

**ANALISIS HUBUNGAN QUASI-BIENNIAL OSCILLATION
(QBO) TERHADAP CURAH HUJAN DI KOTA PADANG**
(Studi Kasus terhadap Data QBO dan Data Curah Hujan Tahun 2001-2010)

SKRIPSI

untuk memenuhi sebagian persyaratan memperoleh gelar sarjana sains



ADITYA EKA PUTRA
NIM. 64589

JURUSAN FISIKA
FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM
UNIVERSITAS NEGERI PADANG
2011

PENGESAHAN LULUS UJIAN SKRIPSI

Nama : Aditya Eka Putra
NIM : 64589
Program Studi : Fisika
Jurusan : Fisika
Fakultas : MIPA

dengan judul

**ANALISIS HUBUNGAN *QUASI-BIENNIAL OSCILLATION* (QBO)
TERHADAP CURAH HUJAN DI KOTA PADANG (STUDI KASUS
TERHADAP DATA QBO DAN DATA CURAH HUJAN TAHUN 2001-2010)**

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

Padang, 12 Agustus 2011

Tim Penguji

	Nama	Tanda Tangan
Ketua	: Dr. Hamdi, M.Si	._____
Sekretaris	: Ir. Muzirwan, M.Kom	._____
Anggota	: Drs. Mahrizal, M.Si	_____
Anggota	: Dra. Hidayati, M.Si	_____
Anggota	: Harman Amir, S.Si, M.Si	_____

PERSETUJUAN SKRIPSI

Judul : Analisis Hubungan *Quasi-Biennial Oscillation* (QBO)
Terhadap Curah Hujan di Kota Padang (Studi Kasus terhadap Data QBO dan Data Curah Hujan Tahun 2001-2010)

Nama : Aditya Eka Putra

NIM : 64589

Program Studi : Fisika

Jurusan : Fisika

Fakultas : Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam

Padang, 12 Agustus 2011

Disetujui Oleh :

Pembimbing I

Pembimbing II

Dr. Hamdi, M.Si
NIP. 19651217 199203 1 003

Ir. Muzirwan, M.Kom
NIP. 19620711 199703 1 001

ABSTRAK

Aditya Eka Putra : Analisis Hubungan Quasi-Biennial Oscillation (QBO) terhadap Curah Hujan di Kota Padang (Studi Kasus terhadap Data QBO dan Data Curah Hujan Tahun 2001-2010)

Hujan merupakan elemen yang sangat penting dalam kehidupan manusia. Curah hujan yang cukup tinggi dapat mempengaruhi aktifitas masyarakat dalam bidang pertanian, transportasi dan dapat menimbulkan bencana, seperti banjir dan longsor di beberapa daerah di Sumatera Barat salah satunya di Kota Padang. Penyebab curah hujan tinggi diantaranya adalah topografi dan fenomena atmosfer. Beberapa fenomena atmosfer diantaranya ENSO, MJO, SOI, IOD, AO, TBO dan QBO. Fenomena atmosfer *Quasi-Biennial Oscillation* (QBO) merupakan fenomena atmosfer yang unik karena berada pada lapisan stratosfer sedangkan fenomena atmosfer lainnya berada pada lapisan troposfer. Melihat keadaan tersebut maka penulis tertarik mengadakan penelitian yang bertujuan untuk mengetahui hubungan QBO terhadap curah hujan di Kota Padang.

Penelitian ini merupakan penelitian deskriptif. Data yang digunakan dalam penelitian ini adalah data curah hujan Kota Padang dari BMKG Sicincin dan data QBO dari LAPAN Koto Tabang Bukittinggi yang diambil dari tahun 2001 sampai tahun 2010. Pengaruh antara QBO dengan curah hujan dilihat melalui persamaan *regresi*.

Berdasarkan analisis regresi maka diperoleh: pada ketinggian 17,557 km di atas permukaan laut nilai koefisien regresi sebesar 0,002, 0,383, 0,428, 1, pada ketinggian 18,001 km di atas permukaan laut nilai koefisien regresi sebesar 0,03, 0,328, 0,672, 0,570, pada ketinggian 18,592 km di atas permukaan laut nilai koefisien regresi 0,167, 0,266, 0,337, 0,1, pada ketinggian 19,035 km di atas permukaan laut nilai koefisien regresi 0,571, 0,392, 0,389, 0,134, pada ketinggian 19,626 km di atas permukaan laut nilai koefisien regresi 0,370, 0,298, 0,353, 0,404. Dari nilai koefisien regresi tersebut dapat disimpulkan bahwa pengaruh QBO terhadap curah hujan di Kota Padang relatif kecil, bahkan di beberapa bagian, QBO menunjukkan pengaruh negatif terhadap curah hujan.

Kata Kunci: *Quasi-Biennial Oscillation* (QBO), Curah Hujan, Kota Padang.

KATA PENGANTAR

Puji syukur penulis aturkan kehadiran Allah SWT yang telah melimpahkan rahmat dan karuniaNya, sehingga penulis dapat menyelesaikan tugas akhir ini yang berjudul “Analisis Hubungan *Quasi-Biennial Oscillation* (QBO) terhadap Curah Hujan di Kota Padang (Studi Kasus terhadap Data QBO dan Data Curah Hujan Tahun 2001-2010)”. Penulisan tugas akhir 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, arahan dan do’a yang tak ternilai harganya, kepada penulis untuk menyelesaikan Tugas Akhir ini. Pada kesempatan ini penulis mengucapkan terima kasih kepada:

1. Bapak Dr. Hamdi, M.Si selaku pembimbing pertama.
2. Bapak Ir. Muzirwan, M.Kom selaku pembimbing ke dua.
3. Bapak Drs. Mahrizal, M.Si, Bapak Harman Amir, S.Si, M.Si dan Ibu Dra. Hidayati, M.Si selaku tim penguji.
4. Bapak Drs. H. Asrizal, M.Si selaku Penasehat Akademis
5. Bapak Dr. Ahmad Fauzi, M.Si selaku Ketua Jurusan Fisika FMIPA Universitas Negeri Padang.
6. Bapak Ibu dosen Jurusan Fisika FMIPA UNP
7. Rekan-rekan dan semua pihak yang telah membantu dan membimbing penulis dalam menyelesaikan Tugas Akhir ini

Semoga bantuan dan bimbingan yang telah diberikan dapat menjadi ibadah yang diridhai Allah SWT.

Penulis menyadari bahwa Tugas Akhir ini masih jauh dari kesempurnaan karena keterbatasan pengetahuan dan kemampuan yang penulis miliki, untuk itu kritik dan saran yang bersifat membangun sangat penulis harapkan demi kesempurnaan tugas akhir ini. Penulis berharap semoga Tugas Akhir ini dapat bermanfaat bagi semua pihak terutama bagi penulis sendiri.

Padang, 12 Agustus 2011

Penulis

DAFTAR ISI

Halaman

ABSTRAK.....	i
KATA PENGANTAR	ii
DAFTAR ISI.....	iv
DAFTAR GAMBAR	vii
DAFTAR TABEL	ix
DAFTAR LAMPIRAN.....	x
BAB I PENDAHULUAN	
1.1 Latar Belakang Masalah.....	1
1.2 Batasan Masalah	5
1.3 Perumusan Masalah	5
1.4 Tujuan Penelitian	5
1.5 Kontribusi Penelitian.....	6
BAB II KAJIAN PUSTAKA	
2.1 Cuaca dan Iklim	7
2.2 Topografi Daerah Peneitian	8
2.3 Hujan	12
2.3.1 Proses Terjadinya Hujan.....	13
2.3.2 Siklus Hidrologi.....	14
2.3.3 Teori yang menjelaskan proses terjadinya hujan.....	18
2.3.4 Intensitas Curah Hujan.....	19
2.3.5 Jenis-jenis Hujan.....	20

2.4 Fenomena Periodik yang Mempengaruhi Jumlah Curah Hujan	23
2.4.1 Fenomena <i>El Nino</i>	23
2.4.2 Fenomena <i>La Nina</i>	24
2.4.3 Fenomena Global TBO	25
2.4.4 Indek Osilasi Selatan / <i>Southern Oscillation Index</i> (SOI)	25
2.4.5 Fenomena Global IOD	25
2.4.6 Fenomena Monsun	26
2.4.7 Fenomena MJO / ISO	27
2.4.8 <i>Quasi Biennial Oscillation</i> (QBO)	28
2.5 <i>Equatorial Atmospheric Radar</i> (EAR)	37
 BAB III METODOLOGI PENELITIAN	
3.1 Jenis Penelitian	43
3.2 Tempat dan Waktu Penelitian	43
3.3 Variabel Penelitian	44
3.4 Instrumen Peneitian	44
3.5 Data Penelitian	44
3.6 Pengolahan Data	44
 BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN	
4.1 Hasil Penelitian	46
4.2 Analisis Data	56
4.3 Pembahasan	66

BAB V KESIMPULAN DAN SARAN

5.1 KESIMPULAN	68
5.2 SARAN	69
DAFTAR PUSTAKA	70
LAMPIRAN	72

DAFTAR GAMBAR

Gambar	Halaman
1. Siklus Hidrologi.....	18
2. Hujan Konvektif	21
3. Hujan Orografik.....	22
4. Hujan Frontal.....	23
5. Bagan Medan Tekanan dalam Suatu Gelombang dalam Angin Baratan yang Berada di atas Troposfer	29
6. Tampilan Osilasi QBO berupa Angin Barat dan Timur	34
7. <i>Equatorial Atmospheric Radar</i> (EAR) di Koto Tabang.....	37
8. Diagram Blok EAR	40
9. Aliran Sinyal pada Pengolahan Data EAR.....	40
10. Pencitraan Satelit Kota Padang.....	43
11.1. Grafik Anomali Curah Hujan Bulanan (mm) Kota Padang dari Bulan Juni 2001 sampai Bulan Desember 2005	46
11.2. Grafik Anomali Curah Hujan Bulanan (mm) Kota Padang dari Bulan Juni 2006 sampai Bulan Desember 2010	47
12. Anomali QBO terdiri dari Angin Zonal (Timur dan Barat) dari Bulan Juni 2001 sampai Bulan Desember 2010	48
13. Hubungan Angin Zonal (Timur dan Barat) pada ketinggian 17,557 km di atas Permukaan Laut terhadap curah hujan dari tahun 2001 sampai tahun 2010	56
14. Hubungan Angin Zonal (Timur dan Barat) pada Ketinggian 18,001 km di atas Permukaan Laut terhadap Curah Hujan dari Tahun 2001 sampai Tahun 2010.....	58
15. Hubungan Angin Zonal (Timur dan Barat) pada Ketinggian 18,592 km di atas Permukaan Laut terhadap Curah Hujan dari Tahun 2001 sampai Tahun 2010.....	60

16. Hubungan Angin Zonal (Timur dan Barat) terhadap Curah Hujan dari Tahun 2001 sampai Tahun 2010 pada Ketinggian 19,035 km di atas Permukaan Laut.....	62
17. Hubungan Angin Zonal (Timur dan Barat) pada Ketinggian 19,626 km di atas Permukaan Laut terhadap Curah Hujan dari Tahun 2001 sampai Tahun 2010.....	64

DAFTAR TABEL

Tabel	Halaman
1. Intensitas Curah Hujan dan Sifat Curah Hujan	20
2. Spesifikasi <i>Equatorial Atmospheric Radar</i> (EAR)	38
3. Nilai Koefisien Regresi dan Sifat Koefisien Regresi	45
4.1 Kecepatan Angin Zonal Timur Bulanan (m/s) dari Tahun 2001 sampai Tahun 2010 pada Ketinggian 18,592 km di atas Permukaan Laut	50
4.2 Kecepatan Angin Zonal Barat Bulanan (m/s) dari Tahun 2002 sampai Tahun 2010 pada Ketinggian 18,592 km di atas Permukaan Laut	51
5.1 Kecepatan Angin Zonal Timur Bulanan (m/s) dari Tahun 2001 sampai Tahun 2010 pada Ketinggian 19,035 km di atas Permukaan Laut	52
5.2 Kecepatan Angin Zonal Barat Bulanan (m/s) dari Tahun 2002 sampai Tahun 2010 pada Ketinggian 19,035 km di atas Permukaan Laut	53
6.1 Kecepatan Angin Zonal Timur Bulanan (m/s) dari Tahun 2001 sampai Tahun 2010 pada Ketinggian 19,626 km di atas Permukaan Laut	54
6.2 Kecepatan Angin Zonal Barat Bulanan (m/s) dari Tahun 2002 sampai Tahun 2010 pada Ketinggian 19,626 km di atas Permukaan Laut	55

DAFTAR LAMPIRAN

Lampiran	Halaman
1. Data Jumlah Curah Hujan Bulanan (mm) Kota Padang dari Tahun 2001 sampai Tahun 2010.....	72
2. Data Kecepatan Angin Zonal Bulanan (m/s) Tahun 2001 dari Ketinggian 17,557 km sampai Ketinggian 19,626 km di atas Permukaan Laut.....	73
3. Data Kecepatan Angin Zonal Bulanan (m/s) Tahun 2002 dari Ketinggian 17,557 km sampai Ketinggian 19,626 km di atas Permukaan Laut.....	74
4. Data Kecepatan Angin Zonal Bulanan (m/s) Tahun 2003 dari Ketinggian 17,557 km sampai Ketinggian 19,626 km di atas Permukaan Laut.....	75
5. Data Kecepatan Angin Zonal Bulanan (m/s) Tahun 2004 dari Ketinggian 17,557 km sampai Ketinggian 19,626 km di atas Permukaan Laut.....	76
6. Data Kecepatan Angin Zonal Bulanan (m/s) Tahun 2005 dari Ketinggian 17,557 km sampai Ketinggian 19,626 km di atas Permukaan Laut.....	77
7. Data Kecepatan Angin Zonal Bulanan (m/s) Tahun 2006 dari Ketinggian 17,557 km sampai Ketinggian 19,626 km di atas Permukaan Laut.....	78
8. Data Kecepatan Angin Zonal Bulanan (m/s) Tahun 2007 dari Ketinggian 17,557 km sampai Ketinggian 19,626 km di atas Permukaan Laut.....	79
9. Data Kecepatan Angin Zonal Bulanan (m/s) Tahun 2008 dari Ketinggian 17,557 km sampai Ketinggian 19,626 km di atas Permukaan Laut.....	80
10. Data Kecepatan Angin Zonal Bulanan (m/s) Tahun 2009 dari Ketinggian 17,557 km sampai Ketinggian 19,626 km di atas Permukaan Laut	81
11. Data Kecepatan Angin Zonal Bulanan (m/s) Tahun 2010 dari Ketinggian 17,557 km sampai Ketinggian 19,626 Km di atas Permukaan Laut.....	82

12. Data Kecepatan Angin Zonal Timur Bulanan (m/s) Tahun 2001 sampai Tahun 2010 pada Ketinggian 17,557 km di atas Permukaan Laut.....	83
13. Data Kecepatan Angin Zonal Barat Bulanan (m/s) Tahun 2001 sampai Tahun 2010 pada Ketinggian 17,557 km di atas Permukaan Laut.....	84
14. Data Kecepatan Angin Zonal Timur Bulanan (m/s) Tahun 2001 sampai Tahun 2010 pada Ketinggian 18,001 km di atas Permukaan Laut.....	85
15. Data Kecepatan Angin Zonal Barat Bulanan (m/s) Tahun 2001 sampai Tahun 2010 pada Ketinggian 18,001 km di atas Permukaan Laut.....	86
16. Hubungan Angin Zonal (Timur dan Barat) pada ketinggian 17,557 km di atas Permukaan Laut dengan Curah Hujan dari Tahun 2001 sampai Tahun 2010	87
17. Hubungan Angin Zonal (Timur dan Barat) pada Ketinggian 18,001 km di atas Permukaan Laut terhadap Curah Hujan dari Tahun 2001 sampai Tahun 2010.....	88
18. Hubungan Angin Zonal (Timur dan Barat) pada Ketinggian 18,592 km di atas Permukaan Laut terhadap Curah Hujan dari Tahun 2001 sampai Tahun 2010.....	89
19. Hubungan Angin Zonal (Timur dan Barat) pada Ketinggian 19,035 km di atas Permukaan Laut terhadap Curah Hujan dari Tahun 2001 sampai Tahun 2010.....	90
20. Hubungan Angin Zonal (Timur dan Barat) pada Ketinggian 19,626 km di atas Permukaan Laut terhadap Curah Hujan dari Tahun 2001 sampai Tahun 2010.....	91
21. Program Matlab untuk mendapatkan Anomali QBO	92

BAB I

PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang Masalah

Cuaca dan iklim merupakan gejala alam yang sangat penting bagi kehidupan manusia, dengan mengetahui pola cuaca dan iklim seperti periode musim hujan dan kemarau, maka para petani dapat menentukan tanaman yang akan ditanam, untuk menghasilkan produksi pertanian yang lebih baik. Selain itu, kondisi cuaca dan iklim seperti arah dan kecepatan angin sangat diperlukan bagi para nelayan untuk menangkap ikan di laut, begitu juga dengan sektor-sektor kehidupanlainnya, informasi cuaca dan iklim sangat dibutuhkan dalam memenuhi kebutuhan hidup manusia.

Hujan merupakan salah satu faktor cuaca yang sangat penting dalam kehidupan manusia. Hujan merupakan kejadian alam yang tidak dapat di modifikasi secara permanen. Jika dapat di modifikasi hanya bersifat sementara pada skala yang relatif kecil (Sarimin dan Nugroho, 2003), karena itu curah hujan paling banyak diamati jika dibandingkan dengan unsur cuaca lainnya.

Secara umum terjadinya curah hujan di Indonesia di pengaruhi oleh beberapa fenomena antara lain: sistem Monsun Asia-Australia, Osilasi Selatan, Sirkulasi timur-barat disebut *Walker Sirkulation* dan Sirkulasi utara-selatan disebut *Hadley Sirkulation* serta beberapa sirkulasi lainnya dan karena pengaruh lokal (Winarso dan McBride, 2002, dalam Dwinanto 2006). Menurut Sipayung dkk (2003) menyatakan bahwa secara umum ada empat

pola osilasi yang mempengaruhi puncak hujan di Indonesia yaitu *Semi Annual Oscillation* (SAO). *Annual Oscillation* (AO). *Quasi Biennial Oscillation* (QBO) dan *El Nino/Southern Oscillation* (ENSO) masing-masing dengan periode 5 sampai 7 bulan, 10 sampai 14 bulan, 22 sampai 23 bulan dan 40 sampai 66 bulan. Indonesia khususnya Sumatera Barat terletak di daerah ekuator, daerah ini dipengaruhi oleh interaksi antar Monsun dengan berbagai faktor periodik (ENSO, QBO, dan gangguan atmosferlainya) yang berinteraksi satu dengan lainnya secara komplek, sehingga data curah hujan yang didapat akan memiliki variabilitas yang besar terhadap ruang dan waktu, yang seringkali hal ini mempengaruhi data curah hujan sehingga menyebabkan ketidak jelasan dalam interpretasi data (Endarwin, dkk, 2000).

Secara geografis, Sumatera Barat mempunyai letak yang unik berada disebelah garis khatulistiwa dan berada disekitar pantai. Cuaca di Sumatera Barat di kendalikan oleh sirkulasi-sirkulasi musiman, baik skala global maupun skala lokal, ditambah dengan adanya peran bukit barisan yang membuat kondisi topografi berbeda pula (Sarimin dan Nugroho, 2003).

Indonesia khususnya Sumatera Barat merupakan wilayah agraris yang sebagian besar penduduknya bermata pencaharian sebagai petani. Oleh karena itu sangat diperlukan pengetahuan tentang keadaan cuaca dan iklim. Selain itu, Sumatera Barat yang memiliki pantai yang panjang dimana sebagian penduduk pesisir berprofesi sebagai nelayan.

Kota Padang merupakan ibu kota provinsi dari Sumatera Barat. Sebahagian besar penduduk Kota Padang berprofesi sebagai pedagang, nelayan dan lain-lain. Kota Padang memiliki Bandara Internasional Minangkabau (BIM) sehingga informasi tentang cuaca sangatlah dibutuhkan. Selain itu, transportasi laut juga membutuhkan informasi cuaca seperti transportasi laut yang menghubungkan Kota Padang dengan kepulauan Mentawai.

Beberapa masalah Kota Padang yang berkaitan dengan cuaca yaitu, Kota Padang sering dilanda banjir ketika terjadi hujan yang cukup lebat terutama pada musim penghujan. Beberapa daerah yang menjadi titik rawan banjir diantaranya, Simpang Kalumpang, By-Pass Air Pacah depan terminal Regional Bingkuang (TRB), Perumahan Dadok Rawang Padang, Kelurahan Dadok Tunggul Hitam Kecamatan Koto Tengah, daerah Maransi di Kelurahan Air Pacah, Rumah Potong Lubuk Buaya dan daerah Ampang Kecamatan Kuranji. Oleh sebab itu, perlu dilakukan penelitian untuk mengetahui penyebab tingginya curah hujan.

Untuk mengetahui penyebab tingginya curah hujan, perlu dilakukan serangkaian penelitian. Beberapa penelitian yang pernah dilakukan diantaranya adalah Dampak Fenomena penjalaran Gelombang Kelvin terhadap perilaku curah hujan (Ayudia, 2008), Karakteristik curah hujan di Sumatera Barat (Dwinanto, 2006), Analisis hubungan *Madden Julian Oscillation* (MJO) (Martha, 2011), Pengaruh radiasi matahari dan Indeks Osilasi Selatan (*South Oscillation Index* atau SOI) (Fatmawati, 2010) dan

Analisis variabilitas Curah Hujan dikaitkan dengan Fenomena *Dipole Mode* (Aryas, 2010).

Ayudia (2008) menyatakan bahwa, gelombang Kelvin tidak aktif sehingga tidak berpengaruh terhadap curah hujan. Dwinanto (2006) menyatakan bahwa, faktor yang paling banyak berpengaruh terhadap curah hujan adalah kondisi topografi seperti pengaruh pegunungan, lembah, pantai dan lain-lain. Namun demikian, faktor global juga berpengaruh terhadap curah hujan meskipun sangat kecil. Martha (2011) menyatakan bahwa MJO cukup berpengaruh terhadap curah hujan, semakin positif MJO maka semakin tinggi curah hujan. Ariyas (2010) menyatakan bahwa *Dipole Mode* cukup berpengaruh terhadap curah hujan, semakin tinggi harga *Dipole Mode Index* (DMI), maka semakin besar kenaikan harga curah hujan.

Lubis (2009) menyatakan bahwa, QBO adalah gabungan dari kedua gelombang yaitu gelombang Kelvin dan gelombang Gravitasi Rossby pada lapisan stratosfer Bumi. Hal ini sejalan dengan pendapat (Suryantoro, 2005 dalam Juniarti Visa 2007) mengungkapkan bahwa, QBO atau angin zonal merupakan tipe osilasi alami yang dominan di daerah stratosfer bawah, khususnya di daerah tropis. penyebab utama QBO adalah transfer vertikal momentum dari lapisan troposfer ke lapisan stratosfer oleh gelombang Kelvin dan gelombang Gravitasi Rossby. Periode QBO sekitar 1 sampai 2 tahun yang ditandai dengan bertiupnya angin barat selama 1 tahun dan bertiupnya angin timur pada tahun berikutnya selama 1 tahun.

Berdasarkan uraian diatas, peneliti tertarik untuk melakukan penelitian tentang QBO, untuk mengetahui seberapa besar pengaruh QBO terhadap curah hujan di Kota Padang. Penelitian QBO ini menggunakan radar EAR. Teknik penelitian yaitu menganalisis QBO selama 10 tahun, dimulai dari tahun 2001 sampai tahun 2010, kemudian hasilnya dibandingkan, dengan hasil analisis jumlah curah hujan bulanan dari tahun 2001 sampai tahun 2010.

1.2 BATASAN MASALAH

Untuk lebih fokusnya pembahasan ini penulis membatasi masalah yang akan dibahas sebagai berikut :

- (1) Data yang digunakan adalah data *Radar Atmosfer Equator* (EAR) selama 10 tahun dimulai dari tahun 2001 sampai tahun 2010 yang didapat dari Lembaga Penerbangan dan Antariksa Nasional (LAPAN) Koto Tabang.
- (2) Data curah hujan Kota Padang selama 10 tahun dari tahun 2001 sampai tahun 2010 yang didapat dari BMKG Sicincin.

1.3 PERUMUSAN MASALAH

Berdasarkan latar belakang di atas, maka dirumuskan suatu permasalahan yaitu: Berapa besarkah pengaruh QBO terhadap curah hujan di Kota Padang.

1.4 TUJUAN PENELITIAN

Tujuan penelitian ini adalah :

- (1) Untuk mengetahui apakah QBO dapat mempengaruhi curah hujan di Kota Padang.
- (2) Untuk mengetahui seberapa besar pengaruh QBO terhadap curah hujan di Kota Padang.

1.5 KONTRIBUSI PENELITIAN

- (1) Sebagai informasi tentang adanya fenomena atmosfer QBO dan pengaruhnya terhadap curah hujan di Kota Padang.
- (2) Untuk menambah pengetahuan penulis tentang Ilmu Fisika khususnya Fisika Bumi

BAB II

KAJIAN PUSTAKA

2.1. Cuaca dan Iklim

Cuaca adalah keadaan udara atau atmosfer setiap saat pada wilayah yang sempit atau kecil dan pada waktu tertentu. Keadaan tersebut dinyatakan dengan ukuran suhu, tekanan, angin, kelembaban, dan adanya fenomena dalam atmosfer misalnya kabut, berawan, hujan, badai, guntur, dan lain-lain. Di Indonesia keadaan cuaca selalu diumumkan untuk jangka waktu sekitar 24 jam, melalui prakiraan cuaca yang dikembangkan oleh Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika (BMKG), Departemen Perhubungan. Untuk negara-negara yang sudah maju perubahan cuaca sudah diumumkan setiap jam dan sangat akurat (tepat).

Kehidupan manusia tidak lepas dari faktor cuaca. Cuaca dapat memberikan pengaruh positif dalam kehidupan manusia, terutama jika manusia dapat beradaptasi dengan keadaan cuaca. Cuaca dapat memberikan pengaruh negatif seperti curah hujan tinggi yang dapat menimbulkan banjir, longsor, badai dan lain-lain.

Iklim yaitu kumpulan dari unsur-unsur cuaca hari demi hari dalam jangka panjang pada suatu daerah yang luas. Kumpulan ini meliputi : nilai rata-rata, ektrim maksimum dan ektrim minimum, dan frekuensi terjadinya nilai tertentu dari unsur cuaca. Ilmu iklim (klimatologi) yaitu ilmu yang membahas iklim dari suatu tempat ataupun beberapa tempat pada suatu tempat yang luas. Data-data tersebut dikumpulkan dalam waktu yang lama yaitu selama 30

tahun (Benyamin, 2002). Beberapa anomali iklim yang sering berhubungan dengan cuaca ekstrim di Indonesia adalah Anomali *El Nino* dan *La Nina*, MJO, QBO dan lain-lain.

Perubahan iklim didefinisikan sebagai perubahan elemen yang terjadi secara berangsur-angsur dalam rentang waktu yang panjang antara 50 tahun sampai 100 tahun akibat aktivitas manusia khususnya yang berkaitan dengan pemakaian bahan bakar fosil yang berlebihan untuk transportasi dan industri serta kegiatan alih guna lahan yang mengakibatkan kenaikan konsentrasi gas karbondioksida (CO_2) dan gas-gas rumah kaca lainnya yang berlebihan di atmosfer.

2.2. Topografi Daerah Penelitian

(1) Topografi Sumatera Barat

Pulau Sumatera secara keseluruhan memiliki karakteristik iklim yang khas secara regional maupun lokal, wilayahnya memiliki barisan pegunungan yang membujur dari utara sampai selatan, dikelilingi oleh lautan yang terdiri dari Samudera Hindia, Laut Jawa, Selat Malaka dan Selat Kalimata. Hal ini menyebabkan proses pembentukan awan dan hujan di Sumatera mendapat pengaruh dari kondisi alam tersebut, selain pengaruh dari pergerakan posisi semu matahari dan siklus global (Adningsih, 2003)

Provinsi Sumatera Barat terletak pada koordinat $0^{\circ}54'$ LU dan $83^{\circ}30'$ LS serta antara $98^{\circ}36'$ BT dan $101^{\circ}53'$ BT, dengan luas daratan mencapai $42.297,30 \text{ Km}^2$ (BPS, 1993) dengan ketinggian antara 0 m hingga 300 m dari permukaan laut. Ketinggian terbanyak berkisar antara 2 m sampai 1000 m.

Daerah pada ketinggian ini sangat berpotensi untuk lahan pertanian dan perkebunan.

Secara umum bentuk medan wilayah Sumatera Barat berdiri dari wilayah berpantai yang sempit. Di bagian barat, dibatasi oleh wilayah pegunungan vulkanik yang membujur dari utara ke selatan dengan patahan semangka di tengahnya, ketinggian wilayah ini lebih dari 1000 m yang ditandai dengan adanya rangkaian pegunungan vulkanik. Di sebelah timur pegunungan vulkanik membentuk bukit-bukit lipatan tersier (Verstapen, 1973, dalam Sarimin dan Nugroho, 2003)

Sandy, (1987) secara umum membagi bentuk medan dan mengklasifikasikan iklimnya berdasarkan bentuk medan dan ketinggiannya kedalam tiga wilayah yaitu :

- 1.a Wilayah dataran pesisir barat, daerah ini sering di sebut juga dengan daerah arah hadapan lereng (*Widward*) dan terdapat beberapa pos hujan yaitu Batang Kapas, Tabing, Tarusan, Sicincin, Suka Menanti, Rao, Padang Panjang.
- 1.b Wilayah pegunungan vulkanik atau lembah pedalaman daerah ini sering disebut sebagai daerah bayangan hujan dan terletak di bagian tengah wilayah penelitian membujur dari utara keselatan. Wilayah ini berupa jalur punggung pegunungan, dengan memiliki patahan turun semangka, sehingga tidak tampak seperti terpecah-pecah, pada daerah ini di jumpai adanya danau-danau. Daerah ini memiliki pos hujan yaitu pos hujan Rambatan.
- 1.c Wilayah perbukitan dan daratan rendah timur, sebagian besar berada di bagian timur membujur dari utara keselatan, agak menyempit di utara dan tengahnya (dekat Payakumbuh), lalu melebar keselatangannya yaitu daerah Payakumbuh, solok, Sijunjung dan Sawahlunto. Daerah ini memiliki pos hujan yaitu pos hujan Sumpur Kudus, Koto VII, Sukarami, dan Payakumbuh.

(2) Topografi Kota Padang

Pada awalnya luas Kota Padang adalah 33 km², yang terdiri dari 3 kecamatan dan 13 kampung, yaitu kecamatan Padang Barat, Padang Selatan dan Padang Timur. Dengan Undang-undang Nomor 5 Tahun 1979 dan Peraturan Pemerintah Nomor 17 Tahun 1980 tanggal 21 Maret 1980 wilayah Kota Padang menjadi 694,96 Km², yang terdiri dari 11 kecamatan dan 193 kelurahan. Dengan dicanangkannya pelaksanaan otonomi daerah sejak tanggal 1 Januari 2001, maka wilayah administratif Kota Padang dibagi dalam 11 kecamatan dan 103 kelurahan.

Kota Padang terletak pada 100°20'-100°30 BT dan 1°00'-1°30LU. Sisi barat Kota Padang berbatasan dengan Samudera Hindia, di sebelah utara, berbatasan dengan kabupaten Pariaman, di sebelah timur, berbatasan dengan Kaki Bukit Barisan dan di sebelah selatan berbatasan dengan kabupaten Pesisir Selatan. Sisi barat Kota Padang merupakan dataran berpantai landai, dengan ketinggian antara 0 m sampai 5 m. Kawasan pantai sepanjang Kota Padang mempunyai variasi kedalaman antara 5 m sampai 20 m, pantai dengan kedalaman 5 m mempunyai lebar antara 300 m sampai 1 km, pantai dengan lebar 100 sampai 300 m mempunyai kedalaman sampai 10 m dan pantai dengan lebar 300 m sampai 1,5 km mempunyai kedalaman sampai 20 m.

Sungai-sungai besar yang mengalir memotong Kota Padang antara lain sungai Anai dan sungai Bintungan di utara, sungai Muara Penjalinan, sungai Setarung dan Lubuk Gajah, air Sekayan Batang, dan sungai Batang Arau di

selatan. Beberapa diantaranya telah dilakukan penyodetan atau pelurusan di dekat muaranya. Perbukitan di sekeliling Kota Padang mempunyai ketinggian mulai dari 25 m sampai dengan bervariasi antara 250 sampai 500 m. Pada umumnya perbukitan menjorok ke arah kota dengan gawir curam.

Kota Padang termasuk daerah beriklim tropis. Temperatur pada siang hari 23°C sampai 32°C dan suhu pada malam hari mulai dari 22°C sampai 28°C . Wilayah Kota Padang berada pada daerah lembah, diantara Bukit Barisan dan Samudera Indonesia. Oleh karena itu, cuaca Kota Padang sangat dipengaruhi oleh angin musim dan angin laut yang menyebabkan curah hujan yang tinggi, yaitu 405,88 mm/bulan.

Kejadian alam yang sering melanda Kota Padang dan menimbulkan bencana antara lain banjir, longsor, badai, abrasi pasang naik dan gempabumi. Banjir di Kota Padang merupakan suatu hal rutin, yang terjadi bilamana hujan menerus dan terutama saat pasang naik tiba. Selain akibat sifat alam, dimana Kota Padang merupakan suatu dataran yang dipenuhi banyak aliran sungai yang cukup besar, perubahan penggunaan lahan ikut menyumbangkan perannya. Daerah genangan seperti rawa-rawa dan resapan di kawasan pantai telah berubah fungsi mengakibatkan menurunnya kemampuan alam menampung limpahan air pada saat musim basah. Hal lainnya adalah tidak lancarnya saluran air sekitar kota akibat sampah maupun rusaknya saluran air. Daerah rawan banjir antara lain sepanjang aliran sungai Anai di utara, maupun di daerah kelokan sungai Binungan, sepanjang aliran sungai Muara Panjalinan, daerah pertemuan sungai Lubuk Gajah dan sungai Air Sekayan

Batang, dan sepanjang aliran Batang Arau. Daerah banjir tersebut telah dipetakan oleh Dinas Pemadam dan Bencana Banjir Kota Padang.

Daerah rawan longsor di Kota Padang yaitu di tepian tebing perbukitan sepanjang sisi Selatan Padang, seperti sekitar Teluk Bayur sampai jalan menuju Bungus, kemudian sisi Barat Bukit Koto Tinggi, sekitar desa Labuk Gajah dan sisi Barat Bukit Labuan Badak. Jenis longsor, dapat berupa runtuh batuan terutama di Bungus atau longsor tanah pelapukan. Longsor tersebut dapat terjadi selain karena curah hujan tinggi juga dapat diakibatkan oleh gempa bumi dengan sumber yang dekat.

Badai dan pasang naik hanya menimpa kawasan tepi pantai mulai dari Bungus, Teluk Bayur, Muaro, sampai ke arah Pasir Jambak dan Muara Batang Anai. Hujan lebat dan lama, dapat mengakibatkan tergenangnya Kota Padang. Hal lain yang perlu dicermati adalah kemajuan pantai selain akibat abrasi atau penenggelaman pantai yang kemungkinan sebagai akibat peristiwa tektonik berkaitan dengan aktifitas penunjaman lempeng Indo-Australia.

2.3. Hujan

Hujan ialah bentuk air cair yang jatuh dari dasar awan sampai ke permukaan bumi. Hujan merupakan bentuk endapan (*precipitation*) yang sering kita jumpai. Tjasjono (1999) menyatakan bahwa “endapan” (*precipitation*) adalah bentuk air cair dan padat (es) yang jatuh ke permukaan bumi, bentuknya dapat berupa hujan, gerimis, salju, dan batu es hujan. Endapan hujan ialah berapa tinggi air yang ditampung dalam waktu tertentu jika air tersebut tidak dialirkan, tidak diuapkan, dan tidak diresapkan ke dalam

tanah. Tinggi air hujan diukur dengan satuan mm atau inci. Hujan terdiri dari tetes-tetes air yang mempunyai diameter $\geq 0,5$ mm atau 0,02 inci (Linsley, 1989).

Hujan merupakan salah satu unsur cuaca yang penting yang mempengaruhi kehidupan manusia sehari-hari. Manusia bisa memprediksi aktivitasnya ke depan dengan cara mengetahui curah hujan di daerah sekitarnya. Sedangkan curah hujan merupakan ketinggian air hujan yang terkumpul dalam tempat yang datar, tidak menguap, tidak meresap, dan tidak mengalir. Curah hujan 1 (satu) millimeter artinya dalam luasan satu meter persegi pada tempat yang datar tertampung air setinggi satu millimeter atau tertampung air sebanyak satu liter (Linsley, 1989).

2.3.1 Proses terjadinya hujan

Awan yang terbentuk sebagai hasil dari kondensasi uap air akan terbawa oleh angin, sehingga berpeluang untuk tersebar ke seluruh permukaan bumi. Jika butiran air atau kristal es mencapai ukuran yang cukup besar, maka butiran tersebut akan jatuh ke permukaan bumi. Proses jatuhnya butiran air atau kristal es ini yang disebut dengan curah hujan atau presipitasi.

2.3.2 Siklus Hidrologi

Siklus Hidrologi adalah sirkulasi air yang tidak pernah berhenti dari atmosfer ke bumi dan kembali ke atmosfer melalui kondensasi, presipitasi, evaporasi dan transpirasi.

Pemanasan air samudera oleh sinar matahari merupakan kunci proses siklus hidrologi tersebut dapat berjalan secara kontinu. Air berevaporasi, kemudian jatuh sebagai presipitasi dalam bentuk hujan, salju, hujan batu, hujan es dan salju (*sleet*), hujan gerimis atau kabut.

Pada perjalanan menuju bumi beberapa presipitasi dapat berevaporasi kembali ke atas atau langsung jatuh yang kemudian diintersepsi oleh tanaman sebelum mencapai tanah. Setelah mencapai tanah, siklus hidrologi terus bergerak secara kontinu dalam tiga cara yang berbeda:

2.3.2.1 Evaporasi / transpirasi

Air yang ada di laut, di daratan, di sungai, di tanaman akan menguap ke angkasa (atmosfer) dan kemudian akan menjadi awan. Pada keadaan jenuh uap air (awan) itu akan menjadi bintik-bintik air yang selanjutnya akan turun (*precipitation*) dalam bentuk hujan, salju, es. Udara yang menguap ke atmosfer akan bercampur dengan udara kering yang disebut sebagai kelembaban udara. Uap air yang bisa ditampung di udara adalah 12gr/m^3 jika sudah maksimum maka air tidak akan bisa diuapkan meskipun jumlah kalor yang diberikan sangat besar.

Ada beberapa jenis kelembaban

(1) Kelembaban mutlak

Kelembaban mutlak adalah massa jenis uap air (massa air yang terkandung dalam satu satuan volume udara lengas)

$$\rho v = \frac{e}{Rv T} \quad (1)$$

e = Tekanan uap

Rv = konstanta uap air $0,461 \text{ Jk}^{-1} \text{ g}^{-1}$

T = Suhu.

(2) Kelembaban spesifik (q)

Kelembaban spesifik (q) adalah massa uap air (Mv) persatuan massa udara basah (M)

$$q = \frac{Mv}{M} \quad (2)$$

q = Kelembaban spesifik

Mv = Massa uap air

M = Massa udara basah

(3) Kelembaban Nisbi (RH)

Kelembaban Nisbi ialah perbandingan nisbah percampuran (r) dengan nilai jenuhnya (rs) dan dinyatakan dengan persen, (Bayong Tjasjono. 1995):

$$RH = \frac{r}{r_s} \times 100\% = \frac{P}{P_s} \times 100\% \quad (3)$$

r = uap air

r_s = uap air jenuh di udara

P = tekanan uap air

P_s = tekanan uap air jenuh di udara

2.3.2.2 Inti Kondensasi

Uap air memerlukan suatu permukaan untuk dapat berkondensasi. Di permukaan bumi kondensasi dapat terjadi didekat permukaan tanaman, permukaan tanah atau permukaan lainnya yaitu berupa terbentuknya embun. Di atmosfer kondensasi terjadi pada partikel yang disebut sebagai inti kondensasi. Partikel ini dapat berupa debu, asap, belerang oksida, garam (NaCl) atau benda mikroskopik lainnya yang mempunyai sifat higroskopik. Ukuran inti kondensasi berkisar antara $0,001\mu\text{m}$ sampai $10\mu\text{m}$. Pada daratan inti kondensasi dapat berupa partikel tanah dan hasil pembakaran.

2.3.2.3 Kondensasi

Kondensasi dimulai pada inti kondensasi yang lebih besar atau lebih aktif. Tetes yang tumbuh akan menjadi tetes awan pada waktu kelembaban nisbi mencapai 100%. Efek larutan dilawan dengan efek kelengkungan akibatnya efek larutan tidak aktif lagi oleh sebab itu banyaknya tetes awan didalam suatu volume lebih kecil daripada banyaknya inti kondensasi.

Efek larutan adalah efek dari tetes air yang mengandung garam dalam keadaan setimbang dengan udara sekitar yang dapat menyebabkan kelembaban nisbi kurang dari 100%. Efek kelengkungan adalah bila tetes tumbuh dengan jari-jari $2\mu\text{m}$ maka udara tetes menjadi lebih lemah dan efek larutan tidak terjadi lagi.

Inti awan yang terbentuk oleh kondensasi pada inti kondensasi naik keatas dan mempunyai jari-jari 1-20 μ m. tetes awan ini jatuh dengan kecepatan 0,01-5cm/s sedangkan kecepatan angin keatas jauh lebih besar dari kecepatan tetes tadi sehingga tetes tidak bisa sampai kepermukaan bumi

2.3.2.4 Presipitasi

Untuk sampai kepermukaan bumi tetes awan akan bergabung sehingga ukurannya menjadi lebih besar atau berubah menjadi kristal es. Dengan ukuran yang lebih besar tetes awan dan kristal es mampu melawan kecepatan angin sehingga sampai di permukaan bumi berupa hujan.

2.3.2.5 Infiltrasi

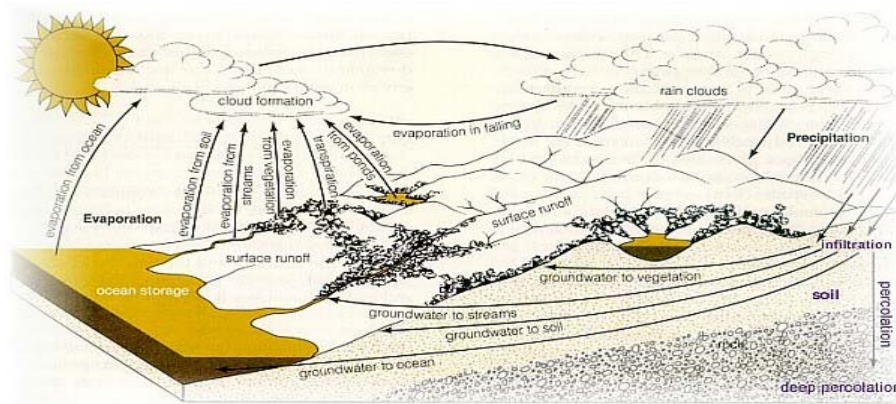
(1) Air Tanah

Air bergerak ke dalam tanah melalui celah-celah dan pori-pori tanah dan batuan menuju muka air tanah. Air dapat bergerak akibat gaya gravitasi bumi dan gerak kapiler atau air dapat bergerak secara vertikal atau horizontal di bawah permukaan tanah hingga air tersebut masuk kembali ke sistem air permukaan.

(2) Air Permukaan

Air bergerak di atas permukaan tanah dekat dengan aliran utama dan danau, makin landai lahan dan makin sedikit pori-pori tanah, maka aliran permukaan semakin besar. Aliran permukaan tanah dapat dilihat biasanya pada daerah urban. Sungai-sungai bergabung satu sama lain dan membentuk sungai utama yang membawa seluruh air permukaan disekitar daerah aliran sungai menuju laut.

Air permukaan, baik yang mengalir maupun yang tergenang (danau, waduk, rawa), dan sebagian air bawah permukaan akan terkumpul dan mengalir membentuk sungai dan berakhir ke laut. Proses perjalanan air di daratan itu terjadi dalam komponen-komponen siklus hidrologi yang membentuk sisten Daerah Aliran Sungai (DAS). Jumlah air di bumi secara keseluruhan relatif tetap, yang berubah adalah wujud dan tempatnya. Secara sederhana siklus hidrologi dapat diperlihatkan dalam Gambar 1.



Gambar 1. Siklus Hidrologi

2.3.3 Teori yang menjelaskan proses terjadinya hujan

(1) Teori Kristal es (*ice crystal theory*)

Berdasarkan teori kristal, butiran air hujan berasal dari kristal es atau salju yang mencair. Kristal es yang terbentuk pada awan-awan tinggi adalah akibat deposisi uap air pada inti kondensasi. Apabila semakin banyak uap air yang terikat pada inti kondensasi ini, maka ukuran kristal menjadi besar dan menjadi terlalu berat untuk tetap melayang. Kristal es ini akan dipengaruhi oleh gaya gravitasi bumi sehingga jatuh. Dalam perjalanan

menuju permukaan bumi, kristal es tersebut akan melewati udara panas sehingga mencair menjadi butiran air hujan.

(2) Teori Tumbukan

Berdasarkan pada fakta bahwa butiran air berukuran tidak seragam, sehingga dengan demikian kecepatan jatuhnya juga berbeda. Butiran yang berukuran besar akan jatuh dengan kecepatan yang lebih tinggi dibanding dengan butiran yang lebih kecil, sehingga dalam proses jatuhnya butiran yang lebih besar ini akan menabrak dan bergabung dengan butiran yang lebih kecil. Ukuran butiran air hujan ini akan semakin banyak akibat butiran-butiran halus yang ditabraknya.

2.3.4 Intensitas Curah Hujan

Di daerah tropis termasuk Indonesia, hujan adalah parameter meteorologi yang paling tinggi variabilitasnya, baik variabilitas terhadap waktu (variabilitas temporal) maupun variabilitas terhadap tempat (variabilitas parsial). Dari hujan yang bisa diukur adalah curah dan intensitasnya. Sumatera Barat diberkahi dengan kondisi 2 musim yaitu musim hujan antara Bulan Agustus sampai Bulan Januari dan musim kemarau terjadi antara Bulan Februari sampai Bulan Juli.

Intensitas curah hujan berarti jumlah presipitasi atau curah hujan pada waktu tertentu (mm/menit, mm/jam dan lain-lain). Intensitas curah hujan dalam satu jam dinyatakan dalam persamaan 1 berikut :

$$I = \frac{Rt}{t} \quad (4)$$

Dengan:

I = intensitas curah hujan (mm/jam)

R_t = jumlah curah hujan (mm)

t = waktu (jam)

Besarnya intensitas curah hujan berbeda-beda disebabkan oleh lamanya curah hujan atau frekuensi kejadian.

Tabel 1. Intensitas curah hujan dan sifat curah hujan

Sifat curah hujan	Intensitas curah hujan	
	mm/Jam	mm/hari
Hujan sangat ringan	< 1	< 5
Hujan ringan	1-5	5-20
Hujan normal	5-10	20-50
Hujan lebat	10-20	50-100
Hujan sangat lebat	>20	>100

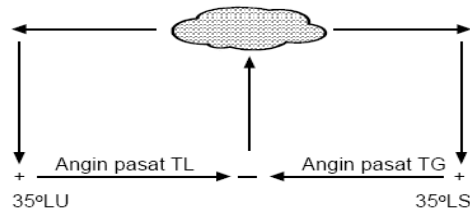
2.3.5 Jenis-jenis Hujan

Jenis-jenis hujan berdasarkan proses terjadinya hujan

(1) Hujan konvektif (*convectioanal rainfall*)

Tipe hujan ini diakibatkan oleh adanya beda panas yang diterima permukaan tanah dengan panas yang diterima oleh lapisan udara di atas permukaan tanah tersebut. Ketika lapisan udara di atas permukaan tanah menjadi lebih panas daripada lapisan udara di atasnya maka berlangsunglah gerakan lapis udara panas tersebut ke tempat yang lebih atas lagi. Biasanya terjadi pada akhir musim kering dengan intensitas hujan yang tinggi sebagai hasil proses kondensasi. Tipe hujan ini biasanya dicirikan dengan intensitas

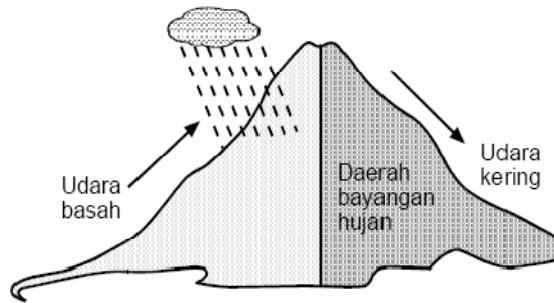
yang tinggi, berlangsung relatif cepat, dan mencakup wilayah yang tidak terlalu luas.



Gambar 2. Hujan Konvektif

(2) Hujan Orografik (*Orographic Rainfall*)

Jenis hujan ini umumnya terjadi di daerah pegunungan, terjadi ketika massa udara bergerak ke atas mengikuti bentang lahan pegunungan sampai saatnya terjadi proses kondensasi. Ketika massa udara melewati daerah pegunungan, pada lereng di atas angin (*windward side*) terjadi hujan orografik. Sementara lereng di bawah angin (*Leeward side*), udara akan turun akan mengalami pemanasan dengan sifat kering dan daerah ini disebut daerah bayangan hujan dan hujan yang terjadi disebut hujan di daerah bayangan (jumlah hujan lebih kecil dari pada hujan yang terjadi di daerah *Windward side*). Tipe hujan ini dianggap sebagai pemasok air tanah, danau, bendungan dan sungai karena berlangsung di daerah hulu sungai (DAS).



Gambar 3. Hujan Orografik

Misalkan angin yang mengandung uap air dengan suhu 25°C menuju gunung dengan ketinggian 3000 m. Pada ketinggian 1000 m masih terjadi gradien termometrik $1^{\circ}\text{C}/100$ m kenaikan dari permukaan laut sehingga suhunya menjadi

$$25^{\circ}\text{C} - (1000/100) (1^{\circ}\text{C}) = 15^{\circ}\text{C}$$

Sejak ketinggian itu massa udara mencapai titik lewat jenuh dan terjadilah proses adiabatik basah. Setelah terjadi proses adiabatik suhu menyusut lambat dengan gradien termometrik $0,5^{\circ}\text{C}/100$ m kenaikan dari permukaan laut. Jadi pada puncak gunung suhunya menjadi

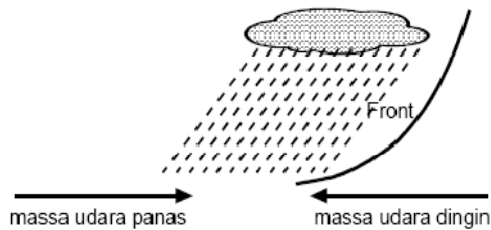
$$15^{\circ}\text{C} - \left(\frac{3000-1000}{100} \right) (0,5^{\circ}\text{C}) = 10^{\circ}\text{C}$$

Pada lembah suhunya menjadi $50^{\circ}\text{C} + (3000/100) (1^{\circ}\text{C}) = 35$ meskipun terjadi pada titik yang sama.

(3) Hujan Frontal (*Frontal Cyclonic Rainfall*)

Tipe hujan ini umumnya disebabkan oleh bergulungnya dua masa udara yang berbeda suhu dan kelembaban. Pada tipe hujan ini, masa udara lembab yang hangat dipaksa bergerak ke tempat yang lebih tinggi (suhu lebih rendah dengan kerapatan udara dingin lebih besar). Hujan ini terdiri dari

hujan frontal dingin dan hujan frontal hangat. Tipe hujan ini menghasilkan hujan yang tidak terlalu lebat dan berlangsung dalam kurun waktu yang lebih lama (intensitas rendah) seperti hujan monsun dan hujan badai.



Gambar 4. Hujan Frontal

Ada beberapa faktor-faktor periodik yang mempengaruhi terjadinya hujan seperti kelembaban udara, temperatur udara, angin, awan konvektif dan lain lain. Fenomena periodik juga mempunyai andil sebagai pemicu besarnya jumlah hujan di wilayah Indonesia (Endarwin, 2000).

2.4 Fenomena periodik yang mempengaruhi jumlah curah hujan.

2.4.1 Fenomena *El Nino*

El Nino, menurut sejarahnya adalah sebuah fenomena yang teramati oleh para penduduk atau nelayan Peru dan Ekuador yang tinggal di pantai sekitar Samudera Pasifik bagian timur menjelang hari natal yaitu pada Bulan Desember. Secara sederhana, peristiwa *El Nino* itu dapat diartikan sebagai peristiwa bergesernya pusat-pusat aktivitas awan-awan konvektif misalnya awan kumulus, kumulus kongestus dan kumulonimbus dari keadaan biasa atau normalnya berada di wilayah Benua Maritim Indonesia (BMI) pada bulan-bulan Desember, Januari dan Februari (DJF) menjadi

bergeser ke arah timur, sampai berada di atas Samudera Pasifik Bagian Tengah bahkan Samudera Pasifik Bagian Timur. Akibatnya adalah, wilayah Benua Maritim Indonesia (BMI) yang biasanya banyak turun hujan di bulan-bulan Desember, Januari, Februari menjadi berkurang. Pemberian nama *El Nino* pada fenomena ini disebabkan oleh karena kejadian ini seringkali terjadi pada Bulan Desember.

Dalam khasanah Sains Atmosfer, fenomena global *El Nino* merupakan sistem interaksi antara lautan dengan atmosfer, yang ditandai dengan memanasnya suhu muka laut di Ekuator Pasifik Timur (5°LU - 5°LS ; 150°BB - 90°BB) atau anomali suhu muka laut di wilayah tersebut positif artinya suhu muka laut lebih panas dari rata-rata klimatologisnya.

2.4.2 Fenomena *La Nina*

Fenomena global *La Nina* merupakan kebalikan dari *El Nino*. Fenomena global *La Nina* ditandai dengan anomali suhu muka laut di wilayah Pasifik Tengah (5°LU - 5°LS ; 170°BB - 120°BB) negatif artinya suhu muka laut lebih dingin dari rata-rata klimatologisnya. Peristiwa *La Nina* secara sederhana dapat di gambarkan sebagai peristiwa bergesernya pusat-pusat aktivitas awan-awan konvektif misalnya awan kumulus, kumulus kongestus dan kumulonimbus dari Samudera Pasifik Bagian Tengah dan Timur ke barat, ke wilayah Benua Maritim Indonesia (BMI). Peristiwa *La Nina* ini secara umum biasanya memberikan dampak hujan yang lebih besar dari jumlah normalnya atau lebih besar dari jumlah rata-ratanya terhadap sebagian besar wilayah Indonesia.

2.4.3 Fenomena Global TBO

Fenomena global *Tropospheric Biennial Oscillation* (TBO) adalah salah satu bentuk variasi antar tahunan elemen iklim di lapisan troposfer dengan perioda sekitar dua sampai tiga tahun yang terjadi karena adanya interaksi antara lautan, daratan dan atmosfer di daerah Monsun Asia, Monsun Australia, lautan India Tropis dan lautan Pasifik (Barat, Tengah dan Timur) Tropis. (Muzirwan, 2010).

2.4.4 Indek Osilasi Selatan / *Southern Oscillation Index* (SOI)

Southern Oscillation Index (SOI) terjadi akibat adanya perbedaan tekanan timur dan barat yaitu perbedaan antara dua tempat yang berbeda dimana tempat acuannya adalah Tahiti dan Darwin. Osilasi ini berhubungan dengan *Walker sirkulation* yang mengalami variasi tahunan yang tidak beraturan. Fenomena ini oleh Sir Gilbert Walker disebut sebagai Osilasi Selatan. Anomali tekanan ini mempunyai variasi kuat pada jarak dua tahun hingga lima tahun, (Dwinanto, 2006).

2.4.5 Fenomena global IOD

Fenomena global *Indian Ocean Dipole* (IOD) merupakan fenomena interaksi antara lautan dengan atmosfer di lautan Hindia yang dihitung berdasarkan perbedaan nilai atau selisih antara anomali suhu muka laut (*Sea Surface Temperature*, SST) di bagian barat Samudera Hindia (10°LU-10°LS; 50°BT-70°BT), perairan pantai timur Afrika, dan di bagian timur (0°LU-10°LS; 90°BT-110°BT) Samudera Hindia, perairan sebelah barat Sumatera.

Menurut Tjiptanto (2009) menyatakan bahwa *Dipole Mode* (DM) dibagi menjadi dua yaitu : DM (+) dan DM (-).

- DM (+) artinya Anomali SST Samudera Hindia tropis bagian barat lebih besar daripada di bagian timurnya, biasanya terjadi peningkatan curah hujan dari normalnya di pantai timur Afrika dan Samudera Hindia bagian barat sedangkan di Indonesia mengalami penurunan curah hujan dari normalnya yang mengakibatkan kekeringan.

- DM (-) menandakan SST di barat Sumatera lebih panas sehingga biasanya terjadi peningkatan curah hujan di Indonesia terutama Sumatera.

2.4.6 Fenomena Monsun

Monsun berasal dari kata musim yang diambil dari bahasa arab yang merujuk pada perubahan angin secara musiman. Fenomena monsun sampai saat ini masih menyimpan berbagai misteri, terutama dalam hal yang berkaitan dengan variabilitas iklim tahunan dan antar tahunan di Benua Maritim Indonesia. Monsun di Indonesia adalah bagian dari Monsun Asia Timur dan Tenggara. Monsun di bumi kita ini terdiri dari lima kawasan yaitu Monsun Afrika Barat, Monsun Afrika Timur, Monsun Asia Selatan, Monsun Asia Timur dan Tenggara dan Monsun Australia Utara. Diantara kelima daerah monsun tersebut monsun Asia Timur dan Tenggara yang merupakan monsun yang berkembang paling baik. Hal ini disebabkan karena begitu luas benua Asia dan efek dari dataran tinggi Tibet terhadap aliran udara yang membawa uap air.

2.4.7 Fenomena MJO / ISO

Osilasi sub musiman didalam sains atmosfer dikenal dengan beberapa sebutan, antara lain *Intra Seasonal Oscillation* (ISO), *Madden Julian Oscillation* (MJO), Osilasi 30 hari sampai 60 hari, ataupun Gelombang 30 hari sampai 60 hari adalah merupakan komponen kejadian alami dalam sistem pasangan atmosfer dan laut di bumi ini, yang berosilasi dengan perioda sekitar 20 hari sampai 80 hari, dimana perioda yang paling sering terjadi adalah sekitar 45 hari.

Pada tahun 1971 Madden dan Julian melakukan penelitian tentang osilasi atmosfer di daerah tropis, mereka berhasil menemukan sebuah osilasi 30 hari sampai 60 hari, atas jasanya tersebut akhirnya osilasi tersebut diberi nama *Madden Julian Oscillation* (MJO) atau *Intra Seasonal Oscillation* (ISO).

Fenomena alam MJO/ISO secara signifikan mempengaruhi sirkulasi atmosfer tropis secara global, bahkan sampai ke daerah sub tropis, juga sangat kuat pengaruhnya pada jet stream musim panas dan pola sirkulasi atmosfer di Pasifik Utara serta bagian barat Amerika Utara. Dalam musim panas, MJO/ISO akan memperkuat efek aktifitas *Hurricane* di cekungan Pasifik maupun Atlantik.

Tanda-tanda kehadiran MJO/ISO adalah dengan adanya peningkatan hujan tropis dalam skala yang luas yang teramati dengan jelas terutama di atas Samudera Hindia dan Samudera Pasifik. Anomali hujan ini biasanya pertama kali terlihat di atas Samudera India bagian barat, selanjutnya

menjalar melewati lautan yang hangat di bagian barat dan tengah Samudera Pasifik. Secara umum, karakteristik anomali hujan tropis ini menjadi berkurang seiring dengan penjarannya ke timur menuju Samudera Pasifik bagian timur yang bersuhu lebih rendah.

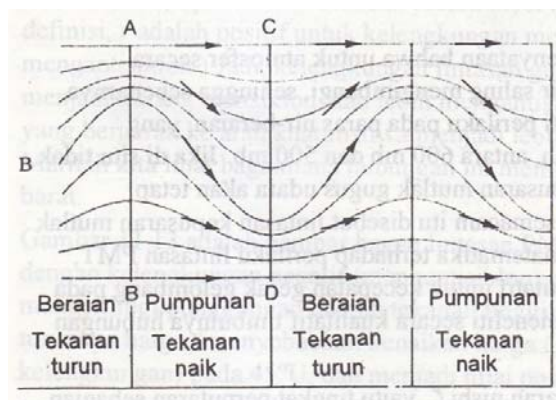
2.4.8 *Quasi Biennial Oscillation (QBO)*

Pada awal 190-an para ahli mengumumkan hasil penelitiannya bahwa mereka telah menemukan angin stratosfer yang berada pada wilayah ekuator yang menunjukkan hasil keragaman dari tahun ke tahun. Dalam satu tahun angin stratosfer tersebut akan didominasi oleh kekuatan angin dari timur, sementara itu di tahun berikutnya, kekuatan angin didominasi angin yang berasal dari barat. Angin osilasi stratosfer diantara arah timur dan barat inilah yang akhirnya disebut sebagai QBO.

QBO merupakan bentuk osilasi atmosfer yang terjadi pada lapisan stratosfer. Osilasi ini ditandai oleh adanya pergerakan angin zonal khatulistiwa atau massa udara antara timur dan barat pada stratosfer yaitu angin timur atau angin zonal timur yang kuat dalam satu tahun dan oleh angin barat atau angin zonal barat yang kuat pada tahun berikutnya. Jika kecepatan angin zonal bernilai positif maka angin akan bergerak dari arah barat menuju timur (Angin Baratan). Begitu juga sebaliknya jika angin zonal bernilai negatif maka angin bergerak dari arah timur menuju barat disebut angin timuran. (Swarinoto, 2001)

angin timur dan barat bergantian secara teratur dalam jangka waktu yang bervariasi dan membentuk QBO. QBO beresilasi dalam jangka waktu yang bervariasi sekitar 24 bulan sampai 30 bulan. tercepat selama 20 bulan dan paling lambat adalah 36 bulan, sedangkan periode rata-rata adalah 28 bulan. Karakteristik QBO dapat diketahui melalui analisis data time series pergerakan arah angin timur dan barat pada lapisan stratosfer di ketinggian 30 mb.

J. Bjerknes (1937, dalam Neiburger, 1995) mengemukakan bahwa, dalam angin barat terdapat pergerakan gelombang. Penelitian J. Bjerknes didasarkan pada pengaruh pumpunan dan berairan aliran dalam menghasilkan perubahan tekanan, sementara itu C. G. Rossby melakukan penelitian yaitu mengkaji dinamika gelombang yang bergerak dari timur. Untuk menghormati penemunya akhirnya gelombang ini diberi nama gelombang Gravitasi Rossby.



Gambar 5. Bagan medan tekanan dalam suatu gelombang dalam angin baratan yang berada di atas troposfer.
(J. Bjerknes, 1937 dalam Neiburger, 1995)

Gambar 5 di atas, menunjukkan bagan pola pampunan dan berairan, serta perubahan tekanan yang bersesuaian, dalam suatu gelombang di troposfer atas. Anginnya bergerak ke arah isobar dengan struktur yang lebih rapat, angin ini mendapat percepatan dan dibelokkan ke arah yang bertekanan rendah. Angin yang mendekati isobar dan berstruktur lebih renggang, angin tersebut mengalami perlambatan dan di belokkan ke arah tekanan tinggi.

Penemuan QBO berawal dari erupsi gunung Krakatau pada tanggal 27 Agustus 1883. Erupsi ini melontarkan debu hingga ke lapisan stratosfer setelah itu terbawa di sepanjang ekuator, dan mengelilingi bumi selama 13 hari dengan arah menuju barat. Angin lapisan udara atas ini dikenal dengan angin timur Krakatau (*Krakatau easterlies*).

Pada tahun 1908. Berson meluncurkan balon sounding ke atas danau Victoria di Afrika. Ia menemukan adanya pergerakan angin dari arah barat menuju timur pada ketinggian sekitar 15 km atau 120 mb. Angin dari arah barat ini dikenal dengan sebutan *Berson's westerlies*.

Hasil observasi yang berlawanan ini akhirnya dipecahkan melalui serangkaian penelitian yang dilakukan oleh Reed dan Veryard, Edbon (1961) yang mengatakan bahwa angin di atas ekuator mengalami osilasi arah, pergantian arah osilasi angin ini disebut sebagai QBO.

Pada lapisan stratosfer, pengaruh dari gelombang Kelvin dan gelombang Gravitasi Rossby sangat besar. Kedua gelombang ini bergerak lebih cepat pada lapisan stratosfer dan merupakan faktor yang sangat penting untuk keseimbangan momentum pada atmosfer tengah ekuator. Gelombang Kelvin pada lapisan stratosfer berfungsi untuk menentukan aliran angin barat sementara gelombang Gravitasi Rossby berperan dalam menentukan aliran angin timur. Skala meridional gelombang Kelvin berkisar antara 1300 km sampai 1700 km sedangkan gelombang Gravitasi Rossby berkisar antara 1000 km sampai 1500 km. Plumb (1977) mengatakan bahwa gelombang Kelvin pada ekuator mampu membentuk momentum angin barat, sementara gelombang Gravitasi Rossby mampu membentuk momentum angin timur sehingga keduanya dapat menghasilkan osilasi QBO pada stratosfer.

Gelombang Kelvin dan Gravitasi Rossby merupakan jenis perambatan gelombang vertikal yang menentukan arah pergerakan fase QBO. Kedua gelombang ini akan memberikan momentum untuk membentuk QBO. Ketika momentum mengalami perubahan maka akan timbul gaya yang menggerakkan massa udara (Hukum Newton dan Teorema Impuls-Momentum). Jadi secara garis besar kedua gelombang ini berfungsi sebagai gaya yang menggerakkan massa udara. Hubungan impuls dan momentum dapat dijabarkan sebagai berikut :

Berdasarkan Hukum Newton II

$$\vec{F} = m \frac{dv}{dt} \quad \text{atau} \quad \vec{F} dt = m dv \quad (5)$$

Dimana: $\vec{F}$ = Gaya

m = Massa

$\vec{v}$ = kecepatan

Jika kita integralkan maka akan di dapat $\int \vec{F} dt = \int m dv$ kemudian kita misalkan massa partikel tidak berubah dengan kecepatan dan waktu maka akan didapatkan

$$\int \vec{F} dt = m \int_{v_0}^v dv = m\vec{v} - m\vec{v}_0 \quad \text{atau} \quad \int \vec{F} dt = m\vec{v} - m\vec{v}_0 \quad (6)$$

Integral $\int F(t) dt$ disebut dengan Impuls (I) maka dapat ditulis

$$\vec{I} = m\vec{v} - m\vec{v}_0 \quad (7)$$

Dimana: $\vec{I}$ = Impuls

$\vec{v}_0$ = Kecepatan awal

$\vec{v}$ = Kecepatan akhir

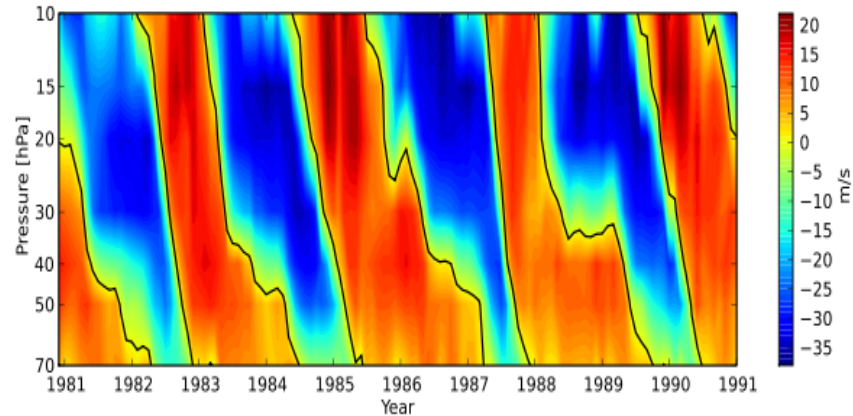
Berdasarkan persamaan diatas maka mekanisme hubungan antara impuls dan momentum dapat digambarkan bahwa, pada saat angin zonal pada lapisan troposfer bergerak ke timur maka terbentuklah gelombang Kelvin. Gelombang ini terus merambat secara horizontal dan naik secara vertikal hingga ke lapisan stratosfer. Pada saat gelombang ini naik maka amplitudonya mengecil dan mengikuti aliran angin zonal pada lapisan stratosfer. Pada saat arah gelombang ini searah dengan angin zonal maka

akan terbentuk angin barat yang kuat selama satu tahun yaitu gabungan antara energi gelombang Kelvin ditambah energi angin zonal. Begitu juga pada fase QBO interval berikutnya, jika pada troposfer terdapat angin zonal maka gelombang Gravitasi Rossby akan terbentuk dan naik ke atas lapisan stratosfer sehingga momentum gelombang mampu memperkuat angin zonal sehingga membentuk angin timur.

Dari penjelasan diatas dapat kita simpulkan bahwa QBO terbentuk karena adanya momentum yang dihasilkan oleh kedua gelombang ini. Selain itu, untuk membentuk QBO juga dibutuhkan energi yang tinggi (konvektif skala besar) yang digunakan sebagai Gaya pendorong kedua gelombang atmosfer tersebut. QBO hanya terjadi di daerah sekitar ekuator karena gelombang Kelvin dan Gravitasi Rossby hanya akan terbentuk secara kuat di daerah konveksi tinggi yaitu di sekitar ekuator 12° LU/LS. Alasannya adalah karena daerah ini menyediakan energi yang cukup besar untuk menciptakan kedua gelombang ini dan mengangkatnya hingga ke lapisan stratosfer. Meskipun daerah subtropik memiliki daerah front atau daerah pembentukan awan tetapi QBO tidak terjadi di daerah ini karena energi yang dihasilkan tidak cukup kuat untuk mengangkat gelombang atmosfer ini ke lapisan stratosfer untuk menghasilkan osilasi.

Kedua gelombang ini terjadi secara bergantian dalam interval waktu yang berbeda. Pada saat gelombang Kelvin terbentuk maka gelombang Gravitasi Rossby tidak terbentuk dan sebaliknya inilah yang mengakibatkan siklus dua tahunan QBO

Berlin FU mengumpulkan data QBO di Pulau Kanton, Gan, dan Singapura yang dikumpulkan dari tahun 1981 sampai tahun 1991 dapat dilihat pada Gambar 6.



Gambar 6. Tampilan Osilasi QBO berupa angin barat dan timur.
(Wikipedia.com)

Pada Gambar 6 di atas, tampilan Osilasi QBO berupa angin zonal khatulistiwa, (v dalam m/s), pada ketinggian sekitar 20 km sampai 35 km atau 22 mil di atas permukaan laut selama sepuluh tahun. Angin barat ditunjukkan dengan warna merah dan bernilai positif dan angin timur berwarna biru dengan nilai negatif.

Beberapa karakteristik QBO antara lain:

- (1) Kecepatan angin zonal semakin kecil dengan bertambahnya waktu.
- (2) Angin bergerak turun, kira-kira 1 km/ bulan
- (3) Periode Osilasi QBO adalah antara 20 bulan sampai 36 bulan dengan rata-rata sekitar 28 bulan
- (4) Dimulai dari ketinggian 10 mb menurun hingga ketinggian 100 mb

- (5) Amplitudo maksimum QBO adalah 40 m sampai dengan 50 m pada ketinggian 20 mb.
- (6) Angin dari arah timur umumnya lebih kuat dari arah barat
- (7) Angin dari arah barat bergerak ke bawah lebih cepat dari pada angin dari arah timur.
- (8) Transisi antara angin dari arah barat dan timur sering terjadi antara ketinggian 30 mb sampai 50 mb

Meskipun fenomena QBO hanya terjadi di lapisan stratosfer, namun perannya sangatlah penting dalam estimasi dan dinamika lapisan udara troposfer. Sebagai contoh, pada saat siklon tropis terbentuk maka bagian puncak siklon tersebut yang terdapat di lapisan stratosfer akan diredam atau dinetralkan oleh angin osilasi QBO. Contoh lainnya adalah dalam pembuatan model untuk efek monsun dapat pula digunakan pendekatan data QBO, SST dan ENSO karena sirkulasi udara bawah juga dipengaruhi oleh udara atas yaitu adanya gerakan udara yang bergerak secara vertikal.

Manfaat mempelajari karakter QBO

- (1) Fase QBO akan mempengaruhi *Hurricane* di Atlantik dan luas penggunaannya dalam peramalan *Hurricane*. Peningkatan aktifitas *Hurricane* terjadi karena angin barat atau zona anomali angin positif, dan akan menurun karena angin timur atau zona anomali angin negatif.
- (2) QBO berhubungan baik dengan SST dan ENSO dalam menghasilkan efek monsun.

- (3) Frekuensi Siklon Tropis meningkat di Pasifik Utara selama terbentuknya fase angin barat QBO, dan aktifitas Basin India Tenggara meningkat selama fase angin timur QBO.
- (4) Untuk memprediksi kuat dan lemahnya ENSO dan waktu terjadinya ENSO maka digunakan anomali angin pada ketinggian 30 mb dan 50 mb
- (5) QBO memberikan dampak pada pola curah hujan Sahel
- (6) Kombinasi QBO dengan SOI dan 40 hari sampai 50 hari MJO dapat digunakan untuk peramalan iklim jangka panjang.

Pada QBO kita juga mengetahui bahwa kecepatan angin timur lebih besar dari angin barat karena kecepatan sudut yang dihasilkan angin timur lebih besar dari angin barat. Sesuai dengan persamaan berikut ini:

$$\vec{L} = I \vec{\omega} \quad (8)$$

Dimana : $\vec{L}$ = Momentum sudut

I = Inersia

$\vec{\omega}$ = Kecepatan sudut

$$I = (m r^2) \quad (9)$$

Dimana : m = Mass

r = Jari-jari

Subtitusikan persamaan 9 ke persamaan 8 maka di dapat

$$\vec{L} = (m r^2) \vec{\omega} \quad (9)$$

$$\vec{\omega} = \vec{v}/r \quad (10)$$

Dimana : $\vec{v}$ = Kecepatan

subtitusikan persamaan 10 ke persamaan 9 maka di peroleh

$$\vec{L} = (m r^2) \vec{v}/r \quad (11)$$

r sama-sama di bagi maka di peroleh

$$\vec{L} = m \vec{v} r \quad (12)$$

Artinya jika $\vec{v}$ meningkat maka $\vec{L}$ juga akan meningkat dan I juga mempengaruhi nilai $\vec{L}$.

1.2. *Equatorial Atmospheric Radar (EAR)* (EAR)

Equatorial Atmospheric Radar (EAR) atau Radar Atmosfer Khatulistiwa merupakan pengembangan dari BLR dan merupakan *Doppler Pulse Monostatik Radar* yang beroperasi pada frekuensi sekitar 47 MHz. Radar ini menggunakan *three-element Yagi antenna squared* sebanyak 560 buah pada ketinggian lebih kurang 865 m di atas permukaan laut. (Sunarsih, 2008)



Gambar 7. *Equatorial Atmospheric Radar (EAR)* di Koto Tabang

Untuk mengetahui spesifikasi dan kegunaan Radar EAR dapat dilihat dalam tabel 2

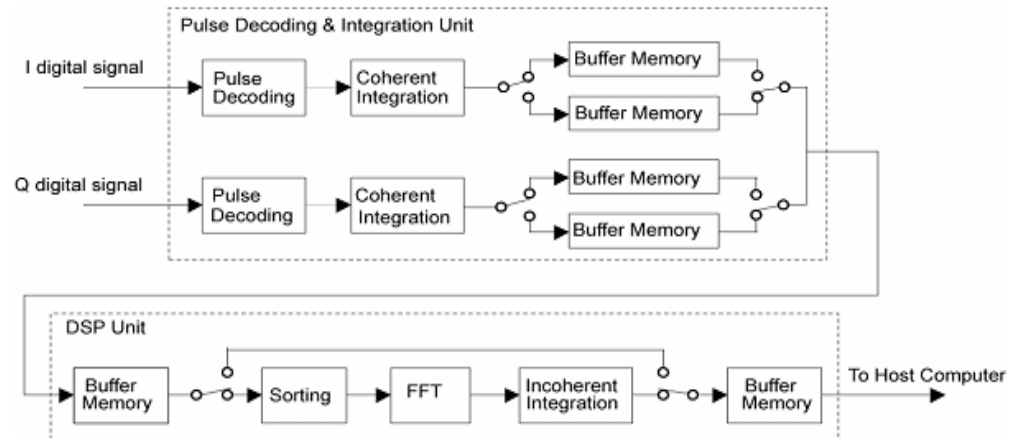
Tabel 2. Spesifikasi *Equatorial Atmospheric Radar* (EAR)

Lokasi	100.32 ⁰ BT; 0,2 ⁰ LS; 865 m dpl
Frekuensi	47 MHz
Daya Keluaran	100 KW
System Antenna	560 antenna Yagi tiga element berbasis pada area hampir lingkaran berdiameter 110 m
Lebar Beam	3,4 ⁰ (-3. On Way)
Arah Beam	Ke segala arah dalam rentang 30 ⁰ dari sudut zenith
Jarak Pengamatan	1,5-20 km dalam arah 3 dimensi (vertikal, meridional dan zonal) untuk turbulensi atmosfer dalam selang waktu 2,3 menit untuk setiap ketinggian 150 meter dan lebih dari 90 km untuk irregulasi ionosfer (area troposfer sedikit dibawah stratosfer)
Klasifikasi	Instalasi
Penggunaan	Untuk meneliti dinamika atmosfer yang terkait perubahan iklim dunia, terutama anomali iklim yang menyebabkan <i>El Nino</i> dan <i>La Nina</i> serta QBO
Info Hasil	Untuk mengamati resolusi tinggi arah dan kecepatan angin, yang memungkinkan penelitian struktur atmosfer khatulistiwa secara lengkap
Pengelola	Deputi SAINS, pengkajian dan Informasi – LAPAN
Beroperasi	Tahun 2001

(Sumber : Fakao, 2003 dalam Sunarsih, 2008)

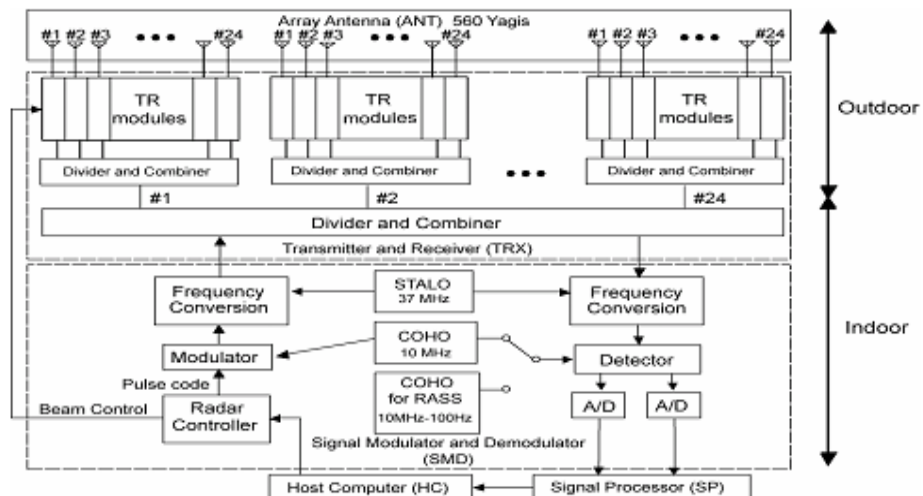
EAR terdiri dari peralatan-peralatan sebagai berikut:

- (1) ANT (*Antenna Array*)
 - 1.a *Power Distribution Unit (PDU)*
 - 1.b *Transceiver Module (TRX Module)*
- (2) TRX (*Transmitter and Receiver*)
 - 2.a *Pre-Amplifier TRX Module*
 - 2.b *TRX Module*
- (3) *Signal Modulator System and Demodulator (SMD)*
- (4) *Signal Processor (SP)*
- (5) CHAM (*Chamber*)
 - 5.a *Engineering Workstation*
 - 5.b *Melco PC for maintenance purpose*
 - 5.c *SMD*
 - 5.d *SP*
- (6) *Signal Distribution Unit (SDU)*
 - 6.a *Power Supply (10 & 80 VDC)*
 - 6.b *Signal is divide to 24*



Gambar 8. Diagram Blok EAR
(M. Sjarifudin dkk, 2008)

Dari diagram blok EAR diperoleh informasi tentang alur sinyal 47 MHz dan cara pengolahan datanya dengan menggunakan *Digital Signal Processing* (DSP).



Gambar 9. Aliran sinyal pada pengolahan data EAR
(M. Sjarifudin dkk, 2008)

Pemrosesan data pada EAR memberikan informasi daya diterima radar EAR dalam bentuk Plotting Daya, Angin Zonal, Angin Meridional, Angin Vertikal, dan tabel daya terhadap ketinggian. Digunakan ADC 14 bit dengan frekuensi pencuplikan maksimum 2 MHz, sehingga mampu memberikan data dengan range gate 1024, *Coherent Integral Number* (CIN) 1 sampai 128, *Fast Fourier Transform* (FFT) dan *Incoherent Integral* (II) 1 sampai 32.

Kelebihan EAR dibandingkan dengan radar di Indonesia lainnya adalah menggunakan antena putar sehingga dalam operasinya dapat diputar ke segala arah, asalkan masih dalam radius 30° dari sumbu vertikal. Alat ini dirancang khusus untuk memantau arah dan kecepatan angin dan turbulensi secara kontiniu mulai dari lapisan 2,0 km hingga 19,7 km yaitu pada lapisan troposfer dan bawah stratosfer dan dalam arah tiga dimensi yaitu vertikal, meridional, dan zonal dalam selang waktu menitan untuk setiap ketinggian 100 m. Selain itu juga radar ini mampu mendeteksi fenomena elektromagnetik yang terjadi pada lapisan sekitar 100 km.

EAR memiliki keunikan-keunikan (Hermawan 2002), diantaranya:

- (1) Mengamati fenomena atmosfer yang resolusi waktu pengamatannya relatif sangat pendek biasanya per menit seperti peristiwa penjalaran gelombang Rossby, Gelombang Kelvin atau kombinasi keduanya.
- (2) Menggunakan antenna putar sehingga dalam operasinya dapat diputar kesegala arah, asalkan masih dalam radius 30° dari sumbu vertikal
- (3) Mampu mendeteksi fenomena Elektromagnetik yang terjadi pada lapisan sekitar 100 km.

- (4) Untuk mendeteksi angin mulai dari lapisan 1,5 km hingga 20 km.
- (5) Kemampuan untuk mengukur profil temperatur terhadap ketinggian dengan menggunakan teknik *Radio Acoustic Sounding System* (RASS)
- (6) Kemampuan untuk memahami *Field-Align Irregularities* (FAI) dalam pengamatan lapisan ionosfer dalam arah tegak lurus terhadap bidang geomagnetik.
- (7) Resolusi range sinyal tunggal mencapai 75 m, dan bahkan lebih akurat lagi untuk menghitung perpindahan vertikal dari struktur lapisan tipis atmosfer dengan teknik *Frequency Domain Interferrometry* (FDI) atau *Frequency Interferrometric Imaging* (FII).

BAB V

KESIMPULAN DAN SARAN

5.1 Kesimpulan

- (1) Pengaruh QBO terhadap curah hujan yang terjadi di Wilayah Kota Padang dan sekitarnya relatif kecil. Namun di beberapa bagian QBO juga menunjukkan pengaruh negatif terhadap curah hujan.
- (2) QBO cukup berpengaruh positif terhadap curah hujan terutama curah hujan yang dipengaruhi oleh angin barat. Hal ini karena angin barat banyak mengandung uap air karena melewati lautan yang luas.
- (3) QBO berpengaruh negatif terhadap curah hujan terutama curah hujan yang dipengaruhi oleh angin timur (pada ketinggian 18,592 sampai 19,626 km). Hal ini karena angin zonal timur sedikit mengandung uap air. Namun demikian angin timur juga dapat berpengaruh positif terhadap curah hujan seperti pada ketinggian 17,557 sampai 18,001 km.
- (4) Pada lapisan 17,557 QBO lebih berpengaruh terhadap curah hujan dari pada QBO pada lapisan 19,626, hal ini karena QBO pada lapisan 17,557 lebih dekat dengan lapisan troposfer Bumi yang merupakan lapisan tempat proses pembentukan dan terjadinya hujan.

5.2 Saran

Agar dapat diperoleh hasil yang lebih baik sehingga lebih dapat mendiskripsikan hubungan QBO dan curah hujan di Kota Padang dan sekitarnya, maka perlu adanya peningkatan hal-hal sebagai berikut:

- (1) Sebaiknya membandingkan dengan alat lain seperti *Radio Sounding*, Radar VHF, MF Radar untuk mendapatkan data QBO.
- (2) Lakukan penelitian pada wilayah yang lebih luas.

DAFTAR PUSTAKA

- Adningsih, 2003. *Pola Hujan*. Padang : Universitas Negeri Padang
- Citra Ayudia, 2008. *Dampak Fenomena Penjalaran Gelombang Kelvin Terhadap Prilaku Curah Hujan*. Padang : Universitas Negeri Padang
- Dwinanto Budi, 2006. *Karakteristik Curah Hujan di Sumatera Barat*. Padang : Universitas Negeri Padang
- Endarwin dkk, 2000. *Periodesitas Gerak Atmosfer Terhadap Fluktuasi Intensitas Curah Hujan di Indonesia*. Bul. Met. Geo, Vol. 1. No. 3. PP : 1-8
- Hermawan, E. 2002. *Perbandingan Antara Radar Atmosfer Khatulistiwa dengan Middle and Upper Atmosphere Radal dalam Pemantauan Angin Zonal dan Angin Meridional*. Warta LAPAN 4, No 1: 8-16.
- Lakitan Benyamin, 2002. *Dasar-dasar Klimatologi*. Jakarta : PT. Raja Grafindo Persada
- Linsley, R. K. 1989. *Hidrologi Untuk Insinyur*. PT. Erlangga. Jakarta
- Lubis Sandro, 2009. *Quasi Biennial Oscillation (QBO)* : <http://Sandrolubis.Wordpress.com/2009/10/16/Qbo-bieneal-oscilation>.
- Misnawati, 2006. *Analisis Awan Hujan di Wilayah Koto Tabang Sumatera Barat Menggunakan Data Radar* : Penerbit IPB
- M. Sjarifudin dkk, 2008. *Pengembangan Sistem Pengolahan Data Radar VHF LAPAN* : Penerbit Universitas Lampung
- Muzirwan dkk, 2010. *Laporan Akhir Program Riset insentif Kedirgantaraan (RIK) DIKTI* : Penerbit LAPAN Koto Tabang.
- Neiburger, 1995. *Memahami Lingkungan Atmosfer Kita*: Penerbit ITB Bandung
- Sandy, I Made, 1987. *Iklim Regional Indonesia* : Jurnal Geografi, FMIPA UI
- Sarimin dan Nograho, 2003. *Geografi Sumatera Barat*. Padang
- Sipayung, Sinta Berliana, Hariadi, T.E. Nurzaman. A dan Eddy Hermawan, 2003. *The Spectrum Analysis of Rainfall in Indonesia*. Indonesia Journal of physics (14) : 3.
- Sudjana, 1982 *Teknik analisis Regesi dan Korelasi* : Penerbit INPAD Bandung
- Sunarsih Ining, 2008. *Perilaku Curah Hujan di Kototabang, Pontianak, dan Biak Berbasis Hasil Analisis Data EAR dan WPR* : Penerbit IPB