

Perubahan Temperatur setelah Letusan Pinatubo 1991 dari Luaran Model CMIP5 dengan Analisis Neraca Energi (Temperature Changes after The 1991 Pinatubo Eruption from The CMIP5 Model Output with Energy Budget Analysis)

Rahma Alfina Salsabila^{1*}, Rusmawan Suwarman^{1,2}, Muhammad Rais Abdillah^{1,2}

¹Program Studi Meteorologi, Fakultas Ilmu dan Teknologi Kebumihan, Institut Teknologi Bandung, Bandung

²Kelompok Keahlian Sains Atmosfer, Fakultas Ilmu dan Teknologi Kebumihan, Institut Teknologi Bandung, Bandung

Riwayat naskah

Diterima: 13-03-2021

Direvisi: 17-05-2021

Disetujui: 15-07-2021

Korespondensi:

raalfalsa@gmail.com

ABSTRAK

Letusan Pinatubo 1991 memberikan dampak signifikan terhadap anomali temperatur global pasca letusan yang terlihat baik dari observasi maupun hasil luaran *The fifth phase of the Coupled Model Intercomparison Project* (CMIP5). Dalam penelitian ini kami mengkaji perubahan temperatur setelah letusan Pinatubo 1991 dengan analisis neraca energi yang difokuskan pada wilayah Benua Maritim (BM) dengan luaran model CMIP5. Variabilitas iklim tiga model CMIP5 dievaluasi dengan dataset observasi untuk menentukan model yang paling representatif. Perhitungan anomali saat kejadian letusan Pinatubo dilakukan pada model terpilih, dengan menghilangkan efek *El-Nino Southern Oscillation Index* (ENSO) terlebih dahulu. Kemudian, analisis perubahan temperatur rata-rata wilayah dengan neraca energi permukaan pada tahun 1989 – 1993 menunjukkan bahwa terjadi penurunan temperatur yang berlangsung selama 24 bulan sampai akhir periode analisis setelah letusan terjadi, yaitu Januari 1992 – Desember 1993 dengan nilai anomali negatif terbesar yaitu 0,37 °C. Berdasarkan pendekatan neraca energi dan radiasi, penurunan temperatur terlihat akibat anomali energi neto ($\Delta F_{z=0}$) bernilai negatif, yang mencapai $-2,93 \text{ W.m}^{-2}$ pada satu tahun pasca letusan. Energi neto ini didapatkan dari kesetimbangan energi pada permukaan yang merupakan selisih antara radiasi neto dan fluks panas. Penurunan yang signifikan dari *downwelling shortwave radiation* ($\Delta SW_{in,sfc}$), dengan nilai rata-rata anomali mencapai $-3,70 \text{ W.m}^{-2}$, berpengaruh besar pada nilai $\Delta F_{z=0}$. Analisis lebih jauh menunjukkan bahwa penurunan $\Delta SW_{in,sfc}$ ini lebih banyak disebabkan oleh naiknya *reflected shortwave radiation at Top of Atmosphere* ($\Delta SW_{out,TOA}$) daripada efek penyerapan radiasi oleh aerosol di atmosfer ($\Delta SW_{in,atmos}$).

Kata kunci: letusan Pinatubo 1991, CMIP5, temperatur, neraca energi, BM

ABSTRACT

The 1991 Pinatubo eruption had a significant impact on post-eruption global temperature anomalies which was seen from both observations and the results of the fifth phase of the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP5). In this study, we examined the temperature changes after the 1991 Pinatubo eruption with energy balance analysis focused on the Maritime Continent with the CMIP5 model output. The climate variability of the three CMIP5 models was evaluated with an observation dataset to determine the most representative model. The calculation of anomalies during the Pinatubo eruption was carried out in the selected model, by firstly eliminating the El-Nino Southern Oscillation Index (ENSO) effect. Then, the temperature changes with the surface energy balance analysis in 1989 - 1993 shows that there was a decrease in temperature that lasted 24 months until the end of the analysis period after the eruption. The strongest negative anomaly value is 0.37 °C. Based on the energy balance and radiation approach, a decrease in temperature was seen due to a negative net energy anomaly ($\Delta F_{z=0}$), which is -2.93 W.m^{-2} in one year after the eruption. The net energy is obtained from the energy balance at the surface which is the difference between net radiation and heat flux. A significant decrease of downwelling shortwave radiation ($\Delta SW_{in,sfc}$), with the anomalous mean value of -3.70 W.m^{-2} , has a major effect on the $\Delta F_{z=0}$. Further analysis showed that the decrease in $\Delta SW_{in,sfc}$ was due more to the increase in reflected shortwave radiation at the Top of Atmosphere ($\Delta SW_{out,TOA}$) rather than the effect of absorption of radiation by aerosols in the atmosphere ($\Delta SW_{in,atmos}$).

Keywords: the 1991 Pinatubo eruption, CMIP5, temperature, energy budget, Maritime Continent

1. Pendahuluan

Gunung api adalah lubang kepundan atau rekahan dalam kerak bumi tempat keluarnya cairan magma atau gas atau cairan lainnya ke permukaan bumi. Material yang dierupsikan ke permukaan bumi umumnya membentuk kerucut terpancung (Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral, 2008). Letusan gunung api merupakan suatu bencana yang memberikan dampak langsung terhadap masyarakat dan lingkungan sekitar yang bisa memicu pembentukan awan panas (*pyroclastic flow*), hujan abu, aliran lava, longsor, dan gempa bumi. Di atmosfer, dampak cepat yang bisa dirasakan adalah hujan asam, kurangnya radiasi matahari, dan dapat merusak jet pesawat sehingga berbahaya bagi penerbangan udara.

Dalam jangka yang lebih lama, letusan gunung berapi, terutama letusan besar atau *major eruption* dapat memicu anomali iklim

baik skala lokal maupun besar sehingga letusan gunung api menjadi salah satu komponen penting penyebab alami dari perubahan iklim (IPCC, 2014). Letusan besar sendiri dikategorikan sebagai letusan yang memiliki nilai VEI lebih dari atau sama dengan 4 (Langmann, 2014). Zuo *et al.* (2018) juga menyebutkan bahwa terdapat anomali *Sea Surface Temperature* (SST) di Pasifik Tropis setelah erupsi vulkanik di belahan bumi utara, selatan, maupun tropis pada milenium terakhir.

Pada 15 Juni 1991, terjadi letusan gunung berapi terbesar kedua di abad 20 yaitu letusan Gunung Pinatubo di Filipina setelah Gunung Novarupta di Semenanjung Alaska. Letusan dahsyat ini mengeluarkan lebih dari 1 mil kubik (5 kilometer kubik) material dan awan abu dari letusan ini naik 22 mil (35 kilometer) ke udara sehingga letusan tersebut memiliki VEI sebesar 6 (Newhall *et al.*, 2005). Gunung Pinatubo adalah bagian

dari gabungan rantai gunung berapi di sepanjang busur Luzon di pantai barat pulau. Busur gunung api terbentuk oleh subduksi parit Manila ke barat. Gunung berapi ini mengalami letusan besar sekitar 500, 3000, dan 5500 tahun yang lalu (Rosenberg, 2019). Kerugian dari dampak dari letusan ini sangat besar, mulai dari jatuhnya korban jiwa, hujan abu yang lebat menyebabkan kerusakan infrastruktur (rumah, fasilitas umum hingga rusaknya lahan pertanian) yang parah di wilayah yang berbatasan dengan Pinatubo (de Guzman, 2005). Barnes *et al.* (2016) menyebutkan temperatur, sirkulasi, dan presipitasi menunjukkan anomali yang kuat di belahan bumi utara maupun belahan bumi selatan pada delapan bulan setelah letusan yang disimulasikan model luaran *The fifth phase of the Coupled Model Intercomparison Project* (CMIP5) yang berkaitan dengan pola *Northern Annular Mode* (NAM) di belahan bumi utara dan *Southern Annular Mode* (SAM) di belahan bumi selatan.

CMIP5 mengembangkan serangkaian simulasi model standar untuk mengevaluasi seberapa realistis model yang menyimulasikan masa lalu, menyediakan proyeksi perubahan iklim jangka panjang dan jangka pendek, dan memahami beberapa faktor yang bertanggung jawab terhadap perbedaan dalam proyeksi model (Taylor *et al.*, 2012). *Atmospheric-ocean general circulation models* (AOGCMs) dikenal sebagai alat simulasi iklim saat ini dan proyeksi perubahan iklim di masa depan. Namun, keakuratan simulasi sangat tergantung pada ketidakpastian model, sehingga luaran AOGCMs dipelajari oleh CMIP5 untuk meningkatkan kepercayaan pengguna tentang luaran proyeksi (Siew *et al.*, 2014).

Saat ini penelitian tentang dampak letusan gunung api dalam model CMIP5 telah banyak dilakukan (Barnes *et al.*, 2016; Meyer *et al.*, 2016; Wunderlich dan Mitchell, 2017). Namun penelitian tersebut berfokus pada sudut pandang global, tidak terpusat di Indonesia. Hal ini menjadi penting dan menarik, karena secara lokasi geografis Indonesia yang berdekatan dengan Gunung Pinatubo. Selain itu, jumlah gunung vulkanik

yang masih aktif di wilayah BM masih banyak dan berpotensi untuk meletus.

Dari penjelasan tersebut, perlu dilakukan analisis dampak meteorologis dari letusan gunung berapi yang besar di BM. Dalam penelitian ini akan dikaji model CMIP5 dalam simulasi dampak dari letusan Gunung Pinatubo terhadap evolusi temperatur udara dekat permukaan beserta mekanisme penyebabnya melalui analisis neraca energi dan neraca radiasi permukaan di BM.

2. Metodologi

2.1. Lokasi dan Data

BM didefinisikan sebagai gugusan kepulauan di Samudera Pasifik bagian barat, yang terdiri dari wilayah Indonesia, dan Asia Tenggara yang terletak antara 10° LS – 10° LU dan 90° BT - 150° BT. BM mempunyai lingkungan yang unik dimana aktivitas konvektif merespons dorongan pada skala waktu dan ruang, yang hasilnya dapat memengaruhi iklim skala global (Ramage, 1968). Penelitian ini berfokus pada wilayah BM dan hanya mengkaji model luaran CMIP5 yang dipilih dalam menyimulasikan dampak letusan Pinatubo 1991 terhadap anomali parameter iklim yang berdampak langsung pada masyarakat yaitu temperatur udara dekat permukaan.

Penelitian ini menggunakan data rata-rata bulanan hasil simulasi CMIP5 *Atmospheric-Ocean General Circulation Models* (AOGCMs); data reanalisis NCEP/NCAR (NRA) *downward* dan *upward shortwave maupun longwave radiation* di permukaan dan di *Top of Atmosphere* (TOA), fluks panas laten dan sensibel di permukaan, angin, ketinggian geopotensial, temperatur udara (Kalnay, *et al.*, 1996); dan data rekonstruksi SST versi 4 (ERSST.v4) dari *Physical Science Laboratory* (PSL) dibawah *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) (Huang, *et al.*, 2014). Data simulasi bulanan AOGCMs luaran CMIP5 yang digunakan yaitu: CNRM-CM5, MPI-ESM-LR, NorESM1-M. Model ini dipilih karena pada penelitian Siew *et al.* (2014) menyebutkan tiga model tersebut adalah model yang paling realistis dalam menyimulasikan SST, salinitas dan sirkulasi

permukaan di Asia Tenggara. Model-model yang telah disebutkan di atas, masing-masing terdapat *volcanic forcing* (Bentsen *et al.* 2013; Voldoire *et al.*, 2013; Giorgetta *et al.*, 2013). *Volcanic forcing* adalah masukan model iklim yang berupa dataset aerosol sulfat saat letusan besar (Amman, *et al.*, 2003).

2.2. Metode Penelitian

Pertama, kami melakukan perbandingan data model CMIP5 dengan data observasi dengan menghitung nilai koefisien korelasi Pearson selama 1976 –2005 untuk memilih model terbaik. Kemudian, *smoothing* data 5–bulanan dilakukan selama periode analisis. Untuk meminimalisir dampak akibat variabilitas interannual, kami menghilangkan efek ENSO mengikuti prosedur dari Abdullah *et al.* (2018). Suatu variabel pada suatu waktu didefinisikan sebagai:

$$V(t) = \bar{V}_m + \Delta V(t).....(1)$$

dengan \bar{V}_m adalah rata-rata iklim dan $\Delta V(t)$ adalah variabel anomali. $\Delta V(t)$ dibedakan menjadi variabel anomali akibat ENSO dan variabel anomali non-ENSO, sehingga:

$$V(t) = \bar{V}_m + \Delta V_E(t) + \Delta V_{nE}(t).....(2)$$

dengan $\Delta V_E(t)$ adalah variabel anomali akibat ENSO dan $\Delta V_{nE}(t)$ adalah variabel anomali non-ENSO.

Variabel dengan pengaruh ENSO akan diaproksimasikan dengan:

$$\Delta V_E(t) \approx B_m E(t).....(3)$$

B_m merupakan koefisien regresi yang diperoleh dari regresi linier antara Indeks Nino 3.4 ($E(t)$) dengan variabel anomali iklim yang telah dilakukan *smoothing*. Indeks SST Nino 3.4 sendiri diperoleh dari pengurangan rata-rata daerah Nino 3.4 (5° LS – 5° LU dan 170° BB - 120° BB) dengan rata-rata iklim yang kemudian dirata-ratakan (*running mean*) 5 bulan. Variabel ini dibedakan per bulan pada periode iklim yang dipilih yaitu 1976 – 2005, yang menghasilkan 12 koefisien regresi per bulan untuk setiap variabel iklim. Sehingga

variabel anomali dengan pengaruh erupsi vulkanik dapat dianalisis dari hasil perhitungan variabel asli dikurangi rata-rata iklim dan variabel anomali non-ENSO yaitu:

$$\Delta V_{nE}(t) = V(t) - \bar{V}_m - \Delta V_E(t).....(4)$$

Langkah berikutnya yaitu analisis dampak letusan Pinatubo 1991 pada periode 1989 – 1993 dengan analisis neraca energi. Variabel neraca energi yang akan dianalisis dalam studi ini adalah *downward* dan *upward shortwave* maupun *longwave radiation*, di permukaan dan di *Top of Atmosphere* (TOA), dan fluks panas di permukaan. Persamaan-persamaan yang dipakai akan dijelaskan pada bab selanjutnya.

3. Hasil Pembahasan

3.1. Perbandingan Data Model dengan Observasi

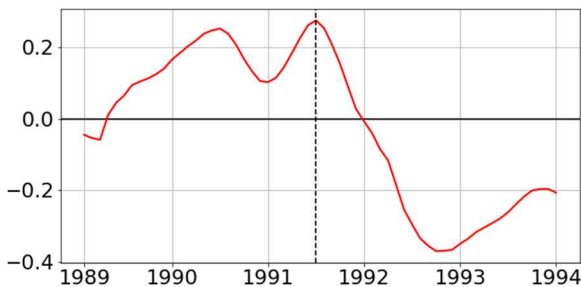
Perbandingan data model dengan data NRA dilakukan untuk mengetahui di antara tiga model yang dipilih, model mana yang paling baik mempresentasikan dampak letusan Pinatubo 1991 terhadap variabel meteorologi yang akan dianalisis. Dalam pemilihannya, dilakukan perhitungan koefisien korelasi Pearson antara data bulanan rata-rata wilayah BM model CMIP5 dengan observasi.

Pada Tabel 3.1, nilai koefisien korelasi Pearson untuk variabel utama yaitu temperatur udara dekat permukaan cukup baik pada semua model, dengan nilai tertinggi terdapat pada model MPI-ESM-LR (sel berwarna biru menunjukkan nilai koefisien korelasi paling tinggi). Variabel-variabel lain yang berkaitan dengan temperatur juga menunjukkan hubungan yang searah dan cukup kuat, kecuali variabel fluks panas, namun dengan nilai yang tidak jauh berbeda. Secara keseluruhan, MPI-ESM-LR memiliki nilai koefisien korelasi yang lebih tinggi daripada dua model lain pada beberapa variabel. Dengan pertimbangan tersebut, maka untuk analisis lanjutan mengenai dampak letusan Pinatubo 1991 di wilayah BM, data model yang digunakan adalah luaran MPI-ESM-LR.

Tabel 3.1. Koefisien korelasi pearson antara NRA dan luaran model CNRM-CM5, MPI-ESM-LR, NorESM1-M

No	Variabel	Model		
		CNRM-CM5	MPI-ESM-LR	NorESM1-M
1	<i>Near Surface Air Temperature</i>	0.59	0.68	0.54
2	<i>Surface Downward Shortwave Radiation</i>	0.65	0.79	0.59
3	<i>Surface Upward Shortwave Radiation</i>	0.45	0.67	0.40
4	<i>Surface Downward Longwave Radiation</i>	0.34	0.47	0.40
5	<i>Surface Upward Longwave Radiation</i>	0.73	0.78	0.66
6	<i>Surface Latent Heat Flux</i>	0.58	0.50	0.54
7	<i>Surface Sensible Heat Flux</i>	0.03	-0.08	-0.16
8	<i>TOA Incident Shortwave Radiation</i>	0.96	0.98	0.95
9	<i>TOA Upward Shortwave Radiation</i>	0.38	0.49	0.43
10	<i>TOA Outgoing Longwave Radiation</i>	0.22	0.31	0.28

3.2. Dampak Letusan Pinatubo 1991 terhadap Evolusi Temperatur di BM



Gambar 3.1. Deret waktu rata-rata anomali temperatur udara dekat permukaan di wilayah BM tahun 1989 – 1993, garis hitam putus-putus menunjukkan bulan terjadinya erupsi.

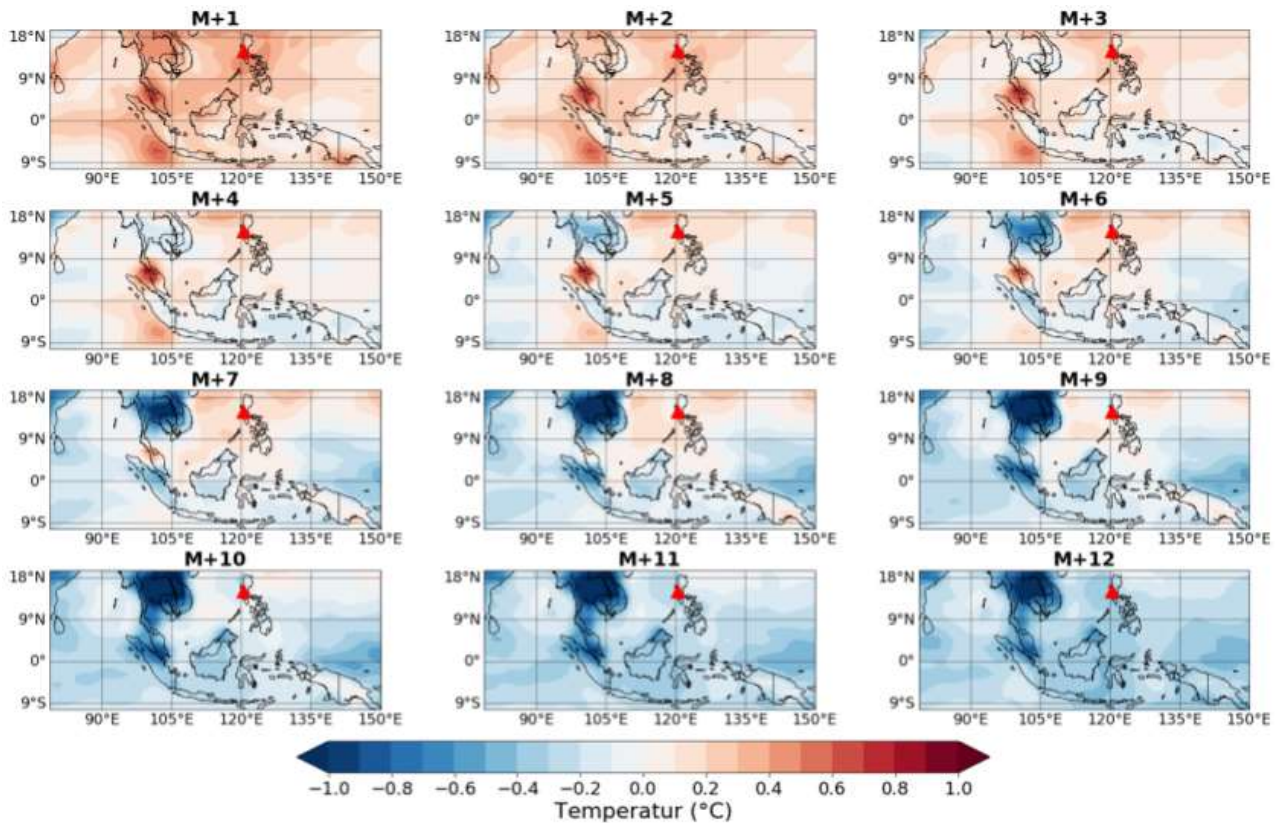
Deret waktu rata-rata anomali temperatur udara pada Gambar 3.1 menunjukkan anomali temperatur negatif pada bulan-bulan pasca letusan dimulai pada Januari 1992 dengan nilai terkuat anomali negatif pada bulan Agustus 1992 yang mencapai $0,37\text{ }^{\circ}\text{C}$ dan bertahan selama tiga bulan. Anomali temperatur masih bernilai negatif sampai akhir tahun 1993. Nilai ini mendekati hasil penelitian Meyer *et al.* (2016), yang menyebutkan temperatur dekat permukaan hasil observasi mengalami penurunan berkisar $0,35\text{ }^{\circ}\text{C}$ di sepanjang tropis ($20^{\circ}\text{ N} - 20^{\circ}\text{ S}$) pada pertengahan 1992. Perubahan temperatur udara dekat permukaan secara spasial dapat dilihat pada

Gambar 3.2. Pada bulan pertama setelah letusan (selanjutnya dinotasi sebagai M+1), anomali temperatur masih bernilai positif dengan daerah bagian barat BM lebih hangat dari pada wilayah sekitarnya. Pada M+2 terlihat adanya pendinginan terutama di Papua, Laut Banda, dan sebagian Kalimantan. Pada bulan-bulan berikutnya, anomali negatif temperatur mulai merata, kecuali di bagian barat BM terutama di wilayah antara Thailand dan Malaysia sampai M+7. Nilai anomali negatif terus membesar dan merata di seluruh wilayah BM dengan nilai terbesar anomali mencapai $0,8 - 0,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ di wilayah antara Malaysia dan Sumatra pada M+9 s/d M+12.

Untuk menganalisis lebih lanjut laju penurunan temperatur dekat permukaan, maka digunakan pendekatan termodinamika seperti pada Persamaan 5.

$$\frac{dT}{dt} = -\frac{1}{\rho C_p} \frac{dF}{dz} = \frac{1}{\rho C_p} \frac{F_{z=0}}{\Delta z} \dots \dots \dots (5)$$

dimana laju pemanasan ($\frac{dT}{dt}$) di permukaan ditentukan dari selisih atau fluks energi neto di permukaan ($F_{z=0}$), z merupakan ketinggian lapisan dari permukaan, ρ adalah massa jenis udara, dan C_p adalah kapasitas panas udara pada tekanan konstan p (Webster dan Fasullo, 2003).



Gambar 3.2. Anomali temperatur di wilayah BM secara spasial satu tahun setelah letusan (Juli 1991 – Juni 1992). M merupakan bulan letusan dan segitiga merah menunjukkan posisi Gunung Pinatubo.

Adanya penurunan temperatur menunjukkan adanya energi yang hilang pada kesetimbangan energi di permukaan atau $\Delta F_{z=0}$ bernilai negatif. Terdapat dua variabel utama penentu energi neto, yaitu radiasi neto (I_{net}) dan fluks panas (H_f) sesuai dengan persamaan 6.

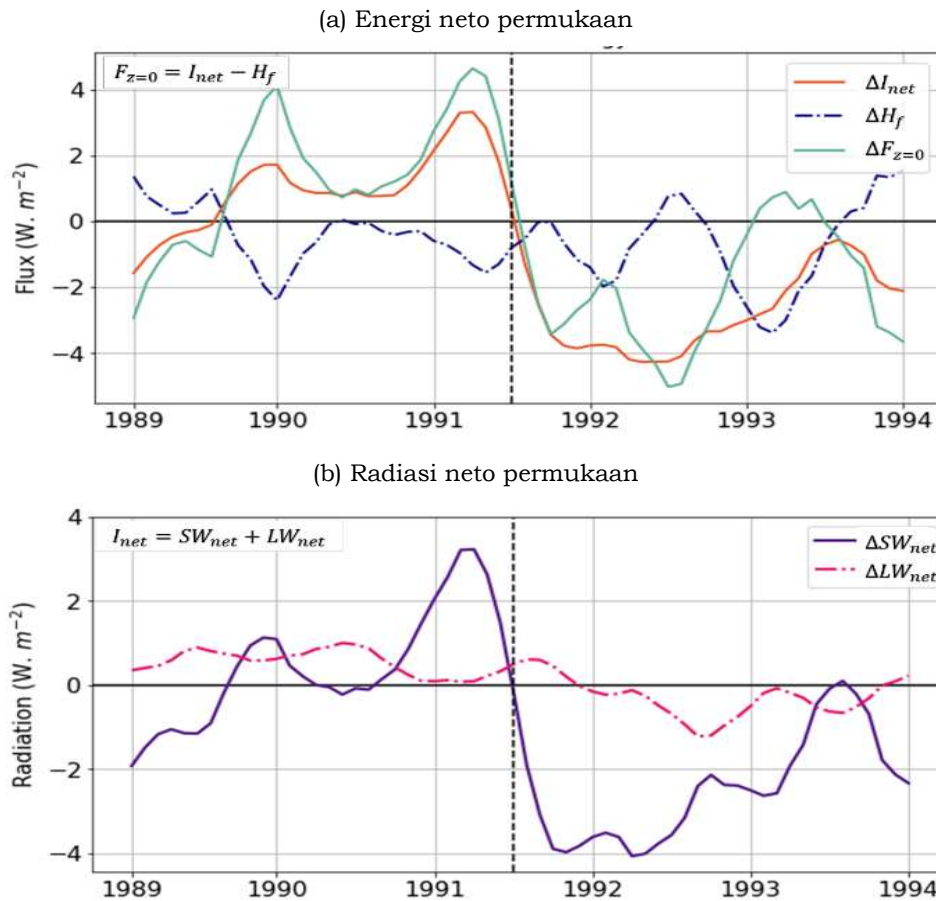
$$F_{z=0} = I_{net} - H_f \dots \dots \dots (6)$$

H_f merupakan total panas sensibel dan panas laten. Pada Gambar 3.3(a), terlihat adanya anomali penurunan energi neto di permukaan setelah letusan ($\Delta F_{z=0} < 0$). Di

antara dua variabel penentu nilai $F_{z=0}$, variabel yang berkontribusi paling besar yaitu penurunan radiasi neto (I_{net}). I_{net} merupakan radiasi neto yang diperoleh dari neraca radiasi hasil selisih longwave radiation dan shortwave radiation (SW_{net} dan LW_{net}) di permukaan, hal ini ditunjukkan oleh Stull (1988) pada persamaan 7 dan 8.

$$I_{net} = SW_{net} + LW_{net} \dots \dots \dots (7)$$

$$I_{net} = (SW_{in,sfc} - SW_{out,sfc}) + (LW_{in,sfc} - LW_{out,sfc}) \dots \dots \dots (8)$$



Gambar 3.3. Deret waktu anomali dari persamaan neraca energi meliputi (a) *net energy* ($\Delta F_{z=0}$), *net radiation* (ΔI_{net}), dan fluks panas (ΔH_f) dan (b) *surface net shortwave* (ΔSW_{net}) dan *net longwave* (ΔLW_{net}) radiation di wilayah BM tahun 1989 - 1993, garis hitam putus-putus merupakan bulan terjadinya erupsi.

Pada Gambar 3.3(b), dapat dilihat kedua variabel yang menentukan nilai I_{net} . Terlihat bahwa nilai negatif ΔSW_{net} berkontribusi besar terhadap perubahan I_{net} dibandingkan dengan nilai ΔLW_{net} setelah terjadinya letusan.

Untuk mengetahui lebih jelas proses fisis yang berperan terhadap penurunan temperatur setelah letusan, kami melakukan analisis neraca energi dan neraca radiasi dengan merata-ratakan nilai variabel selama satu tahun pasca letusan. Hasilnya pada Gambar 3.4(a), rata-rata $\Delta F_{z=0}$ mencapai $-2,93 \text{ W.m}^{-2}$, dengan nilai yang mendominasi anomalnya adalah ΔSW_{net} . Nilai ΔSW_{net} yaitu $-3,57 \text{ W.m}^{-2}$, ΔSW_{net} sendiri diperoleh dari selisih antara *downwelling* ($SW_{in,sfc}$) dan *upwelling* ($SW_{out,sfc}$) *shortwave radiation* di permukaan seperti pada persamaan 8. Nilai negatif ΔSW_{net} didominasi oleh nilai $\Delta SW_{in,sfc}$

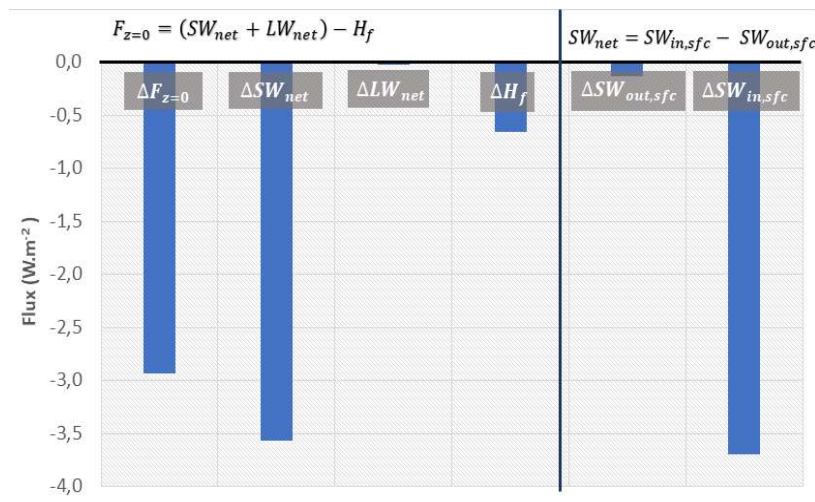
yang mencapai $-3,70 \text{ W.m}^{-2}$, hal ini menunjukkan anomali $SW_{in,sfc}$ berperan besar terhadap anomali SW_{net} . Nilai ini yang kemudian mempengaruhi nilai fluks energi neto dan mengakibatkan penurunan suhu.

Untuk menganalisis penyebab penurunan SW_{in} di permukaan, kita dapat mendekomposisi dari kesetimbangan sinar radiasi yang masuk di TOA:

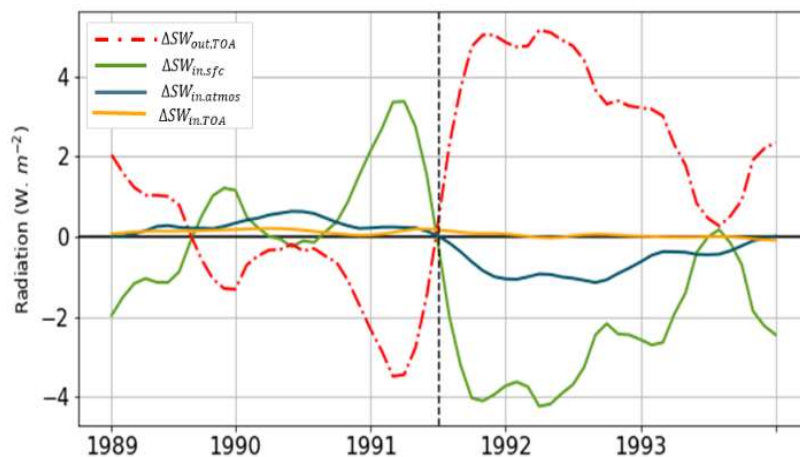
$$SW_{in,TOA} = SW_{in,atmos} + SW_{in,sfc} + SW_{out,TOA} \quad (9)$$

$SW_{in,TOA}$ merupakan shortwave radiation total yang berasal dari matahari yang merupakan fungsi dari penjumlahan antara $SW_{in,sfc}$, $SW_{in,atmos}$ (SW yang diserap oleh atmosfer), dan $SW_{out,TOA}$ (akumulasi gelombang pendek yang dipantulkan baik dari permukaan maupun atmosfer yang terukur di puncak atmosfer).

(a) Energi neto permukaan



(b) Shortwave radiation

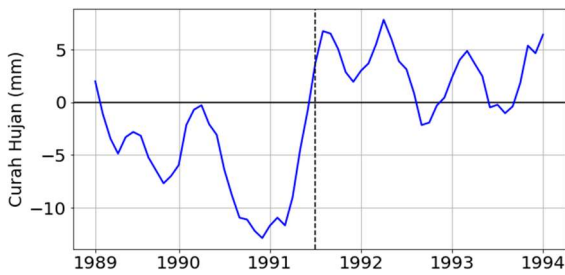


Gambar 3.4. (a) Diagram batang rata-rata anomali dari persamaan neraca energi selama satu tahun setelah letusan dan; (b) Deret waktu anomali *incoming solar radiation at TOA* ($SW_{in,TOA}$), *surface downward SW* ($\Delta SW_{in,sfc}$), *absorbed SW by atmosphere* ($\Delta SW_{in,atmos}$), dan *reflected SW at TOA* ($\Delta SW_{out,TOA}$) di wilayah BM tahun 1989 – 1993, garis hitam putus-putus merupakan bulan terjadinya erupsi.

Pada Gambar 3.4(b), peningkatan terjadi pada *reflected SW at TOA* ($\Delta SW_{out,TOA}$) yang sangat kuat. Sebagaimana yang disebutkan Goosse (2010) bahwa radiasi matahari yang melewati atmosfer bumi sebagian ada yang diteruskan, dipantulkan, diserap dan dihamburkan. Peningkatan $\Delta SW_{out,TOA}$ menunjukkan radiasi yang biasanya diserap dan diteruskan oleh atmosfer, lebih banyak dipantulkan kembali setelah terjadinya letusan. Sehingga nilai radiasi yang mengarah ke bawah mengalami anomali negatif. Radiasi yang mengarah ke bawah ini terdiri dari *absorbed SW by*

atmosphere ($SW_{in,atmos}$) dan $SW_{in,sfc}$ dimana dua variabel ini sama-sama turun nilainya setelah letusan, meskipun penurunan $\Delta SW_{in,atmos}$ tidak sebesar $\Delta SW_{in,sfc}$. Hal ini juga menunjukkan bahwa adanya anomali $\Delta SW_{in,sfc}$ ini disebabkan oleh peningkatan $\Delta SW_{out,TOA}$ bukan karena adanya peningkatan di $\Delta SW_{in,atmos}$. Sedangkan, anomali dari sinar matahari yang masuk atau $\Delta SW_{in,TOA}$ cenderung sangat kecil, sehingga perubahan nilai dari $SW_{in,TOA}$ tidak terlalu berpengaruh pada variabel radiasi gelombang pendek yang lain.

3.3. Diskusi



Gambar 3.5. Deret waktu anomali curah hujan bulanan di wilayah BM tahun 1989 – 1993. Garis putus-putus merupakan bulan terjadinya erupsi.

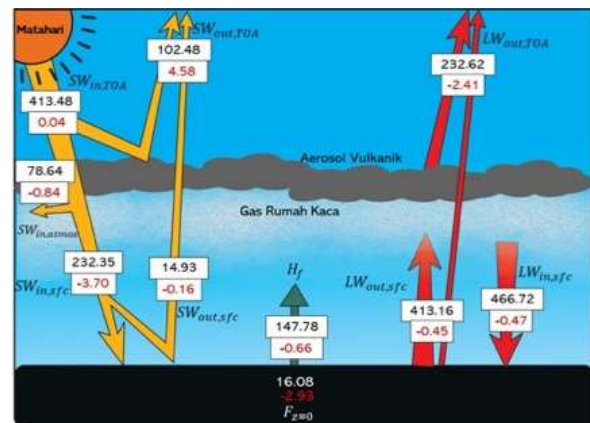
Nilai anomali rata-rata wilayah BM pasca letusan dengan nilai terkuat $0,37\text{ }^{\circ}\text{C}$ dan nilai wilayah terkuat mencapai $0,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ ini cukup signifikan, mengingat penurunan temperatur dapat memicu fenomena meteorologi lain misalnya perubahan sirkulasi. Hal ini seperti yang disebutkan oleh Barnes *et al.* (2016) bahwa terjadi anomali angin zonal dan sirkulasi di belahan bumi utara maupun selatan pada hasil luaran model CMIP5.

Jika kita lihat lebih detail evolusi temperatur rata-rata, terdapat anomali positif pada bulan-bulan sebelum letusan. Hal ini dimungkinkan adanya variabilitas-variabilitas lain (selain aerosol vulkanik dan ENSO) yang memengaruhi terjadinya peningkatan temperatur, namun penelitian ini tidak berfokus pada pembahasan tersebut.

Bulan-bulan dengan peningkatan $\Delta SW_{out,TOA}$ terbesar selaras dengan bulan-bulan dengan tingkat ketebalan aerosol tertinggi pada hasil penelitian Aquila *et al.* (2012). Hasil dari penelitian tersebut menunjukkan puncak *Aerosol Optical Thickness* (AOT) yaitu pada bulan Agustus – Oktober di sekitar ekuator yang kemudian menyebar ke belahan bumi utara maupun selatan. Nilai AOT masih cukup tinggi sampai bulan April 1992. Hal ini juga menunjukkan bahwa periode dampak letusan model MPI-ESM-LR konsisten dengan pola sebaran aerosol dari Aquila *et al.* (2012), meskipun plot sebaran aerosol merupakan rata-rata zonal, sehingga perlu dikaji lebih lanjut mengenai pola angin di wilayah BM.

Di sisi lain, kami membuat analisis tambahan dengan variabel curah hujan. Anomali presipitasi menunjukkan anomali positif setelah letusan yang diperlihatkan deret waktu anomali pada Gambar 3.5. Hal ini tidak sesuai dengan hasil penelitian Liu *et al.* (2016) yang menyebutkan bahwa presipitasi cenderung turun setelah adanya letusan gunung api, terutama letusan di dekat ekuator yang memengaruhi penurunan presipitasi global baik di belahan bumi utara maupun di belahan bumi selatan.

Hasil dari penelitian Meyer *et al.* (2016) juga menunjukkan terdapat anomali penurunan presipitasi di sepanjang tropis ($20^{\circ}\text{N} - 20^{\circ}\text{S}$) setelah letusan Pinatubo 1991 berdasarkan data observasi dan model CMIP5, termasuk model MPI-ESM-LR. Hal ini menunjukkan bahwa anomali kenaikan presipitasi mungkin hanya terjadi secara regional di rata-rata wilayah BM, namun analisis lebih lanjut anomali presipitasi di wilayah BM di luar cakupan penelitian ini.



Gambar 3.6. Skema neraca energi dan nilai (rata-rata dan anomali (tulisan merah), $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) masing-masing variabel selama satu tahun setelah letusan Pinatubo 1991 di wilayah BM.

4. Kesimpulan

Penelitian ini mengkaji perubahan temperatur di BM akibat letusan Pinatubo 1991. Dengan terlebih dahulu menghilangkan efek variasi *interannual* ENSO, anomali negatif temperatur dekat permukaan di wilayah BM terlihat dengan jelas dan berlangsung selama 24 bulan sampai akhir periode analisis setelah letusan terjadi.

Anomali negatif terkuat terjadi pada 14 bulan setelah letusan dengan nilai 0,37 °C.

Penyebab pendinginan ini dianalisis dengan neraca energi dan radiasi. Rangkuman proses fisis penurunan temperatur dapat dilihat pada Gambar 3.6. Berdasarkan pendekatan neraca energi dan radiasi, penurunan temperatur terlihat akibat energi neto ($\Delta F_{z=0}$) bernilai negatif, yang rata-rata anomali selama satu tahun setelah letusan mencapai $-2,93 \text{ W.m}^{-2}$. Penurunan yang signifikan dari *downwelling shortwave radiation* ($\Delta SW_{in,sfc}$), dengan nilai rata-rata anomali mencapai $-3,70 \text{ W.m}^{-2}$, berpengaruh besar pada nilai $F_{z=0}$. Penurunan $\Delta SW_{in,sfc}$ ini disebabkan oleh tingginya *reflected shortwave radiation at TOA* ($\Delta SW_{out,TOA}$).

Saran

Penelitian ini hanya menggunakan satu model CMIP5. Analisis lebih lanjut dapat dilakukan dengan menggunakan banyak model untuk analisis *ensemble* dan ketidakpastian. Penggunaan data observasi langsung juga dapat berguna untuk mengevaluasi respon model CMIP5 khusus saat letusan. Kemudian perlu mempertimbangkan faktor-faktor lain selain ENSO yang berpotensi memengaruhi anomali untuk dapat mengetahui lebih jelas bagaimana dampak letusan Pinatubo 1991 di wilayah BM.

Selain itu, penelitian selanjutnya perlu mengkaji dampak regional peningkatan presipitasi di wilayah BM setelah letusan Pinatubo 1991, yang berbeda dengan penelitian sebelumnya (Liu *et al.* (2016) dan Meyer (2016)), yang mengkaji presipitasi secara global/rata-rata tropis.

Ucapan Terimakasih

Penulis mengucapkan terima kasih kepada lembaga yang menyediakan data, *World Climate Research Programme's Working Group on Coupled Modelling*, yang bertanggung jawab atas CMIP dan kelompok pemodelan iklim yang menghasilkan dan menyediakan luaran model (dalam Tabel 1). NCEP/NCAR Reanalysis (NRA) dan ERSST.v4 yang disediakan oleh NOAA/OAR/ESRL PSL, Boulder, Colorado,

USA, dengan alamat <https://psl.noaa.gov/>. Kegiatan penelitian untuk penulis kedua dan ketiga didanai oleh Program Penelitian, Pengabdian kepada Masyarakat dan Inovasi (P3MI) Institut Teknologi Bandung.

Akronim Dan Abreviasi

AOGCMs	<i>Atmospheric-ocean general circulation models</i>
BM	Benua Maritim
CMIP5	<i>The fifth phase of the Coupled Model Intercomparison Project</i>
CNRM-CM5	Salah satu luaran model dari <i>Centre National de Recherches Me'te'orologiques Global Climate Model</i>
ENSO	<i>El-Nino Southern Oscillation</i>
MPI-ESM-LR	<i>Max-Planck Institute Earth System Model Low Resolution</i>
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
NorESM1-M	Salah satu luaran dari <i>Norwegian Earth System Model</i>
NRA	data reanalisis NCEP/NCAR
PSL	<i>Pyshical Science Laboratory</i>
SST	<i>Sea Surface Temperature</i>
VEI	<i>Volcanic Explocivity Index</i>

Rujukan

- Abdillah, M. R., Kanno, Y., & Iwasaki, T. (2018). Tropical–Extratropical interactions associated with East Asian cold air outbreaks. Part II: Intraseasonal Variation. *Journal of Climate*, 31(2), 473-490. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0147.1>
- Aquila, V., L. D. Oman, R. S. Stolarski, P. R. Colarco, & P. A. Newman. (2012). Dispersion of the volcanic sulfate cloud from a Mount Pinatubo–like eruption. *Journal of Geophysical Research*, 117, D06216. <https://doi.org/10.1029/2011JD016968>
- Barnes, E. A., Solomon, S., & Polvani, L. M. (2016). Robust wind and precipitation responses to the Mount Pinatubo eruption as simulated in CMIP5 Models. *Journal of Climate*, 29(13), 4763 – 4778. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0658.1>

- Bentsen, M., Bethke, I., Debernard, J. B., Iversen, T., Kirkevåg, A., Seland, Ø., Drange, H., Roelandt, C., Seierstad, I. A., Hoose, C., and Kristjánsson, J. E. (2013). The Norwegian Earth System Model, NorESM1-M – Part 1: Description and basic evaluation of the physical climate. *Geosci. Model Dev.*, 6(3), 687-720. <https://doi.org/10.5194/gmd-12-343-2019>
- Giorgetta, M. A., Jungclaus, J., Reick, C. H., Legutke, S., Bader, J., Böttinger, M., Brovkin, V., Crueger, T., Esch, M., Fieg, K., Glushak, K., Gayler, V., Haak, H., Hollweg, H. D., Ilyina, T., Kinne, S., Kornblueh, L., Matei, D., Mauritsen, T., ... & Stevens, B. (2013). Climate and carbon cycle changes from 1850 to 2100 in MPI - ESM simulations for the Coupled Model Intercomparison Project phase 5. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 5(3), 572-597. <https://doi.org/10.1002/jame.20038>
- Goosse, H., Barriat, P. Y., Lefebvre, W., Loutre, M. F., & Zuns, V. (2010). Université Catholique de Louvain. Introduction to climate dynamics and climate modeling, <http://www.climate.be/textbook>
- de Guzman, E. M. (2005). Eruption of Mount Pinatubo in the Philippines in June 1991. Asian Disaster Reduction Center. https://www.adrc.asia/publications/recovery_reports/Pinatubo.pdf
- Huang, B., Banzon, V.F., Lawrimore, J. Liu, W., Peterson, T. C., Smith, T. M., Thorne, P. W., Woodruff, S. D., Zhang, H. M. (2014). Extended reconstructed sea surface temperature version 4 (ERSST.v4): Part I. Upgrades and intercomparisons. *Journal of Climate*, 28(3), 911-930. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00006.1>
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). (2014). Climate Change 2014: Mitigation of Climate Change. Contribution of Working Group III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K. C., Ropelewski, C., Wang, J., Leetmaa, A., ... & Joseph, D. (1996). The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(3), 437-472. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1996\)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2)
- Kementrian Energi dan Sumber Daya Mineral. (2008). Pengenalan Gunung Api, https://www.esdm.go.id/assets/media/content/Pengenalan_Gunung_Api.pdf
- Langmann, B. (2014). On the role of climate forcing by volcanic sulphate and volcanic ash. *Advance in Meteorology*, 2014(5). <https://doi.org/10.1155/2014/340123>
- Liu, F., Chai, J., Wang, B., Liu, J., Zhang, X., & Wang, Z. (2016). Global monsoon precipitation responses to large volcanic eruptions. *Sci Rep*, 6. <https://doi.org/10.1038/srep24331>
- Meyer, A., Folini, D., Lohmann, U., & Peter, T. (2016). Tropical temperature and precipitation responses to large volcanic eruptions: Observations and AMIP5 simulations. *Journal of Climate*, 29(4), 1325-1338. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0034.1>
- Newhall, C. G., Hendley, J. W., & Stauffer, P. H. (2005). The cataclysmic 1991 eruption of Mount Pinatubo, Philippines. U.S. Geological Survey Facts Sheet 113-97. <https://pubs.usgs.gov/fs/1997/fs113-97/>
- Rosenberg, M. (2019). The Mount Pinatubo eruption in the Philippines <https://www.thoughtco.com/mount-pinatubo-eruption-1434951>

- Siew, J. H., Tangang, F. T. & Juneng, L. (2014). Evaluation of CMIP5 coupled Atmosphere-Ocean General Circulation Models over the Southeast Asian winter monsoon in the 20th Century. AIP Conference Proceeding, 1614, 677-683. <https://doi.org/10.1063/1.4895283>
- Stull, R. B. (1988.) An Introduction Boundary Layer Meteorology. Springer. <https://doi.org/10.1007/978-94-009-3027-8>
- Taylor, K. E., Stouffer, R. J., & Meehl, G. A. (2012). An overview of CMIP5 and the experiment design. B. Am. Meteorol. Soc., 93(4), 485–498. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1>
- Voltaire, A., Sanchez-Gomez, E., Salas y Mélia, D., Decharme, B., Cassou, C., Sénési, S., Valcke, S., Beau, I., Alias, A., Chevallier, M., Déqué, M., Deshayes, J., Douville, H., Fernandez, E., Madec, G., Maisonnave, E., Moine, M.-P., Planton, S., Saint-Martin, D., ... & Chauvin, F. (2013). The CNRM-CM5.1 global climate model: description and basic evaluation. *Clim Dyn*, 40, 2091–2121. <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1259-y>
- Webster, P. J., & Fasullo, J. (2003). Monsoon: Dynamical Theory. In J. R. Holton (Ed.), *Encyclopedia of Atmospheric Sciences* (pp. 1370 – 1386). Academic Press. <https://doi.org/10.1016/B0-12-227090-8/00236-0>
- Wunderlich, F., & Mitchel, D. M. (2017). Revisiting the observed surface climate response to large volcanic eruptions. *Atmos. Chem. Phys.*, 17(1), 485–499. <https://doi.org/10.5194/acp-17-485-2017>
- Zuo, M., Man, W., Zhou, T., & Guo, Z. (2018). Different Impacts of Northern, Tropical, and Southern Volcanic Eruptions on the Tropical Pacific SST in the Last Millennium. *Journal of Climate*, 31(17), 6729 – 6744. <https://doi.org/10.5194/acp-17-485-20>