

Karakteristik Temperatur Virtual pada Kejadian Hujan di Kototabang

Ina Juani

Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer - LAPAN

inajuani@yahoo.com

ABSTRACT. *This research accommodate the virtual temperature which evaluated from RASS sound speed as an indicator of rain events at Kototabang. The goal is to find the value and the characteristic of T_v deviation especially at the rain event. The data used are T_v data from RASS and rain data from AWS on November-December 2005. The T_v data covers vertical profil from the surface (1500 m) to 10200 m with 2 or 3 minutes of space resolution and 150 m of vertical space resolution. The results show that thermodynamic processes at Kototabang are very active, marked by positive or negative deviation on rain as well as on dry events. Determination of deviation showed that the highest positive deviation is 25,9 (on December 4th (2005) and the highest negative deviation is 30,1 (on December 2th (2005) which are occurs in between 1500 m to 6000 m. From the analysis of virtual temperature deviation and rain relationship, have been obtained five characters. The rain is flanked by two positive deviations as the first character. In the second character, the rain preceded by a positive deviation. The third character is marked by positive deviation throughout the day but rain only for a moment (in small intensity). The fourth character, the deviation spreading to above layers. The fifth character, the rain preceded by a negative deviation.*

Keywords : *virtual temperature, deviation, rain, thermodynamics, character*

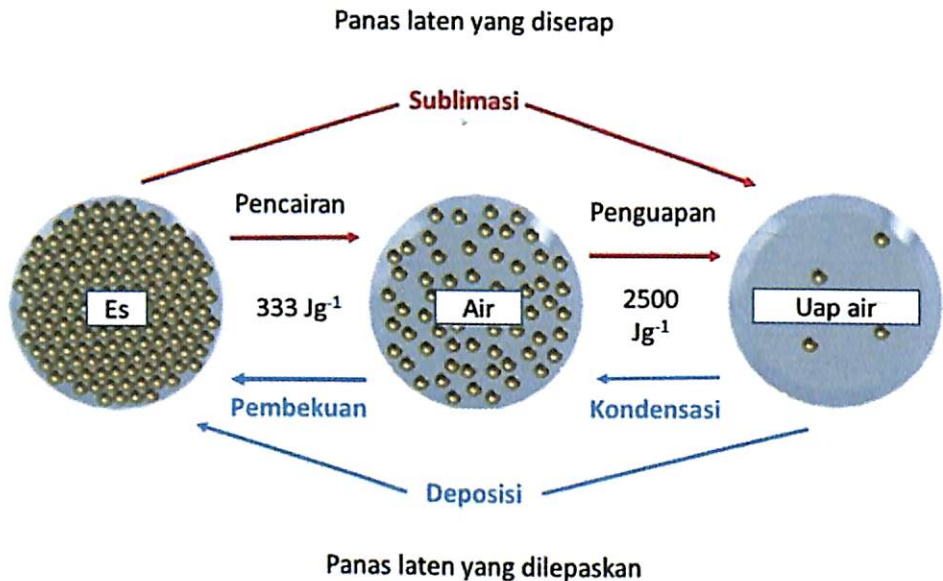
ABSTRAK. Pada penelitian ini, temperatur virtual yang dihitung dari kecepatan suara hasil pengamatan RASS dijadikan sebagai indikator kejadian hujan di Kototabang. Tujuannya untuk mendapatkan nilai dan karakteristik σ terutama pada saat kejadian hujan. Data yang digunakan adalah data T_v dari RASS serta data hujan dari AWS pada November-Desember 2005. Data T_v meliputi permukaan (1500 m) sampai ketinggian 10200 m dengan resolusi waktu 2 sampai 3 menit dan resolusi ruang ketinggian 150 m. Hasilnya menunjukkan bahwa proses termodinamika di atmosfer Kototabang sangat aktif, ditandai dengan nilai σ positif atau negatif, baik pada kejadian hujan maupun tidak ada hujan. Penentuan σ pada seluruh periode pengamatan menghasilkan σ positif tertinggi mencapai 25,9 (4 Desember 2005) dan σ negatif tertinggi 30,1 (pada 2 Desember 2005) yang terjadi pada lapisan 1500 m sampai 6000 m. Dari analisis keterkaitan σ temperatur virtual dengan hujan, ditemukan lima karakter. Karakter pertama, hujan diawali dan diakhiri oleh σ positif. Karakter kedua, hujan diawali σ positif. Karakter ketiga, σ positif sepanjang hari tetapi hujan hanya sesaat (intensitas kecil). Karakter keempat, hujan disertai σ sampai lapisan atas. Karakter kelima, hujan diawali dengan σ negatif.

Kata kunci : temperatur virtual, deviasi, hujan, termodinamika, karakter

1. PENDAHULUAN

Temperatur virtual adalah temperatur udara kering yang mempunyai kerapatan yang sama seperti kerapatan udara lembap pada tekanan yang sama. Temperatur virtual merupakan unsur penting dalam penelitian atmosfer. Ogura dan Takahashi (1971) serta Juaeni (1995, 1996) dalam simulasi awan konveksi dengan metode numerik menunjukkan bahwa temperatur virtual menjadi unsur penting dalam pemodelan awan konveksi termal. Bersama dengan faktor dinamika menjadi penentu perkembangan tetes-tetes air atau awan yang sudah terbentuk. Juaeni (1995, 1996) mengadopsi model yang dikembangkan Ogura dan Takahashi (1971). Doswell (1994) menunjukkan bahwa temperatur virtual sangat penting dalam mempelajari potensi energi konveksi (*Convective Available Potential Energy/CAPE*) yaitu jumlah energi yang memungkinkan terjadinya pengangkatan massa udara ke lapisan atmosfer atas. Kesalahan yang diakibatkan oleh pengabaian koreksi temperatur virtual pada perhitungan CAPE akan sangat berpengaruh. Semakin kecil CAPE, koreksi temperatur virtual semakin diperlukan. Kecenderungan CAPE dikaji ulang karena ada indikasi bahwa CAPE di tropis menunjukkan perubahan (Gettelman dkk., 2002). Perubahan CAPE akan berpengaruh pada hasil simulasi model prediksi (Gettelman dkk., 2002; Donner and Vaugahn, 2003; Holley dkk., 2014). Sementara itu dalam penelitian Dhaka dkk. (2010) menunjukkan bahwa terjadi peningkatan nilai CAPE di atmosfer Delhi. Peningkatan aktivitas konveksi di troposfer ini mendorong terjadinya pendinginan di tropopause. Juaeni (1995) menunjukkan bahwa drag force sebagai fungsi dari temperatur virtual berpengaruh pada kecepatan vertikal massa konveksi yang selanjutnya berpengaruh pada *mixing ratio* tetes air/tetes awan. Temperatur virtual sangat menentukan proses identifikasi intensitas siklon tropis pada tahap awal pembentukan badai konvektif. Indeks potensi (V_{pot}) yang merupakan fungsi dari temperatur, tekanan, kelembapan spesifik dan temperatur virtual digunakan untuk mengamati perkembangan siklon tropis pada beberapa skala ruang dan beberapa model. Pengaruh V_{pot} pada perkembangan siklon berbeda-beda untuk setiap model (Camargo dkk., 2007).

Kajian literatur di atas menunjukkan bahwa pada penelitian-penelitian proses konveksi dan sejenisnya, memerlukan pengetahuan temperatur virtual yang baik dengan akurasi tinggi. Pada penelitian ini temperatur virtual dijadikan sebagai indikator proses termodinamika yang menandai proses pertumbuhan awan dan hujan. Tujuannya untuk mendapatkan hubungan deviasi temperatur virtual dengan kejadian hujan. Deviasi adalah simpangan dari nilai rata-rata. Secara meteorologis, jika ada σ berarti ada suatu proses yang tidak biasa. Dalam hal temperatur virtual, jika σ positif atau temperatur virtual lebih besar dari biasanya menunjukkan adanya proses pelepasan energi panas. Sebaliknya, σ negatif menunjukkan ada proses pengurangan energi panas. Untuk selanjutnya temperatur virtual dan deviasi temperatur virtual akan ditulis sebagai T_v dan σT_v . Gambar 1 memperlihatkan ilustrasi proses termodinamika di atmosfer, yang menunjukkan bahwa penyerapan panas berkaitan dengan evaporasi sedangkan pelepasan panas berkaitan dengan kondensasi.



Gambar 1 Proses termodinamika atmosfer (digambar ulang dari <http://www.comet.ucar.edu/>)

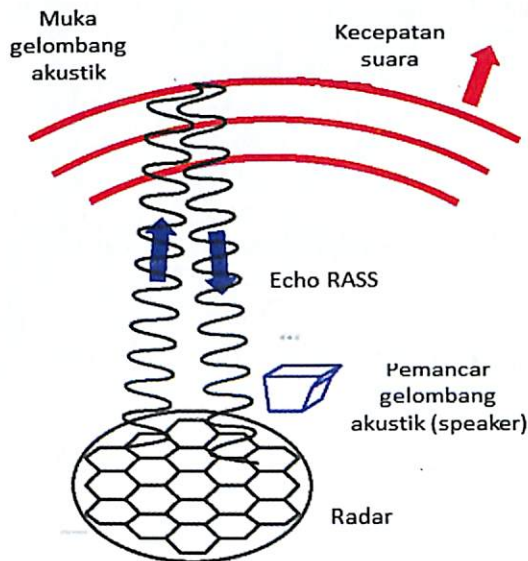
2. METODE PENELITIAN

Radio Acoustic Sounding System (RASS) telah dikembangkan sebagai radar dengan teknik remote-sensing untuk mengukur profil temperatur atmosfer. Prinsip dasar dari RASS diperlihatkan pada Gambar 2. Sistem transmisi akustiknya dioperasikan bersama radar angin. Dalam penelitian ini, digunakan data RASS yang dioperasikan dengan *Equatorial Atmosphere Radar* (EAR) di Kototabang (Sumatera Barat). Suara dengan kekuatan besar diemisikan ke angkasa, sehingga diperoleh variasi indeks refraktif. Resultan gelombang radio yang disebarkan diterima oleh EAR. Sistem ini mengadopsi sistem yang dikembangkan oleh RISH-Kyoto University seperti diuraikan dalam Tsuda dkk. (1989) dan Alexander dan Tsuda (2008). Kecepatan suara ditentukan dari pergeseran frekuensi Doppler dari echo RASS. Temperatur atmosfer dapat ditentukan dengan persamaan kecepatan suara yang sebanding dengan kuadrat temperatur atmosfer. Hubungan kecepatan akustik (c_s dalam m/det) dengan temperatur virtual (T_v dalam K) diperlihatkan pada persamaan 1).

$$c_s = K_d \sqrt{T_v} \text{ (Matuura dkk., 1986)} \quad (1)$$

dengan K_d adalah konstanta ($K_d=20,047$)

Proses konversi data kecepatan suara menjadi data temperatur virtual tidak dilakukan dalam penelitian ini, tetapi digunakan data temperatur virtual yang sudah tersedia. Data yang digunakan adalah data T_v dari data RASS pada November-Desember 2005 serta data hujan pada periode waktu yang sama dengan data RASS.



Gambar 2 Prinsip kerja RASS (Matuura dkk., 1986)

Data Tv meliputi permukaan (1500 m) sampai ketinggian 10200 m dengan resolusi waktu 2 sampai 3 menit dan resolusi ruang ketinggian 150 m. Untuk mencapai tujuan penelitian dilakukan dua tahap analisis. Analisis pertama dilakukan untuk nilai dan karakter σ_{Tv} rata-rata, baik pada hari hujan maupun hari kering (tanpa hujan). Analisis kedua dilakukan untuk karakter σ harian pada hari hujan. Pada tahap ini dibahas lebih rinci keterkaitan hujan dengan σ temperatur virtual dengan menganalisis σ temperatur menjelang, pada saat dan setelah kejadian hujan dengan selang berbeda-beda tergantung waktu dan intensitas hujan yang terjadi. Untuk intensitas yang tinggi tetapi singkat, selang maksimum satu jam sedangkan untuk intensitas rendah tetapi lama selangnya dibatasi maksimum dua jam sebelum dan dua jam sesudah kejadian hujan. Pengambilan rentang dua jam ini berdasarkan karakter fisik dari awan-awan Cumulus sampai awan Cumulonimbus yang memerlukan waktu dalam hitungan menit sampai beberapa jam untuk melalui proses pembentukan, pertumbuhan awan sampai menghasilkan hujan. Di wilayah tropis waktu yang dibutuhkan lebih singkat dibandingkan di lintang menengah.

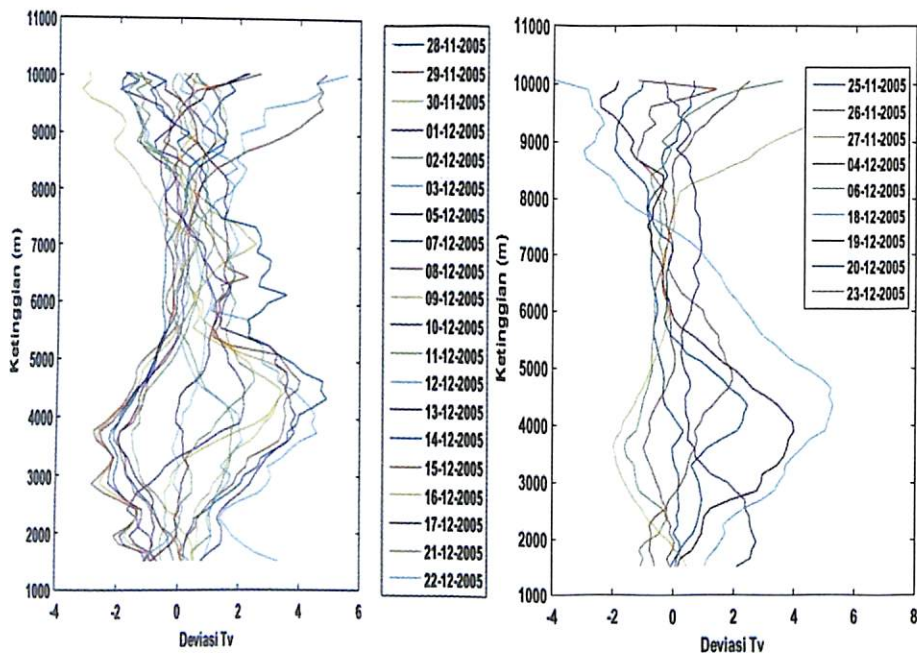
3. HASIL DAN PEMBAHASAN

3.1 σ_{Tv} RASS rata-rata

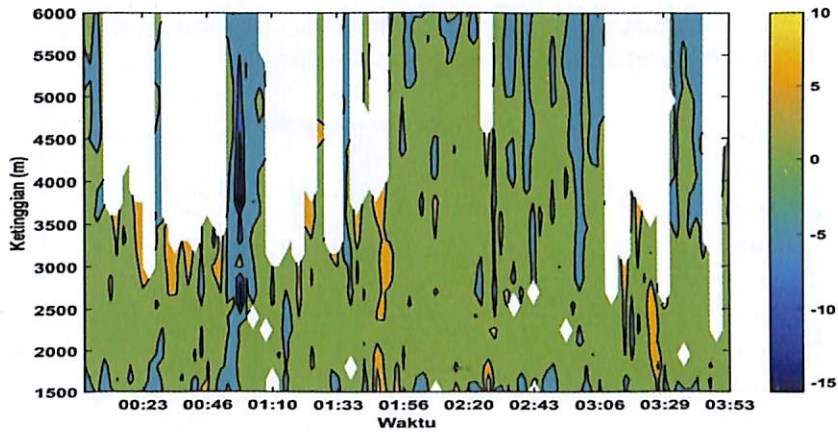
Data yang digunakan adalah data RASS pada 25 November sampai dengan 23 Desember 2005. Data hujan disesuaikan dengan data RASS yang tersedia. Berdasarkan data *Automatic Weather Station* (AWS) di Kototabang (Sumber: <http://www.rish.kyoto-u.ac.jp/ear/surface/kototabang>), hujan terjadi pada tanggal 28, 29, 30 November 2005 serta pada tanggal 1, 2, 3, 5, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 21, dan 22 Desember 2005 (hari hujan = 20), dengan intensitas yang berbeda-beda. Tanggal 25 sampai dengan

tanggal 27 November 2005 serta tanggal 4, 6, 18, 19 20 dan 23 Desember 2005 adalah hari-hari kering (tidak ada hujan). Untuk membandingkan σ_{Tv} pada saat ada hujan dan tidak ada hujan, dibuat grafik σ_{Tv} tersebut pada Gambar 3, gambar sebelah kiri menunjukkan σ temperatur virtual RASS pada ketinggian 1500 m sampai 10000 m bersamaan dengan kejadian hujan, sedangkan gambar sebelah kanan menunjukkan hal serupa ketika tidak ada hujan. Nampak bahwa σ temperatur virtual selalu terjadi baik ada hujan maupun tidak ada hujan. Adanya σ yang tinggi di atas ketinggian 8000 m seperti diperlihatkan pada Gambar 3 diduga ada kaitannya dengan akurasi data RASS. Akurasi T_v pada ketinggian dimaksud lebih rendah dibandingkan akurasi di level rendah (Juaeni, 2017). Pengamatan harian dengan mengambil sampel pada tanggal 25 November menunjukkan bahwa terjadi σ positif dan negatif meskipun tidak ada hujan (Gambar 4). Deviasi negatif nampak lebih dominan dibandingkan deviasi positif. Ini berarti bahwa proses pendinginan/proses evaporasi lebih dominan dibandingkan kondensasi, karena tidak semua proses evaporasi berlanjut mencapai tahap kondensasi.

Perbandingan terhadap ketinggian menunjukkan bahwa σ temperatur virtual yang tinggi terjadi pada lapisan 2000 m sampai 5000 m dan lapisan 8000 sampai 10000 m, baik pada saat ada hujan maupun tidak ada hujan. Ini menunjukkan bahwa lapisan atmosfer Kototabang pada ketinggian tersebut 2000 m sampai 5000 m dan lapisan 8000 sampai 10000 m) merupakan lapisan-lapisan yang aktif dalam proses termodinamika sedangkan lapisan 5000 m sampai dengan 8000 m adalah lapisan yang kurang aktif.

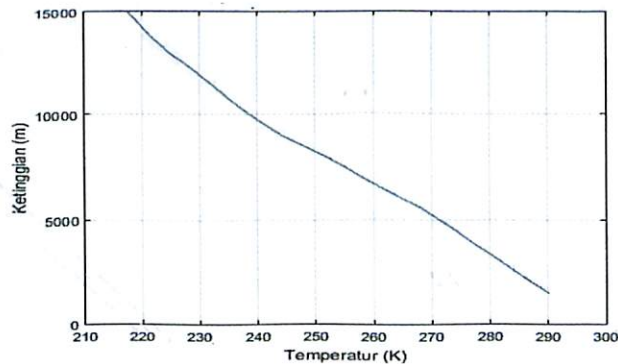


Gambar 3 σ_{T_v} RASS pada 24 November sampai dengan 23 Desember 2005 untuk ketinggian 1500 m sampai 10100 m (kiri). untuk hari hujan, kanan). untuk hari kering)



Gambar 4 σTv RASS pada 25 November 2005 (hari tanpa hujan)

Aktifitas termodinamika di lapisan bawah disebabkan oleh temperatur yang tinggi dipermukaan karena radiasi matahari gelombang panjang. Temperatur ini semakin berkurang terhadap ketinggian seperti diperlihatkan oleh profil Tv rata-rata (Gambar 5).

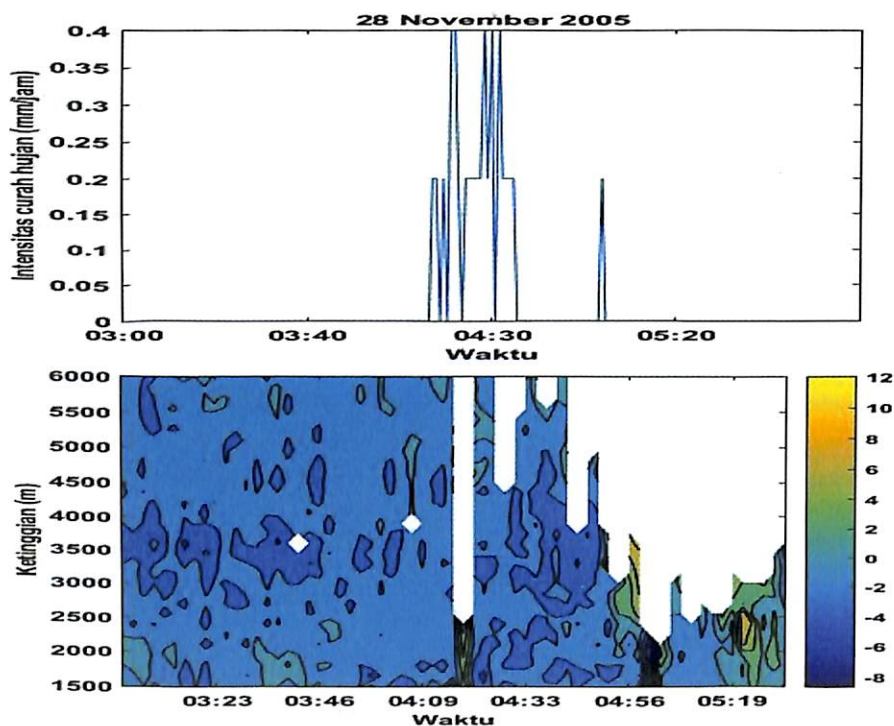


Gambar 5 Profil Tv RASS rata-rata untuk tanggal 25 November sampai dengan 23 Desember 2005

3.2 σTv RASS harian

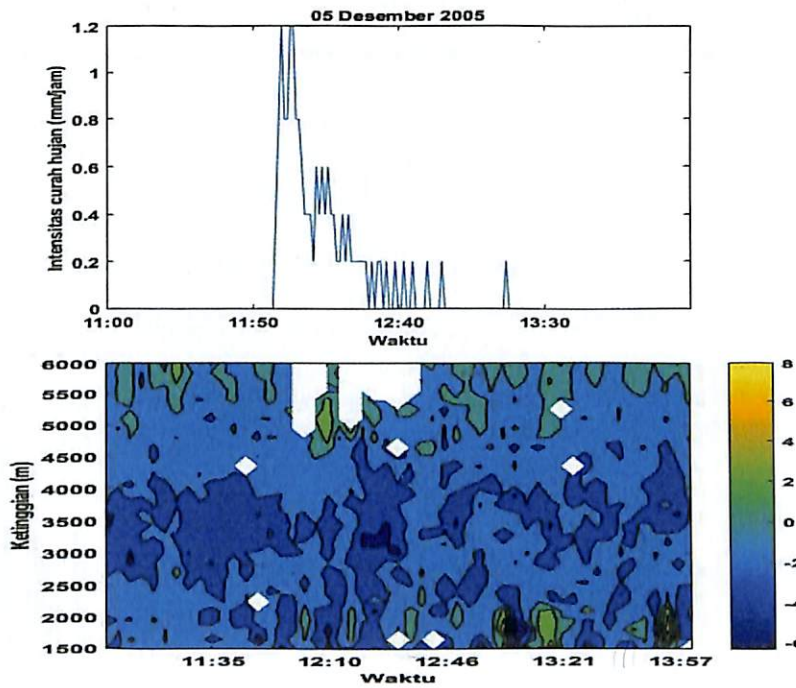
Pada subbab ini dibahas lebih rinci keterkaitan hujan dengan σ temperatur virtual dengan menganalisis σ temperatur sebelum, pada saat dan setelah kejadian hujan dengan selang berbeda-beda tergantung waktu dan intensitas hujan yang terjadi. Deviasi temperatur virtual yang diamati, sebelum, pada saat, dan setelah kejadian hujan menunjukkan ada lima karakter utama. Karakter pertama, ada σ negatif pada saat hujan dan σ positif sebelum dan sesudah hujan (terjadi pada tanggal 28 November 2005 pada Gambar 6 dan 5 Desember 2005 pada Gambar 7). Kondisi seperti ini dapat dijelaskan sebagai berikut, hujan berasal dari kondensasi yang terjadi sebelumnya, kemudian

kondensasi berhenti berganti dengan evaporasi pada saat hujan. Setelah hujan, terjadi lagi kondensasi akibat evaporasi yang kuat pada saat hujan.

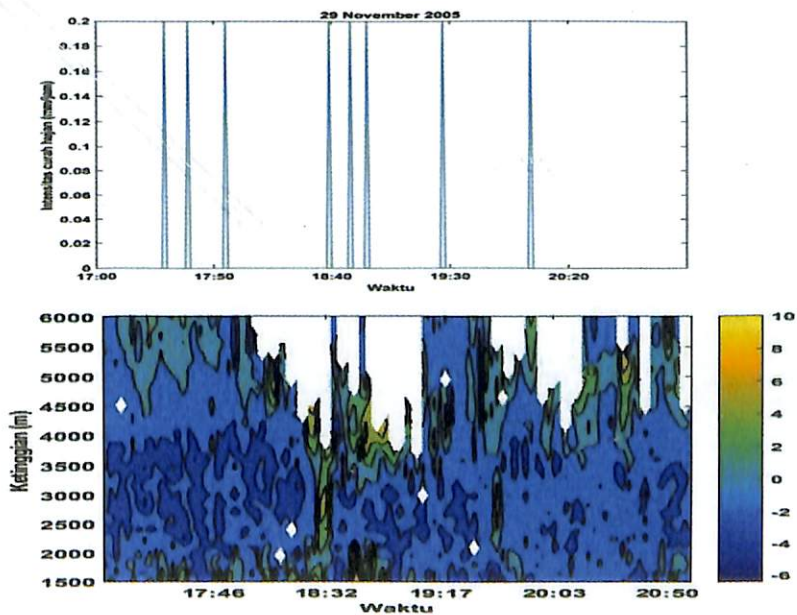


Gambar 6 Curah hujan (atas) dan σ_{Tv} (bawah) pada tanggal 28 November 2005 (karakter pertama)

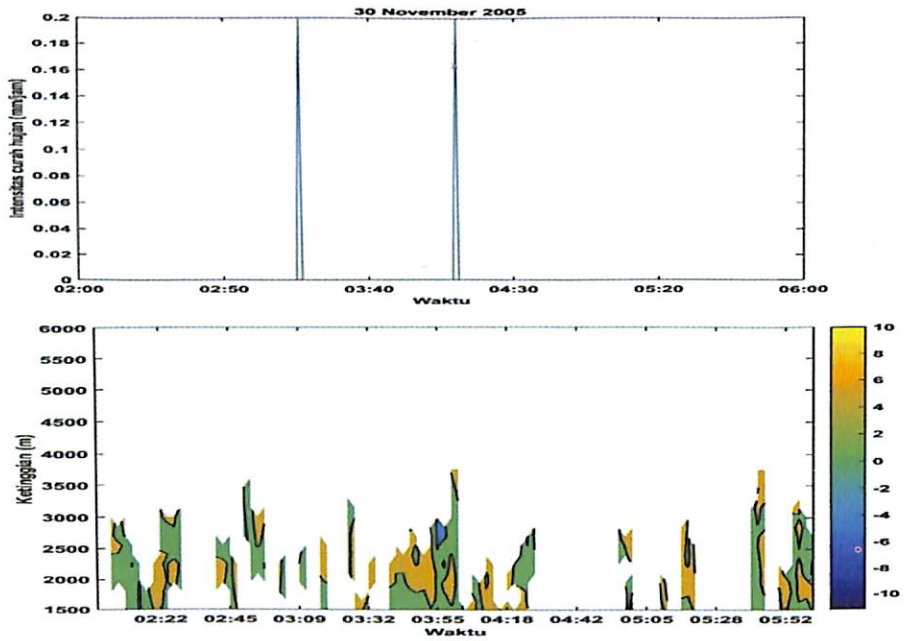
Karakter kedua, ada σ positif yang berdiri sendiri menjelang kejadian hujan kemudian diikuti evaporasi pada saat dan setelah hujan, yang terjadi pada tanggal 29 November 2005, 16, 17 dan 22 Desember 2005. Sampel karakter kedua diperlihatkan pada Gambar 8, yaitu σ_{Tv} pada tanggal 29 November 2005. Nampak pada Gambar 8, bahwa dua jam sebelum terjadi hujan ditandai dengan proses pelepasan panas dan penyerapan panas bergantian secara aktif. Deviasi positif yang tegas dan cukup signifikan terjadi pada pukul 18:32 WIB bahkan sampai ketinggian 4500 m, σ positif paling dominan muncul pada pukul 18:40 WIB yang bersamaan dengan kejadian hujan, selanjutnya σ negatif lebih dominan sampai pukul 21:00 WIB.



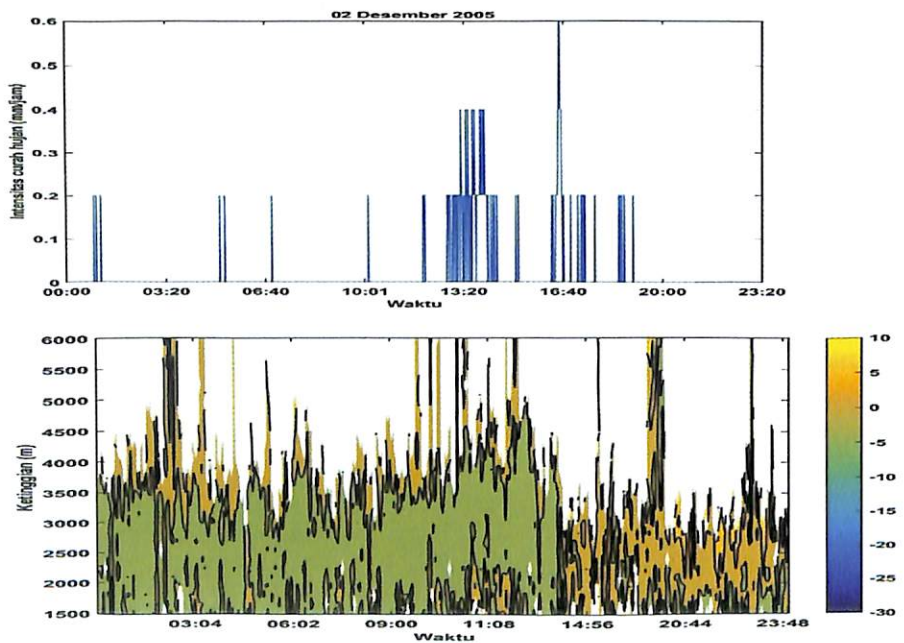
Gambar 7. Curah hujan (atas) dan σ_{Tv} (bawah) pada tanggal 5 Desember 2005 (karakter pertama)



Gambar 8. Curah hujan (atas) dan σ_{Tv} (bawah) pada tanggal 29 November 2005 (karakter kedua)



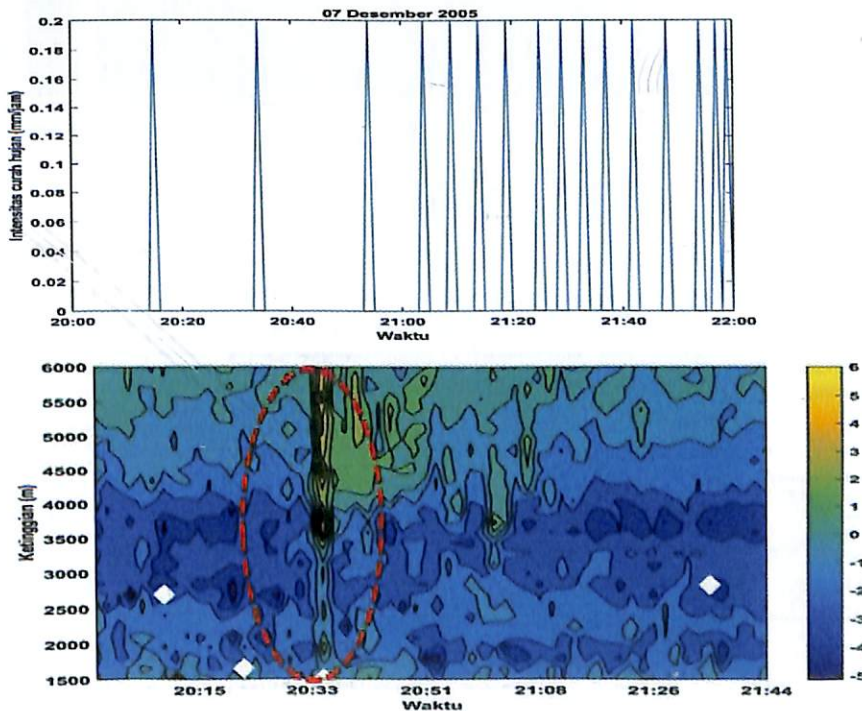
Gambar 9. Curah hujan (atas) dan σTv (bawah) pada tanggal 30 November 2005



Gambar 10. Curah hujan (atas) dan σTv (bawah) pada tanggal 2 Desember 2005 (karakter ketiga)

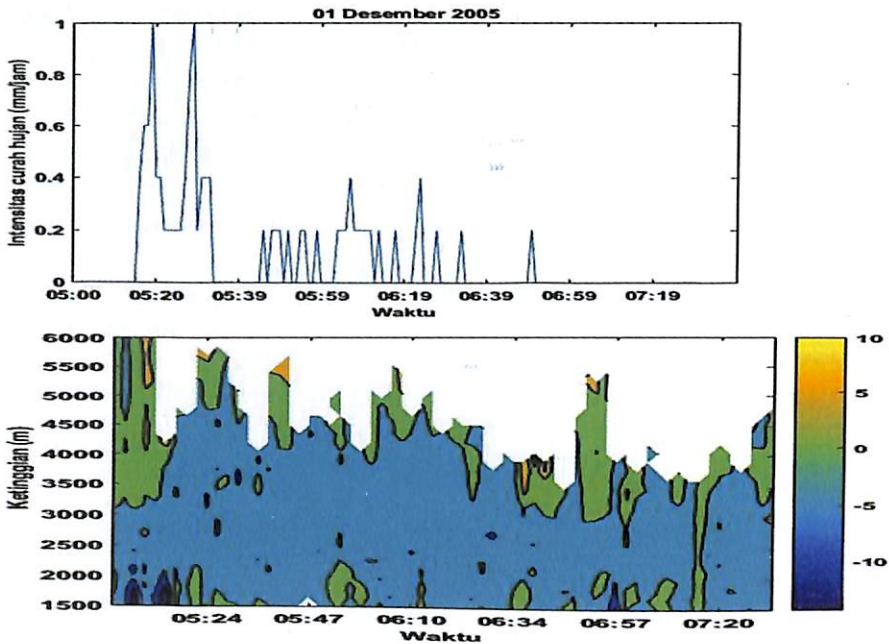
Karakter ketiga, σ positif berlangsung lama tetapi hujan hanya terjadi sekali/dua kali. Karakter ketiga terjadi pada tanggal 30 November 2005, 2, 3, 8 dan 10 Desember 2005. Sampel karakter ketiga diperlihatkan pada Gambar 9 yaitu kejadian pada 30 November 2005. Contoh lain diperlihatkan pada kasus tanggal 2 Desember 2005. Deviasi positif terjadi selama dua puluh empat jam tetapi hujan dengan intensitas rendah terjadi hanya sampai kurang lebih pukul 19:00 WIB (Gambar 10). Deviasi positif semakin intensif setelah hujan terakhir pukul 19:00 WIB. Kondisi seperti ini disebut sebagai proses konveksi yang kering.

Karakter keempat, σ positif memanjang dari permukaan (1500 m) sampai ketinggian 6000 m lebih sebelum kejadian hujan dan σ negatif terjadi setelah hujan dan dominan pada ketinggian 2500 m sampai 5500 m. Kasus seperti ini ditemukan pada tanggal 7 Desember 2005 (Gambar 11), 9, 11 dan 12 Desember 2005. Ini menunjukkan proses eksoterm berlangsung sampai lapisan 6000 m atau lebih.



Gambar 11. Curah hujan (atas) dan σTv (bawah) pada tanggal 7 Desember 2005 (karakter keempat)

Karakter kelima, hujan diawali σ negatif seperti yang terjadi pada 1, 13, 14 dan 21 Desember 2005. Sebagai sampel diperlihatkan visualisasi σTv pada tanggal 1 Desember 2005. Deviasi negatif berarti ada proses evaporasi. Ini adalah proses yang klasik dari sebuah proses pembentukan awan.



Gambar 12. Curah hujan (atas) dan σTv (bawah) pada tanggal 1 Desember 2005 (karakter kelima)

Dari hasil di atas, kejadian hujan di Kototabang menghasilkan lima karakter σTv . Untuk memperoleh karakter mana yang kuat atau dominan perlu dilakukan penelitian lanjutan dengan penggunaan metode lain terhadap σT atau penggunaan data pada periode lain.

4. KESIMPULAN

Proses termodinamika di atmosfer di atas Kototabang sangat aktif, ditandai dengan selalu ada σ baik pada kejadian hujan maupun tidak ada hujan. Penentuan σ pada seluruh periode pengamatan untuk lapisan ketinggian 1500 m sampai 6000 m menghasilkan σ positif tertinggi mencapai 25,9 dan σ negatif tertinggi 30,1. Dari analisis keterkaitan σTv dengan hujan, ditemukan lima karakter. Karakter pertama, hujan diapit oleh dua σTv positif. Karakter kedua, hujan diawali σTv positif. Karakter ketiga, σTv positif sepanjang hari tetapi hujan hanya sesaat (intensitas kecil). Karakter keempat, hujan disertai σTv sampai lapisan atas. Karakter kelima, hujan diawali dengan σTv negatif.

UCAPAN TERIMA KASIH

Penulis menyampaikan terima kasih yang sebesar-besarnya kepada RISH - Kyoto University untuk data temperatur virtual RASS tahun 2005 dan kepada PSTA-LAPAN

atas sarana yang digunakan untuk penelitian ini.

DAFTAR RUJUKAN

- Alexander, S. P., dan T. Tsuda (2008). High-Resolution Radio Acoustic Sounding System (RASS) Observations and Analysis up to 20km, *J. Atmos. and Ocean Tech.*, 25, 1383-1396.
- Camargo, S. J., A. H. Sobel, A. G. Barnston, K. A. Emanuel (2007). Tropical cyclone genesis potential index in climate models. *Tellus*, 59, 4, 428-443.
- Doswell, C. A., E. N. Rasmussen (1994). The Effect of Neglecting the Virtual Temperature Correction on CAPE Calculations. *Weather and Forecasting* 9, 4, 625-629.
- Donner, L. J., dan T. P. Vaughan (2003). Boundary layer control on convective available potential energy). Implications for cumulus parameterization. *Journal of Geophysical Research*, 108, NO. D22, 4701.
- Dhaka, S. K., R. Sapra, V. Panwar, A. Goel, R. Bhatnagar, M. Kaur, T. K. Mandal, A. R. Jain, and H.-Y. Chun (2010). Influence of large-scale variations in convective available potential energy (CAPE) and solar cycle over temperature in the tropopause region at Delhi (28.3°N, 77.1°E), Kolkata (22.3°N, 88.2°E), Cochin (10°N, 77°E), and Trivandrum (8.5°N, 77.0°E) using radiosonde during 1980-2005, *Earth Planets Space*, 62, 319-331.
- Gottelman, A., D. J. Seidel, M. C. Wheeler, and R. J. Ross (2002). Multidecadal trends in tropical convective available potential energy. *Journal of Geophysical Research*, 107, D21, 4606.
- Holley, D. M., S. R. Dorling, C. J. Steelea and N. Earla (2014). A climatology of convective available potential energy in Great Britain, *Int. J. Climatol.* 2014.
- Juaeni, I. (1995). Pengaruh gaya tahan pada proses pembentukan awan konveksi). Simulasi numerik. *Prosiding Seminar Nasional Sains Atmosfer dan Meteorologi, ITB-Bandung.*
- Juaeni, I. (1996). Simulasi numerik konveksi termal dan konveksi awan Cumulus. *Majalah LAPAN*, No. 76.
- Juaeni, I. (2017). Akurasi temperatur virtual RASS terhadap data Radiosonde di Kototabang. Submitted pada *Prosiding Seminar Nasional Sains dan Teknologi Atmosfer 2017.*
- Matuura, N., Y. Masuda, H. Inuki, S. Kato, S. Fukao, T. Sato & T. Tsuda (1986). Radio acoustic measurement of temperature profile in the troposphere and stratosphere. *Nature*, 323, 426-428.
- Ogura, and Takahashi (1971). Numerical simulation of the life cycle of a thunderstorm cell, *Monthly Weather Review*, 99, 12.
- Tsuda, T., Y. Masuda, H. Inuki, K. Takahashi, T. Takami, T. Sato, S. Fukao, S. Kato, 1989. High Time Resolution Monitoring of Tropospheric Temperature with a Radio Acoustic Sounding System (RASS), *J. Atmos. and Ocean Tech.*, 25, 1383-1396.