

**ANALISIS HUBUNGAN ANGIN ZONAL DAN ANGIN MERIDIONAL
LAPISAN 850 MILIBAR TERHADAP CURAH HUJAN DI SUMATERA
BARAT**

SKRIPSI

*Diajukan Kepada Jurusan Fisika sebagai Salah Satu Persyaratan Guna
Memperoleh Gelar Sarjana Sains Strata Satu (S1)*



**LILI SARTIKA
NIM. 1201462/2012**

**PROGRAM STUDI FISIKA
JURUSAN FISIKA
FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM
UNIVERSITAS NEGERI PADANG
2016**

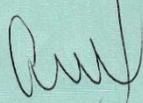
PERSETUJUAN SKRIPSI

Judul : Analisis Hubungan Angin Zonal dan Angin Meridional
Lapisan 850 Milibar terhadap Curah Hujan di Sumatera
Barat
Nama : Lili Sartika
NIM/BP : 1201462/2012
Program Studi : Fisika
Jurusan : Fisika
Fakultas : Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam

Padang, 28 Juli 2016

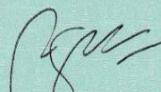
Disetujui oleh:

Pembimbing I,



Drs. H. Asrul, M.A.
NIP. 19520423 197603 1 003

Pembimbing II,



Sugeng Nugroho, M.Si.
NIP. 19721215 199703 1 001

PENGESAHAN LULUS UJIAN SKRIPSI

Nama : Lili Sartika
NIM/BP : 1201462/2012
Program Studi : Fisika
Jurusan : Fisika
Fakultas : Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam

dengan judul

**ANALISIS HUBUNGAN ANGIN ZONAL DAN ANGIN MERIDIONAL
LAPISAN 850 MILIBAR TERHADAP CURAH HUJAN DI SUMATERA
BARAT**

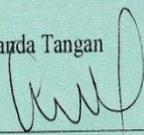
Dinyatakan lulus setelah dipertahankan skripsi di depan Tim Penguji
Program Studi Fisika Jurusan Fisika
Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam
Universitas Negeri Padang

Padang, 28 Juli 2016

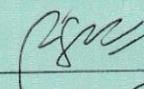
Tim Penguji

Tanda Tangan

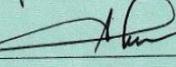
1. Ketua : Drs. H. Asrul, M.A

1. 

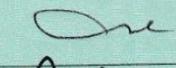
2. Sekretaris : Sugeng Nugroho, M.Si

2. 

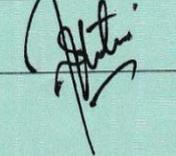
3. Anggota : Drs. Akmam, M.Si

3. 

4. Anggota : Drs. Mahrizal, M.Si

4. 

5. Anggota : Drs. Letmi Dwiridal, M.Si

5. 

SURAT PERNYATAAN

Dengan ini saya menyatakan bahwa skripsi ini benar-benar karya saya sendiri. Sepanjang pengetahuan saya tidak terdapat karya atau pendapat yang ditulis atau diterbitkan orang lain kecuali sebagai acuan atau kutipan dengan mengikuti tata penulisan karya ilmiah yang lazim.

Padang, 28 Juli 2016

Yang Menyatakan,



Lili Sartika

ABSTRAK

Lili Sartika : Analisis Hubungan Angin Zonal dan Angin Meridional Lapisan 850 Milibar terhadap Curah Hujan di Sumatera Barat

Sumatera Barat memiliki posisi geografis yang strategis, yaitu berbatasan langsung dengan Samudera Hindia. Kondisi ini menyebabkan curah hujan di Sumatera Barat memiliki pola ekuatorial, dimana curah hujan maksimum terjadi dua kali dalam setahun atau disebut pola bimodial. Tujuan penelitian ini dilakukan yaitu untuk mengetahui pengaruh angin zonal dan angin meridional lapisan 850 milibar terhadap curah hujan di Sumatera Barat. Selain itu, didapatkan pola angin zonal dan angin meridional yang mempengaruhi curah hujan di Sumatera Barat. Oleh karena itu, penulis tertarik untuk meneliti tentang analisis hubungan angin zonal dan angin meridional terhadap curah hujan di Sumatera Barat dari tahun 1998-2015.

Penelitian ini merupakan penelitian deskriptif. Data yang digunakan dalam penelitian ini adalah data sekunder, berupa data bulanan curah hujan, angin zonal dan angin meridional lapisan 850 milibar setara dengan ketinggian 1.4 km. Menentukan hubungan angin zonal dan angin meridional terhadap curah hujan dilakukan pembagian pos hujan dalam tiga wilayah, yaitu wilayah tepi pantai, wilayah pegunungan, dan wilayah dibelakang pegunungan. Pembagian wilayah ini dapat memberikan gambaran pola angin yang mempengaruhi curah hujan yang terjadi di Sumatera Barat.

Berdasarkan hasil pengolahan data, hubungan angin zonal terhadap curah hujan menghasilkan korelasi sedang pada bulan Maret dengan koefisien korelasi ($r=0,45$) sedangkan angin meridional memiliki korelasi rendah ($r=0,37$). Bulan November angin zonal memiliki korelasi rendah dengan koefisien korelasi ($r=0,36$) dibandingkan dengan angin meridional yang menunjukkan korelasi yang kuat ($r=0,60$). Jadi curah hujan yang terjadi di Sumatera Barat lebih dominan dipengaruhi oleh angin zonal pada bulan Maret, sedangkan pada bulan November lebih dipengaruhi angin meridional. Sedangkan pola angin yang mempengaruhi curah hujan di Sumatera Barat memiliki pola ekuatorial dan pola monsun.

Keyword: angin zonal, angin meridional, curah hujan, pola ekuatorial, pola monsun

KATA PENGANTAR



Puji syukur *Alhamdulillah* penulis ucapkan kehadiran Allah SWT berkat rahmat dan hidayah yang dilimpahkan sebagai sumber kekuatan hati dan peneguh iman sampai akhirnya penulis dapat menyelesaikan skripsi ini dengan judul **”Analisis Hubungan Angin Zonal dan Angin Meridional Lapisan 850 Milibar terhadap Curah Hujan di Sumatera Barat”**. Selanjutnya salawat dan salam penulis persembahkan kepada Nabi Muhammad SAW yang menjadi suri tauladan bagi umat islam di alam semesta ini.

Kelancaran kegiatan penelitian dan penulisan skripsi ini tidak lepas dari arahan, bimbingan, dan dorongan dari berbagai pihak baik secara moril maupun materil. Oleh sebab itu, pada kesempatan ini penulis menyampaikan ucapan terima kasih kepada :

1. Bapak Drs. H. Asrul, M.A selaku pembimbing I yang telah memberikan bimbingan, masukan, arahan, motivasi dan nasehat yang sangat bermanfaat kepada penulis.
2. Bapak Sugeng Nugroho, M. Si, selaku pembimbing II yang telah memberikan bimbingan, masukan, arahan, motivasi, dan nasehat yang sangat bermanfaat kepada penulis
3. Bapak Drs. Akmam, M. Si, Bapak Drs. Mahrizal, M. Si dan Bapak Drs. Letmi Dwiridal, M. Si, selaku tim penguji yang telah meluangkan waktu untuk memberikan arahan serta saran yang sangat bermanfaat bagi penulis.

4. Ibu Prof. Dr Festiyed, M.S selaku Penasehat Akademis yang telah memberikan semangat dan arahan kepada penulis.
5. Ibu Dr. Hj. Ratnawulan, M.Si., sebagai Ketua Jurusan Fisika Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam Universitas Negeri Padang.
6. Ibu Syafriani, S.Si, M.Si, Ph.D., sebagai Ketua Program Studi Fisika FMIPA UNP.
7. Bapak/Ibu Dosen Staf pengajar Jurusan Fisika yang telah memberikan banyak ilmu dan pengetahuan selama perkuliahan kepada penulis.
8. Staf administrasi dan Laboran Jurusan FMIPA UNP.
9. Kedua orang tua dan semua anggota keluarga yang telah memberikan dorongan, motivasi, dan mendoakan penulis dengan setulus hati agar bisa lancar dalam menyelesaikan penelitian dan skripsi ini.
10. Teman-teman Fisika 2012 dan semua pihak yang telah membantu penulis untuk menyelesaikan skripsi ini.
11. Teman-teman dan kakak-kakak PPIPM UNP yang telah membantu memberikan semangat, nasehat dan arahan dalam menyelesaikan skripsi ini.

Penulis menyadari bahwa skripsi ini masih banyak terdapat kesalahan dan kekurangan. Oleh karena itu, penulis mengharapkan kritik dan saran dari pembaca demi kesempurnaan skripsi ini. Penulis berharap semoga skripsi ini bermanfaat bagi penulis, pembaca dan masyarakat.

Padang, Mei 2016

Penulis

DAFTAR ISI

ABSTRAK	ii
KATA PENGANTAR	iii
DAFTAR ISI	v
DAFTAR GAMBAR	vii
DAFTAR LAMPIRAN	xiii
BAB I PENDAHULUAN	1
A. Latar Belakang.....	1
B. Rumusan Masalah	4
C. Batasan Masalah.....	4
D. Pertanyaan Penulisan.....	4
E. Tujuan Penelitian.....	5
F. Manfaat Penelitian.....	5
BAB II TINJAUAN PUSTAKA	6
A. Angin	6
B. Pembentukan Awan Konvektif	10
C. Curah Hujan.....	12
D. Sistem Sirkulasi Atmosfer.....	17
E. <i>Canonical Corelation Analysis</i> (CCA).....	21
F. Topografi Daerah Penelitian.....	24
G. Penelitian Relevan	25
BAB III METODE PENELITIAN	27
A. Jenis Penelitian	27
B. Waktu dan Tempat Penelitian	27
C. Instrument Penelitian.....	27
D. Data Penelitian	28
E. Pengolahan Data.....	28

BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN	31
A. Interpretasi Data	31
1. Pola Angin Zonal di Sumatera Barat	31
2. Korelasi Curah Hujan dengan Angin Zonal	55
3. Pola Angin Meridional di Sumatera Barat	68
4. Korelasi Curah Hujan dengan Angin Meridional	91
5. Pola Angin Zonal dan Angin Meridional di Sumatera Barat	103
B. Pembahasan	110
1. Pengaruh Angin Zonal dan Angin Meridional terhadap curah hujan di Sumatera Barat	110
2. Pola Angin Zonal dan Angin Meridional di Sumatera Barat	119
BAB V PENUTUP	121
A. Kesimpulan.....	121
B. Saran	122
DAFTAR PUSTAKA	123
LAMPIRAN	125

DAFTAR GAMBAR

Gambar	Halaman
1. Tipe Pola Curah Hujan di Indonesia	14
2. Sirkulasi Hadley (Sirkulasi Meridional)	18
3. Sirkulasi Walker (Sirkulasi Zonal)	19
4. Peta Daerah Penelitian di Sumatera Barat daratan	25
5. Pola Angin Zonal daerah tepi pantai bulan Januari	31
6. Pola Angin Zonal daerah pegunungan bulan Januari	32
7. Pola Angin Zonal daerah belakang pegunungan bulan Januari	32
8. Pola Angin Zonal daerah tepi pantai bulan Februari	33
9. Pola Angin Zonal daerah pegunungan bulan Februari.....	34
10. Pola Angin Zonal daerah belakang pegunungan bulan Februari	34
11. Pola Angin Zonal daerah tepi pantai bulan Maret	35
12. Pola Angin Zonal daerah pegunungan bulan Maret	36
13. Pola Angin Zonal daerah belakang pegunungan bulan Maret	36
14. Pola Angin Zonal daerah tepi pantai bulan April	37
15. Pola Angin Zonal daerah pegunungan bulan April.....	38
16. Pola Angin Zonal daerah belakang pegunungan bulan April	38
17. Pola Angin Zonal daerah tepi pantai bulan Mei	39
18. Pola Angin Zonal daerah pegunungan bulan Mei.....	40
19. Pola Angin Zonal daerah belakang pegunungan bulan Mei	40
20. Pola Angin Zonal daerah tepi pantai bulan Juni	41
21. Pola Angin Zonal daerah pegunungan bulan Juni	42
22. Pola Angin Zonal daerah belakang pegunungan bulan Juni.....	42

23. Pola Angin Zonal daerah tepi pantai bulan Juli	43
24. Pola Angin Zonal daerah pegunungan bulan Juli	44
25. Pola Angin Zonal daerah belakang pegunungan bulan Juli.....	44
26. Pola Angin Zonal daerah tepi pantai bulan Agustus.....	45
27. Pola Angin Zonal daerah pegunungan bulan Agustus	46
28. Pola Angin Zonal daerah belakang pegunungan bulan Agustus	46
29. Pola Angin Zonal daerah tepi pantai bulan September	47
30. Pola Angin Zonal daerah pegunungan bulan September	48
31. Pola Angin Zonal daerah belakang pegunungan bulan September	48
32. Pola Angin Zonal daerah tepi pantai bulan Oktober.....	49
33. Pola Angin Zonal daerah pegunungan bulan Oktober	50
34. Pola Angin Zonal daerah belakang pegunungan bulan Oktober	50
35. Pola Angin Zonal daerah tepi pantai bulan November	51
36. Pola Angin Zonal daerah pegunungan bulan November	52
37. Pola Angin Zonal daerah belakang pegunungan bulan November.....	52
38. Pola Angin Zonal daerah tepi pantai bulan Desember.....	53
39. Pola Angin Zonal daerah pegunungan bulan Desember.....	54
40. Pola Angin Zonal daerah belakang pegunungan bulan Desember	54
41. Korelasi Curah Hujan dengan Angin Zonal pada bulan Januari.....	55
42. Korelasi Curah Hujan dengan Angin Zonal pada bulan Februari.....	56
43. Korelasi Curah Hujan dengan Angin Zonal pada bulan Maret.....	57
44. Korelasi Curah Hujan dengan Angin Zonal pada bulan April.....	58
45. Korelasi Curah Hujan dengan Angin Zonal pada bulan Mei.....	59
46. Korelasi Curah Hujan dengan Angin Zonal pada bulan Juni.....	60
47. Korelasi Curah Hujan dengan Angin Zonal pada bulan Juli	61

48. Korelasi Curah Hujan dengan Angin Zonal pada bulan Agustus	62
49. Korelasi Curah Hujan dengan Angin Zonal pada bulan September	63
50. Korelasi Curah Hujan dengan Angin Zonal pada bulan Oktober	64
51. Korelasi Curah Hujan dengan Angin Zonal pada bulan November	65
52. Korelasi Curah Hujan dengan Angin Zonal pada bulan Desember	66
53. Pola Angin Meridional daerah tepi pantai bulan Januari	67
54. Pola Angin Meridional daerah pegunungan bulan Januari	67
55. Pola Angin Meridional daerah belakang pegunungan bulan Januari.....	68
56. Pola Angin Meridional daerah tepi pantai bulan Februari	69
57. Pola Angin Meridional daerah pegunungan bulan Februari	69
58. Pola Angin Meridional daerah belakang pegunungan bulan Februari.....	70
59. Pola Angin Meridional daerah tepi pantai bulan Maret	71
60. Pola Angin Meridional daerah pegunungan bulan Maret	71
61. Pola Angin Meridional daerah belakang pegunungan bulan Maret.....	72
62. Pola Angin Meridional daerah tepi pantai bulan April	73
63. Pola Angin Meridional daerah pegunungan bulan April	73
64. Pola Angin Meridional daerah belakang pegunungan bulan April.....	74
65. Pola Angin Meridional daerah tepi pantai bulan Mei	75
66. Pola Angin Meridional daerah pegunungan bulan Mei	75
67. Pola Angin Meridional daerah belakang pegunungan bulan Mei.....	76
68. Pola Angin Meridional daerah tepi pantai bulan Juni.....	77
69. Pola Angin Meridional daerah pegunungan bulan Juni	77
70. Pola Angin Meridional daerah belakang pegunungan bulan Juni.....	78
71. Pola Angin Meridional daerah tepi pantai bulan Juli.....	79
72. Pola Angin Meridional daerah pegunungan bulan Juli.....	79

73. Pola Angin Meridional daerah belakang pegunungan bulan Juli	80
74. Pola Angin Meridional daerah tepi pantai bulan Agustus	81
75. Pola Angin Meridional daerah pegunungan bulan Agustus.....	81
76. Pola Angin Meridional daerah belakang pegunungan bulan Agustus	82
77. Pola Angin Meridional daerah tepi pantai bulan September	83
78. Pola Angin Meridional daerah pegunungan bulan September.....	83
79. Pola Angin Meridional daerah belakang pegunungan bulan September	84
80. Pola Angin Meridional daerah tepi pantai bulan Oktober	85
81. Pola Angin Meridional daerah pegunungan bulan Oktober.....	85
82. Pola Angin Meridional daerah belakang pegunungan bulan Oktober	86
83. Pola Angin Meridional daerah tepi pantai bulan November.....	87
84. Pola Angin Meridional daerah pegunungan bulan November.....	87
85. Pola Angin Meridional daerah belakang pegunungan bulan November	88
86. Pola Angin Meridional daerah tepi pantai bulan Desember	89
87. Pola Angin Meridional daerah pegunungan bulan Desember	89
88. Pola Angin Meridional daerah belakang pegunungan bulan Desember	90
89. Korelasi Curah Hujan dengan Angin Meridional bulan Januari.....	91
90. Korelasi Curah Hujan dengan Angin Meridional bulan Februari.....	92
91. Korelasi Curah Hujan dengan Angin Meridional bulan Maret.....	93
92. Korelasi Curah Hujan dengan Angin Meridional bulan April.....	94
93. Korelasi Curah Hujan dengan Angin Meridional bulan Mei	95
94. Korelasi Curah Hujan dengan Angin Meridional bulan Juni.....	96
95. Korelasi Curah Hujan dengan Angin Meridional bulan Juli	97
96. Korelasi Curah Hujan dengan Angin Meridional bulan Agustus	98
97. Korelasi Curah Hujan dengan Angin Meridional bulan September	99

98. Korelasi Curah Hujan dengan Angin Meridional bulan Oktober	100
99. Korelasi Curah Hujan dengan Angin Meridional bulan November	101
100. Korelasi Curah Hujan dengan Angin Meridional bulan Desember	102
101. Pola Angin Zonal dan Angin Meridional bulan Januari	103
102. Pola Angin Zonal dan Angin Meridional bulan Februari	103
103. Pola Angin Zonal dan Angin Meridional bulan Maret	104
104. Pola Angin Zonal dan Angin Meridional bulan April	104
105. Pola Angin Zonal dan Angin Meridional bulan Mei	105
106. Pola Angin Zonal dan Angin Meridional bulan Juni	105
107. Pola Angin Zonal dan Angin Meridional bulan Juli	106
108. Pola Angin Zonal dan Angin Meridional bulan Agustus	106
109. Pola Angin Zonal dan Angin Meridional bulan September	107
110. Pola Angin Zonal dan Angin Meridional bulan Oktober	107
111. Pola Angin Zonal dan Angin Meridional bulan November	108
112. Pola Angin Zonal dan Angin Meridional bulan Desember	108
113. Pola Ekuatorial di Sumatera Barat	109
114. Pola Monsun di Sumatera Barat	109

DAFTAR LAMPIRAN

Lampiran	Halaman
1. Data Angin Zonal bulan Januari 1998-2015	125
2. Data Angin Meridional bulan Januari 1998-2015.....	126
3. Data Curah Hujan bulan Januari 1998-2015.....	127
4. Korelasi Angin Zonal dengan Curah Hujan di Sumatera Barat	128
5. Korelasi Angin Meridional dengan Curah Hujan di Sumatera Barat	129

BAB I

PENDAHULUAN

A. Latar Belakang

Indonesia merupakan Negara kepulauan terbesar di dunia sehingga disebut sebagai Benua Maritim Indonesia (BMI). Posisi geografis Indonesia diapit oleh dua benua yaitu Benua Asia dan Benua Australia, dan dua samudera yaitu Samudera Hindia dan Samudera Pasifik. Kondisi ini menyebabkan cuaca, musim dan iklim dipengaruhi oleh sirkulasi atmosfer global, regional dan lokal, seperti sirkulasi utara-selatan (*Hadley*), sirkulasi barat-timur (*Walker*) dan sistem angin lokal. Gangguan terhadap salah satu sistem sirkulasi ini akan mempengaruhi cuaca dan iklim di Indonesia. Posisi astronomi Indonesia berdasarkan posisi lintang dan bujur juga mempengaruhi perubahan cuaca yang terjadi (Lakitan, 2002).

Indonesia secara geografis memiliki keragaman curah hujan yang cukup besar antar daerah dimana pembentukan awan dan hujan di Indonesia juga dipengaruhi oleh kondisi lokal seperti topografi, suhu permukaan laut dan kondisi sirkulasi angin lapisan atas di wilayah Indonesia. Angin merupakan salah satu unsur cuaca yang dapat berpengaruh terhadap lingkungan baik secara langsung maupun tidak langsung. Secara luas angin akan mempengaruhi unsur cuaca yang lain seperti curah hujan. Hal ini terlihat pada siklus air, dimana angin berperan membawa kumpulan awan, pada akhirnya kumpulan awan tersebut mengeluarkan titik-titik air yang disebut hujan. Curah hujan di suatu tempat dipengaruhi oleh arah angin yang bertiup.

Arah angin sangat berperan penting dalam mempengaruhi pola curah hujan. Jika angin berhembus dari arah Samudera Pasifik atau Samudera Indonesia, maka angin tersebut akan membawa udara lembab ke wilayah Indonesia yang akan mengakibatkan curah hujan di wilayah Indonesia menjadi tinggi, sebaliknya jika angin berhembus dari arah daratan Benua Asia atau Benua Australia, angin tersebut akan mengandung sedikit uap air (kering) sehingga proses kondensasi secara alamiah tidak dapat berlangsung.

Pola pergerakan angin sangat berpengaruh terhadap pertumbuhan awan, terutama jika terjadi gangguan lokal maupun global. Salah satu awan yang dapat menyebabkan hujan adalah awan cumulus. Awan cumulus mempunyai bentuk dengan dasar yang rata dan bentuk bagian atasnya mirip kubis bunga (*cauliflower*). Awan cumulus umum terbentuk pada ketinggian sekitar 600 m jika udara lembab dan pada ketinggian 2,4 km jika udara kering. Jenis awan kumululus yang dapat menyebabkan hujan lebat adalah *cumulonimbus*. Angin pada lapisan 850 milibar atau setara dengan ketinggian 1,4 km dapat mempengaruhi pembentukan awan yang dapat menyebabkan curah hujan di suatu wilayah. Pada lapisan ini pengaruh topografi tidak berpengaruh terhadap pergerakan arah angin (Lakitan, 2002).

Salah satu pembentuk struktur perputaran angin pada lapisan troposfer di daerah tropis seperti Indonesia adalah Sirkulasi Walker dan Sirkulasi Hadley. Sirkulasi Walker yaitu sirkulasi udara arah timur-barat, sirkulasi Hadley yaitu sirkulasi udara arah utara-selatan. Perbedaan pemanasan timur-barat, terutama antar daratan dan lautan, merupakan penyebab timbulnya sirkulasi timur barat yang besar akibat adanya udara naik pada garis bujur dan udara turun pada garis

bujur yang lainnya. Sebagian besar wilayah Indonesia, arah angin timuran berhembus ketika berlangsung monsun Australia sedangkan angin baratan berhembus saat berlangsung monsun Asia (Mulyana, 2002).

Gerakan arah angin secara horizontal terbagi atas dua arah yaitu arah lintang dan arah bujur, untuk arah timur-barat disebut angin zonal dan untuk arah selatan-utara disebut angin meridional. Angin baratan membawa massa udara dingin dan lembab, sehingga menimbulkan hujan di berbagai lokasi yang terkena pengaruhnya, sedangkan angin timuran membawa massa udara kering menyebabkan musim kemarau bagi lokasi yang terkena pengaruhnya.

Curah hujan maksimum terjadi karena wilayah ekuatorial mengalami surplus energi matahari di segala musim. Energi berlebih ini pula yang digunakan untuk menggerakkan atmosfer global ke wilayah lintang menengah dan tinggi melalui awan cumulus tinggi yang banyak terbentuk di Benua Maritim Indonesia (Yulihastin, 2011). Pola curah hujan di Indonesia juga dipengaruhi oleh keberadaan deretan pegunungan. Udara lembab yang terdorong naik akan menurun suhunya dan menyebabkan terjadinya proses kondensasi. Curah hujan untuk sisi arah datang angin lembab akan tinggi dan pada sisi pegunungan di sebelahnya curah hujan akan sangat rendah. Pulau Sumatera berada pada posisi tegak lurus terhadap arah angin yang membawa udara lembab dari Samudera Indonesia. Sebagai akibatnya, curah hujan pada wilayah pantai barat pulau Sumatera sangat tinggi, sedangkan untuk wilayah di sebelah timur bukit barisan curah hujannya jauh lebih rendah (Lakitan, 2002).

Provinsi Sumatera Barat merupakan wilayah berpola curah hujan ekuatorial dengan periode rentan terhadap perubahan iklim biasanya terjadi pada

bulan Agustus-Oktober dengan dua puncak curah hujan yaitu bulan Maret-April dan Oktober-November (saat ekuinoks). Menurut data observasi Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika, daerah Sumatera Barat memiliki curah hujan rata-rata pertahun antara 79-508 mm dan iklimnya termasuk tropis basah (data observasi curah hujan Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika). Untuk melihat hubungan curah hujan dengan angin zonal dan angin meridional belum banyak diungkapkan. Oleh karena itu, penulis tertarik untuk menganalisis data angin zonal dan angin meridional lapisan 850 milibar selama periode 16 tahun yaitu dari 1998-2015 untuk mengidentifikasi pola curah hujan yang dominan terjadi di Sumatera Barat.

B. Rumusan Masalah

Berdasarkan latar belakang masalah yang telah diuraikan, maka dapat dirumuskan masalah dari penelitian ini yaitu “bagaimana pengaruh angin zonal dan angin meridional lapisan 850 milibar terhadap curah hujan di Sumatera Barat”.

C. Batasan Masalah

Berdasarkan rumusan masalah diatas, penulis membatasi masalah penelitian ini menggunakan parameter angin zonal dan angin meridional lapisan 850 milibar untuk mengetahui pengaruh angin terhadap curah hujan di Sumatera Barat dari tahun 1998-2015. Parameter lain seperti suhu permukaan laut, topografi, kondisi lokal, dan lainnya tidak diteliti pada penelitian ini.

D. Pertanyaan Penelitian

Berdasarkan rumusan dan batasan masalah dalam penelitian ini dikemukakan beberapa pertanyaan penelitian yaitu:

1. Bagaimana pengaruh angin zonal dan angin meridional terhadap curah hujan di Sumatera Barat pada tahun 1998-2015?
2. Bagaimana pola angin zonal dan angin meridional yang mempengaruhi curah hujan di Sumatera Barat?

E. Tujuan Penelitian

Agar penelitian ini lebih terarah dan dapat menjawab pertanyaan penelitian yang telah diuraikan, ditetapkan beberapa tujuan penelitian ini yaitu untuk mengetahui:

1. Mengetahui pengaruh angin zonal dan angin meridional lapisan 850 milibar terhadap curah hujan di Sumatera Barat
2. Mengetahui pola angin zonal dan angin meridional yang mempengaruhi curah hujan di Sumatera Barat

F. Manfaat Penelitian

Penelitian ini diharapkan dapat memberikan kontribusi diantaranya adalah:

1. Lembaga dan instansi pemerintah dalam menentukan perkiraan curah hujan di daerah ekuator pada waktu yang akan datang.
2. Peneliti dalam pengembangan bidang fisika khususnya kajian fisika atmosfer.
3. Masyarakat umum, untuk lebih memahami pengetahuan tentang sirkulasi atmosfer, khususnya angin zonal dan angin meridional yang merupakan suatu sistem sirkulasi angin berbalik arah setiap musiman disebabkan oleh perbedaan sifat thermal antara benua dan lautan.

BAB II

TINJAUAN PUSTAKA

A. Angin

1. Pengertian Angin

Angin adalah udara yang bergerak dari daerah bertekanan udara tinggi ke daerah yang bertekanan udara lebih rendah (Kato,S dkk. 1998). Pergerakan udara ini disebabkan oleh adanya perbedaan tekanan udara antara satu tempat dengan tempat yang lain, sehingga udara akan mengalir dari tekanan udara tinggi ke tempat tekanan udara yang lebih rendah. Akan tetapi, perputaran bumi pada sumbunya, akan menimbulkan gaya yang mempengaruhi arah pergerakan angin yang disebut pengaruh coriolis (*coriolis effect*). Pengaruh coriolis menyebabkan angin bergerak searah jarum jam mengitari daerah bertekanan rendah di belahan bumi selatan dan sebaliknya bergerak dengan arah berlawanan arah jarum jam mengitari daerah bertekanan rendah di belahan bumi utara (Lakitan, 2002).

Faktor pendorong Bergeraknya massa udara adalah perbedaan tekanan udara antara satu tempat dengan tempat yang lain. Angin selalu bertiup dari tempat dengan tekanan udara tinggi ke tempat dengan tekanan udara yang lebih rendah. Jika tidak ada gaya lain yang mempengaruhi, maka angin akan bergerak secara langsung dari udara bertekanan tinggi ke udara bertekanan rendah. Aliran naiknya udara panas dan turunnya udara dingin ini dinamakan konveksi (Lakitan, 2002).

Gerakan arah horizontal angin terbagi menjadi dua arah yaitu arah lintang dan arah bujur, untuk arah timur barat disebut angin zonal dan untuk arah selatan utara disebut angin meridional. Proses gerakan angin ini akan mengalami

kecepatan bervariasi dan berfluktuasi secara dinamis (Sandy, 1987). Secara umum sirkulasi atmosfer dalam skala besar/global terdiri dari sirkulasi zonal / sirkulasi barat-timur atau sering juga disebut sirkulasi Walker dan sirkulasi meridional / sirkulasi utara-selatan atau disebut juga sirkulasi Hadley. Konvergensi sirkulasi meridional dari kedua belahan bumi utara dan selatan menyebabkan terjadinya hujan lebat di daerah tropis (Tjasyono, 2004).

2. Proses Terjadinya Angin

Terjadinya angin sangat kompleks, namun secara sederhana dapat dilukiskan sebagai berikut:

- a. Akibat adanya perbedaan kerapatan atmosfer sehingga menimbulkan perbedaan tekanan udara secara horizontal.
- b. Adanya perbedaan suhu yang terjadi pada daerah sub tropis. Perbedaan suhu ini menjadi sumber energi bagi angin untuk mempertahankan kecepatan terhadap rintangan yang ditimbulkan oleh gesekan dengan permukaan.
- c. Adanya rotasi bumi. Perputaran bumi mengelilingi porosnya mengakibatkan belahan Utara khatulistiwa arus angin berbelok sesuai dengan arah jarum jam. Pada daerah di sebelah Lintang Utara arus angin berlawanan dengan arah jarum jam, sedangkan di belahan Selatan khatulistiwa arus angin berlawanan dengan arah jarum jam, pada daerah di sebelah Lintang Selatan arus angin bergerak sesuai dengan arah jarum jam (Gabriel, 2001).

3. Pembagian Angin menurut arah pergerakan angin

Menurut arah pergerakannya, angin dapat dibagi menjadi dua, yaitu angin zonal dan angin meridional:

a. Angin Zonal

Angin zonal merupakan angin yang bergerak dari arah timur ke barat atau barat ke timur. Angin zonal yang bergerak ke arah timur, umumnya terjadi pada saat musim hujan. Pada saat musim basah angin zonal baratan dominan terjadi di wilayah Indonesia dengan kecepatan 0 sampai 10 meter/detik, mulai dari ekuator sampai ke bagian selatan Indonesia. Sedangkan angin timuran dominan terjadi di bagian ekuator sampai bagian paling utara Indonesia dan sebagian kecil di bagian paling selatan Indonesia dengan kecepatan angin sebesar 0 sampai 5 meter/detik. Pada saat musim kemarau angin zonal timuran dominan terjadi di wilayah Indonesia, mulai dari wilayah ekuator sampai bagian selatan. Kecepatan angin zonal yang terjadi antara 0 sampai 10 meter/detik. Sedangkan angin zonal baratan pada umumnya terjadi di bagian utara dengan kecepatan 0 sampai 5 meter/detik.

b. Angin Meridional

Angin meridional merupakan angin yang bergerak dari utara ke selatan atau dari selatan ke utara. Kondisi ini sangat berhubungan dengan posisi matahari, saat posisi matahari berada di Belahan Bumi Utara (BBU) yang menyebabkan daerah-daerah di BBU memiliki suhu yang lebih tinggi dibandingkan daerah-daerah di Belahan Bumi Selatan (BBS). Hal ini mengakibatkan tekanan di daerah BBU lebih kecil dibandingkan tekanan di daerah BBS, sehingga angin bertiup dari BBS yang bertekanan tinggi menuju BBU yang bertekanan rendah. Pada saat musim hujan angin dari arah utara menuju selatan mendominasi hampir seluruh wilayah Indonesia dengan kecepatan 0 sampai 10 meter/detik, kecuali sebagian

Pulau Jawa dan Nanggroe Aceh Darussalam. Pada wilayah tersebut dan wilayah Samudera Hindia terjadi angin meridional dari selatan ke utara dengan kecepatan 0 sampai 5 meter/detik. Pada musim kemarau angin meridional dominan terjadi di wilayah Indonesia dari arah selatan menuju utara dengan kecepatan 0 sampai 5 meter/detik.

c. Peredaran Angin Monsun

Angin monsun adalah gerakan massa udara yang terjadi karena adanya perbedaan tekanan udara yang begitu besar yaitu antara daratan dan lautan. Pada musim-musim panas (*summer*) kedudukan matahari mencapai titik kulminasi tertinggi. Oleh karena itu daratan menerima pemanasan yang maksimum atau suhu udara maksimum. Tetapi sebaliknya massa udara yang berkembang tekanannya relatif minimum. Kejadian ini silih berganti antara luas daratan (kontinen) yang terletak di belahan bumi utara dengan luas daratan (kontinen) yang terletak di belahan bumi selatan.

Pergantian musim di Indonesia mempengaruhi arah angin monsun dan mempengaruhi jumlah butiran curah hujan (Rafi'i, 1995). Angin Monsun Barat bertiup pada bulan Oktober sampai Maret, yaitu pada saat posisi semu matahari berada di belahan bumi selatan. Posisi inilah yang menyebabkan tekanan udara yang tinggi di Asia dan tekanan udara yang rendah di wilayah Australia membuat angin bertiup dari Benua Asia ke Australia. Angin melewati Samudra Hindia sehingga angin tersebut mengandung banyak uap air yang menyebabkan pada bulan Oktober sampai bulan Maret di Indonesia terjadi musim hujan.

Angin Monsun Timur bertiup pada bulan April sampai September, yaitu pada saat posisi semu matahari berada di belahan bumi utara. Posisi inilah yang menyebabkan tekanan udara yang tinggi di Australia dan tekanan udara yang

rendah di wilayah Asia membuat angin bertiup dari benua Australia ke Asia. Karena angin melewati daerah gurun yang luas di Benua Australia sehingga udara sedikit mengandung uap air. Hal tersebut yang menyebabkan di Indonesia pada bulan tersebut terjadi musim kemarau.

B. Pembentukan Awan Konvektif

Awan (*clouds*) dalam atmosfer terbentuk karena titik kondensasi telah tercapai yakni setelah sampai ke titik jenuh uap air. Pembentukan awan merupakan indikator dinamika cuaca yang disebabkan oleh tercapainya pengembunan atau kondensasi pada suhu tertentu. Untuk menjatuhkan uap air dari tempat yang relatif lebih tinggi di atmosfer diperlukan proses pendinginan dan kehadiran inti-inti kondensasi. Selanjutnya air yang sudah berkondensasi tersebut kemudian berbentuk bintik-bintik air yang tampak menjadi awan.

Menurut Tjasjono (1999), proses konveksi merupakan salah satu faktor yang penting dalam pembentukan awan konvektif. Awan konvektif adalah awan yang terjadi karena kenaikan udara di atas permukaan yang lebih panas. Jenis awan konvektif antara lain Cumulus Congestus dan Cumulonimbus (Cb). Awan Cumulus Congestus seperti awan Cumulonimbus, perbedaannya pada awan Cumulus Congestus belum cukup tinggi sehingga belum terbentuk puncak yang berwarna putih.

Indonesia yang merupakan benua maritim menerima radiasi matahari dalam jumlah besar dan melepaskan panas laten dalam jumlah yang besar pada saat pembentukan awan Cumulus. Hal ini yang menyebabkan pembentukan awan di Indonesia unik (Tjasjono, 2008). Awan Cumulus adalah jenis awan kecil yang menjulang ke atas dengan ketinggian dasar awan antara 600-1000 meter, tinggi puncaknya antara 1500-5000 meter. Cumulus kecil yang berbentuk seperti kapas

tidak menimbulkan hujan, sedangkan Cumulus besar yang kehitam-hitaman dapat menghasilkan hujan lokal ringan (Tjasjono, 1999).

Awan Cumulonimbus (Cb) adalah awan Cumulus yang besar dan menjulang tinggi sebagai awan hujan yang disertai angin kencang dan petir. *Super Cloud Cluster* (SCC) adalah kumpulan awan-awan Cumulonimbus yang besar dan menjulang tinggi. Dasar awan Cumulonimbus memiliki ketinggian antara 100-600 meter, sedangkan puncaknya dapat mencapai ketinggian 15 kilometer atau mencapai ketinggian tropopause. Dalam awan Cumulonimbus dapat terjadi batu es (*hail*), guruh, kilat, hujan deras dan kadang-kadang terjadi angin ribut (puting beliung) (Tjasjono, 1999).

Awan konvektif dalam pertumbuhannya mempunyai tiga tahap, yaitu tahap pertumbuhan (*growth stage*) ditandai dengan adanya gerakan atau arus udara ke atas di seluruh sel awan. Tahap matang (*mature stage*) ditandai dengan adanya arus udara ke atas dan arus udara ke bawah dan tahap disipasi (*dissipation stage*) ditandai dengan adanya arus udara ke bawah yang lemah di seluruh sel. Tahap ini disertai dengan intensitas hujan yang makin menurun dari hujan sedang menuju hujan ringan.

Kondensasi adalah proses perubahan uap air menjadi cair. Perubahan uap air menjadi cair terjadi setelah uap air tersebut di atmosfer mengalami proses pendinginan. Selama proses pendinginan akan dilepaskan panas laten yang dikandung oleh uap air ke udara dan sekitarnya. Panas laten tersebut merupakan penyumbang energi ke atmosfer yang cukup besar. Kondensasi dapat terjadi melalui tiga cara dengan proses sebagai berikut;

1. Jika suhu udara turun hingga mencapai suhu titik embun tanpa penambahan uap air.

2. Jika ada penambahan uap air tanpa pengurangan panas atau kenaikan suhu.
3. Jika kapasitas udara mengandung (menampung) uap air berkurang akibat kenaikan tekanan ataupun penurunan suhu (Barry and Chorley, 1976; Murdiyarso, 1980).

Secara fisis butir-butir air hujan yang besar mempunyai kecepatan jatuh relatif lebih besar bila dibandingkan dengan butir-butir yang lebih kecil. Dalam lintasan jatuhnya butir-butir air hujan yang besar ini akan menumbuk butiran-butiran air hujan yang lebih kecil dan kemudian bergabung sehingga didapatkan ukuran lebih besar lagi. Proses ini akan berlangsung berulang-ulang sehingga ukuran butir akan terus membesar hingga mencapai melebihi ukuran kritisnya, dimana gaya beratnya mampu mengatasi *updraft*nya dan akan keluar dari awan sebagai hujan (Castellano et al., 2004).

C. Curah Hujan

1. Pengertian Curah Hujan

Hujan adalah jatuhnya partikel-partikel air dengan diameter 0.5 mm atau lebih. Jika jatuhnya sampai ketanah maka disebut hujan, akan tetapi apabila jatuhnya tidak dapat mencapai tanah karena menguap lagi maka jatuhnya tersebut disebut Virga (Tjasyono, 2006). Hujan didefinisikan sebagai uap yang mengkondensasi dan jatuh ke tanah dalam rangkaian siklus hidrologi. Siklus hidrologi meliputi beberapa tahap utama, yakni:

- a. Penguapan air dari permukaan bumi, baik yang berasal dari permukaan air, tanah, atau dari jaringan tumbuhan
- b. Kondensasi uap air pada lapisan troposfer, sehingga terbentuk awan
- c. Perpindahan awan mengikuti arah angin

- d. Presipitasi dalam bentuk cair (hujan) atau padat (salju dan kristal es) yang mengembalikan air dari atmosfer ke permukaan bumi
- e. Mengalirnya air mengikuti gaya gravitasi (dari tempat yang tinggi ke tempat yang lebih rendah) baik dalam bentuk aliran permukaan maupun aliran bawah-tanah.

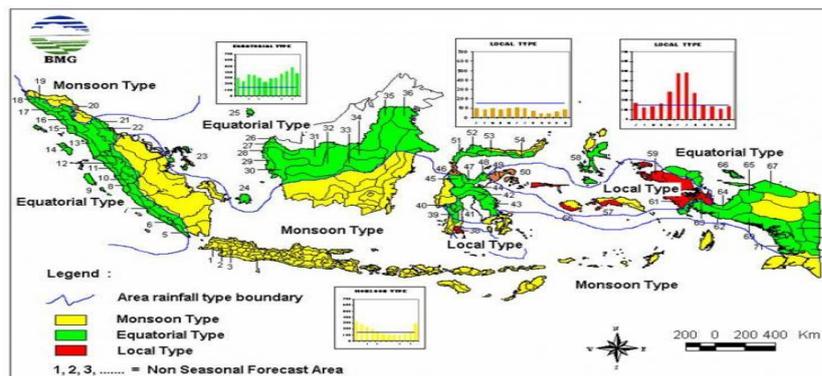
Hujan merupakan salah satu bentuk presipitasi uap air yang berasal dari awan yang terdapat di atmosfer. Presipitasi merupakan proses jatuhnya butiran air atau kristal es. Presipitasi sebagian akan jatuh di permukaan laut dan sebagian lagi akan jatuh di wilayah daratan. Air asal presipitasi yang jatuh ke daratan yang tidak diuapkan kembali ke atmosfer, akan mengalir ke lautan, baik melalui aliran permukaan (sungai) maupun melalui aliran bawah tanah, atau gabungan dari kedua cara ini (Lakitan, 2002).

Curah hujan merupakan jumlah air yang turun pada suatu daerah dalam waktu tertentu. Alat ukur untuk menentukan curah hujan disebut *Rain Gauge*. Biasanya curah hujan diukur dalam harian, bulanan, bahkan tahunan. Curah hujan 1 milimeter artinya dalam luasan satu meter persegi pada tempat yang datar tertampung air setinggi satu millimeter atau tertampung air sebanyak satu liter.

Berdasarkan skala waktu keragaman/variasi, curah hujan dibagi menjadi tipe harian, musiman (bulanan), dan tahunan. Variasi hujan harian dipengaruhi oleh faktor lokal (topografi, tipe vegetasi, drainase, kelembaban, warna tanah, albedo dan lain-lain). Variasi bulanan atau musiman dipengaruhi oleh angin darat dan angin laut, aktivitas konveksi, arah aliran udara di atas permukaan bumi, variasi sebaran daratan dan lautan. Sedangkan variasi tahunan dipengaruhi oleh perilaku sirkulasi atmosfer global, kejadian badai dan lain-lain.

2. Pola Curah Hujan di Indonesia

Hujan di wilayah Indonesia secara umum didominasi oleh adanya pengaruh beberapa fenomena, antara lain; sistem monson Asia-Australia, osilasi selatan (Indo-Australia), sirkulasi timur-barat (sirkulasi Walker) dan utara-selatan (sirkulasi Hadley) serta pengaruh lokal (Handoko, 1995). Dampak adanya angin monsun di Indonesia adalah adanya angin baratan dan angin timuran. Angin baratan bertiup pada bulan Oktober-Maret, yang bertepatan saat terjadi monsoon dingin di Asia. Angin ini membawa massa udara dingin dan lembab, sehingga menimbulkan hujan di berbagai lokasi yang terkena pengaruhnya. Angin timuran bertiup pada bulan April – September, bertepatan dengan monsoon panas Asia. Angin ini membawa massa udara kering menyebabkan musim kemarau bagi lokasi yang terkena pengaruhnya (Nieuwolt, 1978).



Gambar 1. Tipe pola curah hujan di Indonesia
(Sumber : Badan Meteorologi dan Geofisika)

Ada tiga tipe pola curah hujan di Indonesia, seperti pada gambar 1 yaitu:

a) Pola Curah Hujan Jenis Monsun

Curah hujan di Indonesia dipengaruhi oleh monsun yang digerakan oleh adanya udara tekanan tinggi dan udara tekanan rendah di benua Asia dan Australia secara bergantian. Pada bulan Desember, Januari dan Februari (DJF) di Belahan Bumi Utara terjadi musim dingin akibatnya terjadi tekanan tinggi di Benua Asia, sedangkan di Belahan Bumi Selatan pada waktu yang sama terjadi

musim panas, akibatnya terjadi tekanan rendah di benua Australia. Oleh karena terdapat perbedaan tekanan udara di kedua benua tersebut, maka pada periode DJF bertiup angin dari tekanan tinggi di Asia menuju ke tekanan rendah di Australia. Angin ini disebut Monsun Barat atau Monsun Barat Laut. Dalam bulan Juni, Juli dan Agustus (JJA) terjadi sebaliknya, terdapat tekanan rendah di Asia dan tekanan tinggi di Australia, maka pada periode JJA bertiup angin dari tekanan tinggi di benua Australia menuju ke tekanan rendah di Asia, angin ini disebut Monsun Timur atau Monsun Tenggara (Tukidi, 2010).

Monsun Barat biasanya lebih lembab dan banyak menimbulkan hujan dari pada Monsun Timur. Perbedaan banyaknya curah hujan yang disebabkan oleh kedua monsun tersebut karena perbedaan sifat kejenuhan dari kedua massa udara (angin) tersebut. Pada Monsun Timur arus udara bergerak di atas laut yang jaraknya pendek, sedangkan pada Monsun Barat arus udara bergerak di atas laut dengan jarak yang cukup jauh, sehingga massa udara Monsun Barat lebih banyak mengandung uap air dan menimbulkan banyak hujan dibanding Monsun Timur (Tjasjono, 1999). Tipe hujan monsun di Indonesia dicirikan oleh adanya perbedaan yang jelas antara periode musim hujan dengan musim kemarau dalam satu tahun. Tipe hujan ini terjadi di wilayah Indonesia bagian selatan, seperti di ujung Pulau Sumatera bagian selatan, Jawa, Bali, Nusa Tenggara dan Maluku selatan.

b) Pola Curah Hujan Jenis Ekuatorial

Pola curah hujan jenis ekuatorial berhubungan dengan pergerakan zona konvergensi ke arah utara dan selatan mengikuti pergerakan semu matahari. Zona konvergensi merupakan pertemuan dua massa udara (angin) yang berasal dari dua belahan bumi, kemudian udaranya bergerak ke atas (Prawirowardoyo, 1996).

Angin yang bergerak menuju satu titik dan kemudian bergerak ke atas disebut konvergensi dan tempat terjadinya konvergensi disebut daerah konvergensi.

Curah hujan maksimum yang terjadi di wilayah ekuatorial disebabkan karena wilayah ekuatorial mengalami surplus energi matahari di segala musim. Energi yang berlebih ini digunakan untuk menggerakkan atmosfer global ke wilayah lintang menengah dan tinggi melalui awan cumulus tinggi yang banyak terbentuk di BMI (Tjasyono, 2006). Semakin besar jumlah energi radiasi yang diterima oleh suatu wilayah akan menyebabkan semakin tinggi suhu permukaan pada wilayah tersebut.

c) Pola Curah Hujan Jenis Lokal

Pola curah hujan jenis lokal dengan distribusi hujan bulannya mempunyai bentuk kebalikan dari jenis monsun. Pola curah hujan ini lebih banyak dipengaruhi oleh kondisi lokal daerah yang bersangkutan. Di Indonesia pola curah hujan ini sangat sedikit, misalnya daerah Ambon (Tjasjono, 1999).

Pola curah hujan tipe lokal dicirikan oleh besarnya pengaruh kondisi setempat, yakni keberadaan pegunungan, lautan dan bentang perairan lainnya. Faktor pembentuknya adalah naiknya udara menuju ke dataran tinggi atau pegunungan karena pemanasan lokal yang intensif. Rata-rata curah hujan di Indonesia untuk setiap tahunnya tidak sama. Namun masih tergolong cukup banyak, yaitu rata-rata 2000–3000 mm/tahun. Begitu pula antara tempat yang satu dengan tempat yang lain rata-rata curah hujannya tidak sama. Ada beberapa daerah yang mendapat curah hujan sangat rendah dan ada pula daerah yang mendapat curah hujan tinggi:

- 1) Daerah yang mendapat curah hujan rata-rata per tahun kurang dari 1000 mm, meliputi 0,6% dari luas wilayah Indonesia, di antaranya Nusa Tenggara dan 2 daerah di Sulawesi (lembah Palu dan Luwuk).
- 2) Daerah yang mendapat curah hujan antara 1000–2000 mm per tahun di antaranya sebagian Nusa Tenggara, Kepulauan Aru dan Tanibar.
- 3) Daerah yang mendapat curah hujan antara 2000–3000 mm per tahun, meliputi Sumatera Timur, Kalimantan Selatan dan Timur sebagian besar Jawa Barat dan Jawa Tengah, sebagian Irian Jaya, Kepulauan Maluku dan sebagian besar Sulawesi.
- 4) Daerah yang mendapat curah hujan tertinggi lebih dari 3000 mm per tahun meliputi dataran tinggi di Sumatera Barat, Kalimantan Tengah, dataran tinggi Irian bagian tengah dan beberapa daerah di Jawa, Bali, Lombok dan Sumba (Evana, Sobri Effendy dan Eddy Kurniawan, 2009). Wilayah Indonesia memiliki curah hujan rata-rata 1000-3000 mm per tahun, curah hujan tertinggi terjadi di daerah dataran tinggi sedangkan dataran rendah memiliki curah hujan yang rendah hingga sedang.

D. Sistem Sirkulasi Atmosfer

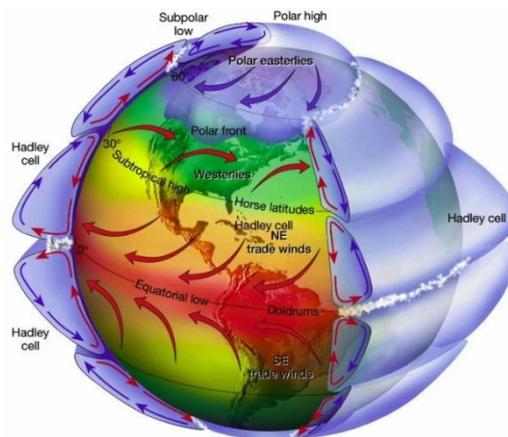
Sirkulasi atmosfer disebabkan oleh rotasi bumi terhadap poros semu matahari yang menyebabkan seluruh permukaan bumi secara bergantian dapat menerima cahaya matahari dan pemanasan geografis yang tidak sama pada permukaan bumi (Tjasnono, 1999). Energi radiasi ini kemudian diubah menjadi energi kinetik sebagai angin.

1. Sistem Sirkulasi Atmosfer di Indonesia

Sirkulasi atmosfer yang terjadi di Indonesia dapat mempengaruhi pembentukan curah hujan di wilayah Indonesia. Sirkulasi atmosfer terdiri dari sirkulasi Hadley dan sirkulasi Walker.

a. Sirkulasi Hadley (sirkulasi meridional)

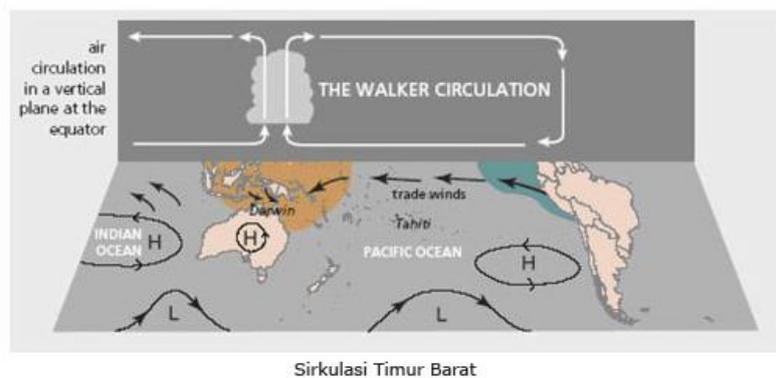
Sirkulasi Hadley dikemukakan oleh Hadley dengan menggunakan teori energi. Sumber energi terbesar adalah radiasi matahari, daerah tropis lebih banyak menyerap radiasi matahari dibandingkan dengan daerah lintang tinggi. Serapan energi radiasi matahari akan menyebabkan suhu udara meningkat. Suhu udara yang meningkat menyebabkan densitas udara semakin renggang, ini terjadi di wilayah khatulistiwa. Akibat adanya gaya coriolis, udara yang bergerak di troposfer bawah dibelokkan ke kanan di Belahan Bumi Utara (BBU) dan dibelokkan ke kiri di Belahan Bumi Selatan (BBS), sehingga terjadilah *tradewind* (angin pasat) timur laut di BBU dan angin pasat tenggara di BBS, sedangkan di troposfer atasnya terjadi angin pasat barat laut di BBU dan angin pasat barat daya di BBS (Suyono dan Widada, 1999).



Gambar 2. Sirkulasi Hadley (sirkulasi meridional)
(Sumber: Gustari, 2010)

b. Sirkulasi Walker (sirkulasi zonal)

Sirkulasi Walker adalah sirkulasi zonal, arah angin yang bergerak dari timur barat yang terjadi di Pasifik Timur menuju Pasifik Barat (dekat kepulauan Indonesia) (Tjasjono, 1999). Pada keadaan normal, sirkulasi ini ditandai dengan kenaikan udara di Pasifik Barat dekat kepulauan Indonesia dan penurunan udara yang terjadi di Pasifik Timur. Pada saat tersebut terjadi La Nina di Indonesia yang juga dibarengi dengan Dipole Mode (+) yang terjadi disekitar perairan Samudera Hindia.



Gambar 3. Sirkulasi Walker (sirkulasi zonal)
(Sumber: Gustari, 2010)

c. Monsun

Monsoon atau Monsun berasal dari bahasa Arab “*mausam*” yang berarti musin. Monsun didefinisikan sebagai angin yang berubah arah selama setahun atau angin yang bertiup musiman. Monsun adalah suatu sistem sirkulasi angin yang berbalik arah setiap musiman disebabkan oleh perbedaan sifat thermal antara benua dan lautan. Wilayah Indonesia yang sering dikaitkan dengan iklim Monsun karena terletak antara dua benua, yaitu Benua Asia dan Benua Australia dan di antara dua samudera, yaitu Samudera Pasifik dan Samudera Hindia. Oleh karena itu, curah hujan di Indonesia dipengaruhi oleh monsun yang digerakkan oleh adanya perbedaan tekanan di benua Asia dan Australia secara bergantian (Prawiwardoyo, 1996). Perbedaan tekanan ini menyebabkan arah pergerakan

angin selalu berubah, jika tekanan di benua Asia lebih tinggi dibandingkan benua Australia maka arah angin bergerak dari benua Asia ke benua Australia.

Curah hujan di Indonesia juga terbentuk karena termasuk dalam area monsun global yang dibatasi oleh 35° LU- 25° LS dan 30° BB- 170° BT (Tjasyono, 2006). Penentuan area monsun ini berdasarkan arah pembalikan angin sekitar 120° antara bulan Januari (puncak musim dingin di Belahan Bumi Utara, musim panas di Belahan Bumi Selatan) dan bulan Juli (puncak musim panas di Belahan Bumi Utara, musim dingin di Belahan Bumi Selatan) dengan kecepatan angin melebihi 3 meter/detik.

1) Mekanisme Umum Sirkulasi Monsun

Pada dasarnya monsun sebagai fenomena global dinamika atmosfer, disebabkan oleh:

- a) Peredaran semu matahari terhadap bumi yang bergerak antara $23,5^{\circ}$ LU hingga $23,5^{\circ}$ LS mengakibatkan arah pergerakan angin mengikuti peredaran matahari tersebut dengan periode setengah tahunan atau sering disebut sebagai periode musiman,
- b) Adanya perbedaan kapasitas panas yang diterima antara daratan dan lautan yang cukup besar.

Pada musim panas, daratan mempunyai suhu lebih tinggi dari pada lautan. Karena itu pada musim panas daratan merupakan pusat tekanan rendah dan angin atau sirkulasi udara berlangsung dari lautan ke daratan. Sebaliknya pada musim dingin suhu daratan lebih rendah daripada suhu lautan, sehingga pada musim dingin daratan merupakan pusat tekanan tinggi dan sirkulasi udara berlangsung dari daratan ke lautan (Tjasyono, 2008).

Beberapa ahli menjelaskan bahwa mekanisme utama terjadinya monsun dapat diuraikan sebagai berikut:

- a) Pada musim panas, saat terjadi pemanasan radiasi di daratan dapat meningkatkan suhu rendah di daratan dan sekitarnya serta bertiupnya angin level rendah dari arah barat daya sehingga menyebabkan terjadinya konvergensi kelembaban dan konvergensi cumulus.
- b) Pada musim dingin, saat terjadi pendinginan radiasi di daratan dapat meningkatkan suhu panas di daratan dan sekitarnya serta bertiupnya angin level rendah dari timur laut sehingga menyebabkan terjadinya divergensi udara kering (Kaparang, 2010). Jadi monsun dapat terjadi pada musim panas dengan angin level rendah dari barat daya, dan pada musim dingin bertiup angin level rendah dari arah timur laut.

E. *Canonical Corelation Analysis*

Analisis korelasi kanonik pada dasarnya merupakan salah satu metode analisis variabel/peubah ganda yang ditujukan untuk mengetahui keterkaitan antara dua kelompok peubah. Besarnya keterkaitan ini diukur dengan nilai korelasi antara dua kelompok tersebut. Jika korelasi dua kelompok ini nyata serta secara teoritis ada hubungan fungsional antara keduanya, maka melalui analisis regresi multivariate dapat dirumuskan model yang menghubungkan keduanya. Dalam hal ini satu kelompok sebagai peubah prediktor (misalnya parameter ENSO dan/atau Dipole Mode) dan lainnya sebagai peubah respon (misalnya curah hujan). Dari sini dapat dilakukan prediksi satu kelompok peubah berdasarkan peubah pada kelompok lainnya.

Misalkan karakteristik dari vektor variabel acak x dan y adalah sebagai berikut:

$$E Y = \mu_Y \quad Cov Y = \sum_{YY} \quad (1)$$

$$E X = \mu_X \quad Cov X = \sum_{XX} \quad (2)$$

$$\text{Cov } X, Y = \Sigma_{XY} = \Sigma_{YX}^t \quad (3)$$

Kombinasi linear dari kedua variabel tersebut dapat dituliskan sebagai berikut:

$$W = a^T X = a_1 X_1 + a_2 X_2 + \dots + a_q X_q \quad (4)$$

$$V = b^T Y = b_1 Y_1 + b_2 Y_2 + \dots + b_q Y_q \quad (5)$$

Sehingga persamaan (4) dan (5) dapat ditulis

$$\text{Var } W = a^t \text{Cov } X a = a^t \Sigma_{XX} a \quad (6)$$

$$\text{Var } V = b^t \text{Cov } Y b = b^t \Sigma_{YY} b \quad (7)$$

Dari persamaan (6) dan (7), akan diperoleh

$$\text{Cov } W, V = a^t \text{Cov } X, Y b = a^t \Sigma_{XY} b \quad (8)$$

Vektor koefisien a dan b dapat diperoleh dengan cara mencari $\rho_1^2 > \rho_2^2 > \dots > \rho_k^2$ yang merupakan nilai eigen dari matriks $\Sigma_{YY}^{-1} \Sigma_{YX} \Sigma_{XX}^{-1} \Sigma_{XY}$ yang berpadanan dengan vektor eigen f_1, f_2, \dots, f_k . Disamping itu, $\rho_1^2 > \rho_2^2 > \dots > \rho_k^2$ juga merupakan nilai eigen dari matriks $\Sigma_{XX}^{-1} \Sigma_{XY} \Sigma_{YY}^{-1} \Sigma_{YX}$ yang berpadanan dengan vektor eigen e_1, e_2, \dots, e_k . Sehingga vektor koefisien a dan b diperoleh sebagai berikut:

$$a_1 = \frac{1}{e_1^t \Sigma_{XX} e_1} e_1 \quad b_1 = \frac{1}{f_1^t \Sigma_{YY} f_1} f_1 \quad (9)$$

$$a_2 = \frac{1}{e_2^t \Sigma_{XX} e_2} e_2 \quad b_2 = \frac{1}{f_2^t \Sigma_{YY} f_2} f_2 \quad (10)$$

$$a_k = \frac{1}{e_k^t \Sigma_{XX} e_k} e_k \quad b_k = \frac{1}{f_k^t \Sigma_{YY} f_k} f_k \quad (11)$$

Dengan mensubstitusi persamaan (8) dan (11), Korelasi kanonik diperoleh dengan menghitung:

$$\text{Corr } W_k, V_k = \rho = \frac{a_k^t \Sigma_{XY} b_k}{a_k^t \Sigma_{XX} a_k \quad b_k^t \Sigma_{YY} b_k} \quad (\text{Wilk, 2006})$$

Perumusan Canonical Corelation Analysis diatas digunakan untuk menentukan hubungan angin zonal dan angin meridional terhadap curah hujan yang terjadi di Sumatera Barat.

Koefisien Korelasi

Koefisien korelasi merupakan ukuran distribusi antara dua peubah. Jika kedua peubah X dan Y berhubungan secara linier, maka koefisien korelasinya menunjukkan derajat hubungan antara kedua peubah X dan Y. Koefisien korelasi linier dilambangkan dengan huruf r (untuk sampel) dan l (untuk populasi). Ada dua hal yang ditunjukkan oleh koefisien korelasi sederhana, yaitu arah dan besarnya hubungan linier antara dua peubah. Arah hubungan dinyatakan dengan tanda aljabar di depan koefisien korelasi. Tanda positif (+) atau tanpa tanda aljabar menunjukkan hubungan linier yang positif (searah), sedangkan tanda negatif (-) menunjukkan hubungan linier yang negatif (berlawanan arah). Besaran koefisien korelasi menunjukkan kuat atau lemahnya hubungan. Secara umum, koefisien korelasi yang besar menunjukkan hubungan yang kuat, dan sebaliknya. Koefisien korelasi akan bergerak antara 0,00 sampai dengan 1,00. Koefisien korelasi yang mendekati 1,00 menunjukkan hubungan yang semakin kuat, sebaliknya koefisien korelasi yang mendekati nol menandakan hubungan korelasi lemah (Furqon, 2004).

$$-1,00 \leq r_{XY} \leq +1,00$$

Beberapa penulis menyatakan kekuatan korelasi seperti tinggi, rendah, sedang, kuat, lemah, dan sejenisnya dapat dijelaskan sebagai berikut:

Sangat tinggi $r =$ diatas 0,8

Kuat $r =$ 0,6 sampai 0,8

Sedang $r =$ 0,4 sampai 0,6

Rendah $r =$ 0,2 sampai 0,4

Sangat rendah $r =$ dibawah 0,2 (Bartz, 1999).

F. Topografi Daerah Penelitian

Topografi berasal dari bahasa Yunani yaitu *topos* yang berarti tempat, dan *graphia* yang berarti tulisan. Objek dari topografi adalah mengenai posisi suatu bagian dan secara umum menunjuk pada koordinat secara horizontal seperti garis lintang, garis bujur dan secara vertikal yaitu ketinggian.

Indonesia merupakan salah satu kawasan yang terletak di daerah ekuator yang memiliki karakteristik atmosfer yang berbeda-beda yang dikenal dengan Benua Maritim Indonesia (BMI). Secara geografis Indonesia terletak diantara 6° LU- 11° LS dan 95° BT- 141° BT. Berdasarkan letak geografisnya Indonesia dilalui oleh garis ekuator, yaitu garis khayal pada peta atau globe yang membagi bumi menjadi dua bagian sama besarnya (Belahan Bumi Utara dan Belahan Bumi Selatan). Garis ekuator atau garis khatulistiwa terletak pada garis lintang 0° .

Sumatera Barat merupakan salah satu provinsi yang dilalui oleh garis khatulistiwa tepatnya di daerah Bonjol. Provinsi Sumatera Barat merupakan wilayah berpola curah hujan ekuatorial dengan periode rentan terhadap perubahan iklim biasanya terjadi pada bulan Agustus – Oktober.



Gambar 4. Peta Daerah Penelitian di Sumatera Barat daratan
(Sumber: Padang.com)

G. Penelitian Relevan

Penelitian tentang pengaruh angin terhadap curah hujan dikaitkan dengan pola monsun telah banyak dilakukan. Beberapa penelitian tersebut diantaranya adalah Suryantoro (2007) melakukan penelitian tentang analisis pengaruh monsun dan osilasi dua tahunan troposfer dalam pola curah hujan beberapa daerah di Benua Maritim Indonesia. Suryantoro menggunakan sumber data curah hujan observasi permukaan di daerah-daerah : Padang, Pontianak, Manado, Jakarta, Surabaya, dan Makassar. Sumber data curah hujan diambil dalam rentang waktu Januari 1951 sampai Desember 2002 dari Badan Meteorologi dan Geofisika (BMG).

Suryantoro menyimpulkan bahwa fenomena monsun atau yang dikenal juga dengan fenomena osilasi tahunan (AO), dan osilasi dua tahunan troposfer (TBO) merupakan suatu fenomena yang berpengaruh terhadap pola curah hujan di daerah-daerah tersebut, meskipun fenomena osilasi tahunan (AO) dan osilasi dua tahunan troposfer (TBO) muncul sebagai fenomena yang tidak periodik murni.

Penelitian selanjutnya oleh Rumahorbo (2015) tentang karakteristik osilasi curah hujan di Sumatera Barat berdasarkan transformasi wavelet. Data penelitian yang digunakan adalah data curah hujan bulanan Dharmasraya, Pasaman, Sicincin, Solok, dan Tabing yang didapatkan dari Balai Besar Stasiun Klimatologi Kelas II, Sicincin, Padang Pariaman, Sumatera Barat. Periode data di setiap stasiun bervariasi mulai dari 24 tahun sampai 33 tahun. Analisis data menggunakan *mother* Morlet, sehingga didapatkan bahwa osilasi dominan yang mempengaruhi pola curah hujan Sumatera Barat adalah osilasi tahunan. Selain osilasi tahunan, osilasi musiman (0,5-1 tahun) juga teramati di Sumatera Barat, dengan nilai spektrum yang lebih kecil ($50-100 \text{ mm}^2$). Osilasi musiman (periode dominan 0.8-0.9 tahun) teramati cukup kuat di daerah Pasaman dengan nilai spektrum 150 mm^2 .

Penelitian selanjutnya oleh Gusmira (2012) tentang dampak dipole mode terhadap angin zonal. Penelitian ini melakukan analisis terhadap angin zonal di Sumatera Barat yang diakibatkan oleh fenomena Dipole Mode (DM) yang terdapat di Samudera Hindia. Hal ini untuk mengetahui variabilitas iklim di Sumatera Barat khususnya angin zonal. Data yang digunakan adalah data angin meliputi lima stasiun di Sumatera Barat yaitu Tabing, Sicincin, Petok, Talu, dan Sasak yang diperoleh dari data angin zonal bulanan dari NCEP/NCAR Reanalysis periode 1981-2000.

Gusmira menyimpulkan bahwa analisis yang telah dilakukan dengan korelasi silang didapatkan hasil bahwa pengaruh fenomena Dipole Mode yang terjadi di Samudera Hindia selama Januari 1981 sampai Desember 2000 mempunyai pengaruh terhadap angin zonal di Sumatera Barat. Fenomena DM memberikan pengaruh terhadap kecepatan dan arah angin permukaan komponen zonal.

BAB V

PENUTUP

A. Kesimpulan

Berdasarkan pengolahan data yang telah dilakukan, dapat disimpulkan sebagai berikut:

1. Hasil korelasi hubungan angin zonal dan angin meridional terhadap curah hujan di Sumatera Barat yang dominan berpengaruh adalah angin zonal, karena korelasi dua variable tersebut memiliki hubungan linear yang sedang pada bulan Maret dengan koefisien korelasi ($r=0,45$) sedangkan angin meridional memiliki korelasi rendah ($r=0,37$). Bulan November angin zonal memiliki korelasi rendah dengan koefisien korelasi ($r=0,36$) dibandingkan dengan angin meridional yang menunjukkan korelasi yang kuat ($r=0,60$). Jadi curah hujan yang terjadi di Sumatera Barat lebih dominan dipengaruhi oleh angin zonal pada bulan Maret, sedangkan pada bulan November lebih dipengaruhi angin meridional. Sedangkan pola angin yang mempengaruhi curah hujan di Sumatera Barat memiliki pola angin ekuatorial dan pola monsun.
2. Pola angin angin zonal dan angin meridional yang terjadi di Sumatera Barat yaitu membentuk pola ekuatorial dan pola monsun. Daerah dekat dengan tepi pantai memiliki pola ekuatorial, dimana distribusi curah hujan bulanan bimodial dengan dua puncak musim hujan maksimum. Sedangkan daerah dibelakang bukit barisan memiliki pola monsun dimana terlihat jelas perbedaan musim hujan dan musim kemarau.

B. Saran

Pada penelitian yang telah dilakukan hanya menggunakan data angin zonal dan angin meridional dengan resolusi 2.5×2.5 untuk mengetahui pengaruh curah hujan di Sumatera Barat. Jadi penulis menyarankan untuk menggunakan parameter lain untuk menentukan pengaruh curah hujan di Sumatera Barat, karena pengaruh curah hujan tidak hanya dipengaruhi oleh angin tetapi masih banyak parameter yang berpengaruh seperti suhu permukaan laut, topografi, kondisi lokal, dan parameter lainnya. Selain itu data yang digunakan sebaiknya memiliki resolusi yang lebih kecil sehingga spasial daerah yang digunakan lebih kecil.

DAFTAR PUSTAKA

- Bartz, Albert E. 1999. *Basic Statistical Concepts*. USA: Prentice-Hall, Inc.
- Furqon. 2004. *Statistika Terapan untuk Penelitian*. Bandung: Alfabeta CV.
- Gabriel, J.F. 2001. *Fisika Lingkungan*. Jakarta: Hipokrates.
- Gustari, Indra. 2010. *Pengaruh Monsun Asia pada Variabilitas Curah Hujan di Sumatera bagian Utara*. *Megasains* 1(3): 130-138, ISSN 2086-5589.
- Handoko. 1995. *Klimatologi Dasar*. Jakarta: Pustaka Jaya.
- Hermawan, Eddy. 2010. *Pengelompokan Pola Curah Hujan yang Terjadi di Beberapa Kawasan P. Sumatera Berbasis Hasil Analisis Teknik Spektral*. *Jurnal Meteorologi dan Geofisika* Vol. 11 No. 2-November 2010: 75-85.
- Kaparang, Noviyenti Erfien dan Eddy Hermawan. 2010. *Analisis Perilaku Angin di Lapisan 850 hPa Hasil Observasi Data WPR dikaitkan dengan Perilaku Data Indeks Monsun Global di Indonesia*. *Jurnal Sains Dirgantara* Vol. 8 No. 1 Desember 2010: 1-24.
- Kato, S. dkk. 1998. *Dinamika Atmosfer*. Bandung: Penerbit ITB.
- Lakitan, Benyamin. 2002. *Dasar-Dasar Klimatologi*. Jakarta: PT Raja Grafindo Persada.
- Nieuwolt, S. 1987. *Tropical Climatology*. New York: John Wiley and Sons Inc, Bribane, Toronto.
- Makmur, Erwin. 2008. *Panduan Menggunakan GrADS untuk Pemula*. Pusat Klimatologi dan Kualitas Udara Badan Meteorologi dan Geofisika.
- Mason, S.J. 2011. Seasonal forecasting using the Climate Predictability Tool (CPT). Science and technology infusion Climate Bulletin. NOAA's National Weather Service. 36th NOAA Annual Climate Diagnostics and Prediction Workshop. Fort worth. TX, 3-6 October 2011.
- Mulyana, Erwin. 2002. Analisis Angin Zonal di Indonesia selama Periode ENSO. *Jurnal Sains & Teknologi Modifikasi Cuaca*, Vol. 3, No. 2, 2002, 115-120.
- Prawirowardoyo, Susilo. 1996. *Meteorologi*. Bandung: Penerbit ITB.

- Rafi'i, Suryatna. 1995. *Meteorologi dan Klimatologi*. Bandung: Penerbit Angkasa.
- Rumahorbo, Poltak Sandro dan Marzuki. 2015. *Karakteristik Osilasi Curah Hujan di Sumatera Barat Berdasarkan Transformasi Wavelet*. Prosiding Seminar Nasional Fisika (SNF) Univ. Andalas, Padang, 8 Oktober 2015
- Sandy, L. M. 1987. *Klimatologi Regional Indonesia*. Depok: Jurusan Geografi FMIPA-UI.
- Suryantoro, Arief. 2007. *Analisis Pengaruh Monsun dan Osilasi Dua Tahunan Troposfer dalam Pola Curah Hujan Beberapa Daerah di Benua Maritim Indonesia*. Bandung: Pusat Pemanfaatan Sains Atmosfer dan Iklim-LAPAN.
- Suyono, Hadi dan Widada Sulistya. 1999. *Studi Tentang Pola Sirkulasi Meridional pada Saat Berlangsung Seruak Dingin*. Buletin Meteorologi dan Geofisika No 1 Maret 1999.
- Tukidi. 2010. *Karakteristik Curah Hujan di Indonesia*. Jurusan Geografi FIS UNNES Volume 7 No. 2 Juli 2010.
- Tjasyono, Bayong. 2008. *Sains Atmosfer*. Bandung: Penerbit Badan Meteorologi dan Geofisika, 243-276.
- Tjasyono, Bayong. dan Hariyono SW. 2006. *Meteorologi Indonesia 2: Awan dan Hujan Monsun*. Badan Meteorologi dan Geofisika.
- Tjasyono, Bayong. 2004. *Klimatologi*. Bandung: Penerbit ITB.
- Tjasyono, Bayong. 1999. *Klimatologi Umum*. Bandung: Penerbit ITB.
- Tjasyono, Bayong. 1992. *Klimatologi Terapan*. Bandung: Penerbit ITB.
- Webster, P. J. dan Fasullo, J. 2003. *Monsun: dynamical theory, Encyclopedia of atmospheric*. 1370-1386.
- Wilks, Daniel S. 2006. *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences Second Edition*. Department of Earth and Atmospheric Sciences Cornell University.
- Yulihastin, Erma. 2011. *Penentuan Indeks Monsun Indonesia berdasarkan Angin Zonal*. Jurnal Teknologi Indonesia, Volume 34, Edisi Khusus 2011.