

**ANALISA PENGARUH TEMPERATUR POTENSIAL EKIVALEN
TERHADAP KONVEKSI AWAN KOMULONIMBUS DI DAERAH BUKIT KOTO
TABANG BUKITTINGGI**

SKRIPSI

*Diajukan Pada Tim Penguji Jurusan Fisika Untuk Memenuhi Sebahagian Persaratan
Memperoleh Gelar Sarjana Sains Strata Satu*



Oleh :

TAUFIQ

42559/2003

PROGRAM STUDI FISIKA

JURUSAN FISIKA

FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM

UNIVERSITAS NEGERI PADANG

2010

HALAMAN PERSETUJUAN SKRIPSI

Judul : Analisa Pengaruh Temperatur Potensial Ekuivalen Terhadap
Konveksi Awan Kumulonimbus di Daerah Bukit
Koto Tabang Bukittinggi

Nama : Taufiq

Jurusan : Fisika

Fakultas : Matematika Dan Ilmu Pengetahuan Alam

Padang, Juli 2010

Disetujui oleh:

Pembimbing I



Dr. Ahmad Fauzi, M.Si
Nip.196605221993031003

Pembimbing II



Ir. Muzirwan, M.Kom
Nip.196207111997031001

HALAMAN PENGESAHAN LULUS UJIAN SKRIPSI

Nama : Taufiq
Nim : 42559
Program Studi : Fisika
Jurusan : Fisika
Fakultas : Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam

Dengan Judul Skripsi

Analisa Pengaruh Temperatur Potensial Ekuivalen Terhadap Konveksi Awan Kumulonimbus
di Daerah Bukit Koto Tabang Bukittinggi.

Dinyatakan lulus setelah dipertahankan di depan tim penguji

Skripsi jurusan fisika fakultas matematika dan ilmu pengetahuan alam

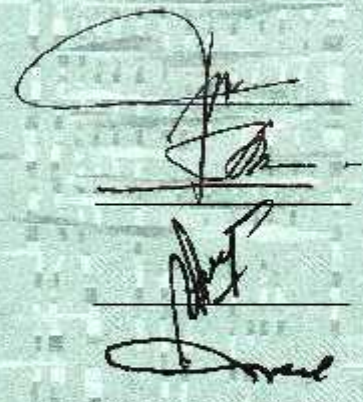
Universitas negeri padang

Padang, 18 Agustus 2010

Tim Penguji

	Nama
Ketua	: DR. Ahmad Fauzi, M.Si
Sekretaris	: Ir. Muzirwan, M.Kom
Anggota	: DR. Ilamdi, M.Si.
Anggota	: Drs. Mahrizal, M.Si
Anggota	: Dra. Yulia Jamal, M.Si

Tanda Tangan



ABSTRAK

Taufiq: Analisa Pengaruh Temperatur Potensial Ekvivalen Terhadap Konveksi Awan Komulonimbus di Daerah Koto Tabang

Konveksi adalah salah satu faktor penting dalam pembentukan awan konvektif. Di Indonesia, awan konvektif menjadi lebih dominan ketimbang awan-awan jenis lain. Dalam keadaan khusus awan konvektif dapat tumbuh menjadi awan komulonimbus. Bagi dunia penerbangan awan komulonimbus merupakan rintangan yang harus dihindari, karena awan ini sumber terjadinya turbulensi udara, guruh dan petir. Salah satu faktor yang mempengaruhi pembentukan awan komulonimbus adalah temperatur potensial ekuivalen. Bagaimana pengaruh temperatur potensial ekuivalen terhadap konveksi awan komulonimbus belum banyak diketahui. Tujuan Penelitian adalah menganalisa pengaruh temperatur potensial ekuivalen terhadap konveksi awan komulonimbus.

Penelitian ini merupakan penelitian deskriptif. Tempat penelitian di Stasiun Pengamat Dirgantara Lembaga Penerbangan dan Antariksa Nasional (SPD LAPAN) Bukit Koto Tabang Bukit Tinggi. Data dalam penelitian adalah data sekunder berupa, ketinggian, tekanan udara, temperatur udara, dan kelembaban udara. Instrumen yang digunakan untuk mendapatkan data adalah Radiosonde. Teknik pengolahan data menggunakan Microsof Excel, dengan meregresikan hubungan antara tekanan dan temperatur. Nilai temperatur potensial ekuivalen didapatkan dari hasil persamaan regresi linear dan hasilnya dibandingkan dengan teori Barbados dan Aspliden.

Hasil penelitian menunjukkan bahwa distribusi temperatur potensial ekuivalen minimum pada lapisan atas dan maksimum pada lapisan permukaan. Nilai temperatur potensial ekuivalen selama penelitian berkisar antara 211,353 Kelvin sampai 234,015 Kelvin dan nilai tersebut kecil dari 350 Kelvin. Hal ini berarti tidak ada awan komulonimbus yang tumbuh selama penelitian.

KATA PENGANTAR

Syukur Alhamdulillah, penulis ucapkan kepada Allah SWT karena atas rahmat dan karunia-Nya penulis dapat menyelesaikan Tugas Akhir yang berjudul **“Analisa Pengaruh Temperatur Potensial Ekvivalen Terhadap Konveksi Awan Komulonimbus Di Daerah Koto Tabang Bukit Tinggi”**.

Tujuan penulisan ini adalah untuk memenuhi persyaratan dalam menyelesaikan program studi strata satu di Program Studi Fisika, Jurusan Fisika Fakultas Matematika Dan Ilmu Pengetahuan Alam Universitas Negeri Padang.

Selama penyelesaian Tugas Akhir ini, penulis banyak mendapat bimbingan, arahan, sumbangan pemikiran serta dorongan dari berbagai pihak. Oleh karena itu, pada kesempatan ini izinkanlah penulis mengucapkan terima kasih kepada:

1. Bapak DR. Ahmad Fauzi, M.Si sebagai pembimbing I dan Ketua Jurusan Fisika.
2. Bapak Ir. Muzirwan, M.Kom sebagai pembimbing II.
3. Bapak Drs. Gusnedi, M.Si sebagai penasehat Akademik.
4. Bapak Harman Amir M.Si sebagai Sekretaris Jurusan Fisika FMIPA UNP
5. Bapak dan Ibu Staf Pengajar Jurusan Fisika FMIPA UNP.
6. Bapak dan Ibu penguji yang telah memberikan pertimbangan dan masukan.
7. Bapak dan Ibu Staf SPD LAPAN Bukit Koto Tabang Bukit Tinggi.

8. Rekan-rekan seperjuangan yang telah berpartisipasi dan memberikan motivasi yang sangat berharga dalam menyelesaikan Tugas Akhir ini.

Semoga bantuan yang telah diberikan akan mendapat balasan yang setimpal dari Allah SWT.

Dalam penulisan Tugas Akhir ini penulis menyadari masih banyak terdapat kekurangan. Oleh karena itu penulis mengharapkan saran dan kritikan yang sifatnya membangun dari para pembaca demi kesempurnaan Tugas Akhir ini.

Semoga Tugas Akhir ini dapat memberikan manfaat bagi pembaca. Amin Yarabbal'Alamin.

Padang, Juli 2010

Penulis

DAFTAR ISI

ABSTRAK	i
KATA PENGANTAR	ii
DAFTAR ISI	iv
DAFTAR TABEL	vi
DAFTAR GAMBAR	viii
DAFTAR LAMPIRAN	x
 BAB I PENDAHULUAN	
A. Latar Belakang Masalah	1
B. Perumusan Masalah	3
C. Pembatasan Masalah	3
D. Pertanyaan Penelitian	3
E. Tujuan Penelitian	4
F. Kontribusi Penelitian	4
 BAB II KAJIAN TEORI	
A. Tinjauan Tentang Atmosfer	5
B. Parameter Klimatologi Yang Mempengaruhi Konveksi Awan Komulonimbus	
1. Termodinamika Udara Kering	9
2. Perubahan Fasa dan Panas Laten	14
3. Udara Basah (Moist Air)	15
4. Temperatur Potensial Ekuivalen	18
C. Awan Komulonimbus	
1. Tekanan Udara	23
2. Up draft Atau Down draft Pada Awan Komulonimbus	24
 BAB III METODOLOGI PENELITIAN	
A. Jenis Penelitian	26
B. Tempat Dan Waktu Penelitian	26
C. Instrumen Penelitian	26
D. Variabel Penelitian	28
E. Data Penelitian	28
F. Teknik Pengumpulan Data	29
G. Teknik Pengolahan dan Analisa Data	
1. Teknik Pengolahan Data	29

2. Teknik Analisa Data	30
H. Kerangka Konseptual	31
 BAB IV	 HASIL PENELITIAN DAN PEMBAHASAN
A. Hasil Penelitian	
1. Deskripsi Data	33
2. Analisa Data	34
B. Pembahasan	50
 BAB V	 PENUTUP
A. Kesimpulan	57
B. Saran	57
 DAFTAR PUSTAKA	 58
 LAMPIRAN	 60

DAFTAR TABEL

Tabel

1. Data hasil pengukuran radiosonde pada tanggal 1 Desember 2005	33
2. Data hasil perhitungan temperatur potensial ekivalen pada tanggal 1 Desember 2005	34
3. Data hasil perhitungan temperatur potensial ekivalen pada tanggal 2 Desember 2005	35
4. Data hasil perhitungan temperatur potensial Ekivalen pada tanggal 3 Desember 2005	36
5. Data hasil perhitungan temperatur potensial ekivalen pada tanggal 4 Desember 2005	37
6. Data hasil perhitungan temperatur potensial ekivalen pada tanggal 5 Desember 2005	38
7. Data hasil perhitungan temperatur potensial ekivalen pada tanggal 6 Desember 2005	39
8. Data hasil Perhitungan temperatur potensial ekivalen pada tanggal 7 Desember 2005	40
9. Data hasil Perhitungan temperatur potensial ekivalen pada tanggal 8 Desember 2005	41
10. Data hasil Perhitungan temperatur potensial ekivalen pada tanggal 9 Desember 2005	42
11. Data hasil Perhitungan temperatur potensial ekivalen	

pada tanggal 10 Desember 2005	43
12. Data hasil Perhitungan temperatur potensial ekivalen	
pada tanggal 11 Desember 2005	44
13. Data hasil Perhitungan temperatur potensial ekivalen	
pada tanggal 12 Desember 2005	45
14. Data hasil Perhitungan temperatur potensial ekivalen	
pada tanggal 13 Desember 2005	46
15. Data hasil Perhitungan temperatur potensial ekivalen	
pada tanggal 14 Desember 2005	47
16. Data hasil Perhitungan temperatur potensial ekivalen	
pada tanggal 15 Desember 2005	48

DAFTAR GAMBAR

Gambar

1. Pembagian lapisan atmosfer berdasarkan suhu	5
2. Awan Cumulonimbus (Cb)	20
3. Profil Temperatur Potensial Ekvivalen	22
4. Skema Kejadian Downburst	24
5. Radiosonde	27
6. Kerangka Konseptual Pengolahan Data	32
7. Grafik regresi linear dan korelasi pada tanggal 1 Desember 2005	35
8. Grafik regresi linear dan korelasi pada tanggal 2 Desember 2005	36
9. Grafik regresi linear dan korelasi pada tanggal 3 Desember 2005	37
10. Grafik regresi linear dan korelasi pada Tanggal 4 Desember 2005	38
11. Grafik regresi linear dan korelasi pada tanggal 5 Desember 2005	39
12. Grafik regresi linear dan korelasi pada tanggal 6 Desember 2005	40
13. Grafik regresi linear dan korelasi pada tanggal 7 Desember 2005	41
14. Grafik regresi linear dan korelasi pada tanggal 8 Desember 2005	42
15. Grafik regresi linear dan korelasi pada tanggal 9 Desember 2005	43
16. Grafik regresi linear dan korelasi pada tanggal 10 Desember 2005	44
17. Grafik regresi linear dan korelasi pada tanggal 11 Desember 2005	45
18. Grafik regresi linear dan korelasi pada tanggal 12 Desember 2005	46
19. Grafik regresi linear dan korelasi pada tanggal 13 Desember 2005	47
20. Grafik regresi linear dan korelasi pada tanggal 14 Desember 2005	48
21. Grafik regresi linear dan korelasi pada tanggal 15 Desember 2005	49

22. Grafik hubungan temperatur potensial ekivalen (K) dari tanggal 1-8 Desember 2005 dengan tekanan (mb)	49
23. Grafik hubungan temperatur potensial ekivalen dari tanggal 9 sampai 15 Desember 2005 dengan tekanan (mb)	50

DAFTAR LAMPIRAN

Lampiran

1. Data hasil pengukuran radiosonde pada bulan Desember 2005
di SPD LAPAN Koto Tabang 60
2. Data hasil perhitungan temperatur potensial ekivalen 64

BAB I

PENDAHULUAN

A. Latar Belakang Masalah

Indonesia merupakan salah satu Negara maritim yang beriklim tropis dengan pertumbuhan awan konvektif yang aktif (Tjasono, HK.2004). Awan ini merupakan tipe awan yang dapat tumbuh menjadi badai guruh yang menghasilkan pertir (Jones, 1950). Kajian tentang awan konvektif secara mendalam sangat penting, kaitannya dengan curah hujan konvektif dan curah hujan total. Hal ini disebabkan karena panas yang dilepas awan kumululus merupakan sumber (*source*) panas utama. Serta pengembangan dan pengendalian musim dingin belahan bumi utara dan bumi selatan juga sangat dipengaruhi oleh penyebaran sumber dan perosot panas (*distribution of heat or sources and sinks*) yang kompleks diatas Benua Asia dan sekitarnya, (Suryantoro, dkk 2008).

Dalam keadaan khusus awan konvektif dapat tumbuh menjadi awan guruh. Awan guruh merupakan jalan maut bagi penerbangan, awan guruh sebaiknya dihindari dalam jalur penerbangan. Disinilah perlunya komunikasi sepanjang penerbangan antara pilot dan stasiun cuaca agar keadaan cuaca yang berbahaya dapat dihindari. Disamping itu awan konvektif dapat menyebabkan terjadinya hujan konvektif berupa batu es yang berbahaya.

Awan kumululus merupakan salah satu dari awan konvektif. Pembentukan awan kumululus dapat berlangsung dengan dua cara. Pertama karena energi

radiasi matahari pada siang hari. Proses pembentukan awan kumululus pada siang hari ini dikenal dengan awan konvektif. Kedua karena uap air yang dapat bersirkulasi sendiri didalam awan pada malam hari. Proses pembentukan awan kumululus ini dikenal dengan *Convective Stability of Secondary Kind* (CISK) (Carlson, 1981).

Proses terbentuknya awan konvektif dapat dipelajari dari profil vertikal temperatur potensial ekivalen. Ada tiga parameter meteorologi yang mempengaruhi nilai temperaturr potensial ekivalen yaitu: temperatur udara, tekanan udara dan kelembaban udara.

Pendapat ini di perkuat oleh teori Barbados dan Aspliden yang dikutip dalam buku (Huschke,R.E,Ed,1959:7) menyatakan bahwa:

Profil temperatur potensial ekivalen rata-rata mengklasifikasikan energi di atmosfer tropis dalam tipe dari I-VI, dimana tipe 1 terjadi konveksi sangat lemah hanya terdiri dari awan-awan cumulus tipis tanpa hujan sampai tipe VI terjadi konveksi sangat kuat ditandai adanya awan cumulonimbus menjulang tinggi yang disertai hujan lebat

Penelitian awan konvektif ini dilakukan sebagai langkah awal untuk mengantisipasi kecelakaan bagi transportasi udara. Penelitian tentang awan konvektif masih pada tahap awan kumululus dengan daerah kajian yang cukup luas. Namun kajian tentang pengaruh temperatur potensial ekivalen terhadap konveksi awan komulonimbus (Cb) masih terbatas.

Sebagai mahasiswa fisika, peneliti ingin mempelajari lebih dalam lagi mengenai perilaku cuaca dan iklim. Selain itu pemahaman tentang awan

konvektif masih terlalu sedikit di Indonesia, maka penulis tertarik untuk melakukan penelitian tentang awan konvektif. Data penelitian ini diambil dari Stasiun Pengamat Dirgantara Lembaga Penerbangan Antariksa Nasional (SPD LAPAN) Bukit Koto Tabang Bukittinggi.

Berdasarkan latar belakang masalah diatas maka judul penelitian ini adalah **“Analisa Pengaruh Temperatur Potensial Ekivalen Terhadap Konveksi Awan Komulonimbus Didaerah Bukit Koto Tabang Bukittinggi”**

B. Perumusan Masalah

Berdasarkan latar belakang penelitian ini maka dapat dirumuskan masalah penelitian: “bagaimana pengaruh temperatur potensial ekivalen terhadap konveksi komulonimbus (Cb) di daerah Bukit Koto Tabang Bukittinggi”.

C. Pembatasan Masalah

Agar permasalahan yang dibahas lebih terarah maka penulis membatasi masalah pada nilai Temperatur Potensial Ekivalen yang mempengaruhi pertumbuhan awan komulonimbus, sedangkan daerah penelitian dibatasi pada daerah Koto Tabang berdasarkan data yang telah didokumentasikan di SPD LAPAN Koto Tabang (data sekunder).

D. Pertanyaan Penelitian

Berdasarkan rumusan masalah maka pertanyaan penelitian dapat diungkapkan sebagai berikut:

1. Bagaimana pengaruh temperatur potensial ekivalen terhadap konveksi kumulonimbus (Cb) di daerah Koto Tabang.
2. Berapa nilai temperatur potensial ekivalen pada daerah Bukit Koto Tabang Bukittinggi.
3. Apakah terjadi pertumbuhan awan kumulonimbus pada daerah Bukit Koto Tabang selama penelitian.

E. Tujuan Penelitian

Tujuan penelitian ini adalah:

1. Menganalisa pengaruh temperatur potensial ekivalen terhadap konveksi awan kumulonimbus (Cb) di daerah Koto Tabang.
2. Menghitung temperatur potensial ekivalen awan kumulonimbus di daerah Koto Tabang dan sekitarnya

F. Kontribusi Penelitian

Kontribusi hasil penelitian ini adalah:

1. Hasil penelitian ini diharapkan dapat memberikan kontribusi terhadap pemahaman tentang awan kumulonimbus.
2. Memberikan informasi yang berguna bagi aktivitas manusia yang berhubungan dengan cuaca dan iklim seperti pertanian dan lain-lainnya.
3. Mengaplikasikan ilmu fisika dalam bidang klimatologi.

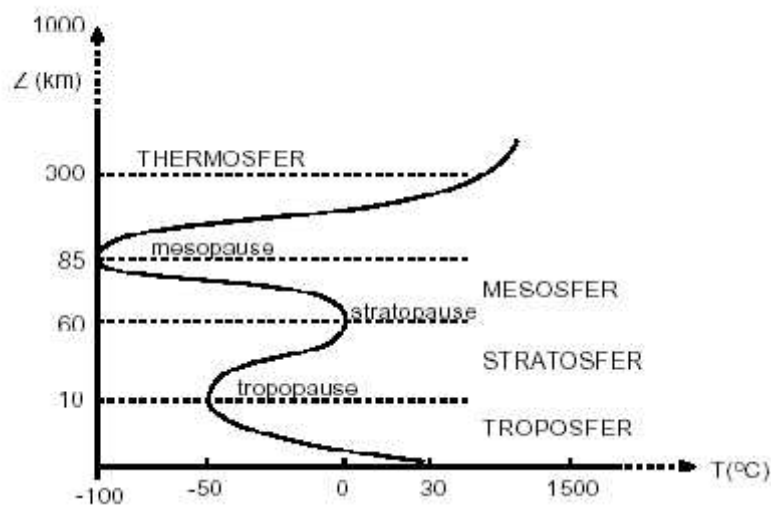
BAB II

KAJIAN TEORI

A. Tinjauan Tentang Atmosfer

Atmosfer adalah lapisan gas yang menyelimuti dan terikat pada bumi oleh gaya gravitasi bumi. Campuran gas dinamakan udara, tebal lapisan ini kira-kira 1000 km. Di antara campuran gas terdapat uap air. Campuran gas tanpa uap air dinamakan udara kering.

Struktur lapisan atmosfer ditentukan berdasarkan oleh perbedaan suhu pada ketinggian tertentu. Neiburger (1992:8) membagi lapisan atmosfer berdasarkan suhu seperti di perlihatkan pada Gambar 1.



Gambar 1. Pembagian lapisan atmosfer berdasarkan suhu.
(Neiburger,M, 1992:8)

Berdasarkan Gambar 1, lapisan atmosfer dibagi menjadi beberapa lapisan yaitu:

1. Troposfer

Troposfer merupakan satu-satunya lapisan atmosfer yang mengandung air sebagai tempat berlangsungnya evaporasi dan kondensasi. Lapisan ini berada pada level yang paling rendah dimana campuran gas-gasnya adalah paling ideal. Lapisan ini dapat melindungi kehidupan di bumi, terutama dari radiasi ultraviolet yang dipancarkan oleh benda-benda langit. Dibandingkan dengan yang lain, lapisan ini merupakan yang paling tipis (kurang dari 15 km dari permukaan tanah). Pada lapisan ini hampir semua proses pembentukan dan perubahan cuaca terjadi.

Pada lapisan ini terjadi penurunan suhu yang dipancarkan oleh sinar matahari. Ini terjadi karena lapisan sedikit menyerap radiasi gelombang pendek dari sinar matahari. Sebaliknya lapisan menerima langsung panas yang diserap oleh tanah melalui proses konduksi, konveksi dan panas laten kondensasi atau sublimasi yang dilepas oleh uap air atmosfer. Penurunan suhu tersebut bergantung pada suhu meteorologi.

Proses konveksi pada lapisan troposfer ini menurut Ludlam (1996) dibedakan menjadi 4 jenis konveksi dasar sebagai berikut:

- a. Konveksi skala kecil yang vertikal memberikan sebagian energi sebagai panas terasa (*sensible*) pada troposfer bawah dan sebagai panas terselubung (*laten*) dari penguapan air yang dinyatakan dalam bentuk awan cumulus.

- b. Konveksi komulonimbus jauh lebih tebal dari pada konveksi skala kecil dan berada dilintang rendah tempat panas disebarkan keseluruhan troposfer.
- c. Konveksi skala besar membawa panas secara vertikal atau dari lintang tinggi dalam *depresi* dan anti siklon lintang menengah, dalam jenis konveksi ini, udara bergerak hampir horisontal. Tidak seperti konveksi skala kecil, konveksi skala besar menggunakan efek rotasi bumi atau efek gaya *coriolis* dalam prosesnya.
- d. Konveksi skala menengah (*intermediate*) memiliki dimensi horisontal sampai ukuran kontinental, dan terdiri dari sirkulasi tekanan klinik. Hal itu berkenaan dengan distribusi tak teratur (*irregular*) konveksi skala kecil, yang diganggu oleh bentuk topografi permukaan bawah. Ludlam menyebutkan sebagai contoh adalah sirkulasi angin laut dan angin gunung.

2. Stratosfer

Stratosfer merupakan lapisan atmosfer utama yang mengandung gas ozon dan merupakan penyerap sinar ultraviolet. Akibatnya suhu bertambah tinggi dengan bertambahnya ketinggian dan mencapai maksimum sekitar 270 Km. Lapisan ini tidak mengandung uap air, hanya mengandung udara kering.

3. Mesosfer

Suhu pada lapisan ini akan menurun dengan bertambahnya ketinggian. Hal ini disebabkan oleh gas karbondioksida dan uap air pada

daerah ini menyerap radiasi matahari dan memancarkan kembali sebagai radiasi sinar inframerah, dengan suhu minimum 180 K. Lapisan ini merupakan tempat terjadinya penguraian O_2 menjadi atom O dan tidak mengalami sirkulasi udara.

4. Termosfer

Ketinggian lapisan ini mulai sekitar 85 km hingga batas yang sulit ditentukan karena jarang partikel gas yang mencapai lapisan ini. Lapisan ini berisi molekul dan atom N_2 , O_2 , N dan O. Proses pemecahan molekul-molekul tersebut akan menghasilkan panas. Suhu akan meningkat dengan bertambahnya ketinggian dengan suhu maksimum 1200 C.

Dari keempat lapisan atmosfer tersebut lapisan yang sangat berperan dalam pembentukan awan komulonimbus adalah lapisan troposfer. Hal ini disebabkan karena pada lapisan troposfer terjadinya gejala cuaca (awan dan hujan) (Tjasyono,B,1999:7). Pada lapisan troposfer juga terjadi penyerapan sinar matahari oleh lapisan tanah. Sehingga permukaan tanah akan memantulkan panas ke atas melalui konduksi, konveksi, dan panas laten kondensasi atau sublimasi yang dilepaskan oleh uap air. Perubahan tekanan udara, suhu, kelembaban pada lapisan ini akan menumbuhkan awan komulonimbus.

B. Parameter Klimatologi yang Mempengaruhi Konveksi Awan Komulonimbus

Parameter-parameter klimatologi yang mempengaruhi konveksi awan komulonimbus adalah hukum pertama termodinamika, proses adiabatik, temperatur potensial ekivalen, dan kelembaban udara. Berikut akan dibahas masing-masing parameter tersebut.

1. Termodinamika Udara Kering

Persamaan keadaan udara untuk gas ideal adalah persamaan yang menyatakan hubungan antara tekanan, volume dan temperatur. Dalam meteorologi sering digunakan pengertian bahwa atmosfer tersusun dari dua gas ideal (udara kering dan uap air), karena udara kering mempunyai sifat seperti gas ideal maka persamaan gas ideal dapat digunakan untuk udara kering.

Persamaan gas ideal dapat di tulis berdasarkan hubungan antara tekanan, volume dan temperatur suatu gas.

$$pV = CT \dots\dots\dots(1)$$

dimana C adalah konstanta.

Hukum Avogadro, menyatakan bahwa pada tekanan dan temperatur konstan, maka volume 1 mol gas adalah sama. Dengan mengganti volume V dengan v, maka persamaan (1) dapat ditulis

$$pV = CT \dots\dots\dots(2)$$

dimana C adalah sama untuk semua gas dan disebut dengan konstanta umum dan dilambangkan dengan R.

$$R = 8,314 \text{ joule K}^{-1}\text{mol}^{-1}.$$

Dengan menulis $V = nv$ (2a)

dimana n adalah jumlah molekul, maka persamaan (2) menjadi:

$$pV = nRT \text{(3)}$$

dan jika persamaan (3) dibagi dengan masa M dari gas, maka persamaan (3)

dapat ditulis

$$\frac{pV}{M} = \frac{n}{M} RT \text{(4)}$$

Jika volume spesifik $v = V/M$, dan $n/M = 1/m$, dimana m adalah gas, sehingga persamaan menjadi:

$$p v = RT \text{(5)}$$

dimana $R = R/m$ disebut konstanta gas spesifik.

a. Hukum Pertama Termodinamika

Hukum pertama termodinamika memberikan kontribusi penting bagi kajian termodinamika yang mengungkap 2 fakta empiris yaitu:

1. Panas adalah suatu bentuk energi.
2. Energi itu bersifat konservatif atau kekal.

Fakta pertama menjelaskan bahwa panas dan kerja merupakan bentuk energi yang dapat dipertukarkan dalam suatu kesetaraan. Fakta ini dirumuskan oleh ahli fisika dengan nama Joule dan menjadi hukum Joule yang menyatakan kesetaraan energi mekanis dengan panas yaitu:

$$1 \text{ kalori} = 4.186 \text{ joule}$$

Fakta empiris kedua adalah bahwa energi tersebut memenuhi hukum kekekalan yang dapat dinyatakan dengan persamaan:

$$dQ = dU + dW \dots\dots\dots(6)$$

dimana :

dU = Energi dalam

dQ = panas

dW = Kerja luar

kerja luar untuk gas tidak lain adalah $dW = pdV$, sehingga persamaan (6)

dapat ditulis

$$dQ = dU + p dV \dots\dots\dots(7)$$

Untuk gas ideal setiap perubahan energi yang diberikan akan menjadi perubahan temperatur. Dengan kata lain perubahan temperatur sebanding dengan panas yang ditambahkan ke sistem:

$$dT = 1/C dQ \dots\dots\dots(8)$$

dimana C adalah panas spesifik.

Nilai “ C ” tidak konstan tergantung pada proses yang dilakukan ketika panas ditambahkan ke sistem. Jika tidak ada kerja luar yang dilakukan,

$$C_v = (dq/dT)_v \dots\dots\dots(9)$$

dimana C_v adalah panas spesifik pada volume konstan.

Proses lain adalah dengan menjaga tekanan konstan pada saat panas ditambahkan ke sistem, maka panas spesifik dapat dinyatakan:

$$C_p = (dq/dT)_p \dots\dots\dots(10)$$

Dimana C_p = panas spesifik pada tekanan konstan

Jelas bahwa $C_p > C_v$, karena dalam proses tekanan beberapa dari panas yang ditambahkan digunakan untuk kerja luar, sedangkan dalam proses dengan volume tetap seluruh panas yang ditambahkan digunakan untuk meningkatkan temperatur. Nilai C_p dan C_v untuk udara kering adalah

$$C_p = 1004 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$$

$$C_v = 717 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$$

Dari total panas yang diberikan ke sistem sebagian digunakan untuk meningkatkan energi dalam sistem, $du = C_v dT$ dan sebagian digunakan untuk kerja luar sehingga persamaan kekekalan energi dapat dinyatakan:

$$dQ = C_v dT + p dV \dots\dots\dots(11)$$

Jika persamaan (6) disubsitusi ke persamaan (11) maka didapat bentuk lain dari hukum kekekalan energi yaitu:

$$dQ = C_p dT - V dp \dots\dots\dots(12)$$

dimana hukum kekekalan energi ini dipakai pada atmosfer, karena adanya perpindahan panas pada atmosfer.

b. Proses Adiabatik Kering

Proses adiabatik adalah di mana tidak ada panas yang masuk maupun keluar dari sistem, sehingga $dQ = 0$. Dalam meteorologi proses adiabatik cukup penting, karena banyak perubahan temperatur di atmosfer dapat didekati dengan proses adiabatik.

Pada proses adiabatik $dQ = 0$, maka untuk sistem yang melakukan proses adiabatik persamaan hukum kekekalan energi pada persamaan (12) dapat ditulis:

$$C_p dT = V dp \dots\dots\dots(13)$$

Jika persamaan (5) disubsitusi kepersamaan (13) maka persamaan mejadi:

$$C_p dT = RT \frac{dp}{p} \dots\dots\dots(14)$$

$$\frac{dT}{T} = \frac{R}{C_p} \frac{dp}{p} = \frac{dT}{T} = k \frac{dp}{p} \dots\dots\dots(14a)$$

dimana $k = R/C_p = 0,286$

Bila persamaan (14) di integralkan, maka didapatkan:

$$\left(\frac{T}{T_0}\right) = \left(\frac{p}{p_0}\right)^k \dots\dots\dots(14b)$$

Jika p_0 diambil sebesar 1000 mb, maka T_0 tidak lain adalah temperatur potensial dari persamaan Poisson, sehingga persamaan di (14b) dapat ditulis:

$$\left(\frac{T}{\theta}\right) = \left(\frac{p}{1000mb}\right)^k$$

$$\theta = T \left(\frac{1000mb}{p}\right)^k \dots\dots\dots(14c)$$

dimana

θ adalah temperatur potensial ekivalen

T adalah Temperatur

p adalah Tekanan

k adalah konstanta = 0.286

Secara fisis temperatur potensial dapat ditafsirkan sebagai suhu yang dimiliki parcel udara. Hal ini terjadi jika parcel tersebut dibawa ke paras (1000 mb), baik melalui proses ekspansi adiabatik maupun kompresi adiabatik.

2. Perubahan Fasa dan Panas Laten

Perubahan bentuk dari suatu zat disebut perubahan fase misalnya, Menguap, mencair dan membeku. Air mempunyai tiga bentuk, yaitu, padat, cair dan gas. Selama perubahan fase diperlukan atau dikeluarkan energi panas dan selama itu suhunya tetap. Jumlah energi yang diperlukan atau dikeluarkan disebut sebagai panas laten dengan satuan kalori per gram.

Misalkan suatu zat mengalami perubahan fase dari A ke B, maka jumlah panas laten karena perubahan tersebut ditulis L_{ab} , jika perubahan tersebut dari fase B ke A maka dapat ditulis L_{ba} . Dengan menggunakan hukum termodinamika pertama selama perubahan fase itu setara, persamaan energi dapat ditulis:

$$dl = dq \dots\dots\dots(15)$$

$$dl = du + p_s dv \dots\dots\dots(15a)$$

dimana :

p_s adalah Tekanan uap maksimum

dl adalah Perubahan panas laten

du adalah Perubahan energi dalam

dv adalah perubahan volume spesifik

Jika persamaan (15a) di integralkan dan diambil perubahan dari fase A ke fase B, maka persamaan diatas dapat ditulis:

$$\int_{i_a}^{i_b} = \int_{u_a}^{u_b} du + \int_{\alpha_a}^{\alpha_b} e_s d\alpha \dots\dots\dots(16)$$

$$L_{ab} = u_b - u_a + e_s(\alpha_b - \alpha_a) \dots\dots\dots(16a)$$

Untuk perubahan fase dari kurang padat ke fase yang lebih padat misalnya dari gas ke cair dikeluarkan energi. Sebaliknya dari fase padat ke fase kurang padat, misalnya dari cair ke gas diperlukan energi.

3. Udara Basah (Moist Air)

Atmosfer adalah campuran udara kering dan uap air. Beberapa cara untuk menjelaskan uap air di udara, di antaranya:

a. Kelembaban Relatif

Kelembaban relatif adalah perbandingan antara tekanan uap air dengan tekanan uap air jenuh. Kelembaban relatif biasanya dinyatakan dalam persen. Secara matematis kelembaban relatif dapat ditulis sebagai berikut:

$$RH = \frac{p}{p_s} \times 100\% \dots\dots\dots(17)$$

$$p_s = \exp\left(C_{15} - C_1 T - \frac{C_2}{T}\right) \dots\dots\dots(17a)$$

$$p = RH \times p_s \dots\dots\dots(17b)$$

dimana C_{15} , C_1 , dan C_2 adalah formula empiris yang didapatkan dari tabel meteorologi Smithsonian.

$$C_{15} = 26,66082$$

$$C_1 = 0,0091379024$$

$$C_2 = 6106,396$$

Dengan,

RH adalah Kelembaban relatif

e_s adalah Tekanan uap air jenuh

p adalah Tekanan parsial uap air

b. Perbandingan Campuran (Mixing Ratio)

Mixing ratio didefinisikan sebagai masa uap air persatuan udara kering. Secara sistematis perbandingan campuran dapat ditulis:

$$W = \frac{M_v}{M_d} \dots\dots\dots(18)$$

Dimana,

W adalah Perbandingan Campuran

M_v adalah massa uap air

M_d adalah Massa udara kering

Perbandingan campuran dalam bentuk lain:

$$W = \frac{\rho_v}{\rho_d} \dots\dots\dots(18a)$$

Dimana,

ρ_v adalah kerapatan uap air

ρ_d adalah kerapatan udara kering

dari persamaan keadaan $p_v = \frac{e}{R_v} \text{ dan } p_d = \frac{(P-e)}{R_d T}$

sehingga persamaan perbandingan campuran pada persamaan (18a) dapat dituliskan:

$$W = \frac{p_v}{p_d} = \frac{e/R_v T}{(P-e)/R_d T}$$

Dimana $\frac{R_d}{R_v} = \varepsilon = 0,622$

$$W = \varepsilon \left\{ \frac{e}{(P-e)} \right\} \dots \dots \dots (19)$$

Karena $P \gg e$, maka persamaan diatas dapat ditulis :

$$W = \varepsilon \frac{e}{P} \dots \dots \dots (19a)$$

c. Kelembaban spesifik

Kelembaban spesifik didefenisikan sebagai masa uap air persatuan udara basah.

$$q = \frac{\rho_v}{\rho} \dots \dots \dots (20)$$

Dari persamaan $\rho = \rho_d + \rho_v$

$$q = \frac{\rho_v}{\rho_v + \rho_d} = \varepsilon \frac{e}{P - (1-\varepsilon)e} \dots \dots \dots (20a)$$

Udara basah akan mengalami bermacam proses sampai terjadi saturasi di antaranya adalah temperatur titik embun (T_d) dan temperatur bebuli basah (T_w). Selain itu udara basah juga mengandung uap air, sehingga hukum pertama termodinamika untuk proses isobaris,

$dq = C_p dT$ dan $dp = 0$, karena berhubungan dengan evaporasi, maka air akan melepaskan panas, sehingga:

$$dq = -Ldw \dots\dots\dots(21)$$

$$C_p dT = -Ldw \dots\dots\dots(21a)$$

Jika persamaan (21a) diintegrasikan, maka persamaan diatas dapat ditulis:

$$C_p \int_{T_w}^T dT = -L \int_{w_s}^{w_s} dw \dots\dots\dots(21b)$$

$$\frac{T - T_w}{w_s - w} = \frac{L}{C_p} \dots\dots\dots(21c)$$

dimana

T adalah Temperatur

T_w adalah Temperatur bebuli basah

w_s adalah Mixing ratio saturasi temperatur bebuli basah

W adalah Mixing ratio

L adalah Panas laten evaporasi = $2,54 \cdot 10^6$ J/kg

C_p adalah panas spesifik udara kering pada tekanan konstan

4. Temperatur Potensial Ekvivalen

Temperatur ekivalen dapat juga didefenisikan sebagai temperatur udara basah yang terjadi jika semua kelembaban terkondensasi pada tekanan konstan, akibatnya *mixing ratio* saturasi temperatur menjadi nol ($w_s = 0$) dan ($T_w = T_e$), maka persamaan (21c) menjadi:

$$T_e = T \left(1 + \frac{LW}{C_p T} \right) \dots\dots\dots(22)$$

dimana

T_e adalah Temperatur ekivalen

L adalah Panas laten evaporasi = $2,54 \times 10^6$ J/Kg

W adalah Mixing ratio

T adalah Temperatur

Sementara temperatur potensial ekivalen adalah temperatur potensial yang berhubungan dengan temperatur ekivalen adiabatik. Apabila T pada persamaan (14c) diganti dengan temperatur ekivalen pada persamaan (22) di atas, maka didapatkan temperatur potensial ekivalen:

$$q_e = (T_e) \left(\frac{1000mb}{P} \right)^k \dots\dots\dots(23)$$

dimana,

q_e adalah Temperatur potensial ekivalen

T_e adalah Temperatur ekivalen

P adalah Tekanan

k adalah konstanta = 0,286

Jika $q \sim w$, maka bentuk lain persamaan (23) dapat ditulis :

$$q_e = \left(T + q \left(\frac{L}{C_p} \right) \right) \left(\frac{1000mb}{P} \right)^k \dots\dots\dots(23a)$$

dimana,

q_e adalah Temperatur potensial ekivalen

L adalah Panas laten evaporasi = $2,54 \times 10^6$ j/kg

q adalah kelembaban spesifik

C_p adalah panas spesifik udara kering pada tekanan konstan $1004 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$

T adalah temperatur

P adalah tekanan

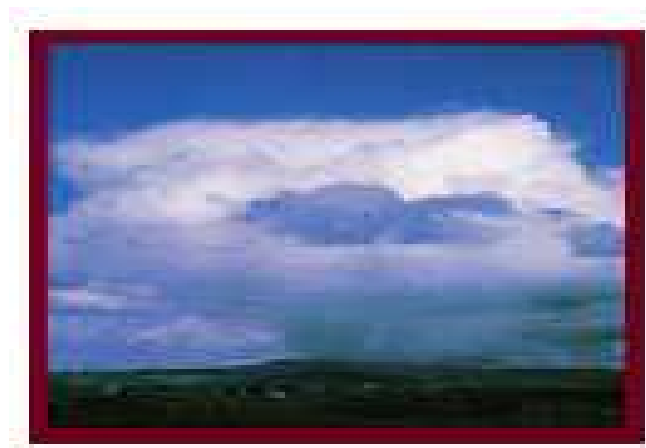
k adalah konstanta = 0,286

bentuk lain dari persamaan (22a) dapat ditulis:

$$P = 1000mb \left[\frac{T + \frac{l}{C_p}}{q} \right]^{\frac{1}{k}} \dots\dots\dots(23b)$$

D. Awan Komulonimbus

Awan adalah kumpulan butiran air atau kristal es yang tersuspensi di udara pada ketinggian lebih dari 1 km dan dapat dilihat dengan mata telanjang (*visible*). Awan terbentuk karena pengembunan uap air, ketika uap air panas, maka uap air naik dan mendingin akibat pemuaian. Seperti pada Gambar 2.



Gambar 2. Awan Cumulonimbus (Cb)
Sumber: fuzzy.wvstateu.edu

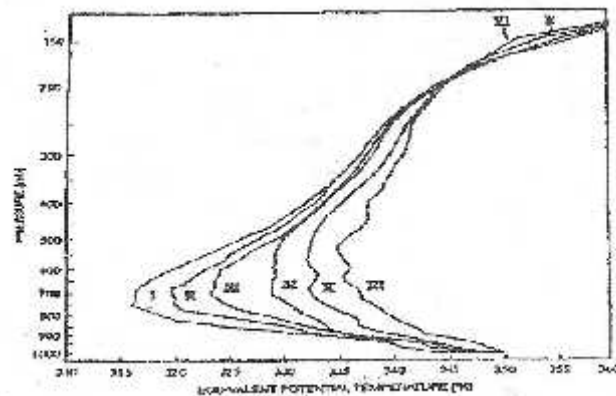
Dari Gambar 2 dapat dipahami bahwa Awan kumulonimbus adalah awan kumululus yang besar, ganas, menjulang tinggi sebagai awan hujan. Dasar awan kumulonimbus berada pada ketinggian antara 100 dan 600 m, sedangkan

puncaknya dapat mencapai ketinggian 15 km atau ketinggian tropopause. Di dalam awan komulonimbus dapat terjadi batu es (hail), guruh, kilat, hujan deras dan kadang-kadang terjadi angin ribut.

Awan komulonimbus terjadi karena adanya pemanasan matahari dan arus udara naik ke atas. Udara yang bergerak ke atas biasanya terpusat dalam daerah yang nisbi kecil pada pusat sel konvektif, sedangkan yang bergerak ke bawah dapat menyebar pada daerah sekitarnya yang lebih luas. Jika udara naik mencapai paras kondensasi maka terbentuk awan. dengan bertambah panasnya permukaan maka awan kumululus akan terbentuk, semakin bertambah suhu tanah, awan kumululus tumbuh semakin besar dan berakhir untuk periode yang begitu lama. Pada waktu awan pertama tersebut lenyap oleh penguapan, maka udara yang bagian ditinggalkan oleh awan yang lenyap ini akan menjadi lebih lembab dari yang sebelumnya. Lambat laun awan tersebut akan lebih banyak dan bertambah besar akhirnya sekelompok dari awan itu bergabung membentuk kolom udara yang naik dengan diameter yang lebih besar. Selama bagian dalam kolom udara lebih panas dari udara disekelilingnya maka awan tersebut tumbuh menjulang keatas, maka akan terbentuk awan komulonimbus.

Bila awan komulonimbus ini muncul, akan terjadi hujan yang diiringi dengan petir. Petir sangat potensial terjadi di daerah yang hutannya gundul dan daerahnya terbuka. Petir merupakan gejala alam atau bisa di sebut dengan listrik udara. Gejala lain akibat dari awan comulonimbus adalah angin badai, hujan deras atau hujan badai serta gejala *Updraft* dan *Downdraft*.

Awan komulonimbus adalah salah satu awan konvektif. Awan konvektif tumbuh pada daerah tropis. Daerah tropis dicirikan sebagai daerah yang mempunyai kelebihan energi. Kelebihan energi ini tidak ditransfer secara langsung ke daerah kutub, tetapi ditransfer secara vertikal dari atmosfer permukaan ke atmosfer lapis atas. Sehingga pada daerah tropis banyak terkonsentrasi awan-awan konvektif. Awan-awan konvektif akan menembus lapisan atmosfer yang strukturnya seperti yang diperlihatkan oleh Gambar (3) (huschke, R.E,Ed, 1959:2).



Gambar 3 : Profil temperatur potensial ekivalen rata-rata mengklasifikasikan energi diatmosfer tropis kedalam tipe dari 1-VI, dimana tipe 1 terjadi konveksi sangat lemah hanya terdiri dari awan-awan cumulus tipis tanpa hujan sampai tipe VI terjadi konveksi sangat kuat ditandai adanya awan cumulonimbus menjulang tinggi yang disertai hujan lebat (huschke. R. E. Ed, 1959:7)

Berdasarkan Gambar 3 energi diatmosfer diklasifikasikan berdasarkan temperatur potensial ekivalen kedalam beberapa tipe. Mulai dari tipe I sampai tipe VI, tipe I sampai V menjelaskan bahwa konveksi nya lemah sehingga awan

yang tumbuh awan komulus tipis. Tipe VI menjelaskan bahwa konveksi sangat kuat dimana awan yang tumbuh adalah awan komulonimbus (huschke. R. E. Ed, 1959:7).

1. Tekanan Udara

Tekanan udara adalah salah satu parameter pembentuk awan komulonimbus. Pola tekanan udara berbeda antara lokasi yang satu dengan yang lain, dan pada lokasi tertentu dapat berubah dari waktu- ke waktu. Perbedaan dan perubahan tekanan udara dipengaruhi oleh pergeseran garis edar matahari, keberadaan bintang laut, dan ketinggian tempat (*altitude*).

Karena faktor pergeseran garis edar matahari, keberadaan bintang laut dan ketinggian tempat, maka terbentuk pusat tekanan yaitu tekanan tinggi dan tekanan rendah. Pusat tekanan tersebut lebih bersifat *temporer*, sesuai dengan dinamika unsur-unsur yang mempengaruhi tekanan udara. Pusat tekanan rendah disebut siklon atau depresi atau *low*, sedangkan pusat tekanan tinggi disebut dengan anti siklon atau disebut dengan *high*. Jika pusat tekanan tersebut berbentuk memanjang, maka disebut palung atau *trough*. Untuk pusat tekanan tinggi yang memanjang disebut *ridge*.

Berat sebuah atom udara persatuan luas diatas sebuah titik menunjukkan tekanan atmosfer pada titik tersebut. Dipermukaan laut tekanan atmosfer adalah 101,32 kpa atau 1.032,2 mB. Distribusi tekanan horizontal dinyatakan oleh *isobar*, yaitu garis yang menghubungkan tempat yang mempunyai tekanan atmosfer sama pada ketinggian tertentu. Tekanan

atmosfer berubah sesuai tempat dan waktu. karena atmosfer mengikuti hukum gas dan atmosfer bersifat mampat (*compressible*), maka jenis atmosfer tertekan oleh atmosfer yang di atasnya. Tekanan atmosfer selalu berkurang dengan bertambahnya ketinggian.

2. Updraft atau Downdraft pada awan Komulonimbus (Cb)

Updraft atau downdraft adalah pergerakan vertikal dari massa udara sebagai bagian dari fenomena cuaca. Hal ini dikarenakan perbedaan massa udara panas dengan massa udara dingin sehingga mengakibatkan massa udara yang lebih panas dari sekitarnya naik hingga suhunya sama dengan suhu sekitar, sedang massa udara yang suhunya lebih dingin turun.

Keadaan ini mengakibatkan posisi pesawat yang sedang berada di dalam dan di bawah badan awan Komulonimbus menjadi tidak stabil. Dan jika updraft dan downdraft terjadi sangat kuat, maka pesawat mengalami kejadian yang sering disebut dengan “*turbulence*”, seperti terlihat pada Gambar. 4



Gambar 4: Kejadian downburst
Sumber: fozzy.wvstateu.edu

Dari Gambar 4 dapat dipahami jika kekuatan *downdraft* dari awan Komulonimbus sangat besar, maka kejadian ini disebut "*downburst*". *Dowburst* terjadi ketika angin vertikal turun sangat kencang dengan kecepatan mencapai 240 km/jam. Bila kecepatan angin vertikal lebih besar, hingga mencapai 270 km/jam dalam wilayah yang lebih luas dari 4 km, maka disebut dengan "*microburst*". *Downdraft* dan *micobust* harus dihindari oleh pilot karena dapat menyebabkan kecelakaan pesawat pada saat lepas landas maupun pendaratan.

BAB V

PENUTUP

A. Kesimpulan

Dari uraian bab sebelumnya, penulis dapat mengambil kesimpulan sebagai berikut:

1. Temperatur potensial ekivalen pada tanggal 1 sampai 15 Desember 2005 berkisar antara 211,353 Kelvin sampai 234,015 Kelvin
2. Hasil analisa data dari tanggal 1 sampai 15 Desember 2005 tidak memperlihatkan adanya awan komulonimbus di daerah Bukit Koto Tabang Bukittinggi.
3. Pengaruh temperatur potensial ekivalen terhadap proses konveksi awan konvektif sangat kuat, karena nilai rata-rata koefesien korelasinya adalah 0,985.

B. Saran

1. Agar hasil penelitian lebih terukur sebaiknya data dari Radiosonde dikomparasi dengan data awan pada tanggal penelitian.
2. Data penelitian diambil beberapa bulan bukan hanya satu bulan.
3. Supaya penelitian ini lebih bermanfaat maka penelitian sebaiknya dilakukan pada daerah transportasi udara, seperti bandara.