ANALISIS ANGIN ZONAL DAN *OUTGOING LONGWAVE RADIATION* (OLR) UNTUK INISIALISASI KEMUNCULAN FENOMENA *MADDEN JULIAN OSCILLATION* (MJO) DI KOTA PADANG

SKRIPSI

diajukan kepada Jurusan Fisika sebagai salah satu persyaratan memperoleh gelar Sarjana Sains Strata Satu (S1)

DELVITA HANDAYANI

NIM. 1201447/ 2012

PROGRAM STUDI FISIKA

JURUSAN FISIKA

FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM

UNIVERSITAS NEGERI PADANG

2016

PERSETUJUAN SKRIPSI

Judul	:	Analisis Angin Zonal Dan *Outgoing Longwave Radiation* (OLR) untuk Inisialisasi Kemunculan Fenomena *Madden-Julian Oscillation* (MJO) di Kota Padang
Nama	:	Delvita Handayani
NIM/BP	:	1201447/2012
Program Studi	:	Fisika
Jurusan	:	Fisika
Fakultas	:	Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam

Padang, 28 Juli 2016

Disetujui oleh:

Pembimbing I,	Pembimbing II,
Drs. H. Asrul, M.A.	Sugeng Nugroho, M.Si.
NIP. 19520423 197603 1 003	NIP. 19721215 199703 1 001

PENGESAHAN LULUS UJIAN SKRIPSI

Nama	:	Delvita Handayani
NIM/BP	:	1201447/2012
Program Studi	:	Fisika
Jurusan	:	Fisika
Fakultas	:	Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam

dengan judul

ANALISIS ANGIN ZONAL DAN *OUTGOING LONGWAVE RADIATION* (OLR) UNTUK INISIALISASI KEMUNCULAN FENOMENA *MADDEN JULIAN OSCILLATION* (MJO) DI KOTA PADANG

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,

Delvita Handayani

ABSTRAK

Delvita Handayani **: Analisis Angin Zonal dan *Outgoing Longwave Radiation* (OLR) untuk Inisialisasi Kemunculan Fenomena *Madden Julian Oscillation* (MJO) di Kota Padang**

Madden Julian Oscillation (MJO) adalah variasi iklim yang paling dominan terjadi di daerah ekuator dan berpusat di Samudera Hindia. MJO merupakan Salah satu fenomena global cuaca dan iklim dipengaruhi oleh pergerakan awan *Cumulonimbus* (Cb). Kota Padang merupakan salah satu wilayah Sumatera Barat yang dekat dengan garis ekuator, dan berhadapan langsung dengan Samudera Hindia yang menjadikan cuaca dan iklim dipengaruhi oleh sirkulasi global, regional dan lokal. Tujuan dari penelitian ini adalah mengetahui pola angin zonal dan OLR pada saat MJO aktif, mengetahui kapan terjadinya kemunculan MJO berdasarkan indeks RMM1 dan RMM2. Selain itu, mengetahui karakteristik hubungan sinyal MJO dengan angin zonal di Kota Padang. Oleh karena itu, penulis tertarik untuk menganalisis angin zonal dan OLR untuk inisialisasi kemunculan MJO di Kota Padang tahun 2010-2015.

Penelitian yang dilakukan merupakan penelitian dasar bersifat deskriptif. Data yang digunakan adalah data sekunder berupa data kecepatan angin zonal pada ketinggian 850 mb di Stasiun Meterologi Tabing Kota Padang, data reanalisis OLR, dan indeks *Real Time Multivariate* (RMM1 dan RMM2). Data hasil pengukuran diinterpretasikan menggukankan program *Weighted Wavelet Z-Transfrom* (WWZ) dan *Surfer* 7 untuk melihat pola dan waktu terjadinya kemunculan MJO dan karakteristik hubungan MJO indeks RMM1 dan RMM2 dengan angin zonal 850 mb dengan analisis regresi sederhana dan nilai koefisisen determinasi (R^2).

Hasil penelitian menunjukkan bahwa kecepatan angin zonal 850 mb berkisar 5 m/s yang mendukung terbentuknya awan pembawa hujan dan dibuktikan dengan rendahnya nilai OLR sebagai ciri terjadinya MJO. Kemunculan MJO aktif pada fase 4, dampak yang ditimbulkan oleh kemunculan MJO pada fase aktif adalah kecepatan angin yang rendah dan curah hujan yang tinggi selama penjalaran dari Samudera Hindia ke Samudera Pasifik yang terjadi di Kota Padang. Waktu kemunculan MJO terjadi sebanyak 19 kali selama tahun 2010-2015. Hubungan yang sangat signifikan antara angin zonal 850 dengan RMM1 dan RMM2 pada selang kepercayaan 97%, dan berpengaruh terhadap curah hujan pada saat MJO aktif di Kota Padang.

KATA PENGANTAR

Puji dan syukur penulis ucapkan kepada Allah AWT, karena dengan rahmat dan karunia-Nya penulis dapat menyelesaikan Skripsi ini yang berjudul "Analisis Angin Zonal dan *Outgoing Longwave Radiation* (OLR) untuk Inisialisasi Kemunculan Fenomena *Madden-Julian Oscillation* (MJO) di Kota Padang". Penulisan Skripsi ini dibuat untuk memenuhi syarat memperoleh gelar Sarjana Sains Jurusan Fisika Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam Universitas Negeri Padang.

Penulis mengucapkan terima kasih kepada semua pihak yang telah membantu, membimbing, memberikan informasi, motivasi serta arahan dari berbagai pihak untuk menyelesaikan skripsi ini. Penulis melalui kesempatan ini menyampaikan ucapan terima kasih kepada:

1. Bapak Drs. H. Asrul, M.A selaku pembimbing pertama yang telah memberikan bimbingan, masukan, arahan, motivasi dan nasehat yang sangat bermanfaat kepada penulis.
2. Bapak Sugeng Nugroho, M.Si selaku pembimbing kedua yang telah memberikan bimbingan, masukan, arahan, motivasi dan nasehat yang sangat bermanfaat kepada penulis.
3. Bapak Drs. Mahrizal, M.Si, Drs. Akmam, M.Si, dan Drs. Letmi Dwiridal, M.Si selaku tim penguji yang telah meluangkan waktu untuk memberikan arahan serta saran yang sangat bermanfaat bagi penulis.
4. Bapak Dr. Yulkifli, S.Pd, M.Si selaku Penasehat Akademik yang telah memberikan semangat dan arahan kepada penulis.
5. Ibu Dr. Hj. Ratna Wulan, M.Si selaku Ketua Jurusan Fisika Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam Universitas Negeri Padang.
6. Ibu Syafriani, M.Si, Ph.D selaku Ketua Prodi Fisika yang telah banyak memberikan semangat kepada penulis.

7. Ibu Dra. Hidayati, M.Si selaku dosen yang selalu memberikan arahan kepada penulis.
8. Bapak dan Ibu dosen jurusan Fisika FMIPA UNP.
9. Apa Yuwelmi dan Ama Ermawati selaku orangtua yang ada dalam keadaan apapun, terimakasih ma, pa atas didikan kepada penulis.
10. Desri Handayani, Fitri Handayani, Fabio Duta Ramadhan selaku saudara yang selalu menjadi tempat berbagi penulis.
11. Teman-teman Fisika 2012 dan semua pihak yang telah membantu penulis dalam menyelesaikan skripsi ini.

Penulis percaya bahwa skripsi ini masih ada kekurangan. Oleh sebab itu, penulis mengharapkan kritik dan saran untuk menyempurnakan skripsi ini. Akhirnya penulis berharap semoga laporan skripsi ini bermanfaat bagi penulis, pembaca dan masyarakat.

Padang, 16 Mei 2016

Penulis

DAFTAR ISI

ABSTRAK i
KATA PENGANTAR ii
DAFTAR ISI iv
DAFTAR TABEL vi
DAFTAR GAMBAR vii
DAFTAR LAMPIRAN ix
BAB I PENDAHULUAN 1
A. Latar Belakang Masalah 1
B. Rumusan Masalah 4
C. Batasan Masalah 4
D. Pertanyaan Penelitian 4
E. Tujuan Penelitian 4
F. Manfaat Penelitian 5
BAB II KAJIAN PUSTAKA 6
A. Angin 6
1. Defenisi Angin 6
2. Proses Terjadinya Angin 6
3. Kecepatan Angin 7
B. Pembentukan Awan Konvektif 8
C. Sistem Sirkulasi Atmosfer 10
1. Sirkulasi Atmosfer Meridional 11
2. Sirkulasi Atmosfer Zonal 12
3. Monsun 13
D. Pola Angin Ekuatorial 14
E. *Outgoing Longwave Radiation* (OLR) 16
F. *Madden-Julian Oscillation* (MJO) 18
G. *Weighted Wavelet Z-Transfrom* (WWZ) 22
H. Korelasi Regresi Linier Berganda 26

I. Topografi Daerah Penelitian 29
J. Penelitian Relevan 30
BAB III METODOLOGI PENELITIAN 33
A. Jenis Penelitian 33
B. Data Penelitian 33
C. Teknik Pengolahan Data 34
BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN 43
A. Hasil 43
1. Menentukan Variasi Angin Zonal 850 mb dan OLR di Kota Padang 43
2. Menentukan Pola dan Waktu Terjadinya Kemunculan MJO di Kota Padang 55
3. Karakteristik Hubungan Kemunculan MJO Menggunakan Angin Zonal 850 mb di Kota Padang 64
B. Pembahasan 68
BAB V KESIMPULAN DAN SARAN 79
A. Kesimpulan 79
B. Saran 80
DAFTAR PUSTAKA 81
LAMPIRAN 84

DAFTAR TABEL

Tabel **Halaman**

Tabel 1. Data Angin Zonal 850 mb Tahun 2010-2015 35
Tabel 2. Data Angin Zonal 850 mb Bulanan Tahun 2010-2015 35
Tabel 3. Data OLR Tahun 2010-2015 36
Tabel 4. Data OLR Bulanan Tahun 2010-2015 36
Tabel 5. Contoh Pengolahan Dengan WWZ Data Angin Zonal 850 mb 37
Tabel 6. Contoh Hasil Pengolahan Data Angin Zonal 850 mb 37
Tabel 7. Input Ke *Surfer*7 Untuk Menghasilkan Grid Kontur Data Angin Zonal 850 mb 38
Tabel 8. Contoh Pengolahan Dengan WWZ Data OLR 39
Tabel 9. Contoh Hasil Pengolahan Data OLR 39
Tabel 10. Input Ke *Surfer*7 Untuk Menghasilkan Grid Kontur Data OLR 40
Tabel 11. Data Indeks RMM1 dan RMM2 41
Tabel 12. Data Bulanan RMM1 dan RMM2 Dengan Angin Zonal 850 mb 41
Tabel 13. Data Curah Hujan Bulanan Kota Padang Tahun 2010-2015 42
Tabel 14. Data Kemunculan MJO di Kota Padang Tahun 2010-2015 59
Tabel 15. Pola Kemunculan MJO di Kota Padang Tahun 2010-2015 62
Tabel 16. Analisa Regresi Linier Berganda Antara Kecepatan Angin Zonal di Kota Padang dengan RMM1 dan RMM2 66
Tabel 17. Nilai RMM1 dan RMM2 Selama Fase Aktif 74

DAFTAR GAMBAR

Gambar **Halaman**

Gambar 1. Instrumen Radiosonde 7
Gambar 2. Balon yang Membawa Radiosonde Terbang dan Program yang Mengamati Ketinggian Radiosonde 8
Gambar 3. Sirkulasi Hedley 12
Gambar 4. Sirkulasi Walker 13
Gambar 5. Lokasi ITCZ global 15
Gambar 6. Gambaran OLR dan Anomali di Permukaan Bumi 17
Gambar 7. Roadmap Fase MJO 20
Gambar 8. Skema Fase MJO 21
Gambar 9. Tampilan Awal WWZ 25
Gambar 10. Daerah Kota Padang 30
Gambar 11. Grafik Kecepatan Angin Zonal 850 mb Tahun 2010 44
Gambar 12. Grafik Kecepatan Angin Zonal 850 mb Tahun 2011 45
Gambar 13. Grafik Kecepatan Angin Zonal 850 mb Tahun 2012 45
Gambar 14. Grafik Kecepatan Angin Zonal 850 mb Tahun 2013 46
Gambar 15. Grafik Kecepatan Angin Zonal 850 mb Tahun 2014 47
Gambar 16. Grafik Kecepatan Angin Zonal 850 mb Tahun 2015 47
Gambar 17. Grafik Kecepatan Angin Zonal 850 mb Bulanan Tahun 2010 48
Gambar 18. Grafik Kecepatan Angin Zonal 850 mb Bulanan Tahun 2011 49
Gambar 19. Grafik Kecepatan Angin Zonal 850 mb Bulanan Tahun 2012 49
Gambar 20. Grafik Kecepatan Angin Zonal 850 mb Bulanan Tahun 2013 50
Gambar 21. Grafik Kecepatan Angin Zonal 850 mb Bulanan Tahun 2014 51
Gambar 22. Grafik Kecepatan Angin Zonal 850 mb Bulanan Tahun 2015 51
Gambar 23. Grafik Nilai OLR Bulanan Tahun 2010 52
Gambar 24. Grafik Nilai OLR Bulanan Tahun 2011 53

Gambar 25. Grafik Nilai OLR Bulanan Tahun 2012 53
Gambar 26. Grafik Nilai OLR Bulanan Tahun 2013 54
Gambar 27. Grafik Nilai OLR Bulanan Tahun 2014 54
Gambar 28. Grafik Nilai OLR Bulanan Tahun 2015 55
Gambar 29. Hasil WWZ Kecepatan Angin Zonal 850 mb 56
Gambar 30. Hasil WWZ OLR 56
Gambar 31. Grid Kontur Kecepatan Angin Zonal 850 mb 57
Gambar 32. Grid Kontur OLR 57
Gambar 33. Perbandingan Pola Grid Kontur Kecepatan Angin Zonal 850 mb dan OLR 58
Gambar 34. Pembesaran No.1 Grid Kontur Kecepatan Angin Zonal 850 mb Kemunculan MJO di Kota Padang 59
Gambar 35. Rata-rata Time Series Data Bulanan Kecepatan Angin Zonal Dengan RMM1 dan RMM2 Perioda Januari 2010-Desember 2015 65
Gambar 36. Curah Hujan Rata-rata Bulanan Kota Padang Tahun 2010-2015 67
Gambar 37. Grafik Frekuensi MJO di Kota Padang Tahun 2010-2015 73
Gambar 38. Fase MJO dan Map Fase MJO 74
Gambar 39. Fase MJO Aktif di Fase 4 75

DAFTAR LAMPIRAN

Lampiran **Halaman**

Lampiran 1. Data Kecepatan Angin Zonal 850 mb Bulan Januari-Februari Tahun 2014 84
Lampiran 2. Data OLR Bulan Januari-Februari Tahun 2014 86
Lampiran 3. Data RMM1 dan RMM2 Bulan Januari-Februari Tahun 2014..... 88
Lampiran 4. Data RMM1, RMM2 dan Angin Zonal 850 mb Bulanan Tahun 2010-2015..... 90
Lampiran 5. Data Curah Hujan Bulan Januari-Februari Tahun 2014 92
Lampiran 6. Grafik Kecepatan Angin Zonal 850 mb Harian 94

BAB I

PENDAHULUAN

A. Latar Belakang Masalah

Sumatera Barat terletak di wilayah pesisir barat bagian tengah pulau Sumatera yang terdiri dari daratan rendah di pantai barat yang berhadapan langsung dengan Samudera Hindia dan daratan tinggi vulkanik yang terbentuk oleh bukit barisan. Sumatera Barat juga merupakan salah satu wilayah yang dilalui oleh garis ekuator/khatulistiwa, yaitu garis khayal yang membagi bumi menjadi dua bagian, antara belahan bumi selatan dan belahan bumi utara dimana garis lintang ekuator adalah 0°. Kondisi ini menyebabkan cuaca, musim, dan iklim di pengaruhi oleh sirkulasi global, regional dan lokal.

Letak topografi dan letak geografi wilayah dapat menjadi penyebab utama terjadinya cuaca yang berubah dalam pola skala iklim (Winarso dan McBride, 2002). Salah satu faktor yang mempengaruhi cuaca adalah pola angin di wilayah tersebut. Angin memiliki tingkat keragaman yang sangat tinggi baik secara waktu dan tempat. Angin merupakan salah satu unsur cuaca, karena dapat berpengaruh terhadap lingkungan baik secara langsung maupun tidak langsung.

Angin pada lapisan 850 milibar atau setara dengan ketinggian 1,4 km dapat mempengaruhi pembentukan awan. Pada ketinggian ini awan *cumulus* (Cu) terbentuk, dan lebih dari ketinggian 1,4 km akan terbentuknya awan *cumulonimbus* (Cb). Kumpulan dari awan Cb dikenal dengan istilah *Super Cloud Cluster* (SCC) yaitu awan pembawa hujan yang dibawa oleh angin dapat mempengaruhi curah hujan

suatu wilayah. Fenomena sirkulasi global cuaca dan iklim yang dipengaruhi oleh pergerakan awan SCC adalah fenomena *Madden Julian Oscillation* (MJO). Studi tentang MJO telah dilakukan oleh Kurniawan (2004) dengan menggunakan data dari alat *Boundary Layer Radar* (BLR) dan data *Outgoing Longwave Radiation* (OLR), mengungkapkan bahwa fenomena MJO memberikan gambaran terhadap pola konvektif yang terjadi di daerah ekuator. Pola kovektif tersebut secara fisis akan memberikan sinyal yang positif bagi perkembangan dinamika atmosfer terutama dalam pembentukan jenis-jenis awan konfentif. Anggia (2013) menyatakan bahwa ragam osilasi yang terjadi di Kota Padang adalah ragam osilasi MJO yang lebih dominan terjadi yaitu berisolasi sebanyak 25 kali dengan menggunakan data dari curah hujan harian di Kota Padang.

MJO adalah variasi iklim yang paling dominan terjadi di wilayah tropis dan merupakan sirkulasi skala besar di ekuator yang berpusat di Samudera Hindia dan bergerak ke timur yaitu antara 10° LU dan 10° LS. Fenomena MJO terkait langsung dengan pembentukan kolam panas di Samudera Hindia bagian timur dan Samudera Pasifik bagian barat. Penjalaran MJO dicirikan oleh adanya pertumbuhan gugus awan SCC diatas Samudera Hindia yang terus menjalar ke arah timur sepanjang ekuator mengelilingi bumi dan memberikan pengaruhnya pada variabilitas iklim dan cuaca di daerah tropis. Oleh karena itu MJO berperan penting sebagai variasi intra musim (ISV, *Intaseasonal Variation*) yang dominan di daerah ekuator (Madden dan Julian, 1971).

Daerah yang dilalui MJO akan mengalami peningkatan suhu muka laut seiring dengan perjalanan arus laut ke timur yang nantinya akan berdampak pada tingginya penguapan air laut. Terjadinya pergerakan uap air secara vertikal dan membentuk beberapa *cluster* awan hujan dengan kecepatan 5-10 m/s (Tjasyono, 2008). Awan ini mengandung air sangat banyak serta mempunyai periode ulang 30 sampai 90 hari yang berarti dalam kisaran waktu tersebut akan terjadi peningkatan hujan di kawasan-kawasan yang dilaluinya (Zang, 2009). Kota Padang yang berada di salah satu kawasan Sumatera Barat merupakan wilayah yang dekat dengan garis ekuator dan berhadapan langsung dengan Samudera Hindia sehingga fenomena MJO sangat berpengaruh terhadap wilayah Kota Padang.

Untuk melihat kemunculan MJO di Kota Padang menggunakan data kecepatan angin zonal 850 mb dari Radiosonde dan data radiasi gelombang panjang (OLR). OLR merupakan radiasi inframerah yang di pancarkan bumi ke bagian atas atmosfer (Salby, 1996). Faktor yang mempengaruhi pemancaran radiasi inframerah yang ditangkap oleh satelit salah satunya adalah adanya pembentukan awan *cumulonimbus* (Cb), sehingga nilai OLR dari satelit yang rendah akan menunjukkan tingginya potensi awan (hujan) yaitu tanda dari kemunculan MJO.

Pentingnya penelitian tentang inisialisasi kemunculan MJO adalah terjadinya perubahan cuaca disebabkan oleh pergerakan MJO yang dapat mempengaruhi segala aspek yang berhubungan langsung maupun tidak langsung terhadap lingkungan. Oleh karena itu, penulis tertarik untuk menganalisis data angin zonal 850 mb dan OLR

selama periode 6 tahun untuk inisialisasi dari kemunculan fenomena MJO di Kota Padang.

B. Perumusan Masalah

Berdasarkan latar belakang yang telah diuraikan, maka dapat di rumuskan masalah dari penelitian ini yaitu bagaimanakah pola angin zonal dan OLR untuk menginisialisasi waktu terjadinya kemunculan fenomena MJO di Kota Padang

C. Batasan Masalah

Berdasarkan perumusan masalah diatas, penulis membatasi masalah penelitian ini tentang angin zonal 850 mb dan OLR untuk menginisialisasi terjadinya fenomena MJO menggunakan indeks *Real Time Multivariate* (RMM1 dan RMM2) di Kota Padang pada tahun 2010-2015.

D. Pertanyaan Penelitian

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

1. Bagaimana pola angin zonal dan OLR pada saat MJO aktif di Kota Padang?
2. Kapan terjadinya kemunculan sinyal MJO di Kota Padang berdasarkan pola indeks RMM1 dan RMM2?
3. Bagaimana karakteristik hubungan sinyal MJO dengan angin zonal di Kota Padang?

E. Tujuan Penelitian

Berdasarkan pertanyaan penelitian, tujuan penelitian ini adalah:

1. Mengetahui pola angin zonal dan OLR pada saat MJO aktif di Kota Padang.

2. Mengetahui kapan terjadinya kemunculan MJO di Kota Padang berdasarkan pola indeks RMM1 dan RMM2.
3. Mengetahui karakteristik hubungan sinyal MJO dengan angin zonal di Kota Padang.

F. Manfaat Penelitian

Penelitian ini diharapakan dapat memberikan kontribusi diantaranya adalah:

1. Lembaga dan instansi pemerintah dalam menentukan perkiraan cuaca di Kota Padang dan untuk kelancaran kegiatan yang akan dilaksanakan Pemerintah.
2. Penelitian dalam pengembangan bidang fisika khususnya kajian fisika atmosfer.
3. Masyarakat umum, untuk lebih memahami dan mengetahui tentang ragam osilasi atmosfer, khususnya pengaruh angin zonal terhadap kemunculan MJO yang merupakan fenomena dominan yang terjadi di daerah tropis.

BAB II

TINJAUAN PUSTAKA

A. Angin

1. Defenisi Angin

Angin adalah massa udara yang bergerak. Angin merupakan udara yang bergerak karena adanya perbedan tekanan di permukaan bumi (Handoko. 1995). Angin akan bergerak dari suatu daerah yang memiliki tekanan tinggi ke daerah yang memiliki tekanan yang lebih rendah. Angin yang bertiup di permukaan bumi akan mengakibatkan perbedaan suhu udara.

Angin dapat bergerak secara horizontal maupun secara vertikal dengan kecepatan bervariasi dan berfluktuasi secara dinamis (Sandy, L.M. 1987). Faktor pendorong bergeraknya massa udara adalah perbedaan tekanan udara antara satu tempat dengan tempat yang lain. Jika tidak ada gaya yang mempengaruhi pergerakan angin, maka angin akan bergerak secara langsung dari udara bertekanan tinggi ke udara bertekanan rendah yang menyebabkan tidak stabilnya udara.

2. Proses Terjadinya Angin

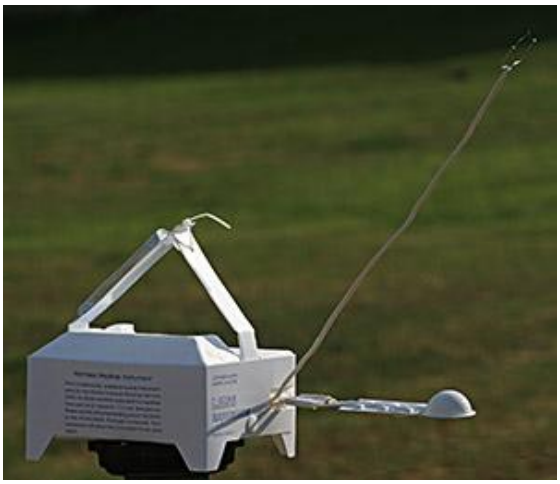
Angin adalah udara yang bergerak dari daerah bertekanan udara tinggi ke daerah yang bertekanan udara lebih rendah (Kato,S dkk. 1998). Pergerakan udara disebabkan oleh perputaran bumi dan juga karena adanya perbedaan tekanan udara di sekitarnya. Jika udara dipanaskan akan memuai yang akhirnya naik karena menjadi lebih ringan. Sehingga tekanan udara menjadi turun karena udara berkurang

kerapatannya, udara yang dingin disekitarnya akan mengalir ke tempat yang bertekanan rendah.

3. Kecepatan Angin

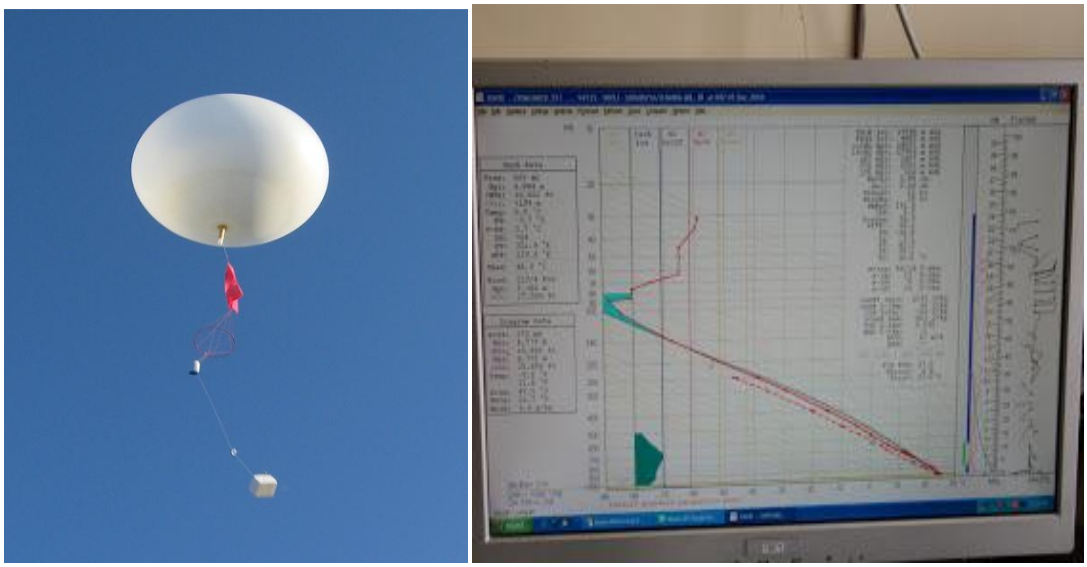
Kecepatan angin adalah jarak tempuh angin atau udara per satuan waktu yang dinyatakan dalam satuan meter per detik (m/s). Kecepatan angin bervariasi dengan ketinggian dari permukaan tanah, faktor yang mempengaruhi ialah gerak atmosfer. Kecepatan angin tersebut dapat diukur dengan menggunakan alat Radiosonde.

Radiosonde adalah paket instrumentasi yang berukuran kecil yang beratnya mencapai 250-500 gram yang di pasangkan di bawah balon besar berisikan hidrogen dan gas helium yang siap untuk diterbangkan. Sensor yang terpasang pada radiosonde akan mengirimkan data suhu udara, kelembaman udara dan tekanan udara. Kecepatan dan arah angin juga akan diperoleh dengan melacak posisi radiosonde yang di terbangkan melalui *Global Positioning System* (GPS).



Gambar 1. Instrument Radiosonde
(Sumber: http://www.srh.noaa.gov/radiosondes.html)

Sinyal yang diterima dari sensor pelacak dikonversikan ke nilai-nilai meteorologi dan dari data tersebut yang dipilih secara otomatis oleh komputer dimasukan ke dalam bentuk kode khusus dan dikirim ke pengguna data. Data yang resolusi vertikal tinggi juga disimpan dan dikirim ke Pusat Iklim Nasional NOAA. Pengambilan data menggunakan alat radiosonde biasanya dilakukan dua kali dalam sehari yaitu pukul 07.00 WIB dan 19.00 WIB. Kekuatan balon putih dan radiosonde yaitu sekitar 90-100 menit dan bisa mencapai ketinggian 40 km, setelah itu balon akan pecah dan radiosonde akan jatuh.



(a) (b)

Gambar 2. (a). Balon yang Membawa Radiosonde Terbang.
(b). Program yang Menerima Data yang Dikirim oleh Radiosonde
(Sumber: http://www.srh.noaa.gov/ radiosondes.html)

B. Pembentukan Awan Konvektif

Awan konvektif adalah awan yang terjadi karena adanya kenaikan udara di atas permukaan yang lebih panas. Awan adalah volume udara atmosferik jenuh

terhadap air dan mengandung air terkondensasi dalam keadaan cair atau padat dengan ukuran sekitar $10\mu m$ secara efektif. Jenis awan konvektif antara lain *Cumulus Congestus* dan *Cumulonimbus* (Cb). Awan *Cumulus Congestus* sama seperti awan *Cumulonimbus*, perbedaannnya pada ketinggian yaitu *Cumulus Congestus* belum cukup tinggi sehingga belum terbentuk puncak yang berwarna putih.

Indonesia yang merupakan benua maritim sehingga Indonesi 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. Jenis awan *Cumulus* adalah awan kecil yang menjulang ke atas dengan dasar awan antara 600-1000 meter, tinggi puncaknya antara 1500-5000 meter. Awan *Cumulus* yang kecil berbentuk seperti kapas sehingga tidak menimbulkan hujan, sedangkan awan *Cumulus* yang besar kehitam-hitaman dapat menghasilkan hujan lokal ringan (Tjasjono, 1999).

Jenis awan *Cumulonimbus* (Cb) yang besar dan menjulang tinggi menandakan sebagai awan hujan yang disertai angin kencang dan petir. SCC merupakan kumpulan awan *Cumulonimbus* yang besar dan menjulang tinggi. Dasar awan *Cumulonimbus* antara 100-600 meter, sedangkan puncaknya dapat mencapai ketinggian 15 kilometer atau mencapai ketinggian tropopause. Dalam terjadinya awan *Cumulonimbus* dapat berupa batu es (*hail*), guruh, kilat, hujan deras dan kadang-kadang terjadi angin ribut (puting beliung).

Awan konvektif dalam pertumbuhannya sampai turun sebagai hujan 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 (Bayong, 2000).

C. Sistem Sirkulasi Atmosfer

Sirkulasi atmosfer adalah suatu pola gerakan angin dan tekanan dalam skala besar yang tetap sepanjang tahun atau bersifat musiman. Sirkulasi ini terjadi akibat adanya perbedaan intensitas radiasi matahari, tekanan dan kelembaban di daerah lintang tinggi dengan daerah lintang rendah. Temperatur ditentukan oleh adanya pemanasan di daerah panas dan dingin di lintang tinggi, dalam perbedaan panas dan dingin terdapat sirkulasi udara akibat adanya perbedaan radiasi matahari, tekanan dan kelembaban Sudut rotasi bumi yang miring 23,5 derajat mengakibatkan intensitas penyinaran di daerah tropis, subtropis dan kutub menjadi berbeda sehingga menyebabkan perbedaan suhu dan tekanan di sekitar daerah tersebut, akibatnya terjadi pergerakan/sirkulasi udara dari daerah bertekanan tinggi ke daerah bertekanan rendah. Selain itu rotasi bumi mengakibatkan terciptanya gaya corriolis yang mengakibatkan pembelokan arah angin di atmosfer.

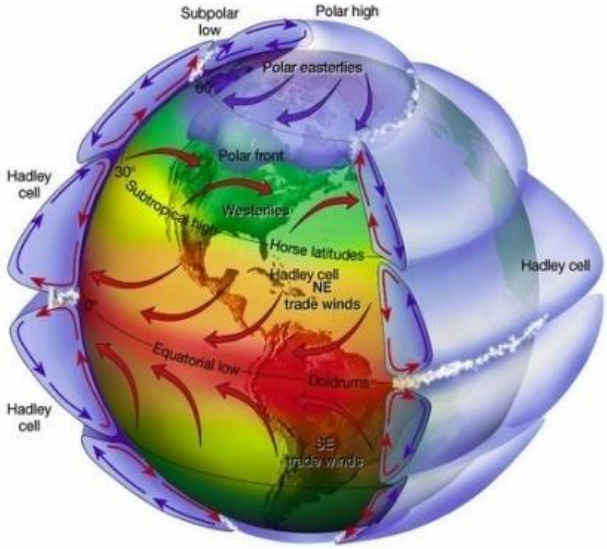
Proses perubahan cuaca dan iklim yang terjadi di permukaan bumi pada dasarnya di akibatkan oleh pergerakan udara yang disebabkan adanya gaya yang bekerja pada partikel udara. Gaya ini berasal dari energi matahari yang diterima oleh permukaan bumi. Pola sirkulasi atmosfer ini mempengaruhi keadaan cuaca dan iklim

di bumi (Tjasjono, 1999). Sistem sirkulasi Indonesia memiliki beberapa Sirkulasi atmosfer itu meliputi sirkulasi Hadley (sirkulasi atmosfer meridional), sirkulasi Walker (sirkulasi atmosfer zonal) dan Monsun.

1. Sirkulasi Atmosfer Meridional

Sirkulasi atmosfer meridional atau sering juga disebut dengan sirkulasi Hadley yaitu sirkulasi yang terjadi secara meridional (arah utara-selatan). Sistem sirkulasi ini dikemukakan oleh Hadley dengan menggunakan teori energi. Sumber dari energi ini adalah adanya pemanasan matahari di daerah tropis yang lebih banyak dibandingkan dengan daerah lintang tinggi atau polar (Suryono dan Wadada, 1999). Karena suhu yang tinggi menyebabkan densitas udara semakin renggang sehingga terjadi kenaikan udara di khatulistiwa.

Udara yang naik ini bergerak menuju utara (polar utara) melalui lapisan troposfer atas. Setelah sampai di kutub, udara ini akan menurun menuju troposfer bawah dan bergerak arah selatan menuju tropis yang disebabkan oleh adanya gradient tekanan dari kutub ke ekuator dalam troposfer bawah dan gradient tekanan dari ekuator ke kutub dalam troposfer bagian atas. Sirkulasi Hadley dapat di lihat pada Gambar 3.



Gambar 3. Sirkulasi Hadley

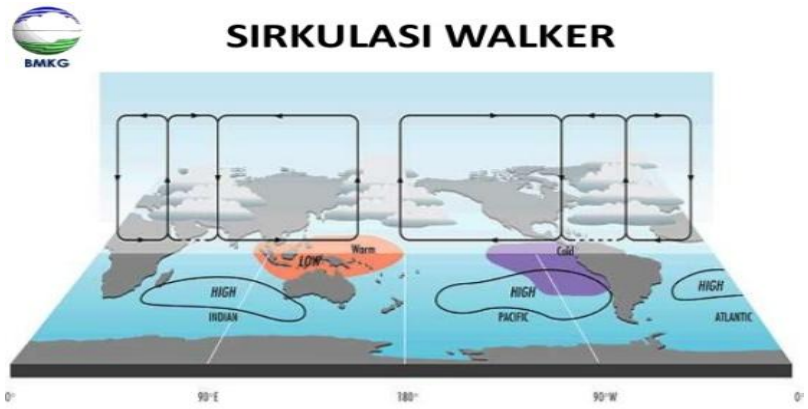
(Sumber: http://www.sirkulasiglobal.hmtl)

Aliran udara pada kedua belahan ini nantinya akan bertemu di daerah konvergensi tropis yang disebut dengan *Inter-Tropical Convergence Zone* (ITCZ). Akibat adanya gaya corriollis, udara yang bergerak di troposfer bawah dibelokan ke kanan di Belahan Bumi Utara (BBU) dan di belokan 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.

2. Sirkulasi Atmosfer Zonal

Sirkulasi atmosfer zonal atau yang sering di sebut juga dengan Sirkulasi Walker (sejajar lintang) arah 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 bersamaan dengan Dipole Mode (+) yang terjadi disekitar perairan Samudera Hindia.



Gambar 4. Sirkulasi Walker

(sumber: http://image.slidesharecdn.com)

3. Monsun

Monsun adalah suatu sistem sirkulasi angin yang terjadi karena angin berbalik arah setiap musiman disebabkan oleh perbedaan sifat thermal antara benua dan lautan. Indonesia merupakan wilayah yang sering dikaitkan dengan iklim Monsun karena terletak antara dua benua, yaitu Benua Asia dan Benua Australia dan diantara 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 bergantia

Daerah monsun adalah daerah tempat sirkulasi atmosfer permukaan dalam bulan Januari dan Juli. Daerah monsun dibatasi oleh garis lintang yaitu 35° LU dan 25° LS dan oleh garis bujur 30° BB dan 170° BT yang memenuhi syarat yaitu arah

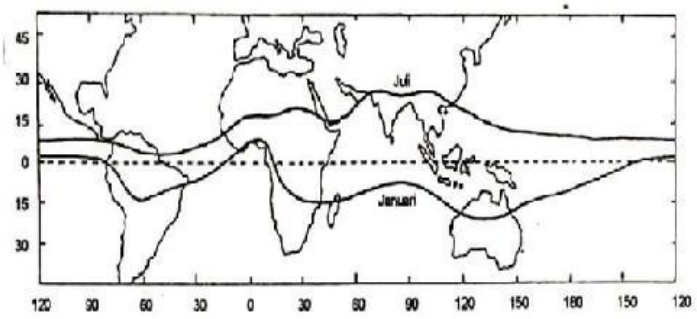
angin utama pada bulan Januari dan Juli berbeda paling sedikit 120°, frekuensi rata-rata angin utama dalam bulan Januari dan Juli lebih dari 40% dan kecepatan angin paduan rata-rata dalam bulan Januari dan Juli paling sedikit 3 meter per detik.

Pergerakan semu matahari yang berada 23,5° LS di Belahan Bumi Selatan, sehingga menyebabkan bertiup angin dari utara menuju selatan yang dikenal dengan Monsun Barat atau Monsun Barat Laut terjadi pada bulan Desember, Januari dan Februari (DJF). Pada bulan Juni, Juli dan Agustus (JJA) terjadi pergerakan massa udara dari selatan yang dikenal dengan Monsun Timur atau Monsun Tenggara, dan pada bulan-bulan lainnya diistilahkan dengan musim peralihan (Transisi). Pada musim Transisi I meliputi bulan Maret, April dan Mei dan musim Transisi II meliputi bulan September, Oktober dan November. Pada musim transisi terjadinya perbalikan arah angin monsun. Musim Transisi I adalah periode saat monsun musim dingin di Belahan Bumi Utara (BBU) digantikan oleh monsun musim panas Transisi II terjadi sebaliknya (Prawirowardoyo, 1996).

D. Pola Angin Ekuatorial

Pola angin ekuatorial merupakan pertemuan dua massa udara (angin) yang berasal dari dua belahan bumi (Prawirowardoyo, 1996), kemudian udaranya bergerak ke atas yang sering disebut juga dengan zona konvergensi. Pergerakan zona konvergensi kearah utara dan selatan mengikuti pergerakan semu matahari yaitu angin yang bergerak menuju satu titik dan kemudian bergerak keatas disebut konvergensi dan tempat terjadinya konvergensi disebut daerah konvergensi.

Posisinya yang relatif sempit dan berada pada lintang rendah dikenal dengan *Inter-tropical Convergence Zone* (ITCZ). ITCZ juga dikenal dengan nama ekuator panas (*heat equator*) atau front ekuator (*equatorial front*). Lokasi ITCZ dapat dilihat pada Gambar 5.



Gambar 5. Lokasi ITCZ Secara Global (Tukidi, 2010)

ITCZ akan bergerak ke arah utara pada bulan Juli disaat terjadinya musim panas di belahan bumi utara dan bergerak ke arah selatan pada bulan Januari dissat musim panas di belahan bumi selatan mengikuti lokasi pemanasan matahari maksimum. Pada bulan Juli, posisi ITCZ berada antara 25° LU di atas benua Asia dan antara 5°-10° LU di atas lautan, sedangkan pada bulan Januari, ITCZ berada di antara 15° LS di atas daratan (benua) dan dekat dengan ekuator/katulistiwa di atas lautan (Prawirowardoyo,1996).

Letak ITCZ akan mempengaruhi angin dan curah hujan pada tempat-tempat yang bertepatan dengan keberadaan ITCZ dan kemungkinan besar akan menyebabkan hujan berhari-hari dengan cuaca mendung terus menerus. ITCZ berada tepat di garis ekuator dua kali dalam setahun, yakni pada bulan September

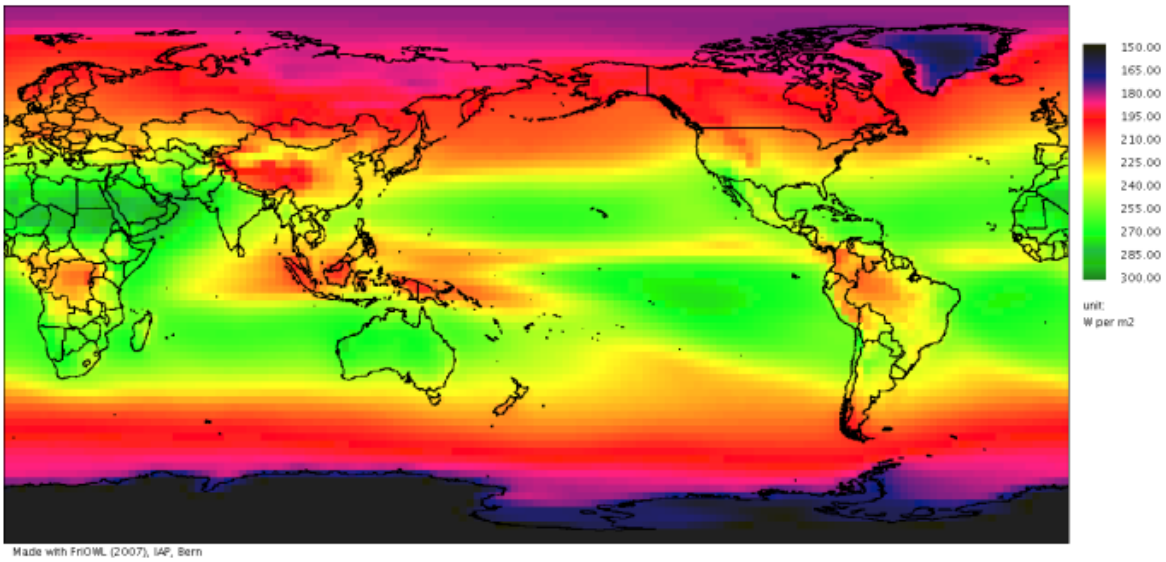
dan bulan Maret, sehingga pada bulan tersebut diatas ekuator terjadi konvergensi yang berkontribusi terhadap peningkatan curah hujan. Secara umum wilayah Indonesia disekitar ekuator dicirikan dengan musim kemarau yang singkat dan musim hujan yang panjang, serta dua kali maksimum curah hujan bulanan dalam setahun. Musim kemarau secara berangsur-angsur akan lebih panjang untuk wilayah yang lebih jauh dari garis ekuator ke arah selatan dan tenggara.

E. *Outgoing Longwave Radiation* (OLR)

Outgoing Longwave Radiation (OLR) dimonitoring secara global sejak tahun 1975 oleh sejumlah satelit. OLR adalah radiasi inframerah yang di pancarkan bumi ke bagian atas atmosfer (Salby, 1996). Ukuran atau nilai radiasi bumi untuk gelombang panjang yang terdeteksi dari luar angkasa akan terbaca oleh peralatan satelit. Nilai pengukuran dari radiasi inframerah yang rendah/minimum biasanya menunjukkan suhu yang dingin sementara nilai yang tinggi/maksimum adalah suhu yang panas. Minimum pada nilai OLR, merupakan gelombang panjang yang dipancarkan fluks dekat khatulistiwa disebabkan adanya puncak awan tinggi yang terkait dengan *Inter-tropical Convergence Zone* (ITCZ), sebuah wilayah badai yang terjadi terus-menerus (Aldrian E, 2000).

Faktor yang mempengaruhi pemancaran radiasi inframerah yang di pancarkan bumi ke luar angkasa dipengaruhi oleh, yang pertama dipengaruhi oleh Suhu bumi yang menyebebkan berkurangnya besar radiasi yang di pancarkan bumi, kedua adanya uap air di atmosfer yang menyebabkan lemahnya radiasi inframerah yang di pancarkan bumi sampai ke luar angkasa, dan yang ketiga adanya awan yang

menghambat semua radiasi inframerah yang di pancarkan bumi sampai ke luar angkasa. Pada Gambar 6 berikut adalah bentuk dari rata-rata OLR dan anomali di permukaan bumi,



Gambar 6. Gambaran OLR dan Anomali di Permukaan Bumi
(Sumber:http://iapmw.unibe.ch/research/projects)

Gambar 6 merupakan gambar intensitas OLR dari NOAA selama periode 1974-2006. Selama perhitungan terdapat kecenderungan penurunan nilai-nilai dari radiasi inframerah menuju kutub (daerah dingin), tapi nilai rendah juga terdapat di daerah tropis pada saat sejumlah awan dingin di atas permukaan troposfer. Nilai radiasi inframerah yang tertinggi terjadi di daerah gurun karena bebas awan, daerah yang kering, dimana kurangnya uap air di atmosfer yang memungkinkan panas langsung terpancar ke luar angkasa.

F. *Madden-Julian Oscillation* (MJO)

Madden Julian Oscillation (MJO) adalah salah satu fenomena alam dalam sistem pasangan laut-bumi, yang berisolasi pada perioda sekitar 20 hari sampai 90 hari, dimana perioda yang sering terjadi adalah sekitar 45 hari (Suryantoro, 2004). MJO merupakan model osilasi dominan dari variabilitas daerah tropik (Madden dan Julian, 1971). Fenomena ini pertama kali ditemukan oleh Roland Madden dan Paul Julian (1971) ketika menganalisis anomali angin zonal di Pasifik Tropis. Roland Madden dan Paul Julian menggunakan data tekanan selama 10 tahun di Pulau Canton (2,8° LS di Pasifik) dan data angin di lapisan atas Singapura.

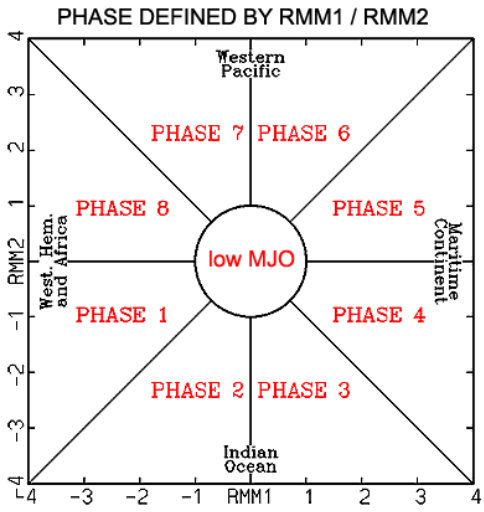
Beberapa unsur yang dapat digunakan menganalisis MJO berupa angin, Sea *Surface Temperature* (SST), perawanan, hujan dan *Outgoing Longwave Radiation* (OLR). Kemunculan MJO dicirikan oleh adanya penjalaran proses konvektif yang dapat dilihat dengan jelas di atas Samudera Hindia hingga Samudera Pasifik. Penjalaran konvektif ini biasanya untuk pertama kali terlihat di atas Samudera Hindia bagian barat, selanjutnya menjalar ke arah timur melintasi Indonesia menuju ke Samudera Pasifik bagian barat dan tengah yang mempunyai suhu yang lebih hangat (Wheeler and Hendon, 2004). Daerah yang dipengaruhi MJO menyebabkan temperatur muka laut meningkat, sehingga terjadi banyak penguapan air laut. Hal ini menyebabkan terbentuk awan SCC yang mengandung banyak uap air.

Selama perjalannya ke arah timur, MJO dipengaruhi oleh posisi matahari. Ketika matahari berada di garis ekuator MJO bergerak lurus ke arah timur,

sedangkan ketika posisi matahari berada di sebelah selatan garis ekuator, maka perjalanan MJO agak bergeser ke arah selatan ekuator yang dikenal dengan sebagai penjalaran selatan-timur (*south-eastern propagation*). Ketika posisi matahari berada di sebelah utara ekuator, maka perjalanan MJO agak bergeser ke arah utara ekuator, yang dikenal sebagai penjalaran utara-timur (*north-eastern propagation*) (Rui dan Wang, 1990).

Periode kemunculan MJO yang jauh lebih pendek dari pada periode musim mengakibatkan adanya variabilitas di dalam musim hujan maupun musim kemarau. Ini bisa berakibat sangat kering di musim kemarau atau kemungkinan terjadinya hujan pada musim kemarau di suatu wilayah. Begitu juga MJO pada musim hujan sehingga dapat mengakibatkan curah hujan yang berlebihan ataupun mengakibatkan berkurangnya hujan pada hari-hari di musim hujan (Nugroho, 2009).

Wheeler and Hendon (2004) menggambarkan prediksi MJO berbasis kepada teknik atau metode *Real Time Multivariate MJO* (RMM1 dan RMM2) yang hingga kini digunakan oleh pihak Badan Meteorologi Australia (BoM, Australia). RMM adalah nilai *Empirical Orthogonal Function* (EOF) atau komponen utama dari integrasi kecepatan angin zonal pada ketinggian 850 hPa (data re-analisis NOAA) dengan OLR yang diukur dari satelit NOAA. Indeks RMM menghasilkan sinyal secara *realtime* untuk mengetahui perkembangan aktivitas MJO.



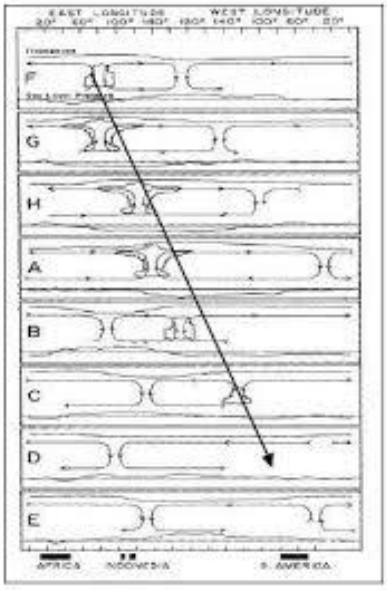
Gambar 7. Roadmap Fase MJO (Wheeler dan Hendon, 2004)

Roadmap MJO merupakan hasil plot nilai RMM 1 dan RMM 2 pada tanggal tertentu yang kemudian dihubungkan dengan garis sehingga membentuk siklus seperti Gambar 7. Lingkaran di tengah diagram adalah posisi MJO lemah, apabila garis semakin jauh dari pusat diagram, maka pengaruh MJO semakin kuat di daerah tersebut. Pada saat indeks MJO menguat, terdapat kecenderungan bahwa curah hujan tinggi di daerah yang dilewatinya. Pada bulan-bulan kering (JJA), meskipun indeks MJO menguat akan tetapi tidak selalu diikuti dengan curah hujan yang tinggi. MJO aktif berpeluang menimbulkan curah hujan tinggi di Indonesia ketika terjadi pada bulan basah (DJF). Hal tersebut berkaitan dengan posisi ITCZ yang dipengaruhi oleh peredaran gerak semu matahari.

Roadmap MJO menunjukkan tempat kejadian MJO yang dibagi menjadi 8 fase yang terlihat pada Gambar 1. Kedelapan fase tersebut menunjukkan wilayah yang dilewati MJO, yaitu Samudra Hindia untuk fase 2 dan 3, Benua Maritim untuk fase 4 dan 5, Pasifik Barat untuk fase 6 dan 7 dan belahan Bumi

bagian Barat serta Afrika untuk fase 1 dan 8. Berikut ini adalah koordinat dari fase MJO:

1. Fase-1 di Afrika (210° BB-60° BT)
2. Fase-2 di Samudera Hindia bagian barat (60° BT-80° BT)
3. Fase-3 di Samudera Hindia bagian timur (80° BT-100° BT)
4. Fase-4 dan fase-5 di Benua Maritim Indonesia (100° BT-140° BT)
5. Fase-6 di kawasan Pasifik Barat (140° BT-160° BT)
6. Fase-7 di Pasifik Tengah (160° BT-180° BT)
7. Fase-8 di daerah konveksi di belahan bumi bagian barat (180° -160° BB)



Gambar 8. Skema Fase MJO (Madden and Julian, 1972)

Gambar 8, merupakan skema fenomena MJO yang terbagi menjadi 8 fase (fase 1: gambar F hingga fase 8: gambar E) selama penjalarannya dari Samudera Hindia (barat) hingga ke Samudera Pasifik (timur), terlihat aktivitas konvektif

mencapai kondisi maksimum ketika berada di Benua Maritim Indonesia kemudian secara umum menjadi kurang jelas dalam penjalarannya ke arah timur menuju Samudera Pasifik bagian timur (Nugroho, Sugeng Aulia Rinaldi dan Eddy Sasmita, 2009).

G. *Weighted Wavelet Z-Transform* (WWZ)

WWZ merupakan suatu metode analisis spektrum yang digunakan untuk menganalisis data runtut waktu (*time series*). Metode ini pertama kali dikembangkan oleh Giant Foster tahun 1996 untuk mendeteksi dan mengkuantifikasi sinyal periodik. Metode ini dikembangkan dalam piranti lunak oleh *The American Association of Variable Star Observes* (AAVSO). Awalnya metode ini dibuat untuk keperluan analisis data bintang yang memerlukan evolusi periodisitasnya, namun karena segala data runtut waktu dapat digunakan dengan metode tersebut, maka penggunaannya dapat diperluas termasuk untuk data meteorologi dan astronomi lainnya (Foster, 1996).

1. Morlet Wavelet

$$f(z) = e^{iz-cz^2} = e^{i\omega(t-\tau)-c\omega^2(t-\tau)^2} \quad (1)$$

Persamaan 1, akan diubah ke dalam bentuk persamaan 2

$$f(z) = e^{i\omega(t-\tau)} - e^{-c\omega(t-\tau)^2} \quad (2)$$

Dengan

$$e^{i\omega} = cos\omega t + isin\omega t \quad (3)$$

$cos\omega t =$ Real

$isin\omega t = imaginer$

Dari persamaan 3, akan diperoleh

$$cos\omega t = cos\omega(t-\tau).e^{-c\omega(t-\tau)^2} \quad (4)$$

$$sin\omega t = sin\omega(t-\tau).e^{-c\omega(t-\tau)^2} \quad (5)$$

2. Weighted Projection

Pada persamaan 6, akan diperoleh dua kemungkinan gambaran dari transformasi wavelet.

$$W(\omega,\tau,x(t)) = \sqrt{\omega}\sum_{a=1}^{N} x(t)f*(w(t-\tau)) \quad (6)$$

$$\emptyset_{(t)} = e^{i\omega(t-\tau)-c\omega^2(t-\tau)^2} \quad (6a)$$

$$\emptyset_{(t)} = e^{i\omega(t-\tau)} \quad (6b)$$

Dengan bobot statistik, pada persamaan 7 sehingga akan diperoleh N_{eff}.

$$w = e^{c\omega^2(t-\tau)^2} \quad (7)$$

$$N_{eff} = \frac{(\sum\omega)^2}{(\sum\omega^2)} = \frac{[\sum e^{c\omega^2(t-\tau)^2}]^2}{\sum e^{c\omega^2(t-\tau)^2}} \quad (8)$$

$$N_{eff} = \frac{(\sum\omega)^2}{(\sum\omega^2)} = \frac{[\sum e^{-c\omega^2(t-\tau)^2}]^2}{\sum e^{-(\sqrt{2\omega})^2(t-\tau)^2}} \quad (9)$$

$$n(\omega,\tau) = \sum_{a=1}^{N} e^{-c\omega^2(t-\tau)^2} \quad (10)$$

$$N_{eff} = \frac{n^2(\omega,\tau)}{n(\sqrt{2\omega,t})} \quad (11)$$

Keterangan : n = banyak data lokal

τ= perubahan waktu

ω= frekuensi

3. Weighted Wavelet Transform (WWT)

Nilai V_x dan V_y ditentukan sebelum mendapatkan persamaan WWT. Nilai V_x dan V_y diberikan dalam bentuk persamaan 12 dan 13.

$$V_x = \frac{\sum \omega x^2(t)}{\sum \omega} - \left[\frac{\sum \omega x^2(t)}{\sum \omega}\right]^2 = \langle x|x\rangle - \langle 1|x\rangle^2 \quad (12)$$

$$V_y = \frac{\sum \omega y^2(t)}{\sum \omega} - \left[\frac{\sum \omega y^2(t)}{\sum \omega}\right]^2 = \langle y|y\rangle - \langle 1|x\rangle^2 \quad (13)$$

Setelah didapatkan nilai Vxdan Vy, maka nilai WWT:

$$WWT = \frac{(N_{eff}-1)V_y}{2V_x} \quad (14)$$

Sedangkan persamaan untuk WWZ yaitu :

$$WWZ = \frac{(N_{eff}-3)V_y}{2(V_x-V_y)} \quad (15)$$

Hubungan antara WWT dan WWZ

$$WWZ = \frac{\left(\frac{N_{eff}}{3}-\frac{3}{3}\right)\frac{V_y}{3}}{\frac{2}{3}(V_x-V_y)} \quad (16)$$

$$\frac{\frac{1}{3}(N_{eff}-1)V_y}{\frac{2}{3}(V_x-V_y)} \quad (17)$$

$$WWZ = \frac{1}{3}X\frac{3}{2}\frac{(N_{eff}-1)V_y}{(V_x-V_y)} \quad (18)$$

$$WWZ = \frac{(N_{eff}-1)V_y}{2(V_x-V_y)} \quad (19)$$

$$\frac{2V_x-2V_y}{(N_{eff}-1)V_y} = \frac{1}{WWZ} \quad (20)$$

$$\frac{1}{WWT} - \frac{2}{(N_{eff}-1)} = \frac{1}{WWZ} \quad (21)$$

$$\frac{(N_{eff}-1)-2WWT}{WWT(N_{eff}-1)} = \frac{1}{(WWZ)} \quad (22)$$

$$WWZ = \frac{WWT(N_{eff}-1)}{(N_{eff}-1)2WWT} \quad (23)$$

$$WWZ = \frac{WWT(N_{eff}-1)}{-2WWT+(N_{eff}-1)} \quad (24)$$

Keterangan :

WWT = Weighted Wavelet Transform

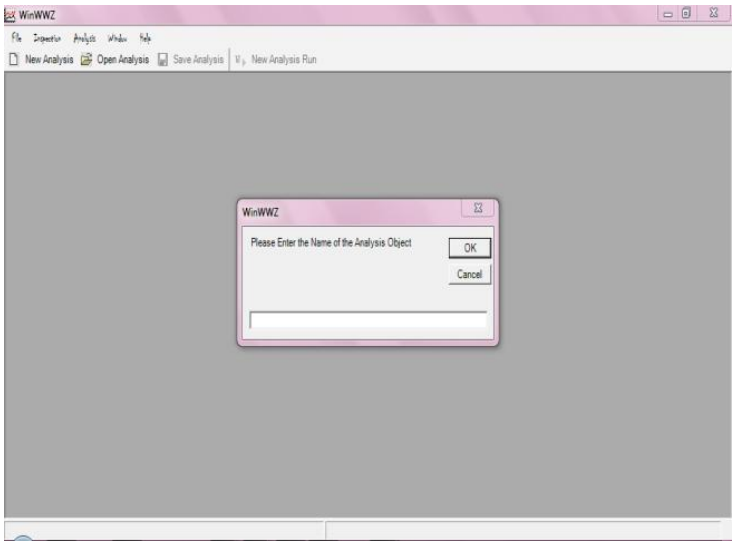
WWZ = Weighted Wavelet Z-Transform

N_{eff} = jumlah efektif (*effective number*) waktu dan frekuensi data yang di uji

V_x = Variasi pembobot (*weighted variation*) pada sumbu horizontal (*time series*)

V_y =Variasi pembobot pada sumbu vertikal

Tampilan awal dari program WWZ pada Gambar 9. Data daerah harus dibuat dalam bentuk *time series* yang kemudian diinputkan ke dalam program WWZ. Berikut ini adalah tampilan awal dari program WWZ.



Gambar 9. Tampilan Awal Program WWZ

H. Korelasi Regresi Linier Berganda

Analisa regresi berkenaan dengan studi ketergantungan dari suatu variabel yang disebut variabel tidak bebas (*dependent variable*), pada satu atau lebih variabel, yaitu variabel yang menerangkan dengan tujuan untuk memperkirakan atau meramalkan nilai–nilai dari variabel tidak terikat apabila nilai variabel yang menerangkan sudah diketahui. Variabel yang menerangkan sering disebut variabel bebas (*independent variable*).

Analisis regresi linier digunakan untuk peramalan, dimana dalam model terdapat variabel X dan variabel Y. Regresi linier adalah menentukan satu persamaan yang menunjukan hubungan antara variabel bebas dan variabel tidak bebas, yang merupakan persamaan penduga yang berguna untuk menaksir atau meramalkan variabel tidak bebas. Untuk mempelajari hubungan-hubungan antara beberapa variabel analisis regresi ini terdiri dari dua bentuk, yaitu : analisis korelasi regresi linier sederhana (*simple analisis*) dan analisis korelasi regresi linier berganda (*multiple analisis*)

Analisis korelasi regresi sederhana merupakan hubungan antara dua variabel yaitu variabel bebas (*independent variable*) dan variabel tidak bebas (*dependent variable*). Sedangkan analisis berganda merupakan hubungan antara 3 variabel atau lebih, yaitu minimal satu variabel bebas dengan satu variabel tidak bebas.

Variabel bebas merupakan variabel yang berubah tanpa adanya pengaruh variabel lain, tetapi perubahan yang terjadi pada variabel bebas akan mengakibatkan terjadinya perubahan pada variabel lain. Variabel tidak bebas merupakan variabel

yang hanya akan berubah apabila terjadi perubahan pada variabel atau variabel yang lain. Analisis regresi berguna untuk mendapatkan hubungan fungsional antara dua variabel bebas terhadap variabel tak bebas atau meramalkan pengaruh variabel bebas terhadap variabel tak bebas.

1. Regresi Linier Sederhana

Regresi linier sederhana merupakan suatu prosedur untuk mendapatkan hubungan matematis dalam bentuk suatu persamaan antara variabel tidak bebas tunggal dengan variabel bebas tunggal. Regresi linier sederhana hanya ada satu peubah bebas X. Bentuk-bentuk model umum regresi sederhana adalah hubungan variabel-variabel X dan Y dinyatakan :

$$Y = aX + b \tag{25}$$

Dimana :

Y = variabel tidak bebas

X = variabel bebas

a dan b = koefisien regresi linier

untuk menentukan koefisien a dan b menggunakan persamaan berikut:

$$a = \frac{(\sum y)(\sum x^2) - (\sum x)(\sum y)}{n(\sum x^2) - (\sum x^2)} \tag{26}$$

$$b = \frac{n(\sum xy) - (\sum x)(\sum y)}{n(\sum x^2) - (\sum x)^2} \tag{27}$$

2. Regresi Linier Berganda

Banyak persoalan penelitian/pengamatan yang terjadi sebagai akibat lebih dari dua variabel, atau dengan kata lain memerlukan lebih dari satu peubah variabel bebas

dalam membentuk model regresi. Sebagai salah satu contoh, angin zonal pada ketinggian 850 mb (Y) bergantung pada Nilai RMM1 (X1), RMM2 (X2), dan banyak faktor lainnya. Untuk memberikan gambaran tentang suatu permasalahan/persoalan, biasanya sangat sulit ditentukan sehingga diperlukan suatu model yang dapat memprediksi dan meramalkan respon yang penting terhadap persoalan tersebut, yaitu regresi linier berganda.

Bentuk umum model regresi linier berganda adalah :

$$Y = a + b_1X_1 + b_2X_2 + \cdots + b_nX_n \qquad (28)$$

Dimana :

Y = variabel tidak bebas

A = konstanta

b1,b2 = koefisien regresi

X1, X2 = variabel bebas

Regresi berganda berguna untuk mendapatkan pengaruh dua variabel bebas, atau untuk mencari hubungan fungsional dua variabel tak bebas atau lebih.

Dan diperoleh tiga persamaan normal yaitu :

$$\sum Y = an + b_1 \sum X_1 + b_2 \sum X_2$$

$$\sum X_1Y = a \sum X_1 + b_1 \sum X_1^2 + +b_2 \sum X_1 X_2$$

$$\sum X_2Y = a \sum X_2 + b_1 \sum X_1X_2 + b_2 \sum X_2^2 \qquad (29)$$

menghitung koefisien determinasi (R^2) menggunaan persamaan berikut:

$$R = \frac{b_1 \sum X_1 Y + b_2 \sum X_2 Y}{\sum Y^2}$$

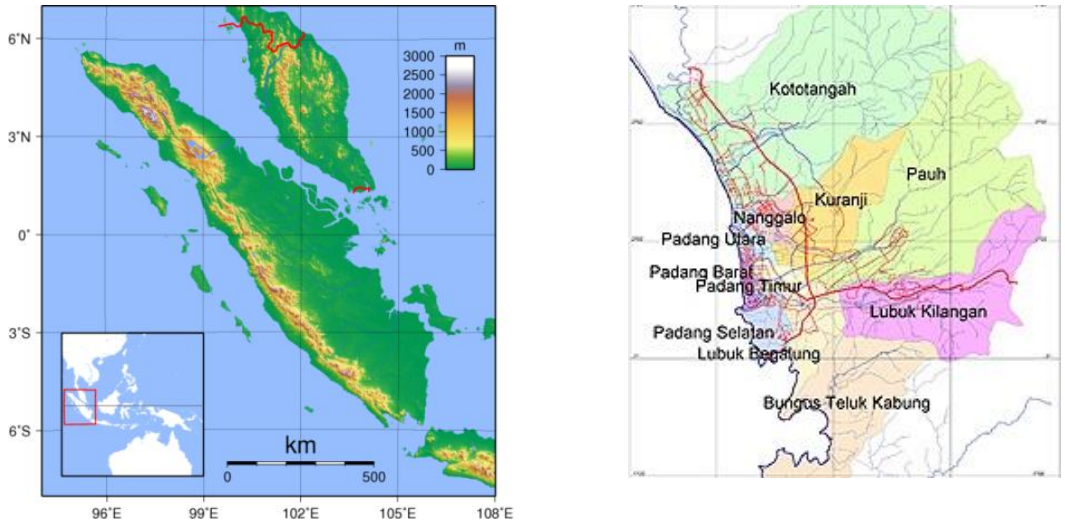
Dalam penelitian ini, penulis menggunakan regresi linier berganda dengan 3 variabel, yaitu dua variabel bebas (*dependent variable*) RMM1 dan RMM2, dan satu variabel tak bebas (*independent variable*) angin zonal 850 mb.

I. 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.

Kota Padang merupakan ibukota Propinsi Sumatera Barat yang terletak di pantai barat pulau Sumateradan berada antara 0°57'0'' LU 100°21'11'' BT serta antara 0,95° LS 100°35'09'' BT. Sisi barat Kota Padang berbatasan dengan Samudera Hindia, di sebelah utara, berbatasan dengan Kabupaten Pariaman, disebelah timur, berbatasan dengan kaki Bukit Barisan dan di sebelah selatan berbatasan dengan Kabupaten Pesisir Selatan. Suhu udaranya cukup tinggi yaitu antara 21,6ºC-31,7ºC. Kelembabannya berkisar antara 78%-85%. Luas keseluruhan Kota Padang adalah 694,96 km², dan lebih dari 60% dari luas tersebut, sekitar ± 434,63 km² merupakan daerah perbukitan yang ditutupi hutan lindung, sementara selebihnya merupakan daerah efektif perkotaan. Sedangkan keadaan topografi kota

ini bervariasi, 49,48% luas wilayah daratan Kota Padang berada pada wilayah kemiringan lebih dari 40% dan 23,57% berada pada wilayah kemiringan landai.



Gambar 10. Daerah Kota Padang

(Sumber: http://www.Wilayahkotapadang.jpg)

J. Penelitian Relevan

Penelitian tentang fenomena MJO ini telah banyak dilakukan. Beberapa penelitian tersebut diantaranya adalah Kurniawan (2005) melakukan penelitian tentang mengamati fenomena MJO di stasiun pemantauan atmosfer global di Bukit Kototabang dengan menggunakan data *Boundary Layer Radar* (BLR). Kurniawan juga menggunakan data *Outgoing Longwave Radiation* (OLR) pada bulan Februari hingga Oktober 2004 serta menggunakan data echo dan angin zonal yang diperoleh dari radar BLR pada periode yang sama.

Radar BLR merupakan salah satu instrument yang dapat mendeteksi keberadaan awan hujan. Berdasarkan pengolahan data, Kurniawan menyimpulkan bahwa selama 2004, indeks MJO dikorelasikan dengan data OLR NOAA yang tampak mengalami osilasi dengan rentang waktu 30-60 hari. Peristiwa ini konvektif yang terjadi pada bulan Maret, April, dan Oktober 2004 biasanya terjadi dengan cukup intensif pada siang hari yang diikuti dengan pertumbuhan awan-awan konfektif yang memberi peluang terjadiniya hujan. Hal ini menunjukkan bahwa pola konvektif yang terjadi di wilayah ekuator dapat menunjukkan terjadinya fenomena MJO. Pola konvektif tersebut secara fisis akan member sinyal yang positif bagi perkembangan dinamika atmosfer terutama dalam pembentukan awan-awan konvektif.

Penelitian selanjutnya oleh Nelvi, Asrul dan Sugeng (2013) tentang analisis variasi curah hujan harian untuk menentukan pola terjadinya MJO di daerah sekitar ekuator Indonesia. Data yang di gunakan oleh Nelvi, Asrul dan Sugeng berupa data curah hujan harian pengukuran dengan menggunakan alat penangkar hujan otomatis Padang, Pekanbaru, Potianak dan Palu. Hasil pengolahan data untuk daerah Padang dan Pontianak memiliki pola curah hujan jenis ekuatorial yang memiliki distribusi curah hujan bulanan bimodial dengan dua puncak musim hujan maksimum. Pekanbaru memiliki pola curah hujan jenis monsunal dimana terlihat jelas perbedaan musim hujan dan periode musim kemarau sedangkan Palu memiliki pola curah hujan jenis lokal yang lebih banyak dipengaruhi oleh sifat lokal.

MJO aktif di Padang berada pada fase 3 dengan osilasi yang terjadi pada tahun 2003-2012 sebanyak 23 kali. Berdasarkan hal tersebut, maka fenomena MJO

sering terjadi di kota Padang. Waktu terjadinya fenomena osilasi MJO di sekitar ekuatorial Indonesia berbeda. Waktu terjadnya MJO di Padang lebih awal di bandingkan dengan waktu terjadinya MJO di Pekanbaru, Pontianak, dan Palu. Hal ini dipengaruhi oleh proses penjalaran MJO yang berpusat di Samudera Hindia yang bergerak ke timus sepanjang ekuator yang ditandai dengan pertumbuhan awan SCC.

Adapun hal yang di rujuk dari penelitian Kurniawan, 2005 yaitu MJO memberi gambaran terhadap pola konvektif yang terjadi di daerah ekuator, dalam penulisan ini penulis menggunkan Kota Padang sebagai daerah penelitian. Selanjutnya hal yang di rujuk dari penelitian Nelvi, Asrul dan Sugeng, 2014 yaitu tentang waktu yang digunakan untuk melihat fenomena MJO selama 6 tahun dan cara pengolahan data menggunakan perangkat lunak yang sama dengan penelitian sebelumnya. Namun pada penelitian yang akan dilakukan penulis menggunakan data kecepatan angin zonal 850 mb dan OLR untuk melihat dari tanda kemunculan MJO di Kota Padang.

BAB V

KESIMPULAN DAN SARAN

A. KESIMPULAN

1. Berdasarkan pengolahan data menggunakan *Microsoft Excel*, diperoleh hasil bahwa data angin zonal 850 mb di Kota Padang menunjukkan bahwa pola kecepatan angin berkisar 5 m/s. kecepatan angin ini tidak terlalu tinggi dan tidak terlalu rendah sehingga dapat mendukung terjadinya pembentukan awan sebagai ciri terjadinya MJO. Kecepatan angin zonal 850 mb tertinggi berada di fase 4 mempunyai nilai RMM1>1 dan RMM2>1. Dan dapat dilihat bahwa ketika kecepatan angin zonal 850 mb bernilai tinggi maka nilai dari OLR rendah yang menandakan jika nilai OLR rendah maka adanya pengaruh awan konvektif sebagai tanda kemunculan MJO di bulan yang sama.
2. Berdasarkan pengolahan data menggunakan WWZ, *Surfer* 7 dan *Microsoft Excel* diperoleh hasil bahwa menggunakan data kecepatan angin zonal 850 mb dan OLR dapat melihat kemunculan MJO di Kota Padang. MJO aktif di Kota Padang terjadi pada fase 4. Kemunculan MJO yang terjadi pada tahun 2010-2015 di Kota Padang terjadi sebanyak 19 kali. Dampak yang ditimbulkan oleh kemunculan MJO pada saat fase aktif adalah kecepatan angin yang rendah dan curah hujan akan tinggi pada daerah yang dilaluinya selama penjalaran dari Samudera Hindia ke Samudera Pasifik. Terjadinya kemunculan MJO di Kota Padang dipengaruhi oleh wilayah Kota Padang berdekatan dengan garis ekuator dan dipengaruhi oleh

proses penjalaran MJO yang berpusat di Samudera Hindia yang bergerak ke timur sepanjang ekuator yang di tandai dengan pertumbuhan awan SCC.

3. Hubungan karakteristik antara angin zonal 850 mb dengan RMM1 dan RMM2 memiliki hubungan yang signifikan pada selang kepercayaan 97%. Dan berpengaruh terhadap curah hujan yang terjadi di Kota Padang, yaitu pada saat MJO aktif maka adanya peningkatan dari curah hujan.

B. SARAN

Berdasarkan penelitian yang telah dilakukan menggunakan parameter kecepatan angin zonal dan *Outgoing Longwave Radiation* (OLR), dapat melihat kemunculan MJO yang sangat dominan terjadi karena wilayah Kota dan memberikan pengaruh terhadap perubahan cuaca. Harapan pada penelitian ini ialah dapat memberikan manfaat kepada masyarakat terhadap perubahan cuaca yang di sebabkan oleh penjalaran MJO, dan pada penelitian berikutknya disarankan melihat kemunculan MJO dengan menggunakan parameter lain, dan utuk penelitian lanjut data yang digunakan untuk memperoleh kemunculan MJO lebih banyak lagi, supaya dapat terlihat jelas osilasi yang terjadi serta bisa memprediksi kemunculan MJO yang akan datang.

DAFTAR PUSTAKA

Aldrian, E. 2000. *Pola hujan rata-rata bulanan wilayah Indonesia; tinjauan hasil kontur data penakar dengan resolusi ECHAM T -42*. Jurnal Sains & Teknologi Modifikasi Cuaca, 1(2), 113-123.

Arista, Anggia, Asrul dan Sugeng Nugroho. 2013. *Analisa Variasi Curah Hujan Harian untuk Menentukan Ragam Osilasi Atmosfer di Kota Padang (Studi Kasus Data Curah Hujan Harian Tahun 2002-2011)*. PILLAR OF PHYSICS, Vol. 1. 2013, 34-43

Bayong, T.H.K. 2000. *Awan Konvektif di Atas Benua Maritim Indonesia*. Jurnal Meteorologi dan Geofisika, Vol. 1, No. 4, Jakarta.

Foster, G. 1996. *Wavelets For Period Analysis of Unevenly Sampled Time Series*. The Astronomical Journal: 1709-1729. Massachusetts

Handoko. 1995. *Klimatologi Dasar*. Pustaka Jaya. Jakarta

Juniarti et al. 2002. *Korelasi antara Outgoing Longwave Radiation (OLR) dan Total Precipitable Water (TPW) di wilayah Indonesia periode 1996–1999*. Kontribusi Fisika Indonesia 13:3.

Kato,S dkk. 1998. *Dinamika Atmofer*. ITB. Bandung.

Kurniawan, Edison. 2005. *Pemanfaatan Boundary Layer Dalam Mengamati Fenomena Madden Julian Oscillation di Stasiun Pemantau Atmosfer Global di Bukit Kototabang Sumatera Barat*. Jurnal Meteorologi dan Geofisika Vol.6 No 1. ISSN 1411-3082

Madden R. A., & Julian P., 1971. *Detection of a 40±50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific*. J Atmos Sci. 28, 702-708

Madden R. A., & Julian P., 1972. *Description of Global-Svale circulationcellsin tropics with a40-50 Day Paroid*. J Atmos Sci. 29:1109-1123

Nugroho, S, Aulia Rinaldi dan Eddy Sasmita. 2009. *Pengaruh MJO Terhadap Terjadinya Hujan Di Kota Padang*. MEGASAINS Buletin GAW. Bukit Kototabang Volume III/ September 2009

Prawirowardoyo, S. 1996. *Meteorologi*. Bandung: Penerbit ITB

Rui, H., and B Wang. 1990. *Development characteristics and dynamic structure of tropical intraseasonal convection anomalies*. J. Atmos.Sci.,47,357-379

Salby L, M. 1996. *Physics Of The Atmosphere and Climate*. Cambridge University Press. Macquarie University

Sandy, L.M. 1987. *Iklim Regional Indonesia*. Jurusan Geografi. FMIPA Press. UI Jakarta.

Suryantoro, Arif. 2004. *Fenomena MJO/ISO dan Hubungannya dengan Pola Aktivitas Awan Konvektif dan Curah Hujan di Lampung, Sumatera Selatan dan Aceh*. Jurnal Meteorologi dan Geofisika, Vol. 5, No. 4, Desember 2004, BMG, Jakarta. ISSN : 1411-3083, hal.:30-45

Suyono, Hadi dan Widada Sulistya. 1999. *Studi Tentang Pola Sirkulasi Meridional pada Saat Berlangsung Seruak Dingin*. Buletin Meteorologi dan Geofisika No 1 Maret 1999.

Tjasjono, Bayong. 1999. *Klimatologi Umum*. Bandung: Penerbit ITB

Tjasjono, Bayong. 2008. *Meteorologi Terapan*. Bandung: Penerbit ITB

Tukidi. 2010. *Karakter Curah Hujan di Indonesia*, Semarang: Jurusan Geografi FIS UNNE

Wheeler M, & Hendon H. H., (2004).*An All-Season Real-Time Multivariate MJO Index:Development Of An Index For Monitoring And Prediction*. Month W eather Rev, 132, 1917-1932.

Winarso, P.A. dan J. McBride. 2002. *Kapan Hujan Turun? Dampak Osilasi Selatan dan El Nino di indonesia.* Information Series QIO2002, Departemen of Primary Industies Queensland

Yulianti.2011. *Analisis Pengaruh Variasi Faktor Yang Mempengaruhi Besarnya Kecepatan Angin Pada Struktur Gedung.*UNAND.

Zang, Lina., Wang B and Zeng Q., 2009: *Impact of the Madden–Julian Oscillation on Summer Rainfall in Southeast China*. Journal of Climate. Volume 22, 201-216.

http://www.apsru.gov.au/mjo/explore.asp (diakses 25 Mei 2016)

http://image.slidesharecdn.com/materiosnsma54ver220514-140619133034-phpapp02/95/meteorologi-dan-klimatologi-materi-osn-dari-bmkg-19-638.jpg?cb=1403184677 (diakases tanggal 15 Februari 2016)

http://wettermast-hamburg.zmaw.de/frame.php?doc=Wetterlexikon.htm (diakses tanggal 21 Mei 2016)

http://cawcr.gov.au/staff/mwheeler/maproom/RMM/RMM1RMM22.7torealtime (diakses tanggal 21 Mei 2016)