

مجله مخاطرات محیط طبیعی، سال ششم، شماره سیزدهم، پاییز ۱۳۹۶

تاریخ دریافت مقاله: ۱۳۹۵/۴/۹

تاریخ پذیرش مقاله: ۱۳۹۶/۱/۲۶

صفحات: ۱۴ - ۱

الگوی تغییرات مکانی فراوانی رخداد و شدت ابرهای باران‌زا (سطح پایین جو) در ایران

مصطفی فلاحی خوشجی^{۱*}، بهلول علیجانی^۲، زهرا حجازی زاده^۳، محمد حسین ناصرزاده^۴

چکیده

یکی از مهم‌ترین بحران‌های که جوامع را تحت تأثیر قرار می‌دهد، تغییرات اقلیمی می‌باشد و باعث تشدید مخاطره‌های آب و هوایی می‌شود. در این میان ابرها و پارامترهای اقلیمی وابسته به آن‌ها نیز به‌عنوان ورودی‌های مهم در مدل‌های پیش‌بینی تغییر اقلیم مورد توجه می‌باشند. تمام ابرها پتانسیل تغییر اقلیم را دارند و در رأس چرخه هیدرولوژی قرار دارند و هرگونه تغییر در مقدار و پارامترهای آن‌ها می‌تواند سرآغاز زنجیره‌ای از واکنش‌ها و تغییرات در توزیع زمانی و مکانی دیگر عناصر آب و هوایی گردد. هدف از این تحقیق بررسی تغییرات فراوانی گونه‌های ابر باران‌زا (سطوح پایین جو) ایران می‌باشد. برای رسیدن به این هدف ابتدا فراوانی رخداد ابرهای سطح پایین جو ایران محاسبه و سری زمانی آن‌ها تهیه گردید سپس با استفاده از آزمون من - کندال روند تغییرات زمانی رخداد ابرهای سطح پایین محاسبه شد. سپس الگوی مکانی تغییرات ابرهای سطح پایین تحلیل گردید. نتایج تحقیق نشان داد که بیشترین فراوانی کلی رخداد ابرهای سطح پایین جو ایران در قسمت‌های شمال و شمال غرب کشور وجود دارد، ولی هرکدام از ابرهای سطح پایین دارای پراکندگی مکانی متفاوتی می‌باشند. فراوانی رخداد ابرهای سطح پایین در بیشتر استان‌های کشور دارای تغییرات معنی‌دار است و ۲۳ ایستگاه از ۳۰ ایستگاه مطالعاتی در سطح اطمینان ۰٫۰۵ درصد دارای تغییرات معنی‌دار می‌باشد، جهت تغییرات نیز نشان داد که بیشتر ایستگاه‌ها (۱۷ ایستگاه از ۳۰ ایستگاه) دارای تغییرات افزایشی می‌باشد. بررسی تفاوت‌های مکانی تغییرات نیز نشان داد که در قسمت‌های شمال شرق و قسمت‌های جنوب غرب تا اصفهان و قم روند کاهشی و در سایر قسمت‌های کشور روندهای افزایشی معنی‌دار در ابرهای سطح پایین جو ایران وجود دارد. همچنین اوایل دهه ۱۹۹۰ و اواخر ۱۹۸۰ نقطه جهش در سری زمانی ابرهای سطح پایین می‌باشد.

واژگان کلیدی: ابر، تغییر اقلیم، جو پایین، ایران.

-
- ۱- پژوهشگر جهاد دانشگاهی واحد لرستان و دانشجوی دکتری تغییرات آب و هوایی دانشگاه خوارزمی (نویسنده مسئول) fallahimostafa@yahoo.com
 - ۲- استاد اقلیم‌شناسی، دانشگاه خوارزمی، تهران. bralijani@gmail.com
 - ۳- استاد اقلیم‌شناسی، دانشگاه خوارزمی، تهران. hedjazizadeh@yahoo.com
 - ۴- استادیار اقلیم‌شناسی، دانشگاه خوارزمی، تهران. nasserzadeh2100@yahoo.com

مقدمه

هرگونه تغییر در اقلیم می‌تواند سرآغاز زنجیره‌ای از واکنش‌ها باشد که اثر آن به‌صورت مستقیم در فرآیندهای هیدرولوژیک ظاهر می‌شود (علیزاده، ۱۳۸۶). با جدی شدن بحث تغییر اقلیم در دنیا، مطالعه پارامترها و عناصر آب و هوایی به‌صورت گسترده‌ای مورد توجه قرار گرفت. در این میان، ابرها و پارامترهای اقلیمی وابسته به آن‌ها نیز به‌عنوان ورودی‌های مهم در مدل‌های؛ پیش‌بینی اقلیم، مورد توجه قرار گرفتند (فیلد و همکاران^۱، ۲۰۰۸)، (هک و همکاران^۲، ۲۰۰۶)، (هانگ و همکاران^۳، ۲۰۰۹)، (لاهمان^۴، ۲۰۱۰). ابرها از دیرباز مورد توجه محققان آب و هواشناسی بوده‌اند و پس از ورود ماهواره‌ها به عرصه علم، به علت فراهم شدن اطلاعات فراوانی در مورد ابرها، مطالعه آن‌ها برای بهبود کارایی مدل‌های اقلیمی مورد توجه قرار گرفت. از سال ۱۹۷۰ به بعد دانشمندان به نقش حیاتی ابرها بر سیستم‌های آب و هوایی و تغییر اقلیم پی برده‌اند (هیئت بین‌الدول تغییر اقلیم^۵، ۲۰۱۳). ولی به دلیل اینکه برخلاف دیگر عناصر و پدیده‌های آب و هوایی اندازه‌گیری و سنجش آن‌ها بسیار مشکل است تا چند دهه قبل پژوهش‌های زیادی بر روی آن‌ها انجام نگرفته بود (رسولی و همکاران، ۱۳۹۳). ابرها به روش‌های گوناگون بر روی سیستم‌های آب‌وهوایی تأثیر می‌گذارند. ابرها تولیدکننده‌ی بارش و برف هستند که برای حیات روی زمین نیاز است و به خاطر بخار آب متراکم جو را گرم می‌کنند و باعث جابجایی انرژی، رطوبت و حرکات آئروسول‌ها هستند. تمام ابرها پتانسیل تغییر اقلیم را دارند، ابرها بازخورد قوی در اقلیم دارند مخصوصاً این بازخورد قوی را می‌توان در قطب جای که ۴۰ درصد از گرم شدن به علت تغییرات ابر رخ داده است مشاهده کرد (واوروس^۶، ۲۰۰۴). هرگونه تغییر در ابرناکی به‌وسیله‌ی تغییر آب‌وهوا، خود باعث تغییر در آب‌وهوا می‌شود؛ که یک بازخورد ابر- آب‌وهوا را به وجود می‌آورد. بسیاری از مدل‌های آب و هوایی یک کاهش در میزان ابرهای بالا و پایین‌ریزی کرده‌اند که جذب نور خورشید را افزایش می‌دهند و تمایل به گرم شدن دارند، به‌رحال وسعت این کاهش وابسته به مدل‌های آب و هوایی است. روش‌های زیادی وجود دارد که نشان می‌دهد ابرها در یک آب و هوای گرم‌تر عوض می‌شوند. به‌عنوان مثال تغییر در الگوی باد و مسیر طوفان‌ها می‌تواند از روندهای فصلی و منطقه‌ی ابرناکی و بارش تأثیر بپذیرند. تعاملات بین ابر و سطح زمین می‌تواند باعث تغییر در دمای سطح اقیانوس و دمای سطح زمین شود (هیئت بین‌الدول تغییر اقلیم، ۲۰۱۳). ابرها باعث تغییرات تابش موج کوتاه و بلند زمین و اتمسفر می‌شود و نقش مهمی در تعادل انرژی سطح زمین ایفا می‌کند (سانچز و همکاران^۷، ۲۰۱۲)؛ بنابراین دانش ما از تغییرات ابرها می‌تواند درک ما از نقش ابرها در تغییرات فعلی اقلیم را بهبود بخشد (وایلد^۸، ۲۰۰۹)؛ ۲۰۱۲). به دلیل نقش مهمی که پوشش ابر در اقلیم دارد مطالعه تغییرات آن در مناطق جغرافیایی خاص به علت شرایط مخصوصی که دارند ضروری است (بوستون و همکاران^۹، ۲۰۱۵). به‌یقین کشورهایی که از مطالعات به‌روز در

¹- Field et al.

²- Hack et al.

³- Hong et al.

⁴- Lohmann

⁵- IPCC

⁶- Vavrus

⁷- Sanchez et al.

⁸- Wild

⁹- Bostan et al.

زمینه آب‌وهوا عقب بمانند، در آینده نزدیک در مباحثی مانند تأمین منابع آب و امنیت غذایی با مشکلات زیادی مواجه خواهند شد. به همین دلیل، بسیاری از مطالعات انجام شده در دنیا در این زمینه؛ حتی جزو مطالعات راهبردی کشورهای پیشرفته محسوب می‌گردند (اسچلزینگر و همکاران^۱، ۲۰۰۷). در طی سال‌های اخیر تغییراتی در پارامترهای های آب و هوایی ایران مشاهده شده است. ابرناکی یکی از پارامترهای مهم اقلیم ایران می‌باشد، طی سال‌های اخیر این پارامتر با توجه به مطالعات جهانی و محدود مطالعات داخلی دچار تغییرات شده است که در برخی مناطق روند این تغییرات افزایشی و در بعضی مناطق کاهش یافته است. مطالعات زیادی در زمینه‌ی اثر تغییر اقلیم بر مؤلفه‌های ابرناکی در جهان انجام شده است ولی این مطالعات در ایران محدود می‌باشد. از جمله کارهای که در سطح جهان و ایران در این زمینه انجام گرفته است می‌توان به موارد زیر اشاره کرد.

هوزه^۲ (۱۹۹۳) نشان داد که تأثیر ابرها بر روی تابش‌های خورشیدی (انعکاس این تابش‌ها) و زمینی (اثر گلخانه‌ای)، به برخی پارامترهای آن‌ها مانند ارتفاع، ضخامت، توسعه افقی، تغییرات افقی، محتوای آب، فاز (مایع و یخ) و اندازه قطره‌ها و کریستال‌ها بستگی دارد. کاهش در پوشش ابرهای جوششی همراه با یک افزایش در پوشش ابرهای پوششی همراه است (سان و گروسمن^۳، ۲۰۰۰؛ خلبنیکف و سال^۴، ۲۰۰۹). مطالعه این (۲۰۰۵) نشان داد که روند کم شدن ملایمی در ابرناکی جهان وجود دارد. مطالعات دیگری نشان دادند که ویژگی ابرها تغییر کرده و در یک آب‌وهوای گرم‌تر این تغییرات ادامه می‌یابد و احتمالاً تغییراتی در مقدار، ضخامت، توزیع جغرافیایی و مورفولوژی ابرها دیده می‌شود (بنگسان^۵، ۲۰۰۶). وارن^۶ (۲۰۰۷) نشان داد که تغییرات روند پوشش ابر در شب‌ها با روند تغییرات آن در روز مطابقت دارد. ترنبرس و فسلو^۷ (۲۰۰۹) با استفاده از مدل‌های گوناگون تغییرات ابر را بررسی کردند که نشان از تغییرات قابل توجه در ابر بود، تغییراتی که تا سال ۲۰۱۲ ملایم بوده است و با یک افزایش ضعیف در ابرهای بالا و متوسط نزدیک قطب و کاهش در ابرهای پایین و متوسط در عرض‌های میانه همراه بوده است. تغییر در توزیع پوشش ابر احتمالاً سبب تغییر مکانی در میانگین مسیر طوفان‌ها می‌شود (منان و همکاران^۸، ۲۰۰۲؛ رماناتان و همکاران^۹، ۲۰۰۵؛ بولاسینا و همکاران^{۱۰}، ۲۰۱۱).

استمن و وارن^{۱۱} (۲۰۱۰) تغییرات ابر در قطب شمال در رابطه با یخ دریا را مورد مطالعه قرار دادند. دم و همکاران^{۱۲} (۲۰۱۱) با مقایسه دو نوع ماهواره یک کاهش در میزان ابر را مشاهده نمودند. هرچند ویژگی‌های این تغییر در ماهواره‌ها متفاوت بود ولی کاهش مشاهده شده به طور کلی در ابرهای پایین بوده است. دوره این دو مطالعه ده سال

^۱- Schlesinger et al.

^۲- Houze

^۳- Sun & Groisman

^۴- Khlebnikova & Sall

^۵- Bengtsson et al.

^۶- Warren

^۷- Trenberth & Fasullo

^۸- Menon et al.

^۹- Ramanathan et al.

^{۱۰}- Bollasina et al

^{۱۱}- Eastman & Warren

^{۱۲}- Dim et al.

بوده است پس زیاد قابل اعتماد نیست و روند در هرکدام از ابرهای پایین و بالا متفاوت بوده است. ریان و استفن^۱ (۲۰۱۲) نشان دادند که یک کاهش ۰,۴ درصدی در هر دهه در پوشش ابر مشاهده شده است. کاهش ابرها در عرض‌های میانه در سطوح بالا و متوسط به نظر می‌رسد مسئول این روند هستند و تجزیه و تحلیل پوشش ابر نشان داد که جت استریم در هر دو نیمکره به سمت قطب حرکت می‌کند. مشاهدات بر روی اقیانوس‌ها، نشان از افزایش کلی در میزان ابرناکی از نیمه دوم قرن بیستم دارد (وارن و همکاران^۲، ۱۹۸۸؛ نوریس و همکاران^۳، ۱۹۹۹؛ بدچت و همکاران^۴، ۲۰۰۷؛ استمن و همکاران^۵، ۲۰۱۱).

در ایران از بین پارامترهای ابر بیشتر آب قابل بارش مطالعه شده است، برای نمونه، نجفی (۱۳۸۳) با هدف محاسبه حداکثر بارش محتمل ایستگاه اصفهان در ماه اوت سال ۱۹۹۵، حداکثر آب قابل بارش ابر در این ایستگاه را محاسبه نمود و نشان داد که متوسط مقدار آب قابل بارش در این ایستگاه ۵۳ میلی‌متر است. صادقی حسینی و همکاران (۱۳۸۴) در پژوهشی با محاسبه آب قابل بارش ابر به روش ترمودینامیکی از روی نمودارهای هواشناختی (Skew-T) و مقایسه آن با بارش اندازه‌گیری شده در ایستگاه‌های زمینی منطقه تهران، رابطه‌ای برای پیش‌بینی کمی بارش بر اساس آب قابل بارش ابر ارائه نمودند. پورباقر و همکاران (۱۳۸۶) برای استخراج آب قابل بارش ابر در ایستگاه مهرآباد از باندهای فرسرخ نزدیک تصاویر سنجنده مودیس استفاده کردند آن‌ها کل آب قابل بارش در مسیر سنجنده را با اجرای الگوریتم باند فرسرخ نزدیک مودیس در شرایط مختلف جوی محاسبه نمودند و نشان دادند که باندهای ۱۸ و ۱۹ مودیس، برای استخراج آب قابل بارش در این ایستگاه مناسب‌اند. رسولی و همکاران (۱۳۹۳) با بررسی ارتباط بین پارامترهای مهم ابر و بارش روزانه در ایران نشان دادند که دمای قله ابر بین ۲۰ تا ۳۹ درصد از تغییرات بارش در پهنه‌ها را توضیح می‌دهند. این مقدار برای فشار قله ابر ۲۰ تا ۳۷ درصد، مقدار ذرات آب و یخ ابر ۲۱ تا ۳۱ درصد و عمق نوری ابر ۱۹ تا ۳۱ درصد به دست آمد. قاسمی (۱۳۹۱) به مدل‌سازی تغییرات زمانی و مکانی پوشش ابری با تأکید بر روزهای بارش در ایران پرداخت و نشان داد روش خوشه‌بندی به‌خوبی قادر به طبقه‌بندی مقدار پوشش ابر در کشور است، این روش پنج منطقه مجزا برای مقدار پوشش ابر سالانه کشور شامل منطقه سواحل دریای خزر، منطقه آذربایجان و البرز، منطقه زاگرس غربی و دامنه‌های جنوبی البرز، منطقه جنوب غربی و شمال کویر مرکزی و منطقه جنوبی و مرکزی ارائه نمود. از دیگر مطالعاتی که در زمینه تغییرات ابر انجام شده است می‌توان تحقیقات (وارن و همکاران^۶، ۱۹۸۶؛ سلس^۷، ۱۹۸۹؛ هندرسون و جونز^۸، ۱۹۹۳؛ هندرسون و سلر^۹، ۱۹۹۲؛ سان و همکاران^{۱۰}، ۲۰۰۱؛ سان و گرویسمن^{۱۱}، ۲۰۰۴؛ دای و همکاران^۱، ۲۰۰۶؛ استمن و وارن^۲، ۲۰۱۰؛ رایان و وارن^۳، ۲۰۱۳) را نام برد.

1- Ryan & Stephen

2- Warren et al.

3- Norris et al.

4- Bedacht et al.

5- Eastman et al.

6- Warren et al.

7- Sellers

8- Henderson & Jones

9- Henderson- Sellers

10- Sun et al.

11- Sun & Groisman

توجه به مطالعات صورت گرفته مشاهده می‌شود که در زمینه ابر بخصوص گونه‌های مختلف ابر در ایران مطالعه‌ی صورت نگرفته یا محدود می‌باشد و با توجه به بازخوردی که بین آب‌وهوا و ابر وجود دارد اهمیت موضوع نمایان می‌گردد. پارامتر ابرناکی که در این تحقیق مورد استفاده قرار گرفته است: فراوانی انواع ابر در سطوح پایین جو در ایران می‌باشد. این تحقیق در پی پاسخگویی به این سؤال می‌باشد که آیا فراوانی گونه‌های ابری در لایه‌های پایین جو ایران دارای تغییرات معنی‌دار می‌باشد، جهت تغییرات چگونه می‌باشد و نقاط جهشی که در انواع ابر در طبقات پایین رخ داده است مشخص گردد.

داده‌ها و روش

برای رسیدن به اهداف موردنظر در این مطالعه ابتدا داده‌های موردنظر از سازمان هواشناسی کشور تهیه گردید، داده‌ها شامل فراوانی رخداد گونه‌های ابر در طبقات پایین جو ایران در ۳۰ ایستگاه کشور در دوره زمانی ۳۱ ساله (۱۹۸۴-۲۰۱۴) می‌باشند. بیشترین بارش در ابرها، مربوط به این نوع از ابرها می‌باشد. در ادامه به‌جای اصطلاح ابرهای باران‌زا از ابرهای سطح پایین استفاده می‌شود. این داده‌ها به‌صورت ساعتی و در طی ۸ نوبت در روز اندازه‌گیری شده‌اند. گونه‌های ابر در سطوح پایین جو دارای ۴ گونه اصلی (استراتوکومولوس، استراتوس، کومولوس، کومولونیمبوس) و ۹ گونه فرعی می‌باشند این طبقه‌بندی از گونه‌های ابر توسط سازمان هواشناسی جهانی صورت گرفته است جدول (۱)، (فلیپی‌اک و متیوس^۴، ۲۰۰۹). در ادامه به‌جای اسامی کامل ابرها از معادل کوتاه شده لاتین آنها استفاده می‌شود.

جدول ۱: انواع ابر در طبقات پایین جو (سازمان هواشناسی جهانی)

ابرهای طبقه پایین CL - Low clouds		
کومولوس نوع ۱ = C11	استراتوکومولوسی که از گسترش = C14 کومولوس به وجود می‌آید.	استراتوس = C17 پاره‌پاره (فراکتواستراتوس)
کومولوس نوع ۲ = C12	استراتوکومولوسی که از کومولوس = C15 تشکیل نشده است	کومولوس همراه با = C18 استراتوکومولوس
کومولونیمبوس کالووس = C13	استراتوس یا فراکتو استراتوس = C16	کومولونیمبوس کاپیتالوس = C19

پس از مرتب‌سازی و تولید پایگاه داده در محیط Excel، ویژگی آماری داده‌ها (فراوانی داده‌ها) در دوره‌های زمانی مختلف با استفاده از نرم‌افزار Spss به دست آمد، سپس با استفاده از آزمون گرافیکی من - کندال و در سطح احتمال

¹- Dai et al.

²- Eastman & Warren

³- Rayan and Warren

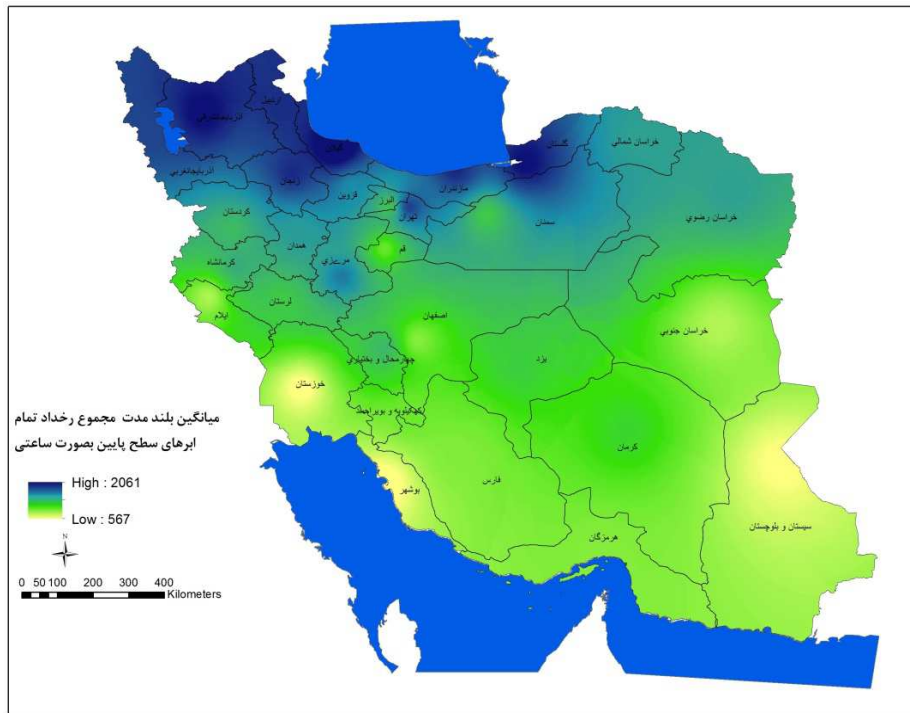
⁴- Filipiak & Mietus

۰,۰۵ درصد به تحلیل روند و بررسی معنی‌داری تغییرات در هر یک از گونه‌های ابر پرداخته شد. آزمون من-کندال^۱ جزء متداول‌ترین و پرکاربردترین روش‌های پارامتریک تحلیل روند سری‌های زمانی به شمار می‌رود با استفاده از روش من-کندال تغییرات داده‌ها شناسایی، نوع و زمان آن مشخص می‌گردد. این روش به‌طور متداول و گسترده‌ی در تحلیل روند سری‌های هیدرولوژیکی و هواشناسی بکار گرفته می‌شود. از نقاط قوت این روش می‌توان به مناسب بودن کاربرد آن برای سری‌های زمانی که از توزیع آماری خاصی پیروی نمی‌کنند اشاره نمود. اثرپذیری ناچیز این روش از مقادیر حدی که در برخی از سری‌های زمانی مشاهده می‌گردند نیز از دیگر مزایای استفاده از این روش است. فرض صفر این آزمون بر تصادفی بودن و عدم وجود روند در سری داده‌ها دلالت دارد و پذیرش فرض یک (رد فرض صفر) دال بر وجود روند در سری داده‌ها می‌باشد (همتی، ۱۳۹۲). سپس با استفاده از سیستم اطلاعات جغرافیایی الگوی مکانی تغییرات ابرهای سطح پایین مورد ارزیابی قرار گرفت. همچنین نقطه تغییر موجود در سری‌های زمانی ابرها مشخص شد.

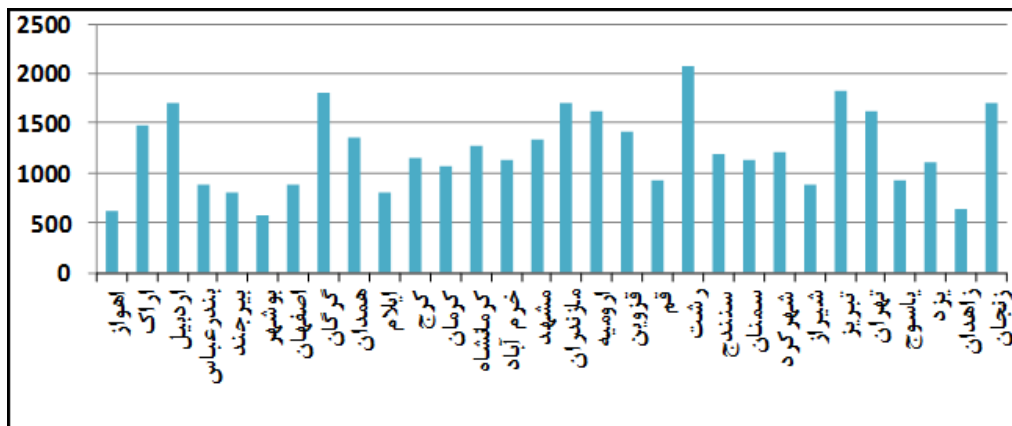
نتایج و بحث

نتایج تحقیق نشان داد در ابرهای سطح پایین، بیشترین فراوانی رخداد ابرها در قسمت‌های شمال و شمال غرب کشور می‌باشد. مرز پایینی این منطقه در امتداد رشته کوه البرز و استان‌های لرستان و کرمانشاه می‌باشد. این منطقه در اغلب ماه‌های سال تحت تأثیر بادهای غربی قرار دارد، حتی در فصل تابستان به علت اینکه رود باد جنب‌حاره‌ای در امتداد رشته کوه البرز مستقر می‌شود، باز هم این منطقه همچنان تحت نفوذ بادهای غربی قرار می‌گیرد که به علت عبور از روی دریای مدیترانه دارای رطوبت مناسب و در نتیجه دارای توان تولید ابر هستند. در فصول سرد سال نیز این منطقه یکی از مکان‌های اصلی عبور چرخندهای مهاجر غربی می‌باشد (قاسمی، ۱۳۹۱). با حرکت به سمت عرض‌های پایین از فراوانی رخداد ابرهای سطح پایین کاسته می‌شود، این مناطق کمتر تحت تأثیر سیستم‌های مرطوب غربی قرار دارند و بیشتر منطقه مذکور تحت تأثیر منابع رطوبتی خلیج فارس، توده‌های سودانی و در برخی از ایام سال اقیانوس هند می‌باشد (علیجانی، ۱۳۸۵)، شکل (۱ و ۲)؛ اما در فراوانی ابرها به تفکیک نوع ابر، پراکنندگی مکانی ابرها و الگوی آنها متفاوت از همدیگر می‌باشد.

^۱ - Mann-Kendal



شکل ۱: الگوی پراکندگی مکانی فراوانی رخداد ابرهای سطح پایین (مجموع رخداد سالانه به صورت ساعتی)



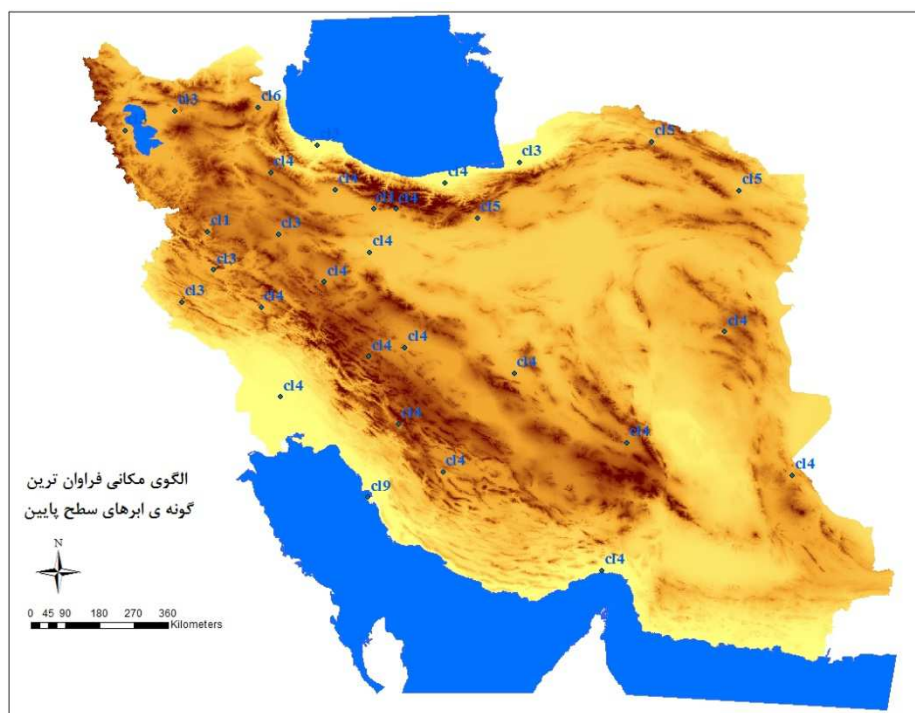
شکل ۲: نمودار فراوانی رخداد تمام ابرهای سطح پایین به صورت ساعتی

پراکندگی مکانی انواع ابرها

ابرهای CL_1 بیشترین فراوانی رخداد را در شمال غرب کشور بخصوص در استان‌های زنجان، سنندج و کرج را دارند و کمترین رخداد را در استان‌های اهواز و بوشهر دارند. در ابرهای CL_2 تمرکز بیشترین فراوانی رخداد ابرها در قسمت‌های شمالی کشور در استان‌های مازندران، سمنان، گرگان و کرج می‌باشد و استان‌های گیلان و مازندران محل

تمرکز این نوع از ابرها می‌باشد، کمترین رخداد این نوع از ابرها در استان‌های خوزستان، بیرجند و یزد می‌باشد. فراوانی رخداد ابرهای CL₃ در استان‌های رشت، گرگان و همدان می‌باشد؛ و در استان‌های بوشهر و قم و اصفهان به حداقل ممکن می‌رسد. استان‌های تهران و شهرکرد محل تمرکز ابرهای نوع CL₄ می‌باشند و در ابرهای نوع CL₅ سمنان، رشت، مشهد و ارومیه مکان‌های با فراوان‌ترین رخداد این‌گونه از ابرها می‌باشند و استان‌های کرمان، زنجان و شیراز کمترین رخداد را دارند. استان اردبیل به‌طور چشمگیری فراوان‌ترین رخداد ابرهای نوع CL₆ را دارد و در سایر مناطق کشور رخداد این ابر فراوانی قابل چشمگیری ندارد. در ابرهای نوع CL₇ بیشترین فراوانی رخداد در استان‌های مشهد و مازندران ملاحظه گردید و بیشترین فراوانی رخداد در شمال و شمال شرق کشور می‌باشد، در سایر قسمت‌های کشور فراوانی قابل ملاحظه‌ی ندارد. ابرهای CL₈ که کمترین فراوانی رخداد در ابرهای سطح پایین را دارد، بیشترین فراوانی رخداد آن در استان‌های رشت و کرمانشاه می‌باشد. در نهایت تمرکز رخداد ابرهای CL₉ در تهران، تبریز، زنجان و بوشهر می‌باشد، این ابر نیز از نوع ابرهای سطح پایین جو ایران می‌باشد که فراوانی رخداد قابل ملاحظه‌ی در گستره‌ی ایران ندارد.

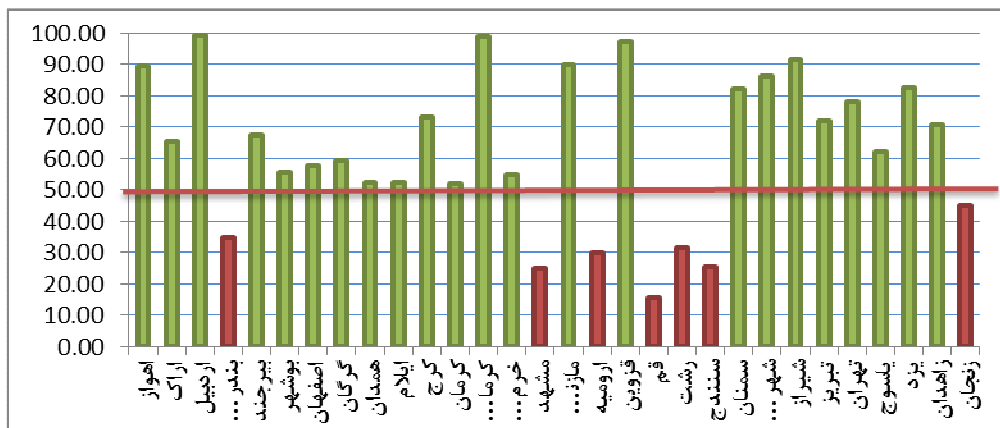
با توجه فراوانی رخداد هر یک از انواع ابرهای سطح پایین و انتخاب گونه‌ی ابر با بیشترین رخداد، مشخص شد که در جو پایین ایران در قسمت‌های غربی و شمال غرب کشور ابرهای CL₃ تسلط دارند، در حالی که در قسمت‌های شمال شرق ابرهای CL₅ و در سایر قسمت‌های کشور به‌استثنا بوشهر که ابر CL₉ بیشترین رخداد را دارد، ابرهای CL₄ بیشترین رخداد را دارند، شکل (۳).



شکل ۳: فراوانی رخداد گونه‌های ابر جو پایین ایران

تغییرات گونه‌های ابر سطح پایین

در اکثر ایستگاه‌ها مورد بررسی بیش از ۵۰ درصد ابرها دارای تغییرات می باشد و بیشتر استان‌ها دارای تغییرات در فراوانی رخداد انواع ابر سطح پایین هستند. از ۳۰ ایستگاه مورد بررسی که دارای آماری طولانی و مناسب بودند، ۲۳ ایستگاه دارای تغییرات معنی دار بود، تغییراتی که با استفاده از آزمون من-کندال و در سطح اطمینان ۰,۹۵ درصد اثبات شد. در استان‌های کرمانشاه، اردبیل و قزوین نزدیک به ۱۰۰ درصد از انواع ابرهای پایین تغییر کرده‌اند؛ بنابراین روند ابرهای پایین در گستره ایران دارای تغییران معنی دار می باشد شکل (۴).



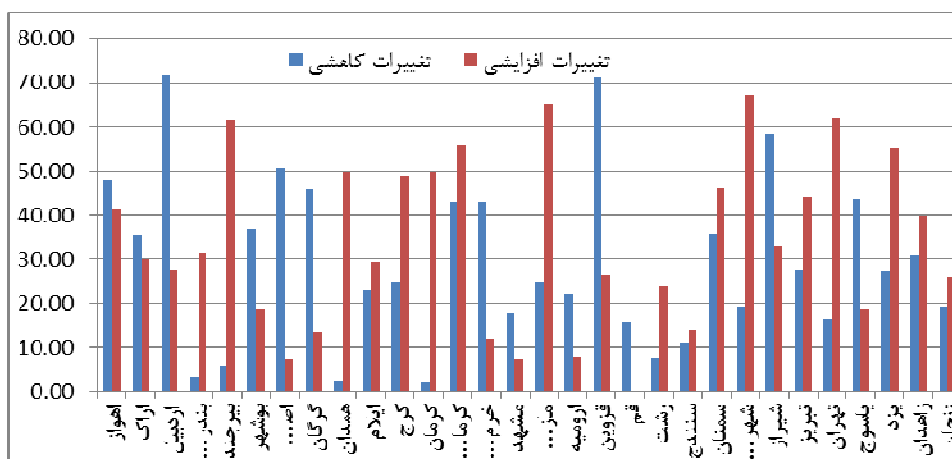
شکل ۴: نمودار میزان تغییرات معنی دار مجموع رخداد ابرهای سطح پایین به درصد

الگوی مکانی تغییرات و تعیین نقاط جهش در ابرهای سطح پایین

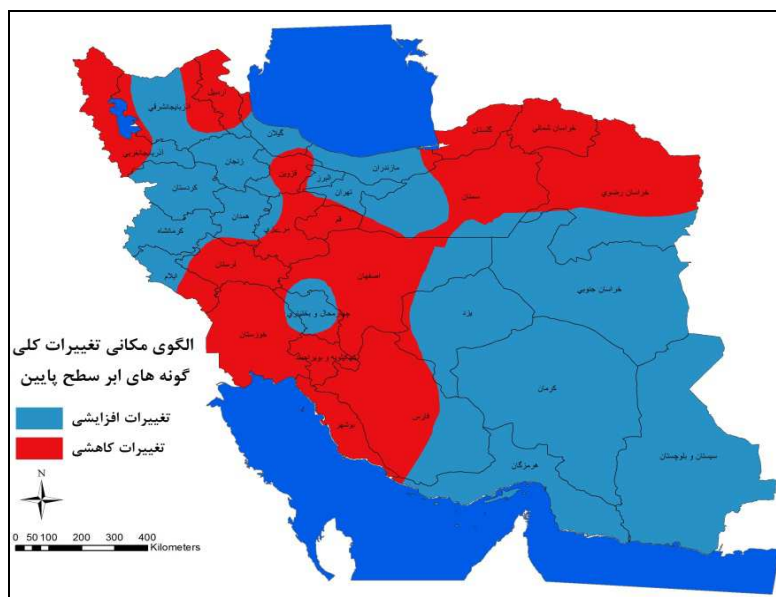
شکل (۵) سهم تغییرات افزایشی و کاهش‌ی از ۱۰۰ درصد تغییرات را نشان می‌دهد. ستون‌های آبی تغییرات کاهش‌ی و ستون‌های قرمز تغییرات افزایشی را نشان می‌دهد. با توجه به شکل (۵) مشخص گردید که در بیشتر ایستگاه‌های مورد مطالعه (۱۷ ایستگاه) روند افزایشی بر ابرهای سطح پایین جو ایران حاکم هست و سایر ایستگاه‌ها روندهای کاهش‌ی دارند. همچنین با توجه به شکل (۶) که پراکندگی مکانی تغییران افزایشی و کاهش‌ی را نشان می‌دهد، در قسمت‌های شمال شرق و قسمت‌های جنوب غرب تا اصفهان و قم روند کاهش‌ی در ابرهای سطح پایین جو ایران وجود دارد. ولی در سایر قسمت‌های کشور روندهای افزایشی معنی دار وجود دارد.

با استفاده از آزمون گرافیکی من کندال فرض وجود نقطه‌ای (سالی) که بعد یا قبل از آن تغییری ناگهانی در سری‌های زمانی انواع ابر سطح پایین اتفاق افتاده باشد، مورد بررسی قرار گرفت. نتایج این آزمون برای ایستگاه‌هایی که دارای p -value معنی داری بودند، محاسبه شد. نتایج نشان داد که تغییر ناگهانی در رخداد فراوانی سالیانه ابرهای CL_7 , CL_9 در دهه‌ی ۱۹۹۰ اتفاق افتاده است و در سایر انواع ابرهای سطح پایین جو ایران در اواخر دهه ۱۹۸۰ و اوایل دهه ۱۹۹۰ می باشد. متفاوت بودن سال تغییر در ایستگاه‌ها می‌تواند ناشی از تأثیر عوامل محلی و توپوگرافی بر شرایط اقلیمی ایستگاه‌ها باشد (قاسمی، ۱۳۹۱). این تفاوت در سال تغییر ناگهانی در سری‌های زمانی پارامترهای اقلیمی در بسیاری از

مطالعات دیگر نیز مشاهده شده است. نتایج این تحقیق با نتایج تحقیق ارم^۱ (۲۰۰۴)، این^۲ (۲۰۰۵)، بنگستون و همکاران^۳ (۲۰۰۶) که نشان دادند ویژگی ابرها تغییر کرده و در یک آب‌وهوای گرم‌تر این تغییرات ادامه می‌یابد و احتمالاً تغییراتی در توزیع جغرافیایی و مورفولوژی ابرها به وجود می‌آید، مطابقت دارد.



شکل ۵: میزان تغییرات کاهشی و افزایشی در رخداد ابرهای سطح پایین جو ایران به درصد



شکل ۶: الگوی مکانی تغییرات فراوانی رخداد ابرهای سطح پایین جو ایران

^۱- Eerme

^۲- Yin

^۳- Bengtsson et al.

نتیجه‌گیری

امروزه تغییر اقلیم یکی از مهم‌ترین عواملی است که باعث تشدید و تغییر توزیع زمانی - مکانی مخاطرات آب و هوایی گردیده است. یکی از مهم‌ترین پارامترهای آب‌وهوای ابر می‌باشد. از سال ۱۹۷۰ به بعد دانشمندان به نقش حیاتی ابرها بر سیستم‌های آب و هوایی و تغییر اقلیم پی برده‌اند. تمام ابرها پتانسیل تغییر اقلیم را دارند، بازخورد ابر یک عامل مهم برای تغییر اقلیم است. ابرها در رأس چرخه هیدرولوژی قرار دارند و هرگونه تغییر در مقدار و پارامترهای آن‌ها می‌تواند سرآغاز زنجیره‌ای از واکنش‌ها و تغییرات در توزیع زمانی و مکانی دیگر عناصر آب و هوایی گردد. در این تحقیق سعی شده است که تغییرات فراوانی گونه‌های ابر سطح پایین جو ایران مورد بررسی قرار گیرد. برای رسیدن به این هدف ابتدا فراوانی رخداد ابرهای سطح پایین جو ایران محاسبه و سری زمانی آن‌ها تهیه گردید سپس با استفاده از آزمون من - کندال روند تغییرات زمانی رخداد ابرهای سطح پایین محاسبه شد. سپس الگوی مکانی تغییرات ابرهای سطح پایین مورد بررسی قرار گرفت.

نتایج تحقیق نشان داد که بیشترین فراوانی کلی رخداد ابرهای سطح پایین جو ایران در قسمت‌های شمال و شمال غرب کشور وجود دارد، ولی هرکدام از ابرهای سطح پایین دارای پراکندگی مکانی متفاوتی می‌باشند. همچنین نتایج نشان داد که فراوانی رخداد این نوع از ابرها در بیشتر استان‌های کشور دارای تغییرات معنی‌دار است و ۲۳ ایستگاه از ۳۰ ایستگاه مطالعاتی در سطح اطمینان ۰,۰۵ درصد دارای تغییرات معنی‌دار می‌باشد و جهت تغییرات نیز نشان داد که بیشتر ایستگاه‌ها (۱۷ ایستگاه از ۳۰ ایستگاه) دارای تغییرات افزایشی می‌باشد. بررسی تفاوت‌های مکانی تغییرات نیز نشان داد که در قسمت‌های شمال شرق و قسمت‌های جنوب غرب تا اصفهان و قم روند کاهش در ابرهای سطح پایین جو ایران وجود دارد. ولی در سایر قسمت‌های کشور روندهای افزایشی معنی‌دار وجود دارد. همچنین نتایج نشان داد که تغییر ناگهانی در رخداد فراوانی سالیانه ابرهای CL₇, CL₉ در دهه‌ی ۱۹۹۰ اتفاق افتاده است و در سایر انواع ابرهای سطح پایین جو ایران در اواخر دهه ۱۹۸۰ و اوایل دهه ۱۹۹۰ می‌باشد.

منابع و مأخذ

- پورباقر، سید مهدی، محمدرضا، مباشری و منوچهر فرج زاده، (۱۳۸۶)، امکان‌سنجی استفاده از داده‌های رادیو ساوند و تصاویر ماهواره‌ای MODIS در برآورد آب قابل بارش کلی، همایش ژئوماتیک تهران، سازمان نقشه‌برداری کشور، صص ۱۸۱۹-۱۸۳۲.
- قاسمی، احمدرضا، (۱۳۹۱)، مدل‌سازی تغییرات زمانی و مکانی پوشش ابری با تأکید بر روزهای بارش در ایران، رساله دکتری، دانشگاه تبریز، دانشکده علوم انسانی.
- رسولی، علی‌اکبر، سعید، جهانبخش و احمدرضا قاسمی، (۱۳۹۳)، بررسی ارتباط بین پارامترهای مهم ابر و بارش روزانه در ایران، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، سال ۲۹، شماره اول، بهار ۱۳۹۳، صص ۲۳-۴۲.
- علیزاده، امین، (۱۳۸۶)، اصول هیدرولوژی کاربردی، انتشارات دانشگاه امام رضا، ۸۰۷ صفحه.
- علیجانی، بهلول، (۱۳۸۵)، آب‌وهوای ایران، نشر دانشگاه پیام نور، ۲۳۶ صفحه.
- صادقی حسینی، سیدعلیرضا، سهراب، حجام و پوریا تفنگساز، (۱۳۸۴)، ارتباط آب قابل بارش ابر و بارندگی دیده‌بانی شده در منطقه تهران، مجله فیزیک زمین و فضا، دوره ۳۱، شماره ۲، صص ۲۱-۱۳.

- نجفی، علی، (۱۳۸۳)، محاسبه آماری حداکثر بارش محتمل ۲۴ ساعته و حداکثر آب قابل بارش ایستگاه اصفهان، دومین کنفرانس دانشجویی منابع آب و خاک دانشگاه شیراز، صص ۳۷۰-۳۷۸.
- ناظم السادات، سید محمدجعفر، نوذر، سامانی و مصطفی مولایی نیکو(۱۳۸۴)، تغییر اقلیم در جنوب و جنوب غرب ایران از دیدگاه مشاهدات بارش، برهم کنش با پدیده النینو و نوسانات جنوبی، مجله علمی کشاورزی، شماره ۲، صص ۸۱-۹۸
- همتی، رسول، (۱۳۹۲)، تفسیر آزمون گرافیکی من کندال، <http://www.pishbin.blogspot.com>
- Bedacht, E., Gulev, S. K., and Macke, A., (2007), Intercomparison of global cloud fields over oceans from the VOS observations and NCEP/NCAR reanalysis, *International Journal of Climatology*, 27, 1707–1719.
- Bengtsson, L., K. I. Hodges, and E. Roeckner, (2006), Storm tracks and climate change. *J. Climate* 19, 3518–3543.
- Bollasina, M., Y. Ming, and V. Ramaswamy, (2011), Anthropogenic aerosols and the weakening of the South Asian summer monsoon, *Science*, 28, 502–505.
- Brunetti, M., M. Colacion, M. Maugeri and T. Nanni, (2001), Trends in the daily intensity of precipitation in Italy. *Int. J. Climatol.*, 21: 299–316.
- D.C. Boston, E.F. Manel, S. Stefan, (2015), total and partial cloudiness distribution in eastern Romania. *Romanian Reports in Physics*, Vol. 67, No. 3, P. 1117–1127.
- Daia, Karl Tr, Sun be and Trenberth Ke, (2006), Recent trends in cloudiness over the United States: A tale of monitoring inadequacies. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 87, 597-606.
- Dim, J. R., H. Murakami, T. Y. Nakajima, B. Nordell, A. K. Heidinger, and T. Takamura, (2011), The recent state of the climate: Driving components of cloud-type variability. *J. Geophys. Research.*, 116, 1-14.
- Eastman, R., and S. G. Warren, (2010), Arctic cloud changes from surface and satellite observations. *J. Climate*, 23, 4233–4242.
- Eastman, R., Warren, S., and Hahn, C., (2011), Variations in cloud cover and cloud types over the ocean from surface observations, 1954–2008, *J. Climate*, 24, 5914–5934.
- Eerme, K., (2004), Change in Spring-Summer Cirrus Cloud Amount over Estonia, 1958-2003. *Int. J. Climatol.*, 24: 1543–1549.
- Field, P.R., A. Gettelman, R.B. Neale, R. Wood, P.J. Rasch, (2008), Midlatitude cyclone compositing to constrain climate model behavior using satellite observations. *J. Climate*, 21: 5887–5903.
- Hack, J.J., M. Caron, S.G., Yeager, K. Oleson, M. Holland, J. Truesdale, P. Rasch, (2006), Simulation of the global hydrological cycle in the CCSM Community Atmosphere Model version3 (CAM3): Mean features. *J. of Climate*, 19: 2199–2221.
- Henderson-Sellers A., (1989), North American total cloud amount variations this century, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Volume 75, Issue 3, pp175-194.
- Hong, G., Yang, p., Bryan, A., B. Andrew, J. Heymsfield, K. Xu., (2009), Parameterization of Shortwave and Longwave Radiative Properties of Ice Clouds for Use in Climate Models. *J. of Climate*, 22: 6287-6312.
- Houze, R. A., (1993), *Cloud Dynamics*. Academic Press, 573 pp.
- Janusz F and Mirosław M., (2009), Spatial and temporal variability of cloudiness in Poland, 1971–2000, *Int. J. Climatol.* 29: 1294–1311.
- Jones PA, Henderson-Sellers A. (1992), Historical records of cloudiness and the sunshine in Australia. *Journal of Climate* 5: 260–267.
- Khlebnikova, E. I., and I. A. Sall, (2009), Peculiarities of climatic changes in cloud cover over the Russian Federation. *Russ. Meteor. Hydrol.*, 34, 411–417.
- Lohmann, U. (2010), *Applications and needs of clouds & aerosols in GCMs*. Institution Atmospheric And weather Press., Berlin. pp 20.
- Menon, S., J. Hansen, L. Nazarenko, and Y. Luo, (2002), Climate effects of black carbon aerosols in China and India. *Science*, Vol. 297, Issue 5590, pp. 2250-2253.
- Norris, J. R. (1999), On trends and possible artifacts in global ocean cloud cover between 1952 and 1995, *J. Climate*, 12, 1864–1870.

- Ramanathan, V., and Coauthors, (2005), Atmospheric brown clouds: Impacts on South Asian climate and hydrologic cycle. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 102, 5326–5333.
- Rayan Eastman and Stephen G Warren, (2013), Diurnal Cycles of Cumulus, Cumulonimbus, Stratus, Stratocumulus, and Fog from Surface Observations over Land and Ocean, *Journal of climate*. 27:6, 2386-2404.
- Ryan E, Stephen G W, (2012), A 39-Yr Survey of Cloud Changes from Land Stations Worldwide 1971–2009: Long-Term Trends, Relation to Aerosols, and Expansion of the Tropical Belt, *Journal of Climate* 2013 26:4, 1286-1303.
- Sanchez-Lorenzo, J. Calb´, and M. Wild. (2012), Increasing cloud cover in the 20th century: review and new findings in Spain, *Climate of The Past*, 8, 1199–1212.
- Schlesinger, M. E., H. S. Kheshgi, J. Smith, F. C. Chesnaye, J. M. Reilly, T. Wilson, and C Kolstad. (2007), *Human-Induced Climate Change*. Cambridge University Press. 426 pp.
- Sun B, Groisman PY, Mikhov II. (2001), Recent changes in cloud-type frequency and inferred increases in convection over the united states and the former USSR. *Journal of Climate* 14: 1864–1880.
- Sun B, Groisman PY. (2004), Variations in low cloud cover over the united states during the second half of the twentieth century. *Journal of Climate* 17: 1883–1888.
- Sun, B. M., and P. Ya. Groisman, (2000), Cloudiness variations over the former Soviet Union. *Int. J. Climatol.*, 20, 1097–1111.
- Trenberth, K. E., and J. T. Fasullo, (2009), Global warming due to increasing absorbed solar radiation. *Geophys. Res. Lett.*, 36, L07706, 1-5.
- Vavrus S. (2004), The impact of cloud feedbacks on Arctic climate under greenhouse forcing. *Journal of Climate* 17: 603–615.
- Warren SG, Hahn CJ, London J, Chervin RM, Jenne RL., (1986), Global Distribution of Total Cloud Cover and Cloud Type Amounts over Land, NCAR Technical Note TN-273+STR, 29 pp. + 199 maps, 232pp.
- Warren, S. G., and C. J. Hahn, (2002), Cloud climatology. *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, J. R. Holton, J. Pyle, and J. A. Curry, Eds., Oxford University Press, 476–483.
- Warren, S. G., Hahn, C. J., London, J., Chervin, R. M., and Jenne R. L. (1988), Global distribution of total cloud cover and cloud type amounts over the ocean, NCAR Technical Note, TN-317+STR National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado USA, 42 pp. + 170 maps, 214pp.
- Warren, S. G., R. Eastman, and C. J. Hahn, (2007), A survey of changes in cloud cover and cloud types over land from surface observations, 1971–1996. *J. Climate*, 20, 717–738.
- Wild M., (2012), Enlightening global dimming and brightening. *Bull Am Meteorol Soc* 93(1):27–37.
- Wild, M. (2009), Global dimming and brightening: A review, *Journal of Geophysical Research.*, 114, 1-31.
- Yin, J. H., (2005), A consistent poleward shift of the storm tracks in simulations of 21st century climate. *Geophys. Res. Lett.*, 32, 18701-18705.

Spatial Patterns of Changes in Frequency of Occurrence and Intensity of Pluvial Clouds (Lower Atmosphere) in Iran

Mostafa Fallahi Khoshji*¹, Bohloul Alijani², Zahra Hedjazizadeh², MohammadHossein Naserzadeh³

1- PhD student of Climate Change, University of Kharazmi, Tehran, Iran

Email: fallahimostafa@yahoo.com

2- Professor of Climatology, University of Kharazmi, Tehran, Iran

3- Assistant Professor of Climatology, University of Kharazmi, Tehran, Iran

Received: 2016-06-29

Accepted: 2017-04-15

Abstract

One of the major crises that affect the communities, climate change is and will exacerbate climate risks. The clouds and climatic parameters associated with them, as well as important input in climate change prediction models, are considered. All clouds have the potential climate change and hydrologic cycle is headed. And any changes in value and their parameters can be the beginning of a chain of reactions and changes in the distribution of weather elements is another time and place. The aim of this study was to investigate changes in cloud abundance of low-level atmosphere in the Iran. To achieve this goal, first low-level clouds atmosphere Iran calculating the frequency of occurrence and when it was provided series Then, using the Mann - Kendall trend was the time of occurrence of low clouds. The spatial pattern of low-level cloud changes was analyzed. The results showed that the highest frequency of occurrence of low-level clouds atmosphere of Iran, in the north and northwest of the country, But each has a different spatial distribution of low-level clouds. The frequency of occurrence of low-level clouds in most provinces has been significant changes. And 23 stations of the 30 study sites have a significant change in the confidence level is 0.05 percent, The changes also showed that most stations (17 stations 30 stations) have incremental changes are. Spatial differences also showed that changes in the North East and the South West to Isfahan and Qom decreasing trend And Trends in other parts of the country there is a significant increase in clouds of the low-level atmosphere. The early 1990s and the late 1980s when point mutations in the series are low-level clouds.

Keywords: clouds, climate change, lower atmosphere, Iran