

تحلیل و شناسایی الگوهای همدیدی توفان‌های گردوغبار غرب ایران

ام السلّمه بابایی فینی - استادیار اقلیم‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

طاهر صفرراد - استادیار اقلیم‌شناسی، دانشگاه مازندران، بابلسر، ایران

مصطفی کریمی^۱ - استادیار اقلیم‌شناسی، دانشگاه تهران، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۷/۲۸ تاریخ تصویب: ۱۳۹۵/۳/۲۴

چکیده

پژوهش حاضر به منظور شناسایی الگوهای همدیدی مؤثر در ایجاد توفان‌های گردوغبار با استفاده از داده فراوانی روزهای گردوغباری (سازمان هواشناسی) و داده‌های شبکه‌ای روزانه شامل فشار سطح دریا، ارتفاع ژئوپتانسیل، بردارهای مداری و نصف‌النه‌ای باد از مرکز ملی پیش‌بینی‌های محیطی (NCEP) با قدرت تفکیک مکانی ۲/۵ درجه طول و عرض جغرافیایی در دوره زمانی ۱۹۸۹ تا ۲۰۱۰ در منطقه غرب کشور انجام گرفته است. جهت بررسی نرمال بودن داده‌های فراوانی روزهای گردوغباری از آزمون کلموگروف^۰ اسمیرنوف و برای بررسی تفاوت میانگین‌ها از آزمون تی با دو نمونه مستقل و تفسیر نتایج آن از آزمون لئون استفاده شده است و نتایج آزمون بیانگر بیشتر بودن میانگین فراوانی گردوغبار در دوره گرم، نسبت به دوره سرد است که این تفاوت در سطح ۹۵ درصد معنادار بود. با تأیید تفاوت معناداری فراوانی داده‌های گردوغبار در دوره گرم و سرد سال، الگوهای همدیدی شکل‌دهنده ۴۰ مورد گردوغبار طی سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۰ مورد بررسی قرار گرفتند. نتایج نشان داد که سازوکار-های ایجادکننده گردوغبار نیز در این دو فصل متمایز از همدیگر هستند. در فصل سرد با توجه به تنوع بیشتر الگوهای گردش جو و سامانه‌هایی که خاورمیانه را تحت تأثیر قرار می‌دهند، ۲ الگوی کلی براساس استقرار یک کم ارتفاع یا پر ارتفاع در سمت غرب کم ارتفاع شمالی و پر ارتفاع جنوبی سبب رخداد گردوغبار می‌شوند؛ حال آنکه در فصل گرم همزمان با استقرار پرفشار جنب حاره روی ایران، تشکیل کم‌فشار حرارتی بر روی کانون‌های گردوغبار و استقرار یک کم ارتفاع در تراز ۸۵۰ ه.پ بر فراز آن سبب همگرایی جریان هوا در سطح زمین و متعاقباً برداشت ذرات خاک می‌گردد که همراه جریان‌های جنوب غربی جلوی ناوه وارد غرب ایران می‌شوند.

کلیدواژه‌ها: گردوغبار، الگوهای همدید، خاورمیانه، غرب ایران.

۱. مقدمه

توفان‌های گردوغبار از پدیده‌های مهم جوئی هستند که به دلیل ورود ذرات معلق خاک و غبار به درون جو آثار بسیار مهمی را در زمینه‌های زیست‌محیطی، بهداشتی و فعالیت‌های اقتصادی و اجتماعی دارند. اندازه‌گیری‌های ایستگاه‌های زمینی و ماهواره‌ای نشان‌دهنده این است که ذرات توفان گردوغبار برای مدت بسیار طولانی در جو باقی می‌مانند و می‌توانند به وسیله جریان باد صدها کیلومتر از مبدأ خود دور شوند و تأثیرات مخربی برجای گذارند. این پدیده یکی از زیان‌بارترین بلایای طبیعی مناطق خشک و نیمه‌خشک جهان است که مشکلات محیطی عدیده‌ای را در این نواحی به وجود می‌آورد (خوش‌کیش و همکاران، ۱۳۹۰: ۹۲). به دلیل موقعیت جغرافیایی ایران در کمربند خشک و نیمه‌خشک جهان، این کشور مکرراً در معرض سیستم‌های گردوغبار محلی و منطقه‌ای قرار می‌گیرد.

به بادهایی که با سرعت زیاد در مدت کوتاهی می‌وزند توفان می‌گویند، توفان‌ها با هوای ناپایدار همراه هستند. اگر هوای ناپایدار دارای رطوبت باشد توفان رعدوبرق و اگر خشک باشد توفان گردوغبار نامیده می‌شود (امیدوار، ۱۳۹۰: ۱۵۶). براساس توافق سازمان هواشناسی جهانی اگر در ایستگاهی سرعت باد از ۱۵ متر در ثانیه تجاوز کند و دید افقی به کمتر از یک کیلومتر برسد، توفان گردوغبار رخ می‌دهد (امیدوار، ۱۳۹۰: ۱۵۸).

توفان‌های گردوغبار با داده‌ها و روش‌های متفاوتی مطالعه می‌شوند که یکی از این روش‌ها مطالعه همدیدی^۱ دینامیکی این پدیده است (اسمیرنو و همکاران^۲، ۱۹۹۳، هامیش و همکاران^۳، ۲۰۰۱، ویهونگ و همکاران^۴، ۲۰۰۱، یانگ و همکاران^۵، ۲۰۰۷، ذوالفقاری و عابدزاده، ۱۳۸۴، امیدوار، ۱۳۸۵، طاوسی و همکاران، ۱۳۸۹، خوش‌کیش و همکاران، ۱۳۹۰، کریمی و شکوهی، ۱۳۹۰: ۱۱۷، ملکوتی و حسینی، ۱۳۹۳: ۶۵).

با توجه به شرایط شکل‌گیری توفان‌های گردوغبار زمین‌های بدون پوشش مناطق بیابانی جهان (صحرای آفریقا، بیابان‌های خاورمیانه، چین، استرالیا و ایالات متحده آمریکا) مستعد وقوع چنین توفان‌هایی هستند. نیروی ایجادکننده توفان‌های گردوغبار می‌تواند از سامانه‌های اقیانوسی همانند هاریکن‌ها در منطقه اطلس شمالی منشأ بگیرد (واو^۶، ۲۰۰۷). یا به علت اختلاف شیو فشار زیاد بین دو منطقه عامل بروز این پدیده، توفان‌های ماسه‌ای نادری که از صحرا منشأ گرفته و به منطقه شمالگان برسند (بارکان و آلپرت^۶، ۲۰۱۰: ۲۱۰).

1 Smirnov

2 Hamish

3 Weihong

4 Yang

5 Wu

6 Barkan and Alpert

یانگ و همکاران^۱ ۲۰۰۷ توفان شن و ماسه‌ای سال ۲۰۰۶ چین را در ارتباط با الگوی گردش جوی در بادهای غربی، رودباد قطبی و تغییرات چرخندگی بررسی کردند. نتایج آن ناهنجاری قابل توجهی را در مقایسه با سال‌های عادی نشان داد. ماو و همکاران^۲ ۲۰۱۱ تأثیر نوسان شمالگان بر روی فعالیت سامانه‌های گردوغبار در شمال شرق آسیا را بررسی و به رابطه معناداری بین نوسان شمالگان و گردوغبارها پی بردند. توفان‌های گردوغبار و ماسه بارگذاری شده در منطقه سیستان ایران نشان‌دهنده ارتباط قوی بین مقدار ماسه حمل شده و سرعت-جهت باد و منطقه منشأ می‌باشد (راشکی، ۲۰۱۲: ۵۱). با بررسی همدید انرژی باد در منطقه سیستان (ایستگاه زابل) مشخص شد که بین رژیم باد در ایستگاه زابل و توزیع فشار سطح دریا و الگوهای هوا در لایه‌های ۸۵۰، ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال ارتباط وجود دارد (گندمکار، ۱۳۸۸: ۱۷۹-۱۷۸). نوحه‌گر و همکاران (۱۳۹۲: ۸۹) روند صعودی توفان‌های گردوغبار طی سال‌های ۱۹۸۶ تا ۲۰۰۹ را نشان دادند و چنین نتیجه گرفتند که همزمان با افزایش وقوع توفان‌ها، باد غربی با فراوانی بیشتری به وقوع پیوسته است و لزوماً گردوغبارها با بادهای شدیدتر رخ نداده‌اند. مطالعه نقش شیو فشاری و ناوه ۸۵۰ هکتوپاسکالی در ایجاد و انتقال پدیده گردوغبار تابستانی نیمه غربی نشان داد که مهم‌ترین عامل در ایجاد توفان‌های گردوخاک در منطقه عراق، وجود گرادیان‌های فشاری از مرکز عراق تا مرکز سوریه و از شمال عراق تا شمال ترکیه می‌باشد. همچنین مشخص شد که در مدت وقوع و تداوم پدیده، وجود ناوه ۵۰۰ هکتوپاسکالی بر روی عراق لازم است (کریمی و شکوهی، ۱۳۹۰: ۱۲۵، میهن‌پرست و همکاران، ۱۳۸۸) و گرادیان فشاری غرب ایران (رشته‌کوه زاگرس) در ایجاد پدیده فوق‌نقشی ندارد (میهن‌پرست و همکاران، ۱۳۸۸: ۱) و مقایسه روزهای آغازین توفان‌ها با روز اوج هر توفان در نقشه تراز دریا، نشانگر نزدیک شدن همزمان دو سامانه کم‌فشار ایران^۳ پاکستان و سامانه پرفشار آזור به ترتیب از شرق و غرب منطقه مورد مطالعه است (براتی و همکاران، ۱۳۹۰: ۵۱-۵۰). بررسی سینوپتیکی و دینامیکی گردوغبار چهاردهم تا هفدهم تیرماه ۱۳۸۸ کشور نشان داد در تاریخ‌های فوق، ذرات گردوغبار از جنوب‌غرب تا شمال شرق گسترش و در بسیاری از نقاط دید افقی به کمتر از یک کیلومتر و یا ۲۰۰ متر کاهش و میزان غلظت آلاینده ذرات گردوغبار به پنج برابر استاندارد جهانی افزایش یافت (ذوالفقاری و هاشمی، ۱۳۸۹: ۱). نقش همگرایی سامانه‌های فشار بر رخداد توفان‌های گردوغباری خوزستان نشانگر وقوع ۲۸۸ توفان بوده که همگی در دوره گرم سال رخ داده است. نتایج بررسی همدید توفان گردوغبار تیر ماه ۱۳۸۸ حاکی از استقرار یک سامانه کم‌فشار بر منطقه خاورمیانه و تقویت شرایط ناپایداری در سطح بیابان‌ها و همچنین تأثیر هماهنگ یک موج کم‌فشار دینامیک بر فراز جو منطقه می‌باشد که زمینه مناسب را برای انتقال ریزگردها به جو منطقه فراهم می‌آورد. (ذوالفقاری و

1 Yang

2 Mao

همکاران، ۱۳۹۰: ۱۷، کریمی و شکوهی، ۱۳۹۰: ۱۲۹، شمسی‌پور و صفرراد، ۱۳۹۱: ۱۲۱). رنجبر و عزیزی (۱۳۹۱: ۷۳) به شناسایی چشمه‌های تولید گردوغبار و مسیر حرکت ذرات معلق طوفان جولای ۲۰۰۹ پرداختند. نتایج نشان داد که چشمه اصلی تولید گردوغبار شرق سوریه و شمال غرب عراق می‌باشد و الگوهای جوی مؤثر بر آن عبارت‌اند از سامانه کم فشار گرمایی از مرکز ایران تا شمال عراق و سامانه پرفشار از دریای سیاه تا دریای خزر است. محمدی مرادیان و حسین‌زاده (۱۳۹۴: ۵۲-۵۳) با بهره‌گیری از مدل جریانی HYSPLIT به روش پسگرد، سه مسیر کلی انتقال ذرات غبار به مشهد را تشخیص دادند. مسیر اصلی، شمال شرق^۰ جنوب غرب بوده و در دوره گرم سال، گردوغبار را از بیابان‌های ترکمنستان و آسیای مرکزی به مشهد وارد می‌کند. مسیر دوم، شمال غرب^۰ جنوب شرق بوده و در دوره سرد سال فراوانی بیشتری داشته و مسیر سوم، جنوب غربی^۰ شمال شرقی بوده که در دوره سرد سال از فراوانی کمتری برخوردار بوده است. در چند سال اخیر که با فراوانی وقوع توفان‌های گردوغبار روبرو بوده‌ایم مطالعه این پدیده به‌خصوص برای توفان‌های نیمه غربی کشور و آن‌هایی که از مرزهای پیرامونی غرب سرچشمه گرفته‌اند خود مؤید اهمیت این پدیده در تمام ابعاد زندگی ساکنان این سرزمین است. تحقیق حاضر کوشش دارد که بعد از شناسایی توفان‌های گردوغباری بزرگ شکل گرفته در دوره زمانی ۱۹۸۵ تا ۲۰۰۵، الگوی گردش جو و شرایط سطح زمین شکل‌دهنده آن‌ها را از منظر مکانی و زمانی بررسی نماید.

۲. منطقه مورد مطالعه

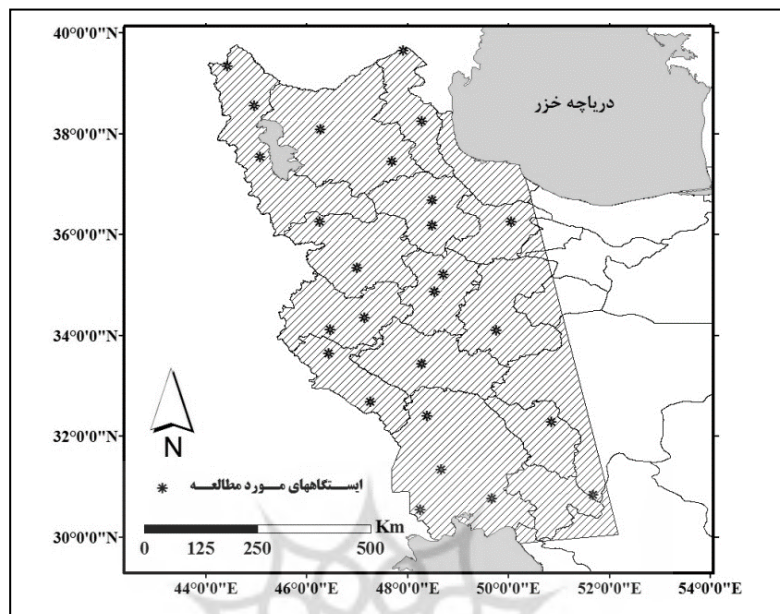
با توجه به سیر صعودی وقوع پدید گردوغبار در غرب ایران، منطقه مذکور جهت انجام تحقیق انتخاب گردید. منطقه یاد شده در جنوب از سواحل شمالی خلیج فارس از عرض جغرافیایی ۳۰ درجه شمال تا مرزهای شمال-شمال غربی ایران را پوشش می‌دهد (شکل ۱).

۳. مواد و روش‌ها

جهت انجام پژوهش پیش رو، داده‌های فراوانی گردوغبار (داده‌های گردوغبار با کد دیده‌بانی ۶، شکل ۱) و فشار استاندارد شده سطح دریا برای سطح زمین به ترتیب از سازمان هواشناسی کشور و سازمان ملی اقیانوسی^۰ جوی^۱ استخراج شدند.

داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل متر، مؤلفه مداری و نصف‌النهاری باد در سطح ۸۵۰ میلی‌باری نیز از سازمان ملی اقیانوسی^۰ جوی گردآوری شدند. این داده‌ها با قدرت تفکیک مکانی ۲/۵ درجه طول و عرض جغرافیایی به صورت میانگین روزانه می‌باشند. داده‌های مذکور، نسخه دوم داده‌های بازکاوی شده مرکز ملی

پیش‌بینی‌های محیطی^۱ هستند که این داده‌ها نسخهٔ بهبودیافتهٔ داده‌های ویرایش اول داده‌های بازکاوی شده همان مرکز^۲ می‌باشند که خطای آن‌ها بر طرف شده است.



شکل ۱ پراکنش ایستگاه‌های مورد مطالعه در تحقیق

بررسی تفاوت معنادار در میانگین فراوانی گردوغبارهای رخ داده در نیمه غربی کشور طی سال‌های ۱۹۸۹ تا ۲۰۰۵ با بهره‌گیری از آزمون تی^۳ با دو نمونه مستقل^۴ انجام شد. پیش‌نیاز انجام این آزمون بررسی نرمال بودن داده‌های فراوانی گردوغبار می‌باشد زیرا در صورت نرمال نبودن فراوانی گردوغبارهای رخ داده بایستی از معادل ناپارامتری آن آزمون یعنی یو من^۵ و آیت نی^۶ استفاده گردد. جهت بررسی نرمال بودن داده‌ها از آزمون کلموگروف^۷ اسمیرنف^۶ بهره گرفته شد. بعد از آزمون فرضیه‌های تفاوتی (مقایسه‌ای)، دوره‌های زمانی متمایز به لحاظ وقوع فراوانی گردوغبار مشخص شدند سپس گردوغبارهای بزرگ رخ داده طی سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۰ که در سایت سازمان فضایی و هوانوردی ملی آمریکا^۷ ثبت شده بودند استخراج گردیدند. تحلیل همدیدی ۴۰ رخداد گردوغبار ثبت شده در ۱۱ سال اخیر با در نظر گرفتن دوره‌های متمایز (محاسبه شده در بخش آزمون فرضیه‌های تفاوتی)، منجر به ارائه الگوهای ایجاد گردوغبار طی دوره‌های گرم (آوریل تا سپتامبر) و سرد (اکتبر تا مارس) شدند.

1 NCEP-DOE Reanalysis 2

2 NCEP Reanalysis I

3 T-test

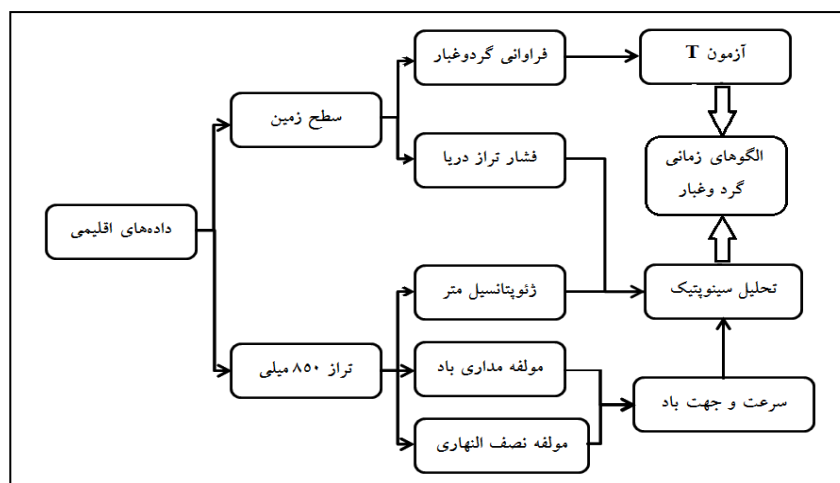
4 Independent-Samples T Test

5 Mann-Whitney U Test

6 One Sample Kolmogorov-Smirnov Test

7 NASA (National Aeronautics and Space Administration)

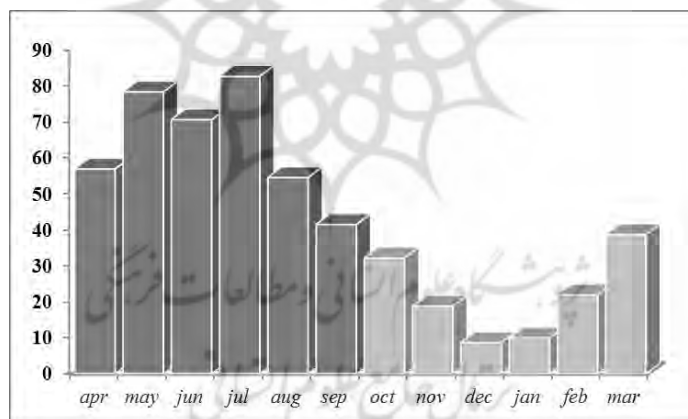
روند انجام پژوهش در شکل ۲ نشان داده شده است.



شکل ۲ فرایند انجام پژوهش به صورت شماتیک

۴. بحث و نتایج

میانگین ماهانه گردوغبار در غرب ایران بیانگر حداکثر فراوانی وقوع گردوغبار در ماه‌های آوریل تا سپتامبر است و برعکس در سایر ماه‌ها فراوانی رخداد این پدیده کاهش می‌یابد (شکل ۲).



شکل ۲ میانگین فراوانی گردوغبار در ایستگاه‌های غرب ایران طی ماه‌های مختلف سال

جهت بررسی وجود تفاوت در فراوانی داده‌های فصل گرم (آوریل تا سپتامبر) و فصل سرد (اکتبر تا مارس) از آزمون تی با دو نمونه مستقل^۱ استفاده شد. این آزمون برای محاسبه فاصله اطمینان و یا آزمون فرضیه تفاوت میانگین دو نمونه مستقل استفاده می‌شود؛ به عبارت دیگر در این آزمون میانگین‌های به دست آمده از نمونه‌های تصادفی مورد قضاوت قرار می‌گیرند. بدین معنی که از دو جامعه مختلف (در اینجا فصل گرم و فصل سرد) نمونه‌هایی به‌طور

1 Independent-Samples T Test

تصادفی انتخاب (ایستگاه‌های ثبت فراوانی گردوغبار) و میانگین دو جامعه را با هم مقایسه می‌کنیم (منصورفر، ۱۳۸۴: ۲۰۱). با توجه به اینکه این روش بر پایه توزیع نرمال تی بوده و برای نمونه‌های کوچک نیز زمانی بهترین کاربرد را دارد که داده‌ها از توزیع نرمال یا نزدیک به نرمال برخوردار باشند (حبیب پور و صفری، ۱۳۹۰: ۵۴۶)؛ بنابراین در ابتدای امر بایستی نرمال بودن داده‌ها محاسبه گردد در پژوهش حاضر از آزمون کلموگروف^۱ اسمیرنف^۱ بهره گرفته شده است که نتایج آن در جدول ۱ آورده شده است.

جدول ۱ نتایج حاصل از آزمون کلموگروف-اسمیرنف برای میانگین فراوانی گردوغبار در ایستگاه‌ها

سطح معناداری	Z	تفاوت توزیع			انحراف معیار	میانگین	تعداد	ایستگاه
		مطلق	مثبت	منفی				
۰/۸۴۴	۰/۶۱۵	۰/۱۷۷	۰/۱۷۱	-۰/۱۷۷	۲۰/۰۲۳	۲۸/۷۵	۱۲	اراک
۰/۹۳۳	۰/۵۴۰	۰/۱۵۶	۰/۱۵۶	-۰/۱۳۷	۴/۰۳۳	۵/۵۸	۱۲	اردبیل
۰/۵۵۹	۰/۷۹۱	۰/۲۲۸	۰/۲۲۸	-۰/۱۹۵	۷/۹۵۳	۶/۸۳	۱۲	ارومیه
۰/۹۰۸	۰/۵۶۴	۰/۱۶۳	۰/۱۶۳	-۰/۱۲۰	۱۹/۸۴۲	۲۴/۳۳	۱۲	اسلام آباد غرب
۰/۹۸۴	۰/۴۵۹	۰/۱۳۲	۰/۱۳۲	-۰/۱۱۳	۸۰/۴۸۵	۱۷۳/۹۲	۱۲	امیدیه
۰/۹۸۸	۰/۴۴۸	۰/۱۲۹	۰/۱۲۹	-۰/۱۲۹	۵۵/۸۷۷	۱۱۸/۵۰	۱۲	اهواز
۰/۸۵۵	۰/۶۰۷	۰/۱۷۵	۰/۱۷۵	-۰/۱۳۷	۲۸/۷۴۳	۳۳/۱۷	۱۲	ایلام
۰/۹۹۹	۰/۳۸۱	۰/۱۱۰	۰/۱۱۰	-۰/۰۹۲	۶۶/۷۶۵	۱۰۷/۶۷	۱۲	آبادان
۰/۷۰۱	۰/۷۰۶	۰/۲۰۴	۰/۲۰۴	-۰/۱۱۳	۳/۵۷۶	۴/۳۳	۱۲	پارس آباد
۰/۹۹۳	۰/۴۲۹	۰/۱۲۴	۰/۱۲۴	-۰/۱۱۵	۲۱/۴۱۰	۲۹/۷۵	۱۲	تبریز
۰/۹۳۱	۰/۵۴۲	۰/۱۵۶	۰/۱۵۶	-۰/۱۴۶	۳۱/۸۱۶	۳۵/۵۰	۱۲	خرم آباد
۰/۹۶۱	۰/۵۰۴	۰/۱۴۶	۰/۱۴۶	-۰/۱۲۱	۱۰/۰۴۶	۱۱/۷۵	۱۲	خرمدره
۰/۵۵۶	۰/۷۹۲	۰/۲۲۹	۰/۲۲۹	-۰/۱۷۳	۳/۰۱۰	۳/۸۳	۱۲	خوی
۰/۸۸۷	۰/۵۸۲	۰/۱۶۸	۰/۱۶۸	-۰/۱۶۸	۹۴/۰۵۹	۱۵۰/۵۰	۱۲	دزفول
۰/۹۲۴	۰/۵۴۹	۰/۱۵۸	۰/۱۵۸	-۰/۱۱۱	۵۹/۴۵۹	۷۵/۵۸	۱۲	دهلران
۰/۷۶۹	۰/۶۶۵	۰/۱۹۲	۰/۱۹۲	-۰/۱۶۶	۶/۲۷۳	۷/۰۸	۱۲	زنجان
۰/۴۸۷	۰/۸۳۶	۰/۲۴۱	۰/۲۴۱	-۰/۱۶۸	۱۵/۵۰۰	۱۵/۹۲	۱۲	سقز
۰/۸۳۳	۰/۶۲۲	۰/۱۷۶	۰/۱۸۰	-۰/۱۸۰	۲۷/۱۰۰	۳۴/۳۳	۱۲	سنندج
۰/۶۹۰	۰/۷۱۳	۰/۲۰۶	۰/۲۰۶	-۰/۱۵۰	۱۲/۹۶۵	۱۶/۴۲	۱۲	شهرکرد
۰/۹۰۴	۰/۵۶۸	۰/۱۶۴	۰/۱۶۴	-۰/۱۱۸	۱۰/۴۵۷	۱۴/۴۲	۱۲	قزوین
۰/۸۴۵	۰/۶۱۴	۰/۱۷۷	۰/۱۷۷	-۰/۱۴۸	۳۸/۴۵۹	۴۸/۲۵	۱۲	کرمانشاه
۰/۷۲۸	۰/۶۹۰	۰/۱۹۹	۰/۱۹۹	-۰/۱۹۹	۳/۲۶۰	۵/۴۲	۱۲	ماکو
۰/۵۹۵	۰/۷۶۹	۰/۲۲۲	۰/۲۲۲	-۰/۱۹۵	۳/۱۹۴	۳/۷۵	۱۲	میانه
۰/۸۹۹	۰/۵۷۲	۰/۱۶۵	۰/۱۶۵	-۰/۱۰۹	۲۰/۲۱۵	۲۶/۹۲	۱۲	همدان
۰/۹۹۸	۰/۳۹۲	۰/۱۱۳	۰/۱۱۳	-۰/۰۹۹	۵۹/۹۵۲	۱۱۲/۲۵	۱۲	همدان نوژه
۰/۸۶۸	۰/۵۹۷	۰/۱۷۲	۰/۱۷۲	-۰/۱۶۳	۱۳/۸۴۰	۱۶/۵۸	۱۲	یاسوج

با توجه به جدول ۱ مشخص می‌گردد که میانگین فراوانی گردوغبار در ایستگاه‌های مورد مطالعه طی سال‌های ۱۹۸۹ تا ۲۰۰۸ از توزیع نرمال برخوردار هستند.

بنابراین می‌توان از آزمون تی با دو نمونه مستقل برای بررسی تفاوت فراوانی گردوغبار در دو فصل گرم و فصل سرد استفاده نمود. نتایج حاصل از آزمون تی با دو نمونه مستقل در جدول ۲ آورده شده است. برای تفسیر نتایج آزمون تی با دو نمونه مستقل ابتدا بایستی برابری یا عدم برابری واریانس فراوانی گردوغبار در دو فصل گرم و سرد بررسی گردد آزمونی که برای این منظور بکار می‌رود آزمون لون^۱ است.

جدول ۲ نتایج حاصل از آزمون تی با دو نمونه مستقل، سلول تیره بیانگر تفاوت معنادار دو گروه می‌باشند.

ایستگاه	آزمون لون			آزمون T			
	آماره F	معناداری	T آماره	درجه آزادی	سطح معناداری	اختلاف میانگین	
						فاصله اطمینان ۹۵	حد پایین
اراک	۰/۰۰	۱/۰۰	-۳/۲۵	۱۰	/۰۰۹	-۲۷/۵۰	-۴۶/۳۳
اردبیل	۰/۰۱	۰/۹۳	۱/۰۸	۱۰	/۳۰۵	۲/۵۰	-۲/۶۵
ارومیه	۸/۱۹	۰/۰۲	-۲/۳۲	۶/۰۵	/۰۵۹	-۹/۰۰	-۱۸/۴۹
اسلام آباد غرب	۵/۷۴	۰/۰۴	-۵/۳۲	۶/۹۰	/۰۰۱	-۳۲/۶۷	-۴۷/۲۲
امیدیه	۰/۲۲	۰/۶۵	-۴/۶۶	۱۰	/۰۰۱	-۱۲۷/۵۰	-۱۸۸/۵۰
اهواز	۰/۹۲	۰/۳۶	-۵/۱۱	۱۰	/۰۰۰	-۹۱/۰۰	-۱۳۰/۶۵
ایلام	۳/۵۵	۰/۰۹	-۴/۱۲	۱۰	/۰۰۲	-۴۳/۶۷	-۶۷/۲۷
آبادان	۱/۲۹	۰/۲۸	-۵/۱۰	۱۰	/۰۰۰	-۱۰۸/۶۷	-۱۵۶/۱۲
پارس آباد	۴/۴۴	۰/۰۶	-۴/۶۶	۱۰	/۰۰۱	-۵/۶۷	-۸/۳۸
تبریز	۱/۱۸	۰/۳۰	-۳/۶۱	۱۰	/۰۰۵	-۳۰/۸۳	-۴۹/۸۷
خرم آباد	۲/۴۲	۰/۱۵	-۳/۶۴	۱۰	/۰۰۵	-۴۶/۰۰	-۷۴/۱۵
خرمدره	۱/۹۹	۰/۱۹	-۳/۱۱	۱۰	/۰۱۱	-۱۳/۵۰	-۲۳/۱۶
خوی	۱/۸۷	۰/۲۰	-۲/۲۴	۱۰	/۰۴۹	-۳/۳۳	-۶/۶۵
دزفول	۰/۹۰	۰/۳۶	-۵/۲۱	۱۰	/۰۰۰	-۱۵۴/۰۰	-۲۱۹/۸۱
دهلران	۰/۱۳	۰/۷۲	-۵/۳۸	۱۰	/۰۰۰	-۹۸/۱۷	-۱۳۸/۸۰
زنجان	۶/۶۳	۰/۰۳	-۲/۳۵	۷/۶۲	/۰۴۸	-۷/۱۷	-۱۴/۲۶
سقز	۷/۳۳	۰/۰۲	-۴/۱۰	۶/۳۷	/۰۰۶	-۲۳/۵۰	-۳۷/۳۳
سنندج	۳/۱۶	۰/۱۱	-۴/۱۷	۱۰	/۰۰۲	-۴۱/۳۳	-۶۳/۴۴
شهرکرد	۱/۲۰	۰/۳۰	-۳/۰۳	۱۰	/۰۱۳	-۱۷/۱۷	-۲۹/۸۰
قزوین	۰/۱۳	۰/۷۳	-۳/۱۷	۱۰	/۰۱۰	-۱۴/۱۷	-۲۴/۱۴
کرمانشاه	۰/۵۶	۰/۴۷	-۴/۸۹	۱۰	/۰۰۱	-۶۱/۸۳	-۹۰/۰۲
ماکو	۰/۰۰	۱/۰۰	-۲/۸۳	۱۰	/۰۱۸	-۴/۱۷	-۷/۴۴
میانه	۱/۴۰	۰/۲۶	-۱/۹۱	۱۰	/۰۸۵	-۳/۱۷	-۶/۸۵
همدان	۲/۶۵	۰/۱۳	-۳/۶۲	۱۰	/۰۰۵	-۲۹/۱۷	-۴۷/۱۰
همدان نوزه	۰/۰۱	۰/۹۴	-۴/۲۶	۱۰	/۰۰۲	-۹۲/۱۷	-۱۴۰/۳۹
یاسوج	۳/۱۰	۰/۱۱	-۲/۶۹	۱۰	/۰۲۳	-۱۷/۱۷	-۳۱/۳۹

در این آزمون، ابتدا روی فراوانی گردوغبار در هر دو فصل گرم و سرد تبدیلی به صورت $r_{ij} = (Y_{ij} - Y_{.j})$ انجام می‌گیرد و بدین طریق داده‌های جدیدی برای هر یک از دو گروه محاسبه می‌شود. پس از آن، روی این داده‌های جدید آزمون تی صورت می‌گیرد. در واقع داده‌های جدید مربوط به هر گروه، بیانگر پراکندگی نمرات در آن گروه است. اجرای آزمون تی با دو نمونه مستقل روی این دو دسته از نمرات جدید، یکسان بودن پراکندگی نمرات دو گروه را بیان می‌دارد (سرمد، ۱۳۸۴: ۴۴).

چنانچه سطح معناداری آزمون لون از ۰/۰۵ بزرگ‌تر باشد، در آن صورت فرض برابری واریانس دو گروه را می‌پذیریم اما چنانچه سطح معناداری این آزمون از ۰/۰۵ کوچک‌تر باشد، در آن صورت فرض عدم برابری واریانس دو گروه را خواهیم پذیرفت. نتایج این آزمون در ستون مربوط به آزمون لون در جدول ۲ آورده شده است.

بعد از بررسی برابری واریانس در دو گروه می‌توان نتایج حاصل از آزمون تی با دو نمونه مستقل را تفسیر کرد، همان‌گونه که در جدول ۲ نشان داده شده است در تمام ایستگاه‌ها به‌غیر از ایستگاه‌های اردبیل، ارومیه و میانه تفاوت معناداری بین فراوانی وقوع گردوغبار در فصل گرم و فصل سرد وجود دارد، علاوه بر این همان‌گونه که در ستون آخر جدول ۲ آورده شده است، اختلاف میانگین در سطح اطمینان ۹۵ درصد کمتر از صفر است که این نتیجه بیانگر آن است که میانگین فراوانی گردوغبار در فصل سرد کمتر از فصل گرم است و این تفاوت در سطح ۹۵ درصد معنادار است.

۴-۱. تحلیل همدیدی رخداد گردوغبار

جدول ۳ زمان رخداد گردوغبارهای مهم سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۰

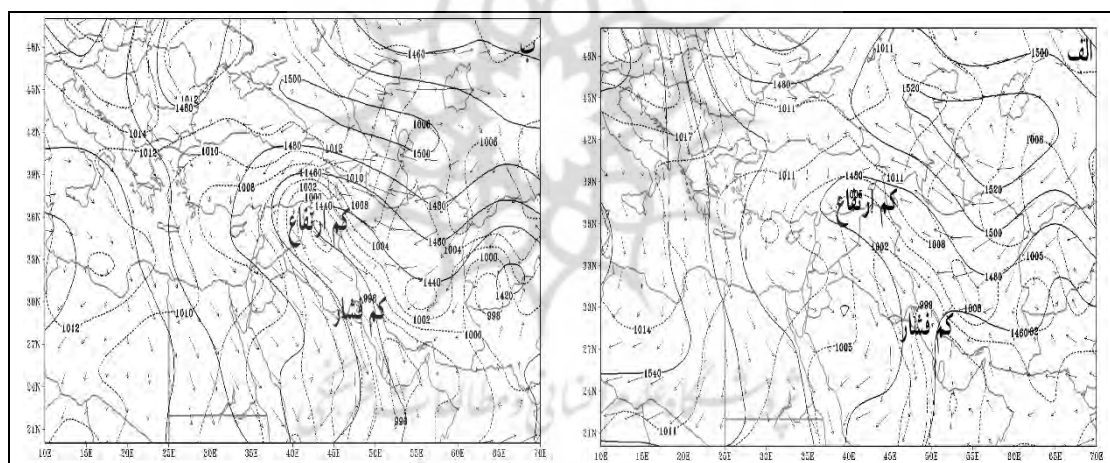
۲۰۰۹/۰۵/۶	۲۰۰۸/۰۲/۲۰	۲۰۰۵/۰۶/۷	۲۰۰۰/۰۹/۱
۲۰۰۹/۰۶/۶	۲۰۰۸/۰۳/۱۴	۲۰۰۵/۰۸/۱۰	۲۰۰۲/۰۳/۲۰
۲۰۰۹/۰۶/۱۸	۲۰۰۸/۰۴/۱۹	۲۰۰۶/۰۱/۲۲	۲۰۰۳/۰۳/۲۷
۲۰۰۹/۰۷/۵	۲۰۰۸/۰۵/۸	۲۰۰۷/۰۲/۵	۲۰۰۳/۰۴/۱۷
۲۰۰۹/۰۷/۵	۲۰۰۸/۰۶/۷	۲۰۰۷/۰۳/۲	۲۰۰۳/۰۵/۲۸
۲۰۰۹/۰۸/۱۵	۲۰۰۸/۰۷/۱	۲۰۰۷/۰۵/۱۸	۲۰۰۳/۰۶/۱۴
۲۰۱۰/۰۱/۲۵	۲۰۰۸/۰۸/۲	۲۰۰۷/۰۷/۱۸	۲۰۰۴/۰۴/۱۷
۲۰۱۰/۰۶/۷	۲۰۰۸/۰۹/۱۸	۲۰۰۷/۰۹/۹	۲۰۰۴/۰۵/۱۴
۲۰۱۰/۰۶/۲۴	۲۰۰۹/۰۳/۱۵	۲۰۰۷/۱۰/۱۰	۲۰۰۵/۰۱/۶
۲۰۱۰/۰۷/۲۲	۲۰۰۹/۰۴/۱۷	۲۰۰۸/۰۲/۲	۲۰۰۵/۰۱/۲۵

جهت تحلیل همدیدی رخداد گردوغبار در غرب کشور، روزهای رخداد گردوغبار در ایران از سایت نظاره‌گر زمین^۱ مربوط به سازمان فضایی و هوانوردی ملی آمریکا^۲ طی ۱۱ سال اخیر (۲۰۰۰ تا ۲۰۱۰) گردآوری شدند. (جدول ۳).

با توجه به تفاوت معنادار فراوانی رخداد گردوغبار در غرب ایران، تحلیل همدیدی براساس فصل گرم و فصل سرد مورد توجه قرار گرفت.

۴-۱-۱. تحلیل همدیدی گردوغبارهای فصل گرم

با بررسی نقشه‌های فشار سطح زمین و ارتفاع ژئوپتانسیل، سرعت و جهت باد در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکالی طی فصل گرم تاریخ‌های گزارش شده در جدول ۳ مشخص شد که در تمام موارد یک کم فشار در سطح زمین واقع در غرب ایران یعنی منطبق بر کانون‌های گردوغبار (موسوم به کم فشار عمان-خلیج فارس که به صورت زبانه‌ای از کم فشار موسمی هند مشاهده می‌شود) شکل گرفته و در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکالی نیز یک کم ارتفاع در شمال، غرب و شمال غرب ایران مشاهده می‌شود که سبب انتقال گردوغبار به نواحی غربی ایران می‌گردد (شکل ۳).



شکل ۳ رخداد گردوغبار ۷ جولای ۲۰۱۰ (الف) و ۱۷ آوریل ۲۰۰۴ (ب). پس زمینه فشار سطح دریا، (ه.پ) به همراه هم ارتفاع ژئوپتانسیل متر و بردارهای سرعت و بردار باد (متر بر ثانیه) در ۸۵۰ ه.پ.

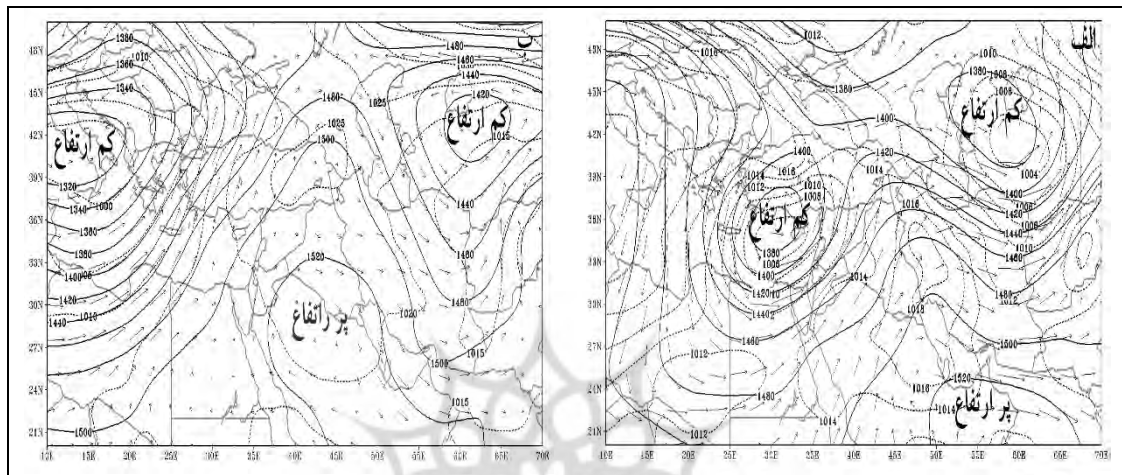
۴-۱-۲. تحلیل همدیدی گردوغبارهای فصل سرد

بررسی نقشه‌های فشار سطح زمین و ارتفاع ژئوپتانسیل، سرعت و جهت باد در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکالی طی فصل سرد تاریخ‌های گزارش شده در جدول ۳ مشخص شد که الگوی همدیدی منجر به رخداد گردوغبار برخلاف فصل گرم که برای تمام نمونه‌ها ثابت بود از شرایط مختلفی منتج می‌شوند. واکاوی تمام

1 Earth Observatory, <http://earthobservatory.nasa.gov/>

2 NASA (National Aeronautics and Space Administration)

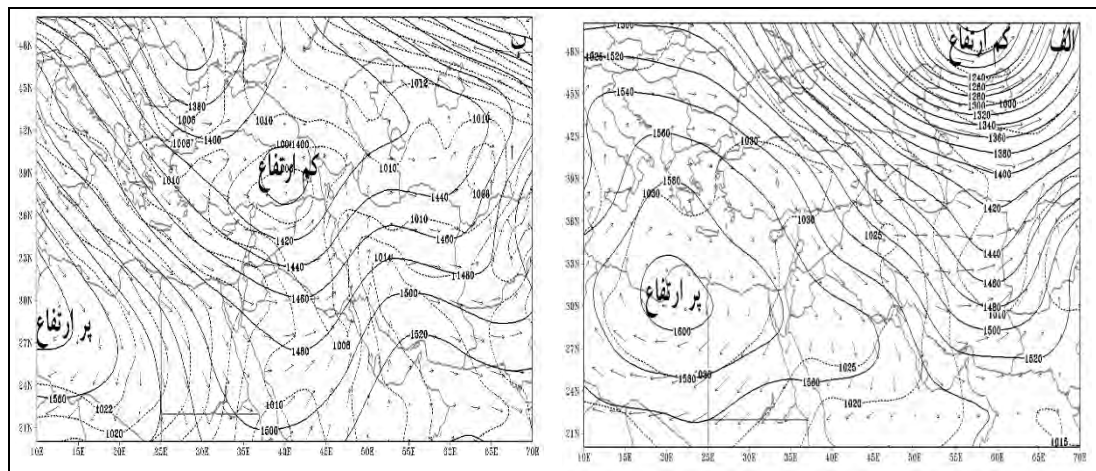
نمونه‌های گردآوری شده در جدول ۳ نشان داد که وقوع گردوغبار در فصل سرد بیشتر تابع شرایط سطح ۸۵۰ هکتوپاسکالی تا سطح زمین است. واکاوی نقشه‌های همدید تراز ۸۵۰ میلی‌باری مشخص می‌سازد که در تمامی موارد یک کم ارتفاع در شمال و یک پر ارتفاع (واچرخند عربستان) در جنوب قرار دارد. در بخش غربی این دو سلول تحت تأثیر شرایط همدید ممکن است یک سلول کم ارتفاع (به صورت سردچال جوی) و یا یک سلول پراارتفاع (پرفشار جنب حاره) مشاهده شود؛ بنابراین دو حالت کلی را می‌توان شناسایی کرد.



شکل ۴ رخداد گردوغبار ۵ فوریه ۲۰۰۷ (الف) و ۲۵ ژانویه ۲۰۰۵ (ب)، پس زمینه نقشه فشار سطح دریا (ه.پ)، به همراه هم ارتفاع ژئوپتانسیل متر و بردارهای سرعت و بردار باد (متر بر ثانیه) در ۸۵۰ ه.پ (الگوی ۱).

الگوی (۱)، کم ارتفاع، پراارتفاع و کم ارتفاع، در این الگو قرارگیری یک سلول کم ارتفاع در شمال شرق یا شمال غرب ایران که غالباً منطبق بر سلول کم فشار سطح است و استقرار پراارتفاع در جنوب یا جنوب غرب ایران سبب ورود گردوغبار به ایران می‌گردد. در این الگو یک سلول کم ارتفاع نیز در امتداد دریای مدیترانه و یا مجاورت آن شکل می‌گیرد که جریان‌های جنوب غربی را سبب می‌شود و بسته به موقعیت مکانی آن می‌تواند سبب برداشت گردوغبار از کانون‌های گردوغبار در سطح زمین گردد (شکل ۴).

الگوی (۲)، کم ارتفاع، پراارتفاع و پر ارتفاع، در این الگو قرارگیری یک سلول کم ارتفاع در شمال شرق یا شمال غرب ایران که غالباً منطبق بر سلول کم فشار سطح است و استقرار پر ارتفاع در جنوب یا جنوب غرب ایران سبب ورود گردوغبار به ایران می‌گردد. در این الگو یک سلول پر ارتفاع نیز روی شمال آفریقا شکل می‌گیرد که سبب تقویت جریان‌های غربی و شمال غربی می‌گردد (شکل ۵).



شکل ۵ رخداد گردوغبار ۲۰ فوریه ۲۰۰۸ (الف) و ۲۰ مارس ۲۰۰۲ (ب) پس زمینه فشار سطح دریا (ه.پ)، به همراه هم ارتفاع ژئوپتانسیل متر و بردارهای سرعت و بردار باد (متر بر ثانیه) در ۸۵۰ ه.پ. (الگوی ۲).

۵. نتیجه گیری

یافته‌های پژوهش نشان می‌دهد که فراوانی گردوغبار در فصل گرم به مراتب بیشتر از فصل سرد است چنانکه در سایر مطالعات مشابه نیز به آن اشاره کرده‌اند (زراسوندی و همکاران، ۲۰۱۱؛ فرج زاده و علیزاده، ۱۳۹۰؛ مهرشاهی و نکونام، ۱۳۸۸؛ امیدوار و نکونام، ۱۳۹۰؛ دادفر و همکاران، ۱۳۹۰) و این اختلاف در سطح اطمینان ۹۵ درصد معنادار است. این اختلاف معنادار ناشی از سیستم‌های بوجودآورنده آن‌ها و ویژگی‌های سطح زمین طی فصل گرم و سرد می‌باشد در این رابطه عزیزی و همکاران (۱۳۹۱: ۱۳۲) فرایندهای ترمودینامیکی در فصل گرم و فرایندهای دینامیکی در فصل سرد را مهم‌ترین عامل در شکل‌گیری و انتقال گردوغبار به نیمه غربی کشور بیان کرده‌اند که نتایج تحقیق حاضر نیز ایجاد گردوغبار در فصل گرم را مرتبط با استقرار کم فشار حرارتی در سطح زمین و کم ارتفاع تراز ۸۵۰ میلی‌باری در غرب و شمال غرب ایران می‌داند پژوهش انجام گرفته توسط میهن پرست و همکاران (۱۳۸۸)، کریمی و شکوهی (۱۳۹۰)، شمسی‌پور و صفرراد (۱۳۹۱) و رنجبر و عزیزی (۱۳۹۱) نیز همین ویژگی را بیان می‌دارد درحالی‌که رخداد گردوغبار در فصل سرد ناشی از کاهش مقدار بارش این فصل نسبت به میانگین بلندمدت آن و تحت تأثیر شرایط سینوپتیکی تراز فوقانی جو می‌باشد. می‌توان چنین اظهار کرد که طی فصل سرد هرچند شرایط ناپایداری بیشتر از فصل گرم است اما رطوبت موجود در سطح زمین و هوا، مانع شکل‌گیری گردوغبار می‌گردد. الگوهای هم‌دیدگی ایجادکننده گردوغبار در فصل سرد به دلیل تنوع سیستم‌های فشاری که ایران را تحت تأثیر قرار می‌دهد از تنوع بیشتری برخوردار هستند که می‌توان ۲ الگوی کلی را شناسایی کرد. این دو الگو براساس استقرار یک کم ارتفاع یا پر

ارتفاع در سمت غرب کم ارتفاع شمالی و پرارتفاع جنوبی قابل تفکیک هستند. کم ارتفاع شمالی در شمال غرب یا شمال شرق ایران استقرار می‌یابد. طی فصل گرم با وجود استقرار پرفشار جنب حاره روی ایران، تشکیل کم فشار حرارتی روی کانون‌های گردوغبار (شرق مناطق شماره ۱، ۲ و ۳ در شکل ۲) و استقرار یک کم ارتفاع در تراز ۸۵۰ روی آن سبب همگرایی جریان هوا در سطح زمین و متعاقباً برداشت ذرات خاک می‌گردد که همراه جریان‌های غربی وارد غرب کشور می‌شود.

کتابنامه

- امیدوار، کمال؛ ۱۳۸۵. بررسی و تحلیل سینوپتیکی طوفان‌های ماسه در دشت یزد- اردکان. فصلنامه تحقیقات جغرافیایی. شماره ۲. ۵۸-۴۳.
- امیدوار، کمال؛ نکونام، زری؛ ۱۳۹۰. کاربرد گلباد و گل‌غبار در تحلیل پدیده گردوخاک و تعیین رژیم فصلی بادهای همراه با این پدیده (مطالعه موردی: شهر سبزوار. پژوهش‌های جغرافیای طبیعی. شماره ۷۶. صص ۱۰۴-۸۵. تهران.
- امیدوار، کمال؛ ۱۳۹۰. مخاطرات طبیعی. یزد: انتشارات دانشگاه یزد.
- براتی، غلامرضا؛ لشکری، حسن؛ کرمی، فریبا؛ ۱۳۹۰. نقش همگرایی سامانه‌های فشار بر رخداد توفان‌های غباری استان خوزستان. جغرافیا و توسعه. شماره ۲۲. ۵۶-۳۹. زاهدان.
- حبیب پور، کرم؛ صفری، رضا؛ ۱۳۹۰. راهنمای جامع کاربرد SPSS در تحقیقات پیمایشی (تحلیل داده‌های کمی). چاپ چهارم. نشر لویه.
- خوش کیش، اسدالله؛ علیجانی، بهلول؛ حجازی زاده، زهرا؛ ۱۳۹۰. تحلیل سینوپتیکی سامانه‌های گردوغبار در استان لرستان. نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی. جلد ۱۸. شماره ۲۱. ۱۱۰-۹۱. تهران.
- دادفر، صمد؛ اختصاصی، محمدرضا؛ شاه بندری، راضیه؛ کامرانی، فروغ؛ ۱۳۹۰. تحلیل طوفان‌های گردوغبار با استفاده از ترسیم گلباد و گل طوفان مطالعه موردی: استان قزوین، اصفهان، هفتمین همایش ملی علوم و مهندسی آبخیزداری ایران.
- ذوالفقاری، حسن؛ عابدزاده، حیدر؛ ۱۳۸۴. تحلیل سینوپتیک سیستم‌های گردوغبار در غرب ایران. جغرافیا و توسعه. ۶. ۱۸۸-۱۷۳. زاهدان.
- ذوالفقاری، حسن؛ معصوم پورسماکوش، جعفر؛ شایگان مهر، شاپور؛ احمدی، محمد؛ ۱۳۹۰. بررسی همدید توفان‌های گردوغبار در مناطق غربی ایران طی سال‌های ۱۳۸۴ تا ۱۳۸۸ (مطالعه موردی: موج فراگیر تیر ماه ۱۳۸۸). جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی. ۴۳. ۳۴-۱۷. اصفهان.
- ذوالفقاری، مرتضی؛ هاشمی، محمدناصر؛ ۱۳۸۹. بررسی سینوپتیکی و دینامیکی گردوغبار مورخه چهاردهم تا هفدهم تیرماه ۱۳۸۸ کشور. یزد: دومین همایش ملی فرسایش بادی.
- رنجبر سعادت‌آبادی، عباس؛ عزیزی، قاسم؛ ۱۳۹۱. مطالعه الگوهای هواشناسی، شناسایی چشمه‌های تولید گردوغبار و مسیر حرکت ذرات معلق برای طوفان جولای ۲۰۰۹. پژوهش‌های جغرافیای طبیعی. شماره ۸۱. ۹۲-۷۳. تهران.

- سرمد، زهره؛ ۱۳۸۴. آمار استنباطی (گزیده‌ای از تحلیل‌های آماری تک متغیری). انتشارات سمت. تهران.
- شمسی پور، علی‌اکبر؛ صفرراد، طاهر؛ ۱۳۹۱. تحلیل ماهواره‌ای ° همدیدی پدیده گردوغبار (گردوغبار تیرماه ۱۳۸۸). پژوهش‌های جغرافیایی طبیعی. شماره ۷۹. ۱۲۶-۱۱۱. تهران.
- طاووسی، تقی؛ خسروی، محمود؛ رییس پور، کوهزاد؛ ۱۳۸۹. تحلیل همدیدی سامانه‌های گردوغباری در استان خوزستان. جغرافیا و توسعه. ۲۰. ۹۷-۱۱۸. زاهدان.
- عزیزی، قاسم؛ شمسی پور، علی‌اکبر؛ میری، مرتضی؛ صفرراد، طاهر؛ ۱۳۹۱. تحلیل آماری-همدیدی پدیده گردوغبار در نیمه غربی ایران. محیط‌شناسی. سال سی و هشتم. شماره ۳. صص ۱۲۳-۱۳۴. تهران.
- فرج زاده اصل، منوچهر؛ عزیززاده، خاطره؛ ۱۳۹۰. تحلیل زمانی و مکانی طوفان‌های گردوغبار در ایران، مدرس علوم انسانی - برنامه‌ریزی و آمایش فضا. دوره پانزدهم. شماره ۱. صص ۸۴-۶۵. تهران.
- کریمی، مصطفی؛ شکوهی، کامیار؛ ۱۳۹۰. اندرکنش گردش جو و پوشش سطح زمین در سازوکار تشکیل و گسترش توفان‌های گردوغبار تابستانه خاورمیانه (گردوغبار تیرماه ۱۳۸۸). پژوهش‌های جغرافیایی طبیعی. شماره ۷۸. صص ۱۱۳-۱۳۰. تهران.
- گندمکار، امیر؛ ۱۳۸۸. بررسی همدید انرژی باد در منطقه سیستان (ایستگاه زابل). فضای جغرافیایی. ۲۷. صص ۱۸۰-۱۶۱. اهر.
- محمدی مرادیان، جمیله؛ حسین زاده، سید رضا؛ ۱۳۹۴. پایش ماهواره‌ای و تحلیل همدید پدیده گردوغبار در کلان‌شهر مشهد طی دوره آماری ۲۰۱۳-۲۰۰۹. نشریه جغرافیا و مخاطرات محیطی. ۴ (۱۴): ۳۵-۵۷.
- ملکوتی، حسین؛ بابا حسینی، سمیرا؛ ۱۳۹۳. مطالعه عددی شکل‌گیری و تکامل یک توفان گردوغبار سنگین در منطقه خاورمیانه. نشریه جغرافیا و مخاطرات محیطی. ۳ (۱۲): ۵۳-۶۵.
- منصورفر، کریم؛ ۱۳۸۴. روش‌های آماری. چاپ هفتم. چاپ تهران. انتشارات دانشگاه تهران.
- میهن پرست، مجتبی؛ رنجبر سعادت‌آبادی، عباس؛ مشکوتی، امیرحسین؛ ۱۳۸۸. مطالعه نقش گرادیان فشاری و ناوه ۸۵۰ هکتوپاسکالی در ایجاد و انتقال پدیده گردوغبار تابستانی نیمه غربی کشور. تهران. دوازدهمین کنفرانس دینامیک شاره‌ها.
- نوحه‌گر، احمد؛ خورانی، اسداله؛ تمسکی، احسان؛ ۱۳۹۲. تحلیل اقلیمی گردوغبار معلق در ایستگاه هواشناسی سرپل ذهاب (۲۰۰۹ - ۱۹۸۶). نشریه جغرافیا و مخاطرات محیطی. ۲ (۶): ۸۹-۱۰۲.
- Barkan, J., & Pinhas, A. (2010). Synoptic analysis of a rare event of Saharan dust reaching the Arctic region. *Royal Meteorological Society*, 65(8), 208-2011.
- El-Askary H., Agarwal A., El-Ghazawi T., Kafatos M., and Le-Moigne J. (2005), Enhancing dust storm detection using PCA based data fusion, IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium IGARSS2005, Seoul, Korea, July2005.
- Hamish, A., Grant, M., Tanish, A., Sturman, P., & Zavatar, P. (2001). Inter-regional transport of Australian Duststorm. Soil erosion research for the 21th century. Proceeding of int. symp., Honolulu. HI. USA.

- Mao, R., Ho, C. H., Shao, Y., Gong, D. Y., & Kim, J. (2011). Influence of Arctic oscillation on dust activity over northeast Asia. *Atmospheric environment*, 45(2), 326-337.
- Prospero, J. M., Ginoux, P., Torres, O., Nicholson, S. E., & Gill, T. E. (2002). Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the Nimbus 7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product. *Reviews of geophysics*, 40(1).
- Qian, W., Quan, L., & Shi, S. (2002). Variations of the dust storm in China and its climatic control. *Journal of Climate*, 15(10), 1216-1229.
- Rashki, A., Kaskaoutis, D. G., Eriksson, P. G., Qiang, M., & Gupta, P. (2012). Dust storms and their horizontal dust loading in the Sistan region, Iran. *Aeolian Research*, 5, 51-62.
- Smirnov, V. V., Johnson, T. C., Krapivtseva, G. M., Krivchikova, T. V., & Shukurov, A. H. (1993). Synoptic meteorological conditions during the USSR/US dust experiment in Tadzhikistan in September 1989. *Atmospheric Environment. Part A. General Topics*, 27(16), 2471-2479.
- Wu, L. (2007). Impact of Saharan air layer on hurricane peak intensity. *Geophysical research letters*, 34(9).
- Yang, Y. Q., Hou, Q., Zhou, C. H., Liu, H. L., Wang, Y. Q., & Niu, T. (2007). Sand/dust storms over ortheast Asia and associated large-scale circulations in spring 2006. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 7(3), 9259-9281.
- Zarasvandi, A., Carranza, E. J. M., Moore, F., & Rastmanesh, F. (2011). Spatio-temporal occurrences and mineralogical° geochemical characteristics of airborne dusts in Khuzestan Province (southwestern Iran). *Journal of Geochemical Exploration*, 111(3), 138-151.