

Proses Fisis–Dinamis Awan dan Modifikasinya ^{*)}

**oleh : Bayong Tjasyono HK.
Kelompok Keahlian Sains Atmosfer
Fakultas Ilmu Kebumihan dan Teknologi Mineral
Institut Teknologi Bandung**

Abstrak

Proses curah hujan bergantung pada uap air yang masuk kedalam sistem awan dan efisiensi bagaimana uap air dapat diubah menjadi tetes hujan. Pemasukan uap air bergantung pada situasi dinamis dan termodinamik. Secara fisis, setiap kondensasi akan meningkatkan gaya apung awan akibat pelepasan panas laten kondensasi. Modifikasi awan buatan dilaksanakan dengan penyemaian partikel-partikel aerosol higroskopis yang bertindak sebagai inti kondensasi awan. Partikel memperbesar butiran-butiran awan selama kecepatan keatas masih dapat meopangnya.

Abstract

Rainfall process depends on water vapor influx into cloud system and the efficiency by which it is transformed into raindrop. This water vapor influx depends on the dynamics and thermodynamics situation. Physically, any condensation will lead to additional cloud buoyancy force due to the release of latent heat. Artificial cloud modification is carried out by seeding of hygroscopic aerosol particles that act as cloud condensation nuclei. Particles increase cloud droplet sizes as long as the updraft is still able to hold them.

*) Disampaikan pada Seminar Monitoring dan Evaluasi Teknologi Modifikasi Cuaca untuk Pencapaian Peningkatan Produksi Beras 2 Juta Ton, Masyarakat Hidrologi Indonesia Bekerjasama dengan Badan Meteorologi dan Geofisika, Puslitbang Sumber Daya Air dan UPT Hujan Buatan – BPPT, 30 Mei 2007, Jakarta.

1. Pendahuluan

Penyemaian awan dapat dipakai untuk meningkatkan atau menurunkan jumlah curah hujan, memperbesar atau menindas batu es (*hail*), karena setiap gangguan (*interference*) dalam proses pembentukan tetes hujan pada prinsipnya dapat bermanfaat atau merusak awan dan hujan^[1]. Awan dapat terbentuk jika udara lembap didinginkan melalui konveksi, orografi dan konvergensi dalam atmosfer yang mengandung aerosol higroskopis sebagai inti kondensasi awan.

Aerosol higroskopis buatan telah banyak dipakai dalam pembenihan awan. Gagasannya adalah merangsang benturan-tangkapan sehingga menghasilkan tetes besar didalam awan. Inti harus cukup besar agar tumbuh dalam arus udara vertikal (*updraft*), tetapi jangan terlalu besar karena inti akan segera jatuh dan keluar awan (waktu tinggal inti singkat). Gerakan arus udara vertikal memainkan peranan penting dalam pembentukan awan yaitu menentukan karakter dan kuantitas presipitasi yang dihasilkan awan^[2].

Efek larutan menurunkan tekanan uap keseimbangan di atas sebuah tetes, sehingga tetes larutan dapat berada dalam keseimbangan dengan lingkungan pada kelewat jenuh jauh lebih rendah dari pada sebuah tetes murni dengan ukuran yang sama. Sebuah inti kondensasi dikatakan aktif bila tetes yang terbentuk padanya tumbuh sampai ukuran kritis. Sekali tetes melewati radius kritis maka menurut teori pertumbuhan tetes akan berlanjut, tetapi pertumbuhan terus menerus ini tidak akan terjadi karena banyaknya tetes yang bersaing mendapatkan uap air yang ada^[3].

2. Aerosol Atmosferik

Aerosol atmosferik tidak hanya penting dalam mikrofisika awan tetapi juga pada polusi udara, karena visibilitas (jarak pandang) ditentukan oleh distribusi massa dan ukuran aerosol atmosferik. Aerosol mempunyai ukuran lebih besar dibandingkan ukuran molekul, tetapi masih cukup kecil sehingga dapat melayang di dalam atmosfer. Aerosol atmosferik dapat berasal dari sumber alami, misalnya letusan gunung api, permukaan darat atau laut, dan dapat berasal dari sumber buatan manusia, seperti pembakaran bahan fosil dari industri atau kendaraan bermotor. Aerosol atmosferik dapat turun kepermukaan melalui gaya gravitasi untuk yang berukuran besar dan dibersihkan oleh curah hujan atau curah salju terutama untuk aerosol yang berukuran kecil.

Berdasarkan konvensi, aerosol dapat digolongkan menurut diameternya (D) sebagai berikut :

$D < 0,2 \mu\text{m}$, disebut partikel Aitken

$0,2 \mu\text{m} \leq D \leq 2 \mu\text{m}$, disebut partikel besar

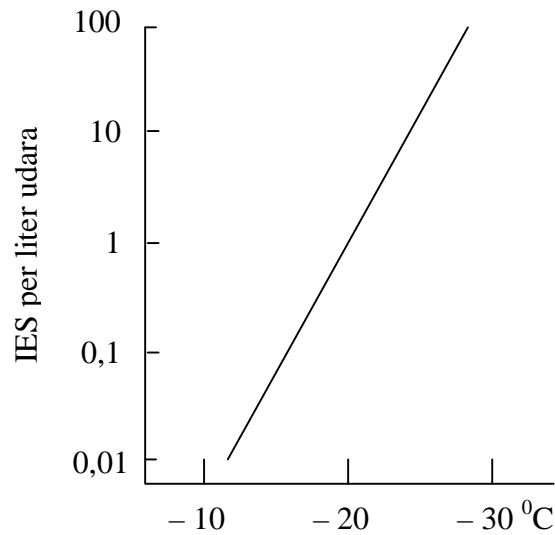
$D > 2 \mu\text{m}$, disebut partikel raksasa

Nama partikel Aitken berasal dari fisikawan Scotlandia yaitu **John Aitken** (1839 – 1919) yang mengembangkan instrumen untuk mengamati partikel aerosol dua abad yang silam. Aerosol garam laut (AGL) sangat mempengaruhi pada mikrofisika awan dan hujan, terutama karena AGL dapat bertindak sebagai inti kondensasi awan (IKA).

Aerosol garam laut (AGL) didefinisikan sebagai komponen aerosol yang terdiri dari tetes air laut dan partikel garam laut kering (*dry sea salt particles*). Jejari partikel AGL berjangka dari kurang $0,1 \mu\text{m}$ sampai lebih besar $1000 \mu\text{m}$ (1 mm). AGL adalah sebuah komponen penting dari aerosol laut (*marine*) yang tidak terganggu oleh sumber-sumber kontinental dan antropogenik (aktivitas manusia). Lagipula, garam laut adalah salah satu kontributor terbesar pada massa bahan partikulat yang diinjeksikan kedalam atmosfer secara global dengan perkiraan kontribusi tahunan dari $0,3 \times 10^{12}$ kg sampai 30×10^{12} kg.

Partikel aerosol garam laut sangat berpengaruh pada awan dalam atmosfer laut karena bertindak sebagai inti kondensasi awan dalam pembentukan tetes-tetes awan. Distribusi ukuran konsentrasi jumlah aerosol garam laut (AGL) mempengaruhi distribusi ukuran konsentrasi jumlah tetes awan-awan maritim yang mempengaruhi pembentukan hujan dan kemungkinan memainkan peranan dalam pencucian udara unsur-unsur antropogenik. Kemampuan partikel AGL untuk membentuk sebuah tetes awan ditentukan oleh ukurannya, oleh kondisi meteorologis terutama kecepatan arus udara keatas yang mempengaruhi kelewat jenuh lingkungan (kelembapan relatif lebih besar dari 100%) serta oleh komposisi dan distribusi ukuran konsentrasi kehadiran partikel aerosol lain^[4].

Konsentrasi inti es (IES) sedikit berubah terhadap ruang dan waktu, dan bahwa gambaran tipik (khusus) adalah satu inti per liter pada temperatur -20°C . Konsentrasi itu biasanya sangat bergantung pada temperatur. Ketergantungan temperatur rata-rata ditunjukkan pada gambar 1. Pada gambar ini sebenarnya ada deviasi yang lebar terhadap garis lurus^[5].



Gambar 1. Ketergantungan konsentrasi inti es (IES) pada temperatur.

Dengan mengambil 10^4 cm^{-3} sebagai konsentrasi partikel aerosol tipik, dapat dilihat bahwa satu inti per liter aktif pada temperatur $-20 \text{ }^\circ\text{C}$. Meskipun masih ada ketidakpastian, tetapi ada kejelasan bahwa mineral lempung terutama kaolinite (tanah lempung) sebagai komponen utama inti es (IES) atmosferik, material yang banyak dijumpai dalam banyak tipe tanah dengan ambang batas pengintian adalah $-9 \text{ }^\circ\text{C}$. Perak iodida (AgI) mempunyai temperatur pengintian relatif panas ($-4 \text{ }^\circ\text{C}$) adalah bahan IES yang banyak dipakai dalam pembenihan awan buatan. Bahan perak iodida dapat dibuat dalam bentuk partikel-partikel yang sangat halus oleh pembakaran senyawa perak khusus^[3].

Data eksperimen menunjukkan bahwa partikel aerosol besar yang memasuki awan bertindak sebagai pusat pertumbuhan pertambahan (*accretion*). Partikel memperbesar tetes awan yang lebih kecil dari pada partikel itu sendiri dan tumbuh selama mengalami kenaikan sampai kecepatan arus ke atas (*updraft*) tidak lagi dapat menopangnya, sesudah itu tetes jatuh keluar awan. Waktu tinggal partikel aerosol besar di dalam awan relatif singkat sehingga menghasilkan tetes hujan yang lebih kecil. Sebaliknya partikel aerosol kecil dapat mencapai ketinggian (paras) yang tinggi di atas dasar awan. Waktu tinggal partikel kecil di dalam awan lebih lama, sehingga menghasilkan tetes-tetes hujan yang lebih besar.

Pembentukan awan memerlukan inti kondensasi dimana uap air mengondensasi padanya dan membentuk tetes-tetes awan. Partikel yang higroskopis hanya menangkap uap air pada temperatur T tertentu mulai dari kelembapan relatif tertentu yang disebut *kelembapan relatif kritis* (RH_c). Kelembapan relatif kritis berbagai garam yang memainkan peranan inti

kondensasi di dalam atmosfer telah banyak diketahui. $RH = 75\%$ dipandang sebagai nilai kritis kelembapan relatif $\text{NaCl}^{[2]}$.

3. Efek Kelengkungan dan Larutan Terhadap Tekanan Uap di atas Tetes

Jika efek kelengkungan tetes dan efek larutan digabung maka rasio jenuh sebuah tetes larutan dinyatakan oleh persamaan kurva Köhler :

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

dengan $a = 3,3 \times 10^{-5}/T$ dan $b = 4,3i M/m_s$

Keterangan :

- S : rasio jenuh
- e, e_s : tekanan uap, tekanan uap jenuh
- r : jari-jari tetes
- a, b : konstanta
- T : temperatur
- i : derajat dissosiasi ionik, untuk larutan NaCl , $i = 2$
- M : massa zat larut
- m_s : berat molekuler zat larut

Dalam persamaan (1), a/r disebut **suku lengkungan** yang menunjukkan kenaikan tekanan uap oleh tetes yang lengkung dan b/r^3 disebut **suku larutan** yang menunjukkan penurunan tekanan uap oleh adanya zat larut. Efek larutan mendominasi tetes yang cukup kecil, sehingga tetes larutan yang sangat kecil dapat berada dalam keseimbangan pada kelembapan relatif (RH) kurang dari 100%. Kenaikan RH memungkinkan tetes terus tumbuh di atas kelembapan 100% yang akhirnya rasio jenuh kritis S^* tercapai yaitu pada puncak kurva Köhler dengan jejari keseimbangan (jejari kritis) r^* . Jika jari-jari tetes $r > r^*$ maka tetes akan tumbuh dengan rasio jenuh keseimbangan $S < S^*$. Uap air akan berdifusi ke tetes sehingga tetes terus tumbuh tanpa kenaikan rasio jenuh S lingkungan. Jadi tetes dengan jari-jari $r > r^*$ dapat tumbuh tanpa kenaikan S menjadi **tetes awan**^[3]. Tetes dengan jejari $r < r^*$ hanya tumbuh oleh reaksi kenaikan kelembapan relatif, lihat gambar 2.

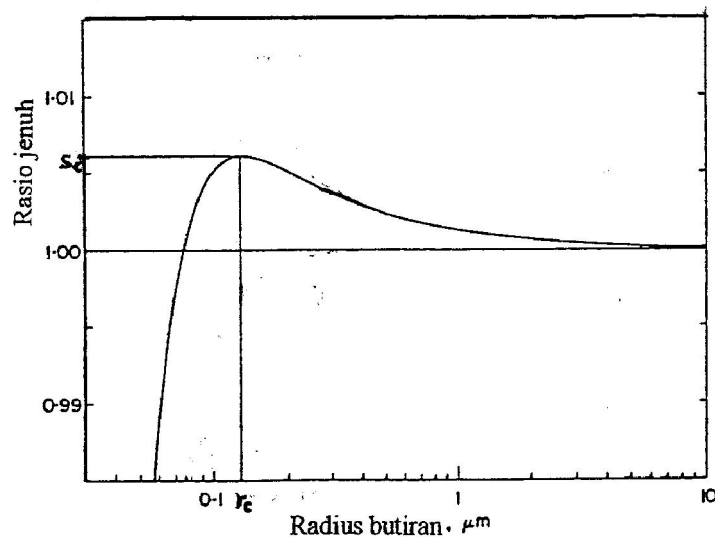
Kurva Köhler menunjukkan pertumbuhan tetes larutan terhadap rasio jenuh. Nilai radius kritis butiran awan dapat diperoleh dengan mendefinisir persamaan (1) terhadap

radius kemudian disamadengankan nol atau $dS/dr = 0$ dengan $S = 1 + a/r - b/r^3$, sehingga radius kritis butiran awan adalah :

$$r^* = \sqrt[3]{\frac{3b}{a}} \quad (2a)$$

dan rasio jenuh kritisnya

$$S^* = 1 + \sqrt[3]{\frac{4a^3}{27b}} \quad (2b)$$



Gambar 2. Rasio jenuh sebagai fungsi radius tetes larutan.

4. Pertumbuhan Partikel Awan dan Presipitasi

4.1. Pertumbuhan Tetes Awan Melalui Kondensasi

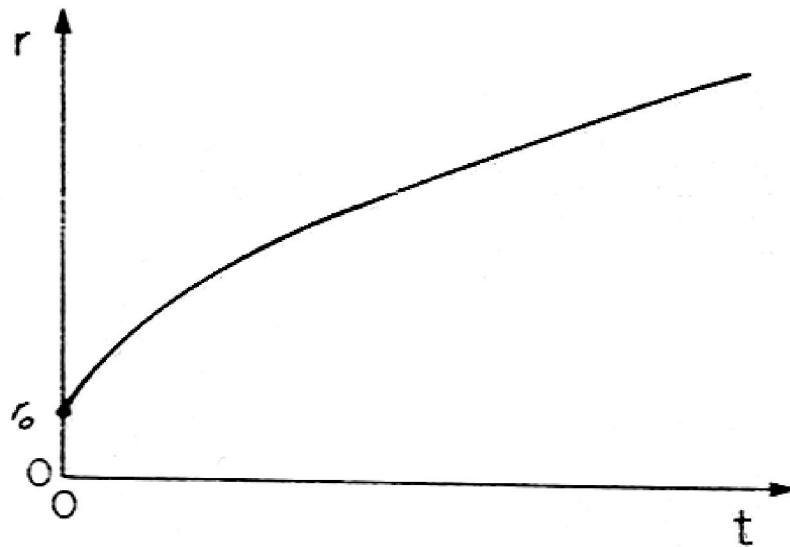
Sebelum dan sesudah tetes awan mencapai ukuran kritis, tetes tumbuh oleh difusi molekul-molekul air dari uap di atas permukaannya. Tetes dianggap berada di atmosfer yang mempunyai tekanan uap air lebih besar dari pada tekanan uap air keseimbangan tetes. Akibatnya uap air akan berdifusi menuju tetes dan mengkondensasi pada tetes, dan melepaskan panas terselubung kondensasi yang menyebabkan naiknya temperatur tetes, dengan demikian mempengaruhi tekanan uap keseimbangan. Jika tetes tumbuh menjadi cukup besar maka efek lengkungan dan efek larutan dapat diabaikan, dan dalam kondisi mantap maka pertumbuhan tetes melalui kondensasi dapat diekspresikan sebagai berikut :

$$r \frac{dr}{dt} = C \text{ (konstan)}$$

Jika diintegrasikan dari jejari r_0 pada saat $t = 0$ sampai r pada saat $t = t$, maka diperoleh :

$$r(t) = \sqrt{r_0^2 + 2ct} \quad (3)$$

Grafik pertumbuhan tetes berbentuk parabolik dengan pertumbuhan inisial cepat kemudian menjadi lambat, lihat gambar 3.



Gambar 3. Pertumbuhan tetes dengan kondensasi dalam lingkungan konstan. r : radius tetes, r_0 : radius mula dan t : waktu.

4.2. Pertumbuhan Partikel Presipitasi

Ada dua proses dimana awan menghasilkan tetes-tetes hujan. Pertama disebut proses Bowen – Ludlam atau proses benturan – tangkapan. Proses ini terjadi pada awan panas yang banyak terdapat di daerah tropis. Kedua disebut proses Bergeron – Findeisen atau proses kristal es. Proses ini menjadi aktif pada daerah-daerah beriklim sedang dimana awan mengandung campuran tetes air dan partikel es, disebut awan dingin^[3,6].

a. Proses Bowen – Ludlam

Dalam awan panas terdapat tetes-tetes yang berbeda ukurannya. Laju pertumbuhan massa tetes (*drop*) melalui proses benturan dan tangkapan adalah :

$$\frac{dm}{dt} = E \cdot W (R + r)^2 (V - v) \quad (4a)$$

atau dinyatakan dengan radius dimana $R \gg r$, maka persamaan 4a menjadi :

$$\frac{dR}{dt} = \frac{E \cdot W \cdot V}{4} \quad (4b)$$

dimana :

dm/dt : laju pertumbuhan massa tetes

m, R : massa dan radius tetes (*drop*)

r : radius butiran (*droplet*)

E : efisiensi koleksi, $E = E_1 \cdot E_2$

E_1 : efisiensi tangkapan

E_2 : efisiensi benturan

W : kadar air awan per satuan volume, yaitu semua tetes kecil yang terkandung dalam satuan volume (berorde 1 gram/m^3).

V : kecepatan jatuh tetes

v : kecepatan jatuh butiran

$(V - v)$: kecepatan jatuh tetes relatif terhadap butiran

ρ : densitas air

Efisiensi koleksi (E), bergantung pada ukuran tetes (R) dan butiran (r). Untuk $R \leq 20 \mu\text{m}$, maka efisiensi koleksi sangat kecil, sehingga mekanisme tumbukan tidak efisien. Di atas $20 \mu\text{m}$, efisiensi benturan (E_2) makin besar dan mendekati nilai satu. Syarat terjadinya pertumbuhan adalah perbedaan ukuran tetes air dan jumlah tetes di dalam awan. Dengan proses benturan maka tetes tumbuh menjadi besar dan jatuh lebih cepat, yang berarti efisiensi koleksi meningkat, sehingga tetes membesar.

b. Proses Bergeron - Findeisen

Pertumbuhan partikel es dalam awan dapat dibagi menjadi tiga bagian :

(i) Pertumbuhan partikel es dari fasa uap

Dalam awan campuran yang didominasi oleh tetes-tetes keawat dingin, udara mendekati jenuh terhadap air cair, karenanya keawat jenuh terhadap es. Faktor kendali pertumbuhan massa sebuah kristal es adalah “deposisi” (yaitu perubahan fasa uap air menjadi fasa padat atau es), serupa dengan faktor kendali pertumbuhan massa sebuah tetes oleh “kondensasi”. Tetapi masalah pertumbuhan kristal es lebih rumit karena kristal es tidak berbentuk bola.

Untuk kasus sebuah partikel es yang berbentuk bola dengan radius r dapat ditulis sebagai berikut :

$$\frac{dM}{dt} = 4 \pi r D (\rho_v(\infty) - \rho_{vc}) \quad (5)$$

dimana :

- $\frac{dM}{dt}$: kecepatan pertumbuhan massa kristal es
- r : radius partikel es
- D : koefisien difusi uap air di udara.
- $\rho_v(\infty)$: densitas uap air lingkungan
- ρ_{vc} : densitas uap air disekitar permukaan kristal es.

(ii) Pertumbuhan partikel es dengan pembekuan tetes; batu es hujan

Dalam awan campuran, penambahan massa partikel es disebabkan oleh tumbukan dengan tetes-tetes kelewat dingin yang kemudian membeku pada partikel es. Pertumbuhan partikel es dengan pembekuan tetes (*riming*) dapat menghasilkan batu es hujan (*hailstone*), biasanya terbentuk pada awan konvektif kuat yang mempunyai kadar air tinggi. Batu es hujan dengan diameter sebesar 13 cm dan berat lebih 0,5 kg pernah diamati. Batu es dengan diameter 1 cm lebih sering dijumpai.

(iii) Pertumbuhan partikel es dengan koleksi

Mekanisme ketiga dimana partikel es tumbuh yaitu dengan tumbukan dan gabungan (*aggregation*) satu sama lain. Partikel es dapat bertumbukan satu sama lain jika kecepatan jatuh terminalnya berbeda.

Masalah agregasi ialah apakah dua partikel es akan melekat bersama jika mereka bertumbukan atau tidak. Kemungkinan pelekatan (*adesi*) terutama ditentukan oleh dua faktor : jenis partikel es dan temperatur. Kemungkinan dua kristal bertumbukan dan melekat akan meningkat jika temperatur naik. Pelekatan terutama terjadi pada temperatur di atas sekitar -5°C dimana permukaan es menjadi sangat “lengket” (*sticky*).

5. Modifikasi Awan

Modifikasi cuaca diartikan sebagai modifikasi awan secara buatan atas usaha manusia. Jelas bahwa setiap organisasi bahkan WMO (*World Meteorological Organization*) sekalipun

tidak mempunyai kapabilitas untuk melaksanakan semua jenis modifikasi cuaca pada waktu yang bersamaan, sehingga dilakukan prioritas pelaksanaan^[7]. Di Indonesia modifikasi cuaca memprioritaskan dalam peningkatan jumlah curah hujan (*rain enhancement*) untuk memperpanjang musim hujan agar panen dapat dilakukan dua kali. Tetapi hujan buatan bergantung pada kondisi cuaca, sehingga persyaratan meteorologis harus dipenuhi.

Mikrostruktur awan dipengaruhi oleh konsentrasi inti kondensasi dan inti es, dan pertumbuhan partikel endapan dipengaruhi oleh kelabilan di dalam mikrostruktur awan. Ada dua jenis kelabilan :

- i. Dalam awan panas, tetes besar tumbuh dengan menangkap tetes kecil oleh mekanisme benturan – tangkapan. Kelabilan disebabkan oleh heterogenitas ukuran tetes awan.
- ii. Jika ada partikel es dalam awan campuran, maka partikel es akan tumbuh oleh deposisi dengan mengorbankan tetes air keawat dingin, kemudian dengan pembekuan (*riming*) dan gabungan (*aggregation*). Kelabilan disebabkan oleh beda tekanan uap di atas air keawat dingin dan di atas es pada temperatur di bawah 0 °C yang sama.

a. Teknologi Modifikasi Awan Panas

Teknik yang lebih baik adalah menginjeksikan tetes-tetes air kecil ($r \simeq 30 \mu\text{m}$) atau partikel-partikel higroskopis (misalnya garam) kedalam dasar awan; partikel/tetes ini mungkin tumbuh oleh kondensasi, kemudian oleh benturan – tangkapan, karena tetes ini pertama dibawa keatas, kemudian jatuh melalui awan.

Awan cumulus dapat digolongkan sebagai awan panas, jika temperatur awan lebih besar – 10 °C, dapat juga digolongkan sebagai awan dingin, jika awan ini tumbuh jauh ke lapisan beku, sehingga temperatur awan sebagian atau seluruhnya di bawah – 10 °C. Paras (*level*) 0 °C disebut “paras beku”, atau paras peleburan.

Dalam awan panas, jika tetes-tetes awan mempunyai ukuran serba sama maka kecepatan jatuh terminalnya sama, sehingga kemungkinan benturan dan tangkapan sangat kecil. Dari persamaan (4) terlihat bahwa jika $R = r$, maka $V = v$ sehingga $(V - v) = 0$ dan $dR/dt = 0$, jadi tidak terdapat pertumbuhan ukuran tetes. Secara alamiah awan ini sulit atau tidak dapat menghasilkan hujan.

Modifikasi awan dapat dilakukan dengan menginjeksikan tetes-tetes besar kedalam awan sehingga mekanisme benturan dan tangkapan menjadi lebih aktif. Akibat proses benturan, tetes bertambah besar dan jatuh lebih cepat yang berarti efisiensi koleksi bertambah

besar, dengan demikian makin cepat tetes awan tumbuh menjadi tetes hujan. Untuk membentuk satu tetes hujan diperlukan puluhan ribu sampai satu juta tetes-tetes awan.

Cumulus yang tumbuh menjulang tinggi jauh ke lapisan atmosfer dengan temperatur di bawah -10°C , dapat digolongkan sebagai awan dingin. Pada lapisan awan antara 0°C dan -40°C tidak terjadi pengintian air secara spontan, kecuali jika tetes menjumpai inti pembeku atau inti es. Aerosol buatan yang banyak dipakai untuk merangsang hujan adalah perak jodida (AgI). Tetapi di Indonesia dimana banyak sinar dan radiasi matahari maka AgI tidak efektif dipakai sebagai inti pembeku, karena itu sebagai gantinya dapat dipakai es kering (CO_2 padat) yang ditaburkan dari puncak awan. Temperatur keseimbangan sublimasi es kering adalah -78°C , jauh lebih dingin dari pada temperatur pembekuan homogen air. Jika diinjeksikan kedalam awan kelewat dingin maka pelet es kering akan turun dan dalam lintasannya es kering akan membekukan tetes-tetes yang dilaluinya^[8].

b. Teknologi Modifikasi Awan Dingin

Seperti dibicarakan dimuka, mekanisme ini bergantung pada koeksistensi tetes kelewat dingin dan partikel es. Konsentrasi inti es di dalam udara agak kecil pada temperatur tinggi bahkan kadang-kadang kurang. Karena itu perlu menginjeksikan inti es buatan atau bahan kimia lain kedalam awan agar pertumbuhan kristal es dapat menghasilkan hujan. Ini merupakan dasar ilmiah untuk kebanyakan uji coba hujan buatan yang telah dilakukan pada awan dingin^[9,10].

Bernard Vonnegut mulai mencari inti es buatan. Ia menunjukkan bahwa inti es efektif sebaiknya mempunyai struktur kristalografik yang serupa dengan struktur es. Pemeriksaan tabel-tabel kristalografik mengungkapkan bahwa **perak jodida** (AgI) memenuhi. Uji laboratorium menunjukkan bahwa perak jodida dapat bertindak sebagai inti es pada temperatur setinggi -4°C . Banyak bahan **pengintian es** buatan yang diketahui misalnya, **timah jodida** (*lead iodide*), **kuningan sulfida** (*cupric sulfide*) dan beberapa bahan-bahan organik misalnya, **phloroglucinol**, **metaldehyde** lebih efektif sebagai inti es dari pada perak jodida. Tetapi kebanyakan uji coba pembenihan buatan sampai sekarang masih memakai perak jodida.

Kesimpulan

Awan dapat terbentuk, pertama jika udara lembap mengalami pendinginan oleh arus udara keatas (*updraft*) melalui konveksi, orografi dan konvergensi. Kedua ada partikel-partikel higroskopis yang bertindak sebagai inti kondensasi awan. Partikel garam yang diinjeksikan tidak terlalu besar karena waktu tinggalnya di atmosfer lebih pendek dan tidak terlalu kecil karena partikel ini akan keluar melalui puncak awan oleh arus udara keatas.

Dari segi fisis–dinamis, hujan buatan tidak dapat dilakukan kapan dan dimana saja. Hujan buatan tidak dapat dilakukan pada area tekanan tinggi dan pada lereng pegunungan di bawah angin (*leeward slope*) karena pada area ini terjadi subsidensi. Udara yang turun lebih kering dan mengalami kompresi sehingga sulit menghasilkan awan.

Hujan buatan sebaiknya juga tidak dilakukan pada musim kemarau, karena pada musim ini kelembapan udara di Indonesia pada umumnya rendah sehingga kelembapan kritis partikel garam yang disemai tidak tercapai, dengan demikian partikel garam kurang higroskopis sebagai pusat kondensasi uap air atau sebagai inti kondensasi awan.

Meskipun jumlah curah hujan tahunan di Indonesia secara rata-rata berlimpah tetapi mengingat variasinya secara temporal dan spasial sangat besar, maka teknologi modifikasi awan sangat diperlukan. Tujuannya adalah untuk menambah curah hujan (*rain enhancement*) pada saat kesediaan sumber daya air pertanian menurun. Karena itu pemicuan hujan (*stimulation of rain*) dapat dilakukan dengan tujuan untuk memperpanjang musim hujan selama kelembapan kritis partikel garam masih tercapai.

Daftar Pustaka

1. Roland List, 1979. *Cloud Physics and Weather Modification*, Report No. 13, WMO, Geneva.
2. Rosinski, J., 1973. Formation of raindrop on large aerosol particles, *J. Rech. Atmos.*, 7, 221 – 222.
3. Rogers, R. R., and You, M. K., 1989. *A Short Course in Cloud Physics*, Pergamon Press, New York.
4. Lewis, E. R., and Schwartz, S. E., 2004. *Sea Salt Production, A Critical Review*, Geophysical Monograph 152, American Geophysical Union, Washington, D. C.
5. Rogers, R. R., 1976. *A Short Course in Cloud Physics*, Pergamon Press, New York.

6. Pruppacher, H. R., and Klet, J. D., 1980. *Microphysics of Cloud and Precipitation*, D. Reidel Publishing Company, Boston.
7. Roland List, 1979. *Overall PEP Program, Purpose and Objectives*, Report No. 13, WMO, Geneva.
8. Silverman, B. A., 1986. *Static Mode Seeding of Summer Cumuli – A Review*, *Meteorological Monographs*, Vol. 21, No. 43, American Meteorological Society, Boston.
9. Soulage, R. G., 1979. *Contributions Relevant to the Study of the Potential Modifiability of Cloud*, Report No. 13, WMO, Geneva.
10. Cooper, W. A., 1979. *Ice Initiation in Natural Clouds*, Report No. 13, WMO, Geneva.