

ANALISIS PENGARUH AEROSOL PADA AWAN DI INDONESIA [AEROSOL IMPACT ON CLOUDS ANALYSIS OVER INDONESIA]

Indah Susanti¹, Rosida, Laras Tursilowati, Nani Chollanawati

Peneliti Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer, LAPan

¹e-mail: indahpl@gmail.com

Diterima 4 Agustus 2014; Disetujui 29 Oktober 2014

ABSTRACT

This paper describe utilization the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) data level-2 on the Terra satellite MOD08 version 5. 1 to study the effect of the increase of aerosol flux expressed as AOD (Aerosol Optical Depth) on the size of the effective radius of liquid clouds and ice clouds, the clouds fraction and cloud top pressure (CTP) on Indonesia. The data are grouped into wet season (DJF), the first transition period (MAM), dry season (JJA) and the second transition period (SON) over an area between 80°-150°BT and 12°LS-12°LU for the period March 2000 - February 2012. The positive indirect effect of aerosols on the size of the cloud effective radius is more visible for liquid clouds than on ice clouds. The positive effect of aerosols on the effective radius of ice clouds observed over the mainland (Borneo, Sumatra, and some parts of Java) for all seasons, with the strongest effects being on the MAM and SON season over Kalimantan. The negative effect on the ice clouds tend to occur over the ocean and over areas with low AOD values (below 0.3). The positive effects of aerosols on effective radius of liquid clouds are clearly observed for MAM and SON. On the other hand, areas with high value of AOD on average (above 1), as over some parts of Sumatra and Kalimantan, the increase in aerosol flux increases the cloud fraction. The effect of aerosol flux increase in Indonesia tends to increase cloud top pressure, hence they enhance formation of low clouds.

Keywords: *Aerosol, Cloud fraction, MODIS, Terra*

ABSTRAK

Tulisan ini menguraikan penggunaan data *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) level-2 pada satelit Terra MOD08 versi 5.1 untuk mempelajari pengaruh peningkatan fluks aerosol yang dinyatakan dengan parameter *Aerosol Optical Depth* (AOD) pada ukuran radius efektif awan cair dan awan es, pada fraksi awan dan pada tekanan puncak awan atau *Cloud Top Pressure* (CTP) di atas Indonesia. Data dikelompokkan untuk musim hujan (Desember, Januari, Februari atau DJF), periode transisi 1 (Maret, April, Mei atau MAM), musim kering (Juni, Juli, Agustus atau JJA) dan periode transisi 2 (September, Oktober, November atau SON) di atas wilayah yang meliputi 80 °-150 °BT dan 12 °S-12 °LU untuk periode Maret 2000 – Februari 2012. Pengaruh tidak langsung yang bersifat positif dari aerosol di atas Indonesia pada ukuran radius efektif awan lebih terlihat pada awan cair dibandingkan pada awan es. Pengaruh positif aerosol pada radius efektif awan es terjadi di atas daratan Kalimantan, Sumatera, dan sebagian Jawa untuk semua periode, dengan pengaruh terkuat pada periode MAM dan SON di Kalimantan. Pengaruh negatif untuk awan es cenderung terjadi di atas lautan dan daerah-daerah dengan nilai AOD di bawah 0,3. Pengaruh positif aerosol pada radius efektif awan cair jelas terlihat pada periode MAM dan SON. Sedangkan untuk wilayah-wilayah dengan nilai rata-rata AOD

yang tinggi (di atas 1) terlihat di sebagian Sumatera dan sebagian Kalimantan, peningkatan fluks aerosol menyebabkan peningkatan fraksi awan. Pengaruh peningkatan fluks aerosol di Indonesia cenderung meningkatkan nilai tekanan pada puncak awan, yang berarti membantu pembentukan awan-awan rendah.

Kata kunci: *Aerosol, Fraksi awan, MODIS, Terra*

1 PENDAHULUAN

Dalam banyak referensi diakui secara umum bahwa aerosol memberikan efek yang signifikan pada cuaca dan iklim. Secara tidak langsung, aerosol bertindak sebagai inti kondensasi awan dan inti es, sehingga mengubah karakteristik awan (Lohmann dan Feichter, 2005; Koren dkk., 2005; Sherwood, 2002; Tripathi dan Sagnik., 2007; Wu dkk., 2008). IPCC telah menekankan pentingnya melakukan kuantifikasi pengaruh tidak langsung aerosol pada awan-cair dan awan-es dalam skala regional. Kuantifikasi tersebut berguna untuk meminimalkan ketidakpastian estimasi *indirect forcing* secara global. Efek Twomey, sebagai efek tidak langsung pertama dari aerosol (Sekiguchi dkk., 2003; Twomey, 1977; Twomey dkk., 1984), merujuk pada peningkatan reflektivitas dan albedo awan. Peningkatan reflektivitas tersebut terjadi karena aerosol menjadikan butiran awan yang terbentuk menjadi lebih kecil dibandingkan tanpa aerosol, namun dalam jumlah yang lebih besar. Selanjutnya, butiran awan yang semakin banyak tapi semakin kecil mengurangi efisiensi presipitasi dan meningkatkan *lifetime* awan (efek tidak langsung kedua) (Jiang dkk., 2007; Ramanathan dan Carmichael, 2008). Efek lainnya (efek semi-langsung) merupakan hasil penyerapan radiasi matahari oleh aerosol, yang memanaskan atmosfer dan mengakibatkan penguapan butiran awan (Sekiguchi dkk., 2003).

Efek tidak langsung aerosol telah diteliti melalui observasi dan juga studi-studi model di berbagai bagian dunia (Lohmann dan Feicher, 2005). Ramanathan dkk., (2001) telah melakukan analisis awan-awan terpolusi yang memiliki jumlah aerosol tiga kali lebih besar dari awan-awan murni. Vinoj dan Satheesh (2003) juga telah mempelajari efek tidak langsung aerosol garam laut pada properti mikrofisika awan di atas Laut Arabia dengan menggunakan hubungan empiris yang dibangun dari pengukuran INDOEX. Kemudian, Tripathi dkk. (2007) menganalisis efek aerosol pada awan untuk daerah dataran *Indo-Gangetic (Indo-Gangetic Plain-IGP)*, dimana karakteristik aerosolnya sangat kompleks karena ada pencampuran antara aerosol alami dan aerosol antropogenik. Hasilnya menunjukkan bahwa aerosol untuk kawasan IGP cenderung menyebabkan penurunan nilai radius efektif.

Menganalisis efek aerosol pada awan bukan merupakan persoalan yang mudah karena selain adanya ketergantungan pada keterkaitan antara aerosol-awan secara mikroskopis, juga terdapat ketergantungan keduanya pada kondisi meteorologis. Selain itu, efek beban polusi pada 'awan es' dan 'awan cair' dapat menjadi berbeda, seperti yang telah diobservasi oleh (Jiang dkk., 2011; Chylek dkk., 2006; Wu dkk., 2008) di atas Lautan Hindia selama bulan-bulan musim dingin (November-April). Makalah ini, difokuskan pada pengaruh aerosol terhadap radius efektif awan es, awan cair, fraksi awan dan tekanan puncak awan, serta analisis efek mana yang lebih besar untuk atmosfer di atas Indonesia. Analisis mengenai hal tersebut belum ada untuk kawasan Indonesia.

2 DATA DAN PENGOLAHAN

Dalam menganalisis efek aerosol pada kondisi awan di atas Indonesia, penelitian ini menggunakan data MODIS MOD08 versi 5.1 dengan resolusi 1 derajat dari Maret

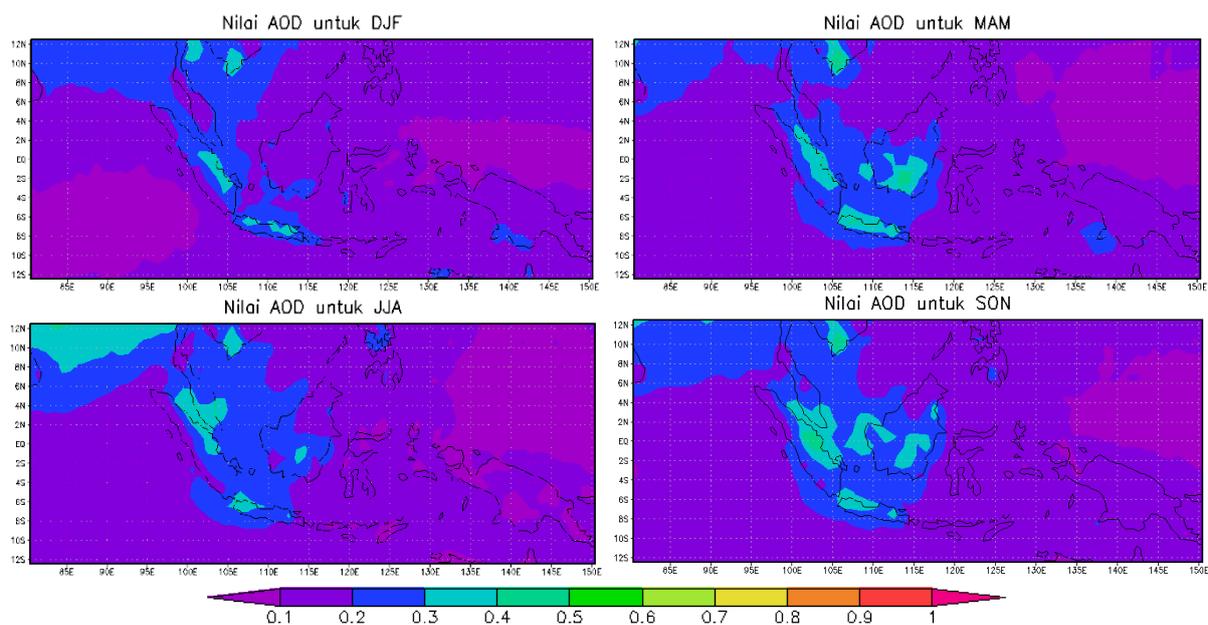
2000 sampai Februari 2012, yang diperoleh dari ladsweb.nascom.nasa.gov. Parameter yang digunakan antara lain adalah: *Aerosol Optical Depth* (AOD) untuk kolom total (tanpa satuan), *cloud effective radius – ice* (satuan: micron), *cloud effective radius – liquid* (satuan: micron), *cloud fraction*, dan *cloud top pressure* (dalam hPa). Masing-masing parameter dihitung rata-rata 3 bulanan untuk bulan Desember-Januari-Februari (DJF), Maret-April-Mei (MAM), Juni-Juli-Agustus (JJA), dan September-Oktober-November (SON), serta dibuat *timeseries* tahunan untuk setiap periode 3 bulanan. Berdasarkan data *timeseries* 3 bulanan tersebut, dibuat korelasi spasial dan dibandingkan untuk melihat variabel yang paling dipengaruhi oleh aerosol.

Selain itu dibuat analisis *Conditional Probability Function* (CPF), yang merupakan rasio antara frekuensi semua kejadian pada rentang nilai tertentu, dengan frekuensi kejadian pada saat beban aerosol cukup tinggi. Dalam hal ini, nilai AOD di atas 0,2 mewakili kondisi atmosfer terbebani aerosol dalam jumlah yang cukup besar. CPF dihitung untuk parameter radius efektif awan es dan radius efektif awan cair. Nilai CPF yang tinggi pada rentang nilai tertentu, menunjukkan bahwa pada rentang tersebut dipengaruhi oleh kondisi atmosfer terbebani oleh aerosol. Penggunaan CPF pada parameter radius efektif awan cair dan awan es ditujukan untuk mengkaji mana yang lebih dipengaruhi oleh aerosol, apakah butiran awan es atau awan cair.

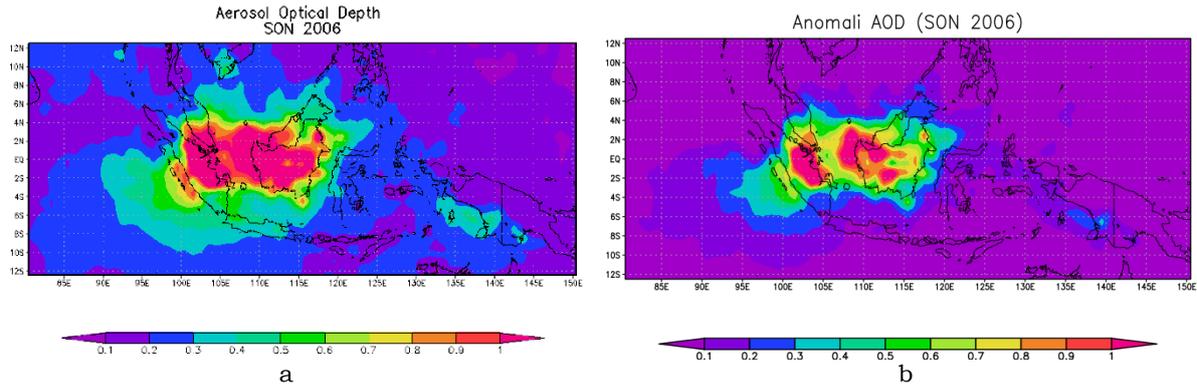
3 HASIL DAN PEMBAHASAN

3.1 Variabilitas AOD musiman

Berdasarkan hasil pengolahan data dapat diketahui bahwa nilai rata-rata AOD untuk semua periode (DJF, MAM, JJA, dan SON) tidak lebih dari 0,5 (Gambar 3-1). Kawasan Indonesia bagian barat adalah daerah dengan nilai AOD relatif lebih tinggi dibandingkan kawasan Indonesia bagian timur untuk semua periode. Untuk periode DJF, luasan wilayah dengan nilai AOD tinggi lebih sedikit dibandingkan periode lainnya. Hal ini karena adanya pengaruh deposisi basah yang selama periode tersebut menurunkan konsentrasi aerosol di atmosfer. Pada periode lainnya di mana tingkat deposisi basah lebih rendah, nilai AOD di beberapa kawasan lebih tinggi dibandingkan pada periode DJF.



Gambar 3-1: Nilai rata-rata AOD musiman di Indonesia antara 2000 dan 2012.



Gambar 3-2: Nilai AOD dan nilai anomali AOD untuk periode SON 2006

Kondisi atmosfer di kawasan barat Indonesia yang cenderung lebih terpolusi, didominasi oleh kejadian kebakaran yang terjadi di Kalimantan dan mempengaruhi kondisi atmosfer di sekitarnya, terutama di Sumatera. Hal ini ditunjukkan oleh nilai AOD yang sangat tinggi pada periode SON 2006 yang mencapai nilai lebih dari 1 (Gambar 3-2a) dan nilai anomalnya yang bernilai positif dan tinggi (Gambar 3-2b). Tentunya hal ini memberikan pengaruh banyak pada kondisi atmosfer dan lingkungannya.

3.2 Pengaruh Aerosol Pada Radius Efektif Awan

Pengaruh aerosol pada kondisi awan dapat berupa pengaruh positif atau pengaruh negatif. Yang dimaksud pengaruh positif dan pengaruh negatif ini merujuk pada apa yang diungkapkan oleh Tripathi dkk. (2007). Aerosol memberikan pengaruh positif ketika peningkatan fluks aerosol menyebabkan penurunan nilai radius efektif (R_{eff}) dan sebaliknya. Sedangkan pengaruh negatif terjadi ketika peningkatan fluks aerosol menyebabkan R_{eff} juga meningkat. Dari hasil pengolahan data MODIS, pengaruh positif aerosol pada radius efektif awan es terjadi di atas daratan (Kalimantan, Sumatera, dan sebagian Jawa) untuk semua periode, dengan pengaruh terkuat pada periode MAM dan SON di Kalimantan (Gambar 3-3). Pengaruh negatif untuk awan es cenderung terjadi di atas lautan dan daerah-daerah dengan nilai AOD rendah.

Gambar 3-4 menunjukkan pengaruh positif aerosol pada radius efektif awan cair, jelas terlihat pada periode MAM dan SON, bahkan untuk atmosfer di atas lautan. Pengaruh positif tersebut tetap terlihat pada periode JJA, namun dengan nilai korelasi yang lebih rendah. Untuk periode DJF, hampir seluruh bagian di atas daratan mengalami pengaruh negatif, kecuali untuk daerah Sumatera yang tetap mengalami pengaruh positif. Ini berarti bahwa pada periode DJF, dimana kondisi atmosfernya sangat lembab, densitas uap air yang tinggi, menyebabkan tingginya tingkat terjadinya kolisi dan koalesensi, sehingga adanya aerosol mempercepat terjadinya kondensasi dan menghasilkan butiran awan yang melebihi ukuran kritis dan intensitas curah hujan yang relatif tinggi. Proses curah hujan ini merupakan proses yang berperan penting dalam pemindahan partikel-partikel aerosol. Terdapat kemungkinan bahwa tidak seluruh partikel aerosol yang ada di atmosfer menjadi inti kondensasi (hanya aerosol higroskopis yang dapat menjadi inti kondensasi), namun terdapat juga kemungkinan adanya partikel aerosol yang mengalami proses penangkapan oleh tetes awan untuk pertumbuhan dengan difusi uap air, atau disapu oleh partikel-partikel endapan (presipitasi) yang jatuh. Awan-awan cair sering dijumpai dalam atmosfer pada temperatur di bawah 0 °C, karena air dengan segera menjadi kelewat dingin, terutama partikel-partikel yang tinggi. Karena itu, terdapat kesamaan periode di mana korelasi aerosol menunjukkan pengaruh terkuat pada radius efektif awan cair dan awan es.

Dari sisi analisis CPF, terlihat bahwa aerosol memberikan pengaruh yang lebih berpola pada ukuran butiran awan cair dibandingkan pengaruh pada ukuran butiran awan es. Tabel 3-1 menunjukkan nilai CPF untuk setiap rentang nilai radius efektif awan cair dan Tabel 3-2 untuk awan es. Dalam Tabel 3-1 terlihat bahwa nilai CPF tertinggi terjadi untuk rentang nilai radius efektif yang kecil (13-16 mikron), yang berarti, munculnya kejadian/terbentuknya butiran awan cair yang kecil sangat berkaitan dengan kondisi atmosfer terpolusi, dalam hal ini memiliki nilai AOD yang relatif tinggi. Pada rentang nilai radius efektif awan cair yang lebih besar, nilai CPF yang tinggi, yang berarti munculnya atau terbentuknya butiran awan cair pada rentang ukuran tersebut, tidak menunjukkan keterkaitan yang signifikan dengan beban aerosol di atmosfer. Adapun pengaruh aerosol pada ukuran butir awan es yang terurai dalam Tabel 3-2, tidak menunjukkan adanya pengaruh yang kuat dan konsisten. Pada rentang ukuran butiran awan es sekitar 23 mikron, CPF yang tinggi (0,6), yang berarti lebih dari 50% frekuensi terbentuknya butiran awan es yang kecil terjadi pada kondisi AOD tinggi. Namun, untuk ukuran butiran yang lebih besar (30 mikron), CPF yang tinggi juga menunjukkan adanya keterkaitan dengan beban aerosol di atmosfer.

Tabel 3-1: CPF DAN FREKUENSI KEJADIAN BERDASARKAN RENTANG NILAI RADIUS EFEKTIF AWAN CAIR

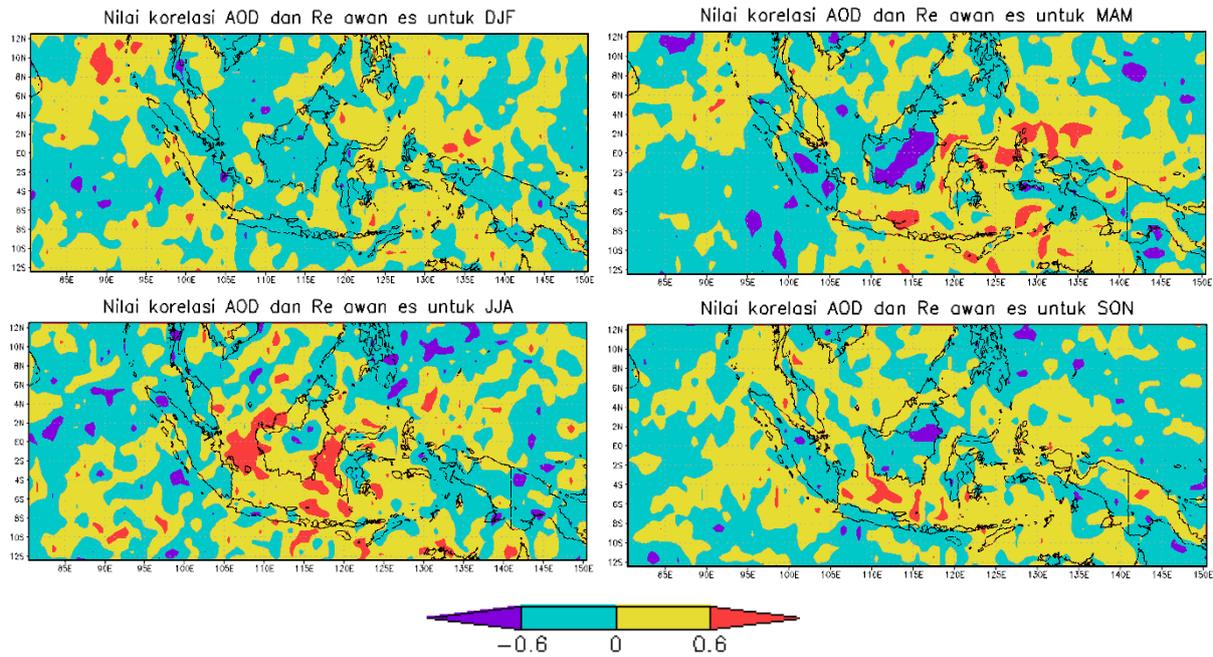
Rentang nilai - radius efektif awan cair	Frekuensi kejadian pada semua kondisi	Frekuensi kejadian pada kondisi AOD tinggi	Bin
13	1	1	1
14	0	0	
15	3	3	1
16	6	5	0.833333
17	9	4	0.444444
18	27	11	0.407407
19	31	13	0.419355
20	16	7	0.4375
21	16	7	0.4375

Tabel 3-2: CPF DAN FREKUENSI KEJADIAN BERDASARKAN RENTANG NILAI RADIUS EFEKTIF AWAN ES

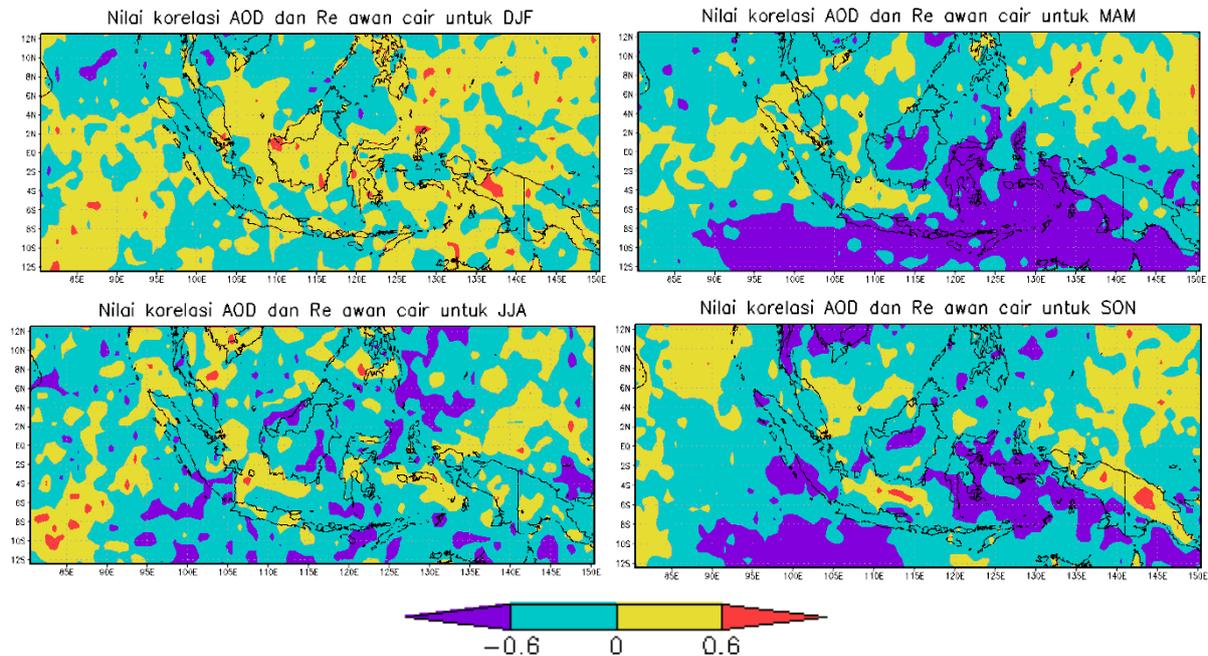
Rentang nilai- radius efektif awan es	Frekuensi kejadian pada semua kondisi	Frekuensi kejadian pada kondisi AOD tinggi	CPF
23	5	3	0.6000
24	16	9	0.5625
25	28	13	0.46429
26	35	17	0.48571
27	16	8	0.5000
28	11	3	0.27272
29	3	1	0.33333
30	3	2	0.66667
31	2	1	0.5000

3.3 Pengaruh Aerosol pada Fraksi dan Tekanan Puncak Awan

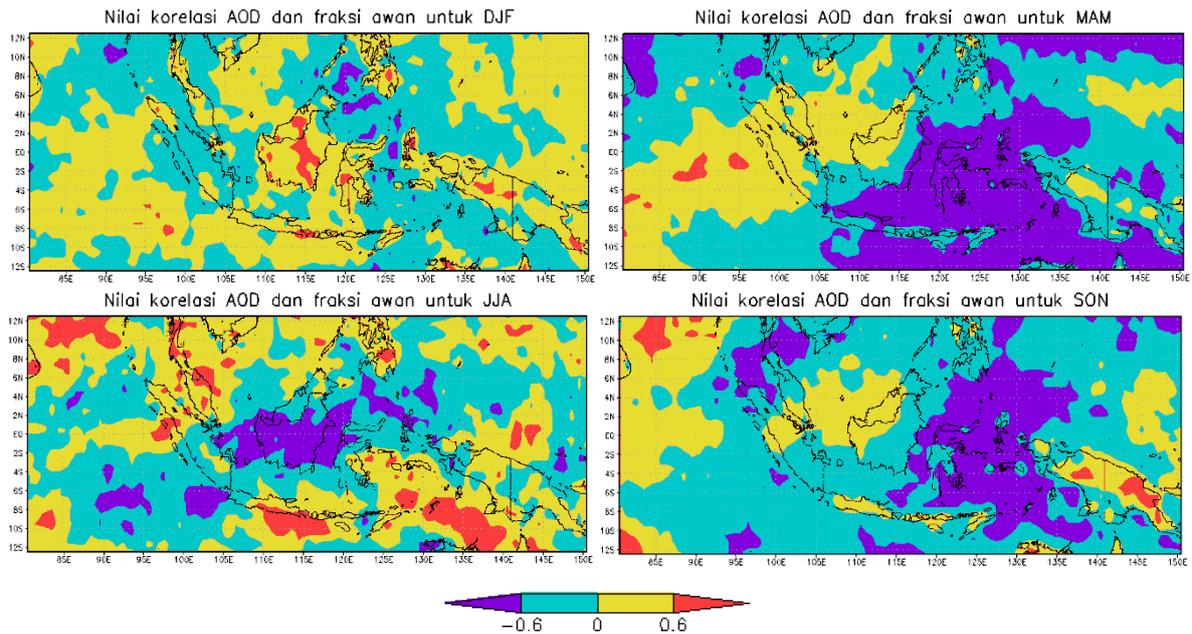
Seperti juga pengaruh pada ukuran radius efektif *butiran* awan, pengaruh aerosol pada fraksi awan juga menunjukkan ketidakseragaman. Apabila pengaruh yang signifikan ditunjukkan dengan nilai korelasi yang tinggi ($>0,6$ dan $<-0,6$), maka pengaruh yang relatif kuat terjadi pada periode MAM dan SON, dengan efek yang berbeda di Indonesia (Gambar 3-5).



Gambar 3-3: Korelasi AOD dengan ukuran radius efektif untuk awan es untuk periode DJF, MAM, JJA, dan SON



Gambar 3-4: Korelasi AOD dengan ukuran radius efektif untuk awan es untuk periode DJF, MAM, JJA, dan SON

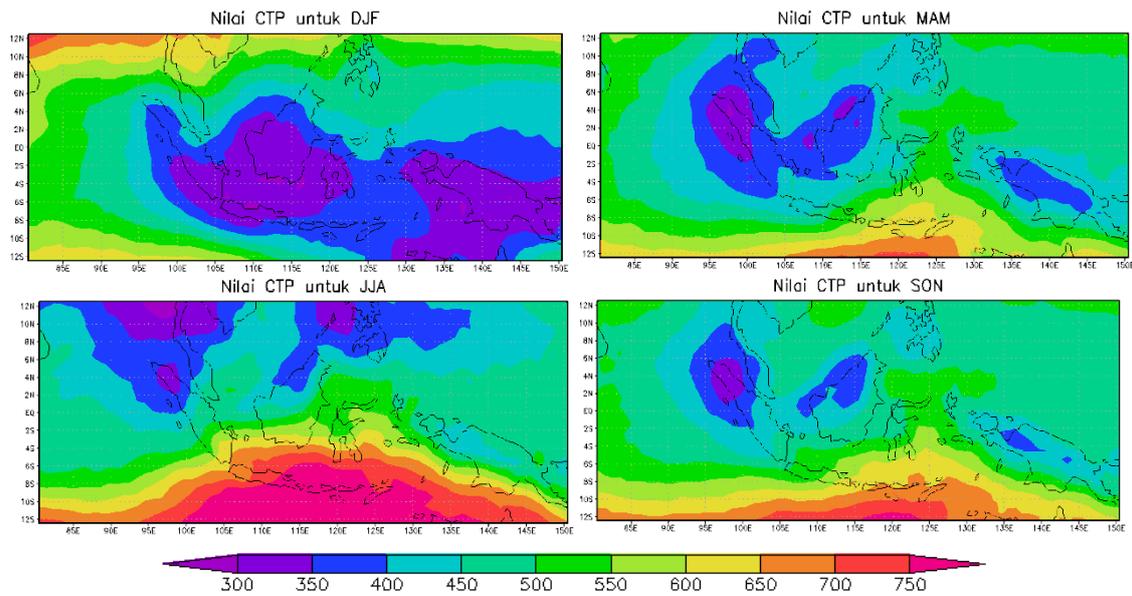


Gambar 3-5: Korelasi AOD dengan fraksi awan untuk periode DJF, MAM, JJA, dan SON

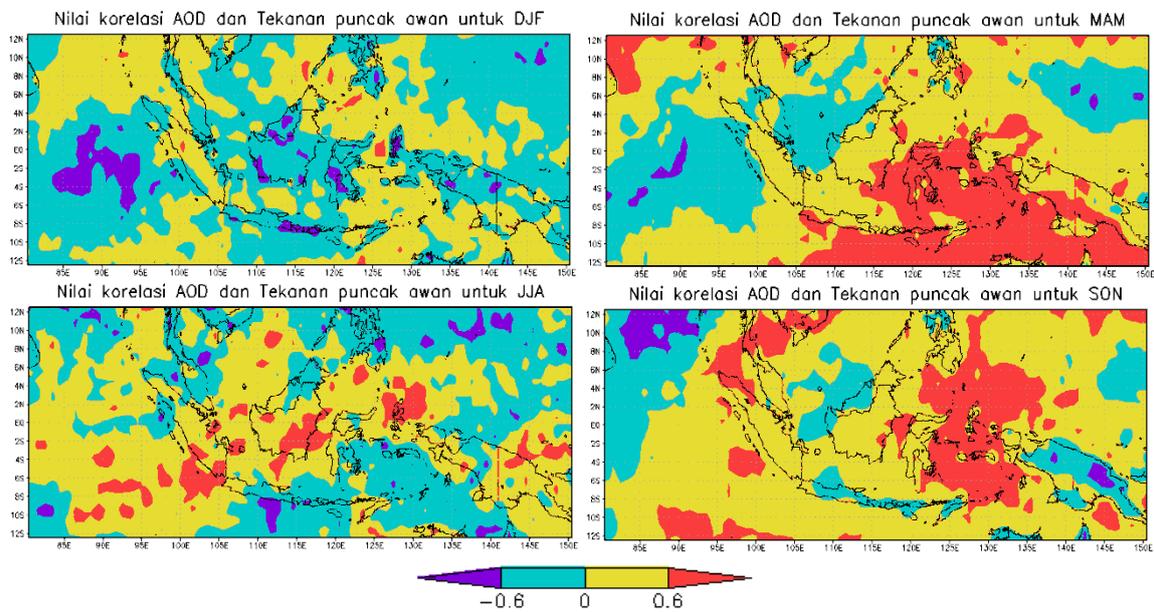
Nilai korelasi negatif kuat cenderung terjadi di bagian Indonesia yang relatif memiliki nilai AOD rendah, seperti Sulawesi, Kepulauan Maluku, Nusa Tenggara, dan Laut Jawa. Sedangkan untuk wilayah-wilayah dengan nilai rata-rata AOD yang tinggi (sebagian Sumatera dan sebagian Kalimantan, menunjukkan nilai korelasi positif, yang berarti peningkatan fluks aerosol menyebabkan peningkatan fraksi awan (Gambar 3-5).

Pengaruh positif fluks aerosol yang menurunkan ukuran radius efektif awan (es dan cair), memperpanjang *lifetime* awan, dan meningkatkan fraksi awan, untuk kawasan Indonesia lebih tampak pada periode DJF. Ini berarti bahwa keterkaitan antara aerosol dan fraksi awan tidak dapat lepas dari kondisi meteorologi setempat, ketika kawasan Indonesia mengalami musim hujan (DJF) dimana pasokan uap air dan kelembaban tinggi. Adanya keragaman yang tinggi dalam nilai korelasi antara AOD dan fraksi awan, menunjukkan bahwa terdapat kemungkinan adanya suatu nilai batas AOD dan kelembaban yang mempengaruhinya yang dapat menjadikan suatu wilayah memiliki fraksi awan yang lebih tinggi.

Secara teori, pengaruh positif aerosol adalah menurunnya ukuran partikel awan cair/es, yang meningkatkan *lifetime* dan fraksi awan. Hal ini berakibat pada turunnya tekanan puncak awan, yang berarti bahwa aerosol membantu terbentuknya awan-awan tinggi. Berdasarkan *Internatonal Satellite Cloud Climatology Nomenclature*, *Cloud Top Pressure* (CTP) dapat digunakan untuk melakukan klasifikasi awan, dimana awan dengan CTP lebih dari 680 hPa dikatakan sebagai awan rendah, antara 440 hPa dan 680 hPa dikatakan sebagai awan menengah, dan kurang dari 440 hPa dikatakan sebagai awan tinggi. Dengan menggunakan data MODIS yang ditunjukkan pada Gambar 3-6, tampak adanya ketidaksesuaian dengan teori tersebut, dimana pengaruh peningkatan fluks aerosol di Indonesia justru cenderung meningkatkan nilai tekanan puncak awan. Ini berarti membantu pembentukan awan-awan rendah. Hal ini lebih jelas ditunjukkan pada Gambar 3-7 di mana terlihat adanya korelasi bernilai positif, dan korelasi tersebut paling kuat terjadi pada periode MAM. Meskipun demikian, apabila dilihat secara sekilas sebaran nilai rata-rata AOD dan CTP musiman menunjukkan adanya kesamaan pola. Daerah dengan nilai AOD cenderung tinggi, memiliki nilai rata-rata CTP yang relatif lebih rendah dibandingkan daerah sekitarnya, yang berarti awan-awan tersebut merupakan awan-awan tinggi.



Gambar 3-6: Nilai rata-rata CTP untuk periode DJF, MAM, JJA dan SON



Gambar 3-7: Korelasi AOD dengan tekanan puncak awan untuk periode DJF, MAM, JJA, dan SON

4 KESIMPULAN

Pengaruh tidak langsung yang bersifat positif dari aerosol di atas Indonesia pada ukuran radius efektif awan lebih terlihat pada awan cair dibandingkan dengan pengaruh pada awan es. Pengaruh positif aerosol pada radius efektif awan es terjadi di atas daratan (Kalimantan, Sumatera, dan sebagian Jawa) untuk semua periode, dengan pengaruh terkuat pada periode MAM dan SON di Kalimantan. Pengaruh negatif untuk awan es cenderung terjadi di atas lautan dan daerah-daerah dengan nilai AOD rendah. Pengaruh positif aerosol pada radius efektif awan cair, jelas terlihat pada periode MAM dan SON. Sedangkan untuk wilayah-wilayah dengan nilai rata-rata AOD yang tinggi (sebagian Sumatera dan sebagian Kalimantan), peningkatan fluks aerosol menyebabkan peningkatan fraksi awan. Ini menunjukkan bahwa keterkaitan antara aerosol dan fraksi awan tidak dapat lepas dari kondisi meteorologi setempat. Pengaruh peningkatan fluks aerosol di Indonesia cenderung meningkatkan nilai tekanan puncak awan, yang berarti membantu pembentukan awan-awan rendah dan meningkatkan kompleksitas proses mikrofisika awan dan hujan.

DAFTAR RUJUKAN

- Jiang, J. H. , Livesey, N. J., Su, H., Neary, L., McConnell, J. C., dan Richards, N. A. D., 2007. *Connecting Surface Emissions, Convective Uplifting, and Long-Range Transport of Carbon Monoxide in the Upper Troposphere: New Observations from the Aura Microwave Limb Sounder*, Geophys. Res. Lett. , 34, L18812, doi:10.1029/2007GL030638.
- Jiang, J. H., Su, H., Zhai, C., Massie, S. T., Schoeberl, M. R., Colarco, P. R., Platnick, S., Gu, Y., and Liou, K. N., 2011. *Influence of Convection and Aerosol Pollution on Ice Cloud Particle Effective Radius*, Atmos. Chem. Phys., 11, 457–463, 2011, doi:10.5194/acp-11-457-2011, © Author(s) 2011. CC Attribution 3.0 License, www.atmos-chem-phys.net/11/457/2011/.
- Koren, I., Kaufman, Y. J., Rosenfeld, D., Remer, L. A., dan Rudich, Y., 2005. *Aerosol Invigoration and Restructuring of Atlantic Convective Clouds*, Geophysical Research Letters, Volume 32, Issue 14, DOI: 10.1029/2005GL023187, Copyright 2005 by the American Geophysical Union.
- Lohmann, U., dan Feichter, J., 2005. *Global Indirect Aerosol Effects: A Review*, Atmos. Chem. Phys., 5, 715–737, 2005, www.atmos-chem-phys.org/acp/5/715/, SRef-ID: 1680-7324/acp/2005-5-715, European Geosciences Union.
- Ramanathan, V., Crutzen, P. J., Kiehl, J. T., Rosenfeld, D., 2001. *Aerosols, Climate, and the Hydrological Cycle*, www.Sciencemag.Org Science, Vol 294, Science's Compass, p. 2119-2124.
- Ramanathan, V., dan Carmichael, G., 2008. *Global and Regional Climate Changes Due to Black Carbon*, Review Article, Nature Geosciences, Vol 1, www.nature.com/naturegeoscience, © 2008 Nature Publishing Group.
- Sekiguchi, M., Nakajima, T., Suzuki, K., Kawamoto, K., Higurashi, A., Rosenfeld, D., Sano, I., dan Mukai, S., 2003. *A Study of the Direct and Indirect Effects of Aerosols using Global Satellite Data Sets of Aerosol and Cloud Parameters*, J. Geophys. Res., 108 (D22), 4699, doi:10.1029/2002JD003359.
- Sherwood, S., 2002. *Aerosols and Ice Particle Size in Tropical Cumulonimbus*, Journal of Climate, 15, 1051–1063.
- Tripathi, S. N., Pattnaik, and Sagnik, A., 2007. *Aerosol Indirect Effect over Indo-Gangetic Plain*, Atmospheric Environment, Vol. 41, p. 7037-7047.
- Twomey, S., 1977. *Atmospheric Aerosols*, 302 pp., Elsevier Sci., Amsterdam.
- Twomey, S., Piepgrass, M., dan Wolfe, T. L., 1984. *An Assessment of the Impact of Pollution of Global Cloud Albedo*, Tellus, Ser. B, 36, 356– 366.
- Vinoj, V., dan Satheesh, S. K., 2003. *Measurements of Aerosol Optical Depth Over Arabian Sea During Summer Monsoon Season*, Geophysical Research Letters, 30: doi: 10.1029/2002GL016664. ISSN: 0094-8276.
- Wu, D. L., Jiang, J. H., Read, W. G., Austin R. T., Davis, C. P. A., Lambert, Stephens, G. L., Vane, D. G., dan Waters, J. W., 2008. *Validation of the Aura MLS Cloud Ice Water Content Measurements*, J. Geophys. Res., 113, D15S10, doi:10.1029/2007JD008931.

