

اثرات خورشیدگرفتگی بر جو زمین

رضا اسماعیلی*

مقدمه

طی خورشیدگرفتگی که تابش خورشید به طور ناگهانی قطع می‌شود، فرصت مناسبی برای مطالعه‌ی واکنش اتمسفر فراهم می‌آید. در حالت عادی، بعضی از این تغییرات به صورت تدریجی هنگام شب اتفاق می‌افتند. کل خورشیدگرفتگی تقریباً سه ساعت طول می‌کشد که بیشترین کاهش انرژی آن به یک دوره‌ی ۹۰ دقیقه‌ای محدود می‌شود. هنگام خورشیدگرفتگی، واکنش‌هایی از لایه‌های زیر خاک تا لایه‌های بالای جو صورت می‌گیرند. در این مقاله سعی شده است، برخی از مهم‌ترین اثرات خورشیدگرفتگی روی اتمسفر زمین مورد توجه قرار گیرند. مهم‌ترین این واکنش‌ها عبارت‌اند از تغییرات دما، باد، ابر، بیان انرژی در سطح و تغییرات یونسفر که در این جا بررسی می‌شوند.

تغییرات دما

دما طی خورشیدگرفتگی افت می‌کند. وقتی نیمی از سطح خورشید دچار گرفتگی شد، کاهش دمای هوا شروع می‌شود و از ۵ تا ۲۰ دقیقه بعد از میانه‌ی گرفتگی، به حداکثر خود می‌رسد. تغییرات دمای هوا در همه‌ی مناطق یکسان نیست و به عوامل متفاوتی مانند زمان خورشیدگرفتگی در روز، نوع اقلیم، محل خورشیدگرفتگی، پوشش گیاهی اطراف آن و باد بستگی دارد [آندرسون، ۱۹۹۹]. به عنوان نمونه، دمای سطح زمین در «احمدآباد» هند در کسوف ۱۱ آگوست ۱۹۹۹، تقریباً ۰/۵ درجه‌ی سلسیوس کاهش یافت. این منطقه نیمه‌بیابانی است و کسوف در عصر همان روز اتفاق افتاد. [کریشنان و همکاران ۲۰۰۴] در صورتی که کاهش دمای هوا در همین خورشیدگرفتگی

ابرناکی

ابرهای همرفتی کوچک، در مراحل اولیه‌ی خورشیدگرفتگی، در نتیجه‌ی کاهش دمای سطحی، ضعیف یا ناپدید می‌شوند. ابرهای همرفتی بزرگ نیز همانند ابرهای طوفانی، فقط ضعیف می‌شوند؛ زیرا مدت خورشیدگرفتگی برای ناپدید کردن آن‌ها کافی نیست. در منطقه‌ی حاره‌ای «جاوا»، ابرهای کومولوس و کومولوس برجی شکل بین اولین تماس و دومین تماس در خورشیدگرفتگی سال ۱۹۸۳، به سرعت کاهش یافتند [آندرسون، ۱۹۹۹]. همه‌ی ابرها در خورشیدگرفتگی کاهش نمی‌یابند. ابرهای سطوح میانه و بالا معمولاً بدون تغییرات مهمی باقی می‌مانند.

مشاهدات عینی، کاهش و نهایتاً حذف پوشش ابری را بر رشته‌ی کوهستان طی خورشیدگرفتگی ۱۱ آگوست ۱۹۹۹ در دره‌ی «ریورا» در سوئیس جنوبی نشان می‌دهند. عقب‌نشینی یا واژگونی جریان هوا روی دیواره‌ی دره به سمت بالا در زمان گرفتگی باعث شد که فعالیت همرفتی کاهش یابد. شکل ۱ حالت‌های قبل از گرفتگی و طی آن را به صورت شماتیک نشان می‌دهد. فرونشینی در مقیاس سینوپتیک به صورت فلش‌های رو به پایین مشخص می‌شود. حرکت رو به بالای جریان هوا به صورت W_{II} و حرکت رو به پایین هوا به صورت W_s نشان داده شده است [د. وکر و همکاران، ۱۹۹۹].

در قسمت جنوب غربی آلمان، بین ۰/۸ تا ۲/۷ درجه‌ی سلسیوس گزارش شد [آهرنرز و همکاران، ۲۰۰۱]. در چندین خورشیدگرفتگی که از سال ۱۹۱۸ تا ۱۹۹۴ به وقوع پیوستند، تغییر دما از ۹/۷ درجه‌ی سانتی‌گراد در ۰/۱۳ متر بالاتر از سطح زمین تا ۰/۴ درجه‌ی سانتی‌گراد در ۲۰ متر بالاتر از سطح زمین ثبت شد [آندرسون، ۱۹۹۹].

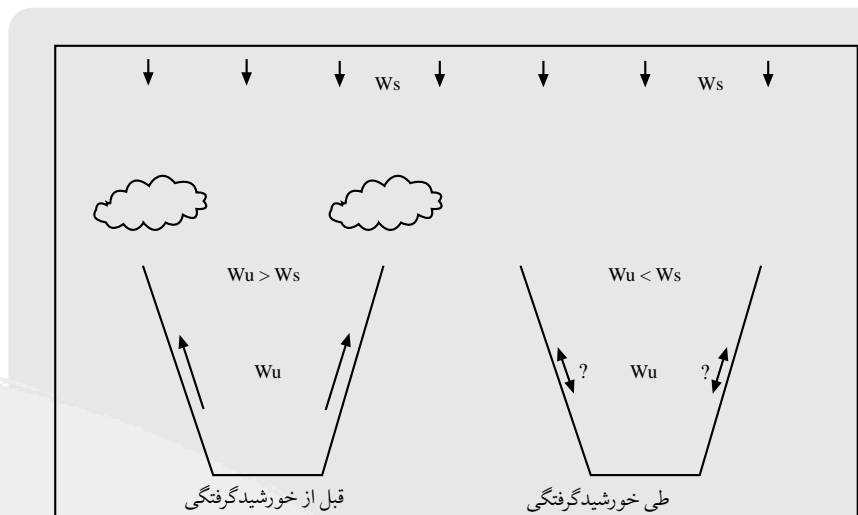
دمای خاک زیرسطحی هم در واکنش به گرفتگی، تغییر دما را نشان می‌دهد. مشاهدات دمای خاک در ۴ سطح (۵، ۱۰، ۲۰ و ۴۰ سانتی‌متری) نشان می‌دهد که دمای خاک در سطوح پایین‌تر (۲۰ و ۴۰ سانتی‌متری)، حداقل تأثیر را از کسوف می‌پذیرد، اما تغییرات دما در عمق تقریباً ۵ سانتی‌متری، تابع تغییرات دمای هوا تا سطح ۳ متری از زمین است [کریشنان و همکاران، ۲۰۰۴].

تغییر دما در لایه‌های بالایی جو هم صورت می‌گیرد. مولر و دراگ و همکارانشان (۱۹۹۸)، حداکثر کاهش دما را در لایه‌ی تروموسفر برای عرض‌های جغرافیایی ۳۰، ۵۰ و ۷۰ درجه‌ی شمالی به ترتیب ۳۰، ۴۵ و ۲۰ درجه‌ی کلونین اندازه‌گیری کردند. این کاهش نسبت به میانگین دما در این لایه که حدود ۱۲۰۰ درجه‌ی کلونین است، به ترتیب ۲/۵، ۳/۸ و ۱/۷ درصد کاهش را نشان می‌دهد.

سرعت باد

به‌طور منطقی، سرد شدن تدریجی لایه‌ی مرزی، هم‌چنان که باعث پایداری اتمسفر می‌شود، موجب کاهش باد طی خورشیدگرفتگی نیز می‌شود. فرناندز و همکارانش (۱۹۹۶)، سرعت باد را قبل از کسوف ۲/۵ m/s اندازه‌گیری کردند. اما طی خورشیدگرفتگی و چند دقیقه بعد از کاهش دما، سرعت باد به ۱ m/s کاهش یافت. البته همه‌ی اندازه‌گیری‌های انجام شده طی خورشیدگرفتگی‌ها، کاهش واضحی را در سرعت باد نشان

نمی‌دهند، زیرا عوامل متفاوتی مانند نوع منطقه، در سرعت باد مؤثرند. به عنوان نمونه، هیچ تغییر مشخصی در سرعت باد در خورشیدگرفتگی ۲۶ فوریه ۱۹۷۹ روی علفزارهای «پیری» کانادا رخ نداد که این احتمالاً به علت پایداری ذاتی توده‌ی هوای قطبی در زمستان است.



شکل ۱. الگوی مفهومی حذف ابر طی خورشیدگرفتگی (د. وکر و همکاران، ۱۹۹۹)

بیان انرژی سطح

گروس و هنز (۱۹۹۹)، «شار» انرژی سطح را که به صورت مجموع تابش و شارهای انرژی محسوس و نهان است، بررسی کردند. آن‌ها در شرایط تابستانی اروپای مرکزی، کاهش زیادی را در شار انرژی سطح، با مقدار میانگین 120 W/m^2 و مقدار

حداکثر از 250 w/m^2 تا 300 w/m^2 ، اندازه‌گیری کردند. د. وکر و همکارانش (۱۹۹۹)، کاهش مقدار تابش خالص را از 550 w/m^2 به حدود 500 w/m^2 ثبت کردند. شارگرمای خاک از 400 w/m^2 به 1000 w/m^2 ، شارگرمای نهان و گرمای محسوس نیز از 200 w/m^2 و 1000 w/m^2 ، به حدود 0 w/m^2 کاهش یافت. در ارتفاعات بالای کف دره، مقادیر منفی شار گرمای محسوس باعث تشکیل لایه‌ی پایدار طی خورشیدگرفتگی شد.

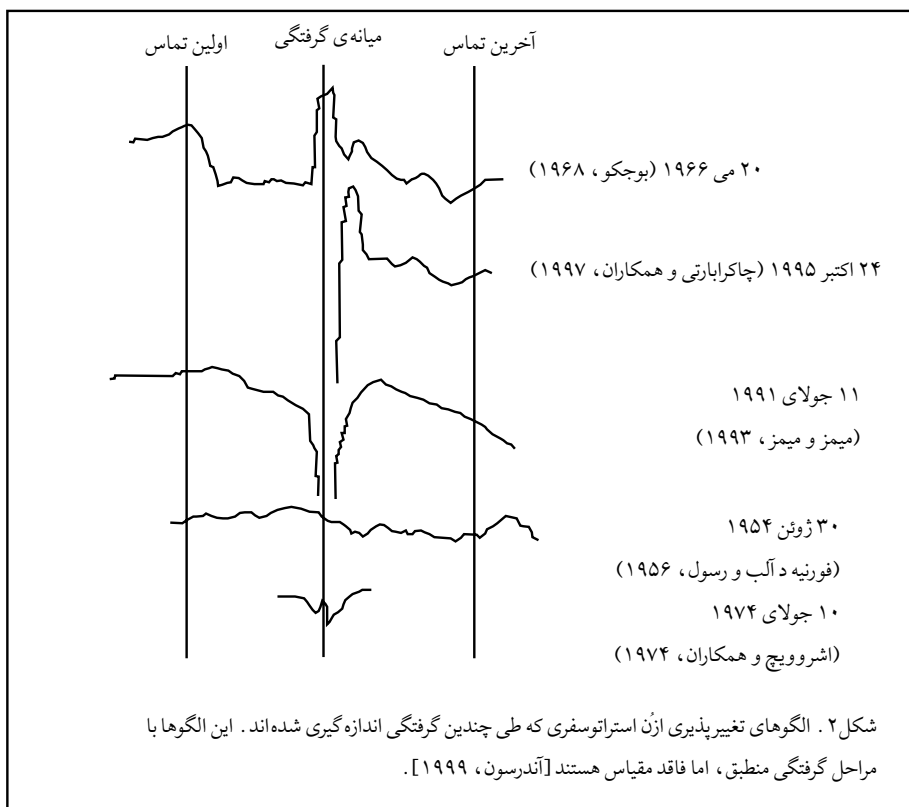
اُزن (O_3)

همان‌طور که با کسوف، امواج ثقلی ایجاد می‌شود، غالباً تغییرات اُزن استراتوسفری نیز گزارش می‌شود، اما این تغییرات روند یکسانی را نشان نمی‌دهند. مشاهدات انجام گرفته با ابزارهای زمینی، انواع واکنش‌ها را نسبت به خورشیدگرفتگی نشان می‌دهند (شکل ۲).

در یک الگوی نمونه، مقدار اُزن در میانه‌ی خورشیدگرفتگی، کاهش آهسته‌ای را نشان می‌دهد: حداکثر (پیک تند) فقط بعد از گرفتگی کلی رخ داده و سپس به‌طور آهسته به مقدار قبل از گرفتگی برگشته است [بوجکو، ۱۹۸۶؛ چاکر باری و همکاران، ۱۹۹۷؛ اوشروویچ و همکاران، ۱۹۷۴]. این الگو منطبق با الگوی فتوشیمیایی است که توسط هانت (۱۹۶۵) برای پیش‌بینی این حداکثر مورد استفاده قرار گرفت. در این الگو، پیک کوچک مقدار اُزن در میانه‌ی خورشیدگرفتگی، با کاهش حداقل ضعیفی قبل از

چهارمین تماس همراه است و سپس بازیافت به حالت اولیه اتفاق می‌افتد. به هر حال، سایر متخصصان کاهش ضعیفی را طی خورشیدگرفتگی ثبت کرده‌اند [اسوسنون، ۱۹۵۷] یا هیچ اثری را در کل گرفتگی پیدا نکرده‌اند [فورینر دآلب و رسول، ۱۹۵۶]. مشاهدات مستقیم به وسیله‌ی هواپیمای U2 در ارتفاع ۱۹/۸ کیلومتری هم، هیچ تغییری را در غلظت اُزن اندازه‌گیری نکرد [آندرسون، ۱۹۹۹]. در خورشیدگرفتگی ۱۱ جولای ۱۹۹۱، میمز (۱۹۹۳) کاهش ۷/۵ درصدی اُزن را در میانه‌ی گرفتگی، و یک نوسان کوتاه مدتی را در سطح اُزن بعد از اتمام گرفتگی کلی با استفاده از اُزن سنج، گزارش کردند. این وسیله نوسانات مشابهی را طی گرفتگی حلقوی ۱۰ می ۱۹۹۴ کشف کرد [آندرسون، ۱۹۹۹].

آهرنز و همکارانش (۲۰۰۱)، غلظت اُزن را در هوای سطح در گرفتگی ۱۹۹۹ اندازه‌گیری کردند. نتیجه‌ی کار آن‌ها، کاهش تقریباً ۲۷ درصدی غلظت اُزن با افزایش مشابه NO_2 را در بعضی از ایستگاه‌های جنوب آلمان نشان می‌دهد. این اثر احتمالاً به علت خورشیدگرفتگی و در نتیجه‌ی واکنش شیمیایی هوا به صورت محلی بوده است. در ایستگاه دیگری طی همین گرفتگی، کاهش O_3 بدون تغییر در غلظت رخ داده است. این کاهش مقدار اُزن نسبت به الگوی میانگین روزانه‌ی آن می‌تواند به علت کاهش تابش کل در ترکیب با کاهش فرایندهای فتوشیمیایی O_3 طی خورشیدگرفتگی باشد.



on routinely recorded meteorological and air quality data in south-west Germany. *Meteorologicalsche Zeitschnit*, Vol. 10, No.3, pp 215-223.

3. Anderson, J., 1999, Meteorological changes during a solar eclipse. *Weather*, Vol 54, No. 7. pp 207-215.

4. De Wekker, s.f.s, DG., Rotach, M.w Andertta, M. and Zappa, M. (1999). effects of the 11 August 1999 solar eclipse on boundary Layer processes during the map-rivera field study.

5. Eaton, F. D., Ltines, J. R, Hatch, W. H., Cionco, R. M, Byers, J. and Garrey, D. 1997, Solar eclipse effects observed in the planetary boundary layer over a desert-boundary layer meteorology 83, 331-346.

6. Fernandez, W., Ltidalgo, H., Coronel, G. and Morales, E. 1996, Changes in meteorological variables in coronel oriedo, Paraguay, during the total solar eclipse of 3 November 1994. *Earth Moon and Planets*, 74, pp 49-59.

7. Gross, p. Hense, A, (1999); Effects of a total solar eclipse on the mesoscale atmospheric circulation over Europe-a model expriment-meteorol. *Atmosphys*. 71, 229-242.

8. Krishnan, p., Kunhikrishnan, p. K, Muraleedhran-Nair, S., Ravindran, S., RamAchandran, R., Subrahamanyam, D. B, and Ramana, M. V. 2004. Observation of the atmospheric surface layer parameters over a semi and region during the solar eclipse of August 11 th, 1999 *proc. Indian. sci. (Earth planet. sci.)*, No.3 pp: 353-363.

9. Muller-wodarg, I. C. F, Ayward, A. D. and Lockwood, M., 1998. Effects of a Mid-Latitude solar Eclipse on the thermosphere and ionosphere- A modeling study. *Geophysical Research Letters*, vol. 25, No. 20, pp 3787-3790.

10. Anderson. j, 1999. Meteorologecal changes dureng a solarelipes. *weather*. Vol. 10. No. 3. PP 215-223.

تغییرات یونوسفری

پرتوهای پرنرژوی خورشید (ماورای بنفش، اشعه ی ایکس و هم چنین تابش های ذره ای) که از فضای خارج به طبقات بالایی اتمسفر وارد می شوند، باعث گسستگی پیوند یا یونیزاسیون مولکول ها و اتم ها می شوند. بر اثر یونیزاسیون الکترون آزاد می شود و باقیمانده اتم به صورت یون درمی آید. وجود الکترون ها در یونوسفر، باعث بازتاب امواج رادیویی می شود. هرچه تراکم الکترون ها بیشتر باشد، بازتاب امواج کوتاه تر بیشتر خواهد بود [کاویانی و علیجانی، ۱۳۷۸].

طی گرفتگی کلی ۷ مارس ۱۹۷۰، تمرکز یونی تا ۵۰ درصد در یونوسفر پایینی و بیش از ۳۰ درصد در سطوح بالایی افت کرد. در تجربه ی دیگری در گرفتگی مشابه، کاهش ده برابری تراکم الکترون در ارتفاع ۸۰ کیلومتری از سطح و کاهش کمتری در ارتفاعات بالاتر اندازه گیری شد [آندرسون، ۱۹۹۹].

مولر و دارگ (۱۹۹۸) کاهش تراکم O و N_p را در یونوسفر بررسی کردند. آن ها دریافتند که افت دما تنها عامل کاهش این تراکم نبوده است، بلکه نزول یا حرکت گازها به سمت پایین هم در این تغییرات نقش دارد. نزول یک فرایند همگرایی افقی بادها در اطراف مناطق گرفتگی است و باعث شار به سمت پایین می شود. پس سرد شدن به همراه عامل نزول، باعث تغییر در سطح فشار در لایه های بالایی جو (یونوسفر) می شود.

نتیجه

در این مقاله برخی از اثرات خورشید گرفتگی بر جو زمین به طور خلاصه عنوان شد. تأثیر خورشید گرفتگی بر زمین احتمالاً با واکنش های گیاهان و جانوران، نوسانات جزر و مد، تغییرات شتاب ثقل و غیره همراه است که بررسی آن ها توسط محققان علوم گوناگون طی خورشید گرفتگی، تا حدی می تواند این خلأ اطلاعاتی را در کشور پر کند.

* عضو هیئت علمی دانشگاه آزاد اسلامی واحد نور

زیرنویس

1. Flux

منابع

۱. کاویانی، محمدرضا و علیجانی، بهلول. ۱۳۷۸. مبانی آب و هواشناسی. انتشارات سمت. چاپ دوم.

2. Ahrens, D., Iziomon, M. G., Laeger, L, Matzarakis, A. and Mayer, H. 2001, Impacts of the solar eclipse of 11 August 1999