

ANALISIS KORELASI SUHU UDARA PERMUKAAN DAN CURAH HUJAN DI JAKARTA DAN PONTIANAK DENGAN ANOMALI SUHU MUKA LAUT SAMUDERA INDIA DAN PASIFIK TROPIS DALAM KERANGKA OSILASI DUA TAHUNAN TROPOSFER (TBO)

Arief Suryantoro dan Bambang Siswanto

Peneliti Pusat Pemanfaatan Sains Atmosfer dan Iklim LAPAN

e_mail : ariefs_40215@yahoo.com

ABSTRACT

The relationship of Sea Surface Temperature (SST) and Sea Surface Temperature Anomaly (SSTA) in the Tropical Indian and Western Pacific Oceans on temperature and rainfall pattern over Pontianak and Jakarta regions in the frame of Tropospheric Biennial Oscillation (TBO) phenomenon has been analyzed. The results obtained shows that SST and SSTA over Tropical Indian and Western Pacific Oceans have a higher correlation to air surface temperature over areas are observed in this study (Jakarta and Pontianak) compared to rainfall. Furthermore, the other results shows that Tropospheric Biennial Oscillation (TBO) also appear as dominant modes on temperature and rainfall pattern over Pontianak and Jakarta regions although this phenomena are not real periodically and not only ones of the dominant modes of temperature and rainfall over both regions. It's mean that over Jakarta and Pontianak, West of Kalimantan (Borneo) areas also appear other oscillation modes of surface temperature and rainfall such as Semi Annual Oscillation (SAO), Annual Oscillation (AO) and El-Nino Southern Oscillation (ENSO).

ABSTRAK

Telah dilakukan analisis hubungan suhu muka lautan (SST : *Sea Surface Temperature*) India dan Pasifik Barat Tropis, dan anomalnya (SSTA : *Sea Surface Temperature Anomaly*) dengan suhu udara permukaan (T) dan curah hujan (CH) di daerah Pontianak dan Jakarta dalam kerangka osilasi dua tahunan troposfer (TBO : *Tropospheric Biennial Oscillation*). Hasil yang diperoleh menunjukkan bahwa SST dan SSTA Samudera India dan Pasifik Barat Tropis memiliki korelasi yang lebih baik dengan suhu udara permukaan di Jakarta dan Pontianak dibandingkan dengan curah hujan di kedua daerah yang ditinjau tersebut. Selanjutnya juga ditunjukkan bahwa TBO merupakan fenomena yang berpengaruh terhadap pola suhu udara permukaan dan curah hujan di daerah Jakarta dan Pontianak, meskipun fenomena TBO ini muncul bukan sebagai fenomena yang benar-benar periodik dan bukan merupakan satu-satunya fenomena yang muncul

dominan di kedua daerah yang ditinjau tersebut. Di daerah Jakarta dan Pontianak ini juga muncul ragam osilasi curah hujan dan suhu udara permukaan lainnya seperti osilasi setengah tahunan SAO (*Semi Annual Oscillation*), osilasi tahunan AO (*Annual Oscillation*), dan antar tahunan ENSO (*El-Nino Southern Oscillation*).

Kata kunci: SST (*Sea Surface Temperature*), SSTA (*Sea Surface Temperature Anomaly*), SAO (*Semi Annual Oscillation*), AO (*Annual Oscillation*), TBO (*Tropospheric Biennial Oscillation*).

1 PENDAHULUAN

Sebagaimana telah diketahui, bahwa kejadian El Nino dan La Nina pada khususnya, dan ENSO (*El Nino Southern Oscillation*) pada umumnya adalah hasil dari interaksi aktif antara lautan dan atmosfer utamanya di daerah Pasifik Tropis. Kondisi anomali suhu muka laut (SSTA : *Sea Surface Temperature Anomaly*) di daerah Pasifik Tropis ini telah dapat diprediksi perilakunya beberapa musim ke depan dengan hasil yang baik, baik menggunakan model yang relatif sederhana maupun dengan model sirkulasi umum kopling lautan-atmosfer yang komplek (Chang and Li, 2001). Di sisi lain, Meehl 1997 menunjukkan bahwa interaksi kopling atmosfer-daratan-lautan di daerah monsun Asia dan Australia dan Samudera Pasifik ini juga menghasilkan variabilitas antar tahunan elemen iklim di daerah tersebut yang kemudian dikenal sebagai TBO (*Tropospheric Biennial Oscillation*). Didefinisikan bahwa TBO adalah salah satu bentuk variasi antar tahunan elemen iklim di lapisan troposfer (dari permukaan sampai tropopause) dengan periode sekitar 2-3 tahun yang terjadi karena adanya interaksi antara lautan-daratan-atmosfer di daerah monsun Asia, monsun Australia, lautan India Tropis dan lautan Pasifik (Barat, Tengah dan Timur) Tropis (Li et al., 2001). Sebagai bagian dari sistem kopling atmosfer-darat-laut, TBO curah hujan berkaitan erat dengan variasi sirkulasi atmosfer timur-barat (dikenal sebagai sirkulasi Walker) dan perilaku suhu muka laut tropis (Rasmusson dan Carpenter, 1982; Meehl, 1987; Yasunari, 1990; Ropelewski, 1992 *dalam* Li et al. (2001).

Terdapat perbedaan penekanan dalam hal penggunaan notasi TBO dibandingkan dengan notasi QBO (*Quasi Biennial Oscillation*). Notasi TBO biasanya digunakan untuk menggambarkan perilaku (*behavior*) maupun pola (*pattern*) untuk unsur/elemen iklim seperti curah hujan, konveksi, sirkulasi atmosfer dan lain-lain yang terjadi di lapisan troposfer (dari permukaan sampai troposfer atas bahkan sampai tropopause), sedang notasi QBO biasanya digunakan untuk menggambarkan perilaku (*behavior*) maupun pola (*pattern*) untuk unsur/elemen iklim seperti angin zonal maupun angin meridional di lapisan stratosfer ((Webster et al., 1998). Lebih lanjut, QBO angin zonal merupakan tipe osilasi alami yang dominan di daerah stratosfer

bawah, khususnya di daerah tropis, dengan gaya penyebab utamanya adalah transfer vertikal momentum dari lapisan troposfer ke lapisan stratosfer oleh Gelombang Kelvin dan Gelombang Rossby-Gravitas (Mohanokumar et al, 2004). Sebagai keterangan tambahan, bahwa sampai saat ini mekanisme, perilaku maupun pola kopleng vertikal dari QBO ke atas (ke lapisan mesosfer) dan ke bawah (ke lapisan troposfer) masih merupakan permasalahan yang pelik dalam Meteorologi dan Klimatologi ataupun dalam Sains dan Penelitian Atmosfer pada umumnya. Selain itu, (Yasunari, 1989) *dalam* (Webster et al., 1998) mengungkapkan bahwa TBO di troposfer dan QBO di stratosfer mungkin memiliki hubungan (*link*) yang erat, meskipun signifikansi dan bentuk hubungannya bagaimana dan seperti apa belum sepenuhnya dipahami. Namun demikian, dari analisis data curah hujan observasi permukaan dalam rentang waktu pengamatan yang lama, sebagaimana yang pernah dilakukan oleh Yasunari dan Suppiah (1988) untuk daerah Benua Maritim Indonesia, oleh Mooley dan Parthasaraty (1984) serta Lau dan Yang (1996) untuk daerah India maupun oleh Tian dan Yasunari (1992), Shen dan Lau (1995) dan Chang et al. (2001) untuk daerah Cina *dalam* Li et al. (2001) kesemuanya menunjukkan adanya puncak spektrum dua tahunan (biennial) curah hujan di daerah-daerah tersebut di atas.

Daerah Benua Maritim Indonesia (BMI) yang membentang dari 6°LU-11°LS, 95°BT-141°BT, merupakan bagian daerah yang memegang peranan penting pada model yang diusulkan oleh Chang dan Li (2000) dalam upayanya untuk menerangkan mekanisme fisis ataupun faktor yang lengkap dan terpadu yang mampu menggambarkan penyebab, perkembangan dan evolusi dari TBO. Secara lebih rinci diungkapkan bahwa daerah BMI dan Samudera Pasifik Tropis Bagian Barat berperan sebagai jembatan dalam ruang dan waktu, kedua-duanya menghubungkan anomali konveksi dari monsun musim panas belahan bumi Utara (bersesuaian dengan perioda JJA : Juni, Juli, Agustus) ke monsun musim dingin belahan bumi Utara (bersesuaian dengan perioda DJF : Desember, Januari, Februari), selain itu ke dua daerah tersebut juga berperan sebagai kanal umpan balik monsun musim dingin belahan bumi Utara ke lautan India.

Dari hal-hal tersebut di atas, terlihat bahwa pemahaman yang lebih rinci terhadap anomali suhu muka laut di Samudera India dan Samudera Pasifik Barat Tropis dalam hubungannya dengan perilaku suhu udara permukaan dan curah hujan dalam siklus TBO di beberapa daerah monsun Indonesia merupakan hal yang penting, terutama dalam kaitannya dengan upaya pengembangan (modifikasi) skema presipitasi model sirkulasi atmosfer skala global yang digunakan LAPAN (AGCM CSIRO-9). Permasalahan dalam penelitian ini adalah, bahwa mekanisme fisis ataupun faktor yang lengkap dan terpadu yang mampu menggambarkan penyebab, perkembangan dan evolusi dari TBO sampai saat ini belum sepenuhnya dipahami. Selain itu, keterkaitan anomali suhu muka laut di Samudera India dan Samudera

Pasifik Barat Tropis dengan perilaku suhu udara permukaan dan curah hujan dalam siklus TBO di beberapa daerah monsun Indonesia belum banyak dilakukannya. Hal-hal inilah yang menjadi perhatian utama dalam penelitian ini.

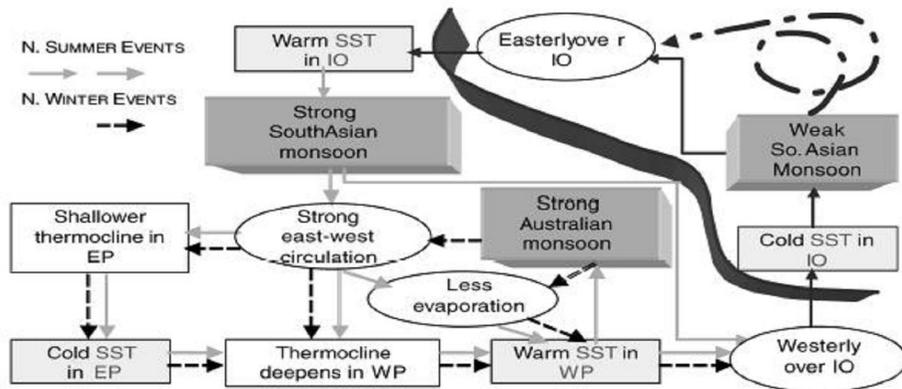
Tujuan penelitian ini adalah untuk meningkatkan pemahaman karakteristik dan mekanisme proses fisis atmosfer khatulistiwa, khususnya untuk mengidentifikasi adanya variasi sub musiman dan musiman, variabilitas tahunan dan antar tahunan elemen iklim (pada tahap ini adalah keterkaitan anomali suhu muka laut di Samudera India dan Samudera Pasifik Barat Tropis dengan perilaku suhu udara permukaan dan curah hujan dalam siklus TBO di beberapa daerah monsun Indonesia, sebagai bagian dari pemahaman mekanisme proses fisis atmosfer khatulistiwa). Sasaran yang ingin dicapai pada penelitian ini adalah diketahuinya hubungan anomali suhu muka laut di Samudera India dan Samudera Pasifik Barat Tropis dengan suhu udara permukaan dan curah hujan dalam siklus TBO di daerah Jakarta dan Pontianak.

2 TINJAUAN PUSTAKA

Wang dan Chang (2004) mengungkapkan bahwa terdapat tiga kelompok besar teori tentang TBO, yaitu Teori Interaksi Laut-Atmosfer Lokal, Teori Interaksi *Remote* Laut-Atmosfer Tropis, dan Teori Telekoneksi Tropis dan Sub Tropis. Sebagian besar teori mendukung bahwa TBO disebabkan oleh interaksi sistem monsun-lautan-atmosfer dan ekstra tropis (Nicholls, 1978; Meehl, 1994, 1997; Chang dan Li, 2000 *dalam* Mohanakumar, 2004). Dalam makalah ini, untuk menggambarkan perilaku, perkembangan dan evolusi dari TBO dipilih model yang diusulkan oleh Chang dan Li (2000). C.P.Chang dan T.Li adalah Ilmuwan, Peneliti, dan Pakar Sains Atmosfer, masing-masing bekerja di Departemen Meteorologi NPS (*Naval Postgraduate School*), Monterey, California, Amerika Serikat dan Departemen Meteorologi IPRC (*International Pacific Research Center*) Universitas Hawaii. Untuk seterusnya model yang menggambarkan perilaku, perkembangan dan evolusi dari TBO yang diusulkan oleh Chang dan Li (2000) dalam makalah ini dinyatakan sebagai model CL00. Penyelesaian analitis persamaan differensial homogen linier dari model CL00 yang dilakukan oleh Li et al. (2001) menunjukkan bahwa model CL00 ini tidak hanya memberikan bentuk osilasi namun juga memberikan periode dua tahunan (*biennial*). Alasan pemilihan model CL00 dalam penelitian ini adalah karena model CL00 memiliki tingkat kecocokan yang baik dalam banyak aspek, terutama dalam parameter pengamatan TBO : anomali temperatur muka laut (SSTA : *Sea Surface Temperature Anomaly*) dan angin. Selain itu, dari beberapa model terdahulu yang telah mencoba mendeskripsikan mekanisme TBO seperti yang dilakukan oleh Meehl (1987, 1994, 1997), Nicholls (1984), Clarke et al. (1998)

Chang dan Li (2000) masih menyisakan banyak pertanyaan penting yang berkaitan dengan penyebab, perkembangan dan evolusi TBO.

Selanjutnya, Chang dan Li (2000) mengungkapkan bahwa model CL00 ini memiliki 5 zona daerah yang mewakili daerah Monsun Asia Selatan (5°LU-20°LU, 60°BT-120°BT) dan Monsun Australia (5°LS-20°LS, 120°BT-160°BT), serta wilayah-wilayah lautan India Tropis (5°LU-5°LS, 60°BT-120°BT), lautan Pasifik Barat Tropis (5°LU-5°LS, 120°BT-160°BT) dan lautan Pasifik Timur Tropis (5°LU-5°LS, 160°BT-80°BB). Ke lima zona daerah ini berinteraksi satu dengan lainnya melalui *mekanisme-mekanisme umpan balik SST-Monsun, Evaporasi-Angin, Sirkulasi walker-Monsun, dan Tekanan Angin-Termoklin Lautan*. Asumsi yang digunakan dalam model CL00 ini adalah: aliran keluar massa udara/atmosfer yang kuat di lapisan atas di atas daerah monsoon Asia-Australia yang menggerakkan sirkulasi timur-barat skala planeter di daerah tropis. Perubahan intensitas dan posisi sirkulasi timur-barat ini, terutama pada saat berada di daerah tropis, akan mempengaruhi variasi tempertur muka laut. Ilustrasi skematis yang menggambarkan interaksi antara monsun, lautan dan atmosfer yang menunjukkan osilasi dua tahunan (biennial) dalam model CL00 disajikan dalam Gambar 2-1 berikut :



Gambar 2-1: Ilustrasi skematis yang menggambarkan interaksi antara monsun, lautan dan atmosfer, yang menunjukkan osilasi dua tahunan (biennial) dalam model CL00, Chang dan Li (2000)

Dalam Gambar 2-1, penyebab dan akibat dari fase monsun kuat dengan sebarisan pengatur perkembangan pada kejadian monsun musim panas BBU yang ditampilkan oleh dua garis penuh warna merah, dan sebaliknya pengatur perkembangan pada kejadian monsun musim dingin BBU yang ditampilkan oleh satu garis putus-putus warna hitam disajikan di sisi kiri, sedangkan rangkaian diagram yang menggambarkan kejadian pada fase monsun lemah hanya secara simbolik ditampilkan dalam Gambar 2-1 di sisi kanan, karena secara detil, fase monsun lemah ini adalah bayangan cermin dari fase monsun kuat. Dua keadaan/fase monsun ini dipisahkan oleh pita dalam Gambar 2-1. Daerah-daerah yang berupa daratan dan lautan disajikan dalam kotak terarsir, sedangkan yang tidak terarsir merupakan

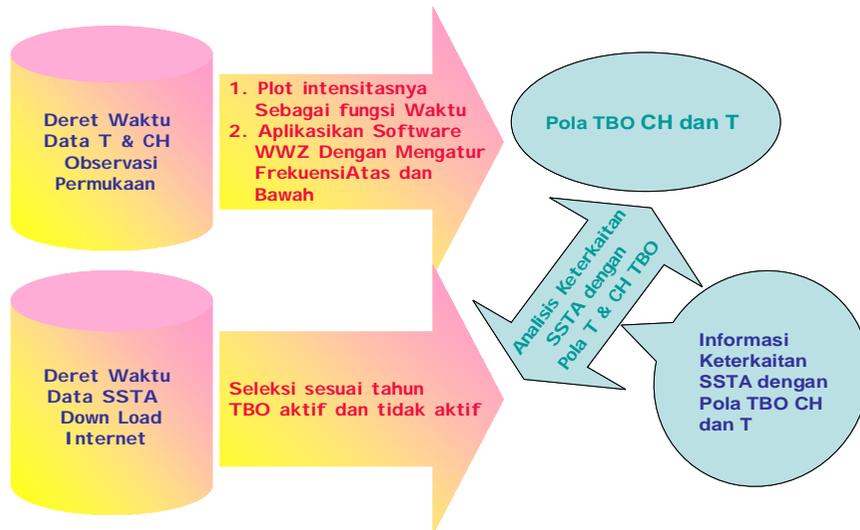
gambaran proses interaksi yang terjadi di atmosfer (ditampilkan dalam bentuk oval) dan di lautan (ditampilkan dalam bentuk persegi). Perkembangan dan kejadian selama fase monsun musim panas BBU mengikuti garis penuh dan panah warna merah, dan sebaliknya perkembangan dan kejadian selama fase monsun musim dingin BBU mengikuti garis putus-putus dan panah warna hitam. Fase monsun kuat dimulai dengan adanya pemanasan temperatur muka laut (SST) di lautan India Tropis yang memimpin terjadinya fase monsun kuat di Asia Selatan pada saat monsun musim panas BBU. Anomali temperatur muka laut yang hangat akan menaikkan kelembaban lapisan bawah troposfer lokal melalui peristiwa penguapan permukaan. Dalam konteks perkembangan monsun musim panas Asia Selatan, angin selatan (*southerly wind*) bergerak ke bagian selatan sub kontinen India, membawa uap air ke Asia Selatan, dimana hal ini akan meningkatkan terjadinya curah hujan konvektif dan terjadinya keadaan monsun yang kuat. Pemanasan konvektif yang berkaitan dengan kejadian monsun yang kuat ini, di satu sisi akan menginduksi anomali angin baratan di atas lautan India Tropis melalui pengaruh peningkatan vortisitas level rendah, di sisi lain juga meningkatkan intensitas sirkulasi timur barat skala planeter (Sirkulasi Walker) yang memimpin terjadinya anomali angin timuran di atas lautan Pasifik Tropis bagian Barat dan Tengah. Anomali angin baratan di atas lautan India Tropis ini akan menurunkan temperatur muka laut lokal, utamanya melalui proses umpan balik evaporasi-angin. Pendinginan ini akan membantu perkembangan kejadian (*event*) monsun lemah musim panas Asia Selatan jika keadaan temperatur muka laut lokal yang dingin ini mampu terus bertahan untuk selang waktu sekitar 1 (satu) tahun ke depan. Hal dominan yang terjadi di lautan Pasifik Tropis bagian Barat adalah adanya anomali adveksi temperatur vertikal yang berkaitan dengan perubahan termoklin maupun perubahan temperatur bawah permukaan. Anomali angin timuran di atas lautan Pasifik Tropis bagian Tengah akan memperdalam termoklin di lautan Pasifik Tropis bagian Barat sehingga membuat temperatur muka laut di lautan Pasifik Tropis bagian Barat ini menjadi lebih hangat. Sementara itu, anomali angin timuran di atas lautan Pasifik Tropis bagian Barat ini menghasilkan hal yang berlawanan dengan anomali angin baratan dalam hal pengurangan evaporasi dan penambahan pemanasan (Anomali angin timuran juga cenderung menurunkan temperatur permukaan laut lokal melalui adveksi zonal dan induksi up welling Eikman, meskipun kedua hal ini berpengaruh sangat kecil/lemah). Hasilnya adalah anomali temperatur muka laut di lautan Pasifik Tropis bagian Barat tetap hangat sampai musim gugur BBU (yaitu pada perioda September, Oktober dan November), yang akhirnya memimpin terjadinya monsun Australia yang lebih kuat pada periode musim dingin BBU (yaitu pada perioda Desember, Januari dan Februari), sekaligus sebagai awal pengaturan perkembangan kejadian (*event*)

monsun musim dingin BBU (yang ditunjukkan dengan dua garis putus-putus warna hitam dalam Gambar 2-1 di atas).

3 DATA DAN METODE

Data yang digunakan dalam penelitian ini terdiri dari data bulanan T (suhu udara permukaan) periode pengamatan 1951-2002 untuk daerah Kemayoran, Jakarta dan periode pengamatan 1973-2006 untuk daerah Supadio, Pontianak, dan data bulanan CH (curah hujan) di kedua daerah tersebut dengan periode pengamatan 1951-2002. Sumber data T dan CH adalah BMKG (Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika) Jakarta. Data berikutnya adalah data bulanan SST (*Sea Surface Temperature*) dan SSTA (*Sea Surface Temperature Anomaly*) daerah Samudera India Tropis (5°LU-5°LS, 60°BT-120°BT) dan Pasifik Barat Tropis (5°LU-5°LS, 120°BT-160°BT) pada periode pengamatan 1950-2006. Sumber data SST dan SSTA adalah TCC (*Tokyo Climate Center*) Jepang.

Diagram alir pelaksanaan penelitian secara skematik disajikan dalam Gambar 3-1 berikut.



Gambar 3-1: Diagram alir pelaksanaan/metodologi

Dari deret waktu data temperatur udara dan curah hujan yang diperoleh dari observasi permukaan, ditentukan pola curah hujan TBO yang terjadi dengan melihat intensitas maksimumnya sebagai fungsi dari waktu dan dengan memanfaatkan perangkat lunak WWZ (*Weighted Wavelet Z-transform*) sebagaimana terdapat dalam Foster (1996) dan Suryantoro dkk. (2001). Pengolahan deret waktu data temperatur udara permukaan dan curah hujan observasi permukaan yang diperoleh di tiap-tiap daerah pengamatan dengan WWZ tersebut dilakukan dengan mengatur filter data (frekuensi atas dan bawah) sehingga diperoleh pola osilasi data dengan

periode sekitar 2 sampai 3 tahun (yang menunjukkan pola TBO). Hal analog dilakukan, namun dengan mengatur filter data (frekuensi atas dan bawah) yang berbeda, sedemikian rupa sehingga diperoleh pola osilasi data dengan periode musiman (setengah tahun/6 bulan) sampai antar tahunan (84 bulan) yang menunjukkan adanya hubungan pola-pola SAO, AO, TBO maupun ENSO di daerah yang ditinjau tersebut. Kemudian dari deret waktu data SST dan SSTA yang diperoleh diseleksi sesuai dengan tahun-tahun TBO aktif dan tidak aktif.

Selanjutnya, dilakukan analisis keterkaitan SST dan SSTA dengan pola temperatur udara dan curah hujan TBO tersebut dengan pengecekan kenaikan intensitas curah hujan di satu musim panas dan penurunan intensitas curah hujan di musim panas berikutnya, sehingga dapat diperoleh informasi keterkaitan SST dan SSTA dengan pola temperatur udara dan curah hujan TBO tersebut di daerah-daerah yang ditinjau dalam penelitian. Seberapa besar keterkaitan SST dan SSTA dengan pola temperatur udara dan curah hujan TBO tersebut dapat diketahui dengan menggunakan analisis regresi linier dan mencari nilai korelasi yang menunjukkan keeratan di antara data-data tersebut. Dalam hal ini SST dan SSTA di Samudera India dan Pasifik Barat Tropis masing-masing sebagai *peubah input* sedang suhu udara permukaan (T) dan curah hujan (CH) di daerah Jakarta Kemayoran dan Pontianak Supadio masing-masing sebagai *peubah respon*. Sudjana (1996) dalam Hermawan dan Handayati (2007) memberikan batasan dan kriteria besarnya koefisien korelasi sebagaimana ditunjukkan dalam Tabel 3-1 berikut:

Tabel 3-1:KRITERIA DAN BATASAN KOEFISIEN KORELASI

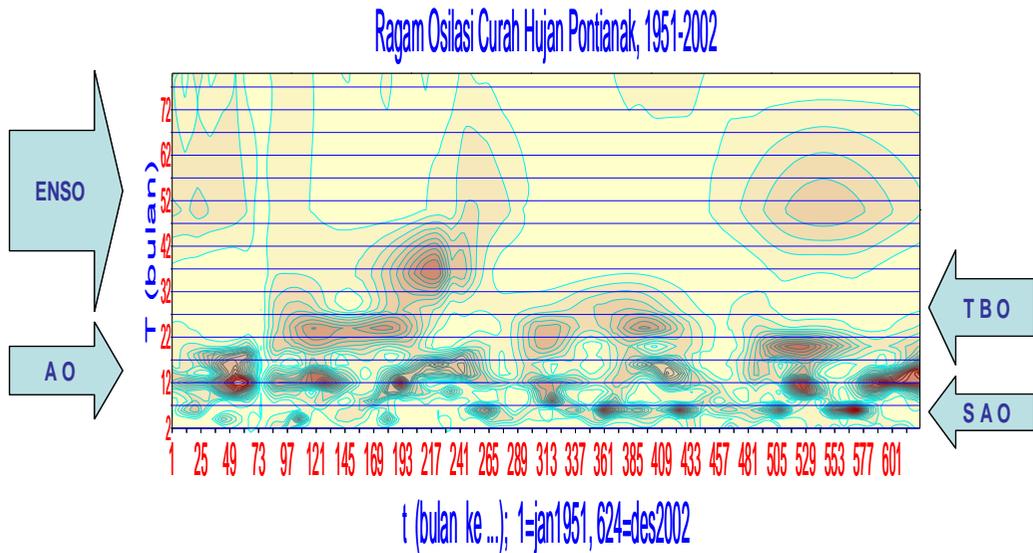
Rentang	Kriteria
$0,80 \leq r \leq 1,00$	Sangat baik
$0,60 \leq r < 0,80$	Baik
$0,40 \leq r < 0,60$	Cukup baik
$0,20 \leq r < 0,40$	Buruk
$r < 0,20$	Sangat buruk

Sudjana (1996) dalam Hermawan dan Handayati (2007)

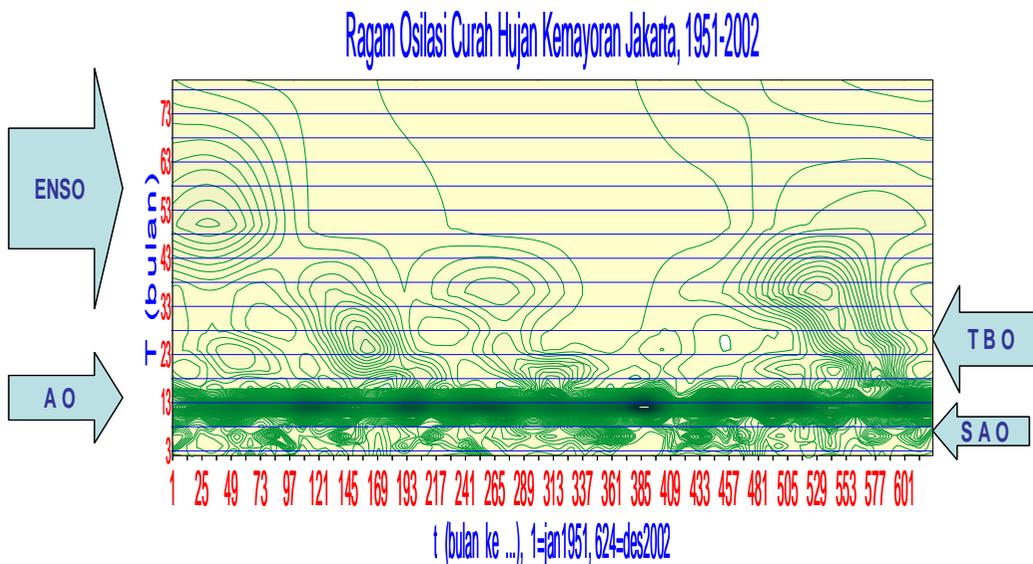
4 HASIL DAN ANALISIS

Hasil penelitian yang berupa ragam osilasi curah hujan dan suhu udara permukaan di daerah Pontianak Supadio (yang mewakili daerah di Benua Maritim Indonesia (BMI) yang dominan memiliki pola curah hujan ekuatorial), dan Jakarta Kemayoran (yang mewakili daerah di BMI yang dominan memiliki pola curah hujan musonal) yang menunjukkan kaitan pola-pola SAO (osilasi musiman), AO (osilasi tahunan), TBO (osilasi antar tahunan) dan ENSO (osilasi antar tahunan) di daerah Jakarta dan Pontianak serta kaitannya/korelasinya dengan suhu muka laut (SST) dan anomalnya

(SSTA) di Samudera India dan Pasifik Barat Tropis, utamanya saat terjadi TBO di kedua daerah yang ditinjau tersebut disajikan dalam Gambar 4-1 sampai 4-8b, berikut:

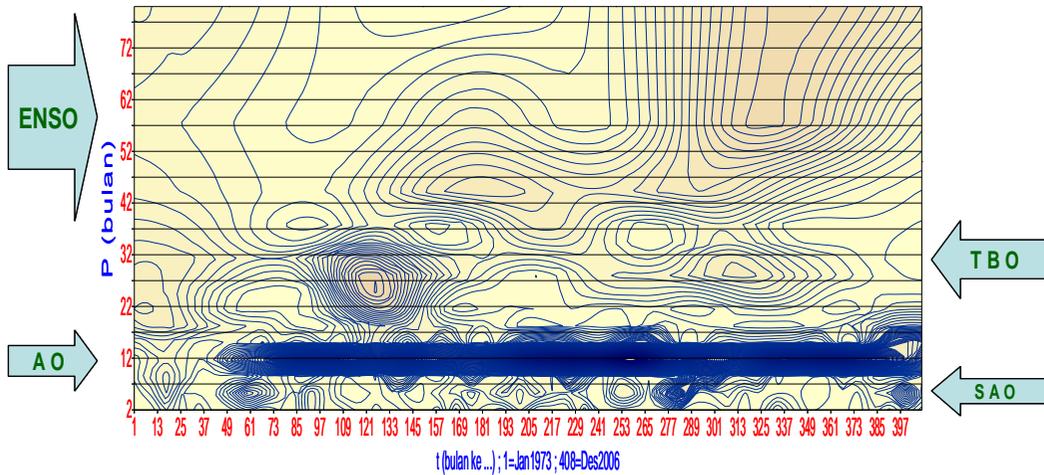


Gambar 4-1: Ragam osilasi curah hujan Pontianak, 1951-2002, yang menunjukkan kaitan pola-pola SAO, AO, TBO dan ENSO di daerah yang ditinjau tersebut



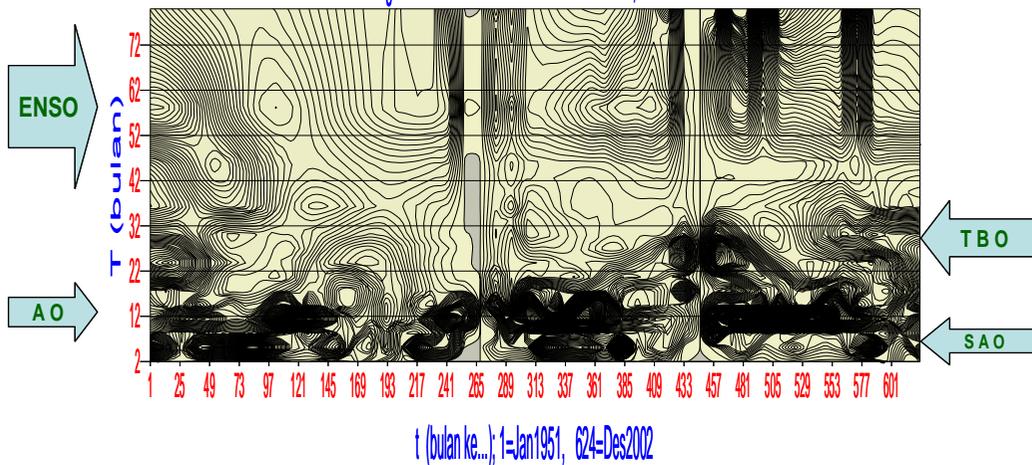
Gambar 4-2: Ragam osilasi curah hujan Jakarta, 1951-2002, yang menunjukkan kaitan pola-pola SAO, AO, TBO dan ENSO di daerah yang ditinjau tersebut

Ragam Osilasi Suhu Permukaan, Pontianak 1973-2006



Gambar 4-3: Ragam osilasi suhu udara permukaan Pontianak, 1973-2006, yang menunjukkan kaitan pola-pola SAO, AO, TBO dan ENSO di daerah yang ditinjau tersebut

Ragam Osilasi Suhu Udara Permukaan Jakarta, 1951-2002



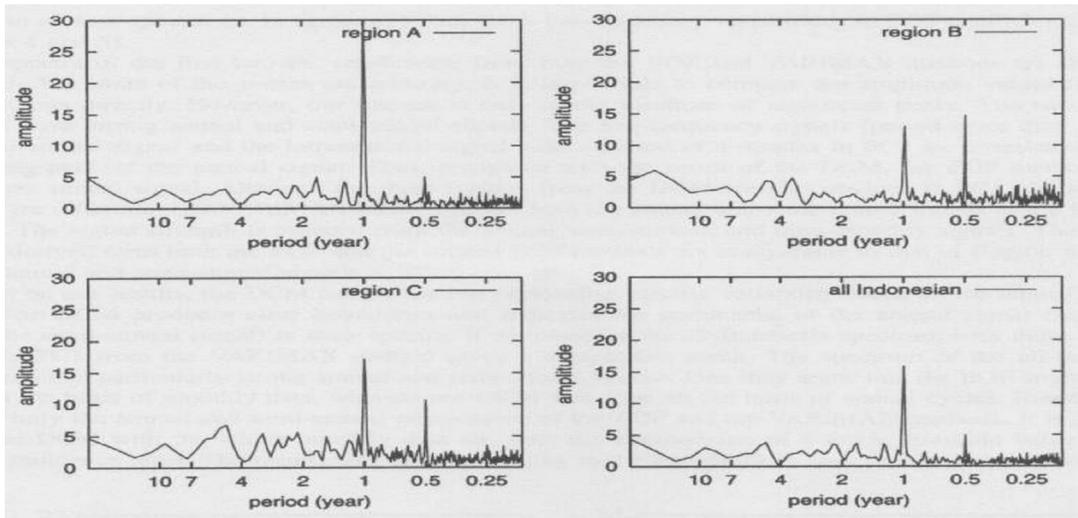
Gambar 4-4: Ragam osilasi suhu udara permukaan Jakarta, 1951-2002, yang menunjukkan kaitan pola-pola SAO, AO, TBO dan ENSO di daerah yang ditinjau tersebut

Dari Gambar 4-1 sampai 4-4 di atas, secara umum dapat diungkapkan, bahwa untuk kedua daerah yang dipilih dalam penelitian ini, yang terdiri dari daerah Jakarta Kemayoran yang dianggap mewakili daerah di BMI yang memiliki pola utama curah hujan musonal atau biasa dikenal sebagai pola AO (*Annual Oscillation*) dan Pontianak Supadio yang dianggap mewakili daerah di BMI yang memiliki pola utama curah hujan ekuatorial

atau biasa dikenal sebagai pola SAO (*Semi Annual Oscillation*), ternyata di kedua daerah tersebut juga dipengaruhi oleh fenomena-fenomena alam lainnya sehingga memberikan gambaran spektra periodisitas yang lebih luas. Di kedua daerah tersebut, selain pola utama AO (untuk daerah Jakarta Kemayoran) dan SAO (untuk daerah Pontianak Supadio) juga terjadi pola-pola osilasi lainnya yang memiliki periode antar tahunan yang dikenal pula sebagai pola TBO (*Tropospheric Biennial Oscillation*, dengan periode 2 sampai 3 tahun) dan pola ENSO (*El-Nino Southern Oscillation*, dengan periode 3 sampai 7 tahun). Hasil ini analog dengan hasil yang diperoleh oleh Aldrian dan Susanto (2003) saat melakukan kajian zonasi pola-pola utama curah hujan di wilayah BMI. Kajian tersebut secara umum membagi wilayah BMI menjadi 3 wilayah; pertama : wilayah BMI yang memiliki pola curah hujan monsunal (mencakup sebagian besar Sumatera bagian selatan, seluruh Jawa sampai NTB, NTT dan sebagian Kalimantan, sebagian Sulawesi, dan sebagian Papua); ke dua : wilayah BMI yang memiliki pola curah hujan ekuatorial (mencakup sebagian besar Sumatera bagian utara dan bagian barat dan utara Kalimantan); ke tiga : wilayah BMI yang memiliki pola curah hujan lokal, disebut juga sebagai anti monsunal, (mencakup Maluku dan sebagian Sulawesi yang dekat dengan Samudera Pasifik) sebagaimana ditunjukkan dalam Gambar 4-5 dan 4-6 berikut.



Gambar 4-5: Zonasi pola-pola utama curah hujan di wilayah yang meliputi daerah-daerah dengan pola curah hujan utama monsunal (daerah A), pola curah hujan utama ekuatorial (daerah B), pola curah hujan utama anti monsunal atau dikenal juga sebagai pola local (daerah C)

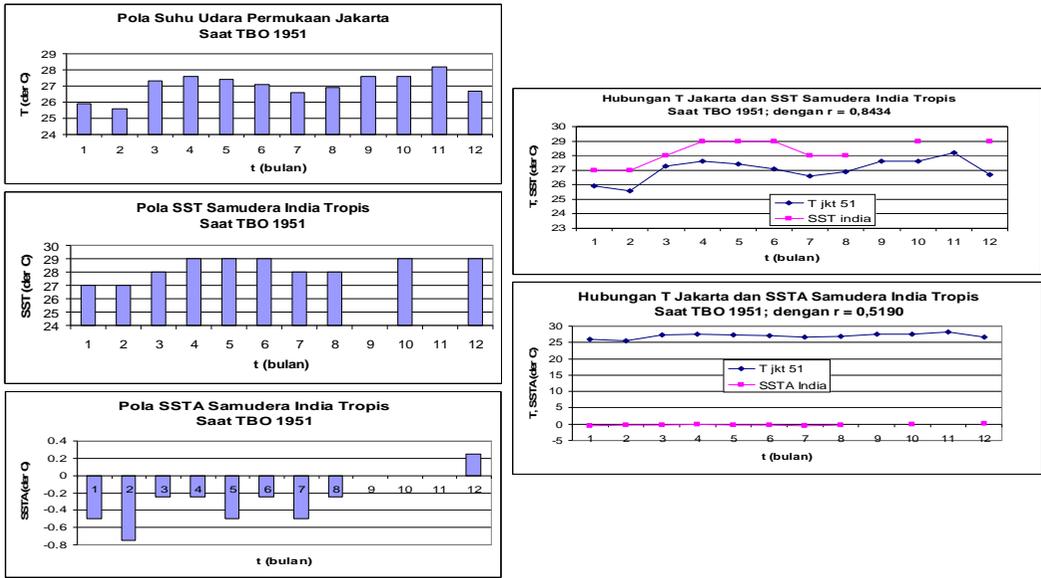


Aldrian dan Susanto (2003)

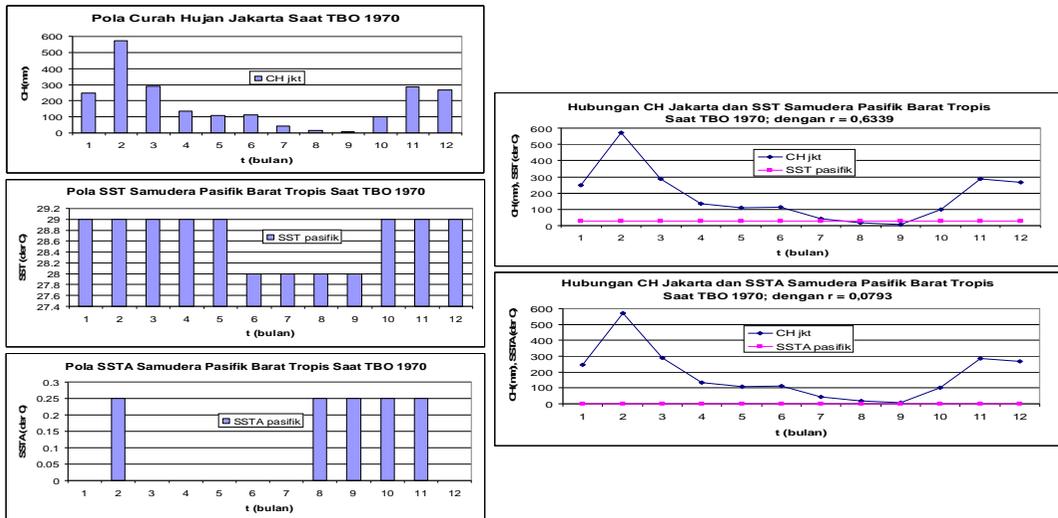
Gambar 4-6: Spektra periodisitas curah hujan di wilayah yang menunjukkan kaitan pola-pola SAO, AO, TBO dan ENSO di daerah-daerah yang berpola utama muson (daerah A, kiri atas pada panel), ekuatorial (daerah B, kanan atas pada panel), lokal (daerah C, kiri bawah pada panel), dan keseluruhan wilayah Indonesia (kanan bawah pada panel)

Kesesuaian lainnya dari hasil penelitian ini (utamanya yang disajikan dalam Gambar 4-1 sampai 4-4 di atas) dengan hasil kajian Aldrian dan Susanto (2003) adalah adanya kenyataan (hasil pengolahan spektra periodiditas curah hujan) yang menunjukkan bahwa pola-pola SAO, AO, TBO dan ENSO itu terjadi di daerah-daerah yang berpola utama muson (daerah A, kiri atas pada panel), ekuatorial (daerah B, kanan atas pada panel), lokal (daerah C, kiri bawah pada panel), dan keseluruhan wilayah Indonesia (kanan bawah pada panel) sebagaimana tampak pada Gambar 4-6 di atas.

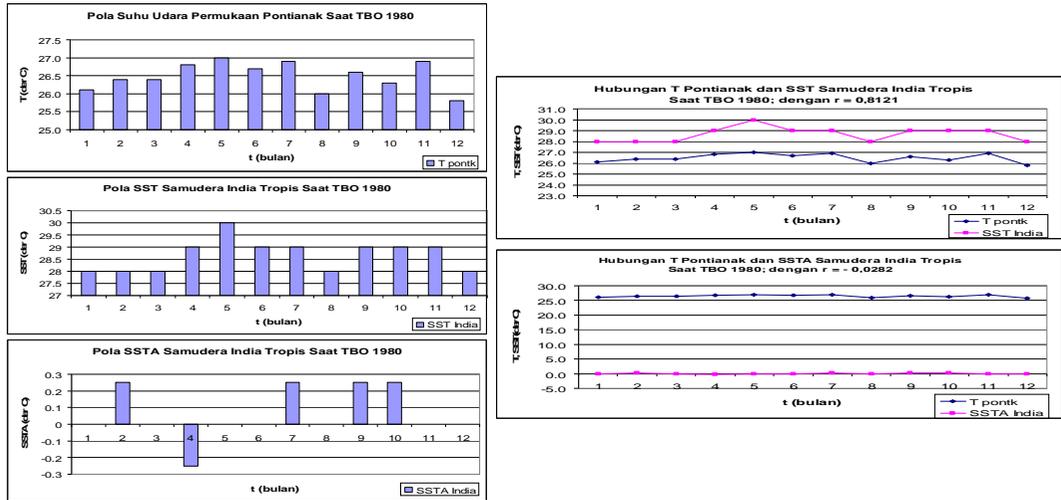
Gambar 4-7a sampai dengan 4-7d berikut merupakan beberapa contoh pola bulanan suhu udara permukaan (T) dan curah hujan bulanan (CH) daerah Jakarta dan Pontianak, pola SST Samudera India dan Pasifik Barat Tropis, pola SSTA Samudera India dan Pasifik Barat Tropis saat kejadian TBO di kedua daerah yang ditinjau tersebut, dan hubungan/korelasi antara data-data tersebut.



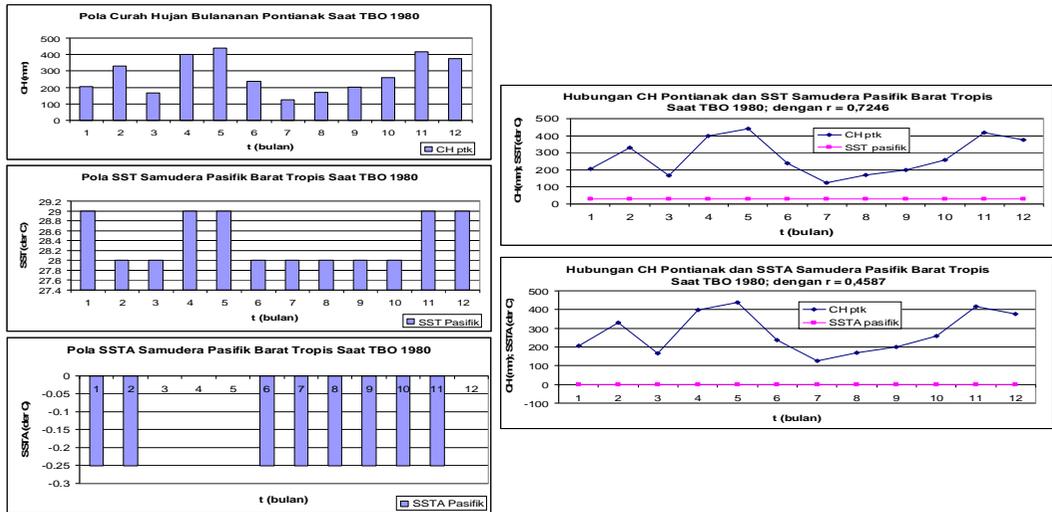
Gambar 4-7a: Pola suhu udara permukaan (T) Jakarta, pola SST Samudera India Tropis, pola SSTA Samudera India Tropis saat kejadian TBO 1951, dan korelasinya yang sangat baik dengan koefisien korelasi tertinggi $r=0,8454$ (untuk T dengan SST) dan korelasinya yang cukup baik dengan koefisien korelasi $r=0,5190$ (untuk T dengan SSTA)



Gambar 4-7b: Pola curah hujan (CH) Jakarta, pola SST Samudera Pasifik Barat Tropis, pola SSTA Samudera Pasifik Barat Tropis saat kejadian TBO 1970, dan korelasinya yang baik dengan koefisien korelasi tertinggi $r=0,6339$ (untuk T dengan SST) dan korelasinya yang sangat buruk dengan koefisien korelasi tertinggi $r=0,0793$ (untuk T dengan SSTA)



Gambar 4-7c: Pola suhu udara permukaan (T) Pontianak, pola SST Samudera India Tropis, pola SSTA Samudera India Tropis saat kejadian TBO 1980, dan korelasinya yang sangat baik dengan koefisien korelasi tertinggi $r=0,8121$ (untuk T dengan SST) dan korelasinya yang sangat buruk dengan koefisien korelasi tertinggi $r=-0,0282$ (untuk T dengan SSTA)



Gambar 4-7d: Pola curah hujan (CH) Pontianak, pola SST Samudera Pasifik Barat Tropis, pola SSTA Samudera Pasifik Barat Tropis saat kejadian TBO 1980, dan korelasinya yang baik dengan koefisien korelasi tertinggi $r=0,7246$ (untuk T dengan SST) dan korelasinya yang cukup baik dengan koefisien korelasi tertinggi $r=0,4587$ (untuk T dengan SSTA)

Dalam kaitannya dengan fenomena osilasi dua tahunan troposfer (TBO) dalam rentang 1951-2002 di daerah Pontianak Supadio, TBO curah hujan terjadi sebanyak 15 kali dengan periode antara 21-37 bulan, sedang di Jakarta Kemayoran dalam rentang waktu dan unsur iklim yang sama terjadi sebanyak 17 kali dengan periode antara 21-37 bulan. Untuk suhu udara permukaan di daerah Pontianak Supadio, dalam rentang 1973-2006, kejadian TBO muncul sebanyak 11 kejadian, dengan periode antara 20-38 bulan, sedang di Jakarta Kemayoran dalam rentang yang lebih lama, yaitu 1951-2002 kejadian TBO muncul sebanyak 18 kejadian, dengan periode antara 21-38 bulan. Hal ini menunjukkan bahwa fenomena osilasi dua tahunan troposfer (TBO) merupakan suatu fenomena yang berpengaruh terhadap pola curah hujan dan suhu udara permukaan di daerah yang ditinjau tersebut, meskipun osilasi dua tahunan troposfer (TBO) ini muncul sebagai fenomena yang tidak reguler periodik dan bukan merupakan satu-satunya fenomena osilasi dominan yang muncul di daerah tersebut. *Inherent characteristic* TBO curah hujan yaitu adanya kenaikan intensitas di satu musim panas (JJA-1) dan penurunan intensitas di musim panas berikutnya (JJA-2) muncul cukup konsisten. Penurunan intensitas curah hujan di musim panas tahun ke dua dalam siklus TBO yang cukup tinggi (sebesar 270 mm) terjadi di tahun 1997, yang diduga selain akibat TBO juga karena adanya kontribusi fenomena alam lain yaitu El-Nino yang kuat dan Dipole Mode Positif (+) yang kuat yang berdampak pada penurunan curah hujan di Indonesia pada umumnya dan di Jakarta Kemayoran pada khususnya.

Korelasi suhu udara permukaan bulanan (T) dan curah hujan bulanan (CH) daerah Jakarta dan Pontianak, SST Samudera India dan Pasifik Barat Tropis, SSTA Samudera India dan Pasifik Barat Tropis saat kejadian TBO di kedua daerah yang ditinjau tersebut, yang dinyatakan dalam nilai koefisien korelasi (r) T dan CH dengan SST dan SSTA, secara lebih lengkap disajikan dalam Tabel 4-1 berikut.

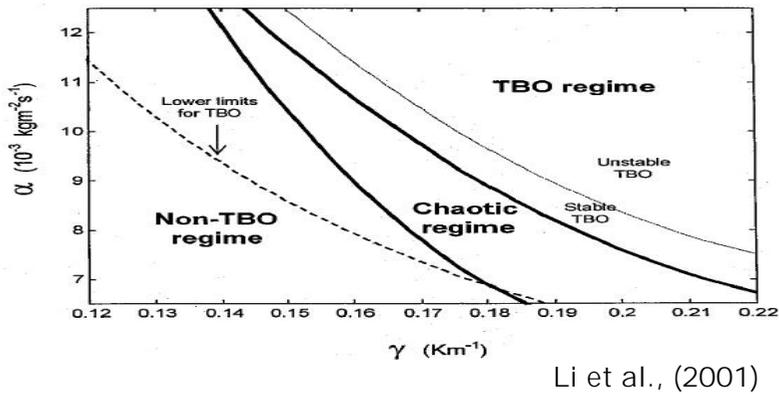
Tabel 4-1: KOEFISIEN KORELASI (R) ANTARA SUHU UDARA PERMUKAAN (T) DAN CURAH HUJAN (CH) DAERAH JAKARTA KEMAYORAN DAN PONTIANAK SUPADIO DENGAN SST DAN SSTA SAMUDERA INDIA DAN PASIFIK BARAT TROPIS SAAT TERJADI TBO DI DAERAH TERSEBUT

Kejadian TBO	r (T Jakarta dengan SST Samudera India Tropis)	r (T Jakarta dengan SSTA Samudera India Tropis)	r (T Jakarta dengan SST Samudera Pasifik Barat Tropis)	r (T Jakarta dengan SSTA Samudera Pasifik Barat Tropis)
1951	0.8434	0.5190	0.3652	0.5617
1956	0.1066	0.0605	0.4129	0.4264
1959	0.4989	0.7069	0.2615	0.1281
1962	0.5285	0.1655	0.1370	-0.0960
1965	0.7160	0.6080	0.1754	-0.3409
1976	0.6888	0.3179	-0.4533	-0.2264
1981	0.7658	0.2531	0.1613	0.5198
1984	0.6369	-0.0373	-0.3018	-0.3505
1993	0.5741	0.0623	-0.0028	-0.5945
1995	0.6376	0.3799	0.3567	0.6786
1996	0.5425	0.4639	0.0000	-0.0555
1999	0.7168	-0.1249	-0.4878	-0.3787
Kejadian TBO	r (CH Jakarta dengan SST Samudera India Tropis)	r (CH Jakarta dengan SSTA Samudera India Tropis)	r (CH Jakarta dengan SST Samudera Pasifik Barat Tropis)	r (CH Jakarta dengan SSTA Samudera Pasifik Barat Tropis)
1956	-0.4874	0.1293	-0.0751	-0.2345
1959	-0.3707	-0.1942	0.3518	-0.4730
1962	-0.3535	-0.1355	0.2004	0.1968
1965	-0.5265	-0.2794	0.2433	0.1553
1970	-0.2466	-0.1659	0.6339	0.0793
1973	-0.5441	0.0434	-0.1347	-0.5969
1976	-0.6718	-0.2257	0.4477	0.2441
1981	-0.4293	-0.3813	0.2040	-0.3443
1982	-0.2020	0.1084	0.4951	0.4764
1985	0.2020	0.1089	0.1995	-0.2069
1988	-0.2958	0.1081	0.1917	-0.4677
1990	-0.3428	-0.0776	-0.2650	-0.2043
1993	-0.3192	-0.0605	0.0590	0.2989
1995	0.0358	0.0986	-0.0051	-0.2735
1997	-0.2172	-0.0060	0.5107	0.4110
1998	-0.4661	0.3758	-0.5936	-0.3665
2001	-0.5240	-0.3735	0.1511	0.3400

Kejadian TBO	r (T Pontianak dengan SST Samudera India Tropis)	r (T Pontianak dengan SSTA Samudera India Tropis)	r (T Pontianak dengan SST Samudera Pasifik Barat Tropis)	r (T Pontianak dengan SSTA Samudera Pasifik Barat Tropis)
1978	0.3545	0.1238	-0.4100	0.0705
1980	0.8121	-0.0282	0.0642	0.0158
1982	0.4748	0.2052	-0.2167	0.1647
1985	0.5084	0.2066	-0.1597	0.0706
1987	0.6274	0.2589	-0.2124	0.0696
1989	0.5621	-0.1596	-0.1124	-0.1798
1994	0.5095	-0.5537	-0.4892	-0.1018
1997	0.5654	0.3636	-0.3161	-0.3701
1999	0.0000	0.1302	-0.4315	0.2575
2001	0.4670	-0.0703	-0.3953	-0.7081
2003	0.7057	0.0097	0.1802	0.1561
Kejadian TBO	r (CH Pontianak dengan SST Samudera India Tropis)	r (CH Pontianak dengan SSTA Samudera India Tropis)	r (CH Pontianak dengan SST Samudera Pasifik Barat Tropis)	r (CH Pontianak dengan SSTA Samudera Pasifik Barat Tropis)
1954	-0.3111	-0.0347	-0.3788	-0.0500
1961	-0.3469	0.1486	0.4674	0.1661
1963	-0.3810	0.2223	0.5513	0.2100
1965	0.1524	0.0212	0.6219	0.4554
1973	-0.1241	0.1059	0.1730	0.0765
1976	0.3131	0.5361	0.0041	0.6827
1980	0.3817	-0.4213	0.7246	0.4587
1983	0.0365	-0.3767	0.5797	0.7350
1985	-0.0478	-0.4296	0.5610	0.3299
1987	0.1143	-0.1230	0.3937	0.4638
1989	-0.0924	0.1948	0.2568	0.2559
1996	-0.0119	0.0133	0.2648	-0.0569
1999	-0.0129	-0.0686	0.6422	0.0606

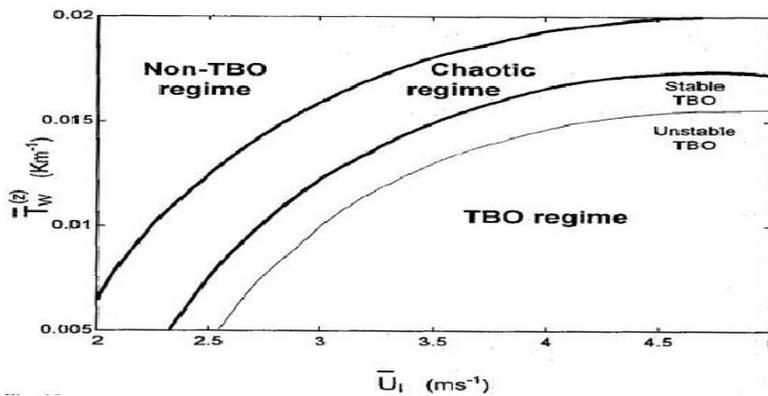
Irregularitas TBO curah hujan dan suhu udara permukaan dalam rentang 1951-2002 di daerah pengamatan yang ditinjau ini pada khususnya dan di daerah TBO pada umumnya (daerah monsun Asia Selatan, monsun Australia, Samudera India dan Pasifik Tropis), secara teoritis (berdasarkan analisis model CL00 yang dilakukan oleh Li et al., 2001) disebabkan paling tidak oleh perilaku/dinamika 4 faktor utama, yaitu α (koefisien kopling

atmosfer dan lautan, yang nilainya adalah $7 \times 10^{-3} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ sampai $12,5 \times 10^{-3} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$), γ (koefisien umpan balik termoklin dan temperatur muka laut, yang nilainya $0,12 \text{ K m}^{-1}$ sampai $0,22 \text{ K m}^{-1}$), T_w^z (gradien temperatur vertikal rata-rata di daerah Pasifik Barat tropis, yang nilainya $0,005 \times 10^{-2} \text{ K m}^{-1}$ sampai $0,020 \times 10^{-2} \text{ K m}^{-1}$) dan \bar{U}_1 (kecepatan angin zonal rata-rata tahunan di samudera India, yang nilainya 2 m s^{-1} sampai 5 ms^{-1}), sebagaimana ditunjukkan dalam Gambar 4-8a dan 4-8b berikut :



Li et al., (2001)

Gambar 4-8a: Ketergantungan pendaerahan TBO, Non TBO dan daerah keos terhadap parameter α (koefisien kopling atmosfer dan lautan) dan γ (koefisien umpan balik termoklin dan temperatur muka laut) yang sekaligus menunjukkan akomodasi model CL00 terhadap sifat ir-regularitas TBO (Li et al., 2001)



Li et al., (2001)

Gambar 4-8b: Ketergantungan pendaerahan TBO, non TBO, dan daerah keos terhadap parameter T_w^z (gradien temperatur vertikal rata-rata di daerah Pasifik Barat tropis) dan \bar{U}_1 (kecepatan angin zonal rata-rata tahunan di samudera India) yang sekaligus menunjukkan sifat ir-regularitas TBO. (Li et al., 2001)

Adanya irregularitas TBO di daerah pengamatan yang ditinjau ini dalam rentang 1951-2002 sekaligus juga mengindikasikan bahwa variabilitas elemen iklim (curah hujan dan suhu udara permukaan) di lapisan troposfer selain dipengaruhi oleh fenomena TBO (sebagai akibat adanya interaksi daratan, lautan dan atmosfer di daerah monsun Asia Selatan, monsun Australia, Samudera India dan Pasifik Tropis) juga dipengaruhi oleh fenomena-fenomena lainnya yang terjadi di daerah tropis, seperti MJO (*Madden Julian Oscillation*) dan ENSO (*El-Nino Southern Oscillation*). Hubungan antar skala waktu variabilitas elemen iklim ini diperkuat oleh hasil pengolahan data penelitian, sebagaimana ditunjukkan dalam Gambar 4-1 sampai 4-8d di atas. Secara lebih rinci dapat diungkap bahwa : (a), faktor alami yang berpengaruh dominan terhadap variabilitas temporal curah hujan skala waktu musiman (SAO) adalah adanya pergeseran daerah konvergensi intertropis (ITCZ: *Inter Tropical Convergence Zone*) yang mengikuti pergerakan posisi matahari dari *Tropic of Cancer* ($23,5^{\circ}$ LU pada 22 Juni) sampai ke *Tropic of Capricorn* ($23,5^{\circ}$ LU pada 22 Desember). Pola curah hujan yang bervariasi musiman (SAO) ini dikenal juga sebagai pola curah hujan ekuatorial, yang dalam waktu satu tahunnya memiliki intensitas tertinggi sebanyak dua kali, yang terjadi pada musim peralihan I (MAM : Maret, April, Mei) dan musim peralihan II (SON : September, Oktober, November); (b), faktor alami yang berpengaruh dominan terhadap variabilitas temporal curah hujan skala waktu tahunan (AO) adalah Monsun Asia dan Australia, yang terjadi karena adanya perbedaan panas jenis lautan (Samudera India dan Pasifik) dan daratan benua (Asia dan Australia) dalam skala waktu musiman. Pola curah hujan yang bervariasi tahunan (AO) ini dikenal juga sebagai pola curah hujan monsunial, yang dalam waktu satu tahunnya memiliki intensitas tertinggi sebanyak satu kali, yang terjadi pada musim hujan (DJF : Desember, Januari, Februari); (c), faktor alami yang berpengaruh dominan terhadap variabilitas temporal curah hujan skala waktu antar tahunan (2-3 tahun; TBO) adalah interaksi antara daratan, lautan, atmosfer di Samudera India Tropis, Samudera Pasifik Barat, Tengah, Timur Tropis, Monsun Asia Selatan, Monsun Australia; dan terakhir (e), faktor alami yang berpengaruh dominan terhadap variabilitas temporal curah hujan skala waktu antar tahunan (3-7 tahun; ENSO) utamanya adalah interaksi antara lautan dan atmosfer di Samudera Pasifik Barat, Tengah, Timur Tropis (5° LU- 10° LS, 160° BT- 90° BB).

5 KESIMPULAN

Curah hujan dan suhu udara permukaan di Pontianak dan Jakarta memiliki variabilitas temporal yang beragam, mulai dari skala waktu musiman (setengah tahunan, SAO : *Semi Annual Oscillation*), tahunan (AO : *Annual Oscillation*), antar tahunan (2-3 tahunan, TBO : *Tropospheric Biennial Oscillation*) dan 3-7 tahunan, ENSO : *El-Nino Southern Oscillation*). Dalam

rentang waktu pengamatan 1951-2002, perioda TBO curah hujan yang terjadi di daerah-daerah yang ditinjau di atas adalah 21-37 bulan (Pontianak, yang muncul sebanyak 15 kali dalam rentang tersebut, dan juga 21-37 bulan untuk daerah Jakarta Kemayoran, yang muncul sebanyak 17 kali dalam rentang tersebut). Untuk parameter suhu udara permukaan di daerah Pontianak, dalam rentang 1973-2006, kejadian TBO muncul sebanyak 11 kejadian, dengan periode antara 20-38 bulan, sedang di daerah Jakarta dalam rentang 1951-2002, kejadian TBO muncul sebanyak 18 kejadian, dengan periode antara 21-38 bulan.

Korelasi antara suhu udara permukaan di Pontianak dengan suhu muka laut di Samudera India Tropis dan Samudera Pasifik Tropis bervariasi antara $r = -0,5537$ sampai $0,8121$; hal yang analog untuk korelasi antara suhu udara permukaan di Jakarta dengan anomali suhu muka laut di Samudera India Tropis dan Samudera Pasifik Tropis bervariasi antara $r = -0,5945$ sampai $0,8434$. Sedangkan untuk korelasi antara curah hujan daerah Pontianak dengan suhu muka laut di Samudera India Tropis dan Samudera Pasifik Tropis bervariasi antara $r = -0,4296$ (korelasi SST-CH di Samudera India Tropis) sampai $r = 0,7350$ (korelasi SST-CH di Samudera Pasifik Barat Tropis); hal yang analog untuk korelasi antara curah hujan daerah Jakarta dengan suhu muka laut di Samudera India Tropis dan Samudera Pasifik Tropis diperoleh nilai koefisien korelasi antara $r = -0,6718$ (korelasi SST-CH di Samudera India Tropis) sampai $r = 0,6339$ (korelasi SST-CH di Samudera Pasifik Barat Tropis).

Pengolahan data curah hujan untuk seluruh wilayah dengan resolusi spasial yang lebih rapat dianjurkan untuk dilakukan, sehingga dapat diperoleh gambaran ragam osilasi curah hujan di Indonesia secara keseluruhan.

Ucapan Terimakasih

Diucapkan terima kasih kepada Lely Qodrita Avia, S.Si. atas bantuannya dalam pengumpulan data penelitian (T daerah Jakarta), dan kepada Ir. Halimurrahman, M.T. atas saran-saran dan diskusi yang konstruktif selama ini. Penelitian ini merupakan bagian dari hasil Program Penelitian dan Pengembangan Ilmu Pengetahuan dan Teknologi, Pusat Pemanfaatan Sains Atmosfer dan Iklim, Lembaga Penerbangan dan Antariksa Nasional (LAPAN) Tahun Anggaran 2007, Kode Proyek P-9, dengan Peneliti Utama : Drs.Arief Suryantoro, M.Si.

DAFTAR RUJUKAN

Aldrian, E. and R. D. Susanto, 2003. *Identification of Three Dominant Rainfall Regions within Indonesia and Their Relationship to Sea Surface Temperature*, Int. Jour. Of Clim., 23, 1435-1452.

- Chang, C. P. and T.Li, 2000. *A Theory for the Tropospheric Biennial Oscillation*, J.of Atmos.Sci., Vol. 57 No.14, 2209-2224.
- _____, Y.Zhang, and T. Li, 2001. *Interannual and Interdecadal Variations of the East Asian Summer Monsoon and Tropical Pacific SSTs. Part I : Roles of the Subtropical Ridge.*, J.of Climate, 13, 4310-4325.
- Foster, G., 1996. *Wavelets for Period Analysis of Unevenly Sampled Time Series*, The Astronomical Journal, Vo.112 No.4, 1709-1729.
- Hermawan, E. dan Y. Handayati, 2007. *Hubungan Air Terkandung dengan Reflektivitas Radar*, J.Sains Dirgant., Vol.5 No.1, 13-26.
- Li,T.; C.W. Tam; and C.P.Chang, 2001. *A Coupled Air-Sea-Monsoon Oscillator for the Tropospheric Biennial Oscillation*, J.of Climate, 14, 752-764.
- Meehl, 1997. *The South Asian Monsoon and the Tropospheric Biennial Oscillation*, J.of Climate, 10, 1921-1943.
- Mohanokumar, K.; V. Sathiyamoorthy; and S.Sijikumar, 2004. *Biennial Oscillation in Temperature and Monsoon Activity*, dalam [http:// www.aero.jussieu.fr/~sparc/SPARC2000_new/PosterSess1/SessionP1_6/Mohanaku ...](http://www.aero.jussieu.fr/~sparc/SPARC2000_new/PosterSess1/SessionP1_6/Mohanaku...) 29-11-2004.
- Suryantoro, A.; M. A. Ratag; T. Harjana; B.Tjasyono H.K., 2001. *Model Deret Waktu Aktivitas Konveksi di Benua Maritim Indonesia dan Sekitarnya Berbasis Transformasi Wavelet*, Prosiding Temu Ilmiah Prediksi Cuaca dan Iklim Nasional, Bandung 11 Juli 2000, Lembaga Penerbangan dan Antariksa Nasional (LAPAN), Jakarta, 113-122.
- Wang, T. L. B. and C.P. Chang, 2004, *Theories on the Tropospheric Biennial Oscillation*, Dalam [http ://www.soest.hawaii.edu/MET/Faculty? bwang/bw/pubs/abs81.htm](http://www.soest.hawaii.edu/MET/Faculty?bwang/bw/pubs/abs81.htm).
- Webster, P. J.; T. N. Palmer; V.O.Magana; J.Shukla; R.A.Thomas; T.M. Yanai and A. Yasunari, 1998. *The Monsoon : Processes, Predictability and the Prospects for Prediction*, J.Geophys.Res., 103 (c7), 14451-14510.