

# PENGAMATAN AWAN CIRRUS SUBVISIBLE DI ATAS BANDUNG MENGGUNAKAN RAMAN LIDAR (Studi Kasus: bulan September 2000)

Saipul Hamdi, Sri Kaloka,  
Peneliti Pusat Pemanfaatan Sains Atmosfer dan Iklim, LAPAN  
Email: [saipulh@bdg.lapan.go.id](mailto:saipulh@bdg.lapan.go.id)

## ABSTRACT

Lidar Equipment has been developed by some lidar groups, and shows good performance for monitoring vertical profile of water vapour, temperature, and aerosol. In 1996, lidar equipment has been installed in LAPAN Bandung under joint research between Indonesia and Japan, and start for intensively observation since the beginning of 1997. There are several parameters can be taken by Lidar in Bandung, i.e. vertical distribution of backscattering ratio, depolarization ratio, and temperature. Observation taken in September 17<sup>th</sup>, 2000 is simultaneously to radiosonde observation. At this time we detect the existence of optically this layer just below tropopause. We suggest this layer as subvisible cirrus cloud. This layer is 2 km thick and temperature is in range -70°C to -80°C. Depolarization ratio of this layer is 10% or more, and backscattering ratio is less than 3.

## ABSTRAK

Peralatan Raman lidar telah dikembangkan oleh beberapa group lidar untuk mengamati profil vertikal uap air, suhu, dan aerosol, dan telah menunjukkan kemampuan yang cukup baik. Di LAPAN Bandung, pada tahun 1996 dipasang peralatan lidar yang merupakan kerja sama penelitian dengan beberapa instansi di Jepang, dan mulai melakukan pengamatan intensif sejak awal tahun 1997. Ada beberapa parameter yang bisa diperoleh menggunakan Raman lidar di Bandung, yaitu distribusi vertikal *backscattering* ratio, *depolarization* ratio, dan temperatur. Pengamatan yang dilakukan pada tanggal 17 September 2000 bersamaan dengan pengamatan distribusi vertikal temperatur menggunakan radiosonde. Pada tanggal tersebut kami mendeteksi adanya lapisan tipis optis pada ketinggian persis di bawah lapisan tropopause yang kami duga sebagai lapisan awan *cirrus subvisible*. Lapisan ini memiliki ketebalan 2km dan suhu berkisar antara -70°C s.d. -80°C. Rasio depolarisasinya adalah 10% atau lebih, sedangkan rasio *backscattering*-nya adalah sebesar kurang dari 3.

**Kata kunci:** LIDAR, *backscattering*, *depolarization ratio*, awan *cirrus subvisible*

## 1 PENDAHULUAN

Awan cirrus umumnya terbentuk di lapisan troposfer atas dan menarik untuk diteliti karena peranannya yang cukup penting dalam menjaga kesetimbangan radiasi bumi melalui proses penghamburan (*scattering*) cahaya inframerah dan cahaya tampak, dan melalui penyerapan radiasi inframerah. Awan cirrus *subvisible* juga memainkan peranan yang penting dalam proses dehidrasi udara yang memasuki stratosfer bawah (Jensen et. al., 1996) dan menjadi sebuah topik penelitian penting di dalam proses pertukaran materi antara stratosfer dan troposfer (*stratosphere-troposphere exchange*). Statistik rata-rata yang diturunkan dari satelit SAGE II (Wang et al., 1996) menunjukkan bahwa frekuensi kejadian awan cirrus *subvisible* kebanyakan di daerah tropis yang ditandai dengan kecenderungan di sekitar daerah aktif konveksi Amerika Selatan, Afrika, dan samudera pasifik bagian barat. Di dalam pengamatan tersebut, awan cirrus *subvisible* teramati hingga 50% dari seluruh periode pengamatan.

Pembentukan awan cirrus dapat terjadi melalui dua mekanisme berikut ini, yaitu (1) proses disipasi anvil awan cumulus nimbus yang tebal di bawah lapisan tipis kristal es, dan (2) pengintian in-situ kristal-kristal es di dekat tropopause yang terjadi berkaitan dengan *homogeneous freezing* partikel-partikel uap asam sulfur. Keadaan supersaturasi diperlukan untuk pengintian es di dalam mekanisme yang kedua, dan mungkin dihasilkan oleh *synoptic-scale uplift* maupun *shear-driven turbulent mixing*.

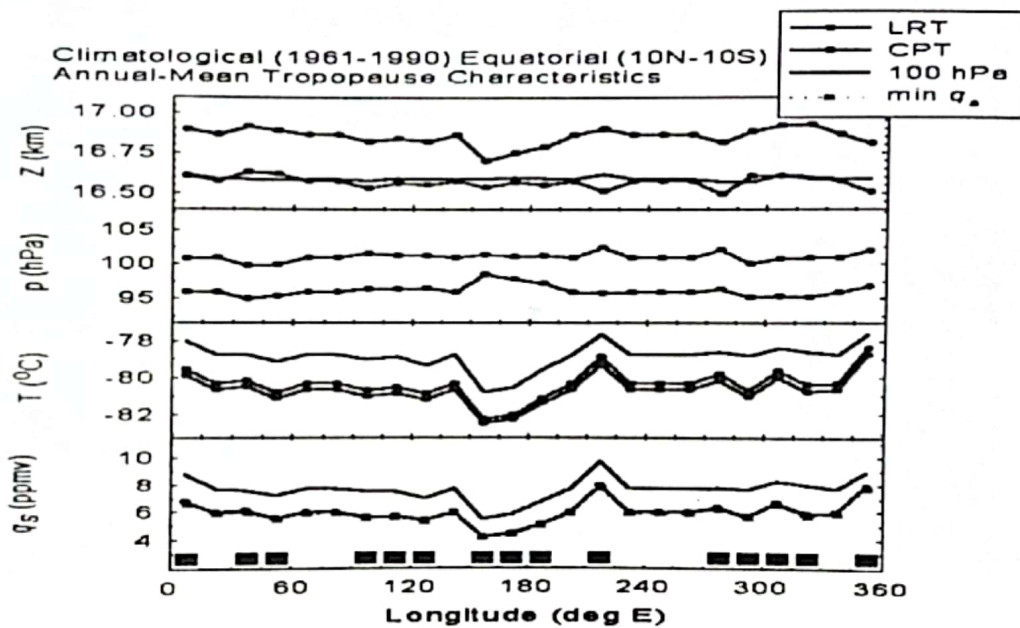
Di dalam sirkulasi global, Indonesia memainkan peranan penting dalam kaitannya dengan iklim global karena atmosfer Indonesia memiliki kandungan uap air yang berlimpah sebagai salah satu hasil dari penguapan air laut. Uap air yang terbentuk akan terdorong ke lapisan yang lebih tinggi mengikuti siklus Hadley di daerah katulistiwa. Di lapisan troposfer atas, uap air akan mengarah menuju kutub bumi utara-selatan dan kembali turun ke troposfer bawah di lintang menengah. Namun demikian, proses-proses yang mengontrol *mixing ratio* uap air dari udara yang memasuki stratosfer belum dipahami secara baik sehingga mekanika *Stratospheric-Tropospheric Exchange* (STE) perlu dipelajari secara lebih mendalam. Pemahaman ini diperlukan untuk memperkirakan gangguan perubahan suhu tropopaus tropis terhadap kimia stratosfer melalui perubahan kandungan uap air.

Tropopaus tropis umumnya didefinisikan pada ketinggian 17 km dengan suhu  $-70^{\circ}\text{C}$  hingga  $-80^{\circ}\text{C}$ . Secara umum, tropopause di daerah tropis lebih tinggi dari pada di daerah lintang menengah dan lintang rendah. Hampir keseluruhan transport ke atas di dalam sirkulasi global terjadi di daerah tropis, yang daerahnya cukup luas untuk mendukung terjadinya pengangkatan ke atas (*updraft*). Daerah ini dikenal sebagai *Intertropical Convergence Zone (ITCZ)*.

Ada 3 parameter penting yang dapat dijadikan acuan dalam menentukan ketinggian tropopause, yaitu *Lapse Rate Tropopause*, *Cold Point Temperature*, dan *100 hPa surface*. *Lapse rate tropopause* adalah ketinggian terendah yang nilai *lapse rate*-nya antara ketinggian ini dan ketinggian di dalam 2 km di atasnya tidak melebihi  $2^{\circ}\text{C}/\text{km}$  (WMO, 1957). *Cold Point*



Temperature merupakan ketinggian untuk suhu terendah di dalam lapisan troposfer, dan merupakan parameter yang sangat penting di dalam STE (*Stratosphere-Troposphere Exchange*) yang digunakan oleh Selkirk (1993). Selkirk (1993) menemukan bahwa CPT kadangkala memiliki ketinggian yang persis sama dengan LRT dari peluncuran radiosonde, namun secara umum terletak di atas LRT, tetapi kedua-duanya terletak di dalam lapisan transisi yang stabil. 100 hPa *surface* biasanya dijadikan sebagai acuan untuk menetapkan ketinggian tropopause di daerah tropis, misalnya oleh Mote et al (1996). Variasi ketinggian tropopause berdasarkan variable 100 hPa ditunjukkan pada Gambar 1-1.



Gambar 1-1: Karakteristik Tropopause rata-rata tahunan pada 10°LU s.d 0°LS, periode 1961-1999 (Gaffen et al., ??)

## 2 PENGAMATAN

### 2.1 Peralatan Lidar di Bandung

Kelembaban atau *humidity* merupakan informasi yang sangat penting dalam mempelajari atmosfer dan sifat-sifatnya. Ada beberapa metode untuk mengukur kelembaban, di antaranya adalah menggunakan radiosonde yang merupakan metode standar dalam mengamati profil kelembaban vertikal di troposfer. Hanya saja, radiosonde memiliki akurasi yang rendah sehingga agak sulit untuk mengamati variasi distribusi vertikal waktu singkat. Sebagai peralatan baru untuk mengamati distribusi vertikal uap air di troposfer, Raman lidar telah dikembangkan oleh beberapa group lidar (e.g. Melfi et al., 1969; Vaughan et al., 1988, Eichinger et al., 1994; Jackson and Gasiewski,

1995). Namun, Raman lidar hanya dapat mengamati sedikit spesies komponen atmosfer, karena koefisien *backscattering* hamburan Raman memiliki orde yang lebih kecil dibandingkan dengan hamburan Mie atau Rayleigh (Inaba, 1976). Raman lidar telah menunjukkan kemampuan yang sangat memuaskan dalam mengamati uap air di troposfer, suhu dari troposfer ke mesopause, aerosol, dan awan.

Dalam hubungannya dengan pemahaman peristiwa-peristiwa pertukaran materi dari troposfer ke stratosfer dan sebaliknya maka sejak tahun 1996 telah dipasang Lidar di LAPAN Bandung sebagai bagian dari kerja sama penelitian Lembaga Penerbangan dan Antariksa Nasional (LAPAN) Bandung dengan beberapa instansi Negara Jepang, yaitu Meteorological Research Institute, Communication Research Laboratory, STE of Nagoya University, dan Fukuoka University. Pemasangan lidar tersebut digunakan untuk mendapatkan distribusi vertikal *backscattering ratio*, *depolarization ratio* uap air/aerosol, dan distribusi vertikal temperatur dari ketinggian permukaan hingga 70 km dengan tingkat kesalahan (*error*) pada ketinggian 50 km sebesar 2° K (Hamdi et al., 1999). Selain itu, dilakukan juga peluncuran OPC (*Optical Particle Counter*) yang merupakan hasil pengembangan pihak Fukuoka University (Hayashi et al, 1998; Tsuchiya et al., 1996), untuk mendapatkan distribusi vertikal ukuran partikel dari permukaan hingga ketinggian 30 km atau lebih.

Sistem transmitter lidar yang digunakan adalah Nd:YAG yang menghasilkan 3 berkas laser dengan panjang gelombang yang berbeda, yaitu berkas Fundamental (F) yang memiliki panjang gelombang 1064 nm, vibrasi tingkat kedua atau *Second Harmonic Generation* (SHG) yang panjang gelombangnya 532 nm, dan vibrasi tingkat ketiga atau *Third Harmonic Generation* (THG) yang panjang gelombangnya 355 nm. Ketiga berkas gelombang ini dibangkitkan secara bersamaan dengan kecepatan 10 pancaran per detik. Ketiga berkas laser ini dipisahkan menggunakan sistem optik dan kemudian diperbesar menggunakan *beam expander*. Selanjutnya, berkas laser dibelokkan ke angkasa menggunakan cermin pembelok. Setelah berinteraksi dengan komponen-komponen atmosfer dan mengalami hamburan balik, berkas akan ditangkap oleh 3 buah teleskop yang berdiamater 82 cm, 35 cm, dan 30 cm. Selanjutnya berkas cahaya yang masuk akan diteruskan ke *Photomultiplier Tube* untuk diubah menjadi sinyal elektrik dan kemudian diperkuat untuk selanjutnya dikirim ke *Photon Counter* dan A/D *transient recorder*. Sinyal kemudian dianalisis menggunakan Personal Computer.

Sebuah parameter penting yang diukur oleh lidar adalah *depolarization ratio*, yaitu sebuah parameter yang memberikan informasi mengenai ketidakbulatan suatu obyek penghambur atau *scattering object* (Seinfeld, 1998). Sebuah lidar depolarisasi akan memancarkan dan menerima pulsa dengan dua arah polarisasi yang berbeda, yaitu sejajar dan tegak lurus. *Depolarization ratio* didefinisikan sebagai rasio intensitas sinyal yang diterima dalam arah tegak lurus terhadap arah paralel. Depolarisasi yang bernilai kurang dari 1,5 % menunjukkan partikel yang bulat seperti misalnya tetes air,



sedangkan depolarization ratio yang lebih dari 2,0 % menunjukkan partikel asimetri seperti kristal es.

## 2.1 Pengamatan.

Peralatan lidar yang digunakan telah dirancang hanya untuk penelitian malam hari guna memperkecil pengaruh *background noise* yang berasal dari gelombang elektromagnetik pada siang hari. Selain itu, lidar ini juga hanya dapat dioperasikan pada keadaan langit bersih (*clear sky*) untuk menghindari kuatnya *backscattering* yang disebabkan oleh partikel-partikel awan. *Backscattering* yang terlalu kuat akan merusakkan tabung photomultiplier.

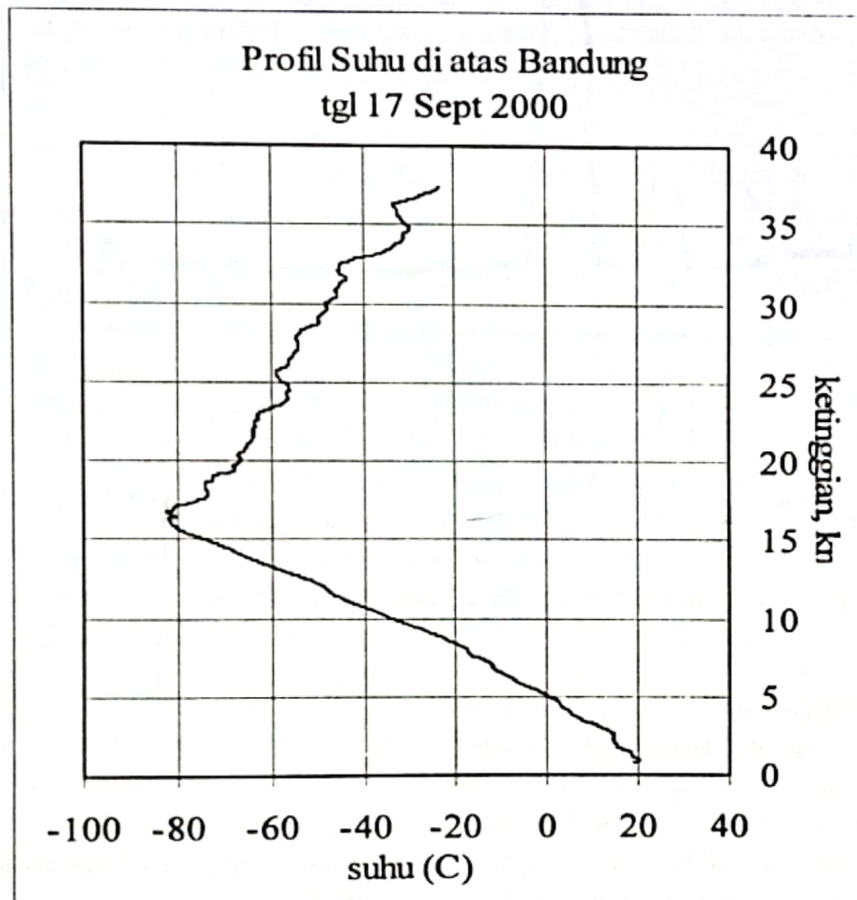
Di dalam tulisan ini, kami melakukan pengamatan lidar yang berkesinambungan dengan peluncuran radiosonde untuk mendukung pengamatan aerosol oleh tim Fukui University. Peralatan lidar telah dipersiapkan sejak pukul 21:00 tanggal 16 September 2000 dalam keadaan *ready for shoot*. Namun demikian, keadaan langit saat itu adalah berawan atau *cloudy* sehingga pengamatan lidar belum bisa dilakukan. Menjelang tengah malam keadaan langit mulai berubah menjadi bersih namun lidar belum dapat diaktifkan. Tim peluncuran radiosonde mulai melepaskan balonnya pada pukul 23:00, dengan ketinggian maksimum (37 km) dalam waktu 1 jam 52 menit. Lidar mulai melakukan pengumpulan data pada pukul 01:05 dini hari hingga pukul 05:05.

## 3 HASIL DAN PEMBAHASAN

Gambar 3-1 adalah distribusi vertikal suhu di atas kota Bandung pada tanggal 16 September 2000 yang diperoleh menggunakan radiosonde. Radiosonde diluncurkan pada pukul 23:00 dan mencapai ketinggian maksimum 37,4 km dengan waktu tempuh 112 menit, atau berakhir pada pukul 00:52 tanggal 17 September keesokan harinya. Sesaat setelah mencapai ketinggian maksimumnya dimulailah pengamatan awan cirrus menggunakan Raman Lidar. CPT terletak pada ketinggian sekitar 16.330 meter sedangkan 100 hPa terletak pada ketinggian 16.560 meter. Dengan kata lain, CPT kira-kira berada 200 meter di bawah 100 hPa. Di dalam tulisan ini kami menggunakan CPT sebagai acuan dalam menentukan ketinggian tropopause. Dengan demikian, ketinggian tropopause pada tanggal 17 September 2000 adalah 16,3 km di atas Bandung.

Gambar 3-2a dan 3-2b adalah *depolarization ratio* yang diperoleh dengan lidar pada tanggal 17 September 2000 dari pukul 01:05 dini hari hingga pukul 05:05 pagi hari. Nilai rata-rata depolarisasi pada periode pengamatan tersebut ditunjukkan pada Gambar 3-2a, sedangkan Gambar 3-2b menampilkan kestabilan (*persistence*) awan cirrus *subvisible*. Pengamatan dilakukan dibawah kondisi cuaca cerah tak berawan (*clear sky*). Pada Gambar 3-2a, *depolarization ratio* diwakili oleh grafik yang lebih tebal, dengan besaran satuan % pada sumbu vertikal sebelah kanan. Terlihat bahwa terdapat dua lapisan terpisah dengan *depolarization ratio* yang cukup besar. Lapisan pertama terletak pada ketinggian 10-12 km dengan nilai *depolarization ratio*

3% dan lebih, sedangkan lapisan kedua terletak pada ketinggian 14 hingga 16,5 km yang nilai *depolarization ratio*-nya mencapai 10% atau lebih. Dengan mengacu pada keadaan cuaca saat pengamatan yang cukup cerah, langit tampak bersih dan bintang/bulan terlihat dengan cukup jelas, serta dengan memperhatikan nilai *backscattering ratio* yang rendah sehingga dapat disimpulkan bahwa kedua lapisan tersebut adalah awan cirrus *subvisible*. Kerapatan lapisan awan cirrus ini juga ditunjukkan oleh rendahnya nilai *backscattering ratio* yang hanya mencapai 3 untuk lapisan yang lebih tinggi, sedangkan lapisan yang lebih rendah hanya bernilai lebih sedikit dari 1. Pada keadaan normal yaitu tidak terdapatnya partikel debu/aerosol maupun uap air maka *backscattering ratio* bernilai 1.

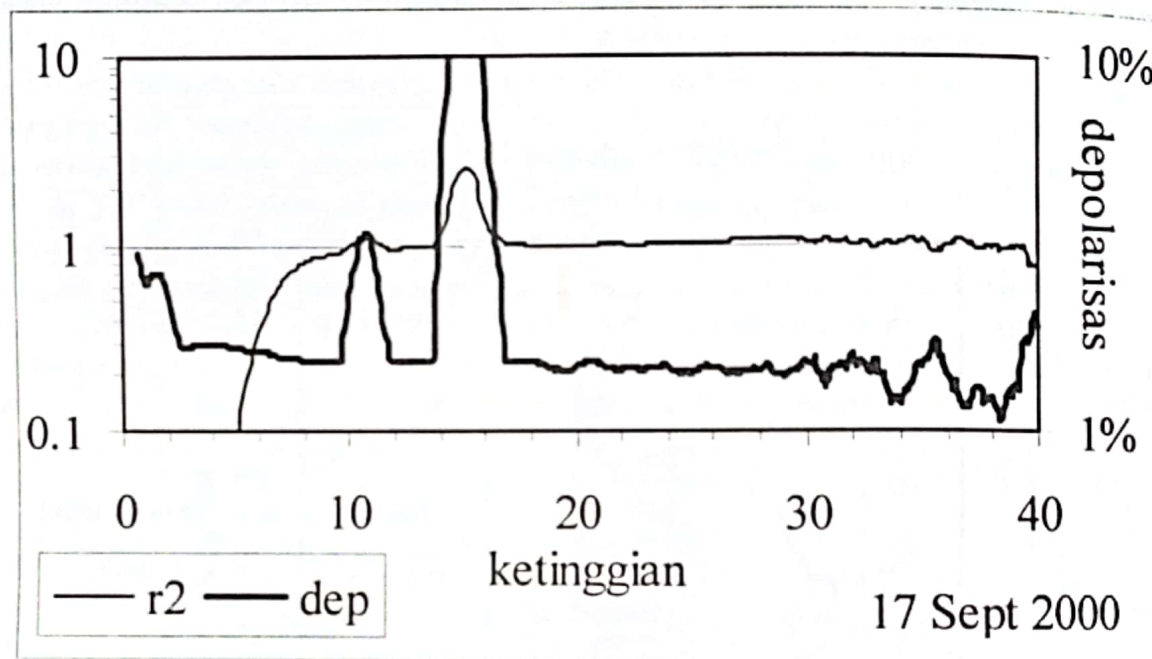


Gambar 3-1: Profil suhu di atas Bandung pada tanggal 17 September 2000 diperoleh menggunakan radiosonde. *Cold Point Temperature* (CPT) adalah  $-82,1^{\circ}\text{C}$  pada ketinggian 16.300 m, sedangkan 100 hPa terletak pada ketinggian 16.560 m nilainya  $-81,3^{\circ}\text{C}$

Dengan memperhatikan temperatur pada lapisan tinggi yang berkisar pada suhu  $-70^{\circ}\text{C}$  hingga  $-80^{\circ}\text{C}$  dan rasio depolarisasinya lebih dari 10, maka dapat disimpulkan bahwa lapisan awan cirrus *subvisible* ini tersusun atas kristas-kristal es yang memiliki bentuk (*shape*) yang tidak beraturan. Lapisan di bawahnya yang terletak pada ketinggian 10-12 km, diperkirakan baru memasuki fasa padatan (*solid*) karena memiliki rasio depolarisasi yang rendah.

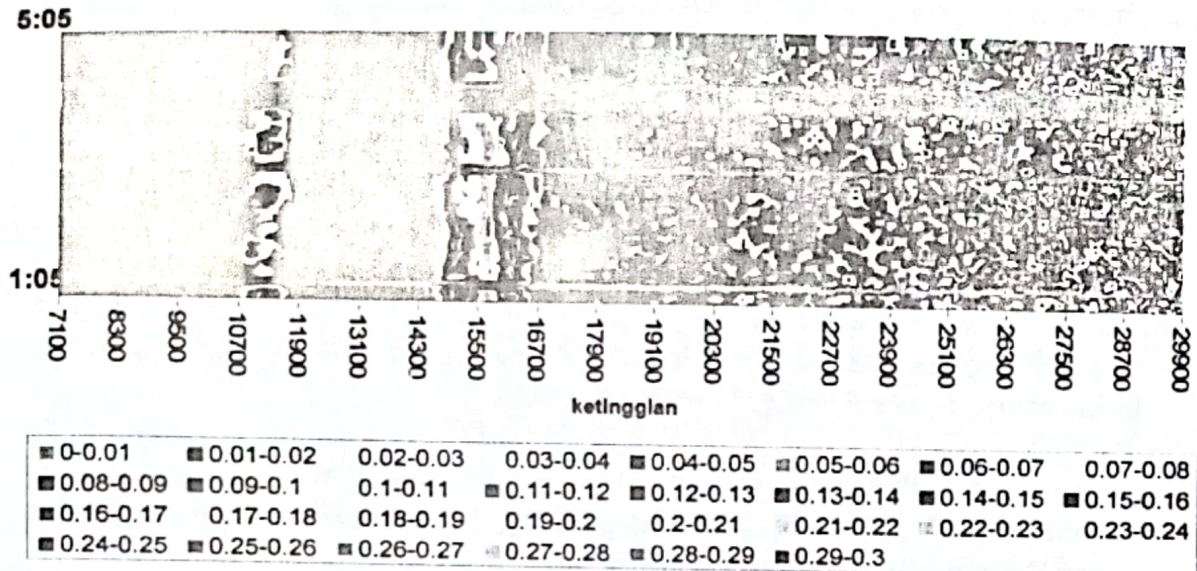


Seperti telah diuraikan sebelumnya bahwa depolarisasi yang bernilai lebih dari 2% disebabkan oleh partikel-partikel asimetri seperti kristal es misalnya. Namun demikian, adanya senyawa tertentu yang mengkontaminasi uap air dan bersifat higroskopis pada ketinggian tersebut bisa saja mengubah sifat-sifat fisik uap air, misalnya menyebabkan penurunan titik bekunya. Analisis mendalam mengenai kemungkinan tersebut harus didukung dengan *sampling* menggunakan aerosol *sampling sonde* untuk mengetahui secara persis bangun (*shape*) partikel awan cirrus, dan selanjutnya dapat diperkirakan komposisi kimia senyawa yang menyusunnya.



Gambar 3-2a: *Depolarization ratio* rata-rata pada tanggal 17 September 2000 dari pukul 01:05 hingga 05:05

Kestabilan (*persistence*) awan cirrus *subvisible* ini ditunjukkan pada Gambar 3-2b, di mana sumbu horizontal adalah ketinggian (meter) dan sumbu vertikal adalah waktu. Nilai *depolarization ratio* ditunjukkan oleh gradasi warna pada interval 0,00 s.d 0,30. Terjadinya beberapa kekosongan data bukan disebabkan oleh munculnya awan rendah ataupun kesalahan sistem lidar, namun disebabkan oleh kesalahan dalam pengaturan moda pengamatan. Pada data yang kami tampilkan ini, awan cirrus *subvisible* pada lapisan yang lebih tinggi memiliki ketebalan kira-kira 2000 meter, sedangkan ketebalan awan cirrus pada lapisan yang lebih rendah memiliki ketebalan beberapa ratus meter. Kedua lapisan awan cirrus tersebut memiliki ketinggian yang bervariasi terhadap waktu, dan dapat dikaitkan dengan konveksi yang terjadi. Terlihat dengan jelas bahwa semakin mendekati akhir pengamatan, kedua lapisan awan cirrus tersebut semakin tinggi. Kemunculan lapisan awan cirrus yang sering terjadi di dekat tropopause mengindikasikan bahwa terjadi dorongan ke atas (*updraft*) skala luas setidaknya di dekat tropopause (Jensen, et. al., 1996).



Gambar 3-2b: Pola *depolarization ratio* pada tanggal 17 September 2000 pada pukul 01:05 s.d 05:05. Terdapat lapisan yang stabil tepat di bawah tropopause dengan ketebalan kira-kira 1800 meter

Terdapat perbedaan yang sangat mencolok antara kedua lapisan tersebut. Pada lapisan yang lebih rendah, lapisan awan cirrus terkesan sebagai suatu gumpalan tipis yang “muncul-tenggelam” dengan ketinggian yang relatif konstan. Bahkan, sesaat menjelang berakhirnya pengamatan yang ditandai dengan terbitnya matahari, lapisan awan cirrus tersebut menghilang dari pengamatan. Menghilangnya lapisan tersebut dapat disebabkan oleh dua hal, pertama bergesernya lapisan tersebut ke arah tertentu sehingga tidak terdeteksi oleh lidar, dan kedua disebabkan karena mengecilnya ukuran partikel awan cirrus. Jika dikaitkan dengan meningkatnya pemanasan atmosfer yang disebabkan oleh sinar matahari, maka menghilangnya lapisan yang lebih rendah tersebut disebabkan oleh bertambah reaktifnya partikel penyusun awan cirrus yang mendapat energi dari sinar matahari sehingga partikel terurai menjadi bagian-bagian yang lebih kecil sehingga tidak terdeteksi oleh cahaya laser yang memiliki panjang gelombang 532 nm.

#### 4 KESIMPULAN

Pengamatan awan cirrus *subvisible* menggunakan lidar menunjukkan bahwa awan cirrus *subvisible* yang terbentuk di atas Bandung memiliki suhu yang sangat rendah. Puncak lapisan awan dapat berada persis di bawah lapisan tropopause dengan ketinggian yang fluktuatif mengikuti variasi ketinggian tropopause. Ketebalan awan ini tercatat hampir 2 km. Di bawah lapisan yang tebal ini bisa terbentuk pula lapisan yang lebih tipis.

#### Ucapan Terima kasih

Penulis mengucapkan terima kasih kepada Fukuoka University yang telah memberikan akses penuh penggunaan data radiosonde, dan Institute of



Future Technology yang telah memberikan dukungan finansial selama terjalannya kerja sama penelitian ini.

#### DAFTAR RUJUKAN

- Eichinger, W.E., D.Cooper, F.L. Archuletta, D.Hof, D.B. Holtkamp, R.R. Karl, Jr., C.R. Quick, and J. Tjee, 1994. *Development of a scanning, solar-blind, water Raman lidar*, Appl. Opt., 18, 3923-3932.
- Gaffen, D.J., R. J. Ross, J. K. Angell : *Climatological characteristics of the tropical tropopause as revealed by radiosondes*, NOAA Air Resources Laboratory, Silver Spring, Maryland, USA.
- Hamdi S., S. Kaloka, T. Nagai, A. Ichiki, K. Mizutani, M. Yasui, O. Uchino, T. Fujimoto, 1999. *Stratopause temperature observation In Bandung, Indonesia 6.9 degree S, 107.6 degree E*, Proceeding of 20<sup>th</sup> Japanese Laser Sensing Symposium, JAPAN, pp. 87-90.
- Inaba, H., 1976. *Detection of atoms and molecules by Raman scattering and resonance fluorescence*, in Laser Monitoring of The Atmosphere, edited by E.D. Hinkley, pp. 153-236, Springer-Verlag, Berlin.
- Jackson, D.M. and A.J. Gasiewski, 1995. *Millimeter-wave radiometric observations of the troposphere: a comparison of measurement and calculations based on radiosonde and Raman lidar*, IEEE TGRS, 33, 3-14.
- Jensen E.J., O.B. Toon, H.B. Selkirk, 1996. *Dehydration of the upper troposphere and lower stratosphere by subvisible cirrus clouds near the tropical tropopause*, Geophysical Res. Letter, vol 23 no 8, pp. 825-828.
- Seinfeld, J.H., 1998. *Clouds, contrails and climate*. Nature, 391, 837- 838.
- Hayashi, M., Y. Iwasaka, M. Watanabe, T. Shibata, M. Fujiwara, H. Adachi, T. Sakai, M. Nagatani, H. Gernandt, R. Neuber and M. Tsuchiya, 1998. *Size and Number concentration of Liquid PSCs: Balloon-Borne Measurements at Ny-Ålesund, Norway in Winter of 1994/95*. J. Meteor. Soc. Japan, 76, pp.549-560.
- Tsuchiya, M., T. Kasai, M. Hayashi, Y. Iwasaka and K. Takami, "Development of aerosol sonde for observation balloon", Keisoku Jidouseigyo Gakkai Robunshu, 32, 290-296 (in Japanese).
- Melfi, S.H., J.D. Lawrence, and M.P. McCormick, 1969. *Observation of Raman scattering by water vapour in the atmosphere*, Appl. Phys. Lett., 15, 295-297.
- Mote, P.W., et al., 1996. *An atmospheric tape recorder: The imprint of tropical tropopause temperatures on stratospheric water vapor*, J. Geophys. Res., 101, 3989-4006.
- Selkirk, H.B., 1993. *The tropopause cold trap in the Australian Monsoon during STEP AMEX 1987*, J. Geophys. Res., 98, 8591-9610.
- Matsumura, T., M. Hayashi, M. Fujiwara, K. Matsunaga, M. Yasui, K. Mizutani, T. Nagai, T. Fujimoto, S. Kaloka, T. Manik, S. Hamdi, 2001. *Comparison of Lidar measurement with Balloon-borne OPC measurement over Bandung, Indonesia*, proceeding of SPIE vol 4153 Japan, pp496-504.

- Taneil Uttal, 2001. *Ground Based Remote sensing of Clouds during SHEBA* NOAA/Environmental Technology Laboratory Boulder, Colorado Presentation given to remote sensing seminar, ATOC 7500, Fall.
- Vaughan, G., D.P. Wareing, L. Thomas, and V. Mitev, 1988. *Humidity measurements in the free troposphere using Raman backscatter*, J.R. Meteorol. Soc., 114, 1471-1484.
- Wang, P. H., P. Minnis, M. P. Cormick, G. S. Kent, and K. M. Skins, 1985-1990. *A 6-year climatology of cloud occurrence frequency from Stratospheric Aerosol and Gas Experiment II Observations ()*, J. Geophys. Res., 101, 29.407 – 29.429, 196.
- WMO, 1957. *Meteorology - A three-dimensional science: Second session of the commission for aerology*, WMO Bulletin, vol. IV, no. 4, 134-138.