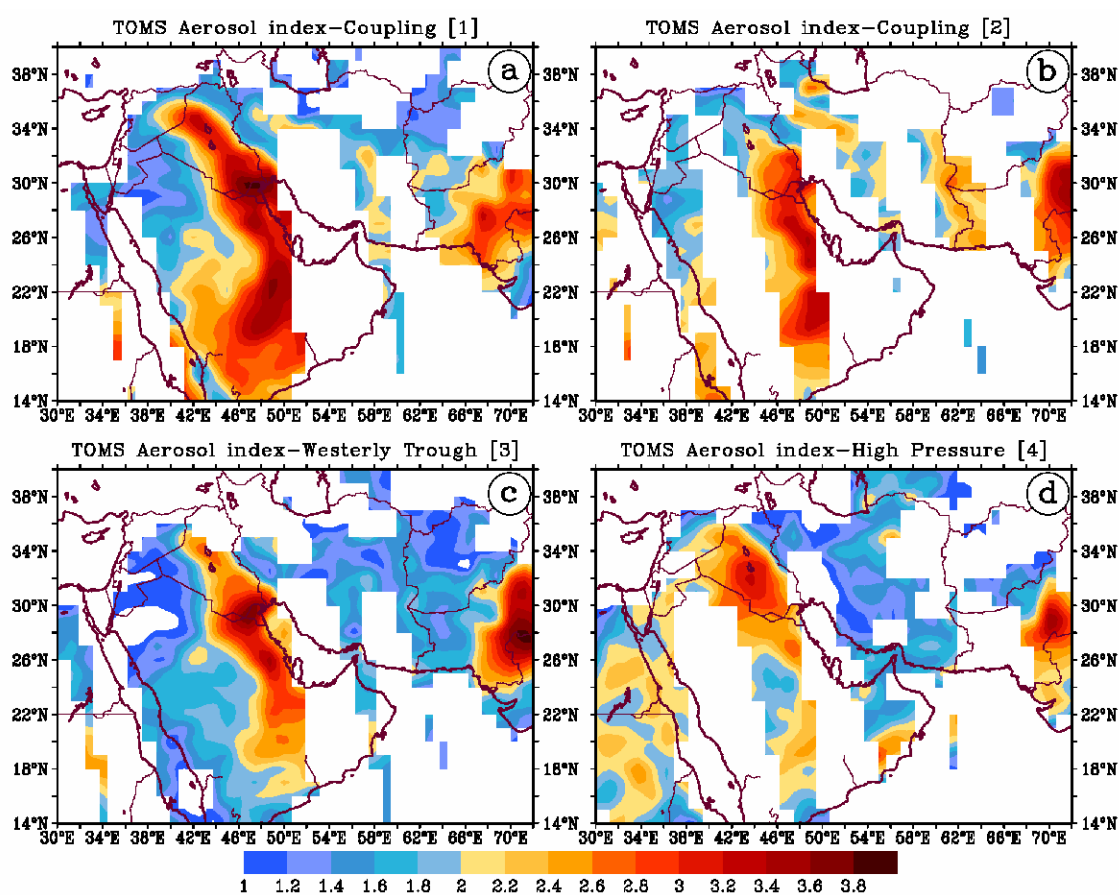


شکل ۱۶. خروجی مدل HYSPLIT برای مناطق منشأ گردوغبار در ۴ الگوی همیدی. (a) الگوی زوجی تابستانه (b) الگوی زوجی انتقالی (c) الگوی ناه غربی و (d) الگوی پرفشار. علامت ستاره در تمامی شکل ها موقعیت ایستگاه آبادان را نشان می دهد. ذرات در ایستگاه آبادان برای ارتفاع ۱۰۰ متری (خط قرمز) و ۱۰۰۰ متری (خط آبی) از سطح زمین از ۴۸ ساعت قبل تا زمان اوج وقوع هر توفان در حواصل زمانی ۶ ساعت ردیابی شدند. در پایین هر شکل ردیابی پسگرد ذرات تا ۴۸ ساعت قبل در نیمرخ قائم جو بر اساس مختصات فشاری به نمایش در آمده است.

### ۳-۴- بررسی توفان های گردوغباری با استفاده از داده های سنجنده TOMS

در این قسمت از مقاله یک بررسی کلی از میزان گستردگی و تمرکز گردوغبار در هریک از الگوهای همیدی صورت می گیرد. برای انجام بررسی از داده های شاخص جذب آیروسل (AAI) بدست آمده از سنجنده TOMS استفاده شده است (هرمان و همکاران، ۱۹۹۷؛ تورس و همکاران، ۱۹۹۸). در الگوی زوجی تابستانه بیشینه متوسط تمرکز گردوغبار به میزان ۳/۹ واحد بر جانب غربی خلیج فارس (آبادان، کویت و منتهی الیه جنوب شرقی عراق) مشاهده می گردد. گستره توفان منطقه وسیعی را در برمی گیرد که شامل منطقه ای از شمال عراق و شرق سوریه تا سواحل شرقی دریای سرخ در جنوب غرب عربستان می گردد (شکل ۱۷-الف). این الگو در قیاس با سایر الگوهای همیدی بالاترین گسترش منطقه ای گردوغبار را بر روی

خاورمیانه نشان می دهد و در عین حال در بین الگوهای همدیدی از بالاترین تمرکز منطقه ای گردوغبار نیز برخوردار است. شاخص AAI بیانگر آن است که در الگوی زوجی انتقالی نیز شرایطی مشابه الگوی زوجی تابستانه بر روی منطقه برقرار است. در واقع در دو الگوی زوجی تابستانه و انتقالی، توفان های گردوغباری بیشترین گسترش افقی خود را بر روی خاورمیانه تجربه می کنند (شکل ۱۷-الف و ۱۷-ب). این در حالی است که توفان ها در دو الگوی ناوه غربی و پرفشار از گسترش افقی کمتری برخوردار بوده و مناطق دارای غلظت بالای گردوغبار در این دو الگو محدوده کوچکتري را در بر می گیرد (شکل ۱۷-ج و ۱۷-د). متأسفانه قدرت تفکیک پایین داده های سنجنده TOMS به همراه شکاف های مشاهداتی در گذر روزانه ماهواره از روی منطقه ارائه یک تحلیل دقیق تر را ناممکن می سازد.



شکل ۱۷. گستره افقی و میزان غلظت آيروسل ها بر اساس شاخص AAI بر روی خاورمیانه. رنگ ها مقادیر متوسط شاخص را در هر الگوی همدیدی نشان می دهند. (a) الگوی زوجی تابستانه (b) الگوی زوجی انتقالی (c) الگوی ناوه غربی و (d) الگوی پرفشار.

#### ۴- خلاصه و نتیجه گیری

نتایج تحقیق بیانگر آن است که درطول دوره گرم سال مؤلفه های مقیاس منطقه ای گردش جو در ترازهای زیرین نقش اصلی را در وقوع توفان های گردوغباری جنوب غرب ایران برعهده دارند. در این میان پرفشار عربستان و زبانه کم فشار زاگرس به همراه واچرخند ترکمنستان به عنوان مؤلفه های شبه ساکن گردش منطقه ای جو بیش از هر مؤلفه گردش دیگری در شکل گیری توفان های مقیاس منطقه ای در منطقه خلیج فارس و جنوب غرب ایران نقش ایفاء می نمایند.

بررسی ها بیانگر آنست که تشکیل و گسترش زبانه کم فشار زاگرس در نیمه غربی ایران، ناشی از واداشت های گرمایی زاگرس بعنوان یک منبع گرمای محسوس ارتفاع یافته می باشد. در مقابل گرمایش ایجاد شده در جانب غربی خلیج فارس (پرفشار عربستان) و جانب شرقی خزر (واچرخند ترکمنستان) ناشی از فرارفت قائم گرما از ترازهای بالاتر جو می باشد.

در تعیین الگوی همدیدی توفانهای گردوغباری، سه الگوی همدیدی اصلی شامل: زوجی (تابستانه و انتقالی)، ناوه ی موج غربی و پرفشار برای وقوع توفان ها استخراج شد. در الگوی زوجی تابستانه بدنبال تقویت و گسترش جنوب سوی واچرخند ترکمنستان، شیو افقی باد در ترازهای زیرین جو افزایش یافته که در ادامه با افزایش گردش چرخندی در زبانه کم فشار زاگرس همراه می گردد. این فرآیند در یک پسخور مثبت ضمن تقویت همزمان زبانه کم فشار زاگرس و پرفشار عربستان شکل گیری یک جت تراز زیرین موسوم به باد شمال را در منطقه همشارش دو سامانه ایجاد می نماید. بر این اساس باد شمال عامل اصلی وقوع بسیاری از توفان های گردوغباری تابستانه جنوب غرب ایران بشمار می رود. الگوی زوجی انتقالی که در واقع زمان وقوع آن مربوط به گذار از فصل بهار به تابستان است همان شرایط الگوی زوجی تابستانه را دارد، با این تفاوت که در این الگو سامانه های فشار در عرض های پایین تری قرار گرفته و نقش پرفشار عربستان برجسته تر بنظر می رسد. در الگوی ناوه موج غربی نیز به جهت گسترش و نفوذ ناوه ای بر غرب خاورمیانه و شکل گیری یک منطقه گردش سیکلونی/کم فشار بر شمال عراق و استقرار پرفشار عربستان بر جانب جنوبی آن یک شیو افقی شدید باد در امتداد نصف النهاری با جریانات شرق سو از جانب عراق به سمت جنوب غرب ایران همراه می گردد. نهایتاً در الگوی پرفشار نیز به سبب قرار گرفتن یک سامانه پرفشار بر نواحی جنوب غربی ایران انتقال گردوغبار از مرکز کم فشاری که در غرب سامانه پرفشار قرار گرفته سبب انتقال گردوغبار به داخل مرکز پرفشار شده و از طریق پرفشار در سطح منطقه نزول یافته و پخش می گردد.

نتایج تحقیق بیانگر آنست که در میان الگوهای همدیدی، تنها الگوی ناوه موج غربی انتقال گردوغبار را در سطحی گسترده تر به مناطق داخلی ایران فراهم می آورد. خروجی های مدل HYSPLIT نشان داد که بطور کلی منابع اصلی غبار برای توفان های گردوغباری جنوب غرب ایران محدوده ای در حدفاصل مرکز تا شمال عراق، شرق سوریه تا شمال عربستان می باشد. در سه الگوی زوجی تابستانه، زوجی انتقالی و ناوه موج غربی ذرات گردوغبار در لایه ای کم عمق و در پایین ترین لایه های جو به منطقه منتقل می گردد. با این تفاوت که در دو الگوی ناوه غربی و زوجی انتقالی سهم پرفشار عربستان در کنترل ذرات ورودی به منطقه جنوب غرب ایران از سهم این مرکز پرفشار در الگوی زوجی تابستانه بیشتر است. در عین حال در الگوی پرفشار، ابتدا ذرات گردوغبار توسط یک سامانه کم فشار به ترازهای بالاتر و به داخل مرکز پرفشار مستقر بر روی منطقه جنوب غرب ایران انتقال داده شده و سپس در مرکز پرفشار به سمت زمین نزول می کنند. مقایسه بین الگوها همچنین آشکار ساخت که الگوی پرفشار از محدودترین و کوچکترین منطقه انتقال ذرات برخوردار بوده و در عین حال در الگوی زوجی تابستانه ذرات گردوغبار اساساً یک مسیر شمال غرب-جنوب شرق سو را تا رسیدن به منطقه مطالعه طی می نمایند.

بررسی مسیرهای انتقال ذرات در توفانهای گردوغباری از وجود یک جت تراز زیرین خبر می دهد که موجب انتقال افقی ذرات گردوغبار در یک لایه کم عمق گردیده و از پخش عمودی آن در لایه های بالاتر جو جلوگیری می کند. شکل گیری چنین جریانی در در وهله اول و در مقیاس منطقه ای ناشی از شیب فشار

ایجاد شده توسط زبانه کم فشار زاگرس و پرفشار عربستان در امتداد رشته کوه زاگرس می باشد. اما به نظر می رسد از نظر تئوریک و در عرصه میان مقیاس، ترکیبی از تئوری نوسان اینرسی در باد آژئوستروفیک<sup>۱</sup> به واسطه محو یا کاهش ناگهانی تلاطم<sup>۲</sup> در لایه مرزی سیاره ای پس از غروب خورشید (بلکادار<sup>۳</sup>، ۱۹۵۷) و تئوری گرمایش و سرمایش شبانه روزی مناطق دارای عوارض پرشیب (هولتن<sup>۴</sup>، ۱۹۶۷؛ بونر و پیگل<sup>۵</sup>، ۱۹۷۰) می تواند تبیین کننده بیشینه سرعت باد در ترازهای زیرین بویژه در طول شب و ساعات اولیه صبح باشد. اگر چه در مطالعه حاضر و با بهره گیری از داده های با قدرت تفکیک پایین (۲/۵ درجه)، تراز بیشینه سرعت جت حدود ۱۲۰۰ تا ۱۵۰۰ متر تعیین گردیده است. اما به کارگیری یک مدل دینامیکی و ریزمقیاس نمایی داده ها بیانگر آن است که باد شمال بعنوان یک جت تابستانه کلاسیک در تراز زیرین، بیشینه سرعت خود را در زمان وقوع توفان ها در ارتفاعی حدود ۳۰۰ تا ۸۰۰ متر تجربه می کند (جعفری، ۱۳۹۰). این یافته با نتایج کار ممبری (۱۹۸۳) و راثو و همکاران (۲۰۰۳)، همچنین پژوهش جدید گیاناکوپولو و تامی (۲۰۱۲) انطباق دارد. شکل گیری جت تراز زیرین که در ساعات شب با شدت بیشتر و فاصله کمتری از سطح زمین در امتداد شمال غرب - جنوب شرق بر روی منطقه می وزد نیرو و شرایط دینامیکی لازم را برای برداشت غبار و ایجاد توفان های گردوغباری شدید در پایین ترین لایه های جو فراهم می سازد.

بهره گیری از شاخص AAI آشکار ساخت که الگوی زوجی تابستانه در قیاس با سایر الگوهای همدیدی، بیشترین گسترش افقی گردوغبار را بر روی خاورمیانه تجربه می کند و در عین حال در بین چهار الگوی همدیدی از بالاترین تمرکز منطقه ای گردوغبار نیز برخوردار است.

**تشکر و قدردانی:** از جناب آقای دکتر فرهاد ویشکایی به جهت راهنمایی در استفاده از مدل HYSPLIT بسیار سپاسگزاریم.

## منابع

- (۱) عطایی، هوشمند، و احمدی، فریبرز، (۱۳۸۹). گردوغبار به عنوان یکی از معضلات زیست محیطی جهان اسلام - مطالعه موردی: استان خوزستان، مجموعه مقالات چهارمین کنگره بین المللی جغرافییدانان جهان اسلام، ۱۹-۱.
- (۲) امیدوار، کمال، (۱۳۸۵)، بررسی و تحلیل سینوپتیکی طوفان های ماسه در دشت یزد - اردکان، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، ۸۱: ۴۳-۵۸.
- (۳) جعفری، سجاد، (۱۳۹۰)، بررسی ساختار گردش جو در زمان وقوع توفان های گردوغباری در جنوب غرب ایران با استفاده از مدل اقلیمی مقیاس منطقه ای RegCM4. پایان نامه کارشناسی ارشد جغرافیای طبیعی-گرایش اقلیم شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، ۱۶۶.
- (۴) خسروی، محمود، (۱۳۸۹)، بررسی توزیع عمودی گردوغبار ناشی از طوفان در خاورمیانه با استفاده از



- مدل NAAPS؛ مورد: سیستان ایران، مجموعه مقالات چهارمین کنگره بین‌المللی جغرافیدانان جهان اسلام، ۱-۲۲.
- (۵) ذوالفقاری، حسن، و عابدزاده، حیدر، (۱۳۸۴)، تحلیل سینوپتیکی طوفان‌های گردوغبار در غرب ایران، جغرافیا و توسعه، ۶: ۱۷۳-۱۸۸.
- (۶) رئیس پور، کوهزاد، (۱۳۸۷)، تحلیل آماری-همدیدی پدیده گردوغبار در استان خوزستان، پایان نامه کارشناسی ارشد جغرافیای طبیعی-گرایش اقلیم شناسی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، ۱۸۹.
- (۷) زرین، آذر، (۱۳۸۶)، تحلیل پرفشار جنب حاره تابستانه ایران، رساله دکتری جغرافیای طبیعی-گرایش اقلیم شناسی، دانشگاه تربیت مدرس.
- (۸) زرین، آذر، و مفیدی، عباس (۱۳۹۰)، آیا پرفشار جنب حاره ای تابستانه بر روی ایران زبانه ای از پرفشار جنب حاره ای آזור است؟ بررسی یک نظریه، یازدهمین کنگره انجمن جغرافیدانان ایران، ۲۴ و ۲۵ شهریورماه ۱۳۹۰، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۵-۱.
- (۹) علیجانی، بهلول، (۱۳۷۶)، آب و هوای ایران، انتشارات دانشگاه پیام نور، چاپ سوم، ۹۶.
- (۱۰) لشکری، حسن، کیخسروی، قاسم، (۱۳۸۷)، تحلیل آماری و سینوپتیکی توفان‌های گردوغبار استان خراسان رضوی در فاصله زمانی (۱۹۹۳-۲۰۰۵)، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، ۶۵: ۳۳-۱۷.
- (۱۱) مفیدی، عباس، (۱۳۸۶)، تحلیل گردش جو تابستانه بر روی جنوب غرب آسیا و ارتباط آن با بارش های تابستانه فلات ایران، رساله دکتری جغرافیای طبیعی-گرایش اقلیم شناسی، دانشگاه تربیت معلم، ۱۶۵.
- (۱۲) مفیدی، عباس، زرین، آذر و فاسولو، جان، (۱۳۸۹)، گردش جو تابستانه در وردسپهر فوقانی بر روی جنوب غرب آسیا و وردایی زمانی آن در طی نیم قرن گذشته، چهارمین کنفرانس منطقه ای تغییر اقلیم، تهران، ۲۹ آذر الی ۱ دی ماه ۱۳۸۹، ۱۶۰-۱۴۹.
- (۱۳) مهرشاهی، داریوش، و نکونام، زری، (۱۳۸۸)، بررسی آماری پدیده گرد و غبار و تحلیل الگوی وزش بادهای گرد و غبارزا در شهرستان سبزوار، نشریه علمی - پژوهش انجمن جغرافیایی ایران، ۲۲: ۱۰۴-۸۳.
- (14) Bartlett K.S., (2004), **Dust Storm Forecasting for Al Udeid Ab, Qatar: An Empirical Analysis**, M.S. Thesis, Dept. of Meteorology, Air Force Institute of Technology, 103 pp.
- (15) Blackadar A.K., (1957), **Boundary-layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions**, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 38: 283-290.
- (16) 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.
- (17) Crook J., (2009), **Climate Analysis and Long Range Forecasting of Dust Storms In Iraq**, M.S. Thesis, Dept. of Meteorology, Naval Postgraduate School, 85 pp.
- (18) Dave, J.V., (1978), Effect of aerosols on the estimation of total ozone in an atmospheric column from the measurement of its ultraviolet radiation, *Journal of Atmospheric Science*, 35: 899-911.
- (19) Draxler RR., and Rolph GD., (2011), **HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory)**, Model access via NOAA ARL READY Website (<http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php>). NOAA Air Resources Laboratory, Silver Spring, MD.
- (20) Engelstaedter S., (2001), **Dust storm frequencies and their relationships to land surface conditions**. Diploma thesis, Institute of Geoscience, Friedrich-Schiller-University, Jena, Germany.

- (21) Engelstaedter S., Kohfeld KE., Tegen I., and Harrison SP., (2003), **Controls of dust emissions by vegetation and topographic depressions: An evaluation using dust storm frequency data**, *Geophys. Res. Lett.*, 30(6): 1294, doi:10.1029/2002GL016471.
- (22) Engelstaedter S., Washington R., and Tegen I., (2006), **North African dust emissions and transport**, *Earth Science Review*, 79: 73–100, doi:10.1016/j.earscirev.2006.06.004.
- (23) Galvin, J.F.P., and Membery, D.A., (2008), **The Weather and Climate of the Tropics: Part 5-Dry environments**, *Weather*, 63 (4): 100-106.
- (24) 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.
- (25) Goudie A.S., (2008), **The History and Nature of Wind Erosion in Deserts**, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 36: 97–119.
- (26) Goudie A., and Middleton NJ., (2000), **Dust storms in South West Asia**, *Acta Univ Car.*, XXXV: 73–83.
- (27) Goudie A., and Middleton NJ., (2001), **Saharan dust storms: nature and consequences**, *Earth Science Review*, 56: 179-204.
- (28) Goudie A., and Middleton NJ., (2006), **Desert Dust in the Global System**, Springer, Heidelberg. 1-90.
- (29) Herman, JR., Bhartia PK., Torres O., Hsu NC., Seftor CJ., and Celarier E., (1997), **Global distribution of UV-absorbing aerosols from Nimbus 7/TOMS data**, *J. Geophys Res.*, 102: 16,911-16,922.
- (30) Holton J.R., (1967), **The diurnal boundary-layer wind oscillation above sloping terrain**, *Tellus*, 19: 199–205.
- (31) Hoskins B., Neale R., Rodwell M., and Yang G-Y., (1999), **Aspects of the Large-scale tropical atmospheric circulation**, *Tellus*, 51A-B(1): 33-44.
- (32) Huntington E., (1905), **The Depression of Sistan in Eastern Persia**, *Bulletin of the American Geographical Society*, 37(5): 271-281.
- (33) Kalnay E., and 21Co-authors, (1996), **The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project**, *Bull. Amr. Meteorol. Soc.* 77: 437-471.
- (34) Mahowald NM., and Dufresne J-L., (2004), **Sensitivity of TOMS aerosol index to boundary layer height: Implications for detection of mineral aerosol sources**, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L03103, doi:10.1029/2003GL018865.
- (35) McMahan H., (1906), **Recent Survey and Exploration in Seistan**, *The Geographical Journal*, 28 (3): 209-228.
- (36) McPeters, R.D., and 13Co-authors, (1996), **Nimbus 7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) Data Products User's Guide**, NASA Ref. Publ., 1384, 67p.
- (37) Membery D. A., (1983), **Low level wind profiles during the Gulf Shamal**, *Weather*, 38: 18-24.
- (38) Middleton NJ., (1986a), **Dust storms in the Middle East**, *J. Arid Environ.*, 10: 83–96.
- (39) Middleton NJ., (1986b), **A Geography of dust storms in South-west Asia**, *Int. J. Climatol.* 6: 183–196.
- (40) Prospero JM., Ginoux P., Torres O., Nicholson SE., and Gill TE., (2002), **Environmental characterisation of global sources of atmospheric soil dust identified with the Nimbus 7 total ozone mapping spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product**, *Rev. Geophys.* 40: 2–31.
- (41) Rao PG., Hatwar HR., Al-Sulaiti MH., and Al-Mulla AH., (2003), **Summer Shamals over the Arabian Gulf**, *Weather*, 58: 471–478.
- (42) Rodwell M.J., and Hoskins B., (1996), **Monsoons and the dynamics of Deserts**, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 122: 1385-1404.

- (43) Rodwell M.J., and Hoskins B., (2001), **Subtropical Anticyclones and Summer Monsoons**, *Journal of Climate*, 14: 3192-3211.
- (44) Stunder B.J.B., (1997), **NCEP Model Output – FNL ARCHIVE DATA, TD-6141**, Prepared for National Climatic Data Center (NCDC). This document and archive grid domain maps are also available at <http://www.arl.noaa.gov/ss/transport/archives.html>
- (45) Torres O., Bhartia P. K., Herman JR., Ahmad Z., and Gleason J., (1998), **Derivation of aerosol properties from satellite measurements of backscattered ultraviolet radiation: Theoretical basis**, *J. Geophys. Res.*, 103(D14): 17,099– 17,110, doi:10.1029/98JD00900.
- (46) Walker AL., Liu M., Miller S. D., Richardson K. A., and Westphal D. L., (2009), **Development of a dust source database for mesoscale forecasting in southwest Asia**, *J. Geophys. Res.*, 114: D18207, doi:10.1029/2008JD011541.
- (47) Washington R., Todd M., Middleton NJ., and Goudie AS., (2003), **Dust storm source areas determined by the Total Ozone Monitoring Spectrometer and surface observations**, *Annals of the Association of American Geographers*, 93(2): 297 – 313, doi:10.1111/1467-8306.9302003.
- (48) Wilkerson W.D., (1991), **Dust and Sand Forecasting In Iraq and Adjoining Countries**, AWS/TN--91/001, Air Weather Service, Scott Air Force Base, IL, 72 pp. [Available from USAF Environmental Technical Application Center, Scott Air Force Base, IL 62225-5008.]
- (49) 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/s00703-011-0134-z.

*Geographical Studies of Arid Zones*  
Volume 2, Issue 5, 17-45, Autumn 2011

## **The Role of Regional Atmospheric Circulation over the Middle East on the Occurrence of Summer Dust-storms in Southwest Iran**

**A. Mofidi<sup>\*1</sup>, S. Jafari<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Assistant Professor of Climatology, Geography Department, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

<sup>2</sup>MA Student of Climatology, Geography Department, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

Submitted: 3 July 2011 | Revised: 15 October 2011 | Accepted: 9 November 2011

### **1- Introduction**

In middle and lower troposphere, the main control factor of weather and climate over the Middle East is a local to regional scale thermal forcing including forcing from high mountains. In this regard, regional scale atmospheric circulation associated with surface forcing has an important role in the occurrence of summer dust storms over the area. Southwest of Iran experiences a large number of dust storms every year. Many of them occur in warm period when a series of semi-permanent synoptic systems in lower troposphere control weather and climate in regional scale. In spite of large number of works which have been done during two to three last decades, the main governing mechanisms on the occurrence of dust events over the Middle East are not much clear. Therefore, this study aims to clarify how dust storms occur over southwest of Iran during warm period of the year. In this regard, the research tries to answer to the following questions: What are the most important synoptic patterns of dust storms occurrence in southwest of Iran? What are the main sources of dust for each synoptic pattern?, and how regional atmospheric circulation can cause and develop the dust storm events over the area?

### **2- Methodology**

In this research, the structure of regional atmospheric circulation is investigated to explain the causes of summertime dust storms occurrence in southwest of Iran as well as their main sources of dust. The hourly visibility data of eight synoptic stations located in the Khuzestan and Ilam provinces is used to extract the widespread dust storms. The study focused on 30 widespread storms is identified in a 6-year period (1998-2003). The NCEP/NCAR reanalysis data and also TOMS aerosol index (AAI) were used to clarify the dynamic and synoptic characteristics of each dust storm for a time from 2 days before storm started until the peak time of the dust storm occurrence in a 6-hour time period. Sea level pressure, geopotential height,

---

*\*Corresponding author:* Abbas Mofidi, Department of Geography, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran. Postal code: 9177948974. E-mail: [abbasmofidi@um.ac.ir](mailto:abbasmofidi@um.ac.ir)

vertical velocity, and zonal (U) and meridional (V) wind components at different pressure levels were obtained to determine the synoptic patterns of dust storms. The HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) model is employed to determine the main sources of dust by using a backward trajectory approach.

### 3- Discussion and Conclusion

The results show that the Arabian High and the Zagros trough play the key role in the formation of regional scale dust storms in the Persian Gulf region and southwest of Iran. Investigating the synoptic patterns of the dust storms, three main synoptic patterns are identified including the *Coupling*, the *Westerly trough*, and the *High-pressure* patterns. In this regard, the *Coupling* pattern is divided into two sub-category called: Summer and Transitional patterns.

In the *Coupling* pattern, the horizontal wind shear increases in the lower atmosphere due to the intensification and southward expansion of the Turkmenistan anticyclone, which is associated with the enhanced cyclonic circulation of the Zagros trough. The positive feedback of this procedure in return intensifies both the Zagros trough and the Arabian high and forms a low-level jet so-called *Shamal wind* in the confluence zone of two pressure systems. *Shamal wind* plays an important role in the occurrence of the summer dust storms in southwest of Iran. In the *Westerly trough* pattern, there is seen a strong horizontal wind shear along the latitudes which is associated with the eastward flow from Iraq to the southwest of Iran. This strong horizontal wind shear is the result of the expansion and penetration of a mid-tropospheric trough over the western Middle East as well as formation of cyclonic circulation over northern Iraq and the existence of the Arabian high in the southward of it, instantaneously. In the *High pressure* pattern, an anticyclone locates over southwest of Iran and the dust transports from west by a low pressure which is located over the west of high pressure system into the study area and then subsides over the region by anticyclone.

The HYSPLIT model outputs show that the main sources of dust for southwest of Iran is a region located over the central-northern part of Iraq and western Syria through northern Saudi Arabia. Investigating the particles trajectory in dust storms reveals that a low-level jet exists over this region, which provides the horizontal dust transportation in a shallow layer and prohibits its vertical dispersion into the middle troposphere. Comparing between the three patterns, it reveals that the *High-pressure* pattern has the smallest amount of dust transportation in a confined region. It is also found that the particles in *Coupling* pattern are traveling through a northwest-southeast direction to reach the study region while the particles in *Westerly* pattern can move far to the east through a favorable flow pattern.

Using AAI index, it shows that the *Coupling* pattern experiences the most horizontal expansion of dust over the Middle East. This pattern has also the highest concentration of dust over the area.

**Key word:** Dust storms, Arabian high, Zagros trough, Shamal wind, HYSPLIT model, Southwest of Iran