

METEOROLOGI SINOPTIK
ANALISIS DAN PENAKSIRAN HASIL
ANALISIS CUACA SINOPTIK

METEOROLOGI SINOPTIK

ANALISIS DAN PENAKSIRAN HASIL ANALISIS CUACA SINOPTIK

**Soerjadi Wirjohamidjojo
Yunus Subagyo Swarinoto**

**PUSAT PENELITIAN DAN PENGEMBANGAN
BADAN METEOROLOGI KLIMATOLOGI DAN GEOFISIKA**

ISBN:

Penulis :

Editor & Reviewer :

Penerbit : Pusat Penelitian dan Pengembangan
Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika
Jl. Angkasa 1 No.2 Kemayoran, Jakarta, Indonesia 10720
Telp. (+6221) 4246321 ext. 1900; Faks. (+6221) 65866238

Hak cipta dilindungi undang-undang, dilarang mengutip atau memperbanyak sebagian atau seluruh isi buku ini tanpa izin tertulis dari penerbit

Cetakan I Tahun 2013

KATA PENGANTAR

Puji dan syukur kita panjatkan kehadiran Allah SWT, karena hanya dengan perkenan-Nya buku **Meteorologi Sinoptik: Analisis dan Penaksiran Hasil Analisis Cuaca Sinoptik** ini dapat diterbitkan. Buku ini dapat digunakan sebagai referensi khususnya diperuntukkan bagi peneliti, praktisi, dan akademisi di bidang meteorologi dan klimatologi.

Penerbitan buku ini dilakukan setelah melalui review yang bertujuan untuk penyempurnaan kesalahan penggunaan istilah maupun substansinya. Review dari buku dilakukan oleh reviewer yang kompeten dan dipilih oleh Penerbit sesuai dengan bidang kepakarannya, yaitu Drs. Antonius Juswanto E.

Besar harapan kami, buku ini dapat digunakan menjadi acuan baik untuk pembelajaran maupun penelitian, sehingga dapat mempunyai andil dalam pengembangan ilmu pengetahuan, utamanya di bidang meteorologi dan klimatologi.

Kepada *Reviewer* dan Penulis kami mengucapkan terima kasih, mudah-mudahan usaha kita dalam menyediakan buku-buku referensi bidang meteorologi dan klimatologi ini dapat bermanfaat bagi berbagai kalangan.

Tentu saja buku ini masih memerlukan penyempurnaan, sehingga kritik dan saran yang positif sangat ditunggu.

Jakarta, November 2013

**Kepala Pusat Penelitian dan Pengembangan
Badan Meteorologi, Klimatologi, dan Geofisika**

Dr. Masturyono, M.Sc

PRAKATA

Kali ini penulis menyajikan buku yang berjudul “Analisis dan Penaksiran Meteorologi Sinoptik”. Buku tersebut berisi uraian tentang teknik dasar menganalisis unsur-unsur meteorologi serta teknik menaksir hasil analisis yang diharapkan dapat digunakan oleh para pembaca, utamanya para pengamat dan prakirawan cuaca, yang bermaksud memahami lebih jauh perilaku unsur cuaca di sekeliling kita.

Buku tersebut merupakan kelengkapan dari Buku Meteorologi Praktik yang telah diterbitkan lebih dulu pada tahun 2006; meskipun dalam bidang ilmunya isi buku tersebut termasuk dalam Meteorologi Sinoptik sebagai bagian dari bidang Meteorologi Terapan.

Meskipun dewasa ini berbagai teknik analisis dan perhitungan numerik sudah dapat dilakukan melalui sarana komputer dengan mengoperasikan berbagai perangkat lunak, namun teknik dasarnya masih sangat diperlukan untuk dapat memahami pola-pola cuaca yang dihasilkan. Pola-pola cuaca hasil dari analisis merupakan gambaran dari keadaan unsur yang dianalisis pada saat itu yang masih perlu dicari makna yang terkandung di dalam pola-pola tersebut. Untuk mengetahui makna hasil analisis tersebut diperlukan teknik penaksiran yang menggunakan pendekatan teori fisika dan dinamika yang tidak semuanya dapat dilakukan dengan komputer. Oleh karena itu, dalam buku ini teknik penaksiran dibahas lebih banyak.

Secara sistematis materi yang dibahas disusun dalam lima bab. Bab I sebagai pendahuluan memuat tentang definisi dan pengertian-pengertian dasar analisis cuaca serta hal-hal yang berkaitan dengan analisis dan penaksiran hasil analisis sinoptik. Bab II memuat tentang konsep-konsep dasar fisika dan dinamika yang digunakan untuk menganalisis dan membuat penaksiran hasil-hasil analisis. Selanjutnya berkaitan dengan macam dan adanya data, materi yang dibahas

dikelompokkan menjadi tiga yang disusun dalam tiga bab, yakni dalam bab III, IV, dan V. Bab III berisi tentang teknik analisis dan penaksiran hasil analisis dari data cuaca permukaan dari satu stasiun pengamatan. Bab IV berisi bahasan tentang teknik analisis dan penaksiran hasil analisis data udara atas dari satu stasiun pengamatan. Selanjutnya dalam Bab V dibahas tentang teknik analisis dan penaksiran dari data cuaca permukaan dan data udara atas dari banyak stasiun pengamatan.

Mudah-mudahan buku ini dapat digunakan dan dikembangkan oleh para pembaca sehingga dapat dirasakan manfaatnya. Namun demikian penulis menyadari bahwa isi buku ini masih banyak kekurangannya. Oleh karena itu, dengan rendah hati penulis mengharapkan kritik, koreksi, dan saran untuk penyempurnaan di kemudian hari.

Selain itu penulis juga menyadari bahwa keberhasilan dalam penyusunan sampai penerbitan buku ini tidak hanya karena penulis sendiri, melainkan hasil dari bantuan dan kerjasama dari berbagai pihak. Oleh karena itu, melalui tulisan dalam Pengantar ini penulis menyampaikan terima kasih dan penghargaan kepada mereka yang tidak dapat disebutkan satu per satu. Khususnya terimakasih penulis sampaikan kepada Kepala Badan Meteorologi, Klimatologi dan Geofisika yang telah berkenan merestui penulisan buku ini. Ucapan terima kasih penulis sampaikan pula kepada Kepala Pusat Penelitian dan Pengembangan BMKG beserta staf yang telah menyediakan sarana dan fasilitas yang diperlukan sehingga buku ini dapat diterbitkan.

Jakarta, Juni 2010
Penulis

DAFTAR ISI

KATA PENGANTAR	i
PRAKATA	ii
DAFTAR ISI	iv
DAFTAR GAMBAR	vii
DAFTAR TABEL	xii
BAB I PENDAHULUAN	1
1.1 Meteorologi Sinoptik	1
1.2 Kegiatan Operasional Meteorologi	5
BAB II KONSEP DASAR	9
2.1 Konsep Dasar Analisis	10
2.2 Konsep Dasar Penaksiran	12
2.2.1 Penaksiran Sinoptik	13
2.2.2 Penaksiran Klimatologi	15
2.2.3 Penaksiran Aliran	21
2.2.4 Termodinamika Udara	25
BAB III ANALISIS DAN PENAKSIRAN HASIL ANALISIS SINOPTIK DATA CUACA PERMUKAAN DARI STASIUN TUNGGAL	27
3.1 Data Cuaca Permukaan	27
3.2 Analisis dan Penaksiran	28
3.2.1 Analisis dan Penaksiran Hasil Analisis Suhu dan Suhu Titik Embun	29
3.2.2 Analisis dan Penaksiran Hasil Analisis Tekanan	34

3.2.3	Analisis dan Penaksiran Hasil Analisis Angin Permukaan	38
3.2.4	Analisis dan Penaksiran Hasil Analisis Kelembapan	42
3.2.5	Analisis dan Penaksiran Hasil Analisis Awan	45
3.2.6	Analisis dan Penaksiran Hasil Analisis Hujan	67
3.2.7	Analisis dan Penaksiran Penguapan	71
3.2.8	Analisis dan Penaksiran Sinaran Matahari	74
3.2.9	Analisis dan Penaksiran Lama Penyuryaan	77
BAB IV ANALISIS DAN PENAKSIRAN HASIL ANALISIS SINOPTIK DATA CUACA UDARA ATAS DARI STASIUN TUNGGAL		83
4.1	Data Cuaca Udara Atas	83
4.2	Analisis dan Penaksiran.	84
4.2.1	Diagram Termodinamik	84
4.2.2	Analisis dan Penaksiran Hasil Analisis Berbagai Parameter	87
4.2.3	Ketaktahanan	107
4.2.4	Angin Termal (<i>Thermal Wind</i>)	130
4.3	Analisis Penampang Tegak-Waktu (<i>Time Vertical Cross Section</i>)	131
4.3.1	Analisis Penampang Tegak-Waktu Suhu Udara Atas	132
4.3.2	Analisis Penampang Tegak-Waktu Angin Udara Atas	134
4.3.3	Analisis Penampang Tegak-Waktu Kelembapan Udara Atas	138
4.3.4	Analisis Penampang Tegak-Waktu Geopotensial dan Ketebalan Geopotensial	140
BAB V ANALISIS DAN PENAKSIRAN HASIL ANALISIS SINOPTIK DATA CUACA DARI STASIUN BANYAK		143
5.1	Data Stasiun Banyak	143
5.2	Analisis dan Penaksiran Hasil Analisis Penampang Horizontal	145
5.2.1	Analisis dan Penaksiran Hasil Analisis Medan Suhu	148
5.2.2	Analisis dan Penaksiran Hasil Analisis Medan Tekanan	155

5.2.3	Analisis dan Penaksiran Hasil Analisis Isalobar	165
5.2.4	Analisis dan Penaksiran Hasil Analisis Medan Angin	166
5.2.5	Analisis dan Penaksiran Hasil Analisis Medan Awan dan Hujan	194
5.2.6	Analisis dan Penaksiran Hasil Analisis Medan Geopotensial	218
5.2.7	Analisis dan Penaksiran Hasil Analisis Medan Kepusaran	222
5.2.8	Analisis dan Penaksiran Hasil Analisis Medan Air Mampu Curah	226
5.3	Analisis dan Penaksiran Hasil Analisis Penampang Tegak	227
5.3.1	Analisis dan Penaksiran Hasil Analisis Penampang Tegak Spasial	228
5.4	Penaksiran Gabungan Hasil Analisis Berbagai Unsur	242
5.4.1	Penaksiran Gabungan Hasil Analisis Angin di Berbagai Paras	242
5.4.2	Penaksiran Gabungan Hasil Analisis Suhu dan Ketebalan Geopotensial	245
DAFTAR PUSTAKA		251
RIWAYAT PENULIS		259

DAFTAR GAMBAR

Gambar 1.1.	Bagan sistematika pembedangan meteorologi dan klimatologi.	4
Gambar 1.2.	Bagan operasional meteorology	5
Gambar 1.3.	Bagan alur kegiatan operasional meteorologi.	
Gambar 2.1.	Bagan dasar proses pembentukan cuaca	13
Gambar 3.1.	Perubahan harian suhu di Tanung Priok 24 Maret 2010 (sumber: BMKG)	30
Gambar 3.2.	Sinaran dan elevasi matahari (Herizal dan Nsrullah 2003)	31
Gambar 3.3.	Gerak udara dalam awan Cb.	32
Gambar 3.4.	Perubahan harian Titik Embun di Tanjung Priok 24 Maret 2010	34
Gambar 3.5.	Perubahan harian Tekanan di Tanjungpriok 24 Maret 2010	35
Gambar 3.6.	Diagram stik angin di Jakarta tgl. 20 Juni 2008	39
Gambar 3.7.	Perubahan harian kelembapan nisbi di Tj. Priok 24 Maret 2010	43
Gambar 3.8.	Perubahan harian banyak awan TjPriok 24 Maret 2010	46
Gambar 3.9.	Susunan awan di atas perenggan.	47
Gambar 3.10.	Sirus uncinus	51
Gambar 3.11.	Sirus bergelombang.	52
Gambar 3.12.	Sirus fibratus.	52
Gambar 3.13.	Sirokumululus (seperti sisik ikan)	53
Gambar 3.14.	Halo	53
Gambar 3.15.	Altokumululus mamatus	54
Gambar 3.16.	Awan gelombang	55
Gambar 3.17.	Altokumululus (dengan bulatan-bulatan kecil)	55
Gambar 3.18.	Altostratus lentikularis	56
Gambar 3.19.	Awan putar	57
Gambar 3.20.	Bagan gelombang gunung (Tom Beer 1974)	57
Gambar 3.21.	Stratokumululus	58
Gambar 3.22.	Stratokumululus fraktus	58
Gambar 3.23.	Awan tudung	60
Gambar 3.24.	Kumululus yang tumbuh subur	60
Gambar 3.25.	Kumululus dengan awan tudung	61
Gambar 3.26.	Kumululus kastelatus	61
Gambar 3.27.	Kumululus kastelanus	62
Gambar 3.28.	Kumululonimbus	63

Gambar 3.29.	Awan panji	63
Gambar 3.30.	Altostratus lentikularis	64
Gambar 3.31.	Jejak kondensasi	65
Gambar 3.32.	Puting beliung	66
Gambar 3.33.	Kepulan asap dalam udara tak mantap	67
Gambar 3.34.	Kepulan asap dalam udara mantap	67
Gambar 3.35.	Contoh rajahan curah hujan selama sehari	69
Gambar 3.36.	Lama hari siang mengikut lintang geografi. (Nieuwolt)	78
Gambar 3.37.	Pias perekam lamanya penyuryaan.	80
Gambar 4.1.	Daerah cakupan efektif pengamatan radiosonde	83
Gambar 4.2.	Hasil rajahan data suhu dan suhu titik embun di Ranai tanggal 21 April 2010 jam 1200 UTC.	90
Gambar 4.3.	Bagan mencari suhu potensial (Θ)	96
Gambar 4.4.	Bagan arus udara lengas dalam golakan (John G. Lockwood)	100
Gambar 4.5.	Bagan mencari PKG	101
Gambar 4.6.	Bagan mencari PKA	102
Gambar 4.7.	Bagan mencari PGB	103
Gambar 4.8.	Bagan mencari daerah positip dan negatip bila pemanasan mulai dari permukaan	105
Gambar 4.9.	Bagan mencari daerah positip dan negatip bila terdapat proses pengangkatan di bawah	106
Gambar 4.10.	Bagan kriteria kemantapan (a) takmantap; (b) takmantap bersyarat; (c) mantap.	109
Gambar 4.11.	Awan Kumulus Humilis.	128
Gambar 4.12.	Awan Kumulonimbus dengan awan lensa.	129
Gambar 4.13.	Angin termal.	130
Gambar 4.14.	Variasi angin mengikut kedalaman. (Perry A.H.)	131
Gambar 5.1.	Lambang rajahan data sinop	146
Gambar 5.2.	Peta daerah suhu muka laut(NOAA)	148
Gambar 5.3.	Peta isoterm muka laut (BoMAu)	149
Gambar 5.4.	Pola isoterm muka laut	150
Gambar 5.5.	Kondisi suhu muka laut 1 Juni 2009 (NOAA).	151
Gambar 5.6.	Dipole Mode positip (atas), dan Dipole Mode negatip (bawah). (BoM).	151
Gambar 5.7.	Daerah panas dan daerah dingin pada paras 850 hPa, 5 Oktober 2009	153
Gambar 5.8.	Daerah panas dan daerah dingin pada paras 700 hPa, 5 Oktober 2009.	153

Gambar 5.9.	Peta isobar permukaan	156
Gambar 5.10.	Gambar lambang perenggan dingin dan palung.	157
Gambar 5.11.	Contoh peta isobar	158
Gambar 5.12.	Antisklonal dan siklonal.	159
Gambar 5.13.	Daerah pumpunan	168
Gambar 5.14.	Daerah beraian	168
Gambar 5.15.	Pola dasar aliran inersia di kawasan tropik khatulistiwa.	169
Gambar 5.16.	Sistem angin pola atap khatulistiwa	170
Gambar 5.17.	Sistem angin pola jambatan khatulistiwa	170
Gambar 5.18.	Sistem angin pola undakan khatulistiwa	171
Gambar 5.19.	Sistem angin pola arus lintas khatulistiwa sederhana	172
Gambar 5.20.	Awan di dalam lapisan dengan geser angin vertikal besar	177
Gambar 5.21.	Pola perubahan garis arus pada gelombang timuran pemicu pembentukan siklon tropis.	178
Gambar 5.22.	Arus jet baratan subtropik sekeliling bumi.	179
Gambar 5.23.	Arus jet baratan subtropik (biru) pada paras 200 hPa. (Arah angin dari barat.)	181
Gambar 5.24.	Sifat aliran di sekitar arus jet.	182
Gambar 5.25.	Arus jet timuran khatulistiwa.	183
Gambar 5.26.	Vekktor angin termal.	185
Gambar 5.27.	Spiran Ekman	189
Gambar 5.28.	Peta angin pada paras ladaian (gradient level - 10 m)	190
Gambar 5.29.	Angin dan alun.	192
Gambar 5.30.	Analisis angin 850 hPa	198
Gambar 5.31.	Peta analisis angin 200 hPa.	198
Gambar 5.32.	Contoh echo hujan frontal di Australia Selatan dan Victoria Barat.	199
Gambar 5.33.	Contoh echo radar dari hujan curah yang berasal dari Kumulus di sekitar Darwin.	200
Gambar 5.34.	Contoh pengamatan radar di Batam 1 Juli 2008 jam 02.12 UTC.	201
Gambar 5.35.	Contoh echo silon tropis.	202
Gambar 5.36.	Pengamatan radar di BATAM 1 Juli 2008 jam 02.12 UTC.	206
Gambar 5.37.	Pengaruh kelengkungan bumi kepada deteksi radar.	206
Gambar 5.38.	Contoh citra tampak. Copyright EUMETSAT/Met Office	208
Gambar 5.39.	Contoh citra inframerah. Copyright EUMETSAT/Met Office	209
Gambar 5.40.	Contoh gambar awan lapis dari citra inframerah (kiri) dan dari citra tampak (kanan).	209
Gambar 5.41.	Contoh gambar awan golakan dari citra inframerah (kiri) dan dari citra tampak (kanan). 24 August 2008 00:30 UTC.	210

Gambar 5.42.	Lembangan dan perenggan dalam citra inframerah. Copyright EUMETSAT/Met Office	211
Gambar 5.43.	Daerah tekanan tinggi pada peta isobar permukaan (atas), pada peta satelit citra inframerah (kiri) dan citra tampak (kanan) 24 Agustus 2008 0600UTC.	212
Gambar 5.44.	Contoh gerak perenggan untuk menaksir angin. © Copyright EUMETSAT/Met Office	215
Gambar 5.45.	Citra awan inframerah di sekeliling bumi 24 Agustus 2008 1800UTC (Copyright EUMETSAT/Met Office)	215
Gambar 5.46.	Citra satelit 25 Februari 2007 1800Z	216
Gambar 5.47.	Citra satelit 9 Maret 2007 1800 UTC.	217
Gambar 5.48.	Citra satelit 13 februari 2007 1800 UTC	219
Gambar 5.49.	Citra satelit inframerah dari badai tropis Rita 23 September 2005 Copyright NOAA	220
Gambar 5.50.	Contoh analisis kontur geopotensial paras 500 hPa di Asia bagian timur, 19 Maret 2010 1800 UTC. (NOAA).	222
Gambar 5.51.	Contoh analisis ketebalan geopotensial paras 1000 - 500 hPa di Asia bagian timur, 19 Maret 2010 1800 UTC. (NOAA).	224
Gambar 5.52.	Perubahan ketebalan geopotensial.	227
Gambar 5.53.	Peta Analisis kepusaran.2 Maret 2010 pukul 0000 UTC	229
Gambar 5.54.	Isoplet air mampu curah 01 Maret 2010 0000 UTC (NOAA).	230
Gambar 5.55.	Bagan susunan komponen sistem peredaran atmosfer Indonesia	230
Gambar 5.56.	Bagan susunan komponen sistem peredaran atmosfer Indonesia	230
Gambar 5.57.	Penampang tegak zonal isotherm.	234
Gambar 5.58.	Peta penampang tegak zonal komponen zonal angin (u)	235
Gambar 5.59.	Peta penampang tegak zonal komponen meridional angin (v)	235
Gambar 5.60.	Peta penampang tegak meridional komponen zonal angin (u)	240
Gambar 5.61.	Peta penampang tegak meridional komponen meridional angin (v)	240
Gambar 5.62.	Penampang tegak meridional isogeopotensial	243
Gambar 5.63.	Penampang tegak zonal isogeopotensial	246
Gambar 5.64.	Contoh susunan pola angin lapisan atas dan lapisan bawah (Trewartha, Glenn T)	247
Gambar 5.65.	Bagan prinsip PV = RT di atmosfer.	247

Gambar 5.66.	Sistem tekanan rendah inti dingin (Trewartha, Glenn T)	248
Gambar 5.67.	Sistem tekanan tinggi inti dingin (Trewartha, Glenn T)	249
Gambar 5.68.	Sistem tekanan rendah inti panas (Trewartha, Glenn T)	
Gambar 5.69.	Sistem tekanan tinggi inti panas (Trewartha, Glenn T)	

DAFTAR TABEL

- Tabel 2.1. Sistematika pembedangan analisis cuaca
- Tabel 2.2. Matriks penaksiran.
- Tabel 2.3. Matriks Ilmu Dasar.
- Tabel 2.4. Jenis massa udara yang banyak terlibat dalam pembentukan cuaca di Indonesia
- Tabel 2.5. Nilai λ_s (km) sebagai fungsi dari lintang geografis
- Tabel 3.1. Macam dan nama awan menurut hirarginya.
- Tabel 3.2. Lama hari siang di beberapa tempat di Indonesia.
- Tabel 3.3. Lama penyuryaan di beberapa tempat (%).
- Tabel 3.4. Nilai a, b, dan n/N untuk beberapa tempat (Oldeman)
- Tabel 3.5. Nilai Ra untuk beberapa tempat (Oldeman)
- Tabel 5.1. Angin geostrofik dan isobar (cuplikan Guide To Wave Analysis WMO–No.702)
- Tabel 5.2. Data SOI tahun 1980 sd 2000 (sumber: dikutip dari NOAA).
- Tabel 5.3. Skala Beaufort .
- Tabel 5.4. Jenis radar, panjang gelombang, dan fungsinya.
- Tabel 5.5. Contoh tingkatan warna echo radar untuk intensitas hujan
- Tabel 5.6. Nilai λ_s (km) sebagai fungsi dari lintang geografis

BAB 1

PENDAHULUAN

1.1 Meteorologi Sinoptik

Meteorologi sinoptik mempelajari cuaca yang sedang berlangsung terus-menerus. Sinoptik adalah istilah padanan dari bahasa Inggris "*synoptic*". Kata *synoptic* berasal dari bahasa Yunani "*syn*" yang berarti "sama atau bersama" dan "*optic*" berarti "tampak atau terlihat".

Kata sinoptik mula-mula digunakan untuk pengamatan cuaca, yang maksudnya untuk menamai pengamatan yang dilakukan secara serentak pada waktu yang sama. Gagasan tentang pengamatan serentak tersebut dikemukakan dalam suatu pertemuan Konferensi Internasional Meteorologi yang diselenggarakan di Brussel pada tahun 1853. Para peserta konferensi sependapat bahwa cuaca itu bergerak dan berkaitan antara yang ada di suatu tempat dan yang ada di tempat lain. Pandangan tersebut melahirkan gagasan akan perlunya untuk saling bertukar data dan pengalaman. Untuk itu diperlukan kerja sama pengamatan yang dilakukan pada waktu-waktu yang sama.

Namun demikian, gagasan tersebut baru terwujud pada tahun 1874 atau satu tahun kemudian setelah terbentuknya Organisasi Meteorologi Internasional (*International Meteorological Organization*, IMO) tahun 1873. Komite Tetap yang dibentuk oleh Organisasi Meteorologi Internasional tersebut menghasilkan kesepakatan tentang tata cara pengamatan dan publikasi hasil pengamatan. Dalam hal pengamatan, mulai tanggal 1 Januari 1875 ditetapkan waktu pengamatan sinkron dengan menggunakan rujukan waktu bujur 0 dekat Greenwich. Oleh karena itu, kemudian digunakan waktu rujukan waktu Greenwich yang diberi nama *Greenwich Mean Time* (GMT). Sekarang waktu GMT diganti

dengan *Universal Time Coordinated* (UTC). Selanjutnya jam 00, 01, 02 UTC ... dan seterusnya disebut sebagai jam sinop. Jam 00, 06, 12, dan 18 00 UTC disebut sebagai jam sinop utama; jam 03, 09, 15, dan 21 UTC disebut sebagai jam sinop antara.

Dalam bidang ilmu, meteorologi sinoptik termasuk dalam bidang meteorologi terapan. Seperti yang terdapat dalam *International Meteorological Vocabulary World Meteorological Organization* (WMO, 1966), dikemukakan bahwa ada dua bidang ilmu, yakni ilmu cuaca atau meteorologi, dan ilmu iklim atau klimatologi.

Ilmu cuaca atau meteorologi dibagi dalam empat bidang, yakni meteorologi teori, meteorologi terapan, meteorologi gabungan, dan meteorologi praktik. Selanjutnya masing-masing bidang dibagi lagi menurut kegiatan yang terkait.

Meteorologi teori dibagi dalam tiga cabang, yakni meteorologi fisika, meteorologi dinamika, dan meteorologi eksperimen. Dalam meteorologi fisika cuaca dibahas dari aspek fisika, dalam meteorologi dinamika cuaca dibahas dari aspek geraknya, dan dalam meteorologi eksperimen cuaca dibahas dari simulasi laboratorium.

Meteorologi terapan adalah ilmu tentang cuaca yang berkaitan dengan penggunaannya. Bidang utama meteorologi terapan adalah meteorologi sinoptik yang mempelajari cuaca terus-menerus; meteorologi aeronautik yang mempelajari cuaca dalam bidang aeronautik atau penerbangan; meteorologi maritim yang mempelajari cuaca dalam bidang kelautan; hidrometeorologi yang mempelajari cuaca dalam kaitannya dengan pengelolaan air; agrometeorologi yang mempelajari cuaca dalam bidang pertanian; dan meteorologi kesehatan yang mempelajari cuaca dalam kaitannya dengan bidang kesehatan.

Meteorologi gabungan adalah cabang meteorologi yang merupakan gabungan antara meteorologi dan cabang ilmu lain, antara lain

biometeorologi, gabungan dari meteorologi dan biologi; radiometeorologi, gabungan dari meteorologi dan radiologi. Dalam meteorologi gabungan, cuaca dibahas dari aspek kaitan timbal baliknya dengan kehidupan lain.

Meteorologi praktik adalah cabang meteorologi yang hanya membicarakan tentang cara dan penggunaan data cuaca. Meteorologi dalam praktik, meliputi pengamatan meteorologi, analisis meteorologi, dan pelayanan meteorologi.

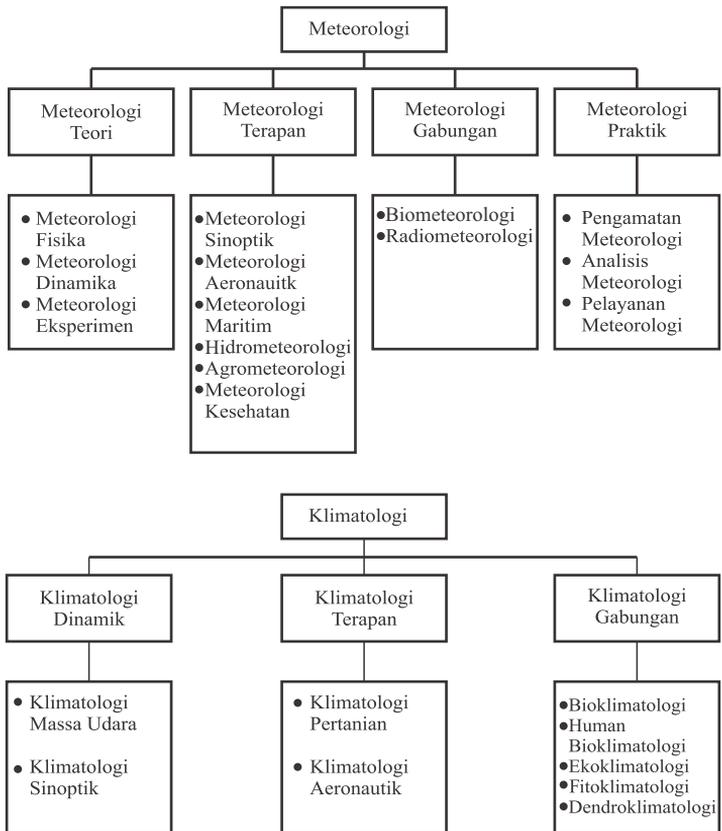
Dalam lingkup skala ruang dan waktu, dikenal meteorologimikro dan meteorologimeso. Meteorologimikro mempelajari tentang cuaca dalam skala kecil, yakni yang berkaitan dengan sifat-sifat perubahan cuaca dalam waktu yang sangat pendek (ukuran waktu menit), dan dalam ukuran panjang beberapa meter. Sedangkan meteorologimeso mempelajari cuaca dalam skala yang lebih besar dari ukuran mikro, yakni yang berkaitan dengan sifat-sifat perubahan dalam waktu lebih dari ukuran waktu jam dan dalam ukuran panjang kilometer.

Klimatologi adalah ilmu tentang iklim. Bidang klimatologi meliputi klimatologi dinamik, klimatologi terapan, dan klimatologi gabungan. Klimatologi dinamik mempelajari iklim dari aspek fisika dan dinamika udara. Klimatologi terapan mempelajari iklim dan kegunaannya dalam berbagai bidang, misalnya dalam bidang pertanian disebut klimatologi pertanian atau agroklimatologi, sedangkan dalam bidang aeronautika disebut klimatologi aeronautik. Klimatologi gabungan adalah gabungan antara klimatologi dengan bidang ilmu lain, antara lain bioklimatologi, yakni gabungan antara klimatologi dengan biologi; human bioklimatologi, yakni gabungan antara klimatologi dan cabang ilmu manusia; ekoklimatologi, yakni gabungan antara klimatologi dengan ekologi; fitoklimatologi, yakni gabungan klimatologi dengan fitologi; dan dendroklimatologi, yakni gabungan klimatologi dengan dendrologi (ilmu tentang pepohonan).

Dengan menggunakan definisi dan klasifikasi tentang iklim, studi iklim ditetapkan berdasarkan konsep, waktu, skala, wilayah, dan jenis.

Berdasarkan konsep misalnya iklim radiasi, iklim hipotetik, iklim tiruan, dan iklim surya. Berdasarkan waktu, misalnya iklim prasejarah, iklim sejarah, dan iklim quaterner. Berdasarkan skala, misalnya iklim mikro, iklim meso, dan iklim ruangan. Berdasarkan wilayah dikenal iklim kutub, iklim tengah, iklim subtropis, iklim tropis, dan iklim khatulistiwa. Berdasarkan tipe iklim dikenal iklim benua, iklim monsun, iklim mediteran, iklim tundra, dan iklim gunung.

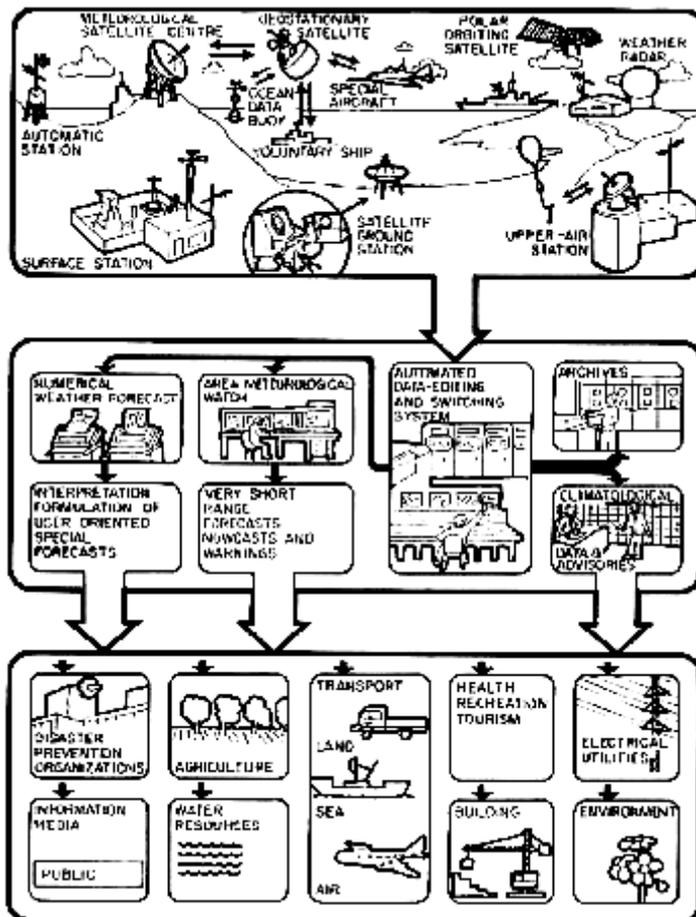
Bagan pembedangan meteorologi dan klimatologi tersebut sebagai berikut:



Gambar 1.1 Bagan sistematika pembedangan meteorologi dan klimatologi

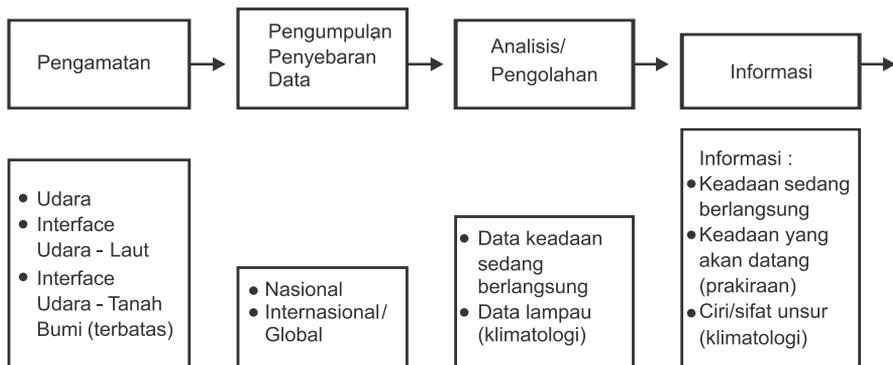
1.2 Kegiatan Operasional Meteorologi

Studi tentang cuaca, baik dari segi ilmu maupun dari segi penerapannya dilandasi dengan suatu rangkaian kegiatan, yang meliputi pengamatan, pengumpulan dan analisis data hasil pengamatan, serta pembuatan kesimpulan dari hasil analisis yang diformulasikan dalam bentuk informasi.



Gambar 1.2 Bagan operasional meteorologi. Sumber: WMO

Sasaran kegiatan operasional meteorologi (Gambar 1.3) adalah pembuatan informasi cuaca yang meliputi informasi ciri atau klimatologi unsur cuaca, informasi cuaca yang sedang berlangsung dari waktu ke waktu, dan informasi cuaca yang akan datang atau prakiraan cuaca. Pembuatan informasi dilakukan melalui proses dari penyediaan data sampai pengolahan dan analisis data.



Gambar1.3 Bagan alur kegiatan operasional meteorologi.

Data dihasilkan dari pengamatan di berbagai stasiun pengamatan di darat, di laut, dan dari pengamatan satelit cuaca. Analisis data pada dasarnya dilakukan dengan panggambaran dan perhitungan. Ada dua macam analisis, yakni analisis sinoptik dan analisis klimatologi .

Analisis sinoptik adalah cara mempelajari cuaca pada suatu saat atau cuaca sedang berlangsung. Umumnya dilakukan dengan merajah data pada peta horizontal dan/atau vertikal. Peta data tersebut dinamakan "medan"; bila memuat data suhu disebut medan suhu; bila memuat data tekanan disebut medan tekanan, dan seterusnya. Analisis pada dasarnya dilakukan untuk data dari satu stasiun dan untuk data dari banyak stasiun pengamatan.

Analisis klimatologi adalah cara mempelajari sifat kebiasaan atau ciri cuaca. Pada dasarnya analisis klimatologi adalah analisis statistik dari

data lampau. Analisis klimatologi dimulai dari data satu stasiun, kemudian dikembangkan untuk data dari banyak stasiun. Analisis dasar dari analisis klimatologi adalah analisis rata-rata dan analisis frekuensi. Dari analisis rata-rata dan analisis frekuensi kemudian digunakan untuk analisis lainnya. Dalam banyak hal analisis klimatologi adalah serupa dengan analisis sinop, hanya saja data yang digunakan adalah nilai rata-rata dalam kurun waktu panjang.

Nilai dan pola-pola yang diperoleh dari analisis menunjukkan kondisi cuaca atau iklim yang dapat ditaksir dengan menggunakan hukum-hukum yang sesuai, misalnya hukum fisika dan dinamika atmosfer. Penaksiran hasil analisis berupa uraian secara kualitatif atau kuantitatif berdasarkan pola-pola sebaran nilai unsur cuaca yang dianalisis baik secara sebagian-sebagian maupun secara simultan dari berbagai analisis.

BAB 2

KONSEP DASAR

Analisis sinoptik adalah cara analisis yang digunakan untuk mempelajari cuaca sedang berlangsung pada setiap saat. Untuk membuat analisis sinoptik diperlukan data pengamatan cuaca setiap saat dari satu atau dari banyak stasiun cuaca. Oleh karena itu, bila tempat pengamatan dipindah, data tidak boleh disatukan secara langsung dengan data dari tempat sebelumnya. Ada teknik tersendiri yang dapat digunakan untuk menyatukan data dari lokasi pengamatan yang dipindahkan tersebut.

Data dari stasiun pengamatan adalah hasil pengamatan cuaca permukaan atau cuaca udara atas dari pengukuran radiosonde. Analisis dilakukan untuk saat tertentu atau untuk setiap saat terus-menerus.

Kumpulan data yang dianalisis secara spasial disebut sebagai medan. Analisis dilakukan dengan menggunakan diagram dan/atau peta yang menghasilkan diagram cuaca dan/atau peta cuaca.

Analisis dilakukan bagi data dari masing-masing stasiun secara individu (stasiun tunggal), dan secara bersama bagi data dari banyak stasiun di suatu wilayah.

Analisis sinoptik dilakukan untuk data yang langsung dari hasil pengamatan pada setiap saat, yang dapat setiap detik, setiap menit, setiap jam, setiap tiga jam, setiap enam jam, setiap hari, dan seterusnya; atau data hasil perhitungan yang menggambarkan keadaan saat itu. Nilai-nilai rata-rata, misalnya rata-rata selama 12 jam, rata-rata sehari, nilai frekuensi, dan sejenisnya tidak termasuk data sinoptik karena tidak menggambarkan keadaan pada suatu saat, tetapi termasuk dalam jenis data klimatologi dan analisisnya termasuk dalam analisis klimatologi.

Analisis cuaca dalam skala besar umumnya dilakukan untuk data pada jam sinop. Semua ukuran menggunakan acuan yang ditetapkan. Bila terjadi penggantian alat, perlu dikalibrasi lebih dahulu dengan alat standar yang ditetapkan. Kegiatan penggantian peralatan dimaksud dicatat di dalam metadata. Untuk analisis dalam skala kecil dapat menggunakan waktu sinop atau menggunakan waktu setempat (di Indonesia dapat menggunakan Waktu Indonesia Barat, Waktu Indonesia Tengah, atau Waktu Indonesia Timur).

2.1 Konsep Dasar Analisis

Analisis cuaca sinoptik dilakukan dengan menggunakan pengertian tentang sifat cuaca bahwa unsur cuaca berubah mengikut ruang dan waktu serta berkaitan antara yang satu dengan yang lain.

(a) Dalam penulisan matematika, sifat cuaca/unsur cuaca berubah mengikut ruang dan waktu dinyatakan sebagai nilai fungsi:

$$C = C(x,y,z,t)$$

(b) Sifat unsur cuaca berkaitan antara yang satu dengan unsur cuaca yang lain dinyatakan sebagai fungsi komposit:

$$C = C(C_1, C_2, \dots, C_i, \dots, C_n)$$

atau selengkapnya ditulis:

$$C = C \{C_1(x,y,z,t), C_2(x,y,z,t), \dots, C_n(x,y,z,t)\}$$

(c) Perilaku cuaca dikenali dari perilaku unsurnya, yang nilainya diperoleh dari:

- besarnya daerah nilai C;
- berubahnya nilai unsur cuaca C, yang ditinjau dari nilai laju perubahannya atau nilai diferensial total (dC/dt).

$$\begin{aligned}
 dC/dt &= C/ t + C/ x \cdot dx/dt + C/ y \cdot dy/dt + C/ z \cdot dz/dt \\
 &= C/ t + u C/ x + v C/ y + w C/ z \\
 &= C/ t + U \cdot C
 \end{aligned}$$

C/ t disebut diferensial lokal (*local derivative*), yang menunjukkan sifat perubahan di tempat, sedangkan $U \cdot C$ disebut diferensial lataan (*advection derivative*), yang menunjukkan sifat perubahan mengikut ruang selama waktu geraknya.

Analisis cuaca sinoptik dilakukan sesuai dengan tujuan, waktu, dan adanya data yang dianalisis. Tujuan analisis adalah untuk mengetahui pola cuaca, perkembangan, dan prakiraan cuaca (jangka pendek - jangka panjang). Waktu yang digunakan ialah waktu benar (*real time*). Data yang dianalisis:

- 1) Dari stasiun tunggal;
- 2) Dari banyak stasiun.

Macam peta:

- 1) Peta perubahan unsur setiap waktu (peta dengan koordinat C-t);
- 2) Peta penampang horizontal pada suatu saat (peta dengan koordinat x-y);
- 3) Peta penampang tegak pada suatu saat (peta dengan koordinat C-z);
- 4) Peta penampang tegak pada suatu saat (peta dengan koordinat x-z atau y-z);
- 5) Peta penampang tegak waktu (peta dengan koordinat x-t, atau y-t).

Keterangan:

- 1) Peta perubahan unsur setiap waktu (C-t) digunakan untuk menganalisis semua unsur dari data pengamatan dari stasiun tunggal;
- 2) Peta penampang horizontal pada suatu saat (x-y) digunakan untuk menganalisis semua data dari stasiun banyak;
- 3) Peta penampang tegak pada suatu saat (x-z) dan (y-z) digunakan untuk menganalisis semua unsur dari data pengamatan udara atas;
- 4) Peta penampang tegak pada suatu saat (C-z) digunakan untuk menganalisis semua unsur dari data pengamatan udara atas stasiun tunggal;

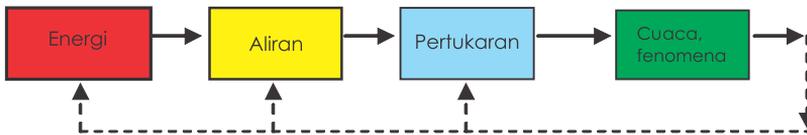
- 5) Peta penampang tegak waktu (x-t) dan (y-t) digunakan untuk menganalisis semua unsur dari data pengamatan udara atas dari stasiun banyak.

2.2 Konsep Dasar Penaksiran

Penaksiran adalah keterangan tentang sifat dan perilaku unsur cuaca berdasarkan nilai-nilai hasil analisis unsur cuaca tersebut. Penaksiran sinoptik dilakukan dengan meninjau sifat-sifat dari aspek fisis dan dinamis serta dari proses perkembangannya, yang konsepnya sebagai berikut:

- (1) Unsur cuaca dipandang mempunyai sifat yang memenuhi hukum-hukum kekekalan fisika udara dan hidrodinamika, antara lain hukum kekekalan energi, hukum kekekalan momentum, dan hukum kekekalan massa;
- (2) Semua proses perilaku unsur cuaca digerakkan oleh adanya energi. Dari penggunaan energi tersebut timbullah aliran atau perpindahan, misalnya aliran atau perpindahan massa, aliran atau perpindahan bahang (*latent heat*), aliran atau perpindahan energi, serta aliran atau perpindahan momentum;
- (3) Selanjutnya selama pengaliran atau perpindahan terjadi pertukaran sifat yang dimiliki masing-masing bagian massa. Pertukaran tersebut meliputi pertukaran bahang, pertukaran momentum, dan pertukaran massa, yang berlangsung demikian sehingga keseimbangan tetap terjaga;
- (4) Selama proses pertukaran berlangsung terjadi perubahan dan timbul berbagai fenomena, misalnya terjadi awan, hujan, badai, angin ribut, badai guntur, dan lain sebagainya.

Secara sistematis rangkaian konsep tersebut digambarkan seperti bagan pada Gambar 2.1.



Gambar 2.1 Bagan dasar proses pembentukan cuaca

Dengan demikian penaksiran sinoptik tidak lain adalah penggambaran secara kualitatif dan kuantitatif dari penerapan hukum-hukum fisika dan dinamika dalam atmosfer.

2.2.1 Penaksiran Sinoptik

Untuk mengenali komponen-komponen dan proses cuaca sinoptik perlu diperhatikan berbagai faktor dari aspek energi, dari aspek aliran, dan dari aspek pertukaran.

Penaksiran dilakukan dengan melakukan peninjauan hasil tampilan analisis dari aspek energi, aliran, dan pertukaran. Peninjauan dari aspek energi dilakukan pada massa udara (M) dan gelombang atmosfer (GI); peninjauan dari aspek aliran dilakukan pada sumber (S), arah angin (A), kecepatan angin (V), beraian/pumpunan (D), kepusaran (K), dan peredaran (C); dan peninjauan dari aspek pertukaran dilakukan pada lataan (L), golakan (Go), dan geser angin (Ga).

Hasil tampilan analisis dapat ditinjau dari raut sebarannya mengikut ruang dan sebarannya mengikut waktu. Dari raut sebaran mengikut ruang ($C/ x, C/ y, C/ z$) diperhatikan pusat daerah isoline, bentuk isoline (apakah sejajar lurus, sejajar melingkar atau tertutup, cekung/cembung, patahan, spiral keluar/masuk, atau berseling), dan kerapatan isoline.

Dari raut sebaran mengikut waktu (C/ t) diperhatikan kontinuitas, bentuk perubahan mendadak, dan bentuk keulangan atau periodiknya. Ringkasan dari konsep penaksiran ditampilkan pada matriks Tabel 2.1.

Tabel 2.1 Matriks Penaksiran

Tampilan Hasil Analisis		Penaksiran dari Aspek										
		Energi		Aliran					Pertukaran			
		M	GI	S	A	V	D	K	C	L	Go	Ga
Raut sebaran mengikuti ruang ($\partial C/\partial x$, $\partial C/\partial y$, $\partial C/\partial z$)	Pusat daerah	✓		✓						✓		
	Sejajar lurus				✓		✓		✓			✓
	Sejajar melingkar (tertutup)				✓		✓	✓	✓		✓	✓
	Cekung/cembung				✓			✓	✓		✓	✓
	Patahan				✓		✓	✓	✓		✓	✓
	Spiral keluar/masuk				✓		✓	✓	✓		✓	
	Berseling		✓		✓	✓			✓	✓	✓	✓
	Kerapatan isoline					✓				✓		✓
Raut sebaran mengikuti waktu ($\partial C/\partial t$)	Kontinu		✓		✓	✓				✓		
	Mendadak				✓	✓					✓	✓
	Periodik		✓		✓	✓		✓			✓	✓

Selanjutnya untuk melakukan penaksiran masing-masing parameter diperlukan ilmu dasar yang sesuai dengan parameter yang dianalisis. Sistematis penaksirannya seperti yang tercantum dalam matriks Tabel 2.2.

Tabel 2.2 Matriks Ilmu Dasar yang Digunakan untuk Penaksiran

Parameter	Ilmu Dasar yang Diperlukan	Sifat Dasar Bagi
M	Klimatologi massa udara	Massa udara kutub (K), massa udara tropis (T) (kontinental, lautan), modifikasi massa udara
Gl	Gelombang atmosfer	Gelombang Rossby, gelombang Kelvin, campuran gelombang Rossby-Kelvin
S	Klimatologi lokal	Geografi, topografi
A, V	Persamaan gerak atmosfer	Angin geostrofik, angin landaian (<i>gradient</i>)
D, K	Persamaan kontinuitas	Kekekalan massa, kekekalan energi, kekekalan momentum, kekekalan kepusaran mutlak
C	Peredaran Atmosfer	Sel Hadley, monsun, Walker, QBO (<i>Quasi-biennial Oscillation</i>)
L, Go	Termodinamika udara	Kemantapan atmosfer
Ga	Termodinamika udara	Kemantapan atmosfer, angin termal

2.2.2 Penaksiran Klimatologi

2.2.2.1 Klimatologi Massa Udara (di Sekitar Indonesia)

Campuran dua atau lebih sifat massa udara menghasilkan udara dengan sifat tertentu, misalnya sebagaimana tercantum dalam Tabel 2.3).

Tabel 2.3 Jenis massa udara yang banyak terlibat dalam pembentukan cuaca di Indonesia

Daerah	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
10 LU - khatulistiwa 90 – 100 BT	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
10 LU - khatulistiwa 100 – 110 BT	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
10 LU - khatulistiwa 110 – 120 BT	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
10 LU - khatulistiwa 120 – 130 BT	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
10 LU - khatulistiwa 130 – 140 BT	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
10 LS - khatulistiwa 90 – 100 BT	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
10 LS - khatulistiwa 100 – 110 BT	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
10 LS - khatulistiwa 110 – 120 BT	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
10 LS - khatulistiwa 120 – 130 BT	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
10 LS - khatulistiwa 130 – 140 BT	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■

Keterangan:

- = mKBa, massa udara kutub benua yang telah termodifikasi (*modified continental polar air*) Asia, sifatnya dingin dan kering
- = mTLcs, massa udara tropis Laut Cina Selatan, sifatnya hangat dan lembap
- = mTLib, massa udara tropis Lautan India barat, sifatnya hangat dan mantap (*stable*)
- = mTLit, massa udara tropis Lautan India timur (sebelah barat Australia), sifatnya hangat dan mantap
- = mTLpbl, massa udara tropis Lautan Pasifik barat laut, sifatnya hangat dan mantap

-  = mTLpbd, massa udara tropis Lautan Pasifik barat daya (sebelah timur Australia), sifatnya hangat dan mantap
-  = mTBa, massa udara benua tropis Australia, sifatnya dingin dan kering serta mantap.

mKBa mTLcs:

sifat massa udara kutub benua Asia melewati massa udara Laut Cina Selatan yang bersifat hangat dan lembap menghasilkan sifat udara lembap dan awan lataan (*advection*) jenis stratus (*stratiform*). Sifat tersebut kemudian menjadi potensi untuk proses selanjutnya. Bila di daerah tersebut juga terdapat pumpunan, maka awan *stratiform* tersebut dapat naik menjadi jenis kumululus (Sc, Cu, dan Ac atau Ac-As). Sifat tersebut dimiliki udara monsun Asia dingin di atas kawasan Laut Cina Selatan. Karena sifat tersebut dihasilkan dari berbagai sifat massa udara, keberadaannya bergantung kepada lokasi wilayah dan waktunya. Sebagai contoh, sifat massa udara yang banyak terlibat dalam pembentukan cuaca di Indonesia seperti pada Tabel 2.3.

Dari Tabel 2.3 dapat dikenali sifat udara di berbagai sektor (tetapi batas sektor-sektor tersebut hanya diambil mudahnya saja sebab kita maklumi bahwa udara tidak dapat dibatasi dengan garis lintang dan garis bujur geografi).

Dari rangkaian proses tersebut, parameter sifat massa udara yang perlu diketahui adalah macam energi apa (kinetik, potensial, pendam, atau terindera) dan berapa banyaknya yang dikandung, apa sifat aliran (pumpunan, beraian, atau kepusaran) atau dalam medan aliran apa massa udara tersebut berada, apakah udara mengalir secara bebas atau terpaksa (termal, lataan, atau topografi-orografi), serta apa dan berapa banyak sifat (energi, momentum, dan massa-termasuk uap air) yang dipertukarkan. Dari hal yang perlu diketahui tersebut dapat ditaksir macam dan tingkat cuaca serta fenomena-fenomenanya. Sebagai misal, percampuran mTLcs yang lebih kaya dengan energi terindera (suhu) dan energi pendam (uap air) dengan mKBa yang sifatnya dingin dan kering

menghasilkan proses pengembunan, udara di bawah menjadi hangat dan di atas tetap dingin. Fenomena yang terjadi dalam udara yang demikian adalah terbentuknya awan dalam lapisan bawah berupa campuran bentuk kumulus (*cumuliform*) dan bentuk stratus (*stratiform*), misalnya Sc, Cu kecil, As, dan Ac. Di atas lapisan dengan awan As atau Ac udara menjadi cerah. Demikian itu sifat udara selama monsun dingin Asia di atas Laut Cina Selatan. Selanjutnya cuaca dan fenomena yang terjadi bergantung lagi kepada parameter lainnya (seruak, pusaran, dan lain-lain), misalnya melewati rintangan. Adanya faktor topografi-orografi dan bentuk kepulauan juga sangat menentukan tingkat cuaca dan tingkat fenomena.

2.2.2.2 *Gelombang Atmosfer*

Di dalam atmosfer terdapat banyak gelombang. Secara umum ada tiga jenis gelombang, yakni gelombang transversal vertikal (gelombang yang osilasinya tegak lurus bidang horizontal dan menjalarnya dalam arah horizontal), gelombang transversal horizontal (gelombang yang osilasinya tegak lurus bidang vertikal dan menjalarnya dalam arah horizontal), dan gelombang longitudinal (gelombang yang osilasinya horizontal dan arah menjalarnya horizontal atau yang osilasinya vertikal dan menjalarnya dalam arah vertikal). Macam gelombang atmosfer yang terkenal adalah gelombang karena lengkungan dan rotasi bumi, gelombang gravitas, gelombang gesekan, gelombang campuran gravitas dan gesekan, dan gelombang pasang surut atmosfer.

a) Gelombang karena lengkungan dan rotasi bumi, dikenal dengan nama "gelombang Rossby". Gelombang Rossby termasuk gelombang transversal horizontal. Gelombang tersebut terdapat dalam daerah angin baratan lintang tengah. Kecepatan gelombang (kecepatan grup) dinyatakan dalam rumus:

$$V = U - (\beta \lambda^2 / 4\pi^2)$$

dengan

U = kecepatan angin

= laju perubahan faktor Corioli sepanjang garis meridian = $(2 \sin \phi) / R$

- = kecepatan sudut rotasi bumi
- = sudut lintang geografi
- R = jari-jari bumi
- = panjang gelombang

Bila gelombang diam (stasioner), $V = 0$, maka $U = (\frac{2}{4})^2$, dan panjang gelombang stasioner $\lambda_s = 2 (U/)$.

Tabel 2.4 Nilai λ_s (km) sebagai fungsi dari lintang geografi

U lintang	4 m/s	8 m/s	12 m/s	16 m/s	20 m/s
30°	2822	3990	4888	5644	6310
45°	3120	4412	5405	6241	6978
60°	3713	5252	6432	7428	8304

Dari Tabel 2.4 terlihat bahwa makin besar kecepatan angin dasar, makin besar panjang gelombangnya. Demikian pula makin mendekati kutub, panjang gelombang makin besar. Dari panjang gelombangnya dapat ditaksir gerak gelombang atau gerak perpindahan energinya.

- Bila $\lambda_s = \lambda$, gelombang tidak bergerak;
- Bila $\lambda_s > \lambda$, gelombang atau energi bergerak ke barat;
- Bila $\lambda_s < \lambda$, gelombang atau energi bergerak ke timur;
- Bila angin dari timur, tidak terjadi gelombang Rossby.

b) Gelombang gravitas, yakni gelombang yang terjadi karena tekanan atmosfer dan termasuk gelombang longitudinal. Ada tiga macam gelombang gravitas, yakni gelombang gravitas murni, gelombang gravitas akustik, dan gelombang akustik. Ketiga macam gelombang tersebut dibedakan dari definisi berdasarkan bilangan tak berdimensi $F = U / (gL)$.

F disebut bilangan Froude, U kecepatan angin utama, g percepatan gravitas bumi, dan L panjang karakteristik yang didefinisikan sebagai ketinggian suatu paras yang rapat massa udara pada paras

tersebut setengah dari rapat massa udara di permukaan.

- Bila $F \ll 1$, gelombangnya dikategorikan sebagai gelombang gravitas;
- Bila $F \sim 1$, gelombangnya dikategorikan sebagai gelombang gravitas akustik; dan
- Bila $F \gg 1$, gelombangnya dikategorikan sebagai gelombang akustik.

c) Gelombang gesekan adalah gelombang yang terjadi karena gesekan antara dua massa udara pada perenggan (*front*) dan gesekan antara dua aliran udara yang berbeda arah dan/atau berbeda kecepatan.

Gelombang gesekan antara dua massa udara pada perenggan umumnya mempunyai panjang gelombang antara 300 dan 500 km (Petterson, 1940; dikutip Beer, 1974). Gelombang gesekan antara dua aliran udara yang berbeda arah dan/atau berbeda kecepatan dapat membentuk pusaran (*vortice*).

d) Gelombang campuran gravitas dan gesekan umumnya terdapat di pegunungan. Gelombang tersebut ditandai dengan adanya awan lentikularis dan/atau awan gulungan (*rolling cloud*) di belakang gunung.

e) Gelombang pasang surut atmosfer ditimbulkan oleh kaks gravitasi bumi dan bulan. Gelombang tersebut dapat dikenali dari pola variasi harian tekanan yang terekam pada mikrobarogram. Di kawasan khatulistiwa mikrobarogram menunjukkan bahwa dalam sehari mempunyai dua puncak maksimum dan dua minimum.

2.2.2.3 Klimatologi Lokal

Kondisi lokal, termasuk geografi dan topografi, sangat besar perannya dalam pembentukan dan berlangsungnya sistem cuaca. Utamanya bagi Indonesia yang struktur kepulauannya sangat beragam membuat sistem cuaca lokal mempunyai daya interaksi yang kuat dengan sistem cuaca skala besar. Besar kecilnya pengaruh sistem cuaca luar yang memasuki suatu daerah dapat dikenali dari perubahan sifat klimatologi unsur-unsur cuaca di daerah tersebut.

2.2.3 Penaksiran Aliran

2.2.3.1 *Persamaan Gerak*

Atmosfer dipandang sebagai fluida yang bergerak karena adanya kakas yang timbul dari tekanan atmosfer (P), kakas Corioli (C) yang timbul dari rotasi bumi, kakas gesekan (G) yang timbul dari pergesekan antara udara dan permukaan bumi serta gesekan antar molekul di dalam udara, dan kakas luar (F) dari berbagai sebab (misalnya, kakas gravitasi dari planet-planet lain selain bumi). Kakas-kakas tersebut dihipotesiskan menimbulkan gerak atmosfer yang yang besarnya sebanding dengan kakas yang bersangkutan sesuai dengan hukum Newton II, $K = ma$, dengan K besarnya kakas, m massa benda, dan a percepatan gerak benda. Dalam penerapan hukum Newton untuk atmosfer, besarnya kakas adalah:

$$\begin{aligned} \mathbf{K} &= \mathbf{P} + \mathbf{C} + \mathbf{G} + \mathbf{F} \\ &= m\mathbf{a} \\ &= m \, d\mathbf{V}/dt \end{aligned}$$

dengan \mathbf{V} kecepatan angin.

Selanjutnya dengan mengabaikan kakas dari luar, dari hukum dasar Newton II dan dengan menggunakan sistem koordinat Cartesian, persamaan tersebut ditulis:

$$m \, d\mathbf{V}/dt = \mathbf{v} \cdot \text{grad. } \mathbf{P} + \mathbf{C}$$

yang untuk satu satuan massa menjadi:

$$\begin{aligned} d\mathbf{V}/dt &= \mathbf{v}/m \cdot \text{grad. } \mathbf{P} + \mathbf{C} \\ &= 1/ \text{grad. } \mathbf{P} + \mathbf{C} \end{aligned}$$

Dari analisis perbandingan nilai suku-suku dalam persamaan dapat diturunkan sistem angin teoretis, misalnya angin geostrofik, angin landaian.

Angin geostrofik timbul akibat dari adanya keseimbangan landaian tekanan dan kaskas Corioli. Secara teoretis angin geostrofik diturunkan dari persamaan gerak atmosfer:

$$\begin{aligned} du/dt &= \rho / x - fv \\ dv/dt &= \rho / y + fu \end{aligned}$$

dengan:

- = volume spesifik yang besarnya $1/\text{rapat massa}$
- ρ / x = komponen kaskas landaian tekanan dalam arah sumbu X (timur-barat)
- ρ / y = komponen kaskas landaian tekanan dalam arah sumbu Y (utara-selatan)
- f = faktor Corioli = $2 \sin$
= kecepatan sudut rotasi bumi
= sudut lintang geografi
- u = kecepatan angin dalam arah sumbu X
- v = kecepatan angin dalam arah sumbu Y
- fv = komponen kaskas Corioli dalam arah sumbu X
- fu = komponen kaskas Corioli dalam arah sumbu Y

Dalam keadaan setimbang du/dx dan $dv/dy = 0$ sehingga:

$$\begin{aligned} 0 &= \rho / x - fv \text{ atau } \rho / x = fv \\ 0 &= \rho / y + fu \text{ atau } \rho / y = -fu \end{aligned}$$

Dalam keadaan setimbang tersebut, u dan v adalah komponen angin geostrofik, dan masing-masing besarnya ditulis:

$$\begin{aligned} u_g &= -f^{-1} (\rho / y) \\ v_g &= f^{-1} (\rho / x) \end{aligned}$$

sehingga besarnya kecepatan angin geostrofik adalah:

$$U_g = f^{-1} [(\rho / x)^2 + (\rho / y)^2]$$

dan arahnya:

$$\begin{aligned}\tan \theta &= v_g/u_g = (\partial p / \partial y) / (\partial p / \partial x), \text{ atau} \\ &= \text{arc.tan} [(\partial p / \partial y) / (\partial p / \partial x)]\end{aligned}$$

Jadi, arah angin geostrofik sejajar dengan arah isobar, yang kecepatannya makin besar di daerah yang makin rapat isobarnya atau makin besar landaian tekanannya.

Angin Landaian. Bila isobar berbentuk lengkungan, angin yang berkaitan dengan isobar tersebut disebut "angin landaian (*gradient wind*)", yang hubungannya dengan isobar dinyatakan dalam rumus:

$$V^2/r = fV \partial p / \partial r$$

dengan \mathbf{V} vektor angin, r jejari lengkungan, $\partial p / \partial r$ volume spesifik, dan $\partial p / \partial r$ besarnya landaian tekanan sepanjang arah r .

Di belahan bumi utara, arah angin landaian mengiri di sekitar daerah tekanan rendah, dan menganan bila di sekitar daerah tekanan tinggi. Sebaliknya di belahan bumi selatan, arahnya menganan bila di sekitar daerah tekanan rendah, mengiri bila di sekitar daerah tekanan tinggi.

2.2.3.2 *Persamaan Kontinuitas*

Beraian dan pumpunan. Persamaan kontinuitas menyatakan sifat aliran fluida atau massa. Bila massa masuk melewati suatu bidang, maka jumlah yang masuk sama dengan jumlah yang keluar, yang dalam rumus matematikanya dituliskan sebagai:

$$\partial \rho / \partial t + (\rho u) / \partial x + (\rho v) / \partial y + (\rho w) / \partial z = 0$$

Persamaan tersebut dapat dikembangkan menjadi:

$$\partial \rho / \partial t + (u \partial \rho / \partial x + v \partial \rho / \partial y + w \partial \rho / \partial z) + (\rho u / \partial x + \rho v / \partial y + \rho w / \partial z) = 0$$

atau:

$$\begin{aligned} dp/dt &= \rho u/x + \rho v/y + \rho w/z \\ 1/\rho dp/dt &= u/x + v/y + w/z \end{aligned}$$

Dalam keadaan stasioner dan udara taktermampatkan (*incompressible*) $dp/dt = 0$, sehingga:

$$u/x + v/y + w/z = 0$$

$u/x + v/y + w/z$ disebut beraian (*divergence*). $u/x + v/y$ disebut beraian horizontal atau disingkat "beraian." Nilai $u/x + v/y = -w/z$. Bila $u/x + v/y > 0$ disebut "beraian", maka $w/z < 0$ atau udara cenderung bergerak ke bawah. Bila $u/x + v/y < 0$ disebut "pumpunan (*convergence*)", maka $w/z > 0$ atau udara cenderung bergerak ke atas.

Kepusaran (*vorticity*). Kepusaran adalah ukuran untuk gerak memutar (rotasi). Bila suatu partikel berputar dengan jari-jari putaran r , maka banyaknya putaran (C):

$$C = \frac{1}{2\pi} \frac{dA}{r^2}$$

disebut kepusaran dan A adalah luas bidang yang terbentuk.

Bila bumi berputar dengan kecepatan sudut ω , maka:

$$C = \frac{1}{2\pi} \frac{dA}{r^2}$$

atau: $2RV = R^2$,
sehingga $2V/R = \omega$ atau $\omega = 2V/R$

Jadi, bumi di kutub mempunyai kepusaran $\omega = 2$ (dua kali kecepatan sudut), arahnya tegak lurus bidang penampang bumi sepanjang khatulistiwa. Satuan kepusaran adalah t^{-1} (per detik).

Dengan demikian bila ada partikel udara berputar dalam bidang horizontal maka udara tersebut mempunyai kepusaran yang arahnya tegak lurus bidang putaran. Putaran siklonal (mengiri bila di belahan bumi utara) mempunyai kepusaran yang arahnya ke atas, dan putaran antisiklonal (menganan bila di belahan bumi utara) mempunyai kepusaran yang arahnya vertikal ke bawah. Dengan demikian pada daerah siklonal udara cenderung ke atas, dan di daerah putaran antisiklonal udara cenderung ke bawah.

2.2.4 Termodinamika Udara

Kemantapan Atmosfer. Kecenderungan udara bergerak ke atas atau ke bawah berkaitan dengan landaian vertikal suhu (dT/dz) atau landaian vertikal suhu potensial (σ / z).

Bila dT/dz atau $\sigma / z > \sigma_d$ (landaian suhu adiabat kering) atau $\sigma / z > 0$, udara disebut tak mantap mutlak. Gugus udara cenderung bergerak naik, tetapi awan tidak banyak terjadi karena udaranya kering.

Bila $\sigma = \sigma_d$, udara dalam lapisan tersebut dikategorikan indifferen (netral). Gugus udara cenderung tidak bergerak sehingga awan golongan tidak banyak terjadi.

Bila $\sigma_d < \sigma < \sigma_s$, udara dalam lapisan tersebut dikategorikan tak mantap bersyarat. Gugus udara dalam keadaan lembap dan cenderung bergerak naik. Dalam keadaan demikian awan dapat tumbuh dan berkembang.

Bila $\sigma < \sigma_s$, udara dalam lapisan tersebut dikategorikan mantap mutlak. Gugus udara keadaan lembap dan cenderung bergerak ke bawah. Awan tidak dapat tumbuh.

Bila $\sigma = \sigma_s$ atau $\sigma = \sigma_d$, udara dalam lapisan tersebut dikategorikan indifferen atau netral. Gugus udara cenderung diam. Awan mungkin dapat timbul tetapi tidak berkembang.

Bila $\beta > 0$, lapisan atau gugus udara berosilasi makin besar.

Bila $\beta = 0$, lapisan atau gugus udara diam tak berosilasi.

Bila $\beta < 0$, lapisan atau gugus berosilasi makin kecil.

(uraian lebih rinci tercantum dalam Bab IV).

Angin Termal. Dalam arah vertikal, perubahan arah dan kecepatan angin geostrofik berkaitan dengan landaian horizontal suhu, yang hubungannya sebagai berikut:

Komponen timur-barat : $u_g / z = g/fT \quad T/ y$

Komponen utara selatan : $v_g / z = g/fT \quad T/ x$

Di lintang tengah dan tinggi belahan bumi utara arah angin termal adalah siklonik di sekitar daerah dingin dan antisiklonik di sekitar daerah panas; sedangkan di belahan bumi selatan sebaliknya. Dalam lapisan batas (dari permukaan sampai sekitar 3 km atau paras 700 hPa), proyeksi ujung vektor angin termal membentuk garis spiral yang disebut spiral Ekman. Bila bentuk spiral sangat lengkung, dalam lapisan tersebut udara bergolak-galik. Besar angin termal dikenal juga dengan sebutan "geser vertikal angin (*vertical wind shear*)".

Di belahan bumi utara daerah dingin di sebelah kiri vektor angin termal; di belahan bumi selatan daerah dingin di sebelah kanan vektor angin termal. Di kawasan luar tropik angin termal menunjukkan arah lataan dingin atau lataan panas (uraian lebih rinci tercantum dalam Bab IV).

BAB 3

ANALISIS DAN PENAKSIRAN HASIL ANALISIS SINOPTIK DATA CUACA PERMUKAAN DARI STASIUN TUNGGAL

Analisis data dan penaksiran cuaca dari stasiun tunggal dilakukan untuk mempelajari cuaca di stasiun pengamatan yang bersangkutan secara tersendiri. Menganalisis data dari stasiun tunggal berarti yang diperhatikan hanya cuaca di stasiun yang dimaksud. Di suatu stasiun pengamatan ada data pengamatan cuaca permukaan dan/atau data cuaca udara atas. Unsur cuaca permukaan hanya dipandang sebagai fungsi waktu $C = C(t)$; sedangkan untuk unsur cuaca udara atas dipandang sebagai fungsi ketinggian dan waktu $C = C(z,t)$. Sifat fungsi tersebut dapat dikenali dari laju perubahan (dC/dt) dan nilai kecepatan perubahan (d^2C/dt^2), yang dari keduanya dapat dikenali sifat sebaran dan sifat nilai ekstrem (maksimum - minimum).

3.1 Data Cuaca Permukaan

Cuaca permukaan adalah keadaan atmosfer di dekat permukaan bumi. Untuk memperoleh data cuaca permukaan dilakukan pengamatan dan pengukuran pada setiap waktu sinop atau setiap waktu setempat. Unsur cuaca yang diamati umumnya sinaran matahari, suhu, tekanan, angin, kelembapan, banglas (*visibility*), penguapan, awan, dan hujan.

Data cuaca permukaan dari stasiun pengamatan menyatakan keadaan udara di stasiun pengamatan yang bersangkutan pada saat itu. Pengukuran dilakukan dengan alat yang dipasang di dekat permukaan bumi, baik dengan alat yang dapat merekam sendiri (*self recording*) maupun dengan pengamatan secara manual.

3.2 Analisis dan Penaksiran

Analisis dilakukan dengan merajah data setiap saat ke dalam peta diagram. Peta diagram terdiri atas absis dan ordinat, dengan absisnya berskala waktu dan ordinatnya berskala nilai unsur yang dianalisis. Dari rajahan data tersebut diperoleh grafik yang menyatakan nilai C sebagai fungsi waktu $C = C(t)$. Karena nilai unsur hanya fungsi waktu, hasil rajahan berupa grafik, diagram balok (*block diagram*), atau diagram lain yang menyatakan perubahannya mengikut waktu selama waktu yang diambil. Selanjutnya peta analisis dan hasil analisis beberapa unsur cuaca dapat dilihat pada matriks berikut:

Data Unsur yang Dianalisis (antara lain)	Peta Analisis	Hasil Analisis
Suhu	Peta penampang waktu	Grafik perubahan suhu
Tekanan	Peta penampang waktu	Grafik perubahan tekanan
Angin	Peta penampang waktu atau diagram batang (<i>stick diagram</i>)	Grafik perubahan arah dan kecepatan angin
Kelembapan	Peta penampang waktu	Grafik perubahan kelembapan
Unsur lainnya	Peta penampang waktu	Grafik perubahan unsur yang dianalisis

Dari grafik atau diagram yang diperoleh dapat ditaksir sifat-sifat fisis unsur cuaca di stasiun yang dimaksud, antara lain:

- Nilai unsur pada setiap saat;
- Laju perubahan atau kecenderungan mengikut waktu (dC/dt);
- Nilai ekstrem (maksimum - minimum), (d^2C/dt^2);
- Waktu dicapainya nilai ekstrem; dan
- Model atau rumus $C(t)$.

Dengan menetapkan nilai batas rujukan dapat dibuat penaksiran, penilaian, gawar (*warning*), dan prakiraan cuaca yang akan datang

dan/atau kejadian yang berkaitan dengan cuaca. Batas rujukan dapat berupa nilai klimatologi, batas ambang, nilai indeks, dan lain-lain.

3.2.1 Analisis dan Penaksiran Hasil Analisis Suhu dan Suhu Titik Embun

Suhu yang dimaksud adalah suhu permukaan, yakni suhu yang diukur pada ketinggian sekitar 1 meter di atas permukaan bumi.

a. Analisis

Analisis dilakukan dengan lebih dahulu merajah data setiap saat pada diagram yang absisnya skala waktu dan ordinatnya skala nilai suhu. Dari analisis diperoleh grafik yang menyatakan suhu sebagai fungsi waktu, $T = T(t)$.

b. Sifat Umum

Suhu udara berkaitan dengan letak/posisi matahari; berubah secara harian dan musiman.

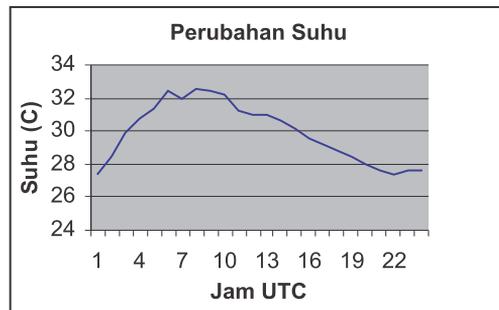
Di kawasan lintang tengah dan lintang tinggi:

- Variasi hariannya tidak tentu, bergantung kepada massa udara yang melewatinya;
- Variasi musiman lebih jelas karena perubahan posisi matahari;
- Beda suhu maksimum dan suhu minimum kecil pada musim dingin dan besar pada musim panas;
- Tingginya suhu berkaitan dengan massa udara yang ada;
- Perubahan suhu berkaitan dengan gerakan massa udara dan gerak perenggan (*front*);
- Naiknya suhu berkaitan dengan lewatnya perenggan panas, sedangkan penurunan suhu berkaitan dengan lewatnya perenggan dingin.

Di kawasan tropik:

- Variasi hariannya teratur dan hampir tetap;

- Variasi musiman tidak jelas;
- Beda suhu maksimum dan minimum umumnya besar;
- Suhu mencapai maksimum sesudah tengah hari dan minimum pada malam menjelang pagi hari;
- Laju perubahan suhu dari minimum ke maksimum umumnya lebih besar dibandingkan laju perubahan dari maksimum ke minimum;
- Di kawasan pantai perubahan suhu berkaitan dengan datangnya angin laut dan angin darat;
- Di kawasan pegunungan perubahahn suhu berkaitan dengan datangnya angin lembah dan angin gunung;
- Di atas dataran tinggi yang luas perbedaan suhu maksimum dan minimumnya besar karena pada siang hari banyak menerima sinaran matahari dan pada malam hari banyak memancarkan sinaran kembali ke angkasa.



Gambar 3.1 Perubahan harian suhu di Tanjung Priok tanggal 24 Maret 2010. Sumber: BMKG

c. Penaksiran

Penaksiran hasil analisis suhu permukaan (T) dilakukan dari aspek energi, aliran, dan pertukaran yang sistematisanya seperti tercantum dalam matriks berikut:

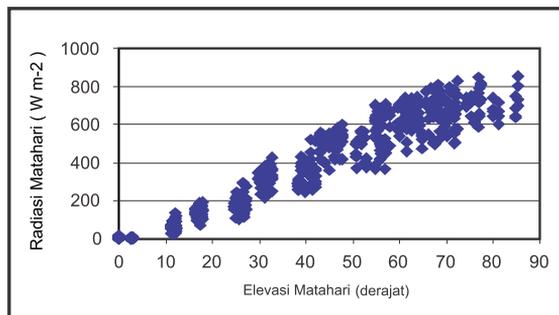
Tampilan	Indikator	Peninjauan dari Aspek:			Penjelasan
		Energi	Aliran	Pertukaran Sifat	
Grafik perubahan suhu $T=T(t)$	dT/dt kontinu	Berkaitan dengan sinaran matahari	Berkaitan dengan lataan	Perubahan kelembapan	(a)
	dT/dt mendadak, atau dalam waktu singkat	Berkurangnya sinaran matahari yang sampai ke bumi	Berkaitan dengan lewatnya awan atau gerhana matahari	Berkaitan dengan adanya hujan	(b)
	$(T_{maks} - T_{min})$ besar atau kecil	Beda sinaran siang dan malam	Lewatnya massa udara	Dapat terjadi kabut, embun, embun beku (<i>frost</i>)	(c)

Penjelasan:

(a) Perubahan suhu umumnya berlangsung sedikit demi sedikit sehingga grafiknya berupa garis yang kontinu (tidak terputus). Perubahan suhu berkaitan dengan adanya dan intensitas sinaran matahari. Karena bumi berputar, terkesan matahari bergerak naik ketika berada di sebelah timur dan turun di bagian barat setelah melewati titik tertinggi. Hubungan antara intensitas sinaran (I) dan elevasi matahari dinyatakan sebagai berikut:

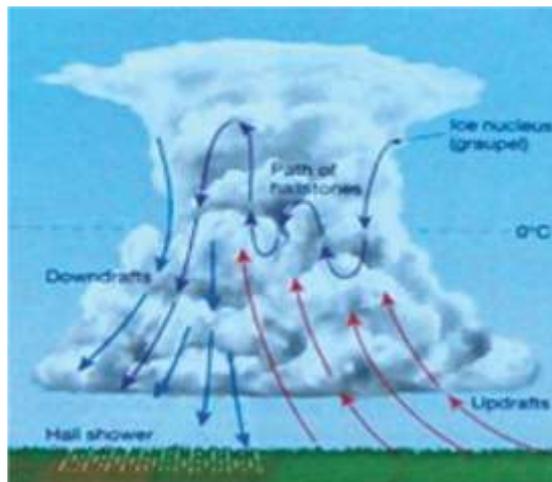
$$I = (754.68 \sin h - 64.08) W/m^2$$

dengan h tinggi elevasi dalam derajat. Sebagai contoh, Gambar 3.2 berikut menunjukkan grafik perubahan suhu berkaitan dengan elevasi matahari di Kototabang, Sumatera Barat.



Gambar 3.2 Sinaran dan elevasi matahari di Kototabang, Sumatera Barat (Herizal dan Nasrullah, 2003)

- (b) Perubahan suhu mendadak naik atau turun sangat jarang terjadi. Kemungkinan perubahan mendadak karena faktor luar, misalnya ada kebakaran di dekat tempat pengamatan, adanya gerhana matahari sehingga sinaran langsung dari matahari terhalang; pada waktu mulai gerhana sinaran matahari yang sampai di bumi berkurang sehingga suhu turun, dan sebaliknya pada saat gerhana berakhir sinaran mendadak banyak sehingga suhu naik dengan cepat.



Gambar 3.3 Gerak udara dalam awan Cb

Perubahan suhu turun mendadak atau dengan cepat juga dapat terjadi apabila dilalui awan Cb. Utamanya bila di bawah awan Cb turun hujan. Di dalam awan Cb terdapat peredaran udara naik turun dan sampai keluar dari awan. Udara turun dari dasar awan bersuhu rendah, tetapi udara yang keluar dari puncaknya bersifat panas dan kering.

- (c) Perbedaan suhu maksimum dan suhu minimum berkaitan dengan perbedaan banyaknya sinaran dari bumi yang berbeda pada siang dan malam hari. Selain itu juga berkaitan dengan massa udara tempat stasiun yang bersangkutan.

Di kawasan lintang tinggi laju perubahan suhu dapat digunakan untuk menaksir kecepatan pergerakan perenggan:

- Penurunan suhu cepat menunjukkan gerakan perenggan dingin cepat ke arah stasiun pengamatan. Sebaliknya, kenaikan suhu cepat menunjukkan gerakan perenggan panas cepat ke arah stasiun pengamatan.

Di kawasan tropik, laju perubahan suhu dapat digunakan untuk menaksir adanya awan atau hujan:

- Bila pada siang hari laju kenaikan suhu cepat dan pada malam hari laju penurunan suhu juga cepat menandai awan sedikit atau tidak ada awan;
- Di stasiun pengamatan di laut atau di tempat yang dikelilingi laut perbedaan suhu maksimum dan minimum kecil karena laut menyerap banyak sinaran dan sedikit mengeluarkan sinaran pada siang hari sehingga suhu udara di atasnya tidak terlalu tinggi. Sebaliknya pada malam hari sinaran yang diserap dikeluarkan bersamaan dengan keluarnya uap air sehingga di dekat permukaan laut banyak terdapat uap panas yang membuat suhu udara tidak turun terlalu banyak;
- Bila di atas laut beda suhu maksimum dan suhu minimum besar pertanda penguapan kecil. Sebaliknya bila beda suhu maksimum dan suhu minimum kecil, banyak terjadi penguapan di malam hari sehingga mudah terbentuk kabut laut;
- Bila di stasiun pengamatan di darat beda suhu maksimum dan suhu minimum besar menunjukkan udara kering, karena pada siang hari tanah menerima sinaran matahari banyak sehingga suhu udara di atasnya besar, dan pada malam hari banyak memancarkan kembali dalam jumlah besar apabila tidak ada awan sehingga suhunya udara menjadi cukup rendah;
- Bila tidak ada angin dan kelembapan cukup, beda suhu maksimum dan minimum besar dapat menimbulkan kabut;
- Di daerah dataran tinggi meskipun kelembapan kurang dan tidak ada angin tetapi beda suhu maksimum dan suhu minimum besar dan suhu minimumnya rendah dapat terjadi pembekuan embun;

- Beda suhu maksimum dan suhu minimum dapat digunakan untuk menaksir jenis massa udara dan sifat kekeringan udara. Massa udara laut beda suhu maksimum dan minimum kecil; massa udara kontinen beda suhu maksimum dan minimum besar;
- Pada musim kemarau (di Indonesia) beda suhu maksimum dan minimum lebih besar dibandingkan dalam musim hujan. Makin besar beda suhu maksimum dan minimum udara makin kering.

Penaksiran lain:

- Beda nilai suhu dan nilai suhu titik embun berkaitan dengan kelembapan udara. Dari persamaan $T_d = T - (100 - RH)/5$ atau $(T - T_d) = (100 - RH)/5$, maka makin besar bedanya makin kecil kelembapan udara.



Gambar 3.4 Perubahan harian titik embun di Tanjung Priok tanggal 24 Maret 2010. Sumber: BMKG

3.2.2 Analisis dan Penaksiran Hasil Analisis Tekanan

Tekanan menyatakan berat atmosfer per satuan luas pada bidang horizontal. Oleh karena itu, nilai tekanan berskala besar yang berkaitan erat antara tekanan di suatu stasiun pengamatan dengan di tempat lain di sekitarnya.

a. Analisis

Analisis dilakukan dengan lebih dahulu merajah data tekanan pada

diagram yang absisnya memuat skala waktu dan ordinatnya memuat skala nilai tekanan yang dianalisis. Hasil analisis berupa grafik tekanan yang menyatakan nilai tekanan sebagai fungsi waktu, $P = P(t)$.

b. Sifat Umum

Perubahan tekanan berkaitan dengan adanya gelombang udara.

Di kawasan lintang tengah dan lintang tinggi:

- Di suatu tempat tekanan udara dapat tinggi dan dapat rendah;
- Perubahan tekanan berkaitan dengan gerakan massa udara atau gerak daerah tekanan. Gerak massa udara dan gerak daerah tekanan umumnya ke arah timur;
- Perubahan tekanan mengikut waktu dapat cukup besar, tetapi waktu perubahannya tidak tetap.

Di kawasan tropik:

- Tekanan umumnya rendah;
- Perubahannya mengikut waktu cukup kecil dan hampir tetap;
- Dalam sehari mempunyai dua maksimum (sekitar pukul 10 pagi dan 10 malam) dan dua minimum (sekitar pukul 4 sore dan 4 pagi waktu setempat). Perubahan tersebut berkaitan dengan pasang-surut atmosfer;
- Perubahan yang besar terjadi di kawasan yang dilalui siklon tropis;
- Di tempat-tempat tertentu perubahan tekanan berkaitan dengan lewatnya palung tekanan rendah.



Gambar 3.5 Perubahan harian tekanan di Tanjung Priok pada tanggal 24 Maret 2010. Sumber: BMKG

c. Penaksiran

Penaksiran hasil analisis tekanan permukaan (P) dilakukan dari aspek energi, aliran, dan pertukaran yang sistematisnya seperti tercantum dalam matriks berikut:

Tampilan	Indikator	Penaksiran dari aspek:			Penjelasan
		Energi	Aliran	Pertukaran sifat	
Grafik perubahan tekanan	dP/dt kontinu	Perubahan atau variasi harian	Lewatnya daerah tekanan tinggi atau tekanan rendah	Timbulnya awan, hujan frontal	(a)
	dP/dt mendadak	Jarang terjadi	Karena dilalui puting beliung/ tornado	Terjadi badai guntur, geser angin	(b)

Penjelasan:

(a) Dari aspek energi, dalam keadaan hidrostatik tekanan atmosfer merupakan fungsi dari tinggi yang hubungannya dinyatakan dalam persamaan berikut:

$$dP = -\rho g dz$$

dengan ρ adalah rapat massa udara, g percepatan gravitas bumi, dan z ketinggian. Dari persamaan tersebut dapat dilihat bahwa perubahan tekanan berarti perubahan tinggi geopotensial (gdz) atau perubahan energi geopotensial. Bila tekanan udara naik, energi geopotensialnya naik dan udara cenderung bergerak ke bawah sehingga pada permukaan udara cenderung terberai. Sebaliknya bila tekanan udara turun, energi potensialnya turun, udara cenderung naik, dan pada permukaan udara cenderung terpumpun.

Dari aspek aliran, perubahan tekanan dapat ditulis:

$$dP/dt = -\rho (u \frac{\partial P}{\partial x} + v \frac{\partial P}{\partial y} + w \frac{\partial P}{\partial z})$$

dengan u, v, w masing-masing komponen kecepatan angin dalam arah X, Y, dan Z (vertikal); $\frac{\partial P}{\partial x}, \frac{\partial P}{\partial y}, \frac{\partial P}{\partial z}$ masing-masing

perubahan tekanan dalam arah X, Y, dan Z. Dalam keadaan stasioner dapat dianggap $\partial P / \partial t = 0$, dan karena hanya data dari satu stasiun, maka $u \partial P / \partial x = 0$ dan $v \partial P / \partial y = 0$ sehingga dengan persamaan hidrostatik diperoleh:

$$dP/dt = w \partial P / \partial z = -w g$$

Dengan menganggap $\partial P / \partial t$ dan g tetap, maka dari persamaan terakhir dapat disimpulkan bahwa bila dP/dt positif atau naik, maka w negatif atau cenderung turun, dan bila dP/dt negatif atau turun maka w positif atau udara cenderung naik. Selanjutnya bila uap air terbawa udara naik, cenderung terjadi proses kondensasi; dan bila terbawa udara turun, kelembapan nisbi udara menjadi berkurang.

- (b) Grafik tekanan selalu kontinu dan tidak pernah turun atau naik secara mendadak karena tekanan udara ditimbulkan oleh atmosfer dalam skala besar.
- (c) Penurunan tekanan mendadak mungkin terjadi ketika stasiun pengamatan dilalui puting beliung karena dalam puting beliung di dalam pusaran tekanan sangat rendah sampai dapat mencapai kurang dari 900 hPa, yang sangat berbeda dengan tekanan udara di luarnya yang pada umumnya lebih tinggi dari 1000 hPa dan berlangsung hanya dalam waktu sangat pendek. Penurunan mendadak dapat terjadi karena dilewati awan Cb atau puting beliung.

Penaksiran lain:

- Di kawasan tropik tertentu yang sering dilewati palung tekanan rendah dapat mengubah waktu terjadinya atau mengubah besarnya penurunan tekanan. Bila waktu penurunan terjadi lebih awal dari kebiasaan atau penurunan masih berlangsung setelah waktu kebiasaan mencapai minimum, menandai gerak palung mendekati stasiun pengamatan;

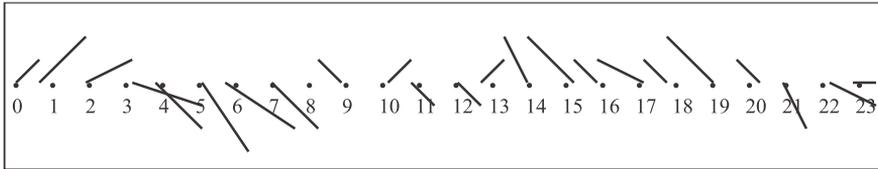
- Di kawasan luar tropik bila grafiknya naik pertanda dilalui oleh daerah tekanan tinggi, dan bila menurun pertanda dilalui daerah tekanan rendah atau siklon;
- Variasi harian tekanan dapat digunakan untuk mengenali gelombang pasang surut atmosfer. Gelombang pasang surut atmosfer ditimbulkan oleh kaks gravitasi bumi dan bulan. Gelombang tersebut dapat dikenali dari pola variasi harian tekanan yang terekam pada mikrobarogram. Di kawasan khatulistiwa dalam sehari mempunyai dua puncak maksimum dan dua minimum.

3.2.3 Analisis dan Penaksiran Hasil Analisis Angin Permukaan

Bila tidak ada penjelasan lain, yang dimaksud dengan "angin" adalah gerak udara dalam arah mendatar. Angin permukaan adalah angin pada ketinggian dekat permukaan bumi. Nilai angin diperoleh dari pengukuran dengan menggunakan anemometer yang tingginya 10 -12 meter. Angin mempunyai dua nilai, yakni arah dan kecepatan. Arah angin dinyatakan dengan derajat dari mana arah datangnya. Nilai 0 (nol) untuk menyatakan angin tenang, 360 menyatakan angin dari arah utara, 90 menyatakan angin dari arah timur, 180 menyatakan angin dari arah selatan, dan 270 menyatakan angin dari arah barat. Kecepatan angin dinyatakan dalam knot (1 knot = 1,8 km/jam) atau meter per detik (m/dt). 1 knot = 0,5 m/dt.

a. Analisis

Ada dua bentuk rajahan angin, yakni dalam bentuk vektor dan rajahan dalam bentuk komponen u, v. Rajahan dalam bentuk vektor terdiri atas anak panah dan sirip. Anak panah menyatakan arah, dan sirip menyatakan kecepatan. Analisis vektor dilakukan dengan menggambarkan vektor angin pada absis yang menyatakan skala waktu. Hasil analisis berupa diagram stik yang menyatakan arah dan kecepatan angin dalam bentuk vektor pada setiap saat.



Gambar 3.6 Diagram stik angin di Jakarta pada tanggal 20 Juni 2008

Rajahan dalam bentuk komponen menggunakan komponen u dan komponen v . Komponen u menyatakan nilai kecepatan dalam arah barat-timur, sedangkan komponen v menyatakan nilai kecepatan dalam arah utara-selatan. Sesuai dengan kuadran ilmu ukur analitik, komponen u diberi nilai positif untuk arah ke timur dan negatif untuk arah ke barat; sedangkan v diberi nilai positif untuk arah ke utara dan negatif untuk arah ke selatan.

Analisis komponen dilakukan pada diagram yang absisnya menyatakan skala waktu dan ordinatnya menyatakan skala komponen kecepatan u dan v . Hasil analisis berupa grafik yang menyatakan pasangan nilai komponen angin mengikut waktu $u = u(t)$ dan $v = v(t)$.

b. Sifat Umum

Baik arah maupun kecepatan angin sangat berkaitan dengan keadaan lingkungan.

Di kawasan lintang tengah dan lintang tinggi:

- Umumnya kecepatan angin besar, erat kaitannya dengan tekanan udara;
- Perubahan arah dan kecepatan yang mencolok berkaitan dengan datangnya atau perginya perenggan, atau berkaitan dengan siklon.

Di kawasan tropik:

- Umumnya kecepatannya rendah, kecuali di daerah gangguan badai guntur, badai tropis, dan lain-lain, tetapi kecil kaitannya dengan tekanan udara;
- Perubahan arah dan kecepatan secara teratur dan berskala harian

berkaitan dengan kondisi lokal, misalnya angin laut-angin darat dan angin lembah-angin gunung;

- Variasi harian angin sangat dominan, bergantung kepada lokasi stasiun. Bila di pantai, angin laut mulai sekitar pukul 11 pagi dan angin darat mulai sekitar pukul 7 malam. Bila di lembah gunung, angin lembah mulai sekitar pukul 11 siang dan angin gunung mulai sekitar pukul 10 malam.

c. Penaksiran

Penaksiran hasil analisis angin permukaan dilakukan untuk kecepatan (V) dan arah () angin dari aspek energi, aliran, dan pertukaran yang sistematisnya seperti tercantum dalam matriks berikut:

Tampilan	Indikator	Penaksiran dari Aspek :			Penjelasan
		Energi	Aliran	Pertukaran Sifat	
Grafik perubahan kecepatan angin, atau diagram batang (<i>stick diagram</i>)	dV/dt berlangsung secara kontinu	Variasi harian atau adanya penjalaran gelombang, atau seruak (<i>surge</i>)	Perubahan angin lokal, lataan massa udara, atau lewatnya perenggan, lewatnya sistem pusaran skala besar	Berkaitan dengan massa udara atau perenggan atau pusaran yang melewatinya	(a)
	dV/dt mendadak	Terdapat massa udara turun atau naik	Dilewati awan badai guntur, atau ada langkisau (<i>gust</i>)	Dapat timbul karena geser angin	(b)
Grafik perubahan arah angin, atau diagram batang	$d\phi/dt$ mengiri atau menganan berlangsung kontinu	Variasi harian atau adanya penjalaran gelombang, atau seruak	Perubahan angin lokal, atau ada lataan massa udara, atau lewatnya perenggan, atau lewatnya sistem pusaran skala besar	Dapat timbul karena geser angin	(c)
	$d\phi/dt$ sangat berubah-ubah		Tejadi pada angin kencang atau angin sangat lemah	Dapat timbul karena geser angin	(d)

Penjelasan:

- (a) Perubahan kecepatan secara kontinu berkaitan dengan variasi harian sinaran matahari dan perubahan angin lokal, misalnya:
- Bila pada waktu bertiupnya angin lokal kemudian kecepatan angin makin turun dan arahnya berubah-ubah, maka menandai akan bergantinya bertiup angin lokal lawannya, misalnya dari angin laut kemudian menjadi angin darat dan sebaliknya, atau dari angin lembah menjadi angin gunung dan sebaliknya;
 - Bila arah angin tetap dan kecepatan makin kencang dalam waktu agak panjang, misalnya dalam sehari atau lebih, menandai akan adanya lataan massa udara yang menimbulkan seruak.
- (b) Perubahan kecepatan mendadak atau dalam waktu sangat pendek dapat terjadi ketika ada udara turun atau udara naik dari awan badai guntur yang melewati stasiun pengamatan. Perubahan mendadak dapat menimbulkan geser angin.
- Bila kecepatan angin mendadak menjadi kencang dan kemudian diikuti angin tenang disebut "langkisau (*gust*)";
 - Bila kecepatan angin mendadak menjadi kencang dan suhu turun menandai ada hujan dari badai guntur dari arah datangnya angin.
- (c) Perubahan arah angin secara kontinu dapat terjadi pada keadaan seperti perubahan kecepatan yang dijelaskan pada penjelasan (a), dan atau berkaitan dengan lewatnya pusaran, lewatnya siklon tropis. Pada saat perubahan berganti dapat timbul geser angin.
- Bila angin lokal tidak berganti arah menandai angin skala besar lebih dominan.

Di belahan bumi utara:

- Bila secara berangsur arah angin berubah arah menganan, pertanda pusaran atau siklon tropis bergerak ke barat di sebelah utara stasiun pengamatan;
- Bila perubahan arahnya mengiri, pertanda bahwa pusaran atau siklon tropis bergerak ke barat di sebelah selatan stasiun pengamatan.

Di belahan bumi selatan:

- Bila secara berangsur arah angin berubah arah mengiri, pertanda pusaran atau siklon tropis bergerak ke barat di sebelah utara stasiun pengamatan;
 - Bila perubahan arahnya menganan pertanda bahwa pusaran atau siklon tropis bergerak ke barat di sebelah selatan stasiun pengamatan.
- (d) Perubahan arah angin sangat mendadak umumnya terjadi ketika dilewati awan fenomena skala kecil, misalnya angin pusing (*whirl wind*), badai guntur, dan puting beliung.

Penaksiran lain:

- Khususnya bagi stasiun-stasiun pengamatan di Jawa bagian barat dan Sumatra bagian selatan yang menghadap Lautan India, perubahan arah angin dapat digunakan untuk menaksir pusaran yang sering timbul di Lautan India yang umumnya bergerak ke arah timur-tenggara di stasiun-stasiun tersebut;
- Bila angin lokal tidak berubah dan arah angin berangsur berubah menganan, pertanda pusaran bergerak mendekati stasiun pengamatan;
- Bila angin lokal berubah dan arah angin berangsur berubah mengiri, pertanda pusaran bergerak menjauhi stasiun pengamatan.

3.2.4 Analisis dan Penaksiran Hasil Analisis Kelembapan

Dalam konsep kelembapan, udara pada umumnya dipandang sebagai campuran dari udara kering dan uap air. Untuk menyatakan banyaknya uap air di dalam udara digunakan ukuran yang disebut "kelembapan". Ada tiga ukuran yang lazim digunakan, yakni kelembapan nisbi (*relative humidity*, RH), kelembapan mutlak (*absolute humidity*, AH), kelembapan spesifik (*specific humidity*, SH), dan nisbah campur (*mixing ratio*, Q), yang nilai fisiknya masing-masing dinyatakan dengan persamaan:

$$RH = e / e_m \times 100\%$$

dengan e tekanan uap air pada suhu saat pengukuran, dan e_m tekanan uap air maksimum yang mungkin dapat dicapai pada suhu dan tekanan udara saat pengukuran apabila banyaknya air yang dapat menguap tak terbatas jumlahnya. Makin tinggi suhu udara makin tinggi tekanan uap air maksimum, yang berarti bahwa udara yang suhunya tinggi lebih kuat menahan uap air dalam bentuk uap.

$$AH = m_v / m^3$$

dengan m_v adalah massa uap air yang ada dalam tiap meter kubik udara. Jadi, kelembapan mutlak menyatakan rapat massa uap air.

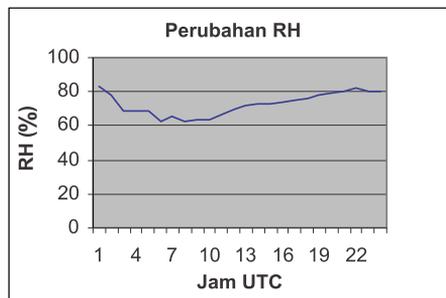
$$SH = m_v / (m_u + m_v)$$

dengan m_u massa udara kering, dan m_v massa uap air, dalam satu satuan volume udara, dan

$$Q = m_v / m_u$$

a. Analisis

Analisis dilakukan dengan merajah parameter kelembapan pada diagram dengan absisnya menyatakan skala waktu dan ordinatnya skala nilai parameter kelembapan.



Gambar 3.7 Perubahan harian kelembapan nisbi di Tanjung Priok pada tanggal 24 Maret 2010. Sumber: BMKG

Hasil analisis berupa grafik yang menyatakan kelembapan sebagai fungsi waktu.

b. Sifat Umum

Umumnya nilai kelembapan nisbi berbanding terbalik dengan suhu. Bila suhu tinggi, kelembapan nisbinya rendah; dan sebaliknya bila suhu rendah, nilai kelembapan nisbinya tinggi. Nisbah campur lebih tinggi dibandingkan kelembapan spesifik.

Di kawasan lintang tengah dan lintang tinggi:

- Umumnya kelembapan nisbi tinggi, tetapi kelembapan mutlak dan nisbah campur rendah;
- Perubahannya berkaitan dengan lewatnya massa udara atau lewatnya perenggan.

Di kawasan tropik:

- Umumnya nilai kelembapan nisbi tinggi, demikian pula nilai kelembapan mutlak dan nisbah campur.

c. Penaksiran

Penaksiran hasil analisis kelembapan (H) dilakukan dari aspek energi, aliran, dan pertukaran yang sistematikanya seperti tercantum dalam matriks berikut:

Tampilan	Indikator	Penaksiran dari aspek:			Penjelasan
		Energi	Aliran	Pertukaran Sifat	
Grafik perubahan kelembapan	dH/dt kontinu	Berkaitan dengan perubahan suhu	Tidak jelas	Tidak jelas	(a)
	dH/dt mendadak, atau dalam waktu singkat	Berkaitan dengan perubahan suhu naik	Naik ketika angin dari arah daerah hujan	Naik mendadak dapat terjadi karena hujan di luar atau di tempat pengamatan	(b)

Penjelasan:

- (a) Kelembapan nisbi $H=e/e_m \times 100\%$ dan tekanan uap maksimum (e_m) bergantung kepada suhu. Makin tinggi suhu makin besar tekanan uap maksimumnya. Oleh karena itu, perubahan kelembapan nisbi berlawanan dengan perubahan suhu. Apabila suhu naik, H turun; dan bila suhu turun, nilai H naik. Biasanya perubahan karena perubahan harian seperti halnya perubahan suhu. Penguapan potensial bertambah ketika kelembapan naik, dan berkurang ketika kelembapan turun, tetapi tidak jelas kaitannya dengan lautan massa udara.
- (b) Perubahan kelembapan secara mendadak jarang terjadi dari proses lautan karena proses penguapan memerlukan waktu lama dan sebaran mendatarnya kontinu. Perubahan kelembapan naik dengan cepat dapat terjadi karena adanya hujan di sekitar atau di stasiun pengamatan.

Penaksiran lain:

- Perubahan kelembapan nisbi dapat terjadi karena adanya awan atau hujan di sekitar stasiun pengamatan;
- Perubahan yang berlawanan dengan sifat umum bahwa kelembapan berkebalikan dengan suhu dapat digunakan untuk menaksir adanya awan atau hujan.

3.2.5 Analisis dan Penaksiran Hasil Analisis Awan

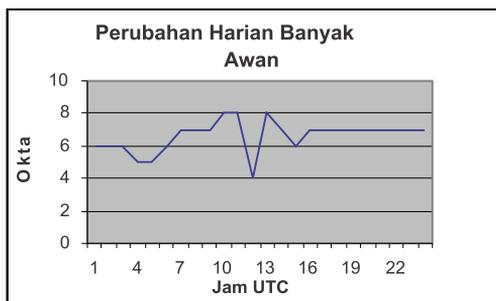
Dalam pengamatan sinoptik awan dicirikan dengan banyaknya dan jenisnya serta ketinggian dasarnya. Banyaknya awan dinyatakan dalam okta (perdelapan) atau deka (persepuluh). Jenis awan dapat dinyatakan dengan genera, spesies, dan varietasnya.

a. Analisis

Analisis dilakukan dengan merajah data awan pada diagram yang absisnya menyatakan skala waktu dan ordinatnya menyatakan nilai awan. Nilai awan dapat berupa banyaknya atau macam awan. Hasil analisis berupa grafik yang menyatakan nilai awan sebagai fungsi

waktu, $N=N(t)$. Selain itu, analisis dilakukan dengan merajah perubahan jenis awan setiap waktu.

Catatan: Dalam hal khusus, analisis awan dilakukan lebih rinci dengan menggunakan citra radar cuaca. Dari data radar cuaca dapat dilakukan antara lain analisis tentang pertumbuhannya, gerakannya, dan kandungan airnya. Secara umum akan dibahas dalam Bab 5.2.5.



Gambar 3.8 Perubahan harian banyak awan di Tanjung Priok tanggal 24 Maret 2010. Sumber: BMKG

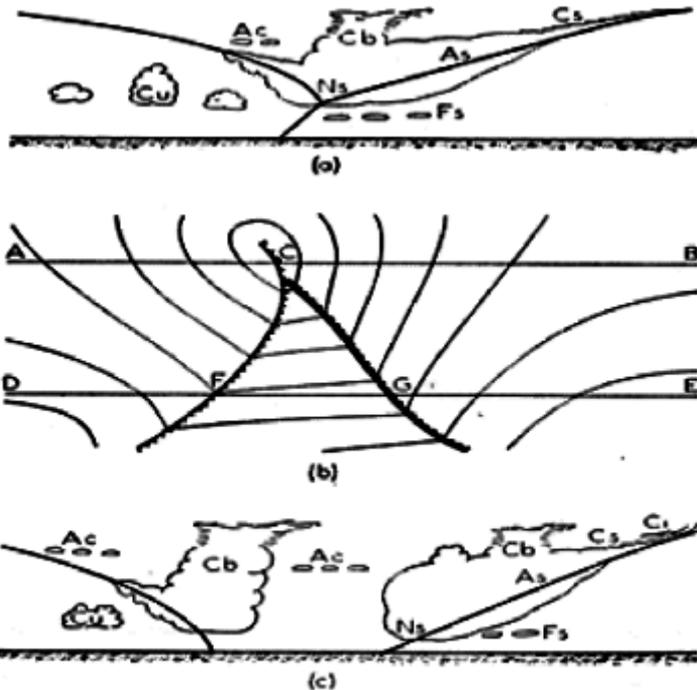
b. Sifat Umum

Pembentukan dan perkembangan awan berlangsung dengan proses yang sangat kompleks. Perubahan awan dapat berupa perubahan banyaknya, perubahan bentuknya, dan/atau perubahan jenisnya.

Di kawasan lintang tengah dan lintang tinggi:

- Perubahan sistem awan (banyaknya, jenisnya, dan susunan awan) di suatu tempat berkaitan dengan lewatnya perenggan. Bila suatu tempat dilalui perenggan panas (*warm front*) atau perenggan sangkaran (*occluded front*), di tempat pengamatan tersebut mula-mula muncul awan Sirus (Ci), kemudian diikuti Sirostratus (Cs), selanjutnya awan Altostratus (As) dengan hujan gerimis dan akhirnya awan Nimbostratus (Ns) disertai hujan lebat. Bila dilalui perenggan dingin, mula-mula muncul awan Altokumulus (Ac) kemudian (Cu) atau Kumulonimbus (Cb) dan berikutnya Stratokumulus dan/atau Altokumulus. Bila Cb mempunyai landasan

tempa (*envil*), landasan tempa berupa awan Cs ujungnya terletak di belakang arah gerak awan.



Gambar 3.9 Susunan awan di atas perenggan

Di kawasan tropik:

- Baik banyaknya maupun jenisnya, perubahannya sangat acak;
- Awan golongan (*convective cloud*) lebih banyak dibandingkan jenis awan lainnya;
- Di atas daratan banyaknya awan maksimum umumnya pada siang menjelang sore hari, sedangkan di atas laut dan teluk maksimum umumnya pada malam hari;
- Di tempat tertentu, misalnya di daerah pegunungan tempat bermukimnya awan orografi, perubahan awan mudah diikuti. Misalnya, pada pagi hari terdapat awan stratus, kemudian setelah ada sinaran matahari berubah menjadi stratokumulus, dan

selanjutnya menjadi kumulus sampai kumulonimbus setelah matahari tinggi.

c. Penaksiran

Dalam pengamatan sinoptik, jumlah dan jenis awan yang dilaporkan tidak hanya awan pada satu titik melainkan dalam seluruh langit sehingga perubahan jumlah awan dapat berlangsung karena perubahan awan itu sendiri yang berubah dari suatu jenis menjadi jenis lain, atau perubahan karena adanya awan lain yang berasal dari luar yang berkaitan pula dengan angin. Dengan demikian, fungsi N sebenarnya tidak hanya fungsi dari waktu tetapi juga fungsi dari ruang. Namun, dalam bab ini perubahan awan hanya dipandang sebagai fungsi waktu saja, sedangkan dalam analisis sebagai fungsi waktu dan ruang dibahas tersendiri dalam Bab 5.2.5. Selanjutnya dalam penaksiran jenis awan perlu memperhatikan cara perubahan yang menghasilkan jenis awan lain yang berbeda dari asalnya. Awan yang dapat berubah dan menghasilkan jenis lain disebut "awan induk". Macam awan induk seperti tercantum dalam Tabel 3.1.

Terlihat dalam Tabel 3.1 bahwa hanya sirokumulus yang tidak mempunyai awan induk. Jadi, sirokumulus tumbuh secara langsung dari uap air asalnya.

Tabel 3.1 Macam dan nama awan menurut hierarkinya

Genera	Spesies	Varietas	Bentuk Tambahan	Awan Induknya
Sirus (Ci)	fibratus, uncinus, spissatus	intortus, radiatus, vertebratus	mamma	Sirokumulus, Altokumulus, Kumulonimbus
Sirokumulus (Cc)	stratiformis, lenticularis, kastelatus, flokus	undulatus, lakunosus	virga, mamma	-----
Sirostratus (Cs)	fibratus, nebulosus	duplikatus, undulatus	----	Sirokumulus, Kumulonimbus
Altokumulus (Ac)	stratiformis, lenticularis, kastelanus	translucidus, perlucidus, opakus, duplikatus, undulatus, radiatus, lokunosus	virga, mamma	Kumulus, Kumulonimbus
Altostratus	-----	translucidus, opakus, duplikatus, undulatus, radiatus	virga, presipitatio, panus, mamma	Altostratus, Kumulonimbus
Nimbostratus (Ns)	-----	----	presipitatio, virga, panus	Kumulus, Kumulonimbus
Stratokumulus (Sc)	Stratiformis; lenticularis; kastelanus.	translucidus, perlucidus, opakus, duplikatus	mamma, virga, presipitatio	Altostratus, Nimbostratus, Kumulus, Kumulonimbus
Stratus (St)	nebolosus, fraktus	opakus, translucidus, undulatus	presipitatio	Nimbostratus, Kumulus, Kumulonimbus
Kumulus (Cu)	humilis, mediokris, kongestus, fraktus	radiatus	pilus, velus, virga, presipitatio, arkus, panus, tuba	Altostratus, Stratokumulus
Kumulonimbus (Cb)	kalvus	----	presipitatio, virga, panus inkus, mamma, pilus, velus, arkus, tuba	Altokumulus, Altostratus, Nimbostratus, Stratokumulus, Kumulus

Penaksiran hasil analisis banyaknya awan (N) dilakukan dari aspek energi, aliran, dan pertukaran yang sistematisnya seperti tercantum dalam matriks berikut:

Tampilan	Indikator	Penaksiran dari aspek:			Penjelasan
		Energi	Aliran	Pertukaran Sifat	
Grafik perubahan jumlah dan macam awan	dN/dt kontinu	Berkaitan dengan perubahan suhu	Berkaitan dengan angin atau lataan	Ketaktamantapan udara	(a)
Grafik perubahan jumlah dan macam awan	dN/dt mendadak, atau dalam waktu singkat	Berkaitan dengan perubahan suhu	Berkaitan dengan angin atau lataan	Ketaktamantapan udara	(b)

Penjelasan:

Baik perubahan jumlah maupun macam awan sangat bergantung kepada adanya angin dan ketaktamantapan udara. Bila terdapat angin kencang, jumlah awan dapat berkurang atau bertambah. Demikian macamnya karena dengan angin kencang bentuk awan menjadi berubah. Bila udara dalam keadaan takmantap, perubahan macamnya cenderung ke arah jenis kumululus. Bila udara dalam keadaan mantap, perubahannya cenderung menjadi jenis stratiform.

Penaksiran lain:

Gerak awan dapat digunakan untuk menaksir arah dan kecepatan angin.

Di kawasan luar tropik:

- Bila mula-mula muncul awan Sirus (Ci) kemudian diikuti Sirostratus (Cs), selanjutnya awan Altostratus (As) dengan hujan gerimis dan akhirnya awan Nimbostratus (Ns), pertanda akan hujan lebat;
- Bila mula-mula muncul awan Altokumululus (Ac) kemudian (Cu) atau Kumulonimbus (Cb) dan berikutnya Stratokumululus dan/atau Altokumululus, pertanda akan dilalui perenggan dingin;
- Bila terlihat Cb dengan landasan tempa (*envil*) berupa awan Cs, maka ujungnya menandai adanya angin di paras landasan tempa yang arahnya berlawanan dengan arah gerak awan.

Di kawasan tropik pada umumnya:

- Bila terlihat Cb dengan landasan tempa (*envil*) berupa awan Cs, maka ujungnya menandai adanya angin di paras landasan tempa yang arahnya searah dengan arah gerak awan;
- Bila di suatu tempat terdapat jenis awan tertentu yang hidup dalam waktu yang agak lama atau timbul berkali-kali dapat digunakan untuk menaksir keadaan udara saat itu, misalnya:

Sirus:

- ▣ Bila ada Sirus berasal dari Altokumulus, pertanda terdapat pengangkatan lapisan udara atas yang kelengasannya rendah.
- ▣ Bila ada Sirus berasal dari bagian atas Kumulonimbus setelah bagian bawahnya hilang menjadi hujan, pertanda cuaca menjadi cerah dan tidak akan ada hujan lagi dalam beberapa waktu berikutnya.
- ▣ Bila ada Sirus berbentuk menara kecil-kecil dengan puncaknya melingkar seperti kail (*unsinus*), pertanda langit cerah (Gambar 3.10).



Gambar 3.10 Sirus unsinus

- ▣ Bila ada Sirus berbentuk barisan (*undulatus*), udara di tempat itu bergelombang. Makin besar lajur awan, makin besar gelombangnya. Arah angin tegak lurus barisan awan.



Gambar 3.11 Sirus bergelombang

- Bila ada ada awan Sirus fibratus (*vibratus*) seperti pada Gambar 3.12, pertanda bahwa di tempat awan terdapat angin kencang. Arah angin dari arah bagian runcing ke bagian ujung yang besar. Biasanya awan tersebut terjadi dari puncak awan Kumulonimbus sebagai sisa awan karena bagian bawahnya sudah habis menjadi hujan.



Gambar 3.12 Sirus fibratus

Sirokumulus:

- Bila ada Sirokumulus, pertanda udara cerah.
- Bila ada Sirokumulus yang berbentuk lensa atau seperti buah badam, pertanda ada gangguan orografik atau lapisan udara di tempat Sirokumulus sangat lembap.



Gambar 3.13 Sirokumululus (seperti sisik ikan)

- Bila ada awan Sirokumululus yang terlihat seperti sisik ikan (Gambar 3.13), menandai di lapisan atas tempat awan (sekitar 6 sampai 8 km dari permukaan laut) terdapat golak-galik (*turbulence*), yang makin lama menimbulkan udara di bawahnya menjadi panas sehingga awan tidak dapat tumbuh besar dan cuaca akan cerah.

Sirostratus:

- Bila ada Sirostratus, pertanda ada lapisan udara dingin yang luas naik sampai paras tinggi tempat awan Sirostratus.



Gambar 3.14 Halo

- ❑ Bila ada awan Sirostratus menutupi matahari dan di sekitar matahari terdapat lingkaran cahaya yang disebut "halo" (Gambar 3.14), pertanda bahwa di udara terdapat banyak butir-butir air besar atau kristal es.

Altokumulus:

- ❑ Bila ada Altokumulus, pertanda ada sejumlah lapisan udara naik sampai pada paras tempat awan. Juga pertanda adanya golak-galik atau golakan di lapisan tengah troposfer.
- ❑ Bila ada Altokumulus yang berbentuk lensa atau buah badam, pertanda adanya pengangkatan lokal udara lembap karena orografi.
- ❑ Bila ada awan Altokumulus mamatus (Gambar 3.15), pertanda bahwa di bawah awan udaranya mantap sehingga terjadi bagian-bagian awan turun dan menguap. Karena di sebagian tempat terdapat bagian awan turun, maka di sekitarnya terdapat gerak ke atas karena penguapan dan menimbulkan golak-galik dalam awan. Biasanya terjadi sebagai sisa dari awan badai guntur.



Gambar 3.15 Altokumulus mamatus

- ❑ Bila ada awan gelombang (Gambar 3.16) atau tersusun dari lajur-lajur awan yang biasanya terjadi pada Stratokumulus,

Altokumulus, atau Sirokumulus, pertanda bahwa udara di daerah awan dalam keadaan bergelombang. Besarnya gelombang kira-kira sebesar jarak dua lajur awan yang berdekatan. Arah gelombang tegak lurus lajur awan.



Gambar 3.16 Awan gelombang

- Bila terlihat awan Altokumulus berbentuk bulatan-bulatan kecil (Gambar 3.17) dan tidak ada bayangan hitam, menandai bahwa dalam awan tidak ada gerakan tetapi kelembapan cukup tinggi. Bentuk lajur menunjukkan bahwa di daerah awan terdapat gelombang udara karena angin kencang. Arah gelombang tegak lurus arah lajur.



Gambar 3.17 Altokumulus (dengan bulatan-bulatan kecil)

Altostratus:

- ❑ Bila ada Altostratus, pertanda adanya lapisan udara yang luas naik ke paras tinggi tempat awan. Selain itu, menandai adanya kristal-kristal es dalam Altokumulus yang bila berjumlah banyak dapat jatuh membentuk virga.
- ❑ Di kawasan tropik bila ada Altostratus, pertanda adanya Kumulonimbus yang bagian tengah atau bagian atasnya meluas.
- ❑ Bila ada awan Altostratus lentikularis (Gambar 3.18) pada ketinggian antara 2-5 km dari permukaan bumi, pertanda adanya angin dan udara bergelombang yang berasal dari arah letak bentuk yang tipis dari bagian awan.



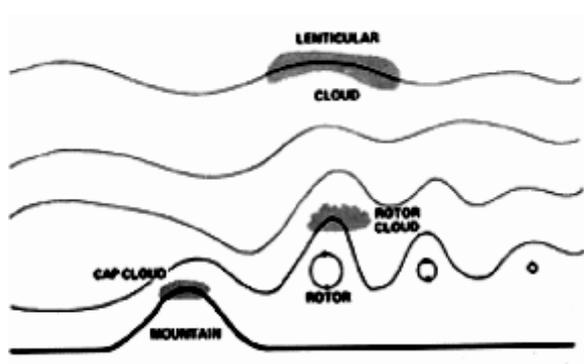
Gambar 3.18 Altostratus lentikularis

- ❑ Bila ada awan putar dari Altostratus seperti pada Gambar 3.19, menunjukkan bahwa di tempat awan terjadi pusaran angin. Biasanya hal ini terjadi di atas daerah pegunungan. Terbang layang sebaiknya tidak mendekati tempat awan semacam itu karena putaran angin dapat membahayakan.



Gambar 3.19 Awan putar

- ❑ Adanya awan lentikularis dan/atau awan gulungan (*rolling cloud*) di belakang gunung menunjukkan adanya gelombang udara. Gelombang tersebut termasuk gelombang campuran gravitas dan gesekan.



Gambar 3.20 Bagan gelombang gunung (Beer, 1974)

Stratokumulus:

- ❑ Bila ada Stratokumulus, pertanda adanya golak-galik ringan atau sundulan pada suatu paras dari Stratus.
- ❑ Bila ada Stratokumulus pada siang atau sore hari, pertanda adanya Kumulus atau Kumulonimbus yang bagian atas atau bagian tengah pecah-pecah karena udara makin mantap.

- Bila ada Stratokumulus atau Stratus, pada waktu pagi hari di atas daratan pertanda akan terjadinya Kumulus.
- Bila kita sedang naik pesawat terbang melihat awan berserakan seperti Gambar 3.21, pertanda bahwa suhu muka laut dan suhu di daratan tidak banyak beda, dan udara di atas lautan lembap. Biasanya terdapat pada pagi hari sebelum daratan menjadi panas.



Gambar 3.21 Stratokumulus



Gambar 3.22 Stratokumulus fraktus

- Bila di lereng pegunungan terlihat awan Stratokumulus fraktus seperti Gambar 3.22, pertanda mulainya bertiup angin lembah menuju ke atas gunung.

Stratus:

- ❑ Bila ada Stratus terlihat di pegunungan yang terbentuk dari lapisan kabut yang naik secara perlahan-lahan, pertanda adanya pemanasan permukaan bumi atau tiupan angin.
- ❑ Bila ada Stratus dalam bentuk lapisan, pertanda adanya pendinginan bagian bawah atmosfer.
- ❑ Bila ada Stratus yang terpecah-pecah dengan awan tambahan *pannus*, pertanda adanya golak-galik udara lembap oleh uap dari hujan yang berasal dari Altostratus, Nimbostratus, Kumulonimbus, atau dari Kumulus.
- ❑ Bila ada Stratus yang terbentuk dari Stratokumulus, pertanda telah terjadi hujan dari Stratokumulus tersebut.
- ❑ Bila ada stratus frakto, pertanda kelembapan udara tidak cukup besar untuk terjadinya Stratus.

Nimbostratus:

- ❑ Bila ada Nimbostratus, pertanda ada sejumlah lapisan udara lembap naik ke paras tinggi. Di kawasan lintang tinggi pertanda adanya perenggan sangkaran (*occluded front*).
- ❑ Bila ada Nimbostratus, pertanda akan terjadinya hujan.

Kumulus:

- ❑ Bila ada Kumulus, pertanda adanya golakan udara yang disertai penurunan suhu ke arah vertikal yang besar karena pemanasan permukaan bumi oleh sinaran matahari atau pemanasan bagian bawah massa udara dingin ketika melalui udara yang lebih panas.
- ❑ Bila ada Kumulus fraktus, pertanda adanya arus naik (*updraft*) termal atau orografik cukup untuk menaikkan sampai ke paras kondensasi golakan (*convective condensation level*).
- ❑ Bila ada Kumulus kongestus, pertanda udara tak mantap dari lapisan bawah sampai pada paras yang tinggi.



Gambar 3.23 Awan tudung

- Bila ada Kumulus yang terbentuk di bawah Altostratus, Nimbostratus, Kumulonimbus, atau karena pembesaran sendiri, pertanda akan terjadinya cuaca buruk.
- Bila ada Kumulus atau Kumulonimbus dengan awan tudung (Gambar 3.23), menunjukkan bahwa di atas awan tersebut terdapat lapisan sungsgangan sehingga awan tidak bisa menembusnya.



Gambar 3.24 Kumulus yang tumbuh subur

- Kumulus seperti terlihat pada Gambar 3.24 terlihat hidup, tepinya jelas tidak berserabut, dan dasarnya tidak sama. Awan tersebut menandai bahwa udara di bawahnya cukup lembap. Oleh karena itu bila ada awan semacam itu beberapa waktu kemudian hujan dapat terjadi.

- Bila ada Kumulus dengan awan tambahan berbentuk lensa di atasnya sehingga terkesan sebagai tudung (sering disebut awan tudung) seperti pada Gambar 3.25, memberi isyarat bahwa di ketinggian dasar awan yang berbentuk lensa terdapat lapisan sungsgangan dan terdapat angin yang kuat. Awan sulit menembus lapisan sungsgangan tersebut. Oleh karena itu, awan tidak lagi dapat tumbuh ke atas. Awan tudung tersebut juga menandai bahwa di ketinggian tempatnya terdapat angin kencang dan udara bergelombang.



Gambar 3.25 Kumulus dengan awan tudung

- Tudung tersebut disebut *pileus*. Awan semacam itu sering timbul di daerah pegunungan.
- Bila terdapat awan Kumulus kastelatus (Gambar 3.26) menunjukkan bahwa udara tidak bergolak karena pemanasan, tetapi di atas paras kondensasi terdapat gerak ke atas karena pelepasan energi dari pengembunan. Kumulus kastelatus berumur pendek dan mudah hilang.



Gambar 3.26 Kumulus kastelatus

- Bila ada Kumulus kastelanus (Gambar 3.27) menunjukkan bahwa kelembapan udara di sekitar awan kecil sehingga sulit dapat terbentuk awan besar dan hujan. Selain itu, menunjukkan bahwa di bawah awan terdapat golongan tetapi lebih kecil dibandingkan di atasnya. Gerak ke atas terjadi di dalam awan karena pelepasan energi setelah terjadi kondensasi. Setelah berkembang ke atas awan cepat hilang karena udara di sekitarnya kering. Di Indonesia terutama di wilayah yang berangin pasat tenggara, awan tersebut sering terlihat dalam musim kemarau.



Gambar 3.27 Kumulus kastelanus

Kumulonimbus:

- ❑ Bila ada Kumulonimbus (Gambar 3.28), pertanda adanya udara yang tak mantap dan pemanasan udara yang kuat.
- ❑ Kumulonimbus dapat memberi hujan sangat deras, hujan es, atau hujan batu. Di dalam awan Kumulonimbus terdapat gerak ke atas (*updraft*) dan ke bawah (*downdraft*) yang sangat kuat. Kumulonimbus dapat disertai kilat dan guntur.



Gambar 3.28 Kumulonimbus

Awan orografi:

- ❑ Bila ada awan orografi berupa awan panji atau awan bendera (*banner cloud*) seperti pada Gambar 3.29, dapat ditaksir arah dan kecepatan angin. Arah ujung awan menunjukkan arah angin.



Gambar 3.29 Awan panji

- ❑ Bila ada awan orografi yang terlihat melingkari puncak atau menempel di puncak gunung yang terpencil, pertanda hanya ada hujan sedikit.
- ❑ Bila ada awan orografi berbentuk lensa di dekat puncak gunung (awan tudung), pertanda adanya lapisan udara mantap dan lembap.
- ❑ Bila ada ada awan orografi di atas banjaran gunung diikuti oleh satu atau lebih awan di balik gunung atau di balik bukit, pertanda udara cukup lembap. Jarak antar awan terlihat teratur beberapa kilometer berbentuk seperti gelombang,
- ❑ Bila ada awan gelombang berbentuk gulungan, pertanda udara mantap dan lembap serta terdapat angin kencang.
- ❑ Bila ada lajur-lajur awan yang sejajar, awan dengan varietas lentikularis atau bentuk lensa, atau awan rotor, pertanda atmosfer/udara bergelombang. Selain menandai udara bergelombang juga menandai lapisan udara mantap. Adakalanya gelombangnya tidak hanya gelombang vertikal tetapi juga gelombang horizontal seperti yang ditunjukkan oleh bentuk awan lentikularis seperti pada Gambar 3.30.
- ❑ Gelombang gunung umumnya terdapat pada balik gunung atau bawah angin. Gelombang tersebut umumnya terbentuk karena adanya angin kencang melewati gunung yang lapisan udara di atasnya dalam keadaan mantap.



Gambar 3.30 Altostratus lentikularis

Syarat untuk terbentuknya gelombang gunung antara lain:

- (1) Udara mantap;
- (2) Arah angin kurang dari 30° dari arah tegak lurus ke gunung;
- (3) Memenuhi parameter Scorer, $F(z) \sim (\rho_B / U_{ox})^2$ mencapai maksimum di troposfer tengah.
 $(\rho_B)^2 = g [(d \ln \rho / dz) + g/c^2]$ disebut "frekuensi Brunt-Vaisala",
 U_{ox} kecepatan angin dalam arah sumbu X (horizontal), g percepatan gravitas bumi, ρ rapat massa udara, dan c kecepatan suara.

Jejak Kondensasi:

Sering kita lihat di belakang pesawat jet yang sedang terbang terdapat garis putih seperti asap dan seolah-olah sebagai jejak dari jet yang dikenal dengan "jejak kondensasi (*condensation trail/contrail*). Jejak kondensasi timbul karena keluarnya gas buangan dari pesawat sangat cepat sehingga tekanan udara di dekat lubang buangan sangat rendah dan suhu menjadi turun yang selanjutnya diikuti dengan pengembunan uap air di sekitarnya dengan cepat pula.



Gambar 3.31 Jejak kondensasi

Pengembunan terlihat seperti awan berbentuk garis. Setelah pesawat terbang lewat, tekanan dan suhu udara di tempat jejak kondensasi kembali seperti semula dan jejak kondensasi berangsur menghilang. Oleh karena itu, apabila ada pesawat terbang jet meninggalkan jejak kondensasi menunjukkan bahwa udara di tempat yang dilewati itu kelembapannya tinggi.

Puting beliung:

Adanya puting beliung seperti terlihat pada Gambar 3.32 menandai bahwa udara sangat tidak mantap. Biasanya timbul pada waktu pemanasan yang kuat. Pada pusat pusaran tekanan udara sangat rendah. Sering terjadi di atas dataran yang luas pada siang hari.



Gambar 3.32 Puting beliung

Kepulan asap:

- Bila asap yang keluar dari cerobong terlihat menjulang tegak ke atas, menandai bahwa udara saat itu tak mantap. Oleh karena itu, awan golakan mudah tumbuh.



Gambar 3.33 Kepulan asap dalam udara tak mantap

- Tetapi sebaliknya bila arah asap mendatar seperti terlihat pada Gambar 3.34, menandai bahwa udara dalam keadaan mantap, sehingga awan golongan tidak mudah tumbuh.



Gambar 3.34 Kepulan asap dalam udara mantap

3.2.6 Analisis dan Penaksiran Hasil Analisis Hujan

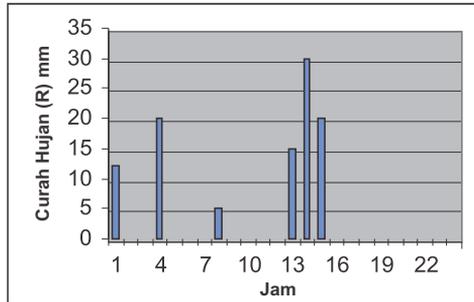
Curah hujan adalah tetesan-tetesan air atau salju yang keluar dari awan dan jatuh sampai di permukaan bumi. Nilai yang menyatakan sifat hujan adalah:

- (a) Banyaknya air hujan (R), atau banyaknya salju secara kumulatif selama waktu sampai pada saat pengamatan; umumnya digunakan satuan millimeter. Curah hujan (R) 1 mm menyatakan banyaknya air hujan yang tertampung pada bidang permukaan datar pada luasan 1 m^2 sebanyak 1 liter;
- (b) Kelebatan/intensitas hujan (I), yakni banyaknya hujan atau salju tiap satuan waktu selama hujan atau selama salju turun (r); nilainya dinyatakan dalam mm/detik, $I = r/t$;
- (c) Hari hujan (H), yakni banyaknya hari dengan ada hujan dalam jumlah tertentu (biasanya digunakan ketetapan dalam sehari ada hujan sebanyak 0,5 mm atau lebih). Nilainya dinyatakan dalam H/minggu, H/bulan, dan per waktu lain yang digunakan.

a. Analisis

Analisis dilakukan dengan merajah nilai-nilai hujan pada diagram dengan absisnya menyatakan skala waktu dan ordinatnya skala nilai hujan. Karena analisis sinoptik digunakan untuk mempelajari cuaca dalam waktu pendek sedangkan hari hujan (H) termasuk dalam jangka waktu panjang, analisis hari hujan tidak dilakukan dalam analisis sinoptik tetapi penting dalam analisis klimatologi.

Dalam analisis sinoptik hasil analisis curah hujan berupa grafik yang menyatakan nilai hujan sebagai fungsi waktu: $R = R(t)$ dan $I = I(t)$. Tetapi, karena terjadinya hujan tidak terus-menerus setiap waktu, hujan mempunyai nilai diskrit dan fungsi nilai hujan tidak kontinu. Oleh karena itu, data jumlah curah hujan $R = R(t)$ umumnya dirajah dalam bentuk diagram balok (*block diagram*), sedangkan untuk $I = I(t)$ dianalisis hanya data selama periode hujan saja.



Gambar 3.35 Contoh rajahan curah hujan selama sehari

b. Sifat Umum

Hujan berkaitan dengan jenis awan. Hujan dengan intensitas tinggi tetapi waktu hujannya pendek umumnya berasal dari awan jenis Kumulus atau Kumulonimbus. Hujan dengan intensitas rendah umumnya berasal dari awan jenis Stratus. Hujan yang berlangsung lama umumnya berasal dari awan Altostratus tebal atau dari Nimbostratus.

Di kawasan lintang tengah dan lintang tinggi:

- Hujan sering dalam bentuk salju atau es;
- Hujan umumnya terjadi di daerah perenggan dan siklon;
- Intensitasnya rendah tetapi sering berlangsung lama.

Di kawasan tropik:

- Umumnya hujan dalam bentuk air, sangat jarang berbentuk es;
- Intensitasnya besar, tetapi waktu hujannya pendek;
- Di atas daratan umumnya hujan terjadi pada siang atau sore hari;
- Di daerah pegunungan umumnya hujan terjadi pada sore dan menjelang malam hari;
- Di daerah pantai hujan sering terjadi di malam atau menjelang pagi hari.

c. Penaksiran

Penaksiran hasil analisis data hujan dilakukan dari aspek energi, aliran,

dan pertukaran yang sistematikanya seperti tercantum dalam matriks berikut:

Tampilan	Indikator	Penaksiran dari aspek:			Penjelasan
		Energi	Aliran	Pertukaran Sifat	
Grafik perubahan intensitas hujan	dI/dt	Berkaitan dengan perubahan suhu	Berkaitan dengan angin	Berkaitan dengan awan	(a)
Grafik jumlah hujan	R	Berkaitan dengan perubahan suhu	Berkaitan dengan angin	Ketaktamantapan udara	(b)

Penjelasan:

- a) Bila suhu di bawah awan tinggi, dapat terjadi tetes-tetes air yang keluar dari awan banyak yang menguap kembali sehingga intensitas hujan menjadi kecil. Bahkan, bila suhu udara cukup tinggi, tetes-tetes air yang keluar dari awan sudah habis menguap kembali sebelum sampai ke permukaan bumi. Tetes-tetes air yang keluar dari awan yang tidak sampai di permukaan bumi disebut "virga". Intensitas hujan juga berkaitan dengan angin karena dengan adanya angin awan dapat terbelah-belah atau menambah bertambahnya potensi penguapan sehingga intensitas hujan berkurang. Selain itu, intensitas hujan berbeda dari awan yang menimbulkan. Awan Kumulus dan Kumulonimbus menimbulkan hujan deras dalam waktu pendek, maka intensitasnya tinggi, dapat mencapai 30 mm/menit. Sebaliknya awan-awan Altostratus, Nimbostratus, atau jenis awan stratus lain menimbulkan hujan tidak lebat sampai lebat tetapi dalam waktu lama sehingga intensitasnya kecil, sampai 50 mm/jam atau 1 mm/menit.
- b) Seperti pada intensitas, banyaknya curah hujan juga berkaitan dengan suhu dan angin. Makin tinggi suhu udara lingkungan, dapat menambah penguapan potensial tetapi juga mengakibatkan tetes-tetes air dalam udara menguap kembali sehingga banyaknya curah hujan berkurang. Banyaknya curah hujan juga bergantung kepada

banyak dan macamnya awan. Banyaknya awan dapat berasal dari pertumbuhan awan di tempat sendiri dan/atau berasal dari daerah sekitarnya karena lataan massa udara. Pertumbuhan awan yang berasal dari tempat itu sendiri berkaitan dengan ketakmampuan udara. Bila udara dalam keadaan tak mantap, awan yang timbul umumnya jenis Kumulus, sedangkan bila udara dalam keadaan mantap awan yang timbul umumnya jenis Stratus yang potensi hujannya kecil.

Penaksiran lain :

- Bila hujan berlangsung berkali-kali atau berseling pertanda bahwa hujan tersebut berasal dari lataan (*advection*) skala besar;
- Bila hujan terjadi pada waktu menurut klimatologinya atau hujan terjadi dengan ada sinar matahari, hujan berasal dari proses lokal;
- Bila intensitasnya tinggi (deras) dan berlangsung dalam waktu singkat, hujan berasal dari Kumulonimbus; sedangkan bila lebat dan berlangsung lama, hujan berasal dari Nimbostratus atau Altostratus;
- Hujan deras dari badai guntur umumnya terjadi sesaat setelah kilat mencapai maksimum.

3.2.7 Analisis dan Penaksiran Penguapan

Besarnya penguapan menyatakan banyaknya air yang menguap selama waktu dari saat pengamatan sebelumnya sampai saat pengamatan berikutnya. Satuan ukurannya dalam milimeter. Banyaknya penguapan 1 mm setara dengan 1 mm curah hujan, yakni menyatakan banyaknya 1 liter air yang menguap melalui permukaan air seluas 1 m².

a. Analisis

Analisis dilakukan dengan merajah nilai penguapan pada diagram dengan absisnya menyatakan skala waktu dan ordinatnya skala nilai penguapan. Hasil analisis berupa grafik yang menyatakan nilai kumulatif penguapan sebagai fungsi waktu, $U = U(t)$.

b. Sifat Umum

Banyaknya penguapan bergantung kepada sinaran matahari, suhu, tekanan, kelembapan, angin, dan jenis permukaan. Penguapan pada siang hari lebih banyak dibandingkan pada malam hari.

Di kawasan lintang tengah dan lintang tinggi:

- Penguapan potensialnya kecil karena pemanasan kurang, tetapi laju penguapan besar karena udara kering;
- Uap air di dalam udara dapat berasal dari penguapan air, penguappeluhan (*evapotranspiration*), dan dari sublimasi salju.

Di kawasan tropik:

- Penguapan potensialnya besar karena pemanasan banyak, tetapi laju penguapan kecil karena udara lembap;
- Uap air di dalam udara dapat berasal dari penguapan air dan penguappeluhan.

c. Penaksiran

Penaksiran hasil analisis data penguapan dilakukan dari aspek energi, aliran, dan pertukaran yang sistematikanya seperti tercantum dalam matriks berikut:

Tampilan	Indikator	Penaksiran dari aspek:			Penjelasan
		Energi	Aliran	Pertukaran Sifat	
Grafik banyaknya penguapan	$U = U(t)$	Berkaitan dengan perubahan intensitas matahari dan suhu	Berkaitan dengan angin	Berkaitan dengan banyaknya air yang dapat diuapkan	(a)
Grafik laju penguapan	dU/dt	Berkaitan dengan perubahan intensitas sinaran matahari dan suhu	Berkaitan dengan angin	Berkaitan dengan perbedaan suhu air dan suhu udara	(b)

Penjelasan:

- a) Dalam meteorologi yang dimaksud "penguapan" adalah proses perubahan dari air cair atau es ke dalam bentuk uap. Penguapan dapat terjadi langsung dari permukaan air atau es dan dari permukaan benda-benda lain, misalnya dari tumbuhan dan badan manusia. Penguapan yang melalui permukaan bukan air atau es disebut "penguappeluhan (*evapotranspiration*)". Untuk terjadi penguapan diperlukan energi yang berasal dari sinaran matahari. Banyaknya energi yang diperlukan setara dengan banyaknya energi yang dibawa oleh uap yang terjadi. Banyak energi tersebut disebut "bahang pendam (*latent heat*). Makin rendah suhu air, makin besar bahang pendamnya, seperti tertulis dalam rumus berikut (Gill, 1982):
- 1) untuk penguapan air : $L_T = 2,5008 \cdot 10^6 - 2,3 \cdot 10^3 T$ J/kg;
 - 2) untuk sublimasi: $L_T = 2,839 \cdot 10^6 - 3,6(T + 35)^2$ J/kg.
(T dalam C).

Dalam kaitannya dengan kecepatan angin, menurut Dalton (dalam Lockwood, 1979), dinyatakan dalam rumus:

$$E = f(u') (e_s - e_a)$$

dengan $f(u')$ adalah fungsi yang berkaitan dengan kecepatan angin, u' kecepatan rata-rata angin, e_s tekanan uap pada permukaan air yang menguap, dan e_a tekanan uap pada paras standar.

Bila permukaan standar yang digunakan adalah ketinggian 2 meter dari permukaan, $f(u') = a(1+bu')$, dengan a dan b adalah konstanta yang besarnya bergantung kepada faktor lingkungan setempat.

Untuk penguapan laut, oleh Sverdrup (1937) dinyatakan dalam rumus :

$$E = 0,143 (e_o - e_z) U_z$$

dengan E adalah banyaknya penguapan dalam sehari (mm/hari), e_0 tekanan uap pada permukaan laut, e_z tekanan uap pada tinggi z dari muka laut, dan U_z kecepatan angin pada ketinggian z dari muka laut (m/detik). Selanjutnya banyaknya penguapan terbatas kepada banyaknya potensi air yang dapat diuapkan.

- b) Di samping berkaitan dengan banyaknya sinaran, suhu, dan angin seperti yang telah diuraikan pada penjelasan a), laju penguapan juga berkaitan dengan kemantapan udara di atas air. Bila udara di atas air dalam keadaan tak mantap, udara cenderung bergerak ke atas sehingga membantu laju penguapan; sedangkan bila dalam keadaan mantap, udara cenderung bergerak ke bawah sehingga menghambat laju penguapan.

3.2.8 Analisis dan Penaksiran Sinaran Matahari

Dalam pengamatan cuaca sinoptik permukaan, sinaran matahari yang diukur meliputi sinaran langsung, sinaran baur dari langit, sinaran bumi, albedo, dan lama penyuryaan.

Sinaran langsung adalah sinaran matahari yang datangnya dari arah matahari langsung ke alat pengukur.

Sinaran baur dari langit atau yang juga disebut sinaran langit, sinaran global, atau sinaran angkasa adalah sinaran yang datang dari atas termasuk sinaran langsung dan sinaran yang ditimbulkan oleh partikel-partikel dan bahan-bahan di dalam atmosfer.

Sinaran bumi adalah sinaran yang dipancarkan bumi setelah bumi menyerap sebagian sinaran matahari. Sinaran bumi utamanya berupa sinaran gelombang panjang dan arahnya ke atas keluar dari bumi. Awan juga memancarkan sinaran gelombang panjang.

Albedo adalah sinaran matahari yang dipantulkan balik oleh suatu permukaan benda. Pantulan tidak merubah panjang gelombang sinaran.

Nilai sinaran yang diperhatikan utamanya adalah bondong (*flux*) sinaran (F) dan intensitas sinaran (I). Bondong sinaran (F) adalah banyaknya sinaran (Q) per satuan waktu (t) yang dipancarkan oleh benda yang memancarkan sinaran:

$$F = dQ/dt$$

Bondong sinaran dinyatakan dalam satuan watt/m² atau miliwatt/cm².

Intensitas sinaran (I), yakni banyaknya sinaran per satuan waktu yang diterima oleh satu satuan luas permukaan benda per satuan waktu, maka:

$$I = dF/dA$$

Intensitas sinaran dinyatakan dalam satuan watt/m²/jam atau miliwatt/cm²/menit. Tetapi, dalam meteorologi sering pula digunakan satuan kalori dan satuan waktu hari atau 24 jam. Bila sumbernya berupa titik dan penyebarannya memencar dari titik tersebut, satuan luas dinyatakan dengan satuan sudut ruang. Pada permukaan puncak atmosfer besarnya intensitas matahari sebesar 2 kalori/m²/menit atau sekitar 1400 watt per m², dan disebut "tetapan surya (*solar constant*)". Oleh gas-gas dan bahan-bahan yang ada dalam atmosfer sekitar 25% energi tersebut diserap dan 75% sisanya diteruskan sampai ke permukaan bumi (banyaknya sekitar 1,4 kalori/m²/menit).

a. Analisis

Analisis data sinaran matahari dilakukan dengan merajah nilai-nilai sinaran pada diagram dengan absisnya menyatakan skala waktu dan ordinatnya skala nilai sinaran. Grafik yang diperoleh menyatakan sinaran sebagai fungsi waktu, $S = S(t)$.

b. Sifat Umum

- Banyaknya sinaran yang dapat direkam alat tidak tetap setiap

saatnya karena adanya awan yang menghalanginya. Namun demikian, di kawasan tropik jumlahnya lebih besar dibandingkan dengan di luar tropik.

- Di kawasan kutub albedo lebih banyak dibandingkan di kawasan tropik karena di kawasan kutub permukaan bumi berupa es, sedangkan di kawasan tropik permukaan bumi lebih banyak ditutupi tumbuh-tumbuhan.

c. Penaksiran

Penaksiran hasil analisis data sinaran dilakukan dari aspek energi, aliran, dan pertukaran yang sistematikanya seperti tercantum dalam matriks berikut:

Tampilan	Indikator	Penaksiran dari aspek:			Penjelasan
		Energi	Aliran	Pertukaran Sifat	
Grafik banyaknya sinaran	$S = S(t)$	Berkaitan dengan aktivitas matahari	Pola angin dalam skala besar	Kadar musim	(a)
Grafik intensitas	dS/dt	Berkaitan dengan sudut datang sinaran matahari, banyaknya awan, dan jenis permukaan bumi	Kadar perubahan angin, utamanya kepada angin lokal	Neraca bahang pada permukaan bumi, ketakmamanan atmosfer, proses pertukaran sifat pada lapisan batas planeter	(b)

Penjelasan:

- Banyaknya sinaran berkaitan dengan aktivitas matahari, antara lain perubahan banyak bintang matahari. Tetapi dampaknya berskala besar yang dalam meteorologi dapat dirasakan pada pola peredaran angin dan pola musim. Bila bintang matahari bertambah, banyaknya sinaran langsung berkurang, sedangkan untuk sinaran langit dan albedo bergantung kepada kondisi atmosfer utamanya banyak dan jenis bahan dan partikel di dalam atmosfer.

- b) Perubahan kadar atau intensitas sinaran banyak berkaitan dengan posisi dan kecondongan datangnya sinaran, banyaknya awan, dan macam permukaan bumi. Menurut hukum Beer-Bouguer-Lambert besarnya intensitas penyinaran per hari dinyatakan dengan rumus:

$$I = s / (d_m/d)^2 (\sin \delta \sin H + \cos \delta \cos H \sin \phi)$$

dengan s adalah besarnya tetapan surya, d_m jarak rata-rata dari matahari ke bumi, d jarak sebenarnya dari matahari ke lokasi di permukaan bumi, δ lintang geografi tempat, besarnya sudut inklinasi matahari, dan H lama hari siang. Dari rumus tersebut, selain berkaitan dengan kondisi matahari dan musim, intensitas sinaran pada suatu tempat berubah mengikut waktu. Pada tengah hari intensitasnya lebih besar dibandingkan waktu pagi atau sore hari apabila sepanjang hari tidak ada awan. Perubahan intensitas sinaran matahari berdampak kepada kadar dan frekuensi angin lokal serta kadar golongan.

Penaksiran lain:

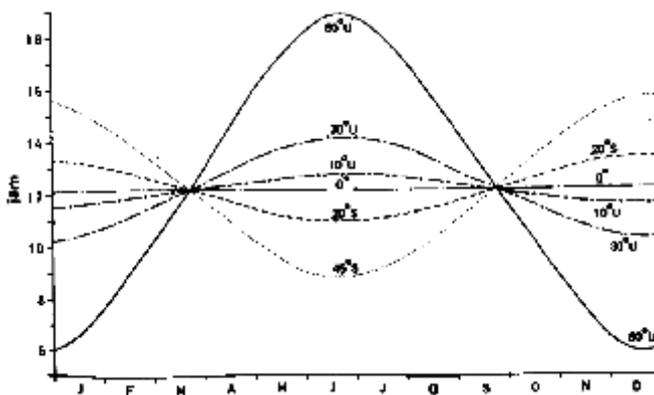
- Bila sinaran langsung banyak jumlahnya, menunjukkan adanya udara cerah;
- Bila sinaran langit banyak jumlahnya, menunjukkan bahwa di udara banyak partikel kecil yang menghamburkan sinaran;
- Bila albedo banyak, menunjukkan bahwa banyak sinaran matahari yang dikembalikan ke angkasa.

3.2.9 Analisis dan Penaksiran Lama Penyuryaan

Karena bumi bulat dan berputar, setiap tempat di permukaan bumi tidak terus-menerus menghadap ke matahari melainkan bergantian sehingga terjadi malam dan siang hari. Namun demikian, panjangnya siang dan malam hari tidak sama untuk setiap tempat dan setiap harinya. Hal tersebut karena bumi mengelilingi matahari dengan poros yang miring terhadap bidang edarnya. Kemiringan tersebut (sudut miringnya 67,5°)

mengesankan matahari bergerak setengah tahun ke arah utara dan setengah tahun berikutnya ke selatan. Batas paling utara pada 23,5 lintang utara dan batas paling selatan pada 23 lintang selatan.

Dalam astronomi dan geografi daerah di antara kedua batas tersebut dikenal dengan nama daerah tropik. Dengan demikian tempat-tempat di daerah tropik tersebut dalam setahun dilewati matahari sebanyak dua kali. Di daerah tropik selisih antara lama hari siang dan lama hari malam kecil, sedangkan di daerah luar tropik makin mendekati kutub perbedaan tersebut makin besar.



Gambar 3.36 Lama hari siang mengikut lintang geografi (Nieuwolt, 1977)

Di Indonesia yang wilayahnya di sekitar khatulistiwa perbedaan lama hari siang setiap harinya kecil seperti terlihat pada contoh yang terdapat pada Tabel 3.2.

Karena terhalang awan, sinaran matahari yang sampai ke permukaan berkurang. Selain itu, berkurangnya intensitas sinaran juga bergantung kepada kecondongan sinar atau tinggi matahari; makin condong, intensitas makin kecil. Lama waktu hari siang dengan intensitas sinaran matahari tertentu disebut "lama waktu cerah". Lama penyuryaan didefinisikan sebagai perbandingan antara lama waktu cerah (LWC) dan lama hari siang (LHS).

Tabel 3.2 Lama hari siang di beberapa tempat di Indonesia

Bulan	Banda Aceh	Medan	Pakanbaru	Jambi	Padang	Bengkulu
Januari	11j 49'	11j 56'	12j 06'	12j 13'	12j 11'	12j 20'
Februari	11j 56'	11j 59'	12j 06'	12j 10'	12j 08'	12j 16'
Maret	12j 04'	12j 05'	12j 07'	12j 08'	12j 07'	12j 08'
April	12j 13'	12j 11'	12j 08'	12j 05'	12j 06'	12j 03'
Mei	12j 21'	12j 16'	12j 09'	12j 03'	12j 05'	11j 57'
Juni	12j 26'	12j 20'	12j 09'	12j 02'	12j 05'	11j 55'
Juli	12j 26'	12j 19'	12j 08'	12j 02'	12j 04'	11j 54'
Agustus	12j 24'	12j 15'	12j 08'	12j 03'	12j 05'	11j 58'
September	12j 10'	12j 09'	12j 07'	12j 06'	12j 05'	12j 04'
Oktober	12j 02'	12j 04'	12j 06'	12j 08'	12j 07'	12j 10'
November	11j 54'	11j 59'	12j 06'	12j 10'	12j 09'	12j 17'
Desember	11j 49'	11j 56'	12j 06'	12j 13'	12j 10'	12j 20'

Bulan	Manado	Pontianak	Makasar	Kupang
Januari	12j 03'	12j 07'	12j 19'	12j 31'
Februari	12j 04'	12j 07'	12j 17'	12j 29'
Maret	12j 06'	12j 07'	12j 12'	12j 13'
April	12j 08'	12j 07'	12j 01'	11j 56'
Mei	12j 11'	12j 07'	11j 54'	11j 44'
Juni	12j 12'	12j 07'	11j 50'	11j 33'
Juli	12j 12'	12j 07'	11j 51'	11j 21'
Agustus	12j 10'	12j 07'	11j 56'	11j 44'
September	12j 07'	12j 07'	12j 03'	12j 00'
Oktober	12j 05'	12j 07'	12j 11'	12j 16'
November	12j 03'	12j 07'	12j 18'	12j 32'
Desember	12j 02'	12j 07'	12j 24'	12j 36'

Sumber: Almanak BMKG

$$\text{Lama Penyuryaan (LP)} = \text{LWC/LHS} \quad 100\%$$

Catatan: Dalam praktek untuk menentukan lama penyuryaan digunakan lama hari siang tertentu, misalnya di Indonesia antara pukul 07 sampai pukul 16 waktu setempat.

a. Analisis

Data lama penyuryaan diperoleh dari pembacaan pias rekam suryaan. Kemudian data dirajah pada peta diagram yang absisnya skala waktu dan ordinatnya menyatakan skala lamanya penyuryaan atau panjang bekas pembakaran pada pias. Grafik yang diperoleh nilai lama

penyuryaan sebagai fungsi waktu, $L=L(t)$. $L(t)$ dapat berupa fungsi kontinu atau fungsi diskrit (terputus-putus).



Gambar 3.37 Pias perekam lamanya penyuryaan

b. Sifat Umum

Lama penyuryaan bergantung kepada adanya halangan kepada sinar matahari antara lain kabut, awan, hujan, dan/atau kekeruhan atmosfer, serta lintang tempat serta posisi matahari.

Di kawasan lintang tengah dan lintang tinggi:

- Lama penyuryaan berubah banyak mengikut musim;
- Pada musim dingin lama penyuryaan lebih kecil dibandingkan pada musim panas.

Di kawasan tropik:

- Lama penyuryaan rata-rata $> 50\%$;
- Tidak banyak beda di sepanjang tahun;
- Lama penyuryaan berubah mengikut musim dan berbeda-beda di setiap tempat. Sebagai contoh, di Nusa Tenggara lama penyuryaan lebih banyak dibandingkan di Padang karena di Nusa Tenggara banyaknya awan lebih sedikit dibandingkan di Padang.

Tabel 3.3 Lama penyuryaan di beberapa tempat (%)

Lokasi	Jan	Feb	Mar	Apr	Mei	Jun	Jul	Agt	Sep	Okt	Nov	Des
Medan	38	38	43	42	39	44	46	43	34	35	34	35
Padang	43	41	44	42	44	48	48	42	36	34	31	35
Jakarta	29	35	41	54	55	57	61	64	60	56	46	37
Kupang	42	39	45	60	61	60	64	67	73	65	53	54
Biak	30	30	27	34	36	36	36	39	40	38	32	31

Sumber data: BMG (1983)

c. Penaksiran

Penaksiran hasil analisis data penyuryaan dilakukan dari aspek energi, aliran, dan pertukaran yang sistematikanya seperti tercantum dalam matriks berikut:

Tampilan	Indikator	Penaksiran dari aspek:			Penjelasan
		Energi	Aliran	Pertukaran Sifat	
Grafik lama penyuryaan	$L = L(t)$	Berkaitan dengan banyak sinaran matahari, keseringan waktu cerah	---	Berkaitan dengan adanya kabut, awan, hujan, dan kekeruhan atmosfer	Lihat penjelasan

Penjelasan:

Lama penyuryaan bergantung kepada banyaknya sinaran matahari yang sampai ke permukaan. Makin banyak sinaran dan makin tinggi intensitas sinaran, makin lama penyuryaan. Dengan demikian lama penyuryaan dapat digunakan untuk menaksir intensitas sinaran matahari. Namun demikian, tidak banyak kaitannya dengan adanya angin. Di samping itu, lama penyuryaan juga berkaitan dengan seringnya atau banyaknya penghalang, misalnya adanya kabut, awan, atau hujan. Makin sering dan makin banyak penghalang, makin kecil nilai lama penyuryaan. Lama penyuryaan dapat digunakan untuk menaksir jumlah awan. Karena adanya penghalang tidak tentu, grafik $L(t)$ dapat berupa garis yang kontinu atau terputus-putus. Oleh karena itu, lama penyuryaan dapat digunakan untuk menaksir fenomena berikut:

- Bila grafik lama penyuryaan kontinu sepanjang hari, menunjukkan bahwa selama hari itu udara cerah tak ada kabut, awan, atau hujan;
- Bila terputus-putus, maka waktu selama terputus menunjukkan waktu adanya penghalang;
- Lama penyuryaan dapat digunakan menaksir banyaknya awan dan penguapan. Makin banyak awan, makin kecil lama penyuryaan;
- Lama penyuryaan dapat digunakan untuk menaksir intensitas matahari. Oldeman memperoleh rumus korelasi sebagai berikut:

$$R_g = (a + bn/N).R_a$$

dengan R_g adalah sinaran total per hari (kal/cm^2), a dan b konstanta yang berbeda-beda untuk setiap tempat, n lama suryaan dalam sehari (jam), N lama matahari di atas ufuk secara astronomis, dan R_a banyak sinaran atmosfer yang mungkin diterima pada bidang horizontal. Nilai a , b , N , dan R_a tetap tetapi berbeda untuk setiap tempat yang berbeda. Oldeman (1982) menggunakan nilai-nilai untuk beberapa tempat di Indonesia sebagaimana yang dicantumkan pada Tabel 3.4.

Tabel 3.4 Nilai a , b , dan n/N untuk beberapa tempat (Oldeman, 1982)

Lokasi	Lintang	a	b	n/N
Mojosari	07 30' S	0,23	0,50	0,50
Pusakanegara	06 15' S	0,25	0,44	0,49
Muara	06 40' S	0,17	0,52	0,42
Cipanas	06 45' S	0,14	0,49	0,34

N bergantung kepada lintang tempat. Untuk tempat-tempat di sekitar khatulistiwa $N = 12,1$. Untuk Indonesia dapat digunakan "lama hari siang" seperti yang contohnya terdapat dalam Tabel 3.4. atau langsung dengan menggunakan data lama suryaan (dalam %) yang dihasilkan dari pengukuran alat ukur lama suryaan (Campbell-Stokes).

R_a diambil dari tabel yang dibuat berdasarkan konstanta matahari sebesar $2 \text{ kal/cm}^2/\text{menit}$ yang menurut Oldeman seperti terdapat pada Tabel 3.5.

Tabel 3.5 Nilai R_a untuk beberapa tempat (Oldeman)

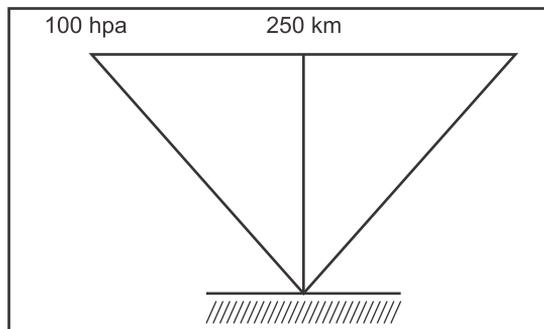
Lintang	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Ekuator	15,0	15,5	15,7	15,3	14,4	13,9	14,1	14,7	15,3	15,4	15,1	14,8
6 S	15,8	16,0	15,6	14,6	13,4	12,8	13,0	14,0	15,0	15,7	15,7	15,7
7 S	15,9	16,0	15,6	14,5	13,3	12,6	12,9	13,9	15,0	15,7	15,7	15,7

BAB 4

ANALISIS DAN PENAKSIRAN HASIL ANALISIS SINOPTIK DATA CUACA UDARA ATAS DARI STASIUN TUNGGAL

4.1 Data Cuaca Udara Atas

Pengamatan udara atas dilakukan dengan menggunakan rawin dan/atau radiosonde. Pengamatan umumnya dilakukan pada setiap jam sinop utama (00, 06, 12, dan 18 UTC). Karena balon yang dilepaskan tidak bergerak tegak lurus, makin ke atas dapat terjadi balon berada jauh dari arah tegak lurus sehingga daerah pengamatan berupa kerucut terbalik. Umumnya data masih cukup relevan untuk dikatakan sebagai data di atas stasiun pengamatan untuk daerah kerucut yang garis tengahnya pada paras 100 mb tidak lebih dari 250 km.



Gambar 4.1 Daerah cakupan efektif pengamatan radiosonde

Data yang dihasilkan adalah suhu, suhu titik embun, tekanan, angin, kelembapan atau jumlah uap air dari setiap paras. Oleh karena itu, dari satu stasiun pengamatan dapat diperoleh data dari banyak unsur dalam arah vertikal. Karena hanya dari satu stasiun, data dari unsur-unsurnya hanya dipandang sebagai fungsi dari ketinggian dan waktu, $C = C(z,t)$.

4.2 Analisis dan Penaksiran

Data hasil pengamatan dari stasiun tunggal dipandang sebagai fungsi tinggi dan waktu. Dengan demikian analisis yang dilakukan adalah analisis dalam arah vertikal pada suatu saat dan analisis mengikut waktu.

Analisis dilakukan dengan lebih dahulu merajah data parameter udara atas pada diagram termodinamik (misal, aerogram). Perajahan dapat dilakukan secara manual atau secara langsung apabila alat radiosonde sudah dilengkapi dengan perangkat yang diperlukan. Umumnya yang dirajah adalah data suhu, titik embun, dan angin pada setiap paras.

Dari perajahan data diperoleh grafik yang menyatakan fungsi ketinggian dan waktu dari parameter yang dirajah. Karena nilai unsur hanya fungsi dari tinggi dan waktu, hasil rajahan berupa grafik atau diagram yang menggambarkan nilai unsur pada setiap ketinggian. Diagram yang digunakan disebut diagram termodinamik yang memuat koordinat suhu dan tekanan.

Dari grafik atau diagram yang diperoleh dapat ditaksir sifat-sifat fisis unsur cuaca udara-atas di atas stasiun yang dimaksud, antara lain suhu dan suhu titik embun. Dengan menetapkan nilai batas rujukan dapat dibuat penaksiran, penilaian, gawar (*warning*), dan prakiraan cuaca yang akan datang dan/atau kejadian yang berkaitan dengan cuaca udara atas.

Dalam hal penggunaan data dari stasiun tunggal terkandung pengertian bahwa keadaan atmosfer dipelajari dari sifat gugus udara di dalam atmosfer tersebut. Dengan demikian, analisis tersebut termasuk sistem analisis skala kecil/meso-lokal.

4.2.1 Diagram Termodinamik

Analisis data yang diperoleh dari pengamatan radiosonde di suatu tempat atau stasiun pengamatan dirajah pada penampang tegak khusus

yang dinamakan peta termodinamik. Berbagai macam peta termodinamik antara lain emagram, tefigram, dan aerogram.

Pada dasarnya peta termodinamik dirancang berdasarkan rumus dasar termodinamika udara yang menyatakan hubungan antara suhu dan tekanan yang berkaitan dengan proses-proses di dalam udara. Perubahan nilai-nilai tersebut sebanding dengan besarnya energi yang digunakan dalam proses. Rumus-rumus dasar tersebut adalah seperti berikut:

- (1) Persamaan keadaan gas : $p v = RT$;
- (2) Persamaan energi : $dq = du + dw$, atau
 $dq = c_p dT - v dp$, atau
 $dq = c_v dT + p dv$.

Dari kedua rumus tersebut, dengan memasukkan persamaan (1) ke dalam persamaan (2), diperoleh:

- (3) Persamaan gabungan : $dq = c_p dT - RT d(\ln p)$;
- (4) Dari (3) diperoleh : $dw = -v dp = -RT d(\ln p)$.

Keterangan:

- p = tekanan udara
- v = volume spesifik = $1/\rho$
- ρ = rapat massa udara
- R = konstanta gas universal
- T = suhu
- dq = perubahan energi total
- du = perubahan energi dalam
- dw = perubahan energi luar
- c_p = kapasitas bahang spesifik pada tekanan tetap
- c_v = kapasitas bahang spesifik pada volume tetap
- \ln = notasi logaritma asli

Aerogram adalah peta termodinamik yang menggunakan koordinat suhu sebagai absis dan logaritma tekanan ($\ln p$) sebagai ordinat. Tefigram

adalah peta termodinamik yang menggunakan koordinat suhu sebagai absis dan isentropik () sebagai ordinatnya. Tefigram berasal dari T diagram, sedangkan emagram berasal kata *energy per unit mass diagram*, artinya tiap luas dalam diagram menyatakan energi yang dikeluarkan atau yang diperlukan oleh satu satuan massa udara selama proses yang ditunjukkan dalam diagram. Karena di Indonesia (BMKG) umumnya menggunakan peta aerogram, maka pembahasan tentang analisis data radiosonde ini dipusatkan ke analisis dengan aerogram.

Baik peta aerogram maupun tefigram, keduanya dirancang berdasarkan rumus termodinamika persamaan (4) yang memberi pengertian bahwa luas daerah yang dibatasi garis suhu dan garis tekanan menyatakan skala besarnya energi luar (w). Dengan demikian makin luas daerah yang dibentuk oleh garis suhu dan tekanan tersebut, makin banyak energi yang digunakan atau yang diperlukan proses yang terdapat dalam atmosfer saat itu. Pada peta aerogram terdapat garis-garis skala suhu, kelembapan spesifik, adiabat kering, adiabat jenuh, dan garis skala tekanan.

- Garis skala suhu sama (isoterm) berupa garis-garis lurus miring ke kanan;
- Garis skala tekanan sama (isobar) berupa garis-garis lurus horizontal;
- Garis adiabat kering berupa garis-garis lurus miring ke kiri, menyatakan bahwa bila gugus udara kering bergerak ke atas dengan proses adiabat suhunya turun dengan penurunannya mengikuti garis adiabat tersebut. Sepanjang garis adiabat kering laju susut suhu sebesar γ_d yang rata-rata sekitar 9,8 C/km dan disebut laju susut suhu adiabat kering (*dry adiabatic lapse rate*).
- Garis adiabat jenuh berupa garis-garis lengkung yang melengkung ke kiri, menyatakan bahwa bila udara jenuh bergerak ke atas dengan proses adiabat suhunya turun dengan penurunannya mengikuti garis adiabat tersebut. Sepanjang garis adiabat jenuh laju susut suhu sebesar γ_s yang rata-rata sekitar 3 C/km dan disebut laju susut suhu adiabat jenuh (*moist adiabatic lapse rate* atau *saturated adiabatic lapse rate*).

Ada berbagai kriteria yang digunakan untuk menaksir keadaan udara, misalnya struktur lapisan dikenali dari pola sebaran vertikal suhu,

pola sebaran vertikal kelembapan, pola sebaran vertikal angin, dan lain-lain. Kemantapan atmosfer dapat ditaksir dari nilai laju perubahan suhu mengikut ketinggian. Karena hanya analisis data dari satu stasiun atau satu tempat, analisis didasarkan atas kondisi atmosfer yang hidrostatik, yakni keseimbangan yang hanya ditinjau dari faktor gravitas bumi.

4.2.2 Analisis dan Penaksiran Berbagai Parameter

Analisis diawali dengan merajah data suhu (T) dan suhu titik embun (T_d) yang diperoleh dari pengamatan, kemudian dari rajahan tersebut dibuat grafik yang menggambarkan perubahan suhu dan suhu titik embun mengikut ketinggian. Dari analisis grafik suhu dan grafik titik embun tersebut diperoleh berbagai parameter, antara lain suhu maya (T_v), suhu setara (T_e), suhu potensial (θ), suhu potensial setara (θ_e), paras kondensasi golongan (PKG), paras kondensasi angkat (PKA), paras golongan bebas (PGB), paras beku, dan laju susut suhu (σ). Dari parameter-parameter tersebut dilakukan analisis dan perhitungan sehingga dapat ditaksir kondisi atmosfer saat itu, antara lain kekeringan, kemantapan, kegolakan, dan kecenderungan udara. Selanjutnya keadaan itu digunakan untuk memperkirakan atau memprakirakan fenomena-fenomena yang mungkin terjadi. Nilai kekeringan, kemantapan, kegolakan, dapat digunakan sebagai dasar pembuatan prakiraan cuaca jangka pendek.

Perangkat radiosonde mutakhir ada yang telah dilengkapi dengan komputer dan software yang secara otomatis dapat menghasilkan nilai-nilai parameter tersebut. Tetapi banyak pula parameter yang masih memerlukan perhitungan dan analisis secara manual. Berikut contoh data hasil pengamatan radiosonde di Ranai yang sekaligus dapat menghasilkan nilai parameter:

96147 WION Ranai Observations at 12Z 21 Apr 2010

PRES	HGHT	TEMP	DWPT	RELH	MIXR	DRCT	SKNT	THTA	THTE	THTV
hPa	m	C	C	%	kg	deg	knot	K	K	K
1008.0	2	27.6	24.0	81	19.06	275	7	300.1	356.1	03.5
1000.0	68	27.6	24.2	82	19.45	260	7	300.8	358.2	04.2
992.0	139	27.8	24.7	83	20.23	246	7	301.6	361.6	05.3
928.0	722	22.8	19.6	82	15.73	131	7	302.3	349.0	05.2
925.0	750	22.6	19.4	82	15.58	125	7	302.4	348.7	05.2
865.0	1328	20.2	17.4	84	14.69	5	7	305.8	350.0	08.5
850.0	1479	19.6	16.9	84	14.46	50	7	306.7	350.4	09.3
820.0	1787	18.4	15.8	85	13.96	49	7	308.6	351.1	11.1
781.0	2201	15.6	11.6	77	11.10	48	7	309.9	344.0	11.9
743.0	2622	15.4	11.2	76	11.37	46	7	314.1	349.7	16.3
704.0	3075	12.9	8.6	75	10.04	45	7	316.2	348.0	18.1
700.0	3123	12.6	8.3	7	59.91	130	6	316.4	347.8	18.3
626.0	405	37.8	3.3	7	37.81	24	4	321.2	346.6	22.7
607.0	4305	6.5	1.6	71	7.11	355	3	322.5	345.8	23.9
560.0	4964	3.0	-3.0	65	5.51	35	6	325.9	344.4	27.0
543.0	5212	1.1	-5.5	61	4.70	50	7	326.6	342.5	27.5
533.0	5362	0.0	-7.0	59	4.27	55	7	326.9	341.5	27.8
500.0	5870	-3.7	-11.7	54	3.14	70	7	328.5	339.4	29.1
452.0	6661	-7.5	-14.5	57	2.77	88	7	333.3	343.2	33.9
424.0	7155	-10.5	-27.5	23	0.95	100	7	335.6	339.2	35.8
405.0	7505	-12.5	-23.5	39	1.43	108	7	337.4	342.8	37.8
400.0	7600	-13.5	-22.5	47	1.58	110	7	337.4	343.2	37.7
386.0	7870	-15.9	-22.2	58	1.69	120	7	337.7	344.0	38.0
371.0	8170	-18.5	-21.8	75	1.81	111	7	338.1	344.8	38.4
326.0	9128	-25.1	-38.1	29	0.44	80	7	341.7	343.5	41.8
300.0	9730	-29.3	-41.3	30	0.34	60	7	344.0	345.4	44.0
294.0	9872	-30.3	-42.3	30	0.32	55	7	344.5	345.9	44.6
287.0	10040	-31.5	-41.5	37	0.35	50	7	345.2	346.7	45.3
270.0	10465	-34.5	-39.3	62	0.47	84	12	346.9	348.9	47.0
251.0	10963	-39.4				125	19	346.9		46.9
250.0	10990	-39.7				95	18	346.9		46.9
200.0	12480	-52.5				120	30	349.5		49.5
187.0	12910	-55.7				122	32	351.1		51.1
159.0	13918	-65.3				128	36	351.5		51.5
150.0	14270	-67.7				130	37	353.3		53.3
135.0	14883	-71.0				125	17	358.3		58.3
112.0	15970	-76.8				85	29	367.1		67.1
100.0	16630	-80.3				145	19	372.3		72.3
96.0	16861	-81.3				215	5	374.8		74.8
86.2	17469	-83.9				145	14	381.2		381.2
78.0	18032	-82.5				80	22	395.2		395.2
74.9	18260	-81.9				114	18	401.0		401.0
72.9	18415	-77.3				136	16	413.9		13.9
70.0	18650	-78.3				170	12	416.6		416.6
64.5	19115	-80.1				237	5	422.5		422.5
62.0	19340	-77.4				270	1	433.3		33.3
61.2	19414	-76.5				285	3	436.9		36.9

54.0	20142	-74.0	65	23	458.5	58.5
51.0	20474	-72.9	90	30	468.7	68.7
50.6	20520	-72.7	88	31	470.2	70.2
50.0	20590	-71.7	85	32	474.1	74.1
45.9	21103	-65.3	78	47	501.3	01.3
44.0	21363	-64.3	75	54	509.8	09.8
41.0	21799	-62.6	95	50	524.4	24.4
37.2	22398	-60.3	95	50	545.1	45.1
35.0	22776	-62.5	95	51	549.0	49.0
30.0	23740	-56.9	95	51	588.9	88.9
23.0	25433	-49.3	95	52	657.7	57.7
20.0	26340	-49.1	95	52	685.1	85.1
19.3	26572	-49.1	95	52	692.1	92.1
14.0	28714	-42.1	95	54	782.4	782.4
12.0	29743	-38.7	92	64	829.6	29.6
10.4	30722	-37.8	90	73	867.7	67.7
10.0	30990	-37.5	90	60	878.4	78.4
9.0	31718	-37.0	80	49	907.2	07.2
8.5	32113	-36.7			923.3	23.3

Station information and sounding indices

```

Station identifier : WION
Station number : 96147
Observation time : 100421/1200
Station latitude : 3.95
Station longitude : 108.38
Station elevation : 2.0
Showalter index : -0.77
Lifted index : -3.22
LIFT computed using virtual temperature : -3.93
SWEAT index : 223.78
K index : 35.90
Cross totals index : 20.60
Vertical totals index : 23.30
Totals totals index : 43.90
Convective Available Potential Energy : 1553.04
CAPE using virtual temperature : 1711.46
Convective Inhibition : -14.14
CINS using virtual temperature : -1.16
Equilibrium Level : 137.15
Equilibrium Level using virtual temperature : 137.12
Level of Free Convection : 809.51
LFCT using virtual temperature : 930.85
Bulk Richardson Number : 164.05
Bulk Richardson Number using CAPV : 180.78
Temp [K] of the Lifted Condensation Level : 295.82
Pres [hPa] of the Lifted Condensation Level : 935.11
Mean mixed layer potential temperature : 301.56
Mean mixed layer mixing ratio : 18.99
1000 hPa to 500 hPa thickness : 5802.00
Precipitable water [mm] for entire sounding : 62.51

```

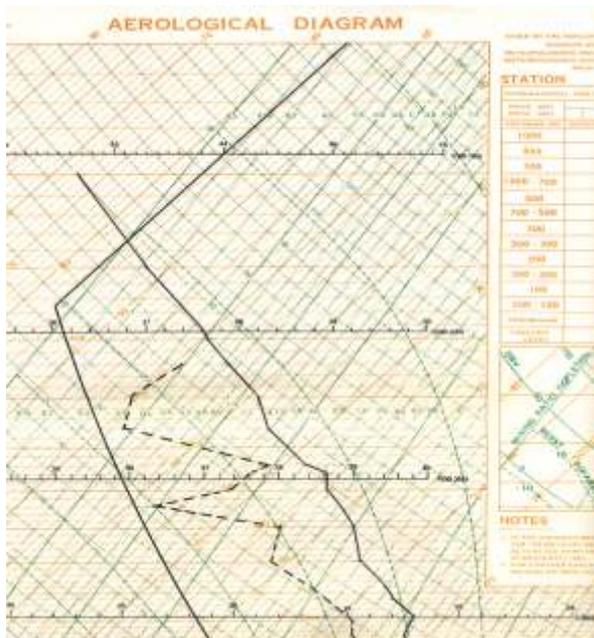
Penjelasan indeks-indeks tersebut ditulis dalam Bab 4.2.3.4.

4.2.2.1 Suhu dan Suhu Titik Embun

Data suhu (T) dan suhu titik embun (T_d) adalah data utama yang diperoleh dari pengamatan radiosonde. Bila data tersebut dirajah pada aerogram, dihasilkan diagram suhu dan diagram suhu titik embun. Data suhu tersebut menyatakan tingginya suhu udara lingkungan atau disingkat suhu udara. Rajahan yang berbentuk diagram atau raut suhu dan suhu titik embun menunjukkan keadaan atmosfer saat itu.

a. Analisis

Dari rajahan dapat dicari nilai-nilai parameter yang lain. Gambar 4.2 adalah contoh hasil rajahan data suhu dan suhu titik embun pada aerogram yang dihasilkan dari pengamatan radiosonde di Ranai tanggal 21 April 2010 jam 1200 UTC.



Gambar 4.2 Hasil rajahan data suhu dan suhu titik embun di Ranai tanggal 21 April 2010 jam 1200 UTC

b. Sifat Umum

Raut suhu dan raut suhu titik embun berubah atau berbeda dari waktu ke waktu. Dari diagram dapat dihitung besarnya laju penurunan suhu ($\gamma = dT/dz$) dan penurunan suhu titik embun (dT_d/dz) pada setiap lapisan.

- Dari nilai $\gamma = dT/dz$ didefinisikan kemantapan atmosfer pada suatu lapisan. Bila $\gamma > \gamma_d$, udara dalam lapisan tersebut dikategorikan tak mantap mutlak. Bila $\gamma_d < \gamma < \gamma_s$, udara dalam lapisan tersebut dikategorikan tak mantap bersyarat; dan bila $\gamma < \gamma_s$, udara dalam lapisan tersebut dikategorikan mantap mutlak. Bila $\gamma = \gamma_s$ atau $\gamma = \gamma_d$, udara dalam lapisan tersebut dikategorikan indifferen atau netral.
- Nilai $dT/dz > 0$ disebut "sungsangan" (*inversion*), dan lapisan dengan $dT/dz > 0$ disebut "lapisan sungsangan" (*inversion layer*).

Di kawasan lintang tengah dan lintang tinggi:

- Jarak diagram suhu dan diagram suhu titik embun umumnya besar;
- Letak paras beku (paras dengan suhu 0°C , *freezing level*) rendah, dapat sampai 8.000 kaki (sekitar 2 km) dari permukaan laut.

Di kawasan tropik:

- Jarak diagram suhu dan diagram suhu titik embun umumnya kecil;
- Letak paras beku tinggi, dapat sampai 16.000 kaki (sekitar 5 km) dari permukaan laut.

c. Penaksiran

Menaksir kelembapan atmosfer. Beda suhu dan suhu titik embun di setiap lapisan menyatakan kelembapan udara. Secara kuantitatif kelembapan dapat dihitung berdasarkan rumus psikrometri berikut:

$$e = e_w A_p(T - T_w),$$

dengan e tekanan uap air pada suhu T , e_w tekanan uap air pada suhu T_w (yang juga berarti tekanan uap maksimum pada suhu T_w), T suhu bola kering, T_w suhu bola basah, p tekanan udara pada saat itu, dan A konstanta yang bergantung kepada termometer yang digunakan.

Selanjutnya dengan mengetahui tekanan uap air maksimum pada suhu T , diperoleh nilai kelembapan nisbi dengan rumus:

$$RH = e/e_m \times 100 \%$$

dengan e adalah tekanan uap yang ada pada saat itu, e_m tekanan uap maksimum apabila suhu udara setinggi suhu pada saat itu. Apabila tekanan uap sebesar e tersebut adalah tekanan uap maksimum untuk suhu T , suhu tersebut dinamakan suhu titik embun (T_d). Makin besar selisih antara suhu udara lingkungan dan suhu titik embun, makin kecil kelembapan nisbinya.

- Dalam lapisan yang mantap udara cenderung bergerak ke bawah sehingga pertumbuhan awan vertikal berkurang. Sebaliknya dalam lapisan yang tak mantap udara cenderung bergerak ke atas sehingga pertumbuhan awan vertikal besar.
- Bila lapisan sungsangan terdapat di bawah dekat permukaan bumi, di bawah lapisan sungsangan dapat timbul kabut atau awan stratus.
- Bila lapisan sungsangan terdapat di lapisan atas, pertumbuhan awan vertikal terhambat pada lapisan sungsangan tersebut. Pada paras tempat lapisan sungsangan dapat timbul awan Altostratus (lihat penaksiran pada awan).
- Dari diagram suhu dan diagram suhu titik embun dapat ditaksir keringnya udara. Makin besar beda antara suhu dan suhu titik embun, menunjukkan bahwa udara di paras itu makin kecil kelembapannya.

4.2.2.2 Suhu Maya

Suhu maya (*virtual temperature*, T_v) adalah suhu gugus udara pada saat kelembapan spesifik menjadi nol apabila gugus udara tersebut naik dengan tekanan dan kerapatan tetap. Misalkan gugus udara pada suatu paras p suhunya T , kerapatannya ρ , dan kelembapan spesifiknya q , naik dengan tekanannya tetap p , maka pada saat kelembapan spesifik sama dengan 0 (nol) suhunya adalah suhu maya. Suhu maya sering pula dikenal dengan "suhu kepadatan (*density temperature*)."

Pada tekanan tetap besarnya suhu maya bergantung kepada suhu dan kelembapan spesifik, yang hubungannya sebagai berikut:

$$T_v = (1 + 0,61q)T$$

dengan q adalah nisbah campur yang dalam praktik hampir sama dengan kelembapan spesifik; dan T adalah suhu udara lingkungan yang dinyatakan dalam C.

a. Analisis

Suhu maya pada suatu paras, misalnya pada paras 700 mb, dalam aerogram dapat dicari seperti berikut:

- 1) Cari T dan T_d pada paras yang dimaksud (misal 700 mb);
- 2) Cari garis nisbah campur yang melalui T_d tersebut, misalnya q ;
- 3) Nilai T_v ditaksir dengan $= (1 + 0,61q)T$.

b. Sifat umum

- Dari rumus $T_v = (1 + 0,61q)T$, maka suhu maya selalu lebih besar daripada suhu udara sebenarnya.

c. Panaksiran

- Dari definisi dan rumus $T_v = (1 + 0,61q)T$, maka bila udara pada tekanan dan kerapatannya tetap serta suhunya menjadi T_v , udara menjadi kering.
- Di bawah awan suhu maya lebih besar dibandingkan dengan suhu pengukuran karena nisbah campur dalam awan selalu lebih kecil dibandingkan nisbah campur di bawah awan.
- Bila pada suatu paras besarnya suhu maya sama dengan besarnya suhu pengukuran, paras tersebut adalah puncak awan tertinggi. Panaksiran tersebut berdasarkan rumus $T_v = (1 + 0,61q)T$. Bila $T_v = T$, berarti $q = 0$. Pada puncak awan uap air sudah seluruhnya mengembun, jadi $q = 0$.
- Dengan mencari suhu maya pada tiap paras dapat ditaksir bahwa suhu udara paling tinggi pada paras yang diamati hanya sampai pada nilai suhu maya bila perubahannya hanya karena pemanasan.

4.2.2.3 Suhu Setara

Suhu setara (*equivalent temperature*, T_e) adalah suhu yang dipunyai segumpal udara lembap yang bergerak ke atas pada saat semua uap air di dalamnya habis karena mengembun. Misalkan segumpal udara lembap atau yang mengandung uap air bergerak ke atas, maka selama bergerak suhu gumpal udara tersebut menurun sehingga uap air yang ada di dalamnya mengembun. Karena pengembunan tersebut, pada ketinggian tertentu uap air yang terkandung dalam gumpalan udara tersebut habis. Suhu gumpalan udara pada saat uap air habis karena pengembunan tersebut adalah "suhu setara". Suhu setara dinyatakan dalam rumus sebagai berikut:

$$T_e = T(1 + LW/c_p T)$$

dengan L bahang pendam (*latent heat*), W kelembapan spesifik, dan c_p kapasitas bahang spesifik udara.

a. Analisis

Dalam diagram suhu setara dari udara pada suatu paras, misalnya 700 hPa, dapat dicari dengan cara seperti berikut:

- 1) Cari titik potong kurva atau diagram suhu dengan garis isobar yang dimaksud (700 mb);
- 2) Dari titik potong yang diperoleh dalam (1) ikuti garis adiabat jenuh yang melalui titik tersebut ke atas sampai mencapai titik awal dari garis adiabat jenuh tersebut berimpit atau sejajar dengan salah satu garis adiabat kering;
- 3) Dari titik yang diperoleh pada (2) ikuti garis adiabat kering yang melalui titik tersebut ke arah bawah sampai garis paras 700 mb;
- 4) Nilai garis isoterm yang melalui titik pada 700 mb tersebut (3) adalah nilai suhu setara (T_e) dari paras 700 hPa.

b. Sifat Umum

Dalam udara suhu setara (T_e) selalu lebih tinggi daripada suhu pengukuran (T).

- Pada puncak awan suhu setara (T_e) = suhu maya (T_v) = suhu pengukuran (T).

c. Penaksiran

Dari letak dan nilai suhu setara dapat ditaksir tingginya puncak awan yang mungkin dicapai.

- Bila paras yang digunakan adalah paras tempat dasar awan, maka T_e menyatakan tinggi puncak awan tersebut.
- Bila paras yang digunakan PKA atau PKG, maka T_e yang diperoleh menyatakan suhu puncak awan golongan.
- Makin besar beda suhu setara dan suhu pengukuran serta makin tinggi paras tempat suhu setara, puncak awan makin tinggi.

4.2.2.4 Suhu Potensial

Suhu potensial (*potential temperature*,) adalah suhu yang dipunyai gumpal udara apabila gumpal udara tersebut bergerak naik dalam udara dan selama bergerak mengalami proses adiabat, yaitu tidak ada panas yang masuk ke dalam atau keluar dari gumpal udara tersebut. Dalam hubungannya dengan suhu dan tekanan udara (p), suhu potensial dinyatakan sebagai:

$$= T (1000/p)^{0,286}$$

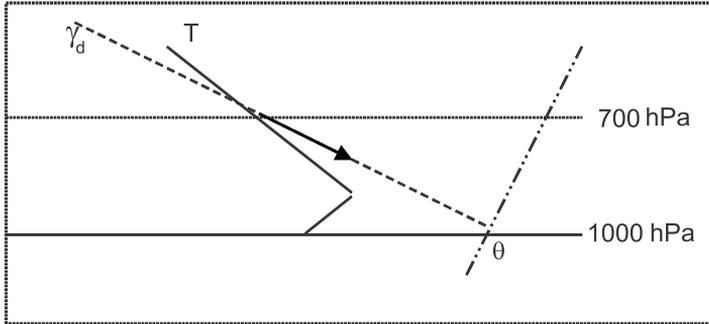
dengan T suhu udara lingkungan dalam K dan p tekanan udara dalam milibar atau hektopascal. Persamaan tersebut disebut "persamaan Poisson".

a. Analisis

Dalam diagram, misalnya pada paras 700 hPa, suhu potensial dapat dicari dengan cara seperti berikut:

- 1) Cari titik potong kurva atau garis diagram suhu dengan garis paras yang dimaksud (700 hPa);
- 2) Dari titik potong tersebut ikuti garis adiabat kering hingga memotong garis paras 1000 hPa;

- 3) Isoterm yang melalui titik potong pada garis isobar 1000 hPa tersebut (2) adalah nilai suhu potensial pada paras 700 hPa.



Gambar 4.3 Bagan mencari suhu potensial ()

b. Sifat Umum

- Selama proses adiabatik, besarnya suhu potensial tetap.
- Dengan menggunakan kriteria $N^2 = (g/\gamma_p)$, suhu potensial dapat digunakan untuk menaksir sifat gerak osilasi gugus udara dalam tiap lapisan. $N^2 = (g/\gamma_p)$ disebut bilangan Brunt-Vaisala, dengan g percepatan gravitas bumi dan γ_p laju perubahan suhu potensial mengikut ketinggian z .
- Bila udara bergerak ke atas, percepatannya dw/dt atau $d^2z/dt^2 = N^2z$ sehingga $d^2z/dt^2 - N^2z = 0$. $d^2z/dt^2 - N^2z = 0$ adalah bentuk persamaan diferensial orde dua, yang solusi persamaannya adalah $z(t) = A \sin Nt$. Solusi $z(t) = A \sin Nt$ menyatakan gerak osilasi gugus udara di sekitar z tertentu, yang amplitudonya sebesar A dan periodenya sebesar $2\pi/N$. Osilasi tersebut timbul hanya karena gaya gravitas bumi. Dari nilai N dapat ditaksir keadaan udara.

c. Penaksiran

Dari nilai bilangan N dari $N^2 = (g/\gamma_p)$ dinyatakan bahwa:

- Bila $\gamma_p > 0$, N^2 positif, maka N bilangan nyata (*real*) sehingga $z(t)$ mempunyai nilai berkala tetap, yang berarti bahwa osilasi terus berlanjut;

- Bila $\gamma = 0$, $N^2 = 0$, maka $N = 0$ sehingga $z(t) = 0$ yang berarti bahwa gugus diam tak berosilasi;
- Bila $\gamma < 0$, N^2 negatif sehingga N bilangan imajiner = iA , yang menunjukkan bahwa osilasi mereda atau makin kecil secara eksponensial.

4.2.2.5 Suhu Potensial Setara

Suhu potensial setara (*equivalent potential temperature*, T_e) adalah suhu potensial yang terpaut dengan suhu setara. Suhu potensial setara menyatakan suhu potensial segumpal udara lembap yang bergerak ke atas pada saat semua uap air di dalamnya habis karena mengembun.

$$T_e = T_e (1000/p)^{0,286}$$

a. Analisis

Dalam diagram, misalnya pada paras 700 hPa, suhu potensial setara dapat dicari dengan cara seperti berikut:

- 1) Cari suhu setara (T_e);
- 2) Ikuti garis adiabat kering yang melalui T_e sampai ke garis paras 1000 hPa;
- 3) Cari isoterm yang melalui titik potong garis adiabat kering dan garis paras 1000 hPa pada (2). Isoterm tersebut adalah suhu potensial setara.

b. Sifat Umum

Pada paras tempat nilai suhu potensial setara kelembapan udara sama dengan nol.

c. Penaksiran

Dari definisi bahwa suhu potensial setara adalah suhu potensial segumpal udara lembap yang bergerak ke atas pada saat semua uap air di dalamnya habis karena mengembun, maka paras dengan suhu potensial setara adalah paras paling tinggi dari puncak awan.

4.2.2.6 Suhu Golakan

Suhu golakan (*convective temperature*, T_g) adalah suhu yang memungkinkan terjadinya golakan karena pemanasan.

a. Analisis

Untuk mengetahui suhu golakan dilakukan sebagai berikut:

- 1) Cari paras kondensasi golakan (PKG), lihat Bab 4.2.2.8;
- 2) Dari titik PKG ikuti garis adiabat kering sampai memotong paras permukaan;
- 3) Isoterm yang melalui titik potong pada paras permukaan (2) adalah tingginya suhu golakan.

b. Sifat Umum

Suhu golakan selalu lebih tinggi dari suhu permukaan pada saat pengukuran.

c. Penaksiran

Makin kecil bedanya dengan suhu pengukuran, makin mudah kemungkinan terjadinya golakan karena pemanasan.

4.2.2.7 Nisbah Campur

Nisbah campur (*mixing ratio*, w) adalah perbandingan antara massa uap air (m_v) dan massa udara kering (m_d), $w = m_v/m_d$. Dalam praktek sering nilainya disamakan dengan "kelembapan spesifik (*specific humidity*, q)". Nisbah campur dalam diagram, misalnya pada paras 700 hPa, dapat dicari dengan cara sebagai berikut:

- (1) Tandai titik potong antara grafik T_d dan garis paras 700 hPa;
- (2) Baca atau taksir nilai garis nisbah campur yang melalui titik potong tersebut (1) dengan menggunakan garis-garis nisbah campur pada peta diagram.

Nisbah campur jenuh adalah nisbah campur udara jenuh dengan uap air.

a. Analisis

Untuk mencari nilai nisbah campur jenuh pada suatu paras, misalnya 700 hPa, dilakukan sebagai berikut:

- 1) Tandai titik potong kurva suhu dan garis paras 700 hPa;
- 2) Baca atau taksir nilai garis nisbah campur yang melalui titik potong tersebut (1).

b. Sifat Umum

- Baik jumlah nisbah campur maupun nisbah campur jenuh setiap lapisan menunjukkan banyak uap air yang ada dalam lapisan yang ditinjau.
- Nilai nisbah campur jenuh menunjukkan sifat kekeringan udara.

c. Penaksiran

- Makin kecil nilai nisbah campur, udara makin kering.
- Dengan nisbah campur dapat ditaksir banyaknya uap air mampu curah (*precipitable water*) dalam suatu lapisan atmosfer. Banyaknya air mampu curah (W) dalam lapisan antara paras p_0 dan p dinyatakan dalam rumus:

$$W = \int_{p_0}^p \frac{1}{g} q dp$$

dengan q = kelembapan spesifik = nisbah campur.

Secara sederhana dapat ditulis:

$$W = \sum_{i=1}^n \frac{1}{g} q_i \Delta p_i$$

dengan $i = 1, 2, 3, \dots$ dst.

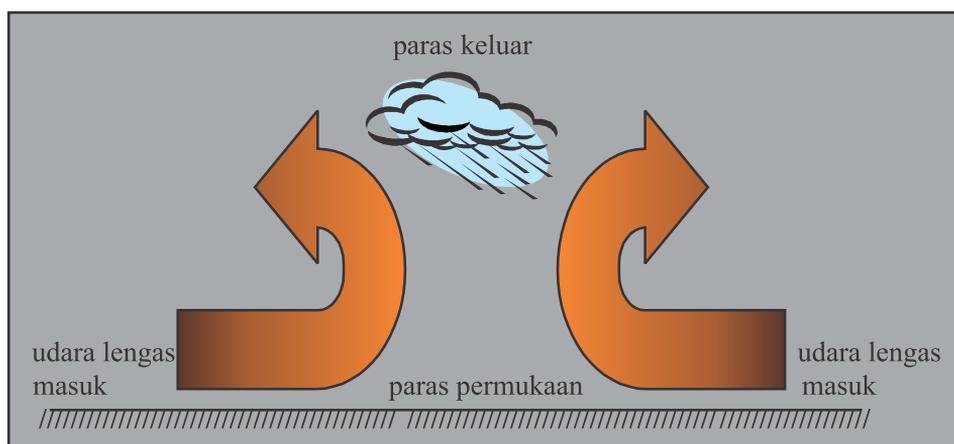
- Dengan model sederhana apabila pembentukan hujan karena golongan seperti dalam bagan seperti pada Gambar 4.4, banyaknya air mampu curah dapat digunakan untuk menaksir intensitas hujan. Bila tebal lapisan udara masuk p_0 , kecepatan udara masuk V_0 , air

mampu curah W_0 , dan tebal lapisan udara keluar p_1 , kecepatan udara keluar pada paras atas V_1 , dan air mampu curah W_1 , maka banyaknya air mampu curah yang menjadi hujan sebesar:

$$W_e = W_0 \frac{p_0 W_1}{p_1}$$

dan intensitas hujan dalam daerah dengan jari-jari r sebesar:

$$I = 2 V_0 W_e / r$$



Gambar 4.4 Bagan arus udara lengas dalam golakan (Lockwood,1979)

4.2.2.8 Paras Kondensasi

Paras kondensasi (*condensation level*) adalah ketinggian yang memungkinkan terjadinya kondensasi uap air yang ada. Ada dua paras kondensasi yang dikenal, yakni "Paras Kondensasi Golakan (PKG atau *Convective Condensation Level/CCL*)" dan "Paras Kondesasi Angkat (PKA atau *Lifting Condensation Level/LCL*)".

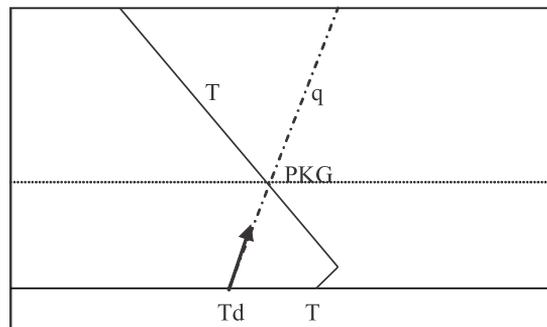
PKG adalah paras tempat terjadinya kondensasi apabila udara terangkat karena golakan atau pemanasan. PKA adalah paras tempat

terjadinya kondensasi apabila udara terangkat dengan paksa secara adiabatik dan bukan karena pemanasan.

a. Analisis

Cara mencari PKG dalam aerogram sebagai berikut:

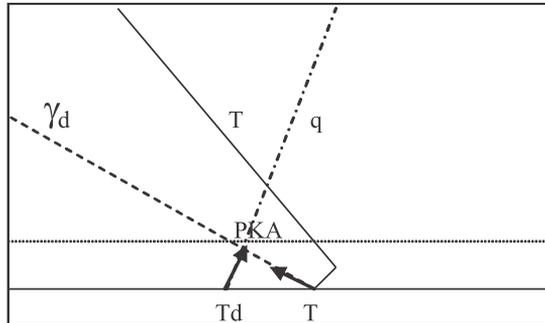
- 1) Cari suhu titik embun pada permukaan;
- 2) Ikuti garis kelembapan spesifik yang melalui suhu titik embun permukaan;
- 3) Cari perpotongan garis kelembapan spesifik dengan kurva suhu;
- 4) Paras tempat titik potong garis kelembapan spesifik (2) dan kurva suhu (3) adalah PKG.



Gambar 4.5 Bagan mencari PKG

Cara mencari letak PKA dalam aerogram sebagai berikut:

- 1) Tandai letak suhu permukaan (T);
- 2) Tandai letak suhu titik embun permukaan (T_d);
- 3) Ikuti garis adiabat kering yang melalui suhu permukaan;
- 4) Ikuti garis kelembapan spesifik yang melalui suhu titik embun;
- 5) Cari titik potong antara garis adiabat kering yang melalui suhu permukaan (3) dan garis kelembapan spesifik yang melalui suhu titik embun (4);
- 6) Paras tempat perpotongan garis (3) dan (4) adalah PKA.



Gambar 4.6 Bagan mencari PKA

b. Sifat Umum

PKG selalu lebih tinggi daripada PKA (lihat suhu golongan).

c. Penaksiran

- Tingginya paras kondensasi menunjukkan ketinggian dasar awan yang mungkin terbentuk dalam kondisi udara yang ada.
- Ketinggian paras PKG adalah ketinggian dasar awan golongan yang mungkin terbentuk karena pemanasan.
- Ketinggian paras PKA adalah ketinggian dasar awan golongan yang mungkin terbentuk karena pengangkatan.
- Dengan diketahuinya letak PKG atau PKA dapat diperoleh (dari peta aerogram) suhu golongan atau suhu pengangkatan. Selanjutnya dapat diprakirakan saat dicapainya suhu golongan atau suhu pengangkatan. Waktu dicapainya suhu golongan atau suhu pengangkatan dapat ditaksir waktu mulainya pembentukan awan golongan atau awan pengangkatan.

4.2.2.9 Paras Golakan Bebas

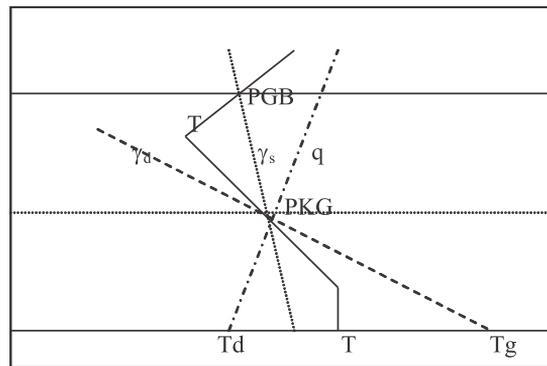
Paras golongan bebas (PGB atau *Level of Free Convection/ LFC*) adalah paras yang memungkinkan golongan dapat berlangsung terus apabila mendapat energi tertentu. PGB melalui perpotongan antara garis kelembapan spesifik yang melalui PKG dan profil suhu (T) di atas PKG.

PGB mungkin ada atau tidak ada. Bila tidak ada, berarti golongan dapat berlangsung terus karena energi yang dipunyai udara telah mencukupi.

a. Analisis

Cara mencari letak PGB dalam aerogram sebagai berikut:

- 1) Cari tempat PKG;
- 2) Ikuti garis adiabat jenuh (γ_s) yang melalui PKG ke atas hingga memotong kurva suhu (bila ada);
- 3) Paras tempat titik potong tersebut adalah paras golongan bebas (PGB).



Gambar 4.7 Bagan mencari PGB

b. Sifat Umum

- PGB mungkin ada atau tidak ada.
- Bila tidak ada PGB, berarti golongan dapat berlangsung terus karena energi yang dipunyai udara telah mencukupi. Dalam hal demikian paras kondensasi golongan (PKG) juga sebagai paras golongan bebas (PGB).
- Mungkin juga PGB tidak ada bila udara terlalu mantap sehingga tidak mungkin terjadi golongan.

c. Penaksiran

Luas daerah dalam peta diagram antara grafik suhu di atas suhu golongan dan garis adiabat jenuh yang melalui PGB sampai paras

golakan bebas menyatakan banyaknya energi yang mungkin dapat dikeluarkan untuk dapat terjadi golakan bebas. Makin luas makin mudah terjadi golakan bebas.

4.2.2.10 Daerah Positif dan Negatif

Aerogram adalah peta diagram termodinamik yang menyatakan bahwa luas daerah yang dibatasi oleh garis-garis dalam diagram sebanding dengan nilai energi yang terdapat dalam proses yang bersangkutan.

$$W = Td \ln p$$

Bila gugus udara bergerak dalam atmosfer (udara lingkungan), dikatakan bahwa gugus udara tersebut mengalami proses karena adanya energi. Dalam hal gugus bergerak ke atas, gugus tersebut mengeluarkan energi; sedangkan apabila bergerak ke bawah, gugus menerima energi dari luar.

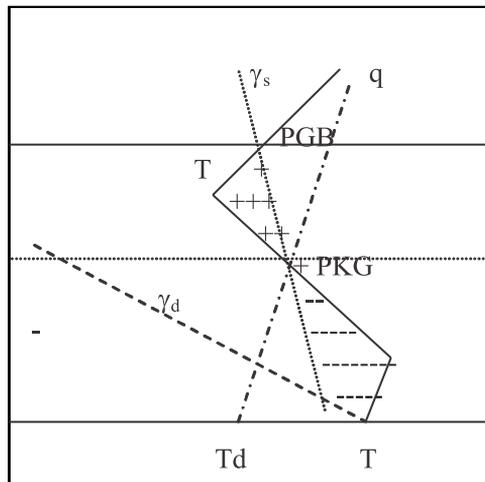
Untuk menaksir besarnya energi yang dikeluarkan atau yang diterima selama proses berlangsung digunakan definisi daerah positif dan daerah negatif. Daerah positif adalah luas daerah dalam peta diagram (aerogram) yang menyatakan besarnya energi yang dikeluarkan apabila gugus udara bergerak ke atas. Daerah negatif adalah daerah dalam peta diagram (aerogram) yang menyatakan besarnya energi yang diberikan kepada gugus sehingga memungkinkan dapat bergerak ke atas dalam kondisi atmosfer yang ada.

Dalam keadaan daerah positif lebih luas dibandingkan daerah negatif, disebut tak mantap pendam (*latent unstable*); dan bila daerah positif jauh lebih luas dibandingkan dengan luas daerah negatif disebut "ketakmantapan pendam palsu". Dalam ketakmantapan pendam palsu meskipun daerah positif jauh lebih luas dibandingkan dengan daerah negatif, gerak ke atas kecil dan tidak mendorong terjadinya golakan besar.

a. Analisis

Cara mencari daerah positif dan negatif seperti pada Gambar 4.8. Jika pemanasan mulai dari permukaan:

- 1) Cari paras kondensasi golongan (PKG);
- 2) Cari suhu golongan (Tg);
- 3) Cari garis adiabat jenuh yang melalui titik PKG;
- 4) Cari titik antara garis adiabat jenuh yang melalui PKG dan kurva suhu (tetapi dapat ada dan mungkin tidak ada). Bila ada, titik potong tersebut terdapat pada paras golongan bebas (PGB);
- 5) Bila PGB ada, daerah di atas permukaan sampai PGB antara kurva suhu garis adiabat kering yang melalui suhu permukaan dan garis adiabat jenuh yang melalui PKG adalah daerah negatif;
- 6) Bila PGB ada, daerah di atas PKG sampai PGB antara kurva suhu dan garis adiabat jenuh yang melalui PKG adalah daerah positif.

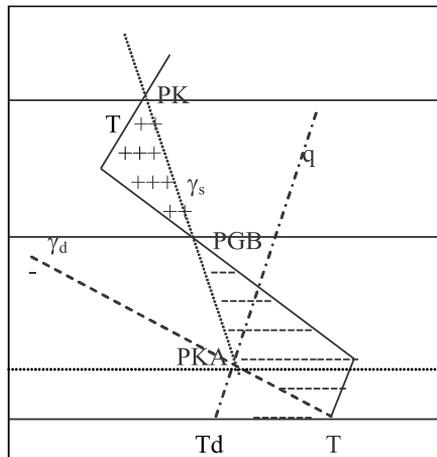


Gambar 4.8 Bagan mencari daerah positif dan negatif bila pemanasan mulai dari permukaan

Jika di permukaan terdapat proses pengangkatan:

- 1) Cari paras kondensasi angkat (PKA);
- 2) Cari garis adiabat jenuh yang melalui PKA;

- 3) Cari titik potong antara garis adiabat jenuh yang melalui PKA dan kurva suhu (paras tempat titik ini adalah PGB);
- 4) Cari titik potong dari perpotongan garis adiabat jenuh yang melalui PKA dan PGB serta kurva suhu (bila ada titik potong tersebut adalah paras keseimbangan/PK);
- 5) Daerah negatif (bila ada) adalah daerah di atas paras permukaan sampai PGB yang dibatasi oleh garis adiabat jenuh yang melalui PGB dan PKA garis adiabat kering yang melalui PKA sampai permukaan kurva suhu;
- 6) Daerah positif adalah daerah di atas PGB sampai PK yang dibatasi oleh kurva suhu dan garis adiabat jenuh yang melalui PGB.



Gambar 4.9 Bagan mencari daerah positif dan negatif bila terdapat proses pengangkatan di bawah.

b. Sifat Umum

- Apabila dalam peta diagram hanya terdapat daerah positif, maka gugus udara cenderung naik; sedangkan bila terdapat daerah negatif, maka gugus udara cenderung turun. Bila dalam peta diagram terdapat daerah positif dan daerah negatif, maka selisih antara luas daerah positif dan negatif menyatakan besarnya kecenderungan gerak gugus udara.

- Dalam ketakmampuan pendam palsu meskipun daerah positif lebih luas dibandingkan dengan daerah negatif, gerak ke atas kecil dan tidak mendorong terjadinya golongan besar.

c. Penaksiran

- Bila di bawah ada daerah positif dan di atasnya terdapat daerah negatif, dan daerah positif lebih luas daripada daerah negatif, gugus udara cenderung bergerak ke atas sehingga awan mempunyai kemungkinan tumbuh tinggi; sedangkan bila luas daerah positif lebih kecil daripada luas daerah negatif, gugus udara cenderung bergerak ke bawah sehingga awan akan cenderung kecil dan sedikit.
- Besarnya energi yang dikeluarkan atau yang diterima dapat ditaksir dari pola diagram suhu dalam aerogram.

4.2.3 Ketakmampuan

4.2.3.1 Laju Susut Suhu (Landaian Vertikal Suhu)

Dalam atmosfer suhu berubah mengikut ketinggian. Perubahan suhu mengikut ketinggian disebut "landaian vertikal suhu". Untuk menyatakan nilai landaian vertikal suhu lazimnya digunakan istilah "laju susut suhu (*temperature lapse rate*)", yang didefinisikan sebagai kadar penurunan suhu dalam arah vertikal. Lazimnya dinyatakan dengan notasi $= dT/dz$. Umumnya bernilai positif. Apabila dalam suatu lapisan nilai $= dT/dz$ negatif, lapisan tersebut disebut "lapisan sungsgangan (*inversion layer*)".

Laju Susut Suhu Adiabatik. Bila penurunan suhu ke arah vertikal terjadi dalam proses adiabatik (proses yang terjadi dengan tidak ada bahang yang masuk dan keluar dari gugus), laju penurunan suhu disebut laju susut suhu adiabatik (*adiabatic temperature lapse rate*). Ada dua macam laju susut suhu adiabatik, yakni "laju susut suhu adiabat kering (*dry adiabatic temperature lapse rate*)" dan "laju susut suhu adiabat jenuh (*saturated adiabatic temperature lapse rate*)".

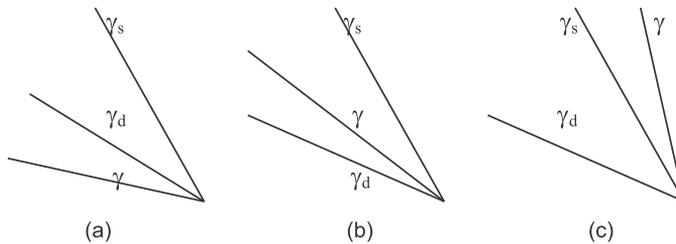
Laju susut suhu adiabat kering (γ_d) adalah laju penurunan suhu gugus udara kering apabila gugus udara tersebut bergerak ke atas dengan proses adiabatik. Besarnya laju susut suhu adiabat kering kira-kira rata-rata sebesar 9,8 C/km.

Laju susut suhu adiabat jenuh (γ_s) adalah laju penurunan suhu gugus udara jenuh apabila gugus udara jenuh tersebut bergerak ke atas dengan proses adiabat. Besarnya laju susut suhu udara jenuh tersebut sebesar kira-kira rata-rata 3 C/km. Laju susut suhu antara laju susut suhu adiabatik kering dan laju susut suhu adiabatik jenuh lazimnya disebut "laju susut suhu adiabatik basah (*moist* atau *wet adiabatic temperature lapse rate*)".

Dapat terjadi pada suatu lapisan suhu turun dengan tajam jauh lebih besar daripada laju susut suhu adiabatik kering atau jauh lebih kecil daripada laju susut suhu adiabatik jenuh. Susut suhu yang demikian disebut "laju susut suhu adiadiabatik (*super adiabatic temperature lapse rate*)".

Nilai laju susut suhu digunakan untuk menandai sifat kemantapan atmosfer. Kriteria kemantapan lapisan atmosfer ditetapkan dengan membandingkan nilai laju susut suhu udara lingkungan (γ) dan nilai laju susut suhu adiabatik dalam lapisan yang dimaksud:

- (a) Bila $\gamma > \gamma_d$, udara dalam lapisan tersebut dikategorikan tak mantap mutlak;
- (b) Bila $\gamma_s < \gamma < \gamma_d$, udara dalam lapisan tersebut dikategorikan tak mantap bersyarat;
- (c) Bila $\gamma < \gamma_s$, udara dalam lapisan tersebut dikategorikan mantap mutlak; dan
- (d) Bila $\gamma = \gamma_s$ atau $\gamma = \gamma_d$, udara dalam lapisan tersebut dikategorikan indiferen atau netral.



Gambar 4.10 Bagan kriteria kemandapan. (a) tak mantap; (b) tak mantap bersyarat; (c) mantap

a. Sifat Umum

Laju susut suhu adiabatik kering selalu lebih besar dibandingkan laju susut suhu adiabatik jenuh.

b. Penaksiran

- Laju susut suhu adiabatik kering sering terjadi di dalam awan atau dekat di atas puncak awan. Bila terdapat keadaan yang demikian, pada saat itu terjadi kondensasi yang sangat kuat di tempat tersebut.
- Laju susut suhu adiabatik jenuh sering terdapat di lapisan dekat permukaan tanah ketika permukaan tanah banyak sekali memancarkan sinaran pada malam hari yang cerah. Oleh karena itu, bila di dekat permukaan tanah dalam keadaan dengan laju susut suhu adiabatik jenuh, dapat timbul embun sampai embun beku.
- Bila dalam suatu lapisan keadaannya tak mantap mutlak, gugus udara cenderung bergerak ke atas tetapi udaranya kering sehingga awan tidak mungkin terbentuk.
- Bila dalam suatu lapisan keadaannya tak mantap bersyarat, gugus udara cenderung bergerak ke atas. Karena udara lembap, maka memungkinkan mudah terbentuk awan golongan Kumulus dan Kumulonimbus.
- Bila dalam suatu lapisan keadaannya mantap, gugus udara cenderung bergerak ke bawah. Dengan demikian dapat ditaksir bahwa memungkinkan awan sulit tumbuh atau bila dapat terjadi, awan adalah jenis stratus yang tidak tumbuh ke atas.

- Bila dalam suatu lapisan keadaannya indifferen atau netral, gugus udara cenderung tidak bergerak.

4.2.3.2 Perubahan Laju Susut Suhu

Suhu udara dalam suatu lapisan dapat berubah, dan perubahannya tidak selalu sama di setiap lapisan. Dengan demikian laju susut suhu dalam tiap lapisan dapat berbeda. Perubahan laju susut suhu dapat terjadi karena berbagai faktor, misalnya karena perubahan sinaran matahari, karena lataan massa udara, karena landaian vertikal angin, dan karena gerak vertikal udara. Secara umum perubahan laju susut suhu dinyatakan dalam rumus:

$$d/dt = 1/c_p (d/dz \cdot dz/dt)$$

Perubahan sinaran matahari, misalnya dari pagi sampai siang, menimbulkan perubahan susut suhu paling banyak di dekat permukaan tanah. Karena makin siang tanah makin banyak menerima sinaran dari matahari, suhu di dekat permukaan menjadi besar dan makin kecil ke arah atas. Dengan demikian apabila pada pagi hari di dekat permukaan tanah laju susut suhunya kecil, pada siang hari menjadi besar sehingga keadaan mantap pada pagi hari berubah menjadi tak mantap pada siang hari.

Lataan atau lewatnya massa udara ke tempat pengamatan dapat menimbulkan perubahan suhu di berbagai lapisan sehingga terjadi perubahan laju susut suhu. Umumnya perubahannya tidak serbasama di setiap lapisan. Perubahan karena lataan tersebut banyak ditemui di kawasan luar tropik atau kawasan lintang tinggi. Di kawasan tropik termasuk di Indonesia tidak jelas adanya. Perubahan laju susut suhu karena lataan dibedakan dalam dua jenis, yakni yang disertai landaian vertikal angin dan yang tidak disertai landaian vertikal angin. Bila disertai landaian vertikal angin, perubahannya mengikut rumus:

$$d/dt = \mathbf{V} / z \cdot \mathbf{H} T$$

dan bila tidak disertai landaian vertikal angin, perubahannya mengikut rumus:

$$d/dt = \mathbf{V} \cdot \nabla_H T$$

dengan \mathbf{V} adalah vektor angin dan ∇_H adalah operator del dalam arah horizontal dalam bentuk $(\partial/\partial x + \partial/\partial y)$.

Perubahan laju susut suhu karena adanya gerak vertikal biasanya timbul bersama dengan adanya golakan, baik dalam skala kecil maupun dalam skala besar.

a. Sifat Umum

- Di kawasan luar tropik perubahan laju susut suhu banyak terjadi karena lewatnya massa udara atau perenggan.
- Di kawasan tropik termasuk di Indonesia perubahan laju susut suhu tidak jelas adanya, tetapi banyak terjadi karena pemanasan atau golakan. Di atas daratan perubahan laju susut suhu positif terjadi menjelang siang dan sore hari, sedangkan di atas lautan umumnya terjadi pada malam hari.

b. Penaksiran

- Di kawasan luar tropik perubahan laju susut suhu positif menandai lewatnya massa udara panas atau lewatnya perenggan panas. Bila perubahannya negatif, menandai lewatnya massa udara dingin atau lewatnya perenggan dingin.
- Di kawasan tropik perubahan positif dari laju susut suhu menandai golakan yang kuat; sebaliknya bila perubahannya negatif menandai udara makin mantap.

4.2.3.3 Ketakmantapan Pendam

Telah dikemukakan dalam bab di atas bahwa kriteria kemantapan lapisan atmosfer ditetapkan dengan membandingkan nilai laju susut suhu udara lingkungan (γ) terhadap nilai laju susut suhu adiabatik dalam lapisan yang dimaksud. Sebagai penjelasan lebih lanjut, kemantapan lapisan atmosfer didefinisikan dengan menggunakan sifat gugus udara bila gugus udara tersebut bergerak di dalam lapisan yang dimaksud.

Lapisan disebut mantap apabila suhu udara lingkungan dalam lapisan atmosfer tersebut selalu lebih besar dibandingkan suhu udara gugus udara yang dimasukkan ke dalam lapisan tersebut. Lapisan disebut tak mantap apabila suhu udara lingkungan dalam lapisan atmosfer tersebut selalu lebih kecil dibandingkan suhu udara gugus udara yang dimasukkan ke dalam lapisan tersebut.

Jika udara dalam keadaan tak mantap bersyarat kemudian terangkat dan udara menjadi makin tak mantap, keadaan tersebut dinamakan "ketakmantapan pendam (*latent instability*). Sebaliknya apabila pengangkatan membuat udara menjadi mantap disebut "ketakmantapan pendam palsu (*pseudo latent instability*)".

a. Sifat Umum

- Dalam keadaan ketakmantapan pendam, daerah positif lebih luas dibandingkan daerah negatif.
- Dalam keadaan ketakmantapan pendam palsu, daerah positif jauh lebih luas dibandingkan dengan luas daerah negatif (lihat bab daerah positif dan negatif, yaitu Bab 4.2.2.10).

b. Penaksiran

Di daerah pegunungan ketakmantapan pendam ditandai dengan awan yang tumbuh dari bawah menuju ke puncak pegunungan makin besar. Ketakmantapan pendam palsu ditandai dengan pertumbuhan awan dari bawah makin berkurang apabila sampai di bagian atas pegunungan.

4.2.3.4 Indeks Kemantapan

Untuk menandai sifat ketakmantapan dan peredaran atmosfer dalam skala kecil (meso-lokal) yang berkaitan dengan fenomena tertentu secara kuantitatif digunakan nilai indeks. Umumnya nilai indeks dibentuk dari nilai suhu dan kelembapan, misalnya T , T_d , $(T - T_d)$, T_w , $(T - T_w)$, dan .

Berbagai indeks yang umumnya digunakan antara lain Indeks Showalter (*Showalter Index*), Indeks Pengangkatan (*Lifted Index*), Index SWEAT (*SWEAT Index*), Indeks K (*K Index*), Indeks Silang Total (*Cross Totals Index*), Indeks Vertikal Total (*Vertical Totals Index*), Indeks Total Total (*Totals Totals Index*), Indeks Energi Potensial (*Convective Available Potential Energy*), Indeks Golakan Rintangan/Orografi (*Convective Inhibition*), dan Indeks Bilangan Richardson (*Bulk Richardson Number*).

Dalam alat radiosonde yang mutakhir, nilai indeks-indeks tersebut dapat diperoleh langsung setelah pengamatan. Namun demikian, rumus dasarnya menggunakan pengertian yang apabila dihitung dan dianalisis secara manual grafis sebagai berikut:

(1) Indeks Showalter

Indeks Showalter (*Showalter Index*) adalah indeks yang digunakan untuk mencirikan ketakmampuan udara dalam troposfer tengah (di atas lapisan batas planeter antara paras 850 hPa dan 500 hPa). Rumus indeksnya ditulis:

$$SI = (T_{500} - T_x)$$

dengan T_{500} adalah suhu udara lingkungan pada paras 500 hPa, dan T_x adalah suhu gugus udara pada paras 500 mb yang mengalami proses adiabat jenuh setelah melewati PKA 850 hPa.

a. Analisis

Bila digunakan cara manual, T_x dicari dari aerogram dengan langkah sebagai berikut:

- 1) Tandai suhu (T_{850}) dan suhu titik embun (Td_{850}) pada paras 850 hPa;
- 2) Cari garis adiabat kering mulai dari titik suhu T_{850} ke atas;
- 3) Cari garis nisbah campur (*mixing ratio*) yang melalui Td_{850} ;
- 4) Tandai titik potong antara garis (2) dan (3). Titik potong tersebut dinamai "titik Paras Kondensasi Angkat (PKA) 850 hPa";
- 5) Ikuti garis adiabat jenuh yang melalui PKA 850 sampai paras 500

hPa; suhu pada titik potong garis adiabat jenuh tersebut dengan paras 500 hPa adalah suhu gugus pada 500 hPa (T_x);

$$6) SI = (T_{500} - T_x).$$

Penentuan indeks tersebut dilakukan dari banyak percobaan berdasarkan prinsip bahwa panjangnya kolom atmosfer tempat terjadinya proses adiabat jenuh adalah tempat pembentukan awan.

b. Sifat Umum

Indeks Showalter positif menunjukkan udara sampai troposfer tengah dalam keadaan mantap, sedangkan indeks negatif menunjukkan keadaan udara tak mantap.

- Di kawasan luar tropik nilai mutlak indeks lebih besar dibandingkan di kawasan tropik.
- SI lebih sesuai untuk digunakan bila lapisan batas planeter tipis
- Bila paras permukaan dekat paras 850 hPa, umumnya LI (Indeks Pengangkatan) dan SI digunakan secara bersama.

c. Penaksiran

- Bila $SI < 0$, udara dalam keadaan tak mantap dan mudah terjadi golongan. Awan Kumulonimbus mungkin terjadi bila $SI < -4$.
- Nilai SI antara 0 dan -4 menunjukkan kemantapan marginal.
- Nilai SI antara -4 dan -7 menunjukkan keadaan udara tak mantap ringan sampai sedang.
- Nilai SI ≤ -8 menunjukkan keadaan udara sangat tak mantap.
- Bila $SI > 0$, atmosfer dikategorikan mantap sehingga awan golongan tidak mudah terjadi.

Catatan: Kriteria tersebut tidak sama di tempat yang berlainan. Selain itu, dalam praktek keadaan udara berkaitan dengan keadaan udara di lapisan batas planeter (lihat Indeks Pengangkatan). Oleh karena itu, dalam menggunakan SI perlu dilihat dahulu ketebalan massa udara.

(2) Indeks Pengangkatan

Indeks Pengangkatan (*Lifted Index*, LI) adalah nilai yang diperoleh dari beda antara suhu gugus udara (T_{gp}) yang dinaikkan secara adiabatik dan suhu udara lingkungan (T_{lp}) pada suatu ketinggian tekanan p dalam troposfer. Berbeda dengan SI yang digunakan untuk menaksir ketakmamanan lapisan antara 850 hPa dan 500 hPa, LI digunakan untuk menaksir ketakmamanan tiap lapisan yang umumnya untuk lapisan batas planeter atau paras di bawah 850 hPa.

a. Analisis

LI dapat dihitung dengan rumus $LI = T_{lp} - T_{gp}$ atau secara grafis. Dengan cara grafis langkahnya sebagai berikut:

- 1) Cari paras kondensasi angkat (PKA);
- 2) Cari suhu pada paras p , misalnya 850 hPa (T_{lp});
- 3) Dari PKA naik sepanjang garis adiabat jenuh sampai paras 850 hPa;
- 4) Cari perpotongan garis adiabat jenuh (3) dengan paras tekanan 850 hPa; perpotongan tersebut menunjukkan suhu gugus pada paras 850 hPa (T_{gp});
- 5) Dari (2) dan (4) diperoleh $LI = T_{lp} - T_{gp}$.

b. Sifat Umum

Nilai LI umumnya lebih besar dari 6. Bila nilai $LI > 0$, atmosfer di bawah paras yang dimaksud dalam keadaan mantap; sedangkan bila $LI < 0$, atmosfer dalam keadaan tak mantap.

c. Penaksiran

- Bila $LI \geq 6$, atmosfer dikategorikan dalam keadaan mantap.
- Bila LI antara 1 dan 6, atmosfer dikategorikan dalam keadaan mantap bersyarat; dalam keadaan tersebut badai guntur tidak mudah tumbuh.
- Bila LI antara 0 dan 2, atmosfer dikategorikan dalam keadaan tak mantap ringan. Dalam keadaan tersebut awan badai guntur dengan kilat mungkin timbul, utamanya pada saat dilewati perenggan dingin atau pada saat pemanasan pada siang hari.

- Bila LI antara 2 dan 6, atmosfer dikategorikan tak mantap; dalam keadaan tersebut badai guntur kuat dengan kilat dapat terjadi.
- Bila LI > 6, atmosfer dikategorikan sangat tak mantap. Dalam keadaan tersebut badai guntur sangat kuat dengan kilat dapat terjadi.

Catatan: Namun demikian, kondisi atmosfer tidak hanya dalam keadaan seperti yang ditunjukkan oleh satu nilai indeks. Penaksiran biasanya dengan menggabungkan dua atau lebih nilai indeks, misalnya gabungan antara Indeks Pengangkatan (LI) dan Showalter Indeks (SI). LI digunakan untuk menandai ketakmantapan lapisan bawah dan SI untuk menandai ketakmantapan lapisan di atas lapisan yang dinilai dengan LI (misal, di atas 850 hPa).

- Bila LI negatif sementara itu SI positif, menunjukkan bahwa di lapisan batas planeter dalam keadaan tak mantap sedangkan di atas lapisan planeter dalam keadaan mantap.
- Bila LI positif sementara itu SI negatif, menunjukkan bahwa di lapisan batas planeter udara dalam keadaan mantap, tetapi di atas lapisan planeter dalam keadaan tak mantap. Keadaan tersebut sering terdapat dalam massa udara kutub.
- Bila LI dan SI keduanya negatif, menunjukkan lapisan tak mantap di troposfer bawah sangat dalam.
- Bila LI dan SI keduanya positif, menunjukkan lapisan mantap di troposfer bawah sangat dalam.

(3) Indeks SWEAT

Indeks SWEAT (*SWEAT Index*) adalah nilai numerik yang digunakan untuk menandai keadaan atmosfer yang memungkinkan terjadinya cuaca buruk. SWEAT singkatan dari *Severe Weather Threat* (Ancaman Cuaca Buruk). Indeks SWEAT awalnya dibuat oleh Angkatan Udara AS sebagai gabungan antara faktor ketakmantapan, geser angin, dan kecepatan angin.

a. Analisis

Untuk menetapkan indeks SWEAT digunakan rumus:

$$ISWEAT = (12 Td_{850}) + (20 [TT - 49]) + (2f_{850}) + f_{500} + (125 [\sin \alpha + 0.2])$$

dengan Td_{850} suhu titik embun pada paras 850 hPa, TT total-total indeks (lihat Indeks Total Total), f_{850} kecepatan angin dalam knot pada paras 850 hPa, f_{500} kecepatan angin dalam knot pada paras 500 hPa, dan α sudut antara proyeksi vektor angin pada paras 500 hPa dan paras 850 hPa yang menyatakan nilai geser angin dalam lapisan antara 850 dan 500 hPa.

b. Sifat Umum

Secara grafis indeks SWEAT dapat diperoleh dengan menggunakan data radiosonde pada paras utama 850 dan 500 hPa. Dengan adanya perangkat lunak dalam radiosonde mutakhir analisis dapat dilakukan lebih rinci.

c. Penaksiran

Nilai Indeks SWEAT antara 250 dan 300 atau lebih menunjukkan potensi besar untuk timbulnya cuaca buruk.

(4) Indeks K

Indeks K (K Index) adalah nilai sebagai ukuran untuk menaksir potensi timbulnya awan badai guntur berdasarkan laju susut suhu vertikal, kelengasan udara lapisan bawah, dan perluasan vertikal dari lapisan udara lengas. Nilai Indeks K dinyatakan dengan rumus:

$$KI = (T_{850} - T_{500}) + Td_{850} - T_{700}$$

dengan T_{850} suhu pada paras 850 hPa, T_{500} suhu pada paras 500 hPa, Td_{850} suhu titik embun pada paras 850, dan T_{700} depresi suhu titik embun pada paras 700 hPa (selisih suhu udara dan suhu titik embun pada paras 700 hPa). $T_{700} = T_{700} - Td_{700}$.

Unsur (T_{850} T_{500}) digunakan sebagai parameter yang menunjukkan laju susut suhu vertikal. Unsur Td_{850} sebagai parameter yang memberi gambaran tentang kelengasan lapisan bawah atmosfer; dan unsur Td_{700} sebagai parameter yang memberi gambaran tentang perluasan vertikal udara lengas.

a. Analisis

Untuk memperoleh nilai Indeks K dapat langsung menggunakan data hasil pengukuran ke dalam rumus $KI = (T_{850} - T_{500}) + Td_{850} - Td_{700}$.

b. Sifat Umum

- Indeks K cukup baik untuk digunakan menandai potensi timbulnya badai guntur massa udara, tetapi kurang cocok untuk badai guntur termal.
- Selain digunakan untuk menandai adanya badai guntur, indeks K digunakan pula untuk menandai dampak dari badai guntur, misalnya banjir.

c. Penaksiran

Untuk menaksir badai guntur massa udara digunakan kriteria berikut:

Indeks K	Kemungkinan timbulnya badai guntur (%)
<15	hampir 0
15 - 20	20
21 - 25	20 - 40
26 - 30	40 - 60
31 - 35	60 - 80
36 - 40	80 - 90
> 40	hampir 100

(5) Indeks Total Total (*Totals Totals Index*), Indeks Total Silang (*Cross Totals Index*), dan Indeks Total Vertikal (*Vertical Totals Index*)

a. Analisis

Indeks Total Total adalah nilai sebagai ukuran kemantapan atmosfer yang digunakan untuk dasar prakiraan cuaca buruk berdasarkan suhu pada paras 850 hPa, suhu titik embun pada paras 850 hPa, dan suhu pada paras 500 hPa. Indeks Total Total dihitung dari rumus:

$$ITT = [T_{850} + Td_{850}] - 2T_{500}$$

dengan T_{850} suhu pada paras 850 hPa, Td_{850} suhu titik embun pada paras 850 hPa, dan T_{500} suhu pada paras 500 hPa.

Secara aritmatik rumus tersebut dapat ditulis:

$$ITT = [T_{850} - T_{500}] + [Td_{850} - T_{500}]$$

$[T_{850} - T_{500}]$ yakni selisih antara suhu pada paras 850 hPa dan suhu pada paras 500 hPa dan didefinisikan sebagai Indeks Total Vertikal. $[Td_{850} - T_{500}]$ didefinisikan sebagai Indeks Total Silang, yakni selisih suhu titik embun pada paras 850 hPa dan suhu pada paras 500 hPa. Oleh karena itu, dapat dikatakan bahwa Indeks Total Total merupakan jumlah aritmatik dari Indeks Total Vertikal dan Indeks Total Silang.

b. Sifat Umum

Bertambah tingginya suhu titik embun pada paras 850 hPa atau berkurangnya suhu pada paras 500 hPa merupakan syarat cukup untuk menandi potensi timbulnya badai guntur.

c. Penaksiran

- Bila $ITT < 50$, menunjukkan bahwa kondisi lemah dengan potensi tumbuhnya badai guntur kecil.
- Bila $50 < ITT < 55$, menunjukkan bahwa kondisi cukup untuk tumbuhnya badai guntur.

- Bila ITT > 55, menunjukkan bahwa kondisi kuat dengan potensi tumbuhnya badai guntur besar.

(6) Indeks Energi Potensial Tersedia Golakan (*Convective Available Potential Energy, CAPE*)

Energi Potensial Tersedia Golakan atau kadang-kadang disingkat Energi Potensial Tersedia adalah energi yang dimiliki gugus udara pada suatu paras setelah gugus udara tersebut terangkat ke atas sampai pada paras tersebut. CAPE cukup baik untuk menandai potensi ketakmantapan atmosfer.

a. Analisis

Nilai CAPE dihitung dari rumus:

$$CAPE = \int_{z_f}^{z_n} g \left(\frac{T_{v_{parcel}} - T_{v_{env}}}{T_{v_{env}}} \right) dz$$

dengan z_f dan z_n masing-masing adalah tinggi paras golakan bebas dan paras keseimbangan, $T_{v_{parcel}}$ suhu maya dari gugus udara, $T_{v_{env}}$ suhu maya udara lingkungan, dan g percepatan gravitasi bumi.

CAPE dinyatakan dalam Joule per kilogram (J/kg). Tingkatan nilai >0 J/kg digunakan untuk menandai tingkat kemungkinan timbulnya badai guntur. Perhitungan nilai CAPE dilakukan dengan mengintegrasikan (menjumlahkan nilai pelambungan lapis demi lapis) ke arah vertikal, mulai dari paras kondensasi angkat (PKA) sampai paras keseimbangan (PK).

Secara manual CAPE dapat dihitung dengan:

$$CAPE = \sum_{i=1,2,3,\dots} g (T_{v_{parcel}} - T_{v_{env}}) / T_{v_{env}} \cdot Z_i$$

b. Sifat Umum

- CAPE umumnya ada (positif) dalam lapisan troposfer tak mantap bersyarat di atas paras golakan bebas (PGB). Di dalam lapisan

troposfer dengan kondisi tersebut suhu gugus udara yang naik selalu lebih tinggi daripada suhu udara lingkungan.

- CAPE dapat pula terdapat dalam troposfer di atas perenggan dingin, yang meskipun di bagian bawah dekat permukaan udaranya dingin tetapi di bagian atas udara masih cukup panas sehingga masih mungkin gugus udara melambung ke atas. Meskipun demikian, harus pula diperhitungkan kelembapan udaranya. Apabila kelembapan udara cukup rendah, maka awan, badai guntur, dan hujan sulit terbentuk.
- Apabila udara dalam keadaan tak mantap, gugus udara tersebut akan terus bergerak ke atas namun sifatnya bergantung kepada arah dorongan, apakah dorongan ke atas atau ke bawah sampai mencapai lapisan mantap. Ada banyak jenis CAPE yang mungkin, misalnya CAPE turun (*downdraft CAPE*, DCAPE) untuk menaksir potensi kekuatan jatuh curah hujan dan penguapan dingin karena gerak turun.
- Bila proses adiabatik menimbulkan berkurang atau bertambahnya rapat massa gugus udara sehingga menjadi lebih kecil dibandingkan dengan pengurangan atau penambahan rapat massa udara lingkungan, maka gugus udara yang bergerak akan terkena dorongan ke bawah atau ke atas yang berfungsi sebagai penghambat untuk mengembalikan ke keadaan semula. Dengan demikian, seolah-olah terdapat gaya yang melawan proses. Keadaan tersebut dinamakan "kemantapan golongan (*convective stability*)".
- Sebaliknya apabila proses adiabatik menimbulkan berkurang atau bertambahnya rapat massa gugus udara sehingga menjadi lebih besar dibandingkan dengan pengurangan atau penambahan rapat massa udara lingkungan, maka gugus udara yang bergerak akan mendapat dorongan ke bawah atau ke atas yang berfungsi menambah dorongan ke arah gerak sehingga gerakan ke bawah atau ke atas menjadi makin besar. Keadaan tersebut dinamakan "ketakmantapan golongan (*convective instability*)". Ketakmantapan golongan dikenal pula dengan "ketakmantapan statik (*static instability*)" karena kegoyahannya sudah ada sebelumnya yang tidak bergantung kepada adanya dorongan gerak udara. Jadi, berbeda

dengan "ketakmamanan dinamik (*dynamic instability*)" yang ketakmamanannya belum ada yang menjadi tak mantap karena adanya dorongan atau penyebab lain, misalnya pengangkatan dinamik.

c. Penaksiran

- Rumus

$$CAPE = \int_{z_f}^{z_n} g \left(\frac{T_{v_{parcel}} - T_{v_{env}}}{T_{v_{env}}} \right) dz$$

mengandung pengertian bahwa apabila dalam udara tak mantap suatu gugus massa terangkat ke atas, gerakannya dipercepat oleh perubahan beda tekanan udara gugus dan tekanan udara luar pada setiap paras. Umumnya tekanan udara luar lebih besar daripada tekanan gugus udara. Makin besar perbedaan tekanan tersebut, makin besar gerak ke atas sehingga potensi awan golongan makin besar. Selain itu, rumus CAPE menyatakan bentuk ketakmamanan lapisan atmosfer termal dengan lapisan panas di bagian bawah dan lapisan dingin di bagian atas. Oleh karena itu, CAPE cukup efektif sebagai indikator ketakmamanan untuk menaksir potensi kelambungan (*buoyancy*) gugus udara. Indeks CAPE juga merupakan salah satu dari indeks yang menggunakan pengertian daerah positif dan daerah negatif (lihat Bab 4.2.2.10).

- Nilai indeks CAPE dalam tiap lapisan dapat positif atau negatif.
- Bila dalam suatu lapisan nilai I CAPE positif (B+), menandai adanya pelambungan kuat dalam lapisan tersebut.
- Bila dalam suatu lapisan nilai I CAPE negatif (B-), disebut Indeks Golakan Rintangan/Orografi (*Convective Inhibition*, CIN), menandai adanya pelambungan lemah dalam lapisan tersebut.
- Bila digambarkan dalam peta termodinamik, misalnya aerogram, nilai I CAPE sebanding dengan luas daerah negatif atau daerah positif. Indeks CAPE memberi pengertian berapa banyak energi yang diperlukan (daerah negatif) dan berapa banyak energi yang dikeluarkan (daerah positif) apabila gugus udara naik karena pemanasan.

- Makin luas daerah negatif, makin besar energi yang diperlukan untuk terjadi golakan; sebaliknya makin luas daerah positif, makin besar potensi energi yang dapat dikeluarkan dan makin besar potensi golakan terjadi. Nilai CAPE lebih dari 5.000 J/kg sudah cukup untuk kemungkinan timbulnya badai guntur kuat.
- Tidak seperti SI yang hanya dapat digunakan untuk menaksir ketakmampuan atmosfer tengah, CAPE lebih baik dan dapat digunakan untuk menaksir ketakmampuan atmosfer secara umum, baik di lapisan bawah maupun di lapisan tengah.

(7) Indeks Golakan Rintangan/Orografi (*Convective Inhibition Index, CIN*)

Bila pada lapisan bawah terdapat udara lebih dingin dibandingkan udara di lapisan atasnya, maka untuk udara yang dingin tersebut mungkin dapat terjadi golakan apabila ada daya atau energi yang dapat mengangkat sampai mencapai paras golakan bebas. Daya atau energi tersebut dapat ada dari faktor luar, misalnya dari adanya perenggan yang lewat, pemanasan, pempunan angin skala meso (angin darat-angin laut), atau pengangkatan orografi. Untuk menandai potensi golakan tersebut digunakan nilai indeks yang disebut "indeks golakan rintangan". Jadi, Indeks Golakan Rintangan (*Convective Inhibition, CIN* atau *CINH*) adalah nilai numerik dalam meteorologi yang digunakan untuk menaksir jumlah energi yang diperlukan gugus udara untuk dapat naik dari permukaan sampai ke paras golakan bebas (*level of free convection*).

a. Analisis

CIN dapat dihitung dari nilai-nilai ketinggian, suhu maya gugus udara, dan suhu udara lingkungan seperti yang digunakan dalam menghitung CAPE yang rumusnya:

$$CIN = \int_{z_{bottom}}^{z_{top}} g \left(\frac{T_{v_{parcel}} - T_{v_{env}}}{T_{v_{env}}} \right) dz$$

yang datanya diperoleh dari pengamatan radiosonde. Bedanya dengan CAPE yang integrasinya mulai dari paras golakan bebas sampai paras

keseimbangan, CIN integrasinya mulai dari permukaan sampai paras golakan bebas. Nilai CIN juga dinyatakan dalam Joule/kg.

b. Sifat Umum

CIN (bila ada) menyatakan keadaan udara dari permukaan sampai paras golakan bebas (PGB). Kelambungan negatif timbul karena gugus udara menjadi lebih dingin atau lebih padat daripada udara sekitarnya sehingga gugus udara cenderung bergerak ke bawah.

c. Penaksiran

- Nilai CIN > 200 J/kg menunjukkan keadaan yang cukup besar untuk timbulnya golakan atmosfer.
- Keadaan atmosfer yang memungkinkan adanya CIN di dalam suatu daerah apabila lapisan udara yang lebih panas terdapat di atas yang lebih dingin. Lapisan udara panas di atas lapisan udara dingin menimbulkan gugus udara yang naik selalu lebih dingin dibandingkan udara luar dan terbentuk keadaan mantap.
- Dari analisis model satu dimensi menunjukkan bahwa golakan mungkin terjadi apabila CIN minimum. Dari model tersebut juga diperoleh kejelasan bahwa CIN di lapisan batas hampir selalu sama dengan nol.

(8) Indeks Bilangan Richardson (*Bulk Richardson Number*)

Dalam fisika, Bilangan Richardson adalah nama suatu bilangan tak berdimensi yang menurut penemunya (Lewis Fry Richardson, 1918-1953) didefinisikan sebagai perbandingan antara energi potensial dan energi kinetik dan dinyatakan dalam rumus:

$$Ri = \frac{gh}{u^2}$$

dengan g percepatan gravitas bumi, h tinggi, dan u kecepatan gerak.

Dalam fisika bilangan tersebut digunakan untuk menandai kadar golakan yang timbul karena pemanasan (termal) dan ditulis dalam rumus:

$$Ri = \frac{g\beta(T_{\text{hot}} - T_{\text{ref}}) L}{V^2}$$

dengan g percepatan gravitasi bumi, β koefisien pengembangan termal, T_{hot} suhu dinding yang panas, T_{ref} suhu rujukan, L panjang karakteristik, dan V kecepatan karakteristik.

Bilangan Richardson menyatakan peran golakan alami (*natural convection*) dan golakan karena paksaan (*forced convection*).

Dari praktek laboratorium perhitungan dengan menggunakan rumus tersebut diperoleh nilai-nilai batas yang digunakan untuk menandai sifat golakan udara, antara lain:

- Bila $Ri < 0,1$, golakan alami kecil dan dapat diabaikan;
- Bila $Ri > 10$, golakan paksaan tidak ada dan keduanya kecil;
- Bila $0,1 < Ri < 10$, umumnya golakan paksaan lebih besar dibandingkan golakan alami.

Dalam meteorologi digunakan istilah "Bilangan Richardson Besar (*Bulk Richardson Number*, BRN), yang didefinisikan sebagai bilangan tak berdimensi yang berkaitan dengan ketakmamanan vertikal atmosfer dan geser angin vertikal.

$$Ri = \frac{g\beta}{(\partial u / \partial z)^2}$$

dengan g percepatan gravitasi bumi, $\beta = \frac{1}{z}$ yang menyatakan ketakmamanan atmosfer, θ suhu potensial, dan u / z geser angin vertikal. Nilai yang diperoleh dari rumus tersebut digunakan untuk ukuran kemantapan dinamik dalam hubungannya dengan potensi timbulnya golak-galik.

a. Analisis

Untuk mendapatkan BRN dilakukan dengan perhitungan yang dalam perangkat radiosonde mutakhir telah dilengkapi dengan perangkat lunak untuk perhitungan tersebut.

b. Sifat Umum

Umumnya nilai Bilangan Richardson Besar (BRN) antara 10 dan 45, yang menandai keadaan atmosfer yang berpotensi cukup untuk

timbulnya golakan. Nilai rendah menandai ketakmantapan rendah dan/atau geser vertikal angin kuat, sedangkan nilai tinggi menandai keadaan udara tak mantap dan/atau geser vertikal angin kecil

c. Penaksiran

Tidak ada penaksiran yang tepat, tetapi umumnya:

- Bila $BRN < 10$, dampak geser vertikal angin lebih dominan dibandingkan daya pelambungan; berpotensi timbul badai karena geser angin, dan golak-galik mudah timbul.
- Bila $10 < BRN < 45$, geser angin vertikal seimbang dengan pelambungan sehingga potensi membesarnya golakan dan golak-galik menjadi besar.
- Bila $BRN > 40$, geser angin vertikal kecil sehingga golakan lebih banyak karena pelambungan, tetapi sel golakan besar tidak timbul.

Kekurangan:

- Dengan BRN dapat ditaksir pelambungan dan golak-galik tetapi pembentukan awan tidak termasuk di dalamnya karena nilai BRN tidak termasuk faktor kelembapan dan arah angin yang mewakili sifat massa udara, berbeda dengan LI dan CAPE.

4.2.3.5 *Sungsangan*

Telah disebutkan dalam Bab 3.2.11 bahwa apabila dalam suatu lapisan nilai $= dT/dz$ negatif, lapisan tersebut disebut "lapisan *sungsangan (inversion layer)*". Karena dalam keadaan $= dT/dz$ negatif atau < 0 , makin ke atas suhu makin tinggi, maka lapisan *sungsangan* menghambat gerakan udara ke atas. Dalam lapisan *sungsangan* udara bersifat mantap. *Sungsangan* dapat terjadi di berbagai lapisan dengan sifat yang berbeda-beda. Berdasarkan proses terjadinya, ada banyak jenis lapisan *sungsangan*, antara lain lapisan *sungsangan sinaran (radiation inversion)*, lapisan *sungsangan golak-galik (turbulence inversion)*, dan lapisan *sungsangan pemerosotan (subsidence inversion)*.

Lapisan sungsgangan sinaran adalah sungsgangan di dekat permukaan bumi, yang terjadi karena permukaan bumi (tanah) mengeluarkan banyak sinaran pada malam hari sehingga suhu di dekat permukaan bumi lebih rendah daripada suhu di atasnya. Lapisan sungsgangan tersebut hilang setelah terbit matahari karena suhu permukaan bumi naik setelah menerima sinaran matahari.

Lapisan sungsgangan golak-galik adalah lapisan sungsgangan yang timbul karena percampuran udara di dalam golak-galik. Sungsgangan tersebut dapat ada dalam sembarang lapisan, tetapi yang paling sering terdapat dalam troposfer pada lapisan bawah yang landaian vertikal anginnya besar. Dalam aerogram lapisan sungsgangan golak-galik dapat dikenali dengan cara membandingkan luas daerah antara kurva suhu yang ada dan kurva suhu yang diperkirakan sebelum terjadinya percampuran pada suatu lapisan, dan luas daerah antara kurva suhu titik embun yang ada dan kurva suhu titik embun yang diperkirakan sebelum terjadi percampuran. Jika luasnya sama, maka lapisan tersebut adalah lapisan sungsgangan golak-galik.

Lapisan sungsgangan pemerosotan adalah sungsgangan yang terdapat dalam daerah pemerosotan udara. Pemerosotan adalah kecenderungan bergerak turunnya udara dalam skala luas. Pemerosotan tersebut berkaitan dengan daerah tekanan tinggi atau daerah antisiklonal dan beraian angin bagian bawah troposfer. Karena kecenderungan bergerak ke bawah, maka suhu gugus udara selalu lebih rendah dari suhu lingkungan. Oleh karena itu, udara bersifat mantap. Lapisan sungsgangan pemerosotan dapat sangat tebal di troposfer tengah. Sungsgangan tersebut sering terjadi dalam daerah pasat dan dikenal dengan nama sungsgangan pasat (*trade inversion*).

a. Sifat Umum

- Lapisan sungsgangan sinaran dapat menimbulkan kabut tanah atau kabut sinaran.
- Lapisan sungsgangan golak-galik dapat ada dalam sembarang lapisan, tetapi yang paling sering terdapat pada lapisan bawah

troposfer yang landaian vertikal anginnya besar. Bila lapisan sungsgangan berada pada sekitar daerah pertumbuhan awan menimbulkan awan stratus atau kumulus humilis; sedangkan bila terdapat pada puncak awan Kumulus atau Kumulonimbus, puncak awan terlihat halus atau terlihat ada awan yang seperti tudung.

- Sungsgangan pemerosotan sering terjadi dalam daerah pasat dan dikenal dengan nama sungsgangan pasat (*trade inversion*). Di Indonesia sungsgangan pasat sering timbul di sepanjang pantai selatan Jawa.

b. Penaksiran

- Dalam lapisan sungsgangan golak-galik dapat timbul awan Altokumulus yang berasal dari Altostratus, atau timbul awan Sirokumulus yang berasal dari Sirostratus.
- Bila lapisan sungsgangan golak-galik berada pada sekitar daerah pertumbuhan awan menimbulkan awan stratus atau kumulus humilis.



Gambar 4.11 Awan Kumulus Humilis

- Bila terdapat pada puncak awan Kumulus atau Kumulonimbus, puncak awan terlihat halus atau terlihat ada awan yang seperti tudung.



Gambar 4.12 Awan Kumulonimbus dengan awan lensa

- Dalam daerah sungsgangan pemerosotan atau sungsgangan pasat, awan di bawah lapisan tersebut umumnya berbentuk Stratokumulus yang berderet bersambungan. Kecenderungan gerak ke bawah dapat dijelaskan bahwa dalam skala luas, aliran udara dipandang memenuhi hukum kekekalan massa yang ditunjukkan dengan rumus:

$$d \mathbf{V}/dt = 0$$

atau $\mathbf{V}/t + u/x + v/y + w/z = 0$

Bila udara dianggap homogen dengan rapat massa tetap serta aliran stasioner, maka:

$$\mathbf{V}/t = 0$$

sehingga $u/x + v/y + w/z = 0$

dan $w/z = -(u/x + v/y) = D$

dengan $(u/x + v/y) = D$ adalah beraian mendatar.

Jika $D > 0$, maka $w/z < 0$ yang berarti bahwa gerak udara

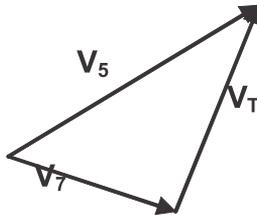
cenderung turun. Jika $D < 0$, maka $w/z > 0$ yang berarti bahwa gerak udara cenderung ke atas. Pada daerah dengan $D > 0$ angin menyebar atau terberai; sedangkan pada daerah dengan $D < 0$ angin mengumpul atau terpusun (*convergence*).

4.2.4 Angin Termal (*Thermal Wind*)

Sifat lataan dingin dapat ditaksir dengan angin termal, yakni beda vektor antara angin di suatu paras dan paras di bawahnya. Misalkan pada paras 500 mb vektor angin V_5 dan pada paras 700 mb vektor angin V_7 , maka angin termal dalam lapisan antara paras 700 mb dan 500 mb ditulis:

$$V_T = V_5 - V_7$$

yang dalam bentuk vektor ditampilkan sebagaimana pada Gambar 4.13.



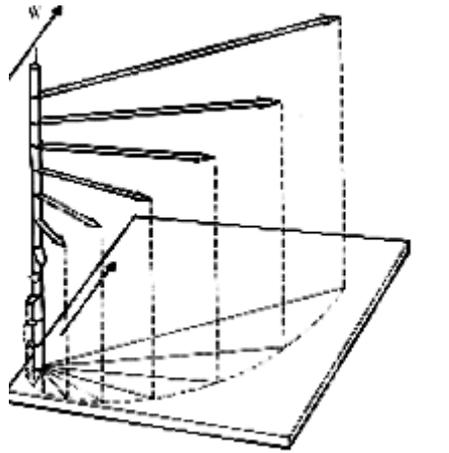
Gambar 4.13 Angin termal

a. Sifat Umum

- Di lintang tengah dan tinggi belahan bumi utara, di sekitar daerah dingin, arah angin termal adalah siklonik (mengiri), dan di sekitar daerah panas antisiklonik (menganan). Sebaliknya di belahan bumi selatan, di sekitar daerah dingin arah angin termal adalah antisiklonik (mengiri), dan di sekitar daerah panas siklonik (menganan).
- Meskipun penaksiran tersebut hanya untuk lintang tengah dan tinggi, tetapi dapat digunakan untuk menaksir imbasnya di kawasan tropik atau Indonesia.

b. Penaksiran

- Dengan angin termal dapat ditaksir adanya lataan suhu atau energi dan arah penjarannya. Dalam lapisan batas (dari permukaan sampai sekitar 3 km atau paras 700 mb), proyeksi ujung vektor angin termal membentuk garis spiral yang disebut spiral Ekman. Bila bentuk spiral sangat lengkung dalam lapisan tersebut udara bergolak-galik besar.



Gambar 4.14 Variasi angin mengikut kedalaman (Perry dan Walker, 1977)

4.3 Analisis Penampang Tegak - Waktu (*Time Vertical Cross Section*)

Pengukuran unsur cuaca udara atas umumnya dilakukan setiap jam sinop utama (00, 06, 12, 18 UTC). Dari data setiap jam pengamatan dapat dipelajari sifat unsumnya sebagai fungsi dari waktu, $C=C(t)$. Untuk unsur cuaca udara atas pengukurannya dilakukan di setiap ketinggian sehingga data yang dihasilkan oleh satu stasiun pengamatan meliputi banyak ketinggian. Oleh karena itu, bila pengukuran dilakukan setiap waktu, nilai unsumnya fungsi dari ketinggian dan waktu, $C=C(z,t)$. Dengan demikian untuk mengetahui perkembangannya dilakukan analisis untuk setiap unsur mengikut waktu dan ketinggian.

Analisis dilakukan dengan menggunakan diagram waktu atau penampang tegak waktu yang absisnya berskala waktu dan ordinatnya berskala ketinggian atau tekanan. Data pada setiap ketinggian dirajah pada setiap waktu yang tersedia. Peta analisis yang dihasilkan berupa diagram isoline (garis-garis sama). Dari susunan isoline dapat ditaksir perkembangan keadaan atmosfer di atas stasiun yang bersangkutan, utamanya gerak gelombang vertikal (misal, gelombang Kelvin). Umumnya analisis dilakukan untuk unsur suhu, angin, kelembapan, dan tinggi geopotensial.

Seperti halnya dalam penaksiran hasil analisis data sinoptik permukaan, penaksiran hasil analisis penampang tegak waktu dari data udara atas juga dilakukan dengan meninjau dari aspek energi, aliran, dan aspek pertukaran sifat. Bentuk susunan grafiknya dapat berbagai macam dengan yang umumnya:

- 1) Naik di semua lapisan;
- 2) Naik di lapisan bawah dan turun di lapisan atas;
- 3) Turun di semua lapisan;
- 4) Turun di lapisan bawah dan naik di lapisan atas.

Perubahan tersebut dapat terjadi karena adanya perubahan energi, perubahan aliran, pertukaran sifat, dan/atau karena dampak balik dari fenomena yang terjadi. Dari aspek energi perubahan utamanya ditimbulkan oleh pemanasan, dari aspek aliran adalah karena lataan, sedangkan dari aspek pertukaran adalah karena perubahan bahang pendam yang ditimbulkan oleh penguapan dan pengembunan. Selanjutnya dari aspek dampak, perubahan timbul karena proses penggunaan dan pengaliran bahang hasil penguapan dan pengembunan.

4.3.1 Analisis Penampang Tegak-Waktu Suhu Udara Atas

a. Analisis

Analisis dilakukan dengan lebih dahulu merajah data suhu setiap paras setiap waktu pada peta diagram tegak-waktu yang absisnya skala

waktu dan ordinatnya skala tekanan. Nilai-nilai suhu dirajah pada setiap titik koordinat (waktu-tekanan). Bila nilai-nilai yang sama dihubungkan diperoleh pola isoterm. Pola isoterm berbentuk sel-sel dan/atau berbentuk gelombang yang menggambarkan perubahan suhu mengikut waktu.

b. Sifat Umum

Di bagian bawah perubahannya mengikut waktu lebih besar dibandingkan di bagian atas.

c. Penaksiran

Dari naik turunnya isoterm dapat dikenali kecenderungan atau periodiknya nilai suhu.

Tampilan	Indikator	Penaksiran dari Aspek:			
		Energi	Aliran	Pertukaran Sifat	Dampak Fenomena
Isoterm	Kerapatan isoterm; pola naik /turun	Pemanasan	Lataan	Bahang pendam	Penggunaan energi balik

Kerapatan isoterm menunjukkan tingkat ketakmantapan udara:

- Bila dalam suatu lapisan isoterm rapat, menunjukkan laju susut suhu vertikal besar sehingga udara dalam lapisan tersebut bersifat cenderung tak mantap;
- Bila dalam suatu lapisan isoterm renggang, menunjukkan laju susut suhu vertikal kecil sehingga udara dalam lapisan tersebut cenderung mantap.

Naik turunnya pola isoterm dapat terjadi karena proses yang ada dalam udara di atas stasiun pengamatan atau karena adanya lataan udara dari luar.

- Bila di lapisan bawah pola isoterm naik dan di lapisan atas turun, menandai adanya golakan di bawah dan pendinginan di atas. Keadaan demikian memungkinkan pertumbuhan awan yang kuat

karena bahang pendam yang terangkut ke atas segera dikeluarkan hingga mudah terjadi pengembunan.

- Bila di lapisan bawah pola isotherm naik dan di lapisan atas juga naik, menandai adanya golongan di bawah dan pemanasan di atas. Keadaan demikian memungkinkan pertumbuhan awan yang kuat tetapi awan tidak tumbuh besar karena di atas uap air menguap kembali dan panas dibawa ke bawah sehingga menimbulkan efek rumah kaca.
- Bila di lapisan bawah pola isotherm turun dan di lapisan atas naik, menandai adanya lataan dingin. Keadaan demikian umumnya terdapat di kawasan luar tropik atau lintang tinggi karena massa udara dingin melewati tempat pengamatan.
- Bila di lapisan bawah pola isotherm turun dan di lapisan atas juga turun, menandai adanya lataan dingin yang kuat. Keadaan demikian umumnya terdapat di kawasan luar tropik atau lintang tinggi karena massa udara dingin melewati tempat pengamatan dan di atas terdapat angin kuat dari arus jet (*jet stream*).
- Gerak naik turun suhu pada stratosfer bawah atau sekitar 100 mb dan 50 mb ada kaitannya dengan osilasi gelombang Kelvin. Biasanya dengan periode 12 - 15 hari.

4.3.2 Analisis Penampang Tegak-Waktu Angin Udara Atas

a. Analisis

Untuk analisis angin udara atas, data angin dirajah pada titik koordinat pasangan absis skala waktu dan ketinggian dalam skala tekanan. Rajahan dalam bentuk komponen angin dan/atau dalam bentuk lambang arah dan kecepatan angin. Komponen angin diperoleh dengan menguraikan arah dan kecepatan angin menjadi komponen zonal (u) dan komponen meridional (v) yang rumusnya:

$$u = V \sin(270^\circ - \theta)$$

$$v = V \cos(270^\circ - \theta)$$

dengan V adalah vektor kecepatan angin dan θ adalah arah angin menurut pengukuran.

Perajahan dan analisis dilakukan terpisah antara data arah dan kecepatan sehingga ada tiga peta, yakni peta penampang tegak waktu komponen u atau komponen zonal, peta penampang tegak waktu komponen v atau komponen meridional, dan peta lambang arah dan kecepatan angin.

Komponen zonal (u) adalah arah timur-barat; ke arah timur diberi nilai positif dan ke arah barat diberi nilai negatif. Komponen meridional (v) adalah arah utara-selatan; ke arah utara diberi nilai positif, dan ke arah selatan diberi nilai negatif. Hasil analisis berupa susunan isovel atau isotak yang menggambarkan perubahannya mengikut waktu.

Lambang arah berupa garis atau anak panah yang menyatakan arah datangnya angin, dan sirip yang menyatakan skala kecepatan angin.

b. Sifat Umum

Seperti halnya suhu, di bagian bawah perubahannya mengikut waktu lebih besar dibandingkan di bagian atas.

- Pada paras 500 400 hPa arah angin banyak berubah, yang seolah-olah membatasi arah yang berlawanan dari angin di bagian bawah dan di bagian atas. Oleh karena itu, lapisan tersebut sering disebut lapisan *nondivergence*.
- Di lapisan atas kawasan luar tropik komponen zonal lebih dominan dibandingkan komponen meridional.
- Di kawasan tropik kedua komponen hampir seimbang.

c. Penaksiran

Tampilan	Indikator	Penaksiran dari Aspek:			
		Energi	Aliran	Pertukaran Sifat	Dampak Fenomena
Isotak	Kerapatan isotak naik /turun	Pemanasan	Lataan	Bahang pendam	Penggunaan energi balik

Angin merupakan unsur indikator gerak atau aliran udara. Dalam aliran terdapat proses pertukaran momentum. Sifat aliran dikenali dari nilai parameter beraian, dan kepusaran.

Dari peta analisis komponen zonal (u):

- Bila di suatu lapisan nilai mutlak komponen kecepatan makin kecil atau berbalik arah dari positif ke negatif atau dari negatif ke positif, menandai bahwa di lapisan tersebut cenderung terjadi pumpunan;
- Bila di suatu lapisan nilai mutlak komponen kecepatan makin besar atau tidak berbalik arah, menandai bahwa di lapisan tersebut cenderung terjadi beraian;
- Bila di lapisan bawah kecepatan angin rendah atau cenderung terdapat pumpunan dan di lapisan atas kecepatan angin tinggi dan berlawanan arah dengan angin di bagian bawah atau cenderung terjadi beraian, maka udara cenderung bergerak ke atas dan awan golongan mudah tumbuh (lihat angin termal pada Bab 4.2.4);
- Bila di lapisan bawah cenderung terdapat beraian dan di lapisan atas cenderung terdapat pumpunan, maka udara cenderung bergerak ke bawah dan awan golongan sulit tumbuh (lihat angin termal pada Bab 4.2.4);
- Di paras atas di atas kawasan tropik khatulistiwa (di atas 200 hPa) sering terlihat daerah isovel positif dan negatif berseling-seling yang menunjukkan adanya gelombang vertikal (gelombang Kelvin). Kecekungan isovel menunjukkan besarnya amplitudo sedangkan jarak pusat-pusat isovel menunjukkan periode gelombang. Pola isovel makin cekung menunjukkan gelombang makin kuat dan pada saat itu potensi golongan besar;
- Bila di lapisan bawah arah angin berubah, yang ditandai dengan komponen u atau v dari positif ke arah negatif atau sebaliknya, di tempat stasiun pengamatan dilalui pusaran atau adanya imbas dari fenomena lain yang bergerak mendekati atau menjauhi stasiun pengamatan. Dari arah putaran perubahannya dapat dikenali jenis kepusaran dan arah gerakan fenomena yang memberi imbas.

Dari peta analisis komponen meridional (v), serupa dengan penaksiran dari peta analisis komponen zonal:

- Bila di suatu lapisan komponen kecepatan nilai mutlaknya makin kecil atau berbalik arah dari positif ke negatif atau dari negatif ke positif menandai bahwa di lapisan tersebut cenderung terjadi pumpunan;
- Bila di suatu lapisan komponen kecepatan nilai mutlaknya makin besar atau tidak berbalik arah, menandai bahwa di lapisan tersebut cenderung terjadi beraian;
- Bila di lapisan bawah kecepatan angin rendah atau terdapat pumpunan dan di lapisan atas kecepatan angin tinggi dan berlawanan arah dengan angin di bagian bawah atau terjadi beraian, maka udara cenderung bergerak ke atas, dan awan golongan mudah tumbuh (lihat angin termal pada Bab 4.2.4);
- Bila di lapisan bawah terdapat beraian dan di lapisan atas terdapat pumpunan, maka udara cenderung bergerak ke bawah dan awan golongan sulit tumbuh (lihat angin termal pada Bab 4.2.4);
- Di paras atas di atas kawasan tropik khatulistiwa (di atas 200 hPa), sering terlihat daerah isovel positif dan negatif berseling-seling yang menunjukkan adanya gelombang vertikal (gelombang Kelvin). Kecekungan isovel menunjukkan besarnya amplitudo sedangkan jarak pusat-pusat isovel menunjukkan panjang gelombang dan periode gelombang. Pola isovel makin cekung menunjukkan gelombang makin kuat dan pada saat itu potensi golongan besar;
- Bila di lapisan bawah arah angin berubah, yang ditandai dengan komponen u atau v dari positif ke arah negatif atau sebaliknya, di tempat stasiun pengamatan dilalui pusaran atau adanya imbas dari fenomena lain yang bergerak mendekati atau menjauhi stasiun pengamatan. Dari arah putaran perubahannya dapat dikenali jenis kepusaran dan arah gerakan fenomena yang memberi imbas.

Dari peta lambang angin, penaksiran dilakukan kepada perubahan arah pada berbagai ketinggian atau paras tekanan. Perubahan arah dibedakan dalam dua bentuk, yakni putaran antisiklonal dan putaran siklonal. Bila stasiun terletak di belahan bumi utara, perubahan arah

menganan adalah putaran antisiklonal sedangkan mengiri adalah putaran siklonal. Sebaliknya apabila stasiun terdapat di belahan bumi selatan, perubahan arah menganan adalah putaran siklonal sedangkan mengiri adalah putaran antisiklonal.

- Bila pada suatu paras terdapat putaran antisiklonal, menunjukkan bahwa pada paras tersebut udara cenderung bergerak ke bawah.
- Bila pada suatu paras terdapat putaran siklonal, menunjukkan bahwa pada paras tersebut udara cenderung bergerak ke atas.
- Lama waktu angin berlangsung menunjukkan kemantapan peredaran atmosfer. Makin lama, peredaran makin mantap dan bersifat stasioner.

Catatan:

Di kawasan khatulistiwa pola angin zonal dapat digunakan untuk menaksir peredaran Walker (lihat hasil analisis penampang tegak zonal dalam Bab V).

4.3.3 Analisis Penampang Tegak-Waktu Kelembapan Udara Atas

a. Analisis

Kelembapan yang umumnya dianalisis adalah data kadar air mampu curah (*precipitable water*) yang diperoleh dari perhitungan kelembapan spesifik atau nisbah campur (*mixing ratio*). Kadar air mampu curah dihitung dengan cara mengintegral nisbah campur pada tiap lapisan:

$$W = \int_{p_s}^{p_z} q \, dp$$

dengan g percepatan gravitas bumi, q kelembapan spesifik atau nisbah campur, p tekanan, p_s tekanan pada paras bawah, dan p_z tekanan pada paras atas dari suatu lapisan. Secara numerik rumus tersebut dapat disederhanakan menjadi:

$$W = \frac{1}{g} \sum_{i=1,2,3,\dots} q_i \cdot p_i$$

Selanjutnya data kadar air mampu curah dirajah pada titik koordinat pasangan absis skala waktu dan ketinggian dalam skala tekanan. Analisis dilakukan dengan menggambarkan garis-garis kadar air sama. Hasil analisis berupa susunan garis kadar air yang menggambarkan perubahan kelembapan mengikut waktu.

b. Sifat Umum

Dari isopleth kadar air mampu curah dapat dilihat tebalnya lapisan yang mengandung uap air. Makin ke atas kelembapan nisbi makin kecil.

c. Penaksiran

Umumnya kadar air mampu curah berkaitan dengan pemanasan dan lataan massa dari luar.

Dari hasil analisis tersebut dapat ditaksir adanya fenomena di luar stasiun pengamatan.

Tampilan	Indikator	Penaksiran dari Aspek:			
		Energi	Aliran	Pertukaran Sifat	Dampak Fenomena
Isopleth kadar air	Kerapatan garis kadar air, naik /turun, letak pusat kadar air	Pemanasan	Lataan	Bahang pendam	Penggunaan energi balik

- Dari isopleth kadar air mampu curah dapat dikenali waktu-waktu yang kadarnya banyak dan yang kadarnya sedikit.
- Dari isopleth kadar air mampu curah dapat ditaksir banyaknya curah hujan. Makin besar kadar air mampu curah, makin banyak curah hujan yang mungkin terjadi.
- Perubahan naik menunjukkan udara makin lembap, dan sebaliknya perubahan menurun menunjukkan kelembapan udara makin berkurang.
- Letak pusat kadar air menunjukkan letak pusat awan. Makin tinggi letak pusat kadar air, makin tinggi awannya.

4.3.4 Analisis Penampang Tegak-Waktu Geopotensial dan Ketebalan Geopotensial

Tekanan atmosfer sebagai fungsi ketinggian dinyatakan dalam rumus:

$$dp = -\rho g dz, \text{ atau}$$
$$dp = -\rho g dz$$

bila $g dz = -\rho dz$, $\rho = \rho_0 e^{-gz/H}$ disebut geopotensial yang menyatakan besarnya energi potensial pada ketinggian z . Dari persamaan gas $p = \rho RT$ atau $\rho = p/RT$ maka $dp = -p/RT dz$.

Terlihat bahwa besarnya nilai geopotensial pada tekanan (p) fungsi dari suhu (T). Oleh karena itu, perubahan geopotensial pada tekanan tertentu berkaitan dengan perubahan suhu.

a. Analisis

Analisis dilakukan dengan lebih dahulu merajah nilai-nilai geopotensial dari berbagai tekanan pada peta penampang tegak waktu yang absisnya skala waktu dan ordinatnya skala tekanan. Kemudian digambarkan isopleth yang menyatakan kontur geopotensial.

b. Sifat Umum

Di kawasan luar tropik:

- Perubahan geopotensial umumnya besar dan dapat berlangsung dalam waktu pendek;
- Perubahan lebih banyak karena proses lataan massa udara.

Di kawasan tropik:

- Perubahan geopotensial umumnya kecil dan tidak banyak berubah;
- Perubahannya lebih banyak berkaitan dengan golakan.

c. Penaksiran

Tampilan	Indikator	Penaksiran dari Aspek:			
		Energi	Aliran	Pertukaran Sifat	Dampak Fenomena
Isopleth geopotensial	Kerapatan garis geopotensial; naik /turun; beda geopotensial	Pemanasan	Lataan	Bahang pendam	Penggunaan energi balik

Penaksiran dilakukan dengan memperhatikan perubahan naik turunnya kontur geopotensial di setiap paras tekanan, kerapatan garis kontur, dan meninjau ketebalan geopotensial antara dua bidang tekanan.

- Bila geopotensial pada suatu paras tekanan naik, berarti pada paras tersebut terdapat daerah tekanan tinggi; sebaliknya bila geopotensialnya turun, pada paras tersebut terdapat daerah tekanan rendah.
- Pada daerah geopotensial tinggi udara cenderung bergerak ke bawah dan pada daerah geopotensial rendah udara cenderung ke atas.
- Dari pola kontur geopotensial yang makin rapat menunjukkan beda geopotensial besar dan pola kontur renggang menunjukkan beda geopotensial kecil.
- Dari persamaan $dp = \rho g dz$ atau $dp = \rho g dz$ atau kira-kira $p \sim \rho g z$, untuk p tetap dan ρ besar maka dz harus kecil. Sebaliknya untuk p tetap dan ρ kecil maka dz harus besar. Dengan menggunakan persamaan gas $p = \rho RT$, untuk p tetap bila ρ besar, maka T kecil; dan sebaliknya untuk ρ kecil T harus besar. Oleh karena itu, pada daerah ketinggian dengan kontur geopotensial makin rapat, dalam daerah tersebut suhunya makin tinggi; dan dalam daerah ketinggian dengan kontur geopotensial makin renggang suhunya makin rendah.
- Bila daerah kontur geopotensial rapat di bagian bawah dan renggang di bagian atas, maka udara dalam keadaan tak mantap. Sebaliknya bila daerah kontur geopotensial renggang di bagian bawah dan rapat

di bagian atas, udara dalam keadaan mantap atau di atas terdapat lapisan sungsgangan suhu.

- Bila dalam lapisan antara dua paras tertentu beda geopotensial pada paras bawah dan paras atas besar, rata-rata suhu dalam lapisan tersebut besar; sedangkan bila beda geopotensial antara dua paras tersebut kecil, rata-rata suhu dalam lapisan tersebut kecil. Hal tersebut dapat dijelaskan dengan menggunakan persamaan gas $PV = RT$. Untuk P tetap bila V membesar harus diimbangi dengan T membesar pula, dan sebaliknya bila V mengecil harus diimbangi dengan mengecilnya T.

BAB 5

ANALISIS DAN PENAKSIRAN HASIL ANALISIS SINOPTIK DATA CUACA DARI STASIUN BANYAK

Analisis sinop dari stasiun banyak adalah cara mempelajari sistem cuaca pada suatu saat dalam skala besar. Umumnya analisis dilakukan dengan lebih dahulu merajah data pada peta penampang horizontal dan atau/peta penampang vertikal.

Apabila data dari banyak stasiun pengamatan dirajah pada suatu peta, maka pada peta tersebut dapat dilihat sebaran nilai unsur yang dirajah dalam arah horizontal dan/atau dalam arah vertikal. Dikatakan bahwa nilai unsur yang dipetakan fungsi dari tempat atau ruang. Bila diikuti dari waktu ke waktu dapat dilihat perubahannya; dikatakan bahwa nilai unsur yang dipetakan fungsi waktu. Dengan demikian dari peta setiap waktu dapat dikatakan bahwa nilai unsur adalah fungsi ruang dan waktu, $C = C(x,y,z,t)$.

5.1 Data Stasiun Banyak

Data stasiun banyak adalah hasil pengamatan yang dilakukan di banyak stasiun cuaca permukaan, dari stasiun cuaca udara atas serta dari hasil pengamatan lain, misalnya dari radar dan satelit. Pengamatan umumnya dilakukan pada setiap jam sinop (00, 01, 02, 03 UTC, dan seterusnya).

Data yang dianalisis umumnya suhu, tekanan, angin, kelembapan atau jumlah uap air dari setiap paras, ketinggian geopotensial, dan data hasil perhitungan, misalnya data kepusaran (*vorticity*), data air mampu curah (*precipitable water*), dan lain-lain. Unsur-unsurnya dipandang sebagai fungsi dari ruang dan waktu, $C=C(x,y,z,t)$.

Peta rajahan disebut "medan" yang diberi nama sesuai dengan data unsur yang dirajah, misalnya medan suhu, medan tekanan, dan medan angin.

Untuk menganalisis medan tekanan umumnya menggunakan bidang horizontal permukaan, sedangkan untuk menganalisis medan unsur lainnya umumnya menggunakan bidang horizontal di berbagai ketinggian atau paras tekanan dan menggunakan bidang vertikal.

Peta analisis yang berupa penampang horizontal absis dan ordinatnya menyatakan skala jarak. Umumnya skala jarak tersebut adalah lintang atau bujur geografi. Peta penampang tegak absisnya skala jarak horizontal dan ordinatnya skala ketinggian atau tekanan.

Untuk memperoleh peta cuaca, mula-mula data dari banyak stasiun dirajah pada suatu peta. Kemudian pada peta yang diperoleh digambarkan isopleth, yakni garis-garis yang menghubungkan nilai unsur sama. Macam isopleth antara lain isotherm, isobar, isovel atau isotak, isogon, dan isohyet.

Isotherm adalah garis yang menghubungkan tempat yang suhunya sama; isobar adalah garis yang menghubungkan tempat-tempat yang tekanannya sama; isovel atau isotak adalah garis yang menghubungkan tempat-tempat yang kecepatan anginnya sama; isogon adalah garis yang menghubungkan tempat-tempat yang arah anginnya sama; isohyet adalah garis yang menghubungkan tempat-tempat yang curah hujannya sama. Isopleth-isopleth tersebut berbentuk susunan tertentu yang disebut "pola cuaca". Dari pola cuaca tersebut dapat dikenali berbagai daerah cuaca. Misalnya, dari analisis suhu diperoleh pola isotherm yang dapat menunjukkan daerah panas dan daerah dingin. Dari pola isobar dikenali daerah tekanan tinggi dan daerah tekanan rendah. Selanjutnya dapat dikenali pula jenis dan letak perenggan (*front*). Dari pola garis angin, isotak dan pola isogon dapat diketahui daerah pampunan dan beraian angin, pusaran, dan lain-lain. Rangkaian dari berbagai pola cuaca disebut "sistem cuaca". Dari sistem cuaca pada suatu saat dapat ditaksir

fenomena-fenomena yang ada pada saat itu dan yang mungkin ada pada waktu berikutnya.

Dengan menganalisis data dari banyak stasiun berarti yang diperhatikan meliputi daerah yang luas dan hubungan antar daerah. Oleh karena itu, pada peta terkandung sifat aliran sehingga dalam analisis dan penaksirannya perlu menggunakan tinjauan dari aspek hukum-hukum hidrodinamika. Bila peta analisis dibuat untuk saat tertentu, maka sebaran unsur yang ada pada peta dipandang hanya sebagai fungsi ruang.

Selain analisis pada penampang horizontal, untuk memahami lebih lanjut tentang sifat sebarannya dalam arah vertikal dan sifat peredaran atmosfer, analisis dilakukan dengan menggunakan peta penampang tegak dalam arah zonal dan/atau dalam arah meridional.

5.2 Analisis dan Penaksiran Hasil Analisis Penampang Horizontal

Analisis penampang horizontal dilakukan dengan lebih dahulu merajah data pada peta di masing-masing lokasi stasiun pengamatan. Umumnya menggunakan peta geografi atau peta Mercator, yang absisnya adalah jarak bujur dan ordinatnya jarak lintang geografi.

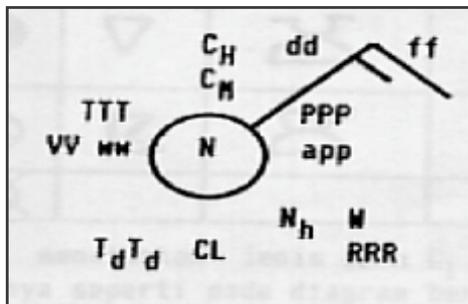
Analisis pada peta horizontal dilakukan untuk data pada suatu saat. Dengan demikian pada peta horizontal ditunjukkan sebaran unsur cuaca mengikut ruang dalam arah horizontal pada saat yang dipilih, $C_{t_0} = C_{t_0}(x,y)$. Dalam hal tersebut x adalah absis dan y adalah ordinat, yang umumnya absis adalah garis-garis bujur geografi dan ordinat adalah garis lintang geografi.

Bidang horizontal yang digunakan adalah bidang-bidang tertentu yang ditetapkan sebagai permukaan baku. Data yang dirajah lebih dahulu direduksi ke ketinggian bidang baku. Berbagai bidang baku antara lain bidang permukaan laut rata-rata dan bidang- tekanan, misalnya bidang

tekanan 1000 hPa, 850 hPa, 700 hPa, 500 hPa, 400 hPa, 300, hPa, 200 hPa, 100 hPa, dan 50 hPa.

Unsur yang dianalisis utamanya tekanan, suhu, angin, hujan, dan ketinggian geopotensial. Tetapi, karena sifat masing-masing data berbeda, maka tidak semua unsur datanya dapat direduksi ke bidang baku. Misalnya, data suhu tidak dapat direduksi ke bidang permukaan laut standar. Analisis pada bidang permukaan laut standar hanya dilakukan untuk data tekanan karena data tekanan dapat direduksi ke permukaan laut standar, sedangkan suhu yang dianalisis pada bidang baku hanya suhu muka laut.

Analisis data cuaca permukaan dilakukan dengan menggambar isopleth-isopleth. Umumnya rajahan berupa satu set pengamatan yang lazimnya disebut data sinop. Rajahan memuat sandi data yang susunannya seperti pada Gambar 5.1.



Gambar 5.1 Lambang rajahan data sinop

Peta rajahan yang diperoleh disebut peta sinop. Untuk hal khusus, data yang dirajah dan dianalisis dipilih hanya satu unsur saja, misalnya hanya suhu, tekanan, atau angin saja. Karena yang dianalisis pada bidang standar adalah data pada suatu saat, maka nilai unsurnya hanya dipandang sebagai fungsi ruang. Oleh karena itu, hasil rajahan dan analisis berupa peta yang memuat susunan isopleth atau susunan nilai-nilai yang menggambarkan sebaran mengikut ruang. Macam peta yang

dihasilkan antara lain peta isobar pada bidang permukaan laut, peta isotherm pada berbagai ketinggian, peta garis angin (*streamline*) pada berbagai ketinggian, dan peta ketinggian geopotensial.

Kerapatan isopleth menunjukkan besarnya perbedaan nilai unsur yang dianalisis dari suatu tempat ke tempat lain. Laju perbedaan nilai dalam arah horizontal disebut "landaian (*gradient*)" yang secara matematis dalam sistem koordinat siku-siku ditulis:

$$C = i \frac{C}{x} + j \frac{C}{y}$$

dengan *i* dan *j* masing-masing menyatakan satuan vektor dalam arah sumbu x dan sumbu y. Dalam analisis ini x sumbu ke arah timur-barat dengan ke arah timur bernilai positif dan ke arah barat bernilai negatif; sedangkan y sumbu ke arah utara-selatan dengan ke arah utara bernilai positif dan ke arah selatan bernilai negatif.

Dari pola isopleth dapat dikenali keadaan unsur cuaca pada saat itu dan dapat ditaksir fenomena-fenomena yang berkaitan dengan nilai landaian nilai unsur yang dianalisis.

Penaksiran hasil analisis adalah uraian secara kualitatif parameter berdasarkan pola-pola sebaran nilai unsur cuaca yang dianalisis baik secara sebagian-sebagian maupun secara simultan dari berbagai analisis pada berbagai ketinggian. Penaksiran dilakukan dengan menggunakan peta analisis berbagai unsur yang berbeda yang dipandang berkaitan. Dari peta-peta yang diperoleh dapat ditaksir sifat-sifat fisis sebaran unsur dan keadaan atmosfer dalam skala besar.

Dengan menetapkan nilai batas rujukan dapat dibuat penaksiran, penilaian, gawar (*warning*), dan prakiraan cuaca yang akan datang.

Berbeda dengan analisis data udara atas dari stasiun tunggal yang digunakan untuk mempelajari keadaan atmosfer di atas satu titik dengan menggunakan sifat gugus udara dalam atmosfer, analisis data dalam

berbagai paras digunakan untuk mempelajari keadaan atmosfer yang dipandang sebagai fluida yang berlapis-lapis atau kelompok-kelompok besar massa udara.

5.2.1 Analisis dan Penaksiran Hasil Analisis Medan Suhu

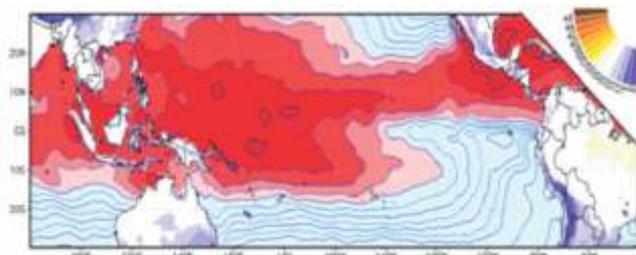
Suhu sangat berkaitan dengan faktor setempat, misalnya struktur permukaan, ketinggian, dan lingkungan, sehingga data suhu permukaan tergolong nilai berskala kecil. Oleh karena itu, data suhu permukaan tidak dapat direduksi ke bidang baku permukaan laut sehingga rajahan dan analisis pada bidang permukaan laut tidak dilakukan, kecuali untuk suhu muka laut. Analisis suhu dilakukan untuk suhu udara atas pada bidang permukaan yang dipilih, misalnya pada bidang 1000 hPa, 850 hPa, dan seterusnya.

5.2.1.1 Analisis dan Penaksiran Hasil Analisis Medan Suhu Muka Laut

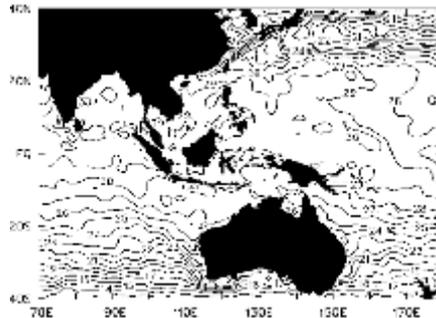
Data suhu muka laut dihasilkan dari pengukuran stasiun cuaca kapal, buoy, dan dari satelit.

a. Analisis

Analisis data suhu permukaan laut dibuat pada peta permukaan laut. Hasil analisis berupa peta yang memuat susunan isoterm atau daerah-daerah dengan suhu menurut skala yang digunakan, seperti contoh pada Gambar 5.2 dan 5.3 berikut.



Gambar 5.2 Peta daerah suhu muka laut. Sumber: NOAA



Gambar 5.3 Peta isoterm muka laut. Sumber: BoM Australia

b. Sifat Umum

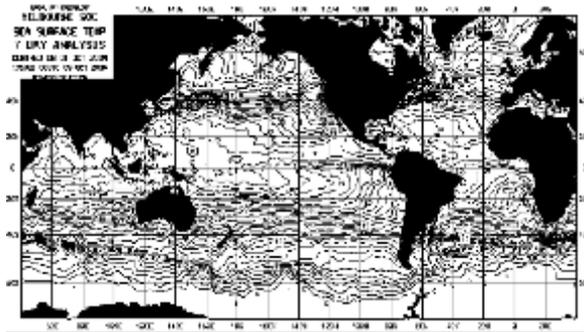
Perubahan suhu muka laut jauh lebih lambat dibandingkan perubahan suhu udara karena daya serap air laut terhadap sinaran matahari lebih besar dibandingkan daya serap atmosfer. Oleh karena itu, untuk mengetahui perkembangannya diperlukan urutan data yang panjang. Perubahan suhu muka laut umumnya mulai tampak dalam selang waktu lebih dari 5 hari. Perubahan dapat diikuti dengan menggambarkan salah satu isoterm setiap waktu pemerhatian pada satu peta yang sama.

Di kawasan luar tropik:

- Ke arah kutub isoterm makin kecil;
- Ke arah kutub isoterm makin rapat, yang berarti landaian horizontal suhu makin besar.

Di kawasan tropik:

- Suhu di kawasan laut tropik lebih tinggi dibandingkan di luar tropik;
- Daerah panas membujur sekitar khatulistiwa;
- Landaian horizontal suhu muka laut kecil;
- Landaian arah meridional lebih besar dibandingkan landaian arah zonal;
- Suhu muka laut di sekitar Indonesia lebih tinggi dibandingkan di kawasan lain.



Gambar 5.4 Pola isoterm muka laut

c. Penaksiran

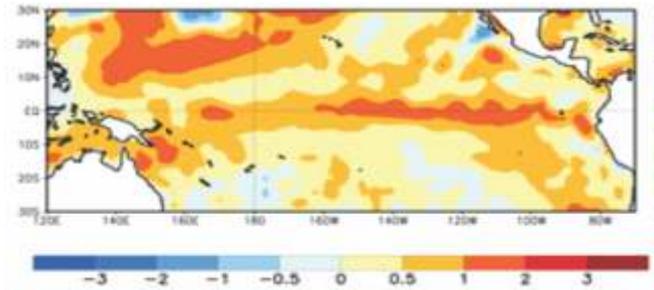
Dari pola isoterm dapat dikenali letak daerah panas dan daerah dingin. Daerah panas ditandai dengan isoterm yang makin ke dalam makin besar. Daerah dingin ditandai dengan isoterm yang makin ke dalam makin rendah. Di atas daerah panas umumnya penguapan besar. Namun demikian, untuk penaksiran yang lebih teliti masih perlu diperhatikan faktor lainnya karena penguapan selain berkaitan dengan suhu muka laut berkaitan pula dengan suhu udara di atas laut dan kecepatan angin. Seperti yang dikemukakan oleh Gill (1982) hubungan antara penguapan, suhu udara, dan angin dapat ditaksir dengan banyaknya fluks bahang yang keluar dari laut dengan rumus:

$$Q_s = c_H u (T_s - T_a) (\rho_a c_p)$$

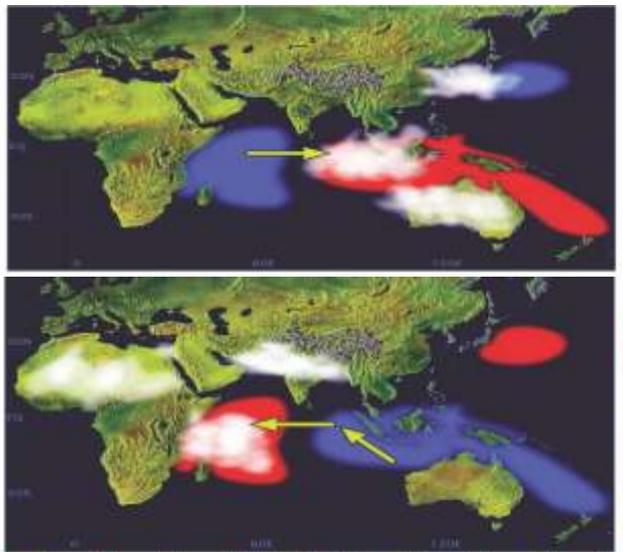
dengan c_H bilangan tak berdimensi yang disebut "bilangan Stranton", besarnya antara $0,83 \cdot 10^{-3}$ dan $1,10 \cdot 10^{-3}$; u kecepatan angin, T_s suhu permukaan laut, T_a suhu udara permukaan, ρ_a rapat massa udara, dan c_p kapasitas bahang air. Dari rumus tersebut dapat ditaksir:

- Bila suhu muka laut di atas suatu daerah makin besar dan bedanya dengan suhu udara di atasnya makin besar, penguapan makin banyak terjadi. Dari klimatologi menunjukkan bahwa suhu muka laut lebih dari 29 °C dan bedanya dengan suhu udara di atasnya lebih dari 2 °C sudah cukup untuk dapat timbulnya penguapan yang besar sebagai salah satu syarat yang memungkinkan terbentuknya siklon tropis.

- Bila suhu muka laut di dekat pantai <28 C, yang dapat terjadi karena *upwelling*, maka kelembapan udara kecil dan sulit terbentuk awan. Sedangkan bila suhu muka laut tinggi >28 C, yang dapat terjadi karena *downwelling*, kelembapan udara besar dan mudah terbentuk awan.
- Di kawasan tropik Pasifik tengah, anomali naiknya suhu muka laut digunakan sebagai indikator El Nino.



Gambar 5.5 Kondisi suhu muka laut 1 Juni 2009. Sumber: NOAA



Gambar 5.6 *Dipole Mode* positif (atas), dan *Dipole Mode* negatif (bawah). Sumber: BoM Australia

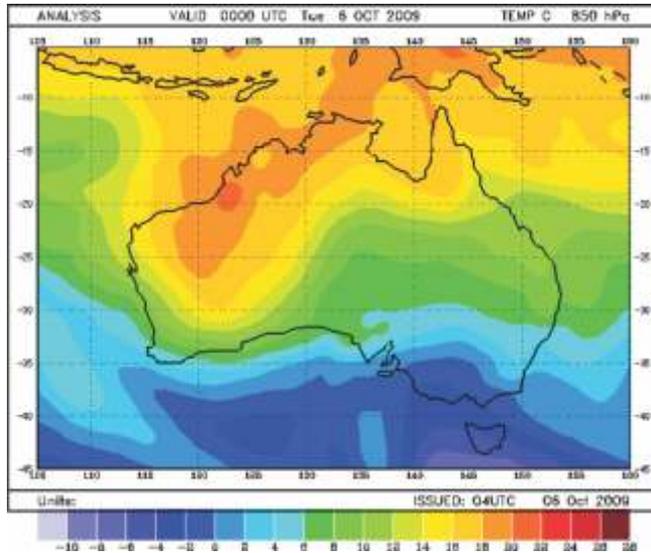
- Di kawasan khatulistiwa Lautan India naik turunnya suhu muka laut digunakan sebagai indikator "*dipole mode*". Bila pusat panas berada di bagian timur disebut "*dipole mode* positif" dan bila pusat panas berada di bagian barat disebut "*dipole mode* negatif".
- Pada waktu terjadi *dipole mode* positif banyak awan golongan di sekitar Sumatra bagian barat; sebaliknya pada waktu terjadi *dipole mode* negatif di Sumatra bagian barat awan golongan sedikit. Umumnya *dipole mode* negatif didahului dengan suhu muka laut rendah di selatan Jawa dan menjalar ke arah barat.

5.2.1.2 Analisis dan Penaksiran Hasil Analisis Medan Suhu Atmosfer

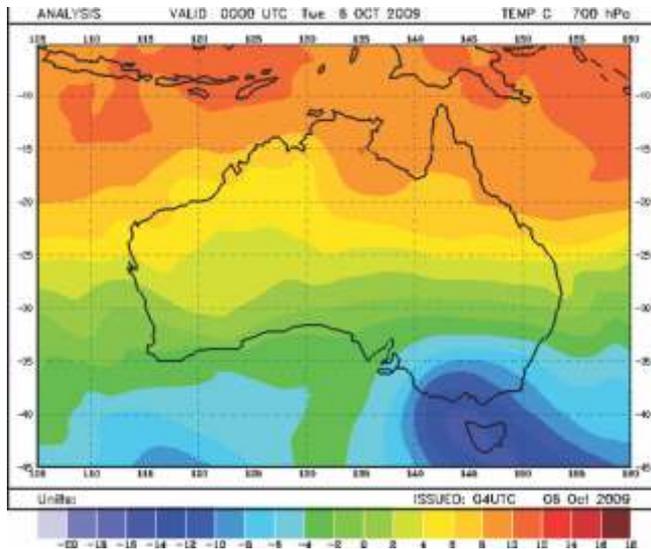
Analisis medan suhu atmosfer dilakukan dalam bidang horizontal, umumnya menggunakan bidang tekanan, misalnya bidang tekanan 1000 hPa, 850 hPa, 700 hPa, dan seterusnya. Analisis medan suhu dalam bidang horizontal menghasilkan susunan atau pola isoterm. Seperti halnya pola isoterm pada peta suhu muka laut, dari susunan isoterm tersebut dapat dikenali daerah dingin dan daerah panas. Daerah dingin ditandai dengan susunan isoterm tertutup yang makin ke dalam suhunya makin rendah; sedangkan daerah panas ditandai dengan susunan isoterm tertutup yang makin ke dalam suhunya makin tinggi.

a. Analisis

Umumnya analisis dan penaksiran suhu pada berbagai ketinggian dilakukan pada tiap bidang isobar standar. Kemudian untuk melakukan penaksiran diperhatikan susunan dan letak daerah dingin dan daerah panas pada setiap bidang isobar, dan secara sekaligus diperhatikan pula semua isoterm pada berbagai bidang isobar seperti pada contoh Gambar 5.7 dan 5.8.



Gambar 5.7 Daerah panas dan daerah dingin pada paras 850 hPa tanggal 5 Oktober 2009. Sumber: BoMAustralia



Gambar 5.8 Daerah panas dan daerah dingin pada paras 700 hPa tanggal 5 Oktober 2009. Sumber: BoMAustralia

Selanjutnya hasil-hasil analisis digunakan untuk menaksir kondisi atmosfer dalam skala yang digunakan. Adakalanya peta analisis disatukan dengan peta analisis geopotensial untuk menaksir letak dan kedalaman daerah panas dan daerah dingin.

b. Sifat Umum

Di kawasan luar tropik landaian vertikal suhu kecil sedangkan landaian horizontalnya besar. Sebaliknya di kawasan tropik, landaian horizontalnya kecil dan landaian vertikalnya besar.

c. Penaksiran

1) Penaksiran dilakukan dengan memperhatikan sebaran suhu pada bidang permukaan standar berbagai ketinggian. Dengan cara menindihkan peta analisis suatu lapisan di atas peta analisis pada paras di bawahnya dan menghitung beda suhu pada setiap titik perpotongan isoterm dari kedua peta tersebut dapat ditaksir kemandapan udara pada lapisan tersebut.

- Bila dalam suatu daerah beda suhu $> \sigma_d$, udara dalam lapisan di daerah tersebut dalam keadaan tak mantap mutlak;
- Bila dalam suatu daerah beda suhu $< \sigma_d$ dan $> \sigma_s$, udara dalam lapisan di daerah tersebut dalam keadaan tak mantap bersyarat;
- Bila dalam suatu daerah beda suhu $< \sigma_s$, udara dalam lapisan di daerah tersebut dalam keadaan tak mantap mutlak.

(σ_d adalah laju susut suhu adiabat kering dan σ_s adalah laju susut suhu adiabatik jenuh).

2) Dengan memandang daerah panas adalah sumber bahang dan daerah dingin penerima bahang, maka dari kerapatan isoterm dapat ditaksir arah penjalaran bahang:

- Di daerah isoterm rapat laju perpindahan bahang besar dan arahnya tegak lurus isoterm; sebaliknya di daerah isoterm yang jarang, laju perpindahan bahangnya kecil;
- Dari susunan isoterm pada peta analisis paras bawah, misalnya pada paras 1000 hPa, dapat dikenali daerah perenggan, yang

- ditunjukkan dengan tempat-tempat isoterm membentuk susunan yang rapat. Makin rapat isotermnya, makin kuat perenggannya;
- Bila di bawah terdapat daerah panas dan di paras atas terdapat daerah dingin, perpindahan bahang ke atas berlangsung kuat, udara di atas daerah tersebut bersifat tak mantap, dan gugus udara cenderung bergerak ke atas sehingga memungkinkan terbentuknya banyaknya awan golongan di daerah tersebut;
 - Bila di bawah terdapat daerah dingin dan di atasnya terdapat daerah panas, udara di atas daerah tersebut bersifat mantap dan gugus udara cenderung bergerak ke bawah sehingga di daerah tersebut awan golongan sulit terbentuk;
 - Bila digabung dengan peta angin dapat digunakan untuk menaksir gerak vertikal dan arah lataan suhu (lihat angin termal).

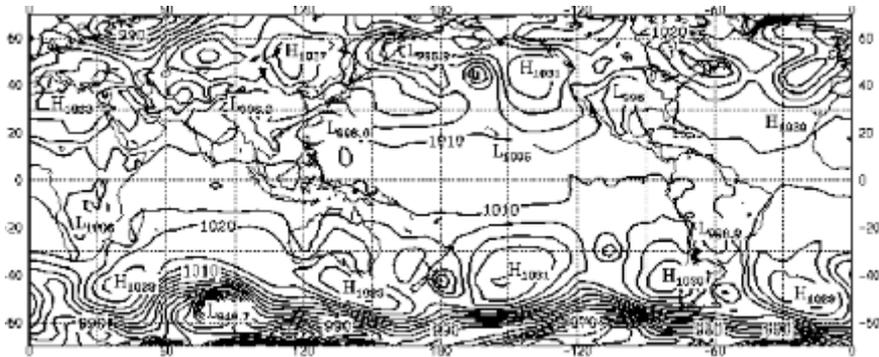
5.2.2 Analisis dan Penaksiran Hasil Analisis Medan Tekanan

Tekanan atmosfer menyatakan gaya atau berat atmosfer per satuan luas. Dengan demikian tekanan mempunyai nilai berskala besar dan dapat direduksi ke permukaan sama (dalam hal ini permukaan laut). Oleh karena itu, analisis data tekanan permukaan adalah yang paling lazim dilakukan dan pola tekanan yang dihasilkan berbentuk sistem tekanan yang komponen-komponennya mempunyai kaitan antara yang satu dan lainnya.

a. Analisis

Analisis dilakukan pada peta yang memuat rajahan data sinop pada jam sinop yang dipilih. Umumnya di kawasan tropik dipilih data pada jam sinop utama (00, 06, 12, dan 18 UTC), sedangkan di kawasan luar tropik banyak yang melakukan analisis setiap jam atau setiap tiga jam. Analisis medan tekanan dilakukan dengan menggambarkan isobar. Jarak dua isobar yang berdekatan umumnya diambil 2 hPa.

Dari pola isobar dapat dikenali antara lain daerah tekanan tinggi dan daerah tekanan rendah, perenggan (*front*), palung (*trough*), siklon, dan siklon tropis.



Gambar 5.9 Peta isobar permukaan

Daerah tekanan tinggi berbentuk susunan isobar tertutup yang makin ke dalam makin tinggi tekanannya; dan daerah tekanan rendah berbentuk susunan isobar tertutup yang makin ke dalam tekanannya makin rendah. Pada peta, letak daerah tekanan tinggi ditandai dengan huruf besar "HIGH" atau "H", dan letak daerah tekanan rendah ditandai dengan huruf besar "LOW" atau "L". Daerah tekanan rendah yang mencapai kurang dari 980 hPa terdapat pada siklon atau siklon tropis.

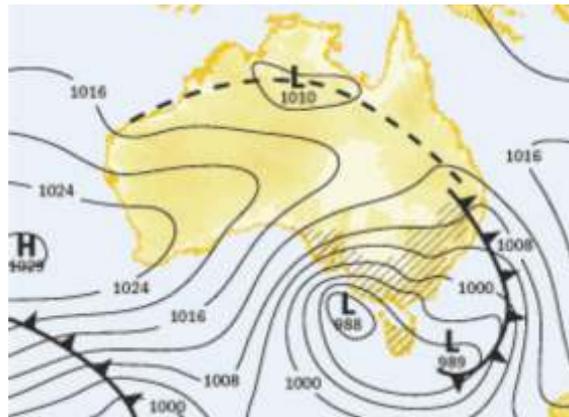
Di antara dua daerah tekanan tinggi isobar-isobar berbentuk seperti huruf U atau V. Titik-titik beloknya terdapat pada satu garis yang menggambarkan letak palung bila isobar-isobarnya berbentuk seperti huruf U dan menggambarkan letak perenggan bila isobar-isobarnya berbentuk seperti huruf V.

Di sebelah-menyebelah perenggan beda suhu dan beda kelembapan sangat besar, dan arah angin berbeda mencolok. Oleh karena itu, perenggan dikenal juga sebagai bidang atau garis diskontinuitas untuk suhu, angin, dan kelembapan.

Lazimnya perenggan panas digambar dalam bentuk garis dengan ditempeli bulatan-bulatan. Perenggan dingin digambar dalam bentuk garis dengan ditempeli segitiga-segitiga runcing berwarna hitam atau

warna lain yang gelap. Pada ujung perenggan yang menghadap kutub ditempati daerah tekanan rendah. Sering pula daerah tekanan rendah tersebut tekanannya sangat rendah berupa siklon.

Palung digambar dalam bentuk garis patah-patah. Lazimnya palung merupakan lanjutan dari perenggan yang ke arah khatulistiwa. Pada palung sifat perenggan sudah tidak ada lagi.



Gambar 5.10 Gambar lambang perenggan dingin dan palung

Di kawasan tropik landaian tekanan sangat kecil karena isobar sangat jarang sehingga sulit penaksirannya. Namun demikian karena sistem cuaca di kawasan tropik umumnya, termasuk wilayah Indonesia, banyak kaitannya dengan sistem cuaca di kawasan luar tropik sekitarnya, maka analisis isobar di kawasan luar tropik sekitarnya tetap diperlukan.

b. Sifat Umum

Isobar-isobar membentuk pola-pola tertentu yang disebut "sistem tekanan". Sistem tekanan mempunyai berbagai macam sifat.

Di kawasan luar tropik:

- Susunan isobar lebih rapat dibandingkan di kawasan tropik;

- Makin mendekati kutub isobar makin rapat;
- Perubahan harian pola isobar cukup besar, tetapi tidak tetap;
- Landaian horizontal tekanan (*horizontal pressure gradient*), yakni beda tekanan dalam arah horizontal umumnya besar sehingga analisis isobar dapat memberi penjelasan banyak tentang sistem cuaca di kawasan tersebut;
- Daerah tekanan tinggi umumnya bergerak dari barat ke arah timur.

Di kawasan tropik:

- Isobar jarang, kecuali di daerah siklon tropis;
- Perubahan harian pola isobar kecil;
- Gerakan daerah tekanan tidak tentu, kecuali pada siklon tropis;
- Landaian horizontal tekanan, yakni beda tekanan dalam arah horizontal kecil, tetapi landaian dalam arah meridional lebih kelihatan dibandingkan landaian dalam arah zonal.

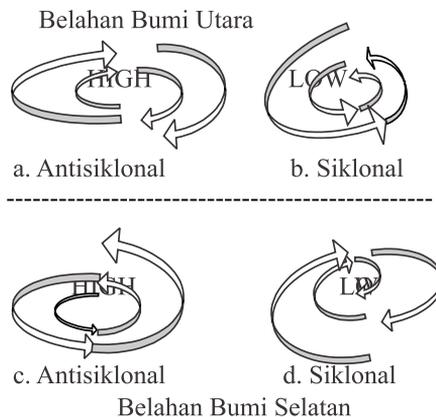


Gambar 5.11 Contoh peta isobar

c. Penaksiran

Dari analisis dikenali antara lain sel-sel tekanan tinggi dan tekanan rendah, palung, perenggan, siklon, dan siklon tropik. Beberapa indikasi dari pola isobar antara lain:

- Di antara dua daerah tekanan tinggi isobar berbentuk seperti huruf V atau U. Bila berbentuk V, kedua daerah tekanan tinggi tersebut batasnya berupa perenggan; sedangkan bila berbentuk U, batasnya berupa palung. Di atas perenggan atau palung dapat timbul cuaca buruk;
- Di ujung perenggan yang ke arah kutub adalah tempat siklon;
- Di ujung palung ke arah khatulistiwa sering timbul pusaran;
- Daerah tekanan tinggi di lintang tinggi bergerak ke arah timur;
- Di atas Australia tekanan tinggi sering tidak bergerak dalam beberapa waktu, disebut dengan istilah "*blocking*". Biasanya terjadi dalam musim dingin selatan. Kadar musim kemarau di Indonesia berkaitan dengan seringnya terjadi *blocking* tersebut. Bila sering terjadi *blocking*, menandai kemarau kering atau kemarau panjang;
- Siklon tropis ditandai dengan isobar tertutup dengan tekanan sangat rendah (dapat sampai 980 mb);
- Di sekitar daerah tekanan tinggi terdapat sistem angin yang disebut "antisiklonal", dan di sekitar daerah tekanan rendah terdapat sistem angin yang disebut "siklonal". Di belahan bumi utara, di sekitar daerah tekanan tinggi arah angin menganan (antisiklonal); sebaliknya di belahan bumi selatan. Di belahan bumi utara, di sekitar daerah tekanan rendah arah angin mengiri (siklonal); sebaliknya di belahan bumi selatan.



Gambar 5.12 Antisiklonal dan siklonal

- Ke arah kutub faktor Corioli (f) makin tinggi. Di atas lintang tinggi f berorde $10^{-5}/dt$, pada lintang $45^\circ f = 5,07 \times 10^{-5}/dt$, dan di kutub $f = 2 \times 10^{-5} = 7,24 \times 10^{-5}/dt$. Di kawasan tropik f berorde $10^{-6}/dt$ dan di khatulistiwa $f = 0$. Oleh karena itu, di kawasan luar tropik nilai kakas landaian tekanan hampir sama dengan kakas Corioli atau grad.p hampir sama atau seimbang dengan fV . Angin yang bersangkutan dengan keseimbangan kakas landaian tekanan dan kakas Corioli disebut "angin geostrofik". Dengan demikian di kawasan luar tropik angin cenderung bersifat geostrofik. Secara teoretis angin geostrofik diturunkan dari persamaan gerak atmosfer:

$$\begin{aligned} du/dt &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + fv \\ dv/dt &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - fu \end{aligned}$$

dengan ρ volume spesifik yang besarnya $1/\text{rapat massa}$, $-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}$ komponen kakas landaian tekanan dalam arah sumbu X (timur-barat), $-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}$ komponen kakas landaian tekanan dalam arah sumbu Y (utara-selatan), $f = \text{kakas Corioli} = 2 \sin \phi$; u kecepatan sudut rotasi bumi, ϕ sudut lintang geografi, u komponen kecepatan angin dalam arah sumbu X, dan v komponen kecepatan angin dalam arah sumbu Y. Dalam keadaan setimbang du/dt dan $dv/dt = 0$, sehingga:

$$\begin{aligned} 0 &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + fv \text{ atau } \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} = fv \\ 0 &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - fu \text{ atau } \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} = -fu \end{aligned}$$

Dalam keadaan setimbang tersebut, u dan v adalah komponen angin geostrofik, dan masing-masing besarnya ditulis:

$$\begin{aligned} u_g &= \frac{1}{f} \left(\frac{\partial p}{\partial y} \right) \\ v_g &= -\frac{1}{f} \left(\frac{\partial p}{\partial x} \right) \end{aligned}$$

sehingga besarnya kecepatan angin geostrofik:

$$U_g = \frac{1}{f} \left[\left(\frac{\partial p}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial p}{\partial y} \right)^2 \right]^{1/2}$$

dan arahnya:

$$\begin{aligned} \tan \theta &= v_g/u_g = \left(\frac{\partial p}{\partial y} \right) / \left(\frac{\partial p}{\partial x} \right), \text{ atau} \\ &= \arctan \left[\left(\frac{\partial p}{\partial y} \right) / \left(\frac{\partial p}{\partial x} \right) \right] \end{aligned}$$

Jadi, jelas terlihat bahwa makin rapat isobar atau makin besar landaian tekanan, kecepatan angin geostrofik makin besar.

- Baik di sekitar daerah tekanan tinggi maupun di sekitar daerah tekanan rendah, arah angin di daerah luar tropik hampir sejajar dengan isobar. Tetapi, makin dekat khatulistiwa simpangannya makin besar.
- Garis lurus yang tegak lurus isobar yang rapat menunjukkan arah gerak sel tekanan.
- Makin rapat isobar, kecepatan angin makin besar. Kerapatan isobar ada kaitannya dengan angin seperti yang terlihat dari persamaan gerak:

$$d\mathbf{V}/dt = \text{grad}.p + f\mathbf{V}$$

dengan:

\mathbf{V} : vektor kecepatan angin

ρ : volume spesifik = $1/\rho$ adalah rapat massa)

grad.p : landaian tekanan = $i \rho / x + j \rho / y$

f : faktor Corioli = $2 \sin \phi$ (ϕ adalah kecepatan sudut rotasi bumi, dan ϕ sudut lintang geografi)

grad.p adalah kakas landaian tekanan dan $f\mathbf{V}$ adalah kakas Corioli.

- Dari rumus di atas terlihat bahwa di daerah yang isobarnya makin rapat atau landaian tekanannya besar, kecepatan angin makin besar.
- Di sekitar perenggan suhu di sebelah kiri dan di sebelah kanan perenggan berbeda mencolok. Demikian pula dengan arah angin. Bila isobar berbentuk seperti huruf V menandai perenggan yang kuat; makin tajam sudutnya makin kuat perengannya.
- Dengan memperhatikan suhu dan angin di daerah perenggan dapat dikenali jenis perenggan. Bila suhu di depan perenggan lebih tinggi dibandingkan suhu di belakangnya, perenggan tersebut adalah perenggan dingin. Bila suhu di depan perenggan lebih rendah dibandingkan suhu di belakangnya, perenggan tersebut adalah perenggan panas.

- Landaian horizontal suhu digunakan untuk menyatakan kekuatan perenggan. Makin besar landaian horizontal suhu, makin besar kekuatan perenggan.

Tabel 5.1 Angin geostrofik dan isobar

Jarak isobar	Lintang tempat dalam derajat										
	20	25	30	35	40	45	50	55	60	65	70
1,0	113	92	77	68	60	55	51	47	45	43	41
1,1	103	83	70	61	55	50	46	43	41	39	37
1,2	94	76	65	56	50	46	42	39	37	36	34
1,3	87	70	60	52	46	42	39	36	34	33	32
1,4	81	65	55	48	43	39	36	34	32	31	29
1,5	75	61	52	45	40	37	34	32	30	28	27
1,6	71	57	48	42	38	34	32	30	28	27	26
1,7	67	54	46	40	35	32	30	28	26	25	24
1,8	63	51	43	38	33	30	28	26	25	24	23
1,9	60	51	43	38	33	30	28	26	25	24	23
2,0	57	46	39	34	30	27	25	24	22	21	21
2,1	54	44	37	32	29	26	24	23	21	20	20
2,2	51	42	35	31	27	25	23	21	20	19	19
2,3	49	40	34	29	26	24	22	21	19	19	18
2,4	47	38	32	28	25	23	21	20	19	18	17
2,5	45	37	31	27	24	22	20	19	18	17	16
2,6	44	35	30	26	23	21	19	18	17	16	16
2,7	42	34	29	25	22	20	19	18	17	16	15
2,8	40	33	28	24	22	20	18	17	16	15	15
2,9	39	32	27	23	21	19	17	16	15	15	14
3,0	38	31	26	23	20	18	17	16	15	14	14
3,5	32	26	22	19	17	16	14	14	12	12	12
4,0	28	23	20	17	15	14	13	12	11	11	10
4,5	26	21	18	15	14	12	11	11	10	10	9
5,0	23	18	15	14	12	11	10	9	9	9	8

Keterangan : Jarak isobar dalam derajat; kecepatan angin dalam knot.

Sumber : WMO (1998)

- Bila di antara dua daerah tekanan tinggi isobar berbentuk U, sumbu daerah isobar berbentuk U adalah tempat palung (*trough*). Makin

dalam cekungan huruf U, palung makin kuat. Di atas Asia Tenggara palung yang merupakan kepanjangan dari perenggan di atas Asia Tengah/Timur ujungnya dapat mencapai Thailand. Di atas Lautan India selatan bagian timur ujung palung dapat sampai selatan Sumatra/selatan Jawa Barat. Di ujung palung sering timbul pusaran (*vortex*).

- Di Asia, tinggi dan landaian tekanan digunakan untuk menandai kekuatan monsun. Adanya seruak monsun (*monsoon surge*) ditaksir dengan nilai indeks yang terdiri atas nilai tekanan di 30 LU 110 BT dan landaian tekanan ke selatan. Bila tekanan di 30 LU 110 BT sama atau lebih besar dari 1030 hPa dan landaian tekanan ke selatan sama atau lebih dari 1 hPa/derajat lintang dikatakan ada seruak monsun.
- Di Australia, Biro Meteorologi Australia (BoM) menggunakan nilai indeks tekanan untuk menandai aktivitas angin pasat di kawasan Pasifik Selatan. Indeks tersebut dikenal dengan Indeks Osilasi Selatan (*Southern Oscillation Indeks*, SOI), yakni beda antara fluktuasi tekanan bulanan atau musiman di Tahiti dan Darwin. Rumus yang digunakan BoM untuk menghitung SOI adalah:

$$\text{SOI} = \frac{10 [P_{\text{diff}} - P_{\text{diffav}}]}{\text{SD}(P_{\text{diff}})}$$

dengan:

P_{diff} = (rata-rata tekanan permukaan laut Tahiti untuk bulan itu)
(rata-rata tekanan permukaan laut Darwin untuk bulan itu)

P_{diffav} = rata-rata jangka panjang P_{diff} untuk bulan itu

$\text{SD}(P_{\text{diff}})$ = simpangan baku (*standard deviation*) P_{diff} untuk bulan itu

- SOI positif berkaitan dengan pasat di Pasifik barat kuat dan suhu muka laut tinggi di sebelah utara Australia. Dalam keadaan SOI positif di

utara Australia banyak hujan, dan sebaliknya bila SOI negatif berkaitan dengan pasat di Pasifik lemah. Dalam keadaan SOI negatif di Australia timur dan utara kering, di Indonesia yang berdekatan dengan Australia juga kering.

Tabel 5.2 Data SOI tahun 1980-2000

thn	jan	feb	mar	apr	mei	jun	jul	agu	sep	okt	nop	des
1980	3.2	1.1	-8.5	-12.9	-3.5	-4.7	-1.7	1.4	-5.2	-1.9	-3.4	-0.9
1981	2.7	-3.2	-16.6	-5.5	7.6	11.5	9.4	5.9	7.5	-5.0	2.6	4.7
1982	9.4	0.6	2.4	-3.8	-8.2	-20.1	-19.3	-23.6	-21.4	-20.2	-31.1	-21.3
1983	-30.6	-33.3	-28.0	-17.0	6.0	-3.1	-7.6	0.1	9.9	4.2	-0.7	0.1
1984	1.3	5.8	-5.8	2.0	-0.3	-8.7	2.2	2.7	2.0	-5.0	3.9	-1.4
1985	-3.5	6.7	-2.0	14.4	2.8	-9.6	-2.3	8.5	0.2	-5.6	-1.4	2.1
1986	8.0	-10.7	0.8	1.2	-6.6	10.7	2.2	-7.6	-5.2	6.1	-13.9	-13.6
1987	-6.3	-12.6	-16.6	-24.4	-21.6	-20.1	-18.6	-14.0	-11.2	-5.6	-1.4	-4.5
1988	-1.1	-5.0	2.4	-1.3	10.0	-3.9	11.3	14.9	20.1	14.6	21.0	10.8
1989	13.2	9.1	6.7	21.0	14.7	7.4	9.4	-6.3	5.7	7.3	-2.0	-5.0
1990	-1.1	-17.3	-8.5	-0.5	13.1	1.0	5.5	-5.0	-7.6	1.8	-5.3	-2.4
1991	5.1	0.6	-10.6	-12.9	-19.3	-5.5	-1.7	-7.6	-16.6	-12.9	-7.3	-16.7
1992	-25.4	-9.3	-24.2	-18.7	0.5	-12.8	-6.9	1.4	0.8	-17.2	-7.3	-5.5
1993	-8.2	-7.9	-8.5	-21.1	-8.2	-16.0	-10.8	-14.0	-7.6	-13.5	0.6	1.6
1994	-1.6	0.6	-10.6	-22.8	-13.0	-10.4	-18.0	-17.2	-17.2	-14.1	-7.3	-11.6
1995	-4.0	-2.7	3.5	-16.2	-9.0	-1.5	4.2	0.8	3.2	-1.3	1.3	-5.5
1996	8.4	1.1	6.2	7.8	1.3	13.9	6.8	4.6	6.9	4.2	-0.1	7.2
1997	4.1	13.3	-8.5	-16.2	-22.4	-24.1	-9.5	-19.8	-14.8	-17.8	-15.2	-9.1
1998	-23.5	-19.2	-28.5	-24.4	0.5	9.9	14.6	9.8	11.1	10.9	12.5	13.3
1999	15.6	8.6	8.9	18.5	1.3	1.0	4.8	2.1	-0.4	9.1	13.1	12.8
2000	5.1	12.9	9.4	16.8	3.6	-5.5	-3.7	5.3	9.9	9.7	22.4	7.7

Sumber: NOAA

- Di sekitar daerah isobar melingkar angin di daerah tersebut ditaksir dengan rumus angin landaian (*gradient wind*):

$$V^2/r - 1/p = fV$$

dengan V kecepatan angin, r jejari lingkaran isobar, $\frac{1}{r} \frac{dp}{dr}$ landaian tekanan dalam arah r , dan f faktor Corioli. Karena putaran angin di sekitar daerah tekanan tinggi berbeda dengan di sekitar daerah tekanan rendah, dalam rumus angin landaian tersebut $\frac{1}{r} \frac{dp}{dr}$ dibedakan dengan nilai positif untuk daerah tekanan tinggi dan negatif untuk daerah tekanan rendah sehingga angin landaian di sekitar daerah tekanan tinggi bersifat antisiklonal dengan:

$$\frac{V^2}{r} - \frac{1}{r} \frac{dp}{dr} = fV$$

dan di daerah tekanan rendah angin bersifat siklonal dengan:

$$\frac{V^2}{r} + \frac{1}{r} \frac{dp}{dr} = fV$$

- Di sekitar khatulistiwa sering pula terdapat sel daerah tekanan tinggi dan daerah tekanan rendah meskipun tekanannya tidak tinggi. Di daerah tekanan tinggi angin cenderung ke arah timur, dan di daerah tekanan rendah cenderung ke arah barat.

5.2.3 Analisis dan Penaksiran Hasil Analisis Isalobar

Selain analisis isobar sering pula dilakukan analisis data perubahan tekanan selama rentang waktu yang dipilih, misalnya setiap 3 jam atau setiap 6 jam. Bila dilakukan secara manual, data perubahan tekanan dapat diperoleh dari data tiap stasiun pengamatan atau dengan cara menindihkankan peta isobar waktu saat itu di atas peta sebelumnya, dan di atasnya lagi peta kosong. Kemudian ditandai titik-titik potong dua isobar pada peta kosong serta dirajah beda tekanan dari isobar yang berpotongan tersebut. Sekarang analisis dapat dilakukan secara langsung dengan komputer.

a. Analisis

Dari hasil rajahan titik-titik potong dua isobar, selanjutnya dibuat garis-garis yang menghubungkan nilai-nilai yang sama. Garis-garis tersebut disebut "isalobar".

b. Sifat Umum

Di kawasan luar tropik:

- Isalobar rapat;
- Baik daerah isalobar (daerah perubahan tekanan) positif maupun daerah isalobar negatif umumnya tampak jelas.

Di kawasan tropik:

- Isalobar sangat jarang karena di kawasan tropik, utamanya sekitar khatulistiwa, variasi harian tekanan kecil dan hampir tetap, kecuali di daerah siklon tropis dan di dekat sekitarnya.

c. Penaksiran

Isalobar digunakan untuk menaksir gerakan sel-sel tekanan atau gerakan sifat massa udara:

- Daerah isalobar positif menandai datangnya daerah tekanan tinggi dan daerah isalobar negatif menandai datangnya daerah tekanan rendah ke daerah tersebut.

5.2.4 Analisis dan Penaksiran Hasil Analisis Medan Angin

Bila tidak ada penjelasan lain, angin adalah gerak udara dalam arah mendatar pada suatu tempat (titik). Tetapi, dengan pengertian bahwa arah angin tidak harus menunjukkan arah gerak keseluruhan massa udara.

a. Analisis

Untuk menganalisis medan angin, arah dan kecepatan angin dirajah pada suatu peta. Dengan menarik garis melalui tempat-tempat yang kecepatan anginnya sama diperoleh susunan isotak; dan dengan menarik garis melalui tempat-tempat yang arah anginnya sama diperoleh susunan isogon. Analisis ada yang dilakukan dengan merajah vektor angin, membuat garis yang menyinggung vektor angin, dan ada pula yang hanya menggambarkan arah angin pada setiap titik berupa anak panah sehingga anak panah menunjukkan arah angin pada titik yang bersangkutan. Dari garis-garis singgung tersebut diperoleh garis

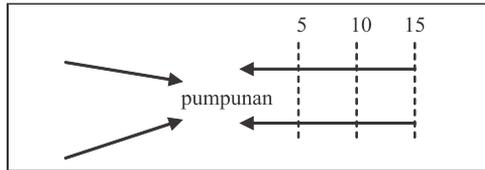
arus (*streamline*), dengan pengertian bahwa garis arus tidak menyatakan arah aliran udara dalam jarak jauh.

Analisis angin dalam bidang horizontal umumnya dilakukan pada setiap paras standar mulai dari paras 1000 hPa. Dalam peta sinoptik analisis pada bidang permukaan jarang dilakukan karena angin sangat berubah-ubah dan sangat bergantung kepada topografi setempat. Adakalanya dilakukan analisis pada paras ketinggian 10 meter yang cukup memadai untuk digunakan di atas daerah laut sebagai penaksir gelombang laut. Tetapi, untuk daerah daratan kurang sesuai dan banyak penyimpangannya karena topografinya tidak sama dan data tidak dapat direduksi pada permukaan standar.

Umumnya peta garis arus disatukan dengan peta "isotak". Isotak adalah garis yang menghubungkan tempat-tempat dengan kecepatan angin yang sama. Bentuk garis arus ada yang lurus sejajar, melengkung sejajar, mengumpul dari dua arah, mengumpul dari berbagai arah, dan menyebar. Dari susunan garis arus, isotak, dan isogon dapat dikenali pola-pola daerah, misalnya daerah peredaran antisiklonal, daerah peredaran siklonal, daerah pusaran, daerah pumpunan, dan daerah beraian.

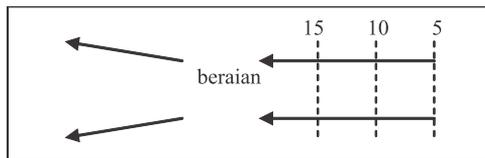
Daerah antisiklonal ditandai dengan isogon memencar dan isovel makin besar ke arah luar. Garis angin terlihat keluar dari pusatnya dan arahnya berubah menganan bila di belahan bumi utara, dan mengiri bila di belahan bumi selatan. Daerah siklonal ditandai dengan isogon memencar dan isovel makin kecil ke arah pusat serta garis angin yang terlihat menuju ke pusat dan arahnya berubah mengiri bila di belahan bumi utara dan menganan bila di belahan bumi selatan.

Daerah pumpunan angin (*convergence*) ditandai dengan arah garis angin yang menuju ke daerah tersebut dan/atau isotak makin kecil ke arah pusat daerah.



Gambar 5.13 Daerah pumpunan

Daerah beraian angin (*divergence*) ditandai dengan arah garis angin yang memencar keluar dari suatu daerah dan/atau keluar daerah tersebut isotak makin besar.



Gambar 5.14 Daerah beraian

Daerah pusaran ditandai dengan garis arus yang melingkar sejajar atau spiral menuju ke satu titik dan makin ke dalam kecepatan angin makin kecil. Adakalanya dikenali daerah konfluens dan difluense yang masing-masing ditandai dengan daerah pengumpulan dan daerah penyebaran arah angin tetapi tidak mempunyai sifat pumpunan dan sifat beraian.

b. Sifat Umum

- Pada umumnya di pusat garis arus menyebar kecepatan anginnya rendah, demikian pula di pusat garis arus mengumpul.
- Kecepatan angin di paras bawah umumnya lebih rendah dibandingkan di paras atas.

Di kawasan luar tropik:

- Di kawasan lintang tengah angin baratan lebih dominan, sedangkan di sekitar kutub angin timuran lebih kuat.

Di kawasan tropik:

- Angin pasat lebih dominan;

- Pada paras bawah aliran di atas kawasan tropik khatulistiwa dalam garis besarnya mempunyai dua pola dasar, yakni pola aliran inersial (*inertial flow*) dan pola aliran mantap (*steady state flow*).

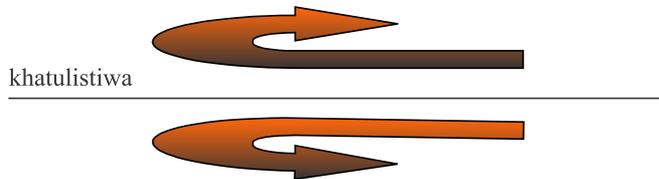
Aliran inersial adalah aliran yang dibentuk oleh kakas Corioli akibat dari perputaran bumi. Bila dipandang tidak ada gesekan, dalam kondisi tersebut berlaku hubungan:

$$V^2/r = fV$$

dengan V adalah vektor angin, r jari-jari lengkungan, dan f adalah faktor Corioli, yang besarnya sama dengan $2 \sin \phi$. ϕ adalah kecepatan sudut perputaran bumi, dan ϕ sudut lintang geografi. Persamaan gerak inersial berbentuk:

$$\begin{aligned} du/dt &= fv \\ dv/dt &= -fu \end{aligned}$$

Dari persamaan tersebut dapat ditunjukkan bila arahnya sejajar khatulistiwa, di belahan bumi utara cenderung berbelok ke utara dan bila di belahan bumi selatan cenderung berbelok ke selatan.

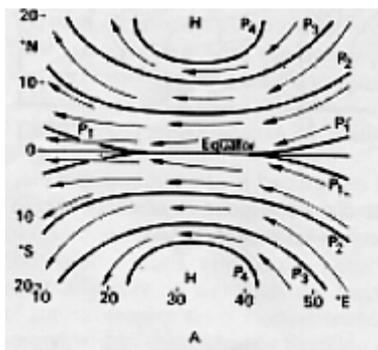


Gambar 5.15 Pola dasar aliran inersia di kawasan tropik khatulistiwa

Aliran mantap diturunkan dari persamaan gerak dengan asumsi $dV/dt = 0$. Ada empat pola dasar sistem angin di kawasan tropik, pola A, B, C, dan D sebagai berikut:

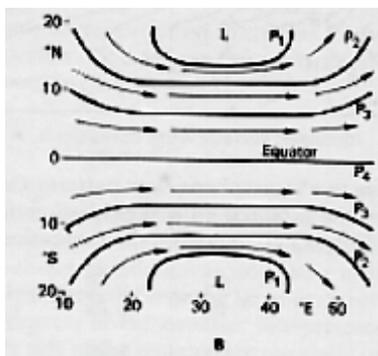
Pola A disebut "atap (*duct*) khatulistiwa". Atap khatulistiwa dibentuk oleh adanya tekanan tinggi di sebelah-menyebelah khatulistiwa. Dalam keadaan terdapat atap khatulistiwa, angin di sekitar khatulistiwa berarah sejajar garis khatulistiwa dari arah timur dan

bersifat geostrofik. Pola demikian sering terjadi di atas Lautan Pasifik tengah dan Atlantik. Di daerah pertemuan angin (kanan) pertemuan tidak bersifat pempunan melainkan segera menyebar (kiri). Daerah pertemuannya disebut "konfluens (*confluence*)", dan daerah penyebarannya disebut "difluens (*defluence*)". Pola atap khatulistiwa tidak pernah terjadi di kawasan Indonesia.



Gambar 5.16 Sistem angin pola atap khatulistiwa (Johnson and Morth,1960; dalam Lockwood, 1974)

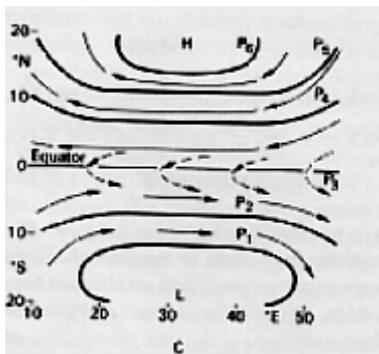
Pola B di sebut "jembatan khatulistiwa (*equatorial bridge*)". Jembatan khatulistiwa adalah pola yang dibentuk oleh pasangan tekanan rendah di sebelah-menyebelah khatulistiwa.



Gambar 5.17 Sistem angin pola jembatan khatulistiwa (Johnson and Morth,1960; dalam Lockwood, 1974)

Dalam keadaan terdapat jembatan khatulistiwa angin di sekitar khatulistiwa menjadi dari barat dan bersifat geostrofik, kemudian di sebelah timur daerah tekanan rendah berbelok siklonal ke utara dan ke selatan khatulistiwa. Keadaan yang demikian sering terjadi di atas Lautan India dan di atas Lautan Pasifik barat di dekat Papua. Di atas Lautan Pasifik barat sering timbul berkaitan dengan aktifnya ENSO.

Pola C disebut "undakan khatulistiwa (*equatorial step*)", Undakan khatulistiwa dibentuk oleh pasangan tekanan tinggi di utara dan tekanan rendah di selatan khatulistiwa.

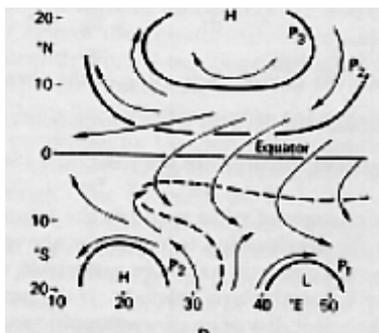


Gambar 5.18 Sistem angin pola undakan khatulistiwa (Johnson and Morth, 1960, dalam Lockwood, 1974)

Angin di sekitar khatulistiwa bersifat kuasi geostrofik. Dalam keadaan terdapat undakan khatulistiwa, angin yang melintas khatulistiwa berubah menjadi baratan khatulistiwa. Keadaan demikian sering terjadi pada waktu awal monsun dingin Asia dalam bulan November-Desember.

Pola D disebut "arus lintas khatulistiwa sederhana (*simple cross equatorial drift*)". Arus lintas khatulistiwa sederhana dibentuk oleh tekanan tinggi di sebelah utara khatulistiwa dan tekanan tinggi serta tekanan rendah di sebelah selatan khatulistiwa. Bila di sebelah utara khatulistiwa angin dari utara dan di sebelah selatan khatulistiwa juga

dari utara, angin di sebelah selatan khatulistiwa bersifat siklonal. Keadaan demikian sering terjadi di Indonesia pada waktu aktifnya monsun dingin Asia dalam bulan Januari-Maret.



Gambar 5.19 Sistem angin pola arus lintas khatulistiwa sederhana (Johnson and Morth, 1960; dalam Lockwood, 1974)

c. Penaksiran

Angin mempunyai dua ukuran, yakni arah dan kecepatan, namun tidak dapat dipisahkan. Tiap pasangan nilai mempunyai sifat yang berbeda, misalnya angin dari arah 90 dengan kecepatan 10 knot tidak sama sifatnya dengan angin yang arahnya 30 dengan kecepatan 10 knot; demikian pula berbeda dengan angin yang arahnya 90 dengan kecepatan 3 knot dan angin yang arahnya 90 dengan kecepatan 10 knot.

- Arah angin dapat digunakan untuk menaksir asal sifat udara yang berada di atas suatu daerah, dan kecepatan angin digunakan untuk menaksir kecepatan lautan atau penjalaran atau perpindahan sifat udara.

Hasil analisis berupa peta garis arus dapat memberi gambaran antara lain tentang daerah dengan arah dan kecepatan angin tertentu, daerah pempunan (*convergence*), daerah beraian (*divergence*), lokasi Pias Pumpun Antartropik (PPAT), daerah antisiklonal, dan daerah siklonal.

Dengan peta garis arus dan isotak dapat dikenali sifat-aliran atau peredaran atmosfer (peredaran sifat-sifat atmosfer).

- Dengan menggunakan hukum kekekalan massa dan persamaan kontinuitas:

$$1/d \cdot dt = (u/x + v/y + w/z)$$

Untuk udara tak termampatkan dan dalam aliran stasioner nilai $d \cdot dt = 0$, maka:

$$(u/x + v/y + w/z) = 0 \text{ atau}$$

$$(u/x + v/y) = -w/z$$

$(u/x + v/y) < 0$ disebut pumpunan; $(u/x + v/y) > 0$ disebut beraian.

Di paras bawah:

- Bila $(u/x + v/y) < 0$, maka $w/z > 0$ atau kecepatan vertikal ke atas makin besar. Jadi, di atas daerah pumpunan udara cenderung bergerak ke atas sehingga awan golakan mudah terjadi. Bila $(u/x + v/y) > 0$, maka $w/z < 0$ atau kecepatan vertikal ke atas makin kecil. Jadi, di atas daerah beraian udara cenderung bergerak ke bawah sehingga awan golakan sulit terjadi;
- Daerah antisiklonal adalah daerah beraian angin sehingga udara di atasnya cenderung bergerak ke bawah atau bersifat mantap dan sulit terbentuk awan;
- Daerah siklonal adalah daerah pumpunan sehingga udara di atasnya cenderung bergerak ke atas atau bersifat tak mantap dan mudah terbentuk awan golakan.

Daerah pumpunan angin yang terkenal adalah Pias Pumpun Atartropik (PPAT) yang terdapat di kawasan tropik. Awalnya PPAT didefinisikan sebagai pertemuan antara angin pasat belahan bumi utara atau angin pasat timur laut dan angin pasat dari belahan bumi selatan atau angin pasat tenggara. Namun demikian, dalam praktek definisi tersebut tidak berlaku di semua daerah. Sifat sebagaimana dalam definisinya terlihat

jelas hanya pada PPAT di Lautan Pasifik dan lautan Atlantik. Di wilayah Indonesia tidak jelas karena tercampur dengan angin monsun.

- Pada PPAT udara cenderung bergolak sehingga mudah terbentuk awan dan hujan. Namun demikian, awan pada PPAT tidak berbentuk satu lembaran melainkan sebagai kumpulan awan-awan golongan skala meso.
- Dalam skala waktu musiman letak PPAT bergeser mengikuti gerak matahari ke selatan dan ke utara tetapi setiap harinya sangat berubah-ubah, baik letaknya maupun kadarnya.
- Dalam daerah pampunan di permukaan bumi udara cenderung bergerak ke atas, tetapi sebaliknya bila daerah pampunan terdapat di atmosfer atas (misalnya pada paras 200 hPa) udara pada paras tersebut cenderung bergerak ke bawah.
- Dalam daerah beraian di permukaan bumi udara di atasnya cenderung turun, tetapi dalam daerah beraian di atmosfer atas udara pada paras atas tersebut cenderung bergerak ke atas.
- Bila di paras bawah (misalnya pada paras 850 hPa) terdapat daerah pampunan dan pada paras atas (misalnya pada paras 300 atau 200 hPa) terdapat daerah beraian, awan dapat tumbuh subur karena udara cenderung bergerak ke atas, dan pada paras atas bahang yang keluar dari pengembunan mudah terbawa keluar oleh angin yang menyebar.
- Sebaliknya apabila pada paras bawah terdapat daerah beraian dan pada paras atas terdapat daerah pampunan, udara cenderung bergerak ke bawah sehingga pertumbuhan awan vertikal kurang.
- Nilai beraian (*divergence*) pada suatu paras dapat ditaksir dengan besarnya perubahan suhu mendatar. Ke arah daerah makin dingin, beraian makin besar.

Penjelasan:

Dalam skala besar dan dalam proses adiabat, gerak vertikal pada suatu paras H dinyatakan sebagai:

$$w = (1/\sigma_p) \left(\frac{dT}{dt} \right)_H$$

atau

$$w = (1/\sigma_p) \left(T \left(\frac{1}{t} + u \frac{1}{x} + v \frac{1}{y} \right) \right)_H$$

maka $w/z = (1/d) \{ dT/dt \}_H / z$
 dan karena $\text{div.}V = w/z = u/x + v/y$
 maka $\text{div.}V = (1/d) \{ (dT/dt)_H / z \}$

- Pada paras bawah bila angin mendekati dan sampai melewati khatulistiwa, terjadi perubahan sifat aliran. Sifat perubahan aliran dapat ditaksir berdasarkan hukum kekekalan kepusaran mutlak $d(+f) = 0$ atau $+f = \text{tetap}$. Berbagai kemungkinan perubahan sifat aliran bila melintasi khatulistiwa seperti pada tabel berikut:

Bila nilai $\xi = \zeta + f$	Nilai ζ dan f dan sifat aliran di bbs yang mungkin	Nilai ζ dan f dan sifat aliran di bbu yang mungkin	Penjelasan
$\xi = 0$	$\zeta > 0, f < 0$; dan $ \zeta = f $ Sifat aliran: A	$\zeta < 0, f > 0$ dan $ \zeta = f $ Sifat aliran: A	Bila di bbs sifat aliran A , di bbu tetap A
$\xi < 0$	$\zeta = 0, f < 0$ Sifat aliran: Ir	$\zeta < 0, f > 0$ dan $ \zeta = f $ Sifat aliran: A	Bila di bbs sifat aliran Ir , di bbu menjadi menjadi A
	$\zeta < 0, f < 0$; Sifat aliran: S	$\zeta < 0, f > 0$ dan $ \zeta = f $ Sifat aliran: A	Bila di bbs aliran bersifat S , di bbu menjadi A
	$\zeta > 0, f < 0$ $ \zeta = f $ Sifat aliran: A	$\zeta < 0, f > 0$ $ \zeta = f $ Sifat aliran: A	Bila di bbs sifat aliran A , di bbu tetap A
$\xi > 0$	$\zeta > 0, f < 0$ dan $ \zeta = f $ Sifat aliran: A	$\zeta = 0, f > 0$; Sifat aliran: Ir	Bila di bbs sifat aliran A , di bbu menjadi Ir
		$\zeta < 0, f > 0$ dan $ \zeta = f $ Sifat aliran: A	Bila di bbs sifat aliran A , di bbu tetap A
		$\zeta > 0, f > 0$; Sifat aliran: S	Bila di bbs sifat aliran A , di bbu menjadi S

Keterangan: **A** = antisiklonal; **S** = siklonal; **Ir** = irotasional.

Geser angin (*wind shear*). Dalam arah horizontal geser angin (*horizontal windshear*) adalah perubahan arah angin yang tajam. Titik- titik beloknya terdapat dalam garis yang disebut garis geser angin. Dalam peta garis angin, garis geser angin dapat dikenali dari susunan garis angin yang berbelok. Garis geser angin yang sering terlihat di kawasan khatulistiwa terbentuk oleh angin timuran di sebelah-menyebelah khatulistiwa yang berbalik arah karena angin baratan khatulistiwa yang kuat.

- Dalam daerah geser angin terdapat pertukaran momentum yang arahnya dari daerah momentum besar ke daerah momentum yang lebih rendah sehingga angin cenderung berputar dan menimbulkan kepusaran. Angin barat mempunyai momentum lebih besar dibandingkan angin timur meskipun sama kecepatannya karena bumi berputar dari barat ke timur.
- Di sepanjang garis geser angin, aliran udara bersifat siklonal sehingga udara cenderung bergerak ke atas dan memudahkan terbentuknya awan.

Sering pula istilah geser angin digunakan untuk arah vertikal sebagai "geser angin vertikal (*vertical windshear*)", yaitu perubahan arah angin dalam arah vertikal. Perbedaan arah di lapisan bawah dan di lapisan atas berkaitan dengan peredaran vertikal udara.

- Bila pada suatu lapisan (misalnya lapisan troposfer bawah) geser angin vertikalnya besar, dapat menimbulkan bentuk awan pipih, padat, dan menyerupai tembok.
- Bila geser angin vertikal terdapat dalam lapisan yang tebal antara troposfer bawah dan troposfer atas, menunjukkan kadar peredaran dalam skala besar. Misalnya, bila pada paras 200 hPa terdapat daerah antisiklonal yang anginnya menyebar keluar dan di paras bawah (misalnya pada 850 hPa) terdapat daerah siklonal yang anginnya masuk ke dalam, maka udara dalam kolom atmosfer tersebut cenderung naik. Sebaliknya bila pada paras atas terdapat daerah siklonal dan di paras bawah daerah antisiklonal, udara dalam kolom atmosfer tersebut cenderung bergerak ke bawah (*subsidence*).

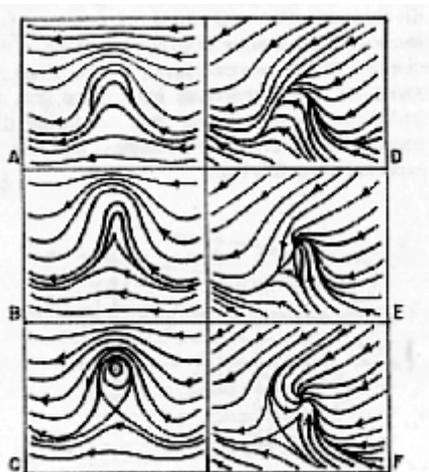
- Dalam daerah antisiklonal arah angin berubah yang rautnya berupa spiral ke luar, sedangkan dalam daerah siklonal berupa spiral ke dalam.



Gambar 5.20 Awan di dalam lapisan dengan geser angin vertikal besar. Foto oleh: Moller

Gelombang timuran (*easterly wave*). Dari garis angin di kawasan tropik pada lapisan bawah dapat dikenali gelombang timuran. Gelombang timuran sering timbul di Pasifik Barat dan di atas Atlantik.

- Gelombang timuran menjadi pemicu timbulnya siklon tropis.
- Gelombang timuran dapat digunakan untuk mengikuti perkembangan siklon tropis. Dalam proses pembentukan bibit siklon tropis, menurut Asnani (1993) pola gelombang berubah seperti urutan yang terdapat pada Gambar 5.21 (A-B-C-D-E-F). Mula-mula pola garis arus hanya terlihat gelombang kecil (A), kemudian membesar (B) sampai timbul seperti lingkaran di dalam gelombang (C). Selanjutnya terlihat ada suatu titik pertemuan (D). Titik pertemuan berkembang makin dalam dan makin besar (E) dan akhirnya dalam titik pertemuan terdapat putaran angin (F). Bila pempunan makin kuat, aliran udara menjadi berputar (seperti kalau di dalam bak airnya dibuang melalui lubang di bagian bawah bak).



Gambar 5.21 Pola perubahan garis arus pada gelombang timuran pemicu pembentukan siklon tropis (Asnani, 1993)

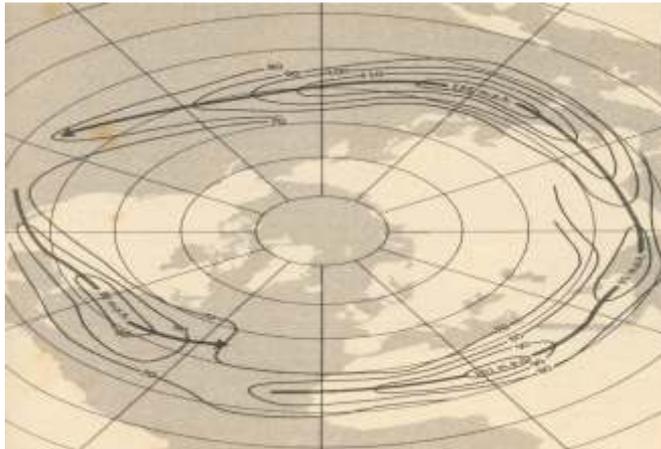
Arus jet (*jet stream*). Pada paras atas kecepatan angin umumnya besar. Pada paras atas (200 hPa) terdapat daerah dengan angin sangat kencang yang disebut "arus jet (*jet stream*)". Arus jet terdapat dalam daerah sempit sepanjang arah sumbu yang hampir horizontal yang dicirikan dengan landaian horizontal (*horizontal gradient*) dan landaian vertikal (*vertical gradient*) angin cukup besar, dengan satu atau lebih inti angin dengan kecepatan maksimum. Organisasi Meteorologi Dunia (WMO) memberikan kriteria bahwa daerah arus jet mempunyai sifat:

- kecepatan angin lebih tinggi dari 60 knot;
- panjang sel sampai sekitar 1000 km;
- lebar sel sampai sekitar 100 km;
- tebal sel sampai sekitar 1 km;
- geser vertikal angin 10 - 20 knot/km;
- geser horizontal angin sampai sekitar 10 knot/km.

Macam arus jet yang dikenal adalah:

- i) Arus jet baratan stratosferik kutub malam (*polar night stratospheric westerly jet stream*);

- ii) QBO jet di stratosfer khatulistiwa bawah (*Quasi-biennial Oscillation jet in lower equatorial stratosphere*);
- iii) Arus jet baratan perenggan kutub (*polar front westerly jet stream*);
- iv) Arus jet baratan subtropik (*subtropical westerly jet stream*);
- v) Arus jet timuran khatulistiwa (*tropical easterly jet stream*);
- vi) Arus jet paras bawah (*lower level jet stream*).



Gambar 5.22 Arus jet baratan subtropik sekeliling bumi (Trewartha, 1980)

Arus jet di paras atas mempunyai peran penting sebagai pengangkut energi pendam (*latent heat*) yang keluar dari puncak-puncak awan. Oleh karena itu, daerah arus jet paras atas terletak di atas daerah yang banyak awan seperti di atas perenggan dan siklon, di atas Pias Pumpun Antartropik, dan lain-lain. Dengan adanya arus jet peredaran atmosfer dapat berlangsung berkelanjutan.

- Di bawah daerah arus jet dapat timbul golak-galik (golak-galik udara cerah/*clear air turbulence*) yang dapat menjadi gangguan bagi pesawat terbang yang melalui kawasan tersebut;
- Di kawasan luar tropik arus jet menandai adanya perenggan di bawahnya. Perenggan dingin terletak di bawah arus jet yang sumbernya menuju ke arah kutub, sedangkan perenggan panas terdapat di bawah arus jet yang sumbernya menuju khatulistiwa. Makin kencang arus jet

menunjukkan adanya landaian horizontal suhu yang besar atau makin aktifnya perenggan di bawahnya;

- Di kawasan tropik khatulistiwa berkaitan dengan landaian vertikal angin (angin termal) dan rendahnya parameter Corioli.

Arus jet baratan stratosferik kutub malam. Arus jet baratan stratosferik kutub malam terdapat di kawasan lintang tengah pada ketinggian 60 - 70 km; kecepatan angin sekitar 60 m/dt (120 knot) pada musim panas dan sampai sekitar 80 m/dt (160 knot) pada musim dingin; kecepatan tertinggi dapat mencapai 250 knot.

- Bila terjadi pemanasan stratosfer mendadak (*sudden stratospheric warming*), arus jet berubah menjadi timuran tetapi lemah;
- Di belahan bumi selatan kecepatan arus jet lebih tinggi dibandingkan dengan kecepatan arus jet di belahan bumi utara.

QBO (*Quasi-biennial Oscillation*) jet di stratosfer khatulistiwa bawah.

QBO jet terdapat di bagian bawah stratosfer di atas khatulistiwa pada ketinggian sekitar 23 km dari permukaan laut. QBO tersebut berosilasi.

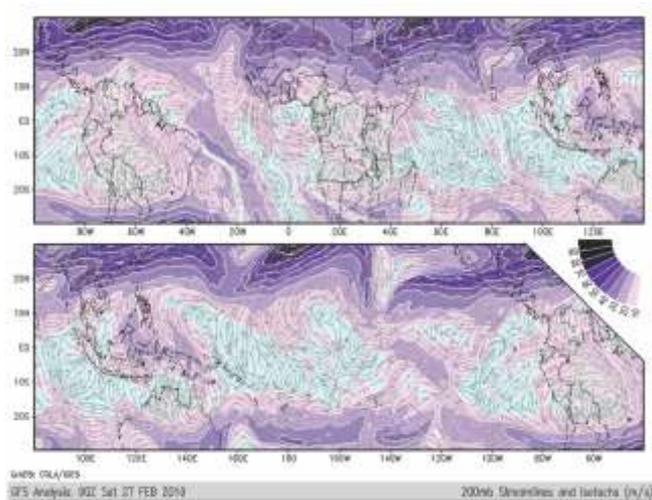
- Kecepatannya lebih dari 30 m/dt (60 knot) dan kecepatan maksimum sekitar 40 knot, berosilasi (bergantian dari arah barat dan arah timur) dengan periode sekitar 26 bulan, dan dapat mudah dikenali dari analisis penampang tegak;
- Mulai muncul berosilasi pada ketinggian sekitar 34 km (10 hPa) kemudian turun sampai sekitar ketinggian 16 km (50 - 100 hPa) dalam waktu sekitar 18 bulan;
- Sering timbul di atas India dalam bulan Juli - Agustus; sebaliknya arus jet baratan sering timbul dalam musim dingin di belahan bumi utara.

Arus jet baratan perenggan kutub. Arus jet baratan perenggan kutub terdapat di kawasan kutub pada paras 300 hPa (sekitar 10 km dari permukaan laut) di atas daerah perenggan di agak ke depan dari perenggan yang terdapat pada paras 500 hPa.

- Dalam musim dingin kecepatannya lebih tinggi dibandingkan dalam musim panas. Kecepatan angin menjadi besar apabila dibawahnya terdapat siklon;

- Arah arus jet lebih banyak komponen meridionalnya. Pada bagian inti kepusaran mutlaknya hampir nol;
- Pada musim dingin lebih kuat dibandingkan pada musim panas;
- Kepusaran mutlaknya ($+f$) pada daerah arus jet sama dengan nol, ($+f$) = 0, atau kepusaran nisbinya (ζ) hampir sama dengan kebalikan kepusaran bumi (f). Oleh karena itu, di paras arus jet baratan perenggan kutub udara cenderung ke bawah.

Arus jet baratan subtropik. Arus jet baratan subtropik terdapat di sekitar lintang 30 pada ketinggian sekitar 12 km dari permukaan laut, yang dapat dikenali dari analisis medan angin pada paras 200 hPa.

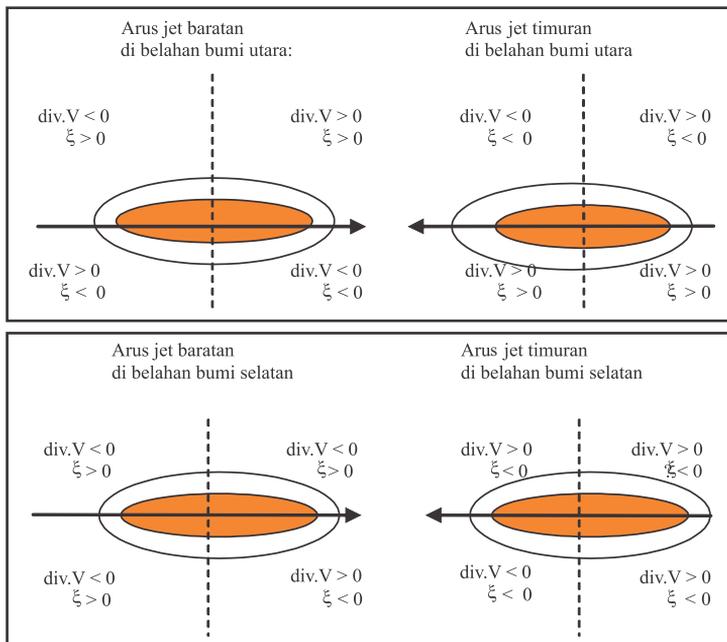


Gambar 5.23 Arus jet baratan subtropik (ungu) pada paras 200 hPa. Arah angin dari barat. Sumber: NOAA

Peredaran pada paras tersebut dikenal sebagai pengendali pola peredaran dan fenomena yang terdapat di paras bawah. Unsur penting pada paras tersebut adalah pias angin baratan, arus jet (*jet stream*), dan punggung antisiklonal (*ridge*).

- Di lintang tinggi di daerah arus jet landaian suhu besar ke arah samping dari arah arus;

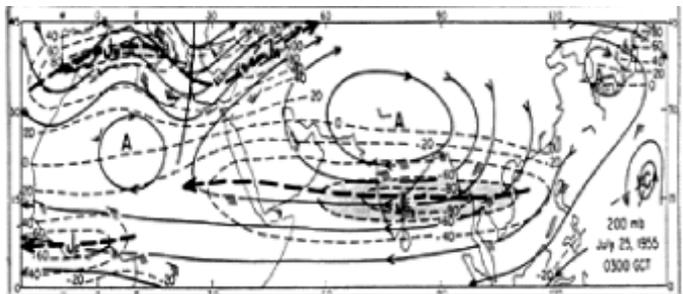
- Di sekitar sel arus jet sebagian menjadi daerah beraian dan sebagian menjadi daerah pempunan serta kepusaran yang berbeda-beda seperti pada Gambar 5.23;
- Dalam musim dingin kecepatannya lebih besar dibandingkan dalam musim panas dan posisinya mendekati khatulistiwa;
- Di atas Jepang arus jet tersebut kecepatannya sering mencapai lebih dari 250 knot ketika terjadi pertemuan arus jet baratan tersebut dengan perenggan kutub yang berasal dari dataran tinggi Tibet;
- Dalam musim dingin arus jet dapat membentuk gelombang atmosfer yang hampir stasioner dengan panjang gelombang 3000 sampai 8000 km. Arah arus jet hampir tetap;
- Variasi musiman arus jet baratan subtropis belahan bumi utara lebih besar dibandingkan variasi musiman arus jet baratan di belahan bumi selatan.



Gambar 5.24 Sifat aliran di sekitar arus jet (Asnani, 1993)

Arus jet timuran khatulistiwa. Arus jet timuran khatulistiwa terdapat di atas kawasan tropik. Arah angin dari timur pada paras tekanan 300 - 100 hPa atau pada ketinggian antara 10 - 13 km di atas khatulistiwa. Komponen timur bertambah mengikut ketinggian. Kecepatan arus jet dapat lebih dari 60 knot. Arus jet timuran khatulistiwa sering terjadi di atas Asia, utamanya di atas India dalam musim panas.

- Umumnya timbul pada waktu musim panas;
- Di atas khatulistiwa Lautan India digunakan untuk menandai monsun. Kekukuhan arahnya mencapai 95% dan kekukuhan kecepatannya sekitar 30% dengan simpangan 20 knot. Landaian atau geser vertikal angin sekitar 10 knot/km sedangkan landaian atau geser horizontalnya kecil sekitar 10 knot/100 km. Makin kuat menandai monsun barat daya atau monsun panas Asia kuat;
- Arus jet timuran kuat, umumnya diimbangi pula dengan arus jet baratan subtropik, dan di bawahnya terdapat awan-awan golakan yang kuat;
- Menjauhi khatulistiwa ketinggiannya makin rendah.



Gambar 5.25 Arus jet timuran khatulistiwa (Palmén dan Newton, 1969)

Arus jet paras bawah. Di beberapa kawasan (misalnya di atas Afrika Timur, Amerika Tengah, dan Peru) pada paras antara 1 - 2 km sering terdapat angin kencang semacam arus jet tetapi kecepatannya lebih rendah dari kriteria WMO (60 knot). Timbulnya arus jet paras bawah banyak berkaitan dengan topografi, orografi, pemanasan harian, tekanan, dan kemantapan udara. Lokasi yang memudahkan terbentuknya arus jet paras bawah antara lain:

- a) Kemiringan lereng gunung yang sejajar dengan aliran antisiklonal di sekitar daerah tekanan tinggi subtropik;
- b) Kawasan pantai benua yang orientasinya utara-selatan di dekat aliran lintas khatulistiwa; dan
- c) Celah antara dua pegunungan tinggi .

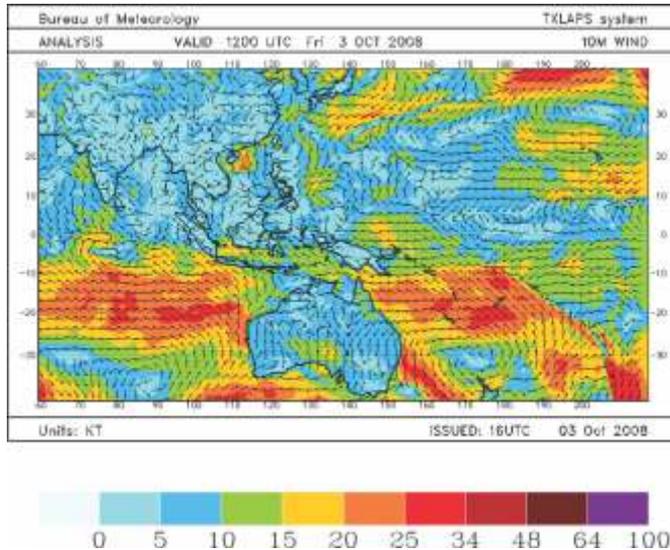
5.2.4.1 Penaksiran Hasil Analisis Angin pada Berbagai Paras

Analisis angin dilakukan dengan membuat garis arus (*stream line*) dan dilengkapi dengan isovel atau isotak. Penaksiran hasil analisis angin lebih sulit dibandingkan dengan hasil analisis isobar. Meskipun penaksiran sama, yaitu dari raut sebaran dan landaian nilai-nilai angin, tetapi banyak sekali faktor yang menentukan pola sebaran tersebut sehingga banyak sekali ragam rautnya. Oleh karena itu, dalam tulisan ini hanya dibahas hal-hal yang pokok saja.

5.2.4.1.1 Penaksiran Hasil Analisis Angin pada Paras Dekat Permukaan (Gradient Level)

a. Analisis

Umumnya data angin paras dekat permukaan yang digunakan adalah angin pada ketinggian 10 meter (tinggi anemometer). Tetapi penggunaan yang baik hanya di atas laut karena di atas darat topografi permukaan tidak seragam.



Gambar 5.26 Peta angin pada paras landaian (*gradient level* - 10 m)

b. Sifat Umum

Sifat penting pada lapisan dekat permukaan bumi adalah:

1) Gesekan antara udara dan permukaan bumi cukup besar

Sifat gerak dianalisis/diturunkan dengan persamaan gerak dasar:

$$\begin{aligned} du/dt &= p/x + fv + \{K_{zx} u/z\}/z \\ dv/dt &= p/y - fu + \{K_{zy} v/z\}/z \\ dw/dt &= p/z - g + \{K_{zz} w/z\}/z \end{aligned}$$

dengan $K_{zz} \ll p/z$ dan juga $\ll g$. K_{zx} , K_{zy} , disingkat K dapat berupa K_M , K_H , K_W , dengan K_M *coefficient of eddy viscosity* yang berkaitan dengan *vertical flux of momentum*; K_H *coefficient of eddy viscosity* yang berkaitan dengan *vertical flux of sensible heat*; K_W *coefficient of eddy viscosity* yang berkaitan dengan *vertical flux of eddy water vapour*. Dalam arah vertikal gaya gesekan olak (*frictional eddy force*) jauh lebih kecil dibandingkan landaian tekanan dan gravitas:

$$\{K_{zz} \text{ w/ } z\} / z \ll p / z \text{ g}$$

- 2) Secara terus-menerus atmosfer kehilangan lebih dari separuh energi kinetik karena gesekan dalam lapisan batas (*boundary layer*);
- 3) Lapisan permukaan merupakan:
 - a. Tempat pertukaran bahang terindera (*sensible heat*) dan bahang pendam (*latent heat*) dari permukaan bumi/laut ke atmosfer dan sebaliknya;
 - b. Tempat pertukaran momentum (di kawasan tropik berkurangnya momentum timuran karena adanya momentum baratan);
 - c. Tempat pelepasan uap air dari bumi ke atmosfer;
 - d. Tempat modifikasi massa udara;
 - e. Tempat pembentukan kepusaran dan modifikasi anggaran kepusaran global dalam atmosfer;
 - f. Tempat pertukaran momentum laut-atmosfer yang menimbulkan perubahan peredaran arus laut;
 - g. Tempat sumber aerosol/polutan;
 - h. Berperan besar dalam pembentukan ketakmamanan golongan kedua (*Convective Instability of Second Kind, CISK*).

c. Penaksiran

Tampilan	Indikator	Penaksiran dari Aspek:			Penjelasan
		Energi	Aliran	Pertukaran Sifat	
Daerah kecepatan angin	Letak dan luas daerah isotak (isovel)	Energi kinetik	Kepusaran	Golakan, geser angin, gesekan permukaan	(a)
	Landaian kecepatan angin	Arah penjarangan energi	Kepusaran	Golakan, geser angin, gesekan permukaan	(a)
Raut garis angin	Putaran siklonal, antisiklonal, menyebar, mengumpul	Arah masuk/keluarnya energi	Kepusaran	Golakan, geser angin, gesekan permukaan	(a)

- Di atas laut perpindahan bahang dari laut ke atmosfer berlangsung melalui lambungan udara panas yang naik beberapa ratus meter yang kemudian bercampur dengan udara sekitarnya. Bahang tersebut dibawa oleh penguapan yang laju penguapannya (E) secara empirik berkaitan dengan rapat massa udara (ρ_a), kecepatan angin (u), beda antara kelembapan spesifik jenuh udara pada suhu permukaan laut (q_s), dan kelembapan spesifik jenuh udara pada suhu di ketinggian 10 meter di atas permukaan laut (q_a), yang ditulis:

$$E = \rho_a u (q_s - q_a)$$

Dari persamaan tersebut bila ρ_a dan $(q_s - q_a)$ telah diketahui, maka makin kencang kecepatan angin laju penguapan laut makin besar.

- Gelombang permukaan laut timbul karena adanya kakas yang bekerja pada laut. Kakas tersebut utamanya berasal dari tekanan atau tegangan dari atmosfer (utamanya melalui angin). Hubungan antara skala Beaufort dan kecepatan angin dikemukakan oleh Simpson (1906) dalam rumus:

$$V = 0,836 B^{3/2}$$

dengan V kecepatan angin dinyatakan dalam m/dt dan B besarnya skala Beaufort.

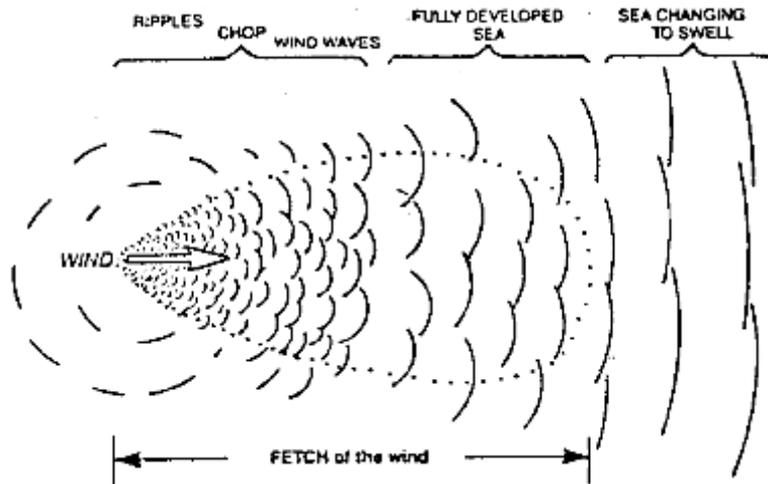
Tabel 5.3 Skala Beaufort

Skala	Tingkatan	Kecepatan (knot)	Kecepatan (m/dt)	Kecepatan (km/jam)	Tanda- tanda di laut (L) dan di darat (D)
0	Tenang	< 1	0–0,2	< 1	(L) : laut seperti kaca. (D) : Tenang; asap mengepul vertikal.
1	Teduh	1–3	0,3–1,5	1–5	(L) : Berombak kecil, tidak tampak berbuih. (D) : Asap mengepul miring, tetapi alat anemometer tidak berputar.
2	Sepoi lemah	4–6	1,6–3,3	6–11	(L) : Berombak tetapi tidak terlihat pecah (D) : Terpaan angin terasa di muka, anemometer berputar perlahan.
3	Sepoi lembut	7–10	3,4–5,4	12–19	(L) : Berombak besar dan mulai ada pecah-pecah. (D) : Daun-daun kecil di pohon bergerak; bendera dapat berkibar.
4	Sepoi sedang	11–16	5,5–7,9	20–28	(L) : Gelombang kecil tetapi periodenya lama, tampak berbuih (D) : Debu dan kertas dapat terbang; ranting pohon bergerak.
5	Sepoi segar	17–21	8,0–10,7	29–38	(L) : Gelombang sedang berbuih agak banyak (D) : Pohon-pohon kecil terlihat condong. Genangan air di tanah terlihat berombak kecil.
6	Sepoi kuat	22–27	10,8–13,8	39–49	(L) : Gelombang besar tampak berbuih tampak dimana-mana. (D) : Batang pohon terlihat bergerak; suara berdesing dari kawat telpon dapat terdengar; payung dapat terangkat.
7	Angin ribut lemah	28–33	13,9–17,1	50–61	(L) : Gelombang besar tampak berbuih bergerak searah arah angin. (D) : Pohon – pohon bergerak; berjalan terasa berat.
8	Angin ribut	34–40	17,2–20,7	62–74	(L) : Gelombang tinggi sedang dan panjang; ujung pecah gelombang terlihat seperti hanyut. (D) : Batang pohon dapat patah, sampai pohon tumbang.
9	Angin ribut kuat	41–47	20,8–24,4	75–88	(L) : Gelombang tinggi, padat, dan berderet sepanjang arah angin. Ujung pecah gelombang terlihat berputar. (D) : Dapat membawa kerusakan cerobong; pot-pot beterbangan.
10	Badai	48–55	24,5–28,4	89–102	(L) : Gelombang sangat tinggi dan panjang. Hampir semua permukaan laut terlihat putih karena pecah gelombang. (D) : Kerusakan lebih besar; tetapi di darat jarang terjadi.
11	Badai amuk	56–63	28,5–32,6	103–117	(L) : Gelombang luar biasa tinggi. Kapal kecil sampai sedang terombang-ambing dan terlihat timbul-tenggelam di belakang gelombang. (D) : Kerusakan berat; tetapi sangat jarang terjadi di darat.
12	Topan	>63	>32,6	> 117	(L) : Gelombang luar biasa besar. Udara terlihat gelap oleh adanya pecah-pecah gelombang. (D) : Hampir tidak pernah terjadi.

Keterangan: L = fenomena di laut; D = fenomena di darat.

Dari Tabel 5.3 tersebut dapat ditaksir bahwa makin kencang anginnya makin tinggi gelombang lautnya.

- Bila angin bertiup terus-menerus dalam waktu lama dapat menimbulkan alun (*swell*), yakni gelombang laut besar yang periode gelombangnya panjang hasil superposisi dari berbagai gelombang. Daerah angin pembentuk gelombang laut disebut "daerah jangkauan (*fetch*)". Alun dapat berasal dari gangguan sinoptik di tempat jauh, misalnya dari siklon, siklon tropis, atau gangguan lain.



Gambar 5.27 Angin dan alun

5.2.4.1.2 Penaksiran Hasil Analisis Angin pada Paras 850 hPa

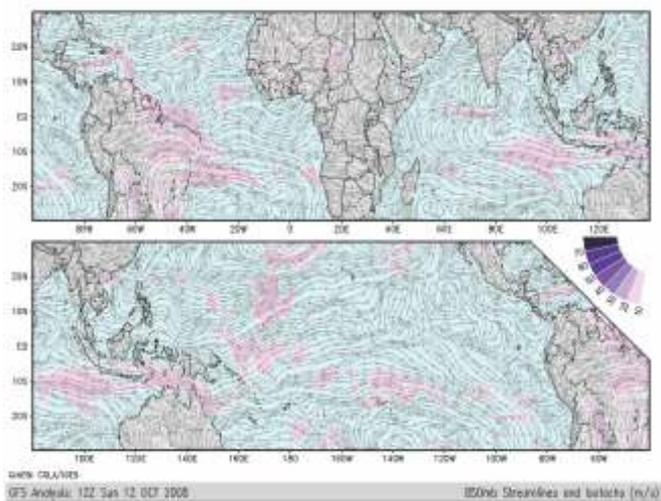
a. Analisis

Paras 850 hPa dipandang sebagai lapisan yang telah bebas dari gesekan permukaan dan dikenal sebagai awal lapisan bebas (*free layer*) atmosfer. Dengan demikian mulai dari paras 850 hPa pola sebaran unsur yang dianalisis dan fenomena-fenomena yang terdapat di dalamnya mempunyai nilai skala besar (lebih besar dari skala meso meso sinoptik).

b. Sifat Umum

Raut garis angin ada yang sejajar, melingkar, menyebar/ mengumpul, berbentuk spiral, dan ada yang mengesankan bentuk gelombang.

- Di daerah garis angin sejajar angin bersifat geostrofik (lihat analisis tekanan);
- Di belahan bumi utara angin di daerah garis angin yang melingkar dapat bersifat angin geostrofik atau angin landaian (*gradient wind*). Di belahan bumi utara putaran menganan disebut antisiklonal dan putaran mengiri disebut siklonal. Sebaliknya di belahan bumi selatan, menganan adalah siklonal dan mengiri adalah antisiklonal. Di atas daerah antisiklonal kepusarannya cenderung ke bawah dan di atas daerah siklonal kepusarannya cenderung ke atas. Oleh karena itu, di daerah antisiklonal awan sedikit dan di atas daerah siklonal dapat banyak timbul awan golongan.



Gambar 5.28 Analisis angin 850 hPa

c. Penaksiran

Kecepatan angin menunjukkan besarnya energi kinetik, $E_k = \frac{V^2}{2}$.

- Makin besar kecepatan angin, makin besar energi kinetiknya;
- Di daerah kecepatan maksimum adalah daerah beraian dan daerah

kecepatan minimum adalah daerah pumpunan. Di daerah beraian udara cenderung merosot dan di atas daerah pumpunan udara cenderung bergolak;

- Arah landaian kecepatan menunjukkan arah penjalaran energi. Makin besar landaian kecepatan angin, makin besar potensi penjalaran energi. Daerah beraian terdapat di belakang arah landaian positif, dan daerah pumpunan terdapat di depan arah landaian negatif.

Bila raut garis angin berbentuk gelombang besar (gelombang Rossby), untuk gelombang stasioner (diam) dapat ditaksir kecepatan angin sepanjang gelombang menggunakan tabel berikut:

U lintang	4 m/s	8 m/s	12 m/s	16 m/s	20 m/s
30°	2822	3990	4888	5644	6310
45°	3120	4412	5405	6241	6978
60°	3713	5252	6432	7428	8304

- Bila $U = U_s$, (U_s seperti dalam tabel) berarti gelombang tidak bergerak. Bila $U > U_s$, gelombang atau energi bergerak ke barat; bila $U < U_s$, gelombang atau energi bergerak ke timur;
- Bila panjang gelombang makin besar dan amplitudo makin kecil, arah angin zonal makin besar. Bila panjang gelombang makin kecil dan amplitudo makin besar, arah angin meridional makin besar;
- Gelombang juga berkaitan dengan gerak atau adanya perenggan atau palung. Panjang gelombang makin besar dan amplitudo makin kecil menunjukkan palung dan perenggan kurang aktif. Panjang gelombang makin kecil dan amplitudo makin besar menunjukkan palung dan perenggan aktif;
- Di kawasan tropik Atlantik dan Pasifik barat sering terlihat raut garis angin dalam bentuk gelombang yang dikenal dengan gelombang timuran (*easterly wave*). Gelombang timuran tersebut dapat menjadi tempat tumbuhnya siklon tropis.

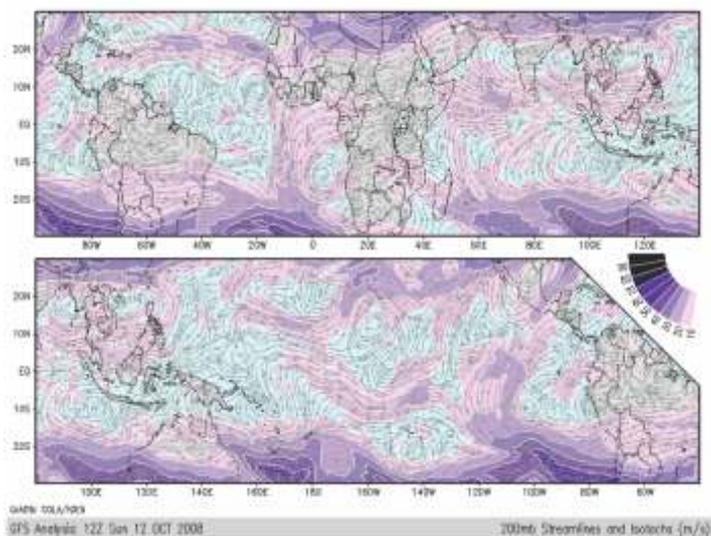
Geser angin dapat ditimbulkan oleh angin yang berbeda arah dan kecepatan, atau dari angin yang searah tetapi berbeda kecepatan.

- Dalam daerah geser angin terdapat pertukaran momentum yang arahnya dari daerah momentum besar ke daerah momentum yang lebih rendah sehingga angin cenderung berputar dan menimbulkan kepusaran;
- Di kawasan tropik khatulistiwa geser angin lazimnya membentuk pusaran siklonal. Oleh karena itu, di daerah geser angin kepusarannya cenderung ke atas dan banyak timbul awan.

5.2.4.1.3 Penaksiran Hasil Analisis Angin pada Paras 200 hPa

a. Analisis

Paras 200 hPa terdapat pada sekitar ketinggian 13-15 km, puncak troposfer atau bagian bawah stratosfer. Seperti pada analisis angin paras permukaan dan paras 850 hPa, analisis dilakukan dengan menggambarkan garis arus dan isotak.



Gambar 5.29 Peta analisis angin 200 hPa

b. Sifat Umum

Unsur penting pada paras tersebut adalah pias angin baratan, arus jet (*jet stream*), dan punggung antisiklonal (*ridge*).

Arus jet adalah angin kencang dalam kelompok daerah sempit berbentuk sel-sel berurut sepanjang garis sumbu yang ditandai dengan geser vertikal dan geser horizontal angin yang kuat (lihat Bab 5.2.4).

- Arus jet terdapat di atas daerah punggung tekanan tinggi (*ridge*) subtropis;
- Di musim dingin lebih kuat dibandingkan di musim panas;
- Di atas Tibet-Cina-Jepang kecepatannya dapat mencapai lebih dari 250 knot;
- Variasi musiman arus jet baratan subtropis belahan bumi utara lebih besar dibandingkan variasi musiman arus jet baratan di belahan bumi selatan.

Punggung antisiklonal adalah sumbu daerah antisiklonal.

- Di kawasan tropik terdapat di sebelah-menyebelah khatulistiwa;
- Umumnya bergeser ke utara atau ke selatan;
- Pada waktu belahan bumi musim dingin bergeser ke arah khatulistiwa, dan sebaliknya di musim panas.

c. Penaksiran

Peredaran pada paras tersebut dikenal sebagai pengendali pola peredaran dan fenomena yang terdapat di paras bawah.

- Arus jet lemah dan arahnya dari timur menandai adanya pemanasan mendadak stratosfer (*sudden stratospheric warming*);
- Arus jet timuran khatulistiwa di atas Lautan India menandai kuatnya monsun musim panas;
- Berbeda dengan di paras bawah di paras 200 hPa di daerah antisiklonal yang menjadi daerah beraian udara keluar dan cenderung naik; sedangkan di daerah siklonal udara masuk dan cenderung turun (merosot - *subsidence*);
- Gelombang di paras atas (200 hPa) berskala besar berupa gelombang transversal horizontal (gelombang Rossby) yang

berkaitan dengan arus jet baratan (*westerly jet stream*) di lintang luar tropik dan berupa gelombang gravitas atau gelombang transversal vertikal (*Kelvin wave*), atau campuran keduanya (*mixed Rossby-Kelvin wave*) di atas kawasan tropik yang sering berkaitan dengan arus jet timuran khatulistiwa.

5.2.5 Analisis dan Penaksiran Hasil Analisis Medan Awan dan Hujan

Analisis data awan dari pengamatan sinoptik kini jarang dilakukan, tetapi yang banyak dilakukan adalah analisis dari data radar dan satelit.

Radar dan satelit cuaca termasuk alat penginderaan jauh (*remote sensing*). Data radar dan satelit yang utama adalah awan dan hujan yang ditaksir dari banyak atau intensitas echo. Dari echo tersebut dapat diturunkan nilai-nilai lain secara numerik, misalnya suhu, angin, dan kelembapan. Bersama-sama dengan data lain dari berbagai pengamatan unsur cuaca secara langsung digunakan untuk membuat analisis dan prakiraan numerik.

5.2.5.1 Data Radar

Radar yang dikhususkan untuk mengamati awan dan hujan lazimnya disebut radar cuaca. Umumnya radar cuaca dibuat dengan menggunakan pancaran gelombang elektromagnet yang panjang gelombangnya 20 cm, 10 cm, 5,4 cm, 3 cm, atau 0,86 cm, yang masing-masing dikenal dengan radar jenis L, S, C, X, dan K_A. Masing-masing jenis mempunyai fungsi berbeda. Jenis L sesuai untuk keperluan mendeteksi hujan yang sangat deras, jenis S sesuai untuk mengamati awan dan hujan serta badai guntur, jenis C sesuai untuk mengamati awan dan hujan serta badai guntur lemah sampai sedang, jenis X sesuai untuk mengamati salju dan hujan ringan, dan jenis K_A sesuai untuk mengamati awan pada umumnya.

Tabel 5.4 Jenis radar, panjang gelombang, dan fungsinya

Jenis	Panjang Gelombang (cm)	Frekuensi (MHz)	Keterangan
L	20	1.500	Untuk mengamati hujan yang sangat deras.
S	10	3.000	Untuk mengamati awan dan hujan serta badai guntur kuat
C	5,4	5.625	Untuk mengamati awan dan hujan serta badai guntur sedang
X	3	10.000	Untuk mengamati salju dan hujan ringan
K _A	0,86	35.000	Untuk mengamati awan pada umumnya

Dari hasil pengamatan radar dapat dikenali berbagai unsur awan dan hujan, antara lain:

- a. Luas daerah awan dan daerah hujan;
- b. Luas atau letak daerah awan, letak daerah hujan, dan letak badai guntur;
- c. Besarnya butir-butir awan dan butir-butir hujan;
- d. Suhu di berbagai bagian awan;
- e. Gerak awan dan gerak hujan;
- f. Struktur vertikal awan;
- g. Pertumbuhan awan dan hujan;
- h. Muatan listrik dalam awan.

a. Analisis

Seperti halnya data cuaca lainnya data radar juga mempunyai ciri berubah mengikut ruang dan waktu. Jadi, secara matematis dinyatakan sebagai fungsi dengan peubah komponen ruang dan waktu:

$$R = R(x, y, z, t)$$

Oleh karena itu, analisis dilakukan untuk mengetahui berapa nilai R pada setiap tempat, pada setiap saat, bagaimana raut daerah sebarannya, dan bagaimana cara berubahnya.

Radar yang mutakhir telah dirancang demikian sehingga intensitas echo diperagakan dalam bentuk warna dan dapat direkam dalam

bentuk digital. Namun demikian, penggunaan warna echo tidak sama untuk semua jenis radar. Sebagai contoh, pada radar BoM Australia digunakan lima belas tingkatan warna untuk membedakan intensitas hujan dalam milimeter per jam.

Peragaan citra radar dalam bentuk potongan mendatar yang secara populer disebut "*Plain Position Indicator*" (PPI) dan potongan vertikal yang secara populer disebut "*Range Height Indicator*" (RHI).

b. Sifat Umum

Echo radar setiap objek berbeda. Dengan membedakan warna echo radar dapat dikenali ketebalan awan dan tingkat intensitas hujan. Umumnya warna yang terang menunjukkan intensitas yang rendah, misalnya hujan gerimis; sedangkan warna yang makin gelap menunjukkan intensitas yang makin besar, misalnya hujan lebat, hujan batu, dan lain-lain.

Tabel 5.5 Contoh tingkatan warna echo radar untuk intensitas hujan

Tingkatan	Warna		Taksiran Intensitas Hujan (mm/jam)
0	terang	Tidak berwarna (<i>not visible</i>)	< 0.2
1		Abu-abu terang (<i>off-white</i>)	0.5
2		Biru langit (<i>sky-blue</i>)	1.5
3		Biru muda (<i>light blue</i>)	2.5
4		Biru (<i>blue</i>)	4
5		Hijau muda (<i>light cyan</i>)	6
6		Hijau (<i>cyan</i>)	10
7		Hijau tua (<i>dark cyan</i>)	15
8		Kuning (<i>yellow</i>)	20
9		Kuning oranye (<i>yellow-orange</i>)	35
10		Oranye (<i>orange</i>)	50
11		Oranye merah (<i>orange-red</i>)	80
12		Merah (<i>red</i>)	120
13		Merah tua (<i>dark red</i>)	200
14		Coklat (<i>maroon</i>)	300
15		Coklat tua (<i>dark brown</i>)	Lebih dari 360

Sumber: BoMAustralia

c. Penaksiran

1) Citra Pada PPI

Radar sangat efektif untuk pengamatan awan dan hujan. Sifat dan keadaan awan dan hujan ditaksir dari intensitas echo radar. Radar tidak dapat mendeteksi awan yang butir-butirnya sangat kecil, misalnya awan-awan jenis stratus.

Menaksir laju hujan.

Hujan di daerah perenggan (*front*):

- Echo radar dari hujan di daerah perenggan atau hujan frontal meliputi daerah luas;
- Terlihat berwarna gelap dan rata dengan batas-batas tepi terlihat jelas;
- Hujan dengan intensitas yang lebih lebat terdapat di bagian dalam.



Gambar 5.30 Contoh echo hujan frontal di Australia Selatan dan Victoria Barat

Hujan curah (*shower*) dari Kumulus.

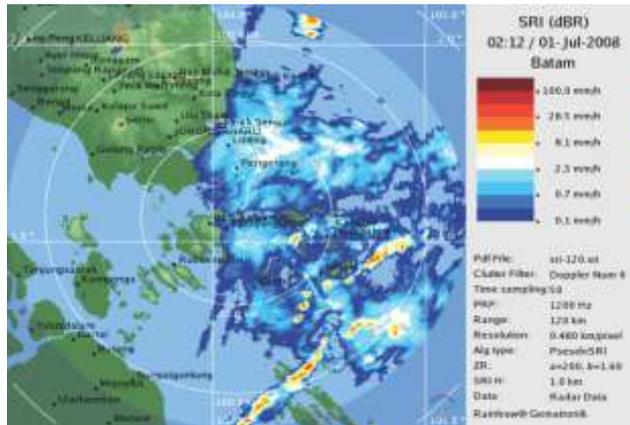
- Echo radar hujan curah dari Kumulus tampak berupa sel-sel kecil dengan tepi yang tajam dan tersebar;
- Intensitasnya sedang sampai besar.



Gambar 5.31 Contoh echo radar dari hujan curah yang berasal dari Kumulus di sekitar Darwin

Hujan lebat dari awan guntur.

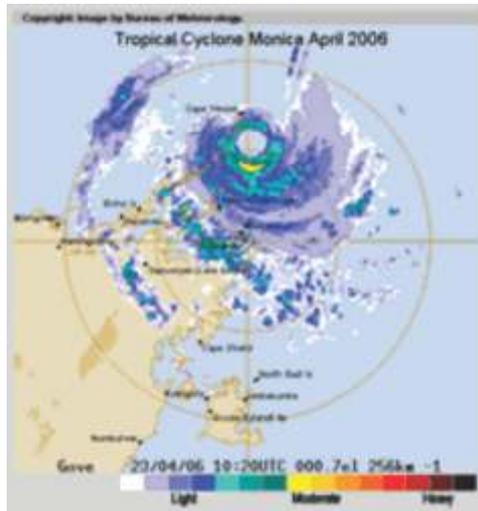
- Echo radar dari hujan dan hujan es dari awan badai guntur berwarna sangat kontras dengan warna sekitarnya;
- Daerah echo berbentuk sel-sel kecil yang terpisah;
- Echo dari hujan es lebih luas dibandingkan dari hujan air;
- Ada kalanya echo dari hujan badai guntur berupa sel terpencil;
- Masing-masing sel berumur sekitar 30 menit atau lebih;
- Kecepatan pertumbuhan, gerakan, lintasan, dan umur sel menunjukkan kehebatan dari cuaca buruk;
- Titik paling gelap (coklat) menunjukkan tempat badai guntur paling kuat yang mempunyai daya pengrusak besar.



Gambar 5.32 Contoh pengamatan radar di Batam 1 Juli 2008 jam 02.12 UTC. Titik-titik warna merah adalah daerah hujan dengan intensitas sekitar 30 mm/jam (jenis hujan dari awan guntur Cb).

Siklon tropis.

- Siklon tropis ditandai dengan echo terlihat padat berbentuk spiral;
- Hujan lebat dalam daerah yang luas;
- Kadang-kadang terlihat mata di tengahnya dan adanya mata memberi petunjuk bahwa intensitas siklon tropik sangat kuat;
- Ukuran echo luas, sering berupa gabungan sel-sel.

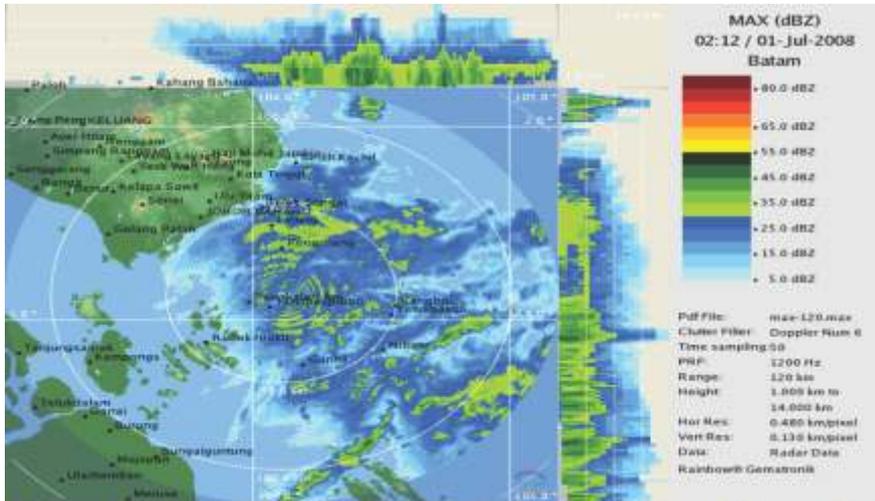


Gambar 5.33 Contoh echo siklon tropis

2) Citra pada RHI

Radar dapat diatur sehingga yang terdeteksi adalah potongan tegak dan peragaannya disebut RHI (*Range Height Indicator/RHI*).

- Echo menunjukkan banyaknya butir-butir awan dalam arah menegak;
- Dari RHI dapat dikenali tingginya awan dan banyaknya air hujan yang ada dalam arah vertikal di setiap bagian awan;
- Echo yang menjulang tinggi menunjukkan awan Kumulus atau Kumulonimbus;
- Kandungan air paling banyak terdapat di bagian tengah sampai bagian bawah awan;
- Dengan mengamati setiap saat, misalnya setiap 5 menit, dapat diperoleh sifat pertumbuhan awan.



Gambar 5.34 Pengamatan radar di BATAM 1 Juli 2008 jam 02.12 UTC. Peragaan echo dalam RHI. Atas: sebaran awan dan intensitas hujan dalam arah barat-timur. Bawah-kanan: sebaran awan dan intensitas hujan dalam arah barat-timur yang mengandung air.

Catatan

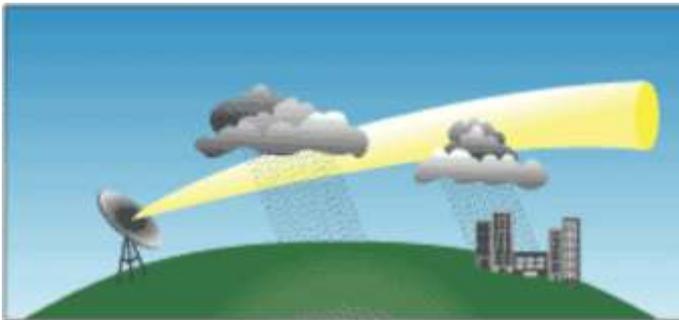
Beberapa pertanyaan yang sering timbul dari pengamat:

- 1) Ada hujan di tempat saya tetapi tidak terlihat di radar. Mengapa demikian?
- 2) Di suatu tempat radar mencatat (misalnya) hujan 20 mm tetapi di radar hanya menunjukkan intensitas hujan 2 mm/jam. Mengapa berbeda?
- 3) Di suatu tempat radar menunjukkan ada hujan, tetapi nyatanya di tempat tersebut tidak ada hujan. Apakah radarnya salah?
- 4) Suatu daerah teramati oleh dua radar (atau lebih) yang berbeda letaknya. Namun demikian, sering bahkan hampir selalu terjadi echo di radar yang satu berbeda pada radar yang lain, mana yang benar ?
- 5) Pada radar terlihat ada echo yang sama tetapi tidak menunjukkan adanya awan atau hujan yang sama. Bagaimana hal tersebut dapat terjadi?

Jawabannya (lihat Gambar 5.35):

1) Ada hujan di tempat saya tetapi tidak terlihat di radar. Kejadian tersebut karena:

- Makin jauh dari tempat radar intensitas echo berkurang meskipun intensitas hujannya sama;
- Berkas pancaran radar berbentuk kerucut yang makin jauh penampangnya makin besar sehingga daerah hujan yang masuk ke dalam kerucut pancaran berbeda;
- Kelengkungan permukaan bumi menyebabkan makin jauh letak awan atau hujan dari radar makin rendah letaknya dari kerucut pancaran radar;
- Kekuatan pancaran di tempat makin jauh dari radar berkurang dan gelombang pancaran sudah banyak dipancarkan kembali oleh sasaran di depannya;
- Gelombang pancaran sudah banyak dipancarkan kembali oleh sasaran di depannya sehingga bila di dekat radar terjadi hujan lebat dapat terjadi hujan di tempat-tempat lebih jauh echonya lebih lemah bahkan dapat tidak terlihat pada radar;
- Adanya lereng gunung yang mengurangi atau bahkan menghalangi kerucut pancaran radar sehingga echo berbeda di setiap bagian di atas pegunungan;
- Indeks bias udara berubah dengan adanya dan perubahan adanya awan dan hujan sehingga arah pancaran dan hamburan sinaran berubah.



Gambar 5.35 Pengaruh kelengkungan bumi kepada deteksi radar

2) Di suatu tempat, radar mencatat (misalnya) hujan 20 mm, tetapi di radar hanya menunjukkan intensitas hujan 2 mm/jam.

Hal tersebut dapat dijelaskan dari persamaan radar berikut:

$$P_r = \frac{P_t G^2 \lambda^2}{(4\pi)^3 r^4} \sum_{i=1}^n \sigma_i$$

dengan P_r daya yang diterima, P_t daya yang ditransmisikan, G antena gain, λ panjang gelombang, r jarak target, dan σ_i backscattering cross-sectional area.

- Banyaknya daya rata-rata yang diterima antena radar atau kekuatan penerimaan radar bergantung banyak kepada ukuran besarnya butir-butir air dalam awan dan butir hujan. Makin besar ukuran butir air, makin besar daya pantulnya dan berkurang daya penyebarannya (*scattering*). Oleh karena itu, bila butir-butir air makin besar echo radar berkurang; makin kecil juga berkurang.
- Di kawasan tropik benua (daratan) umumnya besarnya butir-butir hujan besar sehingga intensitas hujan yang tercatat di radar lebih kecil dibandingkan intensitas hujan menurut pengamatan sebenarnya. Sebaliknya untuk hujan di atas kawasan laut (*tropical maritime*), yang tercatat di radar lebih besar dibandingkan intensitas hujan menurut pengamatan sebenarnya.

3) Di suatu tempat radar menunjukkan ada hujan, tetapi nyatanya di tempat tersebut tidak ada hujan, karena:

- Kadang-kadang radar mendeteksi echo samar-samar dari sasaran yang bukan hujan, tetapi echonya seperti echo dari hujan. Echo semacam itu mungkin berasal dari pesawat terbang, asap atau debu dari kebakaran, kelompok insek, burung, atau permukaan bumi. Untuk mengoreksi diperlukan waktu berlangsungnya, misalnya echo dari pesawat terbang cepat berpindah. Echo yang tetap pada radar berasal dari benda-benda tetap, misalnya gunung atau bangunan-bangunan. Biasanya jarak benda tersebut dalam daerah radius sekitar 20 km dari radar, tetapi dapat lebih jauh untuk banjaran-

banjaran gunung.

- Kemungkinan yang terdeteksi adalah echo dari virga, yaitu butir-butir air yang keluar dari awan tetapi tidak jatuh sampai di bumi sebagai hujan. Echo dari virga lebih lemah dibandingkan hujan yang paling lemah yang dapat mencapai bumi.
- Kemungkinan echo berasal dari butir-butir hujan gerimis yang padat, tetapi intensitas hujan kecil.

4) Suatu daerah teramati oleh dua radar (atau lebih) yang berbeda letaknya. Namun demikian, sering bahkan hampir selalu terjadi echo di radar yang satu berbeda pada radar yang lain, (lihat persamaan radar), karena:

- Tempat tersebut berbeda jauhnya dari kedua radar;
- Letak radar berbeda, maka sasaran yang menghadap ke radar yang satu dan yang menghadap ke radar yang lain berbeda, sehingga penampang hamburannya berbeda;
- Waktu dan lama putaran antena radar berbeda sehingga daerah liputannya berbeda.

5) Pada radar terlihat ada echo yang tidak menunjukkan seperti echo hujan karena:

- Kadang-kadang indeks refraksi udara sedemikian besar sehingga berkas pancaran radar melencong ke arah permukaan bumi atau laut jauh dari radar dan terpantul ke arah radar. Fenomena tersebut dikenal dengan "anomali propagasi", yang umumnya dapat terjadi apabila di udara terdapat lapisan sungsangan (*inversion*) yang kuat. Pantulan yang berasal dari tanah daratan menghasilkan echo seperti echo benda-benda tetap, tetapi pantulan yang berasal dari laut echo dapat seperti echo hujan;
- Dalam waktu beberapa saat sekitar waktu matahari terbit dan matahari terbenam antena radar mungkin menghadap matahari. Dalam hal terjadi demikian pada layar dapat terjadi garis sinar keluar dari pusat gambar mengarah ke arah letak matahari.

5.2.5.2 Data Satelit

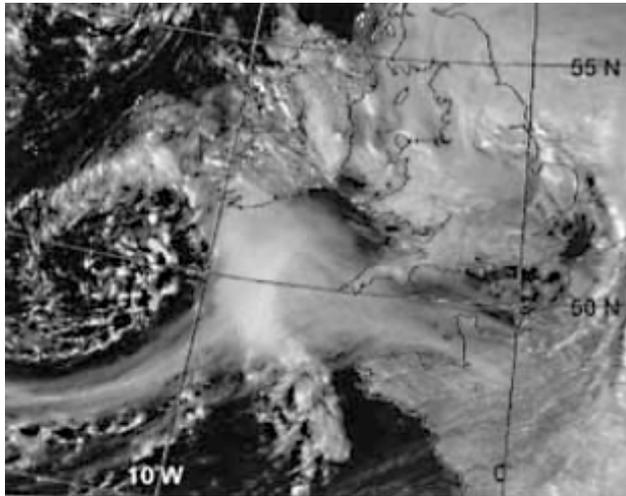
Data satelit dalam bentuk citra tampak, citra inframerah, dan citra uap air.

Citra tampak adalah rekaman yang dihasilkan dari sinaran tampak (0,4 0,7 μm) yang dipantulkan sasaran, misalnya permukaan bumi atau awan. Berbagai fenomena cuaca ada yang hanya dapat dikenali dari citra tampak, misalnya kabut. Tetapi, banyak pula yang dapat dikenali dengan menggunakan sinaran tampak dan/atau dengan sinaran inframerah. Oleh karena itu, citra tampak juga bermanfaat dalam meteorologi. Dengan sinaran tampak, macam awan hanya dapat dikenali bagi awan-awan dalam daerah cakupan yang sedang hari siang.

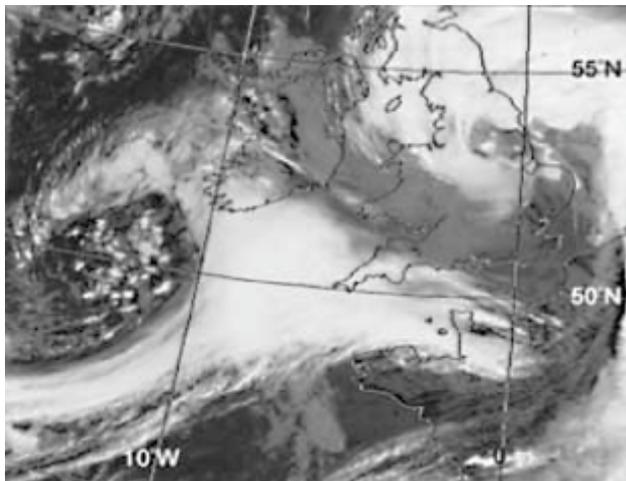
Citra inframerah adalah rekaman yang dihasilkan dari sinaran inframerah yang dipancarkan bumi dan atmosfer pada daerah gelombang 10 12 μm . Dengan sinaran merah dapat diperoleh suhu benda. Metode tersebut didasari oleh hukum sinaran (hukum Stefan-Boltzman) yang menyatakan bahwa apabila suatu benda menyerap sinaran, benda tersebut memancarkan kembali sinaran yang banyaknya sebanding dengan tingginya suhu.

$$B = T^4$$

dengan konstanta Stefan-Boltzman yang besarnya $5,673 \times 10^{-5}$ $\text{erg}^4/\text{cm}^2/\text{K}/\text{detik}$, dan T suhu dalam K. Macam awan dapat dikenali dari citra inframerah, baik pada hari siang maupun pada hari malam. Bila besarnya suhu dibedakan dalam skala warna makin rendah biasanya digunakan warna yang makin mencolok. Puncak awan makin tinggi suhunya makin rendah. Oleh karena itu, dengan membedakan warna tersebut dapat ditaksir jenis awan.



Gambar 5.36 Contoh citra tampak. Copyright: EUMETSAT/Met Office



Gambar 5.37 Contoh citra inframerah. Copyright: EUMETSAT/Met Office

Gambar 5.36 (citra tampak) dan Gambar 5.37 (citra inframerah) adalah hasil pengamatan pada tempat dan waktu yang sama.

Citra Uap Air. Selain citra tampak dan citra inframerah kini juga dapat dihasilkan citra khusus yang diperoleh dengan menggunakan sinaran gelombang 6-7 μm . Sinaran dalam daerah gelombang tersebut berasal dari sinaran yang dipancarkan uap air karena di dalam atmosfer uap air menyerap daerah gelombang tersebut. Penyerapan maksimum pada daerah 6,7 μm . Dari citra uap air dapat dikenali kadar uap air dalam udara.

a. Analisis

Analisis dilakukan dengan membaca citra satelit secara tersendiri maupun secara bersama.

b. Sifat Umum

Citra tampak hanya dapat diperoleh di kawasan hari siang karena pada hari malam tidak ada sinar tampak yang dapat diterima satelit. Dengan menggunakan skala warna dapat dibedakan macam dan tebalnya benda, misalnya awan lebih putih dibandingkan permukaan bumi.

c. Penaksiran

Citra satelit dapat digunakan untuk mengenali berbagai hal, misalnya untuk mengenali pola awan, lokasi daerah lembangan (*depression*) dan perenggan, lokasi daerah antisiklon atau daerah tekanan tinggi; menaksir arah dan kecepatan angin, pola peredaran global, dan massa udara; mengenali pola tekanan atmosfer, gelombang atmosfer, dan suhu permukaan; serta mengenali perilaku siklon tropis.

(i) Mengenali pola awan

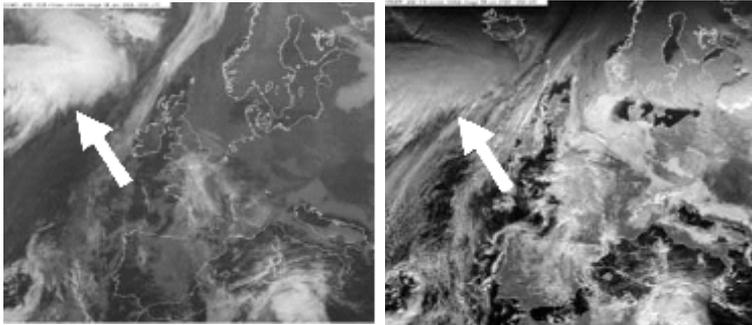
Dengan mengenali sekaligus citra tampak dan citra inframerah dapat dikenali ketebalan awan. Jenis awan bermacam-macam, ada yang terbentuk karena daerah kondensasi yang luas di lapisan bawah, atau karena adanya lapisan sungsgangan (*inversion layer*), atau karena pengangkatan udara dalam skala besar, atau karena berkaitan dengan siklon dan perenggan (*front*).

- Bila bagian awan terlihat dalam citra tampak dan juga terlihat dalam citra inframerah, menunjukkan bahwa awan di bagian tersebut lebih tebal dibandingkan yang di bagian lain.

- Bila dalam citra tampak terlihat kuat dan pada citra inframerah terlihat lemah, menunjukkan awan yang pendek (puncaknya rendah);
- Awan Sirius dapat terlihat tegas pada citra inframerah tetapi hampir tidak terlihat pada citra tampak.

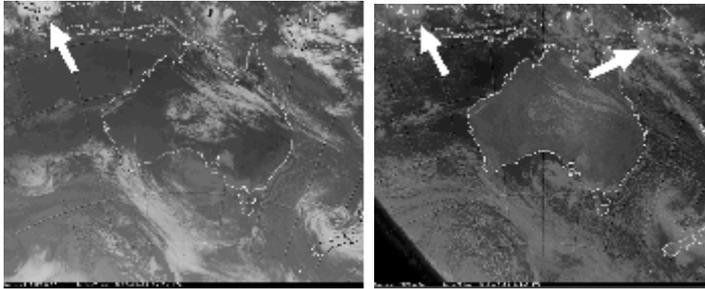
Secara umum awan yang dipaparkan dalam citra satelit ada dua bentuk, yakni awan lapis (*layer cloud*) dan awan golongan (*convective cloud*).

- Citra awan lapis terlihat dalam warna yang merata dan daerah liputannya luas.



Gambar 5.38 Contoh gambar awan lapis dari citra inframerah (kiri) dan dari citra tampak (kanan)

- Umumnya awan golongan terbentuk karena pemanasan di paras bawah (permukaan bumi). Kelompok udara panas bergerak naik dan udara sekitarnya bergerak turun sehingga awan yang terbentuk berkelompok-kelompok. Kelompok awan ada yang kecil dan dapat sangat besar menjadi sel badai guntur. Oleh karena itu, citra awan golongan berbentuk kelompok-kelompok kecil sampai besar. Kelompok-kelompok tersebut ada yang terlihat bersambungan. Awan Kumulonimbus umumnya tampak sebagai kelompok terpisah. Pada citra inframerah terlihat dalam bentuk titik-titik atau sel-sel yang lebih besar berwarna putih terang, sedangkan dalam citra tampak terlihat gelap atau abu-abu.



Gambar 5.39 Contoh gambar awan golongan dari citra inframerah (kiri) dan dari citra tampak (kanan) tanggal 24 Agustus 2008 00:30 UTC

(ii) Mengenali lokasi daerah lembangan (*depression*) dan perenggan

Citra satelit sangat membantu untuk mengenali daerah lembangan dan perenggan.

- Lembangan ditandai dengan deretan awan yang melengkung;
- Perenggan ditandai dengan garis awan yang padat seolah-olah memencar dari lembangan.

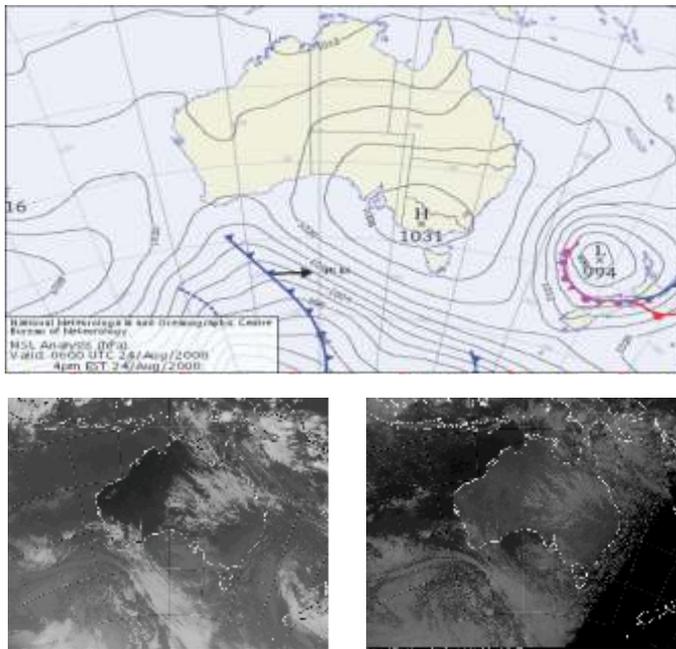


Gambar 5.40 Lembangan dan perenggan dalam citra inframerah. Copyright: EUMETSAT/Met Office

(iii) Mengenali daerah antisiklon atau daerah tekanan tinggi (*high pressure*)

Di atas daerah antisiklonal udara cenderung turun dan di bawah terjadi pemanasan. Dengan demikian awan di daerah antisiklonal atau di atas daerah tekanan tinggi sulit terbentuk, utamanya bila daerah tekanan tinggi tidak bergerak (*blocking*). Oleh karena itu:

- Daerah antisiklonal atau daerah tekanan tinggi mudah diketahui dari citra satelit berupa daerah yang tidak ada awan dan dalam citra inframerah berupa daerah berwarna hitam.
- Bila ada dua daerah tekanan tinggi berdampingan, di antaranya terdapat palung (*trough*). Di atas palung dapat timbul banyak awan yang ditandai dengan deretan awan yang membujur di antara kedua daerah tekanan tinggi tersebut.

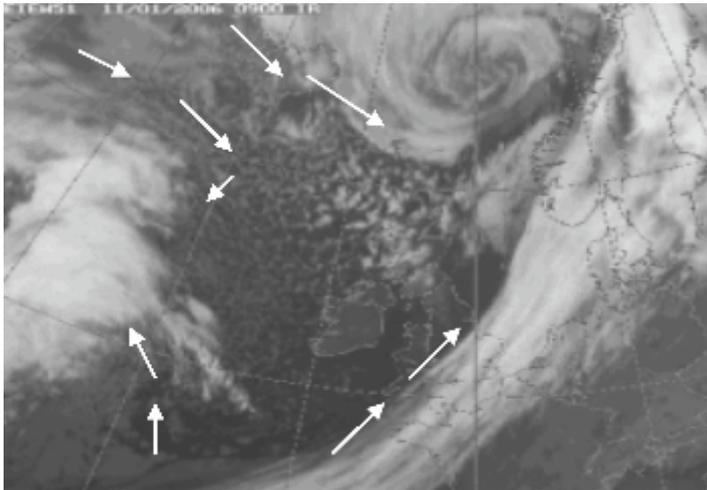


Gambar 5.41 Daerah tekanan tinggi pada peta isobar permukaan (atas), pada peta satelit citra inframerah (kiri) dan citra tampak (kanan) tanggal 24 Agustus 2008 0600UTC. Sumber: BoM Melbourne; EUMETSAT/Met Office

(iv) Menaksir arah dan kecepatan angin

Dari pengamatan setiap saat gerak perpindahan dan perubahan awan dapat diketahui. Dengan perubahan tersebut dapat ditaksir arah dan kecepatan angin. Selain itu, bentuk dan sebaran citra awan dapat pula digunakan untuk menaksir arah dan kecepatan angin.

- Bila terlihat pola awan berserabut, maka arah angin di paras tempat awan berasal dari ujung serabut menuju ke daerah awan yang terlihat padat. Namun demikian, karena arah dan kecepatan angin berbeda di setiap paras, maka penaksiran kurang tepat bagi angin di paras-paras yang awannya tidak terdeteksi. Gambar 5.42 menunjukkan pola awan di atas perenggan dan siklon. Arah angin seperti yang digambarkan dengan anak panah.



Gambar 5.42 Contoh gerak perenggan untuk menaksir angin. Copyright: EUMETSAT/Met Office

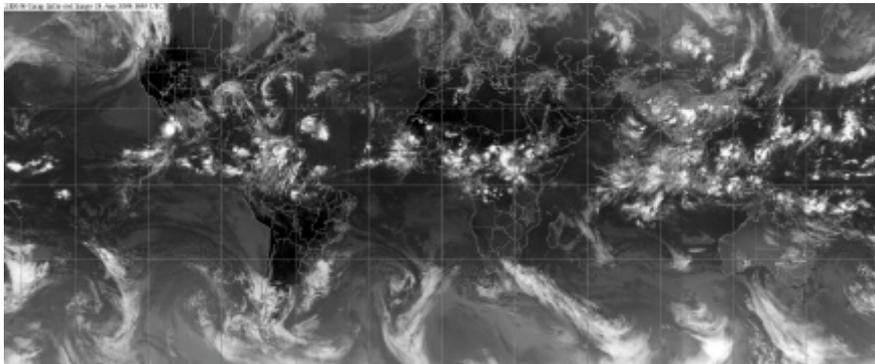
(v) Mengenali pola peredaran global

Satelit dapat mendeteksi dalam daerah luas, namun terbatas sesuai dengan letak ketinggian satelit. Dari peta awan dari pengamatan satelit terlihat adanya perbedaan awan di kawasan luar tropik dan di kawasan tropik. Dari satelit-satelit pegun bumi (*geostasioner*) di atas khatulistiwa

dapat diketahui pola awan di sekeliling bumi. Dari struktur awan tersebut dapat dikenali kawasan tropik dan luar tropik.

Di kawasan luar tropik:

- Susunan awan memperlihatkan bentuk bersambungan;
- Di atas daerah tekanan tinggi tidak ada awan dan di daerah mendekati kutub ditandai dengan suhu dingin (warna abu-abu) dan di depannya terdapat perenggan dingin atau perenggan panas; arah angin antisiklonal. Daerah tekanan rendah terletak di antara daerah tekanan tinggi atau di ujung perenggan; arah angin siklonal;
- Deretan daerah tekanan tinggi berbentuk gelombang yang batasnya tampak di bagian menghadap kutub (penjelasan lebih rinci pada butir viii). Dengan demikian susunan daerah gelombang menunjukkan komponen bawah peredaran Hadley.



Gambar 5.43 Citra satelit inframerah di sekeliling bumi tanggal 24 Agustus 2008 1800 UTC. Copyright: EUMETSAT/Met Office

Di kawasan tropik:

- Susunan awan berbentuk kelompok-kelompok yang terpisah;
- Di atas daerah tekanan tinggi tidak ada awan. Di antara dua daerah tekanan tinggi yang berdekatan terdapat palung. Tekanan rendah terdapat di ujung palung;
- Pias Pumpun Antartropik (PPAT) ditandai dengan kelompok awan

golakan yang berderet membentuk pias. Makin jelas piasnya menunjukkan makin kuat PPAT;

- PPAT yang jelas dalam bentuk pias yang memanjang terdapat di atas Atlantik dan di Pasifik;
- Di atas Amerika tengah, Afrika, dan di atas Indonesia tidak jelas. Di atas Amerika tengah dan Afrika umumnya terlihat padat dalam kelompok yang luas, sedangkan di atas Indonesia sering terlihat dalam kelompok yang tersebar;
- Di sekitar khatulistiwa juga sering terlihat sel-sel tak berawan, yang menunjukkan sel daerah tekanan tinggi meskipun tekanannya tidak tinggi, dan daerah kelompok awan yang menunjukkan daerah tekanan rendah. Di samping kanan sel tekanan tinggi (daerah hitam) arah angin ke timur dan di samping kiri angin ke arah barat. Di samping kanan sel daerah tekanan rendah arah angin ke arah barat dan di samping kiri ke arah timur. Dengan demikian susunan sel daerah tekanan tinggi dan sel daerah tekanan rendah menunjukkan daerah komponen bawah peredaran Walker.

(vi) Mengenali massa udara

Dari sebaran awan dan dari perenggan dapat dikenali massa udara. Massa udara yang jelas terdapat di kawasan lintang tinggi atau lintang luar tropik.

- Antara dua massa udara dibatasi dengan perenggan. Bentuk perenggan melengkung dengan cenderung membentuk koma yang arahnya siklonal;
- Di belahan bumi utara, perenggan dingin dan perenggan oklusi (campuran) umumnya condong ke arah timur laut-barat daya, sedangkan perenggan panas umumnya condong ke arah barat laut-tenggara;
- Di belahan bumi selatan, perenggan dingin dan perenggan oklusi umumnya condong ke arah tenggara-barat laut, sedangkan perenggan panas umumnya condong ke arah timur laut-barat daya;
- Massa udara dingin terletak di belakang perenggan dingin; massa udara panas terletak di belakang perenggan panas. Pada perenggan

dingin terdapat banyak awan Kumulus, sedangkan di atas perenggan panas dapat berupa jenis stratus dan/atau stratokumulus yang luas.

(vii) Mengenali pola tekanan atmosfer

- Di daerah tekanan tinggi tidak ada awan. Antar daerah tekanan tinggi dibatasi palung atau perenggan;
- Di sepanjang palung atau perenggan tekanannya lebih rendah dibandingkan tekanan di sekitarnya;
- Pada ujung perenggan dapat terbentuk siklon;
- Pada ujung palung dapat terbentuk pusaran.

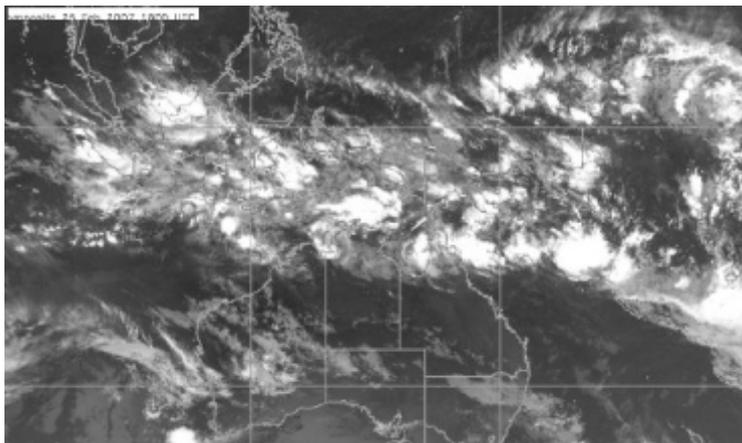
(viii) Mengenali gelombang atmosfer

Di dalam atmosfer terdapat banyak gelombang. Secara umum ada tiga jenis gelombang, yakni gelombang transversal vertikal (gelombang yang osilasinya tegak lurus bidang horizontal dan menjalarnya dalam arah horizontal), gelombang transversal horizontal (gelombang yang osilasinya tegak lurus bidang vertikal dan menjalarnya dalam arah horizontal), dan gelombang longitudinal (gelombang yang osilasinya horizontal dan arah menjalarnya horizontal atau yang osilasinya vertikal dan menjalarnya dalam arah vertikal). Penjelasan rinci tentang gelombang tersebut tercantum dalam Bab 5.2.4. Gelombang-gelombang tersebut timbul karena berbagai sebab, antara lain:

- Gelombang karena lengkungan dan rotasi bumi (Lihat Bab 2.2.2.2);
- Gelombang gravitas karena tekanan atmosfer. Gelombang gravitas dapat dikenali lebih jelas di kawasan khatulistiwa yang ditandai dengan susunan kelompok awan berseling sepanjang khatulistiwa;
- Gelombang gesekan. Pada citra satelit dapat dikenali daerah serabut awan yang berlawanan arah;
- Gelombang campuran gravitas dan gesekan, yang terdapat di pegunungan. Namun, agak sulit ditaksir dari citra satelit karena skala fenomenanya terlalu kecil;
- Gelombang pasang surut atmosfer yang ditimbulkan oleh kakas gravitasi bumi dan bulan agak sulit ditaksir dari citra satelit karena skala fenomenanya terlalu kecil.

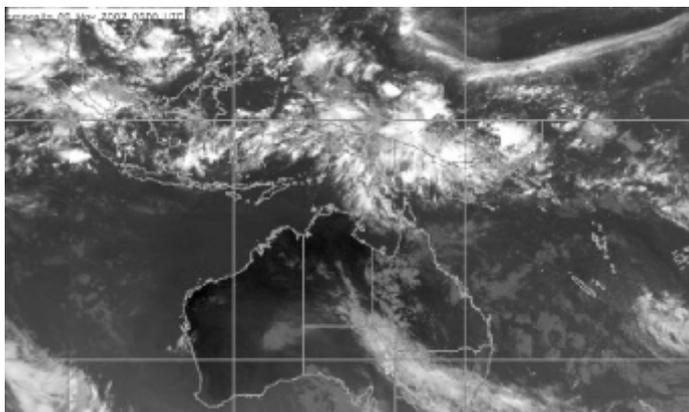
(ix) Menaksir interaksi dan pertukaran sifat aliran udara

- Pertukaran massa dapat terjadi antara dua atau lebih massa udara yang berbeda sifat. Pada citra satelit ditandai dengan kelompok awan bersambungan dalam daerah yang luas (Gambar 5.44).



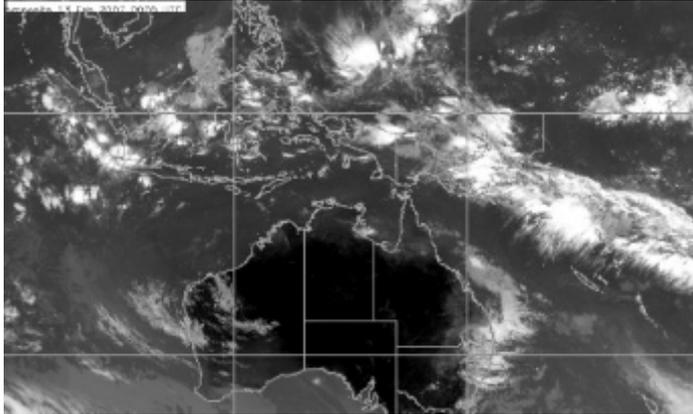
Gambar 5.44 Citra satelit tanggal 25 Februari 2007 1800 UTC

- Pertukaran momentum umumnya terjadi dalam massa udara yang sama sifatnya. Pola awan berbentuk pusaran (Gambar 5.45).



Gambar 5.45 Citra satelit tanggal 9 Maret 2007 1800 UTC

- Pertukaran energi umumnya terjadi karena pemanasan. Awan terlihat dalam kelompok-kelompok yang terpisah (Gambar 5.46).



Gambar 5.46 Citra satelit tanggal 13 Februari 2007 1800 UTC

(x) Mengenal suhu

a. Suhu permukaan

Citra satelit inframerah diperoleh dengan mendeteksi sinaran gelombang inframerah yang dipancarkan dari bumi (daratan, laut), dari awan, dan lain-lain. Perbedaan yang kontras adalah suhu daratan dan suhu laut. Oleh karena itu, suhu daratan dan suhu laut mudah ditaksir.

- Di atas daratan suhu yang tinggi ditandai dengan warna hitam.

b. Suhu awan

Selain permukaan bumi, awan yang menyerap sebagian sinaran matahari juga memancarkan sinaran gelombang inframerah yang dapat dideteksi satelit. Dari banyaknya dan intensitas sinaran inframerah dari awan dapat diketahui suhu bagian-bagian awan sehingga tebal dan jenis awan dapat diketahui.

- Makin tinggi puncak awan, makin rendah suhunya;
- Di kawasan tropik Indonesia puncak awan Stratokumulus sekitar 15 C, puncak Kumulus antara -20 C dan -30 C, dan puncak Kumulonimbus < -30 C.

(xi) Mengenali perilaku siklon tropis

Citra satelit dapat digunakan untuk menaksir perilaku siklon tropis, misalnya arah dan kecepatan angin di sekitar siklon tropis, intensitas siklon tropis, daerah sektor bahaya, dan gerak siklon tropis.

- Makin tebal awan dan makin tajam bentuk spiralnya, siklon tropis makin kuat;
- Intensitas siklon tropis yang mempunyai mata lebih tinggi dibandingkan yang tidak bermata;
- Untuk siklon tropis di belahan bumi utara, sektor bahaya terdapat pada bagian depan sebelah kanan dari arah gerak siklon tropis; sedangkan untuk siklon tropis di belahan bumi selatan, sektor bahaya terdapat pada bagian depan sebelah kiri dari arah gerak siklon tropis.



Gambar 5.47 Citra satelit inframerah dari badai tropis Rita tanggal 23 September 2005. Copyright: NOAA

- Dengan mendeteksi setiap saat dapat diketahui perkembangan dan gerakan siklon tropis. Bagi siklon tropis di belahan bumi utara gerak umumnya ke arah barat laut kemudian kembali ke timur laut, dan bagi siklon tropis di belahan bumi selatan gerak umumnya ke arah barat daya kemudian kembali ke arah tenggara. Perilaku yang demikian dapat dijelaskan menurut teori hubungan antara percepatan dan kepusaran mutlak (Lamb, 1932):

$$\begin{aligned} u/t + v(f) &= p/x - \frac{1}{2} (u^2 + v^2)/x \\ v/t + u(f) &= p/y - \frac{1}{2} (u^2 + v^2)/y \end{aligned}$$

Dari persamaan tersebut bila siklon tropis bergerak ke arah kutub, maka f makin besar sehingga u/t makin besar dan v/t makin kecil yang berarti bahwa percepatan ke arah timur bertambah. Bila sudah kembali ke arah timur laut (siklon tropis di belahan bumi utara) atau ke arah tenggara (siklon tropis di belahan bumi selatan), kekuatan siklon tropis makin berkurang. Sifat demikian dapat dijelaskan dari hukum kekekalan kepusaran mutlak sebagai berikut:

$$d(\omega + f)/dt = 0 \text{ atau } (\omega + f) = \text{tetap}$$

Dari rumus tersebut dapat dijelaskan apabila siklon tropis bergerak ke arah kutub, f makin besar, maka kepusaran nisbi (ω) makin berkurang.

5.2.6 Analisis dan Penaksiran Hasil Analisis Medan Geopotensial

Dari persamaan hidrostatis dapat dijelaskan bahwa makin ke atas tekanan atmosfer makin rendah. Besarnya penurunan tekanan dinyatakan dalam rumus:

$$dp = -\rho g dz$$

atau kira-kira sama dengan:

$$p = -\rho g z$$

dengan ρ menyatakan rapat massa, g gravitasi bumi, dan z ketinggian bidang isobar. $-\rho g z$ disebut geopotensial. Dari rumus tersebut terlihat bahwa dalam lapisan dengan beda tekanan tetap ketinggian bidang geopotensial dapat berbeda. Dengan demikian ketebalan geopotensial dapat digunakan untuk menaksir kondisi atmosfer.

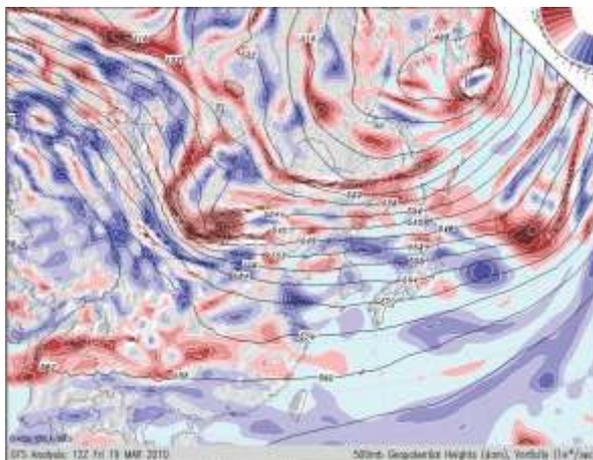
a. Analisis

Pada setiap tempat ketinggian bidang isobarnya tidak sama. Oleh karena itu, apabila ketinggian geopotensial di titik-titik pada suatu bidang isobar

dirajah pada bidang paras tekanan yang bersangkutan dan kemudian dianalisis, dapat diperoleh susunan garis-garis kontur yang disebut kontur isogeopotensial. Serupa dengan susunan isobar, dari susunan kontur isogeopotensial dapat dikenali daerah dengan ketinggian geopotensial tinggi dan daerah ketinggian geopotensial rendah.

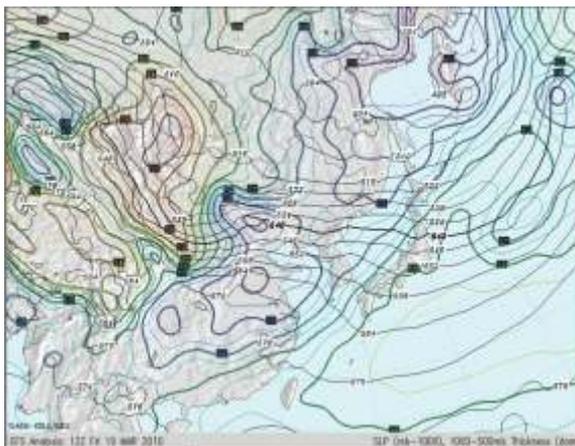
Daerah dengan ketinggian geopotensial tinggi lazimnya disebut "daerah geopotensial tinggi". Daerah dengan ketinggian geopotensial rendah disebut "daerah geopotensial rendah". Daerah geopotensial tinggi diberi nama dengan notasi HIGH atau H, yang ditandai dengan susunan kontur geopotensial tertutup yang makin ke dalam makin besar. Daerah geopotensial rendah diberi nama dengan notasi LOW atau L, yang ditandai dengan susunan kontur geopotensial tertutup yang makin ke dalam makin kecil.

Lazimnya analisis geopotensial dilakukan untuk ketinggian geopotensial dari paras tekanan standar 1000 mb, 850 mb, 700 mb, 600 mb, 500 mb, 300 mb, 200 mb, dan 100 mb. Warna biru pada contoh peta pada Gambar 5.48 menyatakan daerah kontur dengan kepusaran tinggi.



Gambar 5.48 Contoh analisis kontur geopotensial paras 500 hPa di Asia bagian timur tanggal 19 Maret 2010 1800 UTC. Sumber: NOAA

Selain analisis ketinggian geopotensial pada tiap paras tekanan, analisis juga dilakukan untuk beda ketinggian geopotensial antara dua paras yang dipilih. Misalnya, pada analisis sebagaimana ditunjukkan Gambar 5.51 peta memuat garis-garis yang menunjukkan beda ketinggian potensial sama antara paras tekanan 1000 hPa dan 500 hPa. Petanya disebut "peta ketebalan geopotensial"



Gambar 5.49 Contoh analisis ketebalan geopotensial paras 1000-500 hPa di Asia bagian timur tanggal 19 Maret 2010 1800 UTC. Sumber: NOAA

b. Sifat Umum

- Pada daerah geopotensial tinggi bidang isobar atau bidang tekanan cekung ke bawah atau melengkung ke atas, sedangkan pada daerah geopotensial rendah bidang tekanan cekung ke atas atau melengkung ke bawah.
- Daerah ketinggian geopotensial tinggi berimpit dengan daerah tekanan tinggi, sedangkan daerah ketinggian geopotensial rendah berimpit dengan daerah tekanan rendah.

Di kawasan luar tropik (lintang tinggi):

- Kontur geopotensial dan ketebalan geopotensial rapat, ke arah kutub makin rapat;

- Pola kontur geopotensial dan ketebalan geopotensial banyak berubah. Demikian pula ketebalan geopotensial. Variasi ketinggian geopotensial berkaitan banyak dengan variasi suhu dan gelombang atmosfer.

Di kawasan tropik:

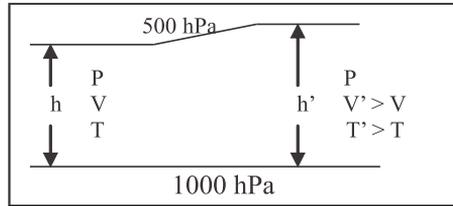
- Baik ketinggian geopotensial maupun ketebalan geopotensial renggang;
- Pola kontur geopotensial dan ketebalan geopotensial kecil perubahannya.

c. Penaksiran

Ketinggian geopotensial menyatakan tingginya bidang tekanan dari permukaan laut, maka:

- Bila pada suatu daerah pada tiap lapisan terdapat geopotensial tinggi udara cenderung merosot (*subsidence*), sebaliknya bila di setiap lapisan terdapat geopotensial rendah, udara cenderung bergerak ke atas;
- Dari pola geopotensial dapat ditaksir besarnya gelombang atmosfer. Pada daerah geopotensial tinggi gelombang naik dan di atas daerah geopotensial rendah gelombang turun;
- Ketebalan geopotensial dari suatu lapisan dapat digunakan menaksir suhu lapisan. Makin besar ketebalan geopotensial berarti selisih ketinggian geopotensial antara paras bawah dan paras atas makin besar, yang berarti makin besar ketebalan geopotensial makin besar volume udara antara dua lapisan yang dianalisis. Selanjutnya dapat menunjukkan rata-rata suhu lapisan tersebut besar. Sebaliknya makin kecil selisih ketinggian geopotensial antara paras bawah dan paras atas, makin kecil volume udara antar kedua lapisan yang dianalisis dan menunjukkan bahwa rata-rata suhu lapisan yang bersangkutan rendah. Hubungan tersebut dapat dijelaskan dengan menggunakan rumus persamaan gas:

$$PV = RT$$



Gambar 5.50 Perubahan ketebalan geopotensial

Misalkan diambil lapisan antara paras 1000 hPa dan paras 500 hPa, yang beda ketinggian geopotensialnya h . Bila beda ketinggian geopotensialnya bertambah besar menjadi h' , maka volume udara dalam lapisan tersebut berubah dari V bertambah besar menjadi V' . Karena P tetap, maka bila beda ketinggian geopotensial (h) bertambah sehingga V bertambah, T juga bertambah. Sebaliknya bila beda ketinggian geopotensial berkurang, maka V berkurang dan T juga berkurang.

5.2.7 Analisis dan Penaksiran Hasil Analisis Medan Kepusaran

Selain pampungan dan beraian, kepusaran adalah parameter penting dalam cuaca karena ada kaitannya dengan kecenderungan gerak vertikal udara. Pengertian kepusaran diambil dari matematika bahwa nilai rotasi suatu vektor \mathbf{A} dinyatakan sebagai:

$$\nabla \times \mathbf{A} = \begin{vmatrix} \mathbf{i} & \mathbf{j} & \mathbf{k} \\ \partial/\partial x & \partial/\partial y & \partial/\partial z \\ u & v & w \end{vmatrix}$$

$$= \mathbf{i} (\partial w/\partial y - \partial v/\partial z) + \mathbf{j} (\partial u/\partial z - \partial w/\partial x) + \mathbf{k} (\partial v/\partial x - \partial u/\partial y).$$

$\mathbf{k} (v/x - u/y)$ menyatakan komponen vertikal. Dengan menganggap bahwa angin adalah gerak udara dalam skala tertentu, angin melakukan gerak sebagian atau seluruh dari gerak rotasi sehingga mempunyai komponen vertikal $\mathbf{k} (v/x - u/y)$, dengan $=(v/x - u/y)$ disebut kepusaran mutlak. Untuk mencari nilai digunakan dasar persamaan gerak atau dengan cara analisis numerik beda hingga dengan

pembentukan data grid. Dari persamaan gerak dan pendekatan geostrofik nilai kepusaran mutlak dinyatakan sebagai:

$$= 4g(\bar{Z} - z)/fd^2,$$

dengan g gravitas bumi, \bar{Z} ketinggian geopotensial rata-rata dalam suatu grid, z ketinggian geopotensial di atas pusat grid, f faktor Corioli, dan d setengah jarak titik grid.

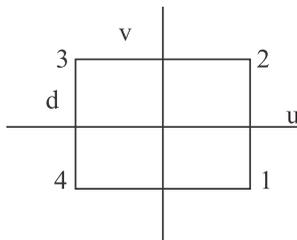


a. Analisis

Dengan menggunakan analisis numerik beda hingga nilai kepusaran (nisbi) ditaksir dari nilai:

$$\xi = (u_1 - u_2 - u_3 + u_4 + v_1 + v_2 - v_3 - v_4) / 4d ;$$

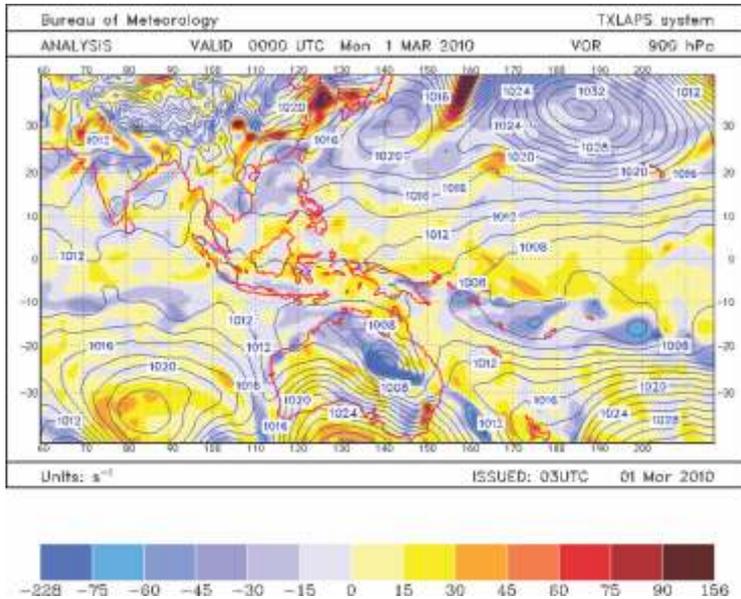
dengan u adalah komponen angin ke arah timur-barat dan v komponen angin utara-selatan. Indeks menyatakan letak pada titik grid dan d adalah setengah jarak grid.



Dengan menggunakan rumus $\xi = 4g(\bar{Z} - z)/fd^2$, secara numerik dapat dihitung:

$$\xi = g/fd^2 (h_1 + h_2 + h_3 - 4h_4),$$

dengan g percepatan gravitasi, f faktor Corioli, d panjang sisi kisi-kisi; h_1 , h_2 , h_3 , dan h_4 masing-masing ketinggian paras yang diambil pada titik-titik kisi-kisi.



Gambar 5.51 Peta analisis kepusaran tanggal 2 Maret 2010 pukul 0000 UTC. Nilai kepusaran $10^{-6}/dt$; untuk BBS negatif ke atas, positif ke bawah. Sebaliknya untuk BBU. Sumber: BoMAustralia

b. Sifat Umum

- Nilai kepusaran berorde $10^{-5}/detik$.
- Kepusaran yang tinggi terdapat di daerah pusaran (*vortice*), di daerah siklonal, dan di daerah geser angin.

c. Penaksiran

- Makin besar nilai kepusaran menunjukkan kecenderungan udara bergerak ke atas makin besar, tetapi berbeda dengan golakan atau gerak vertikal karena pemanasan/ ketakmampuan udara.
- Bila kepusaran tinggi di daerah dengan golakan tinggi pertumbuhan awan makin besar.
- Karena bumi berputar, maka bumi juga mempunyai kepusaran. Kepusaran bumi di kutub $f=2$ (dua kali kecepatan sudut bumi) = $0,7 \times 10^{-4}/dt$; di lintang 45 sekitar $0,2 \times 10^{-4}/dt$; di sekitar khatulistiwa

sekitar $0,1 \times 10^{-5}/dt$, dan di khatulistiwa $f=0$. Oleh karena itu, meskipun siklon A di kawasan luar tropik kecepatan angin dan kepusaran nisbinya sama dengan kecepatan angin dan kepusaran nisbi siklon tropis B, kepusaran relatif siklon A lebih kecil dibandingkan dengan kepusaran relatif siklon tropis B.

- Dari rumus kepusaran mutlak $\zeta_A = \zeta_R + f$, maka di kawasan tropik angin siklonal mempunyai potensi kepusaran relatif (ζ_R) lebih besar dibandingkan kepusaran bumi sehingga angin dengan kepusaran $0,5 \times 10^{-5}/dt$ sudah cukup besar untuk menimbulkan kecenderungan udara bergerak ke atas.

Catatan:

Penaksiran kepusaran dari analisis garis arus hanya dapat memberi gambaran deskriptif. Untuk mendapatkan nilai-nilai numerik dilakukan analisis fungsi arus (*stream function*). Fungsi arus (ψ) adalah suatu fungsi yang menyatakan bahwa dalam aliran yang takberaian (*nondivergence*) nilai $u = -\partial\psi/\partial y$ dan $v = \partial\psi/\partial x$.

Aliran udara umumnya mempunyai dua komponen, yakni komponen melingkar (*rotational, \mathbf{V}_ϕ*) dan komponen beraian (*divergent, \mathbf{V}_z*), ditulis:

$$\mathbf{V} = \mathbf{V}_\phi + \mathbf{V}_z$$

Dalam keadaan aliran takberaian:

$$\mathbf{V} = \text{div.}\mathbf{V}$$

atau $\mathbf{V} = u/\partial x + v/\partial y = 0$

Bila $u = -\partial\psi/\partial y$ dan $v = \partial\psi/\partial x$, maka $\mathbf{V} = -\partial^2\psi/\partial x^2 + \partial^2\psi/\partial y^2 = 0$. Dari definisi kepusaran:

$$\zeta = \partial v/\partial x - \partial u/\partial y, \text{ bila } u = -\partial\psi/\partial y, \text{ dan } v = \partial\psi/\partial x$$

maka dapat ditulis :

$$\begin{aligned} \zeta &= \partial(\partial\psi/\partial x)/\partial x + \partial(\partial\psi/\partial y)/\partial y \\ &= \partial^2\psi/\partial x^2 + \partial^2\psi/\partial y^2 \\ &= \nabla^2\psi \end{aligned}$$

Hubungan $\rho = \frac{1}{g} \frac{dp}{dz}$ menunjukkan bahwa kerapatan fungsi arus menyatakan besarnya kepusaran sehingga apabila dapat dihitung nilai fungsi arus ψ , dapat diketahui daerah kepusaran dan daerah beraian.

- Daerah kepusaran ditandai dengan fungsi arus besar dan isopleth rapat. Makin rapat, arus masuk makin besar sehingga golongan makin besar pula.

5.2.8 Analisis dan Penaksiran Hasil Analisis Medan Air Mampu Curah

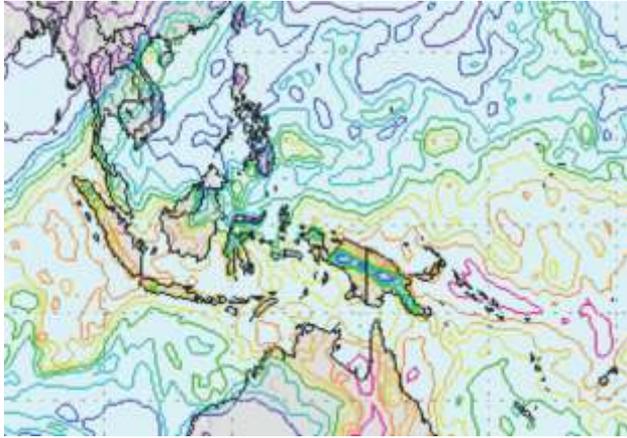
Seperti yang telah diuraikan dalam Bab IV, banyaknya air mampu curah (W) dalam lapisan antara paras p_0 dan p di atas suatu stasiun pengamatan dinyatakan dalam rumus:

$$W = \frac{1}{g} \int_q^p dp$$

dengan q kelembapan spesifik atau nisbah campur. Secara sederhana ditulis $W = \frac{1}{g} \sum_{i=1}^n q_i \Delta p_i$, dengan $i = 1, 2, 3, \dots$ dst.

a. Analisis

Data air mampu curah dihasilkan dari perhitungan kelembapan spesifik atau nilai nisbah campur atau dari pengamatan radiosonde dan/atau dari data satelit. Pada setiap titik sampai ketebalan tertentu dihitung dan dirajah nilai air mampu curah. Selanjutnya dibuat isopleth-isopleth dan diperoleh sebaran nilai air mampu curah dalam suatu daerah.



Gambar 5.52 Isopleth air mampu curah tanggal 01 Maret 2010 0000 UTC. Sumber: NOAA

b. Sifat Umum

Nilai air mampu curah yang paling tinggi terdapat di kawasan tropik.

c. Penaksiran

Banyaknya air mampu curah dapat digunakan untuk menaksir intensitas hujan. Umumnya perhitungan air mampu curah dimulai dari paras 1000 hPa sampai 700 hPa karena di paras lebih tinggi dari 700 hPa kelembapan spesifiknya sudah kecil. Makin besar nilai air mampu curah, makin besar potensi intensitas hujan.

5.3 Analisis dan Penaksiran Hasil Analisis Penampang Tegak

Untuk mengenali raut sebaran unsur-unsur cuaca dalam arah vertikal dilakukan analisis penampang tegak. Penampang tegak ada dua macam, yakni penampang tegak spasial dan penampang tegak temporal.

Analisis penampang tegak spasial digunakan untuk mengetahui sifat sebaran unsur cuaca dalam arah tiga dimensi pada suatu saat, $C = C(x,y,z)$. Tetapi, dalam praktek umumnya hanya diambil dalam dua

dimensi, yakni dalam arah vertikal sepanjang atau searah garis lintang dan dalam arah vertikal sepanjang atau searah garis bujur pada suatu saat.

Analisis penampang tegak temporal digunakan untuk mengetahui sifat sebaran unsur mengikut waktu, tetapi hanya digunakan untuk analisis data udara atas dari stasiun tunggal seperti yang telah diuraikan dalam Bab IV. Oleh karena itu, dalam Bab V ini hanya dibahas tentang analisis penampang tegak spasial.

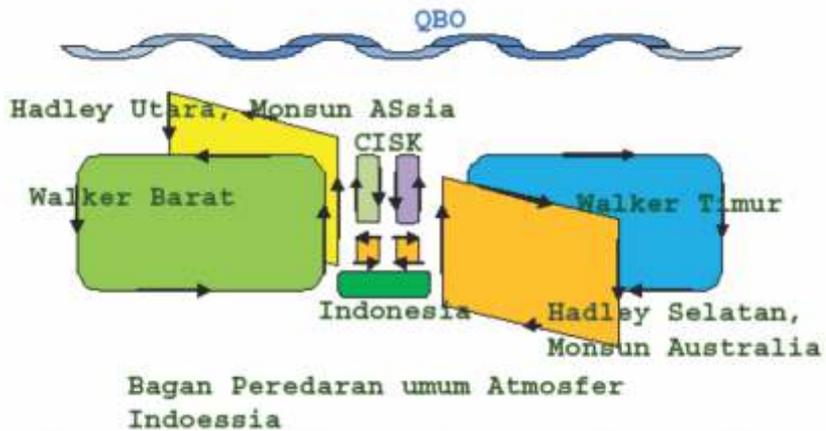
5.3.1 Analisis dan Penaksiran Hasil Analisis Penampang Tegak Spasial

Analisis penampang tegak spasial digunakan untuk mengetahui sifat sebaran unsur cuaca dalam arah vertikal sepanjang garis lintang, $C = C(x,z)$, dan dalam arah vertikal sepanjang garis bujur, $C = C(y,z)$ pada suatu saat. Dengan demikian analisis penampang tegak spasial ada dua macam, yakni penampang tegak zonal dan penampang tegak meridional. Umumnya yang dianalisis adalah data suhu, angin, dan ketinggian geopotensial.

Analisis penampang tegak zonal dilakukan untuk mengetahui sifat peredaran dalam arah zonal. Pada peta penampang tegak zonal absisnya adalah skala garis bujur geografi dan ordinatnya skala ketinggian atau paras tekanan.

Analisis penampang tegak meridional dilakukan untuk mengetahui sifat peredaran dalam arah meridional. Pada peta penampang tegak meridional absisnya adalah skala garis lintang geografi dan ordinatnya skala ketinggian atau paras tekanan.

Di Indonesia baik analisis penampang tegak zonal maupun analisis penampang tegak meridional sangat bermanfaat mengingat sistem cuaca di kawasan Indonesia berkaitan dengan peredaran zonal Walker dan peredaran meridional Hadley (monsun Asia - Australia), perhatikan Gambar 5.53.



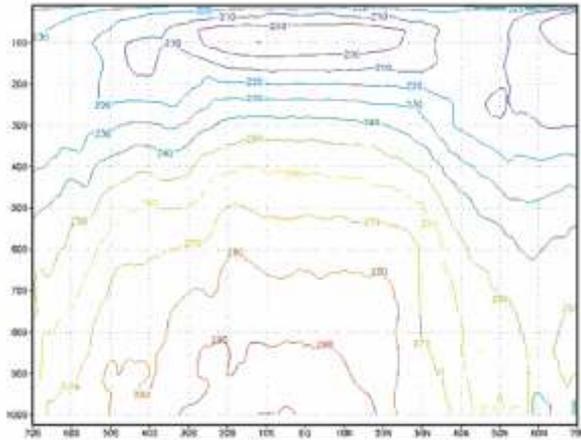
Gambar 5.53 Bagan susunan komponen sistem peredaran atmosfer Indonesia

5.3.1.1 Analisis dan Penaksiran Hasil Analisis Penampang Tegak Spasial Suhu

Analisis medan suhu pada bidang vertikal dalam suatu arah dimaksudkan untuk mengetahui pola-pola isoterm dalam arah menegak. Dari pola isoterm yang diperoleh dapat ditaksir berbagai sifat dan fenomena yang mungkin dapat timbul.

a. Analisis

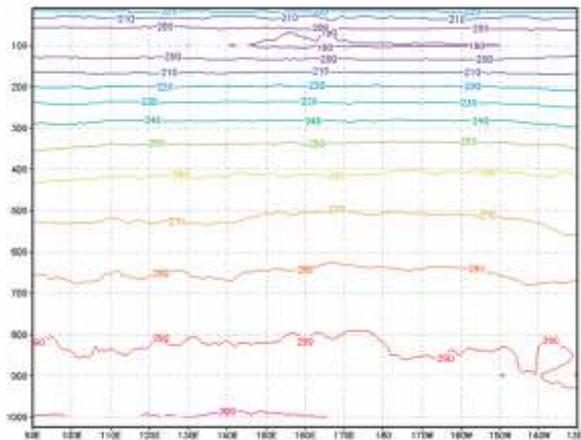
Untuk melakukan analisis lebih dahulu data suhu dari berbagai ketinggian dan dari tempat-tempat yang terletak dalam suatu lintang atau bujur geografi dirajah pada titik-titik koordinat (lintang/bujur, tinggi/paras tekanan). Kemudian pada peta rajahan dibuat isoterm.



GMS: CUJA/807

2012-01-10-01:24

Gambar 5.54 Penampang tegak meridional isoterm



GMS: CUJA/807

2012-01-10-01:24

Gambar 5.55 Penampang tegak zonal isoterm

b. Sifat Umum

- Isoterm dalam penampang tegak meridional umumnya lebih tegak dibandingkan dengan pola isoterm dalam penampang tegak zonal. Ke arah kutub isoterm makin kecil. Artinya, landaian suhu ke arah meridional lebih besar dibandingkan landaian ke arah zonal.
- Isoterm dalam penampang tegak zonal umumnya sejajar membentang zonal, yang menunjukkan bahwa landaian suhu ke arah zonal kecil; tetapi di kawasan lintang tinggi agak bergelombang yang menunjukkan bahwa landaian suhu ke arah zonal masih terlihat.

c. Penaksiran

Pola isoterm ada yang tersusun dalam bentuk gelombang, ada yang berbentuk rata, dan ada yang berbentuk lengkungan tertutup. Bentuk dan susunan isoterm menunjukkan perubahan dan lokasi fenomena yang diimbulkan. Selain itu, dari susunan dan ketebalan daerah isoterm menunjukkan adanya dan sifat lapisan panas dan lapisan dingin sepanjang arah tersebut. Kerapatan isoterm menunjukkan landaian suhu; makin rapat, makin besar landaiannya.

Penampang tegak zonal:

- Isoterm dalam penampang tegak zonal umumnya sejajar garis mendatar;
- Isoterm rapat atau cekung ke atas menunjukkan bahwa pada lapisan di atas daerah tersebut udaranya tak mantap dengan laju susut suhu besar;
- Bila isoterm renggang atau cekung ke bawah (cembung), di dalam lapisan di atas daerah tersebut udara bersifat mantap dengan laju susut suhu kecil;
- Dalam peta penampang tegak zonal, daerah isoterm tertutup membujur yang ke arah dalam suhunya makin tinggi menunjukkan daerah lapisan sungsgangan, misalnya tropopause.

Penampang tegak meridional:

- Isoterm dalam penampang tegak meridional umumnya lebih tegak dibandingkan isoterm pada penampang tegak zonal;

- Isoterm rapat ke atas atau cekung ke atas menunjukkan bahwa pada lapisan di atas daerah tersebut udaranya tak mantap dengan laju susut vertikal suhu besar;
- Bila isoterm renggang atau cekung ke bawah (cembung), di dalam lapisan di atas daerah tersebut udara bersifat mantap dengan laju susut suhu vertikal kecil;
- Daerah dengan isoterm rapat ke arah horizontal menunjukkan adanya lataan searah dengan arah landaian suhu. Bila terdapat di lapisan bawah, umumnya menunjukkan adanya lataan massa udara dingin; sedangkan bila terdapat di lapisan atas, umumnya menunjukkan adanya transport bahang (ke arah kutub);
- Dari posisi daerah dingin atau daerah panas dapat ditaksir jauhnya lataan atau jauhnya transport bahang;
- Bila di lapisan bawah menjadi daerah panas dan di atas daerah dingin, menunjukkan awan golakan mudah terbentuk;
- Garis paras beku (*freezing level*) ke arah khatulistiwa miring ke atas, yang menunjukkan bahwa paras beku di kawasan tropik lebih tinggi dibandingkan di kawasan lintang tinggi.

Catatan:

- Imbas yang dapat dirasakan di wilayah Indonesia adalah lataan suhu Asia dan Australia bersamaan dengan gerak monsun;
- Analisis dan penaksiran posisi daerah dingin tersebut cukup membantu untuk mengetahui penjalaran sifat massa udara dingin pada waktu monsun dingin Asia, dan analisis daerah panas untuk mengetahui transpor bahang pada waktu monsun panas Asia.

5.3.1.2 Analisis dan Penaksiran Hasil Analisis Penampang Tegak Spasial Angin

Analisis medan angin pada bidang vertikal pada suatu arah diperoleh potongan tegak yang menggambarkan pola angin dan dapat pula dilihat ketebalan lapisan angin sepanjang arah tersebut.

a. Analisis

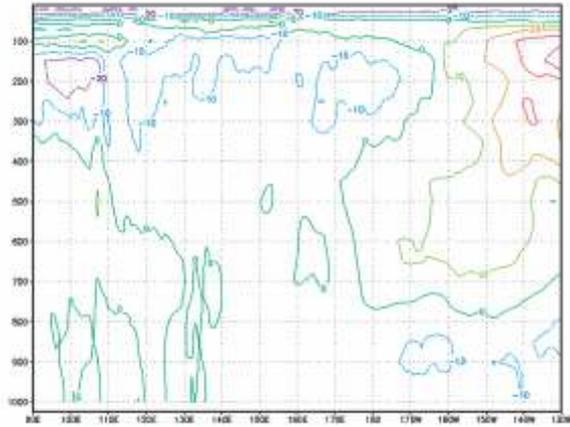
Analisis dilakukan dengan lebih dahulu merajah data komponen angin pada peta penampang tegak zonal dan penampang tegak meridional. Peta penampang tegak angin dibuat dalam arah zonal (sejajar lintang geografi) dan/atau meridional (sejajar garis bujur geografi) dengan menguraikan lebih dahulu data angin menjadi dua komponen, yakni komponen zonal (barat-timur) dan komponen meridional (utara-selatan). Arah zonal ke timur diberi tanda positif, dan ke arah barat dengan tanda negatif. Untuk arah meridional arah ke utara diberi tanda positif, sedangkan arah ke selatan diberi tanda negatif.

Selanjutnya pada peta rajahan dibuat isovel (garis yang menghubungkan tempat-tempat dengan kecepatan sama). Ada empat macam peta yang dapat dihasilkan, yakni:

- i) Peta penampang tegak zonal yang memuat rajahan data komponen zonal (u) angin;
- ii) Peta penampang tegak zonal yang memuat rajahan data komponen meridional (v) angin;
- iii) Peta penampang tegak meridional yang memuat rajahan komponen zonal (u) angin;
- iv) Peta penampang tegak meridional yang memuat rajahan komponen meridional (v) angin.

Hasil analisis dari peta penampang tegak zonal yang memuat rajahan data komponen zonal (u) berupa susunan isovel berbentuk kelompok atau isovel tertutup. Isovel positif menunjukkan kecepatan komponen angin ke arah timur sedangkan isovel negatif menunjukkan kecepatan komponen angin ke arah barat.

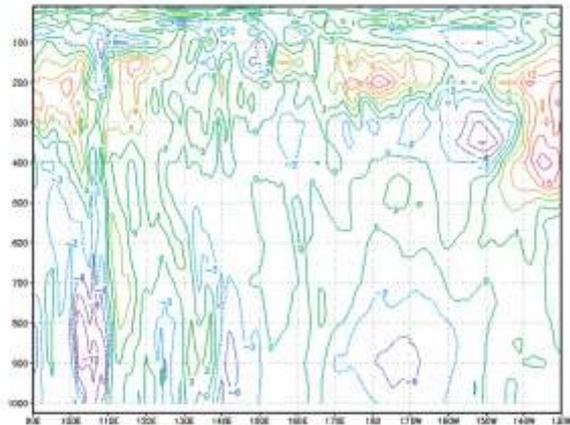
Hasil analisis dari peta penampang tegak zonal yang memuat rajahan data komponen meridional (v) berupa susunan isovel berbentuk kelompok atau isovel tertutup. Isovel positif menunjukkan kecepatan komponen angin ke arah utara dan isovel negatif menunjukkan kecepatan komponen angin ke arah selatan.



040501-03A/025

2012-01-16-0124

Gambar 5.56 Peta penampang tegak zonal komponen zonal angin (u)

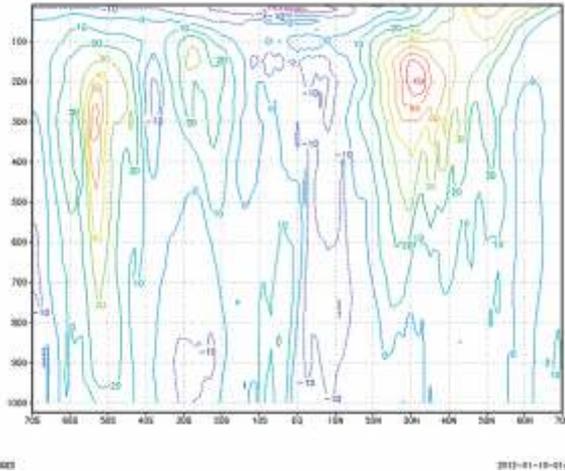


040501-03A/025

2012-01-16-0124

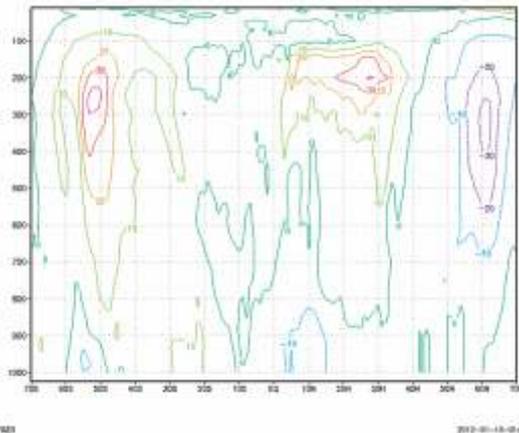
Gambar 5.57 Peta penampang tegak zonal komponen meridional angin (v)

Hasil analisis dari peta penampang tegak meridional yang memuat rajahan komponen zonal (u) angin berupa susunan isovel berbentuk kelompok atau isovel tertutup. Isovel positif menunjukkan kecepatan komponen angin ke arah timur dan isovel negatif menunjukkan kecepatan komponen angin ke arah barat.



Gambar 5.58 Peta penampang tegak meridional komponen zonal angin (u)

Hasil analisis dari peta penampang tegak meridional yang memuat rajahan komponen meridional (v) angin berupa susunan isovel berbentuk kelompok atau isovel tertutup. Isovel positif menunjukkan kecepatan komponen angin ke arah utara dan isovel negatif menunjukkan kecepatan komponen angin ke arah selatan.



Gambar 5.59 Peta penampang tegak meridional komponen meridional angin (v)

b. Sifat Umum

Biasanya untuk menandai peredaran atmosfer sinoptik digunakan data angin pada lapisan dari 850 mb sampai 200 mb.

- Ke arah kutub isovel makin besar;
- Ke arah zonal landaian kecepatan angin lebih kecil dibandingkan dengan landaian ke arah meridional.

c. Penaksiran

1) Hasil analisis dari peta penampang tegak zonal yang memuat rajahan data komponen zonal (u).

Dari peta hasil analisis penampang tegak zonal komponen zonal (u) yang dibuat sepanjang khatulistiwa dapat digunakan untuk menaksir peredaran Walker. Namun, karena secara klimatologi pola peredaran Walker berbeda menurut wilayahnya, maka dalam penaksirannya perlu menggunakan acuan ciri klimatologi masing-masing di wilayah tersebut. Misalnya, ciri klimatologi peredaran Walker di kawasan khatulistiwa Atlantik di paras bawah arah angin dari timur dan di paras atas dari barat; di kawasan khatulistiwa Lautan India di paras bawah arah anginnya dari barat dan di paras atas dari timur; di kawasan Pasifik di paras bawah angin dari timur dan di paras atas dari arah barat. Di kawasan Indonesia peredaran Walker tidak jelas karena baur dengan peredaran skala lokal yang berasal dari golakan yang dikenal dengan "Ketakmantapan Golakan Jenis Kedua (*Convective Instability of Second Kind, CISK*)". Dengan demikian:

- Bila arah dan kecepatan angin lebih rendah dibandingkan ciri klimatologinya, menunjukkan peredaran Walker lemah sehingga pada daerah naik kadar awan golakan berkurang dan pada daerah turun awan golakan kadar awan bertambah;
- Bila arah dan kecepatan angin lebih besar dibandingkan ciri klimatologinya, menunjukkan peredaran Walker kuat sehingga pada daerah naik kadar awan golakan bertambah besar sedangkan pada daerah turun awan golakan kadar awan berkurang;

- Bila landaian vertikal angin besar menandai peredaran kuat. Adanya angin kencang (*easterly jet*) pada paras 200 hPa di atas kawasan khatulistiwa Lautan India digunakan untuk menandai kuatnya monsun barat daya di India.
- 2) Hasil analisis dari peta penampang tegak zonal yang memuat rajahan data komponen meridional (v) yang dibuat sepanjang khatulistiwa dapat digunakan untuk menaksir lataan dan transpor ke arah meridional.
- Bila pada paras bawah terdapat sel isovel positif, menandai lataan ke arah utara; sedangkan sel negatif menandai lataan ke arah selatan;
 - Bila pada paras bawah dan pada paras atas terdapat sel isovel yang berlawanan menandai peredaran meridional yang kuat. Makin besar beda kecepatannya, makin kuat peredaran meridionalnya;
 - Arah dan kecepatan angin di paras atas menunjukkan arah transpor bahang. Makin kencang angin, makin banyak kemungkinan bahang yang terangkut sehingga pertumbuhan awan Kumulus dapat berlangsung dengan kuat;
 - Sebaliknya bila di paras atas kecepatan angin rendah, bahang pendam yang keluar dari pengembunan tidak banyak terangkut sehingga pertumbuhan awan terhambat. Dalam keadaan demikian biasanya ditandai dengan timbulnya awan Sirokumulus.
- 3) Analisis penampang tegak meridional komponen zonal (u) dapat dibuat di sepanjang garis bujur yang dikehendaki. Dari peta hasil analisis penampang tegak-meridional komponen zonal (u) dapat dikenali daerah angin zonal yang menunjukkan kadar pertukaran momentum dalam arah meridional dan kadar percampuran atau golak-galik skala besar.
- Bila pada paras atau ketinggian sama arah angin berlawanan menunjukkan adanya pertukaran momentum. Makin besar perbedaan arah dan kecepatan angin, makin besar kadar pertukaran momentumnya;

- Bila pada paras atas dan paras di bawahnya terdapat beda arah dan kecepatan angin, menunjukkan adanya pencampuran atau golak-galik. Makin besar perbedaan arah dan kecepatan angin, makin besar kadar pencampuran atau golak-galiknya.
- 4) Analisis penampang tegak meridional komponen zonal (u) dapat dibuat di sepanjang garis bujur yang dikehendaki. Dari peta hasil analisis penampang tegak-meridional komponen meridional (v) dapat dikenali peredaran meridional (Hadley) yang menunjukkan kadar perpindahan energi dalam arah meridional. Arah angin yang berlawanan antara yang di lapisan bawah dan yang di lapisan atas menandai peredaran yang kuat.

Penaksiran lain:

Di kawasan Indonesia:

- Untuk mengenali pergerakan monsun Asia digunakan arah meridional pada 105 BT. Untuk mengenali pergerakan monsun Australia dapat digunakan meridional pada 120 BT;
- Kuatnya peredaran Walker di kawasan Lautan India (yang dikenal dengan peredaran Walker barat) ditandai dengan keseringan bertiupnya angin baratan khatulistiwa di paras bawah dengan kecepatan besar yang dapat melewati pulau Sumatra dan kuatnya angin timur di paras atas dengan kecepatan lebih dari 50 knot. Sebaliknya lemahnya peredaran ditandai dengan lemahnya angin baratan khatulistiwa di paras bawah dan lemahnya angin timur di paras atas;
- Dalam keadaan peredaran Walker barat kuat, di pantai Afrika timur awan berkurang dan di sebelah barat Sumatra awan golakan banyak dan sering timbul pusaran. Sebaliknya dalam keadaan peredaran Walker barat lemah, di pantai timur Afrika awan banyak dan di sebelah barat Sumatra awan berkurang;
- Kuatnya peredaran Walker di kawasan Lautan Pasifik (yang dikenal dengan peredaran Walker timur) ditandai dengan angin pasat timur laut yang kuat di paras bawah dan angin barat kuat di

paras atas. Sebaliknya peredaran Walker timur lemah ditandai dengan lemahnya angin pasat di paras bawah dan lemahnya angin barat di paras atas;

- Pada waktu peredaran Walker timur kuat, keseringan timbulnya siklon tropis di sebelah timur Filipina meningkat. Sebaliknya pada waktu peredaran Walker timur lemah keseringan timbulnya siklon tropis di sebelah timur Filipina berkurang;
- Kuat dan lemahnya peredaran Walker barat berkaitan dengan suhu Lautan India khatulistiwa yang dikenal dengan "*dipole mode*", dan peredaran Walker timur ada kaitannya dengan suhu Lautan Pasifik khatulistiwa yang dikenal dengan "*El Nino*".

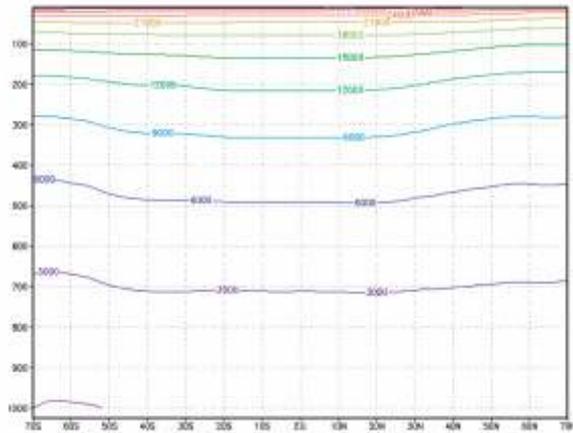
5.3.1.3 Analisis dan Penaksiran Hasil Analisis Penampang Tegak Spasial Ketinggian Geopotensial

Bila analisis kontur geopotensial dilakukan pada bidang vertikal dalam suatu arah horizontal diperoleh potongan tegak yang memberi gambaran bentuk gelombang kontur geopotensial. Pola kontur geopotensial tersebut penting bagi para penerbang untuk mengetahui keadaan udara.

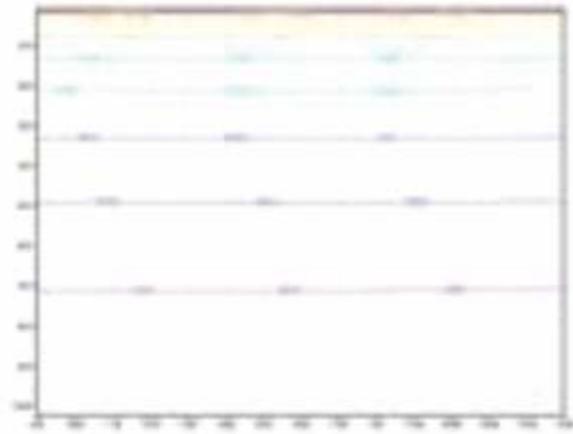
Seperti pada analisis penampang tegak suhu dan angin, peta penampang tegak ketinggian geopotensial dibuat dalam arah zonal (sejajar lintang geografi) dan/atau meridional (sejajar garis bujur geografi) dengan skala dalam arah vertikal adalah paras tekanan, misalnya paras 1000 hPa, 900 hPa, 850 hPa, 700 hPa, dan seterusnya.

a. Analisis

Untuk melakukan analisis lebih dahulu data ketinggian geopotensial dari berbagai paras tekanan dari tempat-tempat yang terletak dalam suatu lintang atau bujur geografi dirajah pada titik-titik koordinat (lintang/bujur, paras tekanan). Kemudian pada peta rajahan dibuat kontur isogeopotensial.



Gambar 5.60 Penampang tegak meridional isogeopotensial



Gambar 5.61 Penampang tegak zonal isogeopotensial

b. Sifat Umum

- Pada peta penampang tegak meridional makin ke bawah cekung di atas daerah tropik, ke arah kutub makin tinggi.
- Pada peta penampang tegak zonal umumnya bentuk kontur

isogeopotensial membentang hampir sejajar dengan garis mendatar. Ke arah atas nilai geopotensialnya makin besar.

c. Penaksiran

Ada empat pola susunan isogeopotensial yang cukup baik untuk menaksir keadaan atmosfer, yakni:

- 1) Pola di paras bawah cekung ke atas dan di paras atas cekung ke atas;
- 2) Pola di paras bawah cekung ke atas dan di paras atas cekung ke bawah;
- 3) Pola di paras bawah cekung ke bawah dan di paras atas cekung ke atas;
- 4) Pola di paras bawah cekung ke bawah dan di paras atas cekung ke bawah.

- Bila di paras bawah cekung ke atas dan di paras atas cekung ke atas, menunjukkan bahwa di bawah terdapat daerah tekanan rendah dengan aliran udara yang bersifat siklonal dan pumpunan, dan di bagian atas juga terdapat daerah tekanan rendah dengan aliran udara yang bersifat siklonal dan pumpunan. Dalam pola yang demikian di paras bawah udara cenderung bergerak ke atas tetapi di paras atas cenderung bergerak ke bawah sehingga awan yang tumbuh tidak menjadi besar.
- Bila di paras bawah cekung ke atas dan di paras atas cekung ke bawah, menunjukkan bahwa di bawah terdapat daerah tekanan rendah dengan aliran udara yang bersifat siklonal dan pumpunan, dan di bagian atas terdapat daerah tekanan tinggi dengan aliran udara yang bersifat antisiklonal dan beraian. Dalam pola demikian udara cenderung bergerak ke atas sehingga awan jenis kumulus mudah terbentuk.
- Bila di paras bawah cekung ke bawah (cembung) dan di paras atas cekung ke atas, menunjukkan bahwa di paras bawah terdapat daerah tekanan tinggi dengan aliran udara yang bersifat antisiklonal dan beraian, dan di paras atas terdapat daerah tekanan rendah

dengan aliran udara yang bersifat siklonal dan pumpunan. Dalam pola yang demikian di paras bawah udara cenderung bergerak ke bawah dan di paras atas juga cenderung menjadi panas dan terjadi sungsgangan suhu karena penumpukan bahang yang keluar dari pengembunan sehingga awan sulit tumbuh atau terbatas terjadi awan-awan jenis stratus tinggi (Altostratus atau Sirostratus yang tidak berasal dari Kumulonimbus).

- Bila di paras bawah cekung ke bawah (cembung) dan di paras atas juga cekung ke bawah, menunjukkan bahwa di paras bawah terdapat daerah tekanan tinggi dengan aliran udara yang bersifat antisiklonal dan beraian, dan di paras atas juga terdapat daerah tekanan tinggi dengan aliran udara yang bersifat antisiklonal dan beraian. Dalam pola yang demikian di paras bawah udara cenderung bergerak ke bawah dan di paras atas cenderung bergerak ke atas sehingga awan rendah sulit tumbuh tetapi di paras atas terdapat sungsgangan atau golak-galik (*turbulence*) sehingga memungkinkan terbentuknya awan jenis kumululus paras tinggi (Altokumululus atau Sirokumululus).

5.4 Penaksiran Gabungan Hasil Analisis Berbagai Unsur

Penaksiran sekaligus dari hasil-hasil analisis unsur di berbagai paras digunakan untuk mengetahui perilaku peredaran umum atmosfer. Unsur utama yang diperhatikan adalah geser vertikal angin, suhu, dan ketinggian potensial.

5.4.1 Penaksiran Gabungan Hasil Analisis Angin di Berbagai Paras

Sebaran angin dalam arah horizontal dan dalam arah vertikal sangat erat kaitannya dengan peredaran atmosfer sehingga dalam penaksiran selain dari tinjauan hasil analisis sebaran angin horizontal pada masing-masing paras, juga ditinjau ditinjau dari gabungan antar hasil analisis berbagai parameter (misalnya, suhu dan geopotensial) di berbagai paras secara sekaligus.

a. Analisis

Analisis angin paras bawah dan paras atas.

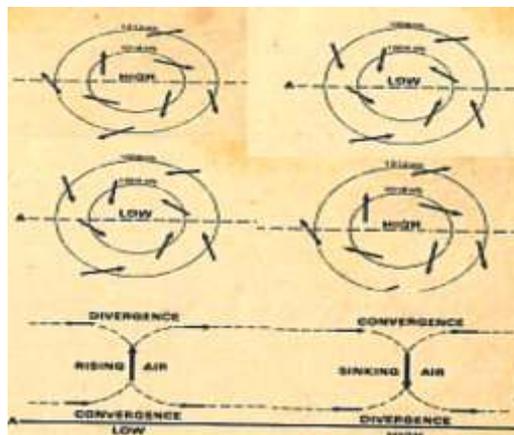
b. Sifat Umum

Pada paras permukaan (bawah) daerah siklonal cenderung menjadi daerah pumpunan yang kepusarannya ke atas dan daerah antisiklonal cenderung menjadi daerah beraian yang kepusarannya cenderung ke bawah.

Pada paras atas (misal, 200 hPa) daerah siklonal cenderung menjadi daerah pumpunan yang kepusarannya 0 atau cenderung ke bawah dan daerah antisiklonal menjadi daerah beraian yang kepusarannya 0.

c. Penaksiran

- Bila di paras bawah terdapat daerah pusaran siklonal dan di paras atas terdapat daerah antisiklonal, sifat-sifat udara yang naik dapat terus disebarkan ke arah lain sehingga peredaran dapat berlangsung cepat. Sebaliknya apabila di paras bawah terdapat daerah siklonal dan pada paras atas terdapat daerah siklonal atau pumpunan, sifat udara cenderung kembali ke bawah sehingga peredaran tidak lancar dan pertumbuhan awan berkurang.



Gambar 5.62 Contoh susunan pola angin lapisan atas dan lapisan bawah (Trewartha dkk, 1980)

Perbedaan momentum pada paras bawah dan paras atas juga menandai kelancaran peredaran atmosfer. Transpor momentum atau peredaran ke atas terjadi apabila momentum lebih besar dibandingkan pada paras di atasnya. Sebaliknya transpor atau peredaran ke bawah apabila momentum pada paras bawah lebih kecil dibandingkan pada paras atasnya.

- Bila arah angin berlawanan di paras bawah dan di paras atas pertukaran momentumnya besar;
- Di Indonesia pada waktu monsun Asia musim dingin bila pada paras bawah angin barat di atas angin timur menandai kuatnya monsun;
- Bila pada paras bawah angin timur di paras atas angin juga dari timur, tidak terjadi pertukaran momentum udara dalam keadaan mantap;
- Dari hasil analisis angin pada berbagai paras dapat ditaksir pola peredaran atmosfer. Misalkan pola peredaran yang dominan di kawasan Asia Tenggara (Indonesia) seperti pada Gambar 5.53;
- Peredaran Walker (barat) dapat ditaksir dari angin baratan sekitar khatulistiwa pada paras bawah (misal, 850 hPa), angin timuran pada paras atas (misal, 200 hPa), dan suhu permukaan (muka laut). Peredaran Walker (barat) aktif bila angin baratan khatulistiwa paras bawah kuat dan angin timuran paras atas juga kuat. Di samping itu juga dapat ditandai dengan suhu permukaan (muka laut) rendah di pantai timur Afrika dan tinggi di pantai barat Sumatra;
- Peredaran Walker (timur) dapat ditaksir dari angin timuran sekitar khatulistiwa pada paras bawah (misal, 850 hPa), angin baratan pada paras atas (misal, 200 hPa), dan suhu permukaan (muka laut). Peredaran Walker (timur) aktif bila angin timuran khatulistiwa paras bawah kuat dan angin baratan paras atas juga kuat. Di samping itu juga dapat ditandai dengan suhu permukaan (muka laut) rendah di Pasifik tengah dan tinggi di Pasifik barat khatulistiwa;
- Peredaran Hadley utara ditandai dengan komponen angin utara pada paras bawah dan komponen angin timur atau posisi garis punggung (*ridge*) daerah antisiklonal belahan bumi utara pada paras atas. Hadley utara aktif bila komponen utara angin pada paras bawah besar dan pada paras atas angin lebih banyak dari tenggara,

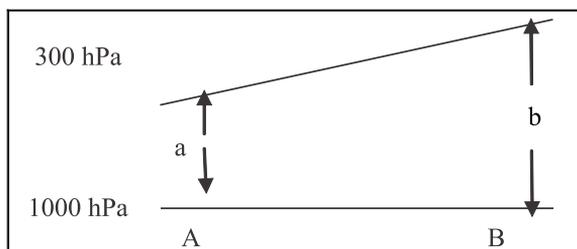
dan garis punggung antisiklonal utara mendekati khatulistiwa. Peredaran Hadley tersebut juga dapat digunakan untuk menaksir aktivitas monsun Asia. Bila monsun Asia musim dingin aktif letak garis punggung antisiklonal lebih ke selatan;

- Peredaran Hadley selatan ditandai dengan komponen angin selatan pada paras bawah dan komponen angin timur atau posisi garis punggung (*ridge*) daerah antisiklonal belahan bumi selatan pada paras atas. Hadley selatan aktif bila komponen selatan angin pada paras bawah besar dari timur dan pada paras atas angin lebih banyak dari tenggara, dan garis punggung antisiklonal selatan mendekati khatulistiwa. Peredaran Hadley tersebut juga dapat digunakan untuk menaksir aktivitas monsun Australia musim dingin. Bila monsun Australia musim dingin aktif (kemarau kuat di Indonesia), letak garis punggung antisiklonal lebih ke utara;
- QBO dapat dikenali dari bentuk gelombang di atas khatulistiwa Pasifik (paras 200 hPa), meskipun tidak selalu jelas karena QBO berasal dari paras lebih tinggi, berupa letak daerah pusaran siklonal atau antisiklonal berderet teratur sepanjang khatulistiwa. Analisis pada paras kurang dari 50 hPa dapat menunjukkan ada tidaknya QBO lebih jelas.

5.4.2 Penaksiran Gabungan Hasil Analisis Suhu dan Ketebalan Geopotensial

Peta analisis suhu umumnya disatukan dengan analisis geopotensial atau ketebalan geopotensial. Penaksiran hubungan suhu dan ketebalan ketinggian potensial didasarkan persamaan gas ideal, $pV = RT$. Bila tekanan tetap, volume bertambah maka suhu bertambah. Sebaliknya bila volume berkurang, suhunya juga berkurang. Bila diterapkan dalam atmosfer, beda ketebalan antara dua paras sebanding dengan suhu rata-rata lapisan antara kedua paras tersebut. Misalkan di atas daerah A ketebalan geopotensial antara paras 1000 hPa dan paras 300 hPa sebesar a geopotensial meter dan di atas daerah B sebesar b geopotensial meter, maka:

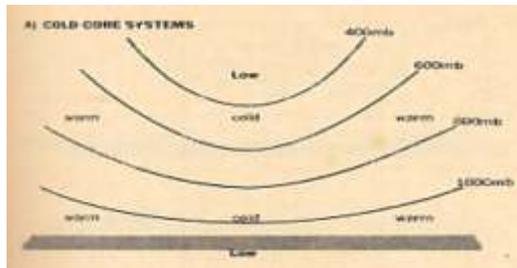
- Bila $a < b$, di atas daerah A adalah daerah geopotensial rendah, suhu rata-rata udara dalam lapisan di atasnya lebih rendah dibandingkan di atas daerah B dan massa udara cenderung bergerak dari B ke A;
- Bila $a > b$, di atas daerah A adalah daerah geopotensial tinggi, suhu rata-rata udara dalam lapisan di atasnya lebih tinggi di atas daerah B dan massa udara cenderung bergerak dari A ke B.



Gambar 5.63 Bagan prinsip $PV = RT$ di atmosfer

Tatanan suhu atmosfer ada dua macam, yakni "sistem inti dingin (*cold core system*)" dan "sistem inti panas (*warm core system*)". Sistem inti dingin adalah kolom udara dingin yang dikelilingi oleh udara panas. Kolom dingin dapat terjadi di dalam daerah tekanan atau kontur geopotensial rendah, yang disebut "sistem tekanan rendah inti dingin (*cold core low system*)", atau di dalam daerah tekanan atau kontur geopotensial tinggi, yang disebut "sistem tekanan tinggi inti dingin (*cold core high system*)". Sistem inti panas adalah kolom udara panas yang dikelilingi udara dingin. Kolom panas dapat terjadi di dalam daerah tekanan atau kontur geopotensial rendah, yang disebut "sistem tekanan rendah inti panas (*warm core low system*)" atau di dalam daerah tekanan atau kontur geopotensial tinggi, yang disebut "sistem tekanan tinggi inti panas (*warm core high system*)". Pada umumnya dalam kaitannya antara suhu dan ketinggian geopotensial atau tekanan ada empat pola dasar:

- 1) Sistem tekanan rendah inti dingin, ditandai dengan inti dingin dalam susunan isobar atau kontur geopotensial baik pada paras bawah maupun pada paras atas berbentuk cekung ke atas (Low).

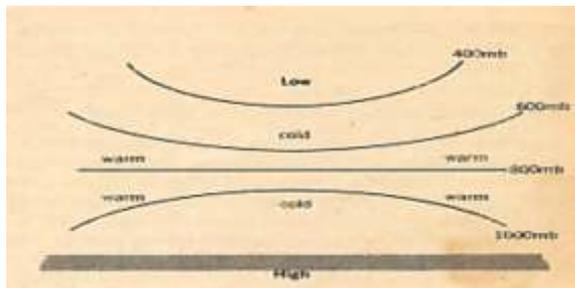


Gambar 5.64 Sistem tekanan rendah inti dingin (Trewartha dkk, 1980)

Pola demikian menunjukkan bahwa:

- Dalam sistem tekanan rendah inti dingin, aliran panas cenderung menuju ke dalam (ke daerah dingin);
- Pada paras bawah terdapat pumpunan dengan kepusaran cenderung bergerak ke atas. Pada paras atas terdapat daerah pumpunan dan kepusarannya cenderung ke atas. Sistem tersebut sering terdapat di atas perenggan dingin yang mendukung terbentuknya atau memperkuat pertumbuhan siklon.

2) Sistem tekanan tinggi inti dingin, ditandai dengan inti dingin dalam susunan isobar atau kontur geopotensial pada paras bawah berbentuk cekung ke bawah dan pada paras atas cekung ke atas. Paras bawah adalah daerah dingin (Cold) dan paras atas juga daerah dingin. Paras tengah adalah daerah perbatasan atau perubahan dengan isobar atau kontur yang mendatar.

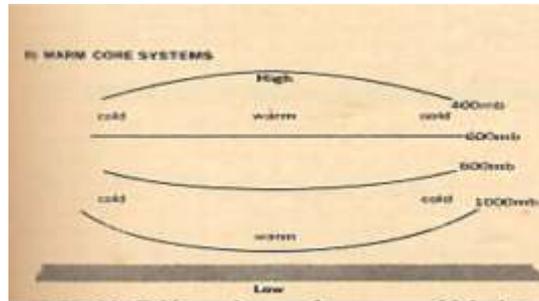


Gambar 5.65 Sistem tekanan tinggi inti dingin (Trewartha dkk, 1980)

Pola demikian menunjukkan bahwa:

- Dalam sistem tekanan tinggi, inti dingin aliran panas cenderung menuju ke daerah dingin (ke dalam);
- Pada paras bawah terdapat beraian dan udara cenderung bergerak ke bawah dan pada paras atas terdapat daerah pumpunan yang kepusarannya cenderung ke atas. Dengan demikian sistem tekanan tinggi inti dingin tidak membantu bahkan mengurangi pertumbuhan siklon atau pertumbuhan awan;
- Pada paras tengah dengan isobar atau kontur geopotensial mendatar terdapat percampuran dan golak-galik atau tempat timbulnya awan Sirokumulus atau Altokumulus.

3) Sistem tekanan rendah inti panas, ditandai dengan inti panas dalam susunan isobar atau geopotensial pada paras bawah berbentuk cekung ke atas (Low) dan pada paras atas cekung ke bawah (High). Paras bawah adalah daerah panas (*warm*) dan paras atas juga daerah panas. Paras tengah adalah daerah perbatasan atau perubahan dengan isobar atau kontur yang mendatar.



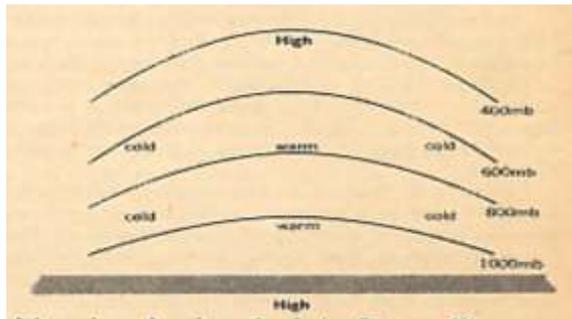
Gambar 5.66 Sistem tekanan rendah inti panas (Trewartha dkk, 1980)

Pola demikian menunjukkan bahwa:

- Dalam sistem tekanan rendah inti panas, aliran panas cenderung menuju ke daerah dingin (keluar);
- Pada paras bawah terdapat pumpunan dengan kepusaran cenderung ke atas. Pada paras atas terdapat daerah beraian dan

kepusarannya cenderung ke atas. Sistem tersebut sering terdapat di atas siklon tropis atau dalam sistem golakan besar yang membantu pembentukan dan pertumbuhan siklon tropis.

- 4) Sistem tekanan tinggi inti panas, ditandai dengan inti panas dalam susunan isobar atau kontur geopotensial baik pada paras bawah maupun pada paras atas berbentuk cekung ke bawah.



Gambar 5.67 Sistem tekanan tinggi inti panas (Trewartha dkk, 1980)

Pola demikian menunjukkan bahwa:

- Pada paras bawah maupun pada paras atas adalah daerah panas dengan tekanan tinggi atau daerah kontur tinggi (High);
- Dalam sistem tekanan tinggi inti panas aliran panas cenderung menuju ke luar (daerah dingin);
- Pada paras bawah terdapat beraian dan udara cenderung bergerak ke bawah, dan pada paras atas juga terdapat daerah beraian yang kepusarannya cenderung ke bawah. Dengan demikian sistem tekanan tinggi inti panas tidak membantu bahkan mengurangi pertumbuhan siklon atau pertumbuhan awan.

DAFTAR PUSTAKA

- Ahrens, C.D. (1988). *Meteorology Today: An Introduction to Weather, Climate, and the Environment*. Third Edition. St. Paul: West Publishing Co.
- Asnani, G. C. (1993). *Tropical Meteorology*. Pune: Indian Institute of Tropical Meteorology.
- Beer, T. (1974). *Atmospheric Waves*. London: Adam Hilger, Ltd.
- Berlage, H.P. (1927). *Monsoon-Current in the Java Sea and Its Entrances*. Verhandelingen no. 19. Koninklijk Magnetisch en Meteorologisch Observatorium te Batavia.
- Bimawati, T.S., Wirjohamidjojo, S, Sulisty, W., Swarinoto, Y.S., Haryoko, U., Haryono, & Zakir, A. (1998). Variabilitas Keikliman di Indonesia. *Jurnal IPTEK UPT Hujan Buatan BPPT*, No. 2. Th. 2, 1-11. ISSN 1410.4857.
- BMG. (1983). *ASEAN Compendium of Climate Statistics*. Jakarta: BMG
- Boerema, J. (1924). *Typen van de Regenval in Nederlandsch Indie (Rainfall Types in the Netherlands Indies)*. Verhandelingen no. 18. Koninklijk Magnetisch en Meteorologisch Observatorium te Batavia.
- Boerema, J. (1934). *Daily Forecast of Windforce on Java*. Verhandeligen no.27. Koninklijk Magnetisch en Meteorologisch Observatorium te Batavia.
- Chang, C.P., & Krishnamurti, T.N. (1987). *Monsoon Meteorology*. New York: Oxford University Press.
- Charney, J. G, & Shukla, J. (1981). *Predictability of monsoons*. Monsoon Dynamics, Sir James Lighthill & R.P. Pearce, Eds., Cambridge Univ. Press. pp 99-109.
- Collier, C.G. (1989). *Applications of Weather Radar Systems: A Guide to Users of Radar Data in Meteorology and Hydrology*. Ellis Horwood Limited Publisher. New York: John Wiley & Sons, Ltd.
- Davidson, F.J.M., Allen, A., Brassington, G., Breivik, O., Daniel, P., Stone,

- B., et al. (2008). *Safety and effectiveness of operations at sea*. GODAE final symposium, Nice, France.
- de Boer, H.J. (1948). *On Forecasting the Beginning and the End of the Dry Monsoon in Java and Madura*. Verhandelingen no. 32. Koninklijk Magnetisch en Meteorologisch Observatorium te Batavia.
- Eguchi, T. (1996). Rainfall Distribution and Air Stream Over Indonesia. *Geographical Review of Japan*, 56, 151 - 170.
- Gill, A. E. (1982). *Atmosphere-Ocean Dynamics*. San Diego: Academic Press, Inc.
- Gordon, A. H. (1962). *Element of Dynamic Meteorology*. London: English Univ. Press.
- Hardjawanata, & Muharyoto. (1981). *On the Onset of the Monsoon and Season in Indonesia*. International Conference On the Scientific Results of Monsoon Experiment. 26-30 Oktober 1981, Denpasar, Bali.
- Herizal, & Nasrullah. (2003). Studi Awal Klimatologi Radiasi Matahari di Kawasan Tropik Ekuator - Bukit Kototabang, Sumatera Barat. *Proc. Workshop Pemanfaatan Informasi Iklim untuk Pertanian di Sumatera Barat*, 12-14 Agustus 2003. BPPT-BMG-LAPAN.
- Hermawan, E., Ratag, M.A., Suryantoro, A., Pariwono, J.I., Pasaribu, U.S., Nurani, B., & Renggono, F. (2003). *Kajian Awal Dampak Fenomena Indian Ocean Dipole Terhadap Perilaku Curah Hujan di Kawasan Indonesia Barat Hasil Analisis Data Radar Atmosfer Katulistiwa*. Workshop Pemanfaatan Informasi Iklim untuk Pertanian di Sumatera Barat, 12 - 14 Agustus 2003. BPPT-BMG-LAPAN.
- Huschke, R. E. (1980). *Glossary of Meteorology*. Boston: American Meteorological Society.
- IOC, WMO, & ICSU. (1990). *The World Climate Research Programme - WCRP Special Report*, WMO/TD no. 357. Geneva: WMO/IOC Intergovernmental TOGA Board.
- Lamb, H. (1932). *Hydrodynamics*. Cambridge University Press.
- Lockwood, J. G. (1979). *World Climatology: An Environmental Approach*. London: Edward Arnold Ltd.
- Manton, M. J., & McBride, J. L. (1992). Recent research on the Australian

- monsoon. *J. Meteorol. Soc. Japan*, 70, 275-285.
- McBride, J. L. (1987). The Australia Summer Monsoon. in *Reviews of Monsoon Meteorology. Oxford Monograph on Geology and Geophysics* No. 7, 203-231. Oxford: Oxford University Press.
- McIntosh, D. H. (1972). *Meteorological Glossary*. London: Her Majesty's Stationary Office.
- NASA. (1988). *Earth System Science*. Report of the Earth System Sciences Committee. Washington D.C: NASA.
- Neuberger, H. (1951). *Introduction to Physical Meteorology*. Pennsylvania: The Pennsylvania State College.
- Nicholls (1981). *Long-range Forecasting in Indonesia*. Report as WMO/UNDP Consultant. Unpublished.
- Nieuwolt, S. (1978). *Tropical Climatology*. New York, Brisbane, Toronto: John Wiley and Sons Inc.
- Nieuwolt, S. (1985). *Klimatologi Kawasan Tropik*. Kuala Lumpur: Dewan Bahasa dan Pustaka.
- Oldeman, L.R. (1975). *An Agroclimatic Map of Java*. Bogor: Central Research Institute for Agriculture.
- Oldeman, L. R., & Frere, M. (1982). *A Study of the Agroclimatology of the Humid Tropics of South-East Asia*. WMO-No.597. Technical Note No. 179.
- Palmén, E., & Newton, C.W. (1969). *Atmospheric Circulation Systems*. New York: Academic Press.
- Pant, P. S. (1981). *Medium-range forecasting of monsoon rains*. Monsoon Dynamics, Sir James Lighthill & R.P. Pearce, Eds. Cambridge Univ. Press.
- Perry, A.H., & Walker, J. M. (1977). *The Ocean - Atmosphere System*. London: Longman Group, Ltd.
- Perry, D.W. (1950). *Cloud Physics*. Univ. of Toronto Press.
- Philander, S. G. (1990). *El Nino, La Nina, and the Southern Oscillation*. San Diego: Academic Press.
- Prawirowardoyo, S. (1996). *Meteorologi*. Bandung: Penerbit Institut Teknologi Bandung.
- Ramage, C. S. (1967). Role of Tropical Maritime continent Atmospheric

- Circulation. Hawaii Institute of Geophysics. Contribution no. 202.
- Reinhardt, M. E. (1989). Aeronautical Meteorology in the Service of Aviation. *WMO Bulletin*, 38 (1), 22-26.
- Riamon, Y., & Sulisty, W. (1999). Variasi Curah Hujan Harian di Jakarta. *Buletin Meteorologi dan Geofisika*. Jakarta: Badan Meteorologi dan Geofisika. ISSN 0215 - 1952.
- Robertson, G.W. (1975). *Rice and Weather*. Technical Note No. 144. WMO No. 423. Geneva: Secretariat of the World Meteorological Organization.
- Sadler, J.C., & Lim, J.T. (1977). *Monitoring the monsoon outflow from geosynchronous satellite data*. Monsoon Dynamics, Sir James Lighthill & R.P. Pearce, Eds., Cambridge Univ. Press, 81-98.
- Sadli. (...). Ensiklopedi Nasional.
- Schmidt, F. H., & van der Vecht, J. (1952). *East Monsoon Fluctuations in Java and Madura During the Period 1880- 1940*. Verhandelingen no. 43. Djakarta: Kementerian Perhubungan, Djawatan Meteorologi dan Geofisik.
- Schubert, W. H., Ciesielski, P. E., Lu, C., Johnson, R.H. (1995). Dynamical Adjustment of the Trade Wind Inversion Layer. *Journal of the Atmospheric Science*, 52 (16), 2941-2952.
- Scorer, R. S. (1972). *Clouds of the World*. Melbourne: Lothian Publishing Co (Pty) Ltd. ISBN 0-8117-1961-8.
- Sikka, D.R., & Gray, W.M. (1981). *Cross Hemispheric Actions and the Onset of the Summer Monsoon over India*. International Conference On the Scientific Results of MONEX. Bali 1981. WMO pp 74.
- Simpson, G.C. (1906). *The Beaufort Scale of Wind-Force*. Report of the Director of the Meteorological Office upon on inquiry into the relation between the estimates of wind-force according to Admiral Beaufort's Scale and the velocities record by anemometers belonging to the Office. Official no. 180. London: HMSO.
- Simpson, R., Warner, C., Morrison, B., & Simpson, J. (1981). Structure and Dynamical Milieu of the Monsoon Eddies of 16-17 December 1978. *Proc. International Conf. on Early Results of FGGE and Large Scale Aspects of Monsoon Experiments*. Tallahassee: International

- Council of Scientific Unions, WMO.
- Sukamso. (1982). The Influence of the Cross Equatorial Flow and the Upper Trough on Rainfall in Bali. *Proc. International Conf. On the Scientific Results of the Monsoon Experiment*. Denpasar: International Council of Scientific Unions, WMO, Global Atmospheric Research Programme.
- Sumi, A. (1991). The Third International Symposium on Equatorial Atmosphere Observation over Indonesia, 14 - 15 May 1991. Jakarta.
- Suyono, H., & Sulistya, W. (1999). Studi Tentang Pola Sirkulasi Meridional Pada Saat Berlangsungnya Seruak Dingin. *Buletin Meteorologi dan Geofisika*, Maret 1999.
- Sverdrup, H. U. (1992). *The Oceans*. Prentice Hall.
- Tanaka, M. (1994). The Onset and Retreat Dates of the Austral Summer Monsoon Over Indonesia, Australia and New Guinea. *J. Meteorol. Soc. Japan*, 72 (2), 255-267.
- Tao, S., & Chen, L. (1987). *A Review of Recent Research on the East Asian Summer Monsoon in China*. Monsoon Meteorology. Oxford Monographs on Geology and Geophysics no. 7, 61-89. Oxford University Press.
- Thompson, J.C. & Brier, G.W. (1955). The Economic Utility of Weather Forecast. *Monthly Weather Review*, 83 (11), 249-253.
- Thompson, J.C. (...). *Potential Economic Benefits from Improvements in Weather Information*. World Weather Watch Planning Report No. 27. WMO.
- Trenberth, K. E. (1980). Atmospheric Quasi-Biennial Oscillation. *Monthly Weather Review*, 108, 1370-1377.
- Trewartha, G. T., & Horn, L. H. (1980). *An Introduction to Climate*. McGraw Hill International Book Company.
- Watts, I.E.M. (1955). *Equatorial Weather*. London: University of London Press Ltd.
- Wirjohamidjojo, S., & Budiharjo, S. (1981). *Estimasi Perhitungan Divergensi, Vortisitas dan Kecepatan Gerak Vertikal Secara Semiobjektif Serta Penggunaannya Untuk ramalan Cuaca*. Temu Karya Ilmiah Nasional FGGE-MONEX dan Ramalan Cuaca/Musim,

- 10-12 Agustus 1981. Jakarta: Badan Meteorologi dan Geofisika.
- Wirjohamidjojo, S., Pratikno, A.S., Rosdiana, & Farida, U. (1981). *Cuaca di daerah Sumatra dan Jawa Barat Berkenaan dengan adanya Font/Palung di Belahan Bumi Utara dan Selatan sekitar Indonesia*. Temu Karya Ilmian Nasional FGGE-MONEX Dan Ramalan Cuaca/Musim, 10-12 Agustus 1981. Jakarta: Badan Meteorologi dan Geofisika.
- Wirjohamidjojo, S. (1982). The Main Synoptic Feature and the Relation to the Distribution of Rainfall Over Java Sea and its Surroundings during Winter MONEX Period. *Proc. International Conf. On the Scientific Results of the Monsoon Experiment*. Denpasar: WMO.
- Wirjohamidjojo, S. (1988). *Atmosfer Bumi*. Buletin Meteorologi dan Geofisika. ISSN 0215-1952. Edisi Khusus Hari Meteorologi Dunia 23 Maret 1988.
- Wirjohamidjojo, S., Pratikno, A.S., Swarinoto, Y.S. (2003). *Analisis Cuaca dan Iklim*. Jakarta: Diklat BMG.
- Wirjohamidjojo, S. (1988). *Ragam Iklim di Bumi*. Buletin Meteorologi dan Geofisika. ISSN 0215-1952. Edisi Khusus Hari Meteorologi Dunia 23 Maret 1988.
- Wirjohamidjojo, S., dkk. (1993). *Kamus Istilah Hidrometeorologi*. Jakarta: Pusat Pembinaan dan Pengembangan Bahasa, Departemen Pendidikan dan Kebudayaan.
- Wirjohamidjojo, S., Susanto, Patoni, & Suroso H. (1993). *Kamus Hidrometeorologi*. Jakarta: Pusat Pembinaan dan Pengembangan Bahasa, Departemen Pendidikan dan Kebudayaan.
- Wirjohamidjojo, S. (1993). *Pengalamanku Tentang Cuaca di Indonesia*. Buku - IV. Jakarta: BMG.
- Wirjohamidjojo, S., dkk. (1994). *Kamus Istilah Meteorologi*. Jakarta: Pusat Pembinaan dan Pengembangan Bahasa, Departemen Pendidikan dan Kebudayaan.
- Wirjohamidjojo, S. (1994). *Instrumentasi Meteorologi Konvensional*. Makalah Pelatihan Tenaga Pengamat Meteorologi Tingkat Menengah, 08 - 11 Februari 1994. Bandung: Jurusan Geofisika dan Meteorologi, Institut Teknologi Bandung.

- Wirjohamidjojo, S. (1995). *Pokok-Pokok Dinamika dan Hujan*. Bahan untuk Kursus Meteorologi Modifikasi Awan. BPPT.
- Wirjohamidjojo, S. (1995). *Pokok-Pokok Meteorologi Tropik*. Bahan untuk Kursus Meteorologi Modifikasi Awan. BPPT.
- Wirjohamidjojo, S. (1997). *Pengamatan Cuaca Untuk Hujan Buatan*. Jakarta: BPPT.
- Wirjohamidjojo, S., & Ratag, M.A. (2006). *Kamus Istilah Meteorologi Aeronautik*. Jakarta: Badan Meteorologi dan Geofisika. ISBN 979-99507-3-2.
- Wirjohamidjojo, S., & Budihardjo, S. (2007). *Praktek Meteorologi Penerbangan*. Jakarta: Badan Meteorologi dan Geofisika. ISBN 978-979-1241-03-8.
- Wirjohamidjojo, S., & Swarinoto, Y.S. (2007). *Praktek Meteorologi Pertanian*. Jakarta: Badan Meteorologi dan Geofisika. ISBN 978-979-1241-04-5
- Wirjohamidjojo, S. (2008). *Praktek Meteorologi Kelautan*. Jakarta: Badan Meteorologi dan Geofisika. ISBN 978-979-1241-15-1.
- WMO. (1966). *International Meteorological Vocabulary*. WMO No. 182. TP. 91. Geneva: Secretariat of the World Meteorological Organization.
- WMO. (1968). *Guide to Meteorological Instrument and Observing Practices*. Geneva: Secretariat of the World Meteorological Organization
- WMO. (1983). *Guide to Climatological Practice*. WMO No. 100. Geneva: Secretariat of the World Meteorological Organization.
- WMO. (1992). *Technical Regulations: Meteorological Service for International Air Navigation*. WMO-No. 49, Volume II. Geneva: Secretariat of the World Meteorological Organization.
- WMO. (1995). *The South China Sea Monsoon Experiment (SCSMEX)*. Science Plan. Revised January 1993.
- WMO. (1998). *Guide To Wave Analysis And Forecasting*. WMO-No. 702. Geneva: Secretariat of the World Meteorological Organization.
- WMO. (2000). *WMO Satellite Activities*. Update November 2000.
- WMO. *Meteorological Observation from Space*. Meteorological Satellite Center Japan Meteorological Agency.

- WMO. (2001). *Guide to Marine Meteorological Service*, Third Edition. WMO. 471. Geneva: Secretariat of the World Meteorological Organization.
- Ling, X-D., & London, J. (1986). The Quasi-biennial Oscillation of Ozone in the Tropical Middle Stratosphere: A One-Dimensional Model. *Journal Of the Atmospheric Sciences*, 43 (24), 3122-3136.
- Young, John A.,(1981). *Satellite Wind Fields Over the Tropics*. Lecture delivered at the Training Seminar on the Use of Meteorological Data with Implications for Forecasting and Research in Tropical Countries. Reading, UK 7-11 September 1981: WMO.
- Yamanaka, M. D. (1998). *Climatology of Indonesian Maritime Continent*. RASC Kyoto University. Japan.
- Yasunari, T. (1991). *Role of Monsoon on Global Climate*. The Third International Symposium on Equatorial Atmosphere Observation over Indonesia, 14 - 15 May 1991. Jakarta.

RIWAYAT PENULIS



Penulis Utama: **Soerjadi Wirjohamidjojo**, lahir di Cepu tanggal 16 Agustus 1937. Setelah tamat SMA di Madiun tahun 1956, melanjutkan sekolah di Akademi Meteorologi dan Geofisika. Pada tahun 1958 bekerja di Lembaga Meteorologi dan Geofisika (sekarang Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika, BMKG). Pada tahun 1965 melanjutkan sekolah di Institut Teknologi Bandung pada jurusan Geofisika dan Meteorologi. Setelah tamat tahun 1971, kembali lagi bekerja di Badan Meteorologi dan Geofisika sampai tahun 1993. Pendidikan lain diperoleh dari latihan-latihan pendek yang diselenggarakan oleh berbagai badan internasional antara lain *World Meteorological Organisation* (WMO). Selama bekerja di Badan Meteorologi dan Geofisika beliau melaksanakan tugas-tugas sebagai pengamat, penganalisis, dan peneliti cuaca, serta sebagai pengajar tentang meteorologi di Balai Pendidikan dan Latihan Meteorologi dan Geofisika, Institut Teknologi Bandung, Universitas Indonesia, Kursus Analisis Dampak Lingkungan di Pusat Penelitian Sumber Daya Manusia Universitas Indonesia, dan di berbagai Lembaga Penelitian lain. Selain itu, sejak 1993 beliau juga berprofesi sebagai dosen matematika pada Institut Sains dan Teknologi AlKamal Jakarta, dan pada tahun 1997 sampai dengan 2002 sebagai Ketua Sekolah Tinggi Teknologi YUPPENTEK Tangerang. Kini masih aktif sebagai peneliti dalam bidang meteorologi.



Penulis Kedua: **Yunus Subagyo Swarinoto**, lahir di Blitar, Jawa Timur, pada tanggal 24 Oktober 1957. Setelah tamat dari Sekolah Menengah Atas Negeri di Blitar tahun 1976, beliau melanjutkan studi di Jakarta dan lulus Pendidikan Pengamat Meteorologi dari Pusat Pendidikan dan Latihan Meteorologi dan Geofisika Jakarta pada tahun 1977. Beliau lulus Sarjana Muda Ilmu Publisistik dari Sekolah Tinggi Publisistik (sekarang Institut Ilmu Sosial dan Ilmu Politik, IISIP)

Jakarta pada tahun 1984. Pada tahun 1986 beliau lulus Pendidikan Prakerwan Meteorologi dari Akademi Meteorologi dan Geofisika Jakarta. Beliau lulus Sarjana (S1) dari Universitas Indonesia Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam Jurusan Fisika dengan Bidang Studi Fisika Atmosfer dan Meteorologi pada tahun 1996 dan lulus Magister (S2) Ilmu Geografi Fisik dari Program Pascasarjana Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam Universitas Indonesia pada tahun 2006. Sejak tahun 2009, beliau menempuh pendidikan program doktor (S3) dengan mayor Klimatologi Terapan di Fakultas Geofisika dan Meteorologi Institut Pertanian Bogor. Sejak tahun 1978 beliau bekerja sebagai Pegawai Negeri Sipil di Pusat Meteorologi dan Geofisika (PMG) Jakarta pada Sub Bidang Riset Klimatologi. Pada tahun 2002 beliau diangkat menjadi Koordinator Sub Bidang Analisa Klimatologi dan Kualitas Udara di Badan Meteorologi dan Geofisika (BMG) Jakarta dan kemudian pada tahun 2004 ditunjuk sebagai Kepala Sub Bagian Tata Usaha Pusat Penelitian dan Pengembangan BMG Jakarta. Selanjutnya pada tahun 2006 beliau dilantik menjadi Kepala Bidang Manajemen Data Klimatologi dan Kualitas Udara di Pusat Sistem Data dan Informasi (SISDATIN) Klimatologi dan Kualitas Udara BMG Jakarta. Pada November 2008 beliau ditetapkan menjadi Kepala Bidang Manajemen Data Meteorologi di Pusat SISDATIN Meteorologi BMG Jakarta. Pada tanggal 1 Mei 2009 beliau diangkat menjadi Kepala Bidang Manajemen Database di Pusat Database Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika (BMKG) Jakarta. Pada tanggal 8 November 2010 beliau ditunjuk sebagai Kepala Pusat Meteorologi Publik di Kedeputan Bidang Meteorologi BMKG. Mulai 4 Januari 2012 beliau

ditetapkan sebagai Kepala Pusat Database di Kedeputan Bidang Instrumentasi Kalibrasi Rekayasa dan Jaringan Komunikasi BMKG. Beliau ikut serta dalam Riset Unggulan Terpadu (RUT) V pada tahun 1998 bekerjasama dengan Badan Pengkajian dan Penerapan Teknologi (BPPT) dan berpartisipasi dalam RUT VIII pada tahun 2000 bekerjasama dengan Kementerian Riset dan Teknologi (KMRT). Beliau juga berpartisipasi dalam Riset Unggulan Strategis Nasional (RUSNAS) pada tahun 2001 bekerjasama dengan BPPT. Sejak November 2004 beliau masuk ke dalam jenjang fungsional peneliti. Kini penulis bertindak sebagai Peneliti Madya (IV-C) dalam Bidang Klimatologi. Pengetahuan tambahan dalam bidang klimatologi didapat dari dinas luar negeri untuk seminar/simposium/training/workshop/kunjungan di beberapa negara, antara lain Amerika Serikat (New York: 2001, 2002, 2005; Alabama: 2011), Australia (Melbourne: 2006, Perth: 2009), Belanda (Utrecht: 2008, 2010), Brunei Darussalam (Bandar Seri Begawan: 2011), China (Shanghai: 2005, Beijing: 2010, Nanjing: 2011), Filipina (Quezon City: 1991, 1997; Ilo-Ilo: 2006), India (New Delhi: 2005, 2011), Jepang (Tokyo: 1998, 1999, 2000, 2001, 2002, 2004, 2005; Tsukuba: 2003), Jerman (Neuss: 2010, Frankfurt: 2012, Hamburg: 2012), Korea (Seoul: 2006), Malaysia (Kuala Lumpur: 2010, 2012), Perancis (Paris: 2006), Peru (Lima: 2008), Singapura (Singapura: 2005, 2009), Thailand (Bangkok: 2004, 2005, 2006, 2011), dan Taiwan (Taipei: 2002). Saat ini masih aktif bekerja di Kantor Pusat BMKG Jakarta untuk operasional Pusat Database. Sementara itu, dalam bidang penelitian menggeluti masalah-masalah yang berkaitan dengan bidang meteorologi, klimatologi, dan kualitas udara. Selain itu juga berprofesi sebagai dosen luar biasa pada Akademi Meteorologi Klimatologi dan Geofisika (AMKG) di Pondokbetung, Cileduk, Tangerang, Banten pada mata kuliah Pengantar Klimatologi dan Kualitas Udara, Observasi Klimatologi dan Kualitas Udara, Meteorologi Tropis, Analisa Numerik, Klimatologi Terapan, Pengolahan Data Klimatologi dan Kualitas Udara, dan Hidrologi serta melakukan bimbingan pada mahasiswa AMKG yang sedang melaksanakan tugas seminar dan tugas akhir. Kini beliau aktif melakukan kegiatan penelitian dengan bekerja sama dengan instansi lain dari dalam negeri (Kementerian Kesehatan, Kementerian Pendidikan

Nasional, BPPT, Kementerian Riset dan Teknologi, Dewan Riset Nasional, dan lain-lain) dan luar negeri (IRI-USA, KNMI-Netherlands, DWD-Jerman, MFI-Perancis, dan lain-lain).