

Peran Aerosol Dan Larutan pada, Pertumbuhan Tetes Awan *)

**Oleh : Bayong Tjasyono HK
Program Studi Meteorologi
Departemen Geofisika dan Meteorologi
Fakultas Ilmu Kebumihan dan Teknologi Mineral
Institut Teknologi Bandung**

Abstrak

Agar tetes awan yang terbentuk menjadi stabil, maka ukuran tetes harus melebihi jari-jari kritis tetes. Tetesan awan terbentuk pada aerosol higroskopis yang disebut inti kondensasi awan (IKA). Aerosol ini mudah larut dan mempunyai gaya gabung terhadap air, sehingga pembentukan tetes lebih mudah karena hanya memerlukan kelebihan jenis rendah. Efek zat larut yang tidak mudah menguap akan menurunkan tekanan uap keseimbangan di atas tetes. Pemilihan aerosol mempertimbangkan arus udara ke atas, agar diperoleh waktu tinggal aerosol ditroposfer yang lama, sehingga menghasilkan tetes hujan yang besar melalui kondensasi dan mekanisme kolisi-koalesensi, terutama di dalam awan panas.

Abstract

In order to the formation of cloud droplets becomes stable, the radius of the droplet must be more than the critical radius of the droplet. Cloud droplets formed by hygroscopic aerosol particles which is called cloud condensation nuclei (CCN). These aerosols are easy to dissolve and have affinity against the water, so that the formation of cloud droplets is more easy due to the lower supersaturation. The effect of the non volatile solute will decrease the equilibrium vapour pressure of the drop. Selection of the radius of aerosols by considering the updraft in order to its residence time in the troposphere for a long time to yield large raindrops by condensation and the mechanism of collision-coalescence, especially within the warm clouds.

Disampaikan pada Seminar Hidrologi Banjir dan Kekeringan, 7 September 2005, MHI, BPPT, Jakarta

1. Pendahuluan

Beda antara pertumbuhan awan di atas benua maritim Indonesia dan di atas daerah ekstra tropis adalah udara lebih panas dan lebih lembab. Massa udara panas yang lembab ini akan mencapai paras kondensasi pada temperatur, tinggi, akibatnya membentuk awan yang terdiri dari tetes-tetes air dan sangat jarang berbentuk kristal-kristal es. Awan-awan di atas Indonesia sering disebut awan panas, karena temperaturnya di atas -10°C dan hanya bagian atas puncak awan saja yang mempunyai temperatur di bawah -10°C ^[1,2].

Dalam awan panas, mayoritas pembentukan curah hujan melalui proses dua tahap. Pertama melalui kondensasi yang menghasilkan pembentukan populasi butir-butir (droplets) awan. Tingkat kedua melalui mekanisme kolisi-koalisensi dengan tetes-tetes yang lebih besar disekitarnya. Proses dua tingkat ini diyakini dapat menjelaskan curah hujan dari awan-awan panas seperti yang terjadi dalam troposfer bawah dan menengah di daerah tropis ^[1]. Curah hujan di atas daerah ekuatorial lembab Indonesia mempunyai tipe hujan lebat.

Di alam, uap air tidak dapat mengkondensasi menjadi tetes air secara murni, karena kelembapan udaranya paling tinggi sekitar 100 %. Pengintian homogen tidak terjadi di alam. Uap air hanya dapat menjadi tetes air melalui inti kondensasi awan (IKA) dari partikel aerosol hidroskopis atau melalui pengintian heterogen. Agar butiran air (droplet) yang terbentuk melalui IKA menjadi tetes awan (cloud drop) maka ukuran kritis butiran harus dilampaui, jika tidak maka awan akan melenyap.

2. Pengaruh Zat Larut

Agar tetes awan yang terbentuk menjadi stabil maka jari-jari tetes awan harus lebih besar dari pada jari-jari kritisnya (r_c) yang dapat diekspresikan sbb:

$$r_c = \frac{2\sigma}{R_v \rho_L T \ln S} \quad (1)$$

dimana:

- σ : Tegangan permukaan tetes
- R_v : konstanta gas untuk uap air
- ρ_L : densitas tetes air
- T : temperature mutlak
- S : rasio jenuh yaitu perbandingan tekanan uap dengan tekanan uap jenuh di atas air.

Jika tekanan uap di atas tetes lebih kecil dari tekanan uap lingkungan maka tetes awan akan tumbuh dan jika sebaliknya, tetes awan akan melenyap.

Efek zat larut yang tidak mudah menguap (non volatile solute) dapat menurunkan tekanan uap keseimbangan di atas tetes, akibatnya tetes larutan dapat berada dalam keseimbangan dengan lingkungannya pada kelebihan jenuh lebih rendah dari pada tetes air murni dengan ukuran yang sama. Untuk tetes berbentuk bola dengan jari-jari r , maka rasio jenuh tetes larutan ditulis dengan persamaan sebagai berikut ^[3] :

$$S = 1 + \frac{a}{r} - \frac{b}{r^3} \quad (2)$$

dengan nilai a dan b masing-masing adalah:

$$a = \frac{3,3 \times 10^{-5}}{T} (\text{cm}) \quad \text{dan} \quad b = \frac{4,3iM_s}{m_s} (\text{cm}^3)$$

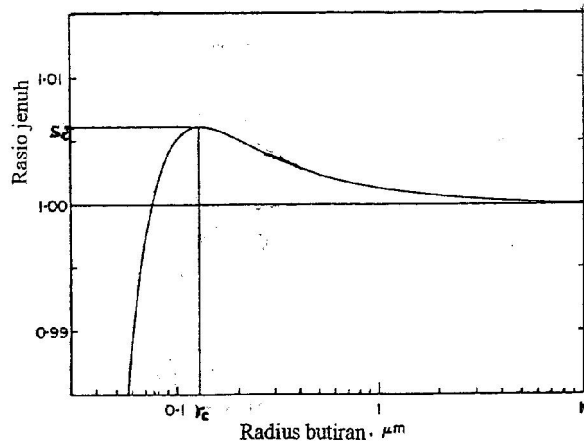
dimana :

i : faktor Van't Hoff atau faktor disosiasi ionik, untuk sodium klorida (NaCl) dan ammonium sulfat, nilai i = 2.

M_s : massa zat larut, misalnya NaCl.

m_s : berat molekuler zat larut

Persamaan pendekatan (2) ini terdiri dari suku lengkungan (a/r) yang menyatakan kenaikan rasio jenuh sebuah tetes dan suku larutan (b/r^3) yang menunjukkan perumusan tekanan uap karena zat larut. Untuk nilai T, M_s dan m_s tertentu, maka persamaan (2) menggambarkan ketergantungan rasio jenuh terhadap jari-jari tetes larutan. Kurva persamaan (2) yang menunjukkan efek kelengkungan dan efek larutan disebut kurva Köhler, lihat gambar 1.



Gambar 1. Rasio jenuh keseimbangan sebuah tetes larutan yang terbentuk pada sebuah inti kondensasi ammonium sulfat dengan massa 10^{-16} gram ^[3]

Sebuah inti kondensasi dikatakan aktif, jika yang terbentuk padanya mencapai jari-jari kritis r_c . Sekali tetes melewati r_c , maka menurut teori pertumbuhan tetes berlanjut, tetapi dalam prakteknya tidak terjadi karena banyak tetes yang bersaing untuk memperebutkan uap air yang ada. Tetes dengan radius $r > r_c$ akan tumbuh pada rasio jenuh $S < S_c$ (rasio jenuh kritis).

Jika persamaan (2) di deferensir terhadap radius r dan disama-dengankan nol ($\frac{ds}{dr} = 0$) maka diperoleh radius kritistetes r_c , dan jika nilai r_c dimasukkan pada persamaan (2) dengan $r = r_c$ maka diperoleh rasio jenuh kritis Sc yang masing-masing dapat ditulis dengan ekspresi berikut.:

$$r_c = \sqrt{\frac{3b}{a}} \text{ dan } Sc = 1 + \left(\frac{4a^3}{27b}\right)^{1/2} \quad (3)$$

dimana konstanta a dan b , bergantung pada zat larut.

3. Peran Aerosol pada Pertumbuhan Tetes

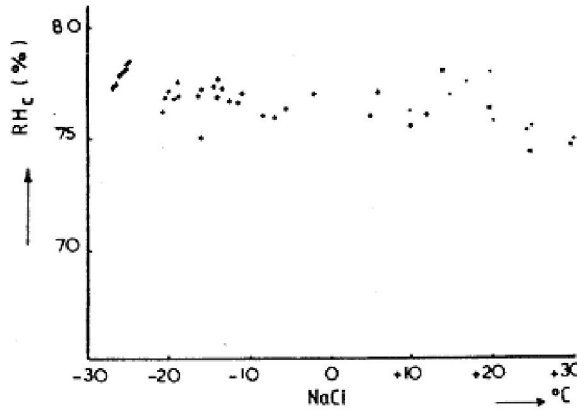
Aerosol yang di injeksikan harus komparabel (sebanding) dengan arus udara keatas. Diameter partikel garam antara 40 μm dan 50 μm agar berpeluang membentuk tetes hujan besar ^[4]. Partikel aerosol akan memperbesar tetes awan selama kecepatan arus keatas di dalam awan masih dapat menopangnya. Partikel garam yang berdiameter di atas 100 μm kurang berpeluang membentuk tetes hujan besar karena waktu tinggal partikel ini di dalam awan relatife singkat. Partikel aerosol yang berdiametr lebih besar 40 μm yang membentuk tetes hujan dengan diameter lebih besar 1mm. Dari sekitar 2000 tetes hujan hasilnya ditubjukkan pada table 1.

Tabel 1. Diameter tetes hujan (D) dikaitkan dengan berbagai diameter partikel aerosol (d) yang dihitung dan secara eksperimental ^[5].

Eksperimental		Dihitung				
d (μm)	D (mm)	d (μm)	a	b	c	d
40 - 50	4 - 6	40	5,0	5,7	pecah	pecah
50 - 60	4 - 5	50	3,3	4,8	„	„
60 - 75	3,5 - 5	60	2,6	3,7	5,7	„
75 -100	2,5 - 4	70	2,0	2,9	4,9	„
100- 250	1,0 – 3	90	1,4	2,2	3,5	„
		120	< 1	1,4	2,5	5,4
		200	< 1	< 1,0	1,0	2,5

Note : a,b,c dan d : masuk melalui dasar awan sel badai guruh pada kecepatan 5;6;7,5 dan 10 ms^{-1} , kadar air cair antara 2 dan 4 g/m^3 .

Partikel higrokopis hanya menangkap uap air pada temperatur dan kelembapan relatife tertentu. Kelembapan partikel aerosol higroskopis (garam) dimana uap air mengkondensasi padanya dan membentuk tetes awan disebut kelembapan relatife kritis (RHc). Kelembapan relatife kritis berbagai garam yang memainkan peranan inti kondensasi di dalam atmosfer telah banyak diketahui, misalnya RH = 75% dipandang sebagai nilai kritis kelembapan relatife untuk sodium khlorida (Na Cl). Gambar 2, menunjukkan grafik kelembapan relatife kritis garam NaCl sebagai fungsi temperatur ^[6]



Gambar 2. Kelembapan relative kritis (%) sebagai fungsi teperatur untuk garam Na Cl.

4. Pertumbuhan Tetes

Agar sebuah tetes larutan kecil tumbuh menjadi tetes awan maka jari-jari kritis r_c dan rasio jenuh kritis harus dilampaui. Jika tetes tumbuh cukup besar maka efek kelengkungan (a/r) dan efek larutan (b/r^3) dapat diabaikan terhadap kelewat jenuhnya ($S-1$), sehingga pertumbuhan tetes mengikuti persamaan berikut :

$$r \frac{dr}{dt} = \frac{S-1}{f(T,p)} \quad (4)$$

dimana :

- S : rasio jenuh
- $S - 1$: kelewat jenuh
- t : waktu
- $f(T,p)$: fungsi temperatur dan tekanan, pada $T = 283$ K dan $p = 700$ mb,
 $f(T,p) = 10^6 \text{ s/cm}^2$.

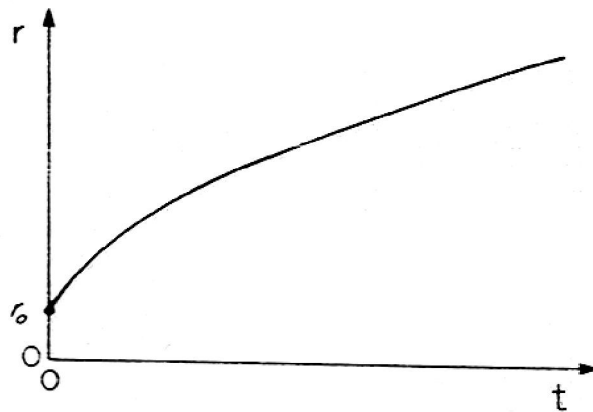
Untuk kondisi mantap (steady conditions), dimana suku sebelah kanan pada persamaan (4) dapat dianggap konstan maka persamaan (4) menjadi :

$$r \frac{dr}{dt} = C$$

dan setelah diintegrasikan, menghasilkan :

$$r^2 = r_0^2 + 2 Ct \quad \text{atau} \quad r = \sqrt{r_0^2 + 2CT} \quad (5)$$

dimana : r_0 adalah radius mula. Tetes mula-mula tumbuh cepat kemudian menjadi lambat^[7], lihat gambar 3.



Gambar 3. Pertumbuhan kondensasi dalam lingkungan konstan.

Tabel 2, menunjukkan pertumbuhan inti garam NaCl pada $T = 273 \text{ K}$, $p = 900 \text{ mb}$, dan $S-1 = 0,05\%$. Terlihat bahwa pertumbuhan tetes melalui kondensasi tidak dapat diharapkan memperbesar jari-jari tetes di atas $20 \mu\text{m}$ karena memerlukan waktu lama.

Tabel 2. Waktu yang diperlukan pertumbuhan tetes melalui kondensasi dengan radius mula $0,75 \mu\text{m}$ ^[8]

Radius (μm)	Waktu (detik) untuk tumbuh dari $r_0 = 0,75 \mu\text{m}$ dengan massa inti NaCl gram.		
	10^{-14}	10^{-13}	10^{-12}
5	1.000	320	62
10	2.700	1.800	870
20	8.500	7.400	5.900
30	17.500	16.000	14.500
50	44.500 (12,36 jam)	43.000 (12,08 jam)	41.500 (11,53 jam)

Pertumbuhan tetes melalui mekanisme kolisi-koalisi dapat menjelaskan terjadinya curah hujan dalam awan panas. Dianggap bahwa di dalam awan ukuran tetes heterogen sehingga terdapat beda kecepatan jatuh terminal diantara tetes-tetes di dalam awan. Tetes yang besar akan menumbuk dan akan menggabungkan tetes-tetes yang lebih kecil, sehingga tetes awan besar akan menjadi tetes hujan yang dapat jatuh mencapai permukaan tanah sebagai curah hujan. Persamaan pertumbuhan tetes melalui mekanisme kolisi-koalisi dapat di ekspresikan sebagai berikut :

$$\frac{dR}{dt} = \frac{E.W}{4\rho} \left(1 + \frac{r}{R}\right)^2 (V - v) \quad (6)$$

dimana :

- dR/dt : kecepatan pertumbuhan radius tetes besar awan
- r : radius tetes kecil (butiran) awan
- E : koefisien koleksi = E_1, E_2
- E_1, E_2 : koefisien kolisi dan koalisiensi (penggabungan)
- W : kadar air awan persatuan volume
- ρ : densitas air
- V, v : kecepatan jatuh tetes besar dan tetes kecil (butiran) awan

Kesimpulan

- Agar tetes awan tumbuh maka radius kritis dan rasio jenuh kritis harus dilampaui. Efek larutan akan menurunkan rasio jenuh sehingga tetes mudah tumbuh. Sedangkan efek kelengkungan akan menaikkan rasio jenuh artinya tetes awan yang kecil akan sulit tumbuh karena diperlukan rasio jenuh yang tinggi.
- Diameter partikel aerosol higroskopis yang menghasilkan tetes hujan besar adalah antara 40 μm dan 50 μm . Partikel aerosol yang sangat besar akan memperoleh waktu tinggal di udara sangat singkat, sehingga partikel ini kurang berpeluang membentuk tetes hujan besar. Partikel garam sodium Klorida NaCl mempunyai kelembapan relative kritis rendah yaitu 75% pada temperatur antara 10 dan 25 $^{\circ}\text{C}$, sehingga garam NaCl sering dipakai dalam teknologi modifikasi cuaca terutama modifikasi awan panas.
- Ukuran tetes-tetes awan yang heterogen menyebabkan kecepatan jatuh terminal tetes-tetes awan heterogen, sehingga awan menjadi labil dan pertumbuhan tetes hujan melalui mekanisme kolisi-koalisi menjadi mudah. Jika tetes-tetes di dalam awan ukurannya homogen maka pertumbuhan radius tetes hujan menjadi sangat sulit. Dalam kondisi seperti ini maka persamaan pertumbuhan tetes besar dengan radius R menunjukkan $dR/dt = 0$.

Referensi

1. Mc. Ilveen R., 1992. Fundamental of weather and Climate, Chapman Hall, London.
2. Bayong Tj. HK., dan Saryono 1994. Penentuan parameter meteorologis dari Radiosonde untuk peramalan badai guruh, DP3M, Dep. P & K, Jakarta.
3. Roger R.R., 1976. A Short Course in Cloud physics, Pergamon Press, New York.
4. Rosinski, J., 1973. Formation of raindrops on large aerosol particles, J. Atmos. Sci., Vol. 7.
5. Rosinski, J. and T.C. Kerrigan, 1969. The role of aerosol particle, in the formation of raindrops and hailstone in severe thunderstorm, J. Atmos. Sci., Vol. 26.
6. Roussel, J.C., 1968. Détermination de l'hygroscopicité critique des sels tempéراتur négative, J. Rech. Atmos., Vol. 3.
7. Iribarne, J.V., and Cho, H.R., 1980. Atmospheric Physics, D.Reidel Publishing Company, Dordrecht.
8. Mason, B.J., 1971. The Physics of Clouds, Clarendon Press, Oxford.