

MODUL

Variabilitas dan Perubahan Iklim serta
Pemodelan Iklim menggunakan *Statistical
Downscaling*
2021



Akhmad Faqih
Jassica Listyarini

Departemen Geofisika dan Meteorologi
Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam
IPB University

Daftar Isi

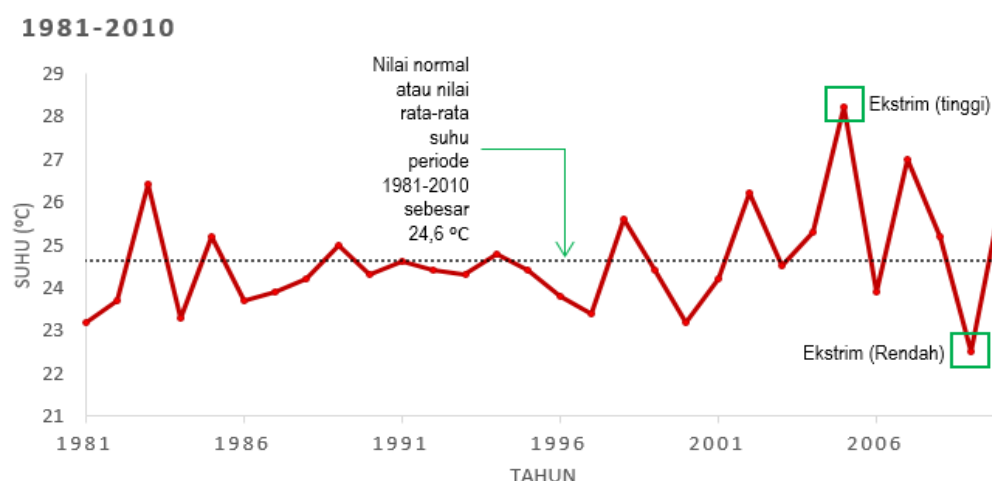
1. Pendahuluan	3
2. Variabilitas Iklim	3
1. Madden Julian Oscillation (MJO)	4
2. El Nino-Southern Oscillation (ENSO)	5
3. Indian Ocean Dipole (IOD)	8
3. Perubahan Iklim	9
3.1 Skenario Perubahan Iklim	10
3.2 Pemodelan Iklim dan Teknik Downscaling	13
3.2.1 Model Iklim Global (Global Climate Model, GCM)	13
3.2.2 Teknik Downscaling	15
4. Referensi	19

1. Pendahuluan

Tulisan ini memberikan informasi singkat berkaitan dengan topik variabilitas dan perubahan iklim serta aspek pemodelan iklim secara umum dan metode *statistical downscaling* yang umumnya digunakan untuk proyeksi perubahan iklim. Bahasan utama yang akan diberikan yaitu berkaitan dengan penjelasan tentang variabilitas iklim dan fenomena iklim yang terkait dalam berbagai skala waktu, penjelasan tentang konsep perubahan iklim dan skenario perubahan iklim di masa depan, serta deskripsi singkat tentang pemodelan iklim dan teknik downscaling sebagai salah satu metode alternatif untuk proyeksi perubahan iklim. Petunjuk latihan untuk downscaling statistik akan disediakan dalam modul terpisah sebagai penjelasan langkah-demi-langkah untuk menggunakan program perangkat lunak yang telah dikembangkan sebelumnya.

2. Variabilitas Iklim

Variabilitas atau anomali atau penyimpangan iklim dapat diartikan sebagai variasi iklim terhadap kondisi rata-rata dan statistik lainnya (seperti standar deviasi, terjadinya ekstrem, dll) pada semua skala temporal dan spasial di luar kejadian cuaca individu. Seringkali, variabilitas iklim dijelaskan dalam bentuk nilai penyimpangan iklim relatif terhadap kondisi normalnya (nilai rata-rata).



Gambar 1. Contoh grafik data suhu rata-rata tahunan selama 30-tahun (periode 1981-2010). Variasi naik turun suhu setiap tahun menunjukkan adanya variabilitas tahunan suhu. Variabilitas data tersebut mengalami penyimpangan yang ekstrem dari nilai rata-rata berupa ekstrem tinggi dan ekstrem rendah.

Ilustrasi variabilitas iklim dapat dilihat dari data suhu rata-rata tahunan pada Gambar 1. Naik turunnya data suhu pada gambar tersebut, yang bernilai lebih tinggi atau lebih rendah dari nilai normalnya, menunjukkan keragaman atau variabilitas. Nilai variabilitas dapat direpresentasikan – salah satu caranya – melalui nilai anomali dari data, yang dihitung dari hasil selisih antara data aktual pada suatu waktu dengan data rata-ratanya yang digunakan untuk mewakili nilai normal (Persamaan 1)

$$Xa_i = X_i - \bar{X} \quad \dots \text{Persamaan (1)}$$

dimana Xa_i adalah nilai anomali pada waktu ke- i yang dihitung dari selisih antara nilai aktual X_i dengan nilai rata-rata \bar{X} pada rentang periode tertentu. *World Meteorological Organization*

(WMO) secara spesifik menetapkan bahwa nilai normal idealnya dihitung dari data selama 30-tahun.

Variabilitas iklim dapat terjadi karena banyak faktor, baik akibat dari proses alami yang bersifat internal dalam sistem iklim (variabilitas internal) atau karena adanya pengaruh variasi gaya eksternal yang bersifat alami maupun antropogenik (variabilitas eksternal). Variabilitas iklim dapat terjadi dalam berbagai skala ruang dan waktu, dan seringkali berkaitan erat faktor pengendali yang mempengaruhi terjadinya anomali iklim. Pengertian skala waktu disini yaitu sebagai adanya rentang waktu pengulangan (osilasi) dari satu kejadian dari suatu fenomena ke kejadian berikutnya. Sebagai contoh, kejadian El Nino umumnya berulang setiap 2 hingga 7 tahun sekali, ini artinya bahwa kejadian El Nino memiliki karakteristik osilasi dalam skala waktu antar tahun (interannual).

Faktor pengendali umumnya bersifat non-seasonal mulai dari yang terdapat di dalam suatu musim (intra-musiman), yang bersifat antar tahun (interannual), hingga variasi antar dasawarsa (inter-dekadal). Pada skala intra-musiman, salah satu faktor pengendali yang dominan yaitu fenomena *Madden-Julian Oscillation* (MJO). Sedangkan fenomena *El Nino-Southern Oscillation* (ENSO) dan *Indian Ocean Dipole* (IOD) merupakan faktor pengendali variabilitas iklim yang dominan dalam skala waktu interannual. Dalam skala waktu interdekadal, umumnya berkaitan dengan fenomena seperti *Pacific Decadal Oscillation* (PDO) dan *Interdecadal Pacific Oscillation* (IPO).

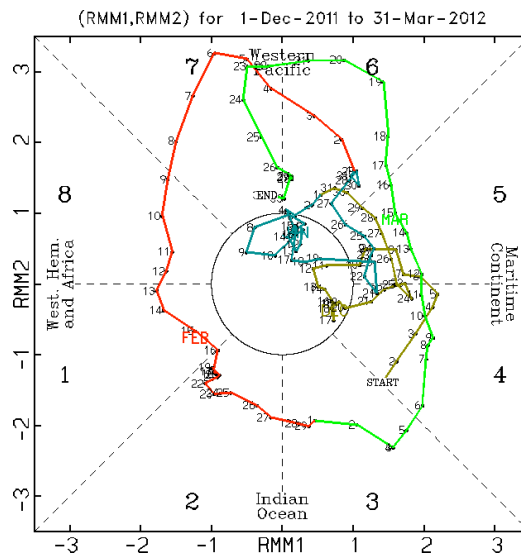
1. Madden Julian Oscillation (MJO)

MJO merupakan fenomena iklim yang terjadi dalam siklus intra-musiman dengan sifat osilasi atau pengulangan dengan periode 30-60 harian atau 40-50 harian yang terjadi di lapisan troposfer wilayah tropis. Fenomena MJO dapat menyebabkan variasi cuaca di berbagai wilayah, khususnya di wilayah tropis seperti Indonesia. Beberapa hasil penelitian menunjukkan bahwa kejadian MJO juga berinteraksi dengan kejadian iklim lainnya seperti ENSO (misal: Kessler and Kleeman, 2000; Zhang and Gottschalck, 2002) dan siklon tropis (misal: Bessafi and Wheeler, 2006; Hall et al., 2001; Joo-Hong et al., 2008; Maloney and Hartmann, 2000; Molinari and Vollaro, 2000). Disamping itu, kejadian MJO juga dapat menyebabkan meningkatnya frekuensi dan intensitas curah hujan ekstrim (Barlow et al., 2005; Jones, 2000; Jones et al., 2004).

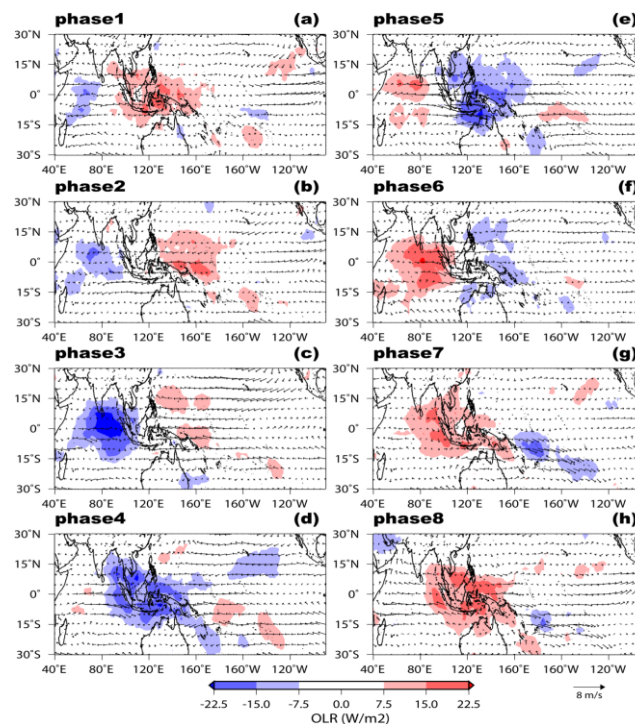
Kejadian MJO dapat diidentifikasi dan dimonitor dengan melihat propagasi atau penjararan awan berpotensi hujan yang cukup signifikan dengan arah pergerakan dari barat ke timur, yaitu dimulai dari wilayah barat Samudera Hindia di sekitar Afrika hingga melewati Benua Maritim Indonesia dan menghilang sinyalnya di Samudera Pasifik tengah atau timur. Perkembangan penelitian MJO telah mampu memonitor pergerakan tersebut, dimana Wheeler and Hendon (2004) memperkenalkan diagram yang disebut dengan diagram *Real-time Multivariate MJO* (RMM) index. Diagram tersebut memplot nilai indeks RMM sehingga dapat digunakan untuk menentukan lokasi dan intensitas kejadian MJO. Pada diagram tersebut lokasi MJO dibagi menjadi 8 fase aktif, yaitu mulai dari Afrika untuk fase 1 hingga Samudera Pasifik (*Western Hemisphere*) untuk fase 8 (Gambar 2).

Wilayah Benua Maritim Indonesia masuk ke dalam fase 4 (wilayah barat Indonesia) dan fase 5 (wilayah timur Indonesia) dari pembagian fase MJO tersebut. Saat MJO melintas di wilayah Indonesia, bahkan ketika masih di wilayah Samudera Hindia, umumnya terjadi peningkatan

anomali CH harian di Indonesia, sehingga tidak jarang menimbulkan kejadian hujan ekstrim baik di musim hujan maupun di musim kemarau (Gambar 3).



Gambar 2. Contoh plot nilai RMM pada diagram mulai dari 1 Desember 2011 hingga 31 Maret 2012. Satu warna pada garis menunjukkan nilai RMM selama 1 bulan.



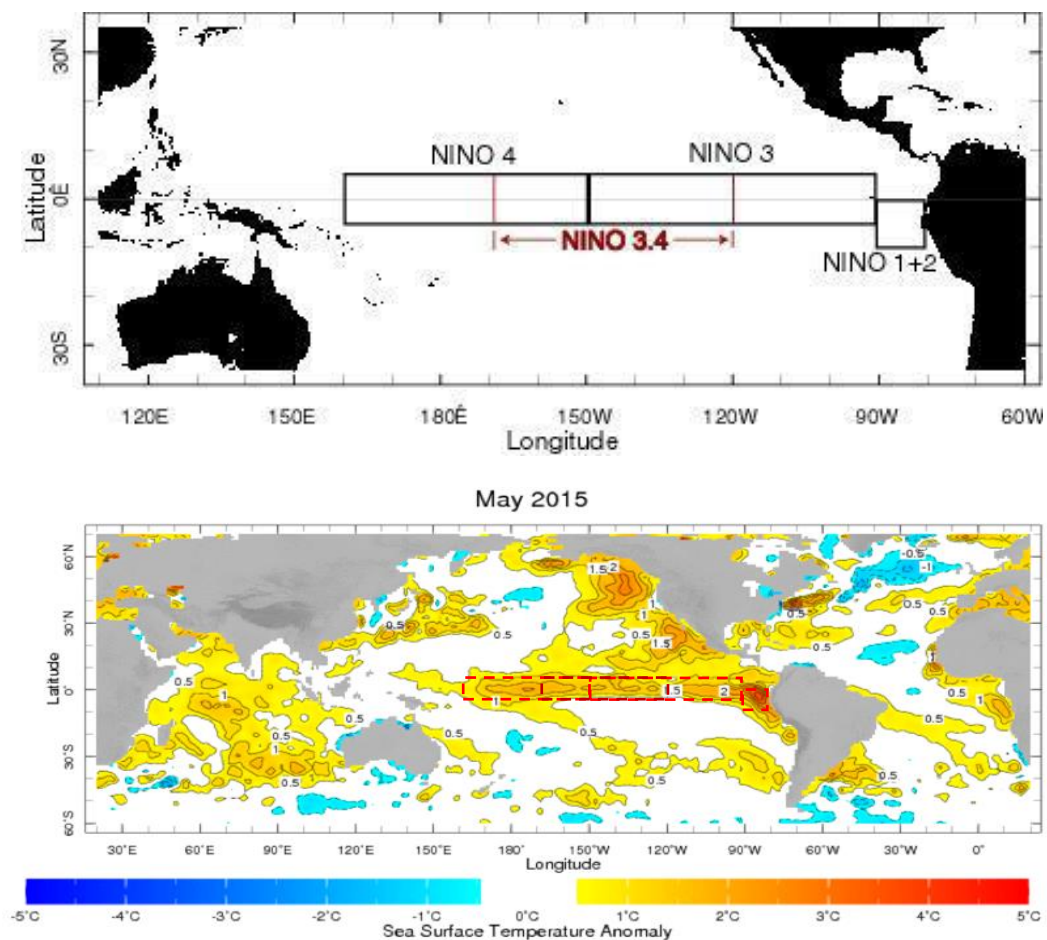
Gambar 3. Pergerakan distribusi awan yang dipantau berdasarkan data Outgoing Longwave Radiation (OLR) pada masing-masing fase aktif MJO (warna biru). Potensi hujan di Indonesia tinggi ketika MJO masuk ke fase 3, 4 dan 5.

2. El Nino-Southern Oscillation (ENSO)

Salah satu faktor pengendali iklim dalam skala waktu interannual yaitu *El Nino Southern Oscillation* (ENSO). ENSO merupakan fenomena iklim yang terjadi di wilayah Samudera Pasifik tropis, dimana dua kejadiannya yang saling berlawanan dikenal dengan istilah El Nino (peristiwa hangat) dan La

Nina (peristiwa dingin). Fenomena tersebut dapat mengendalikan keragaman iklim di Indonesia (Aldrian et al. 2003; Boer; Faqih 2004; Chang et al. 2004; Hendon 2003; Kirono et al. 1999) dan merupakan faktor pengendali iklim yang cukup dominan selain monsoon yang dapat menjelaskan lebih dari 50% keragaman iklim di Indonesia.

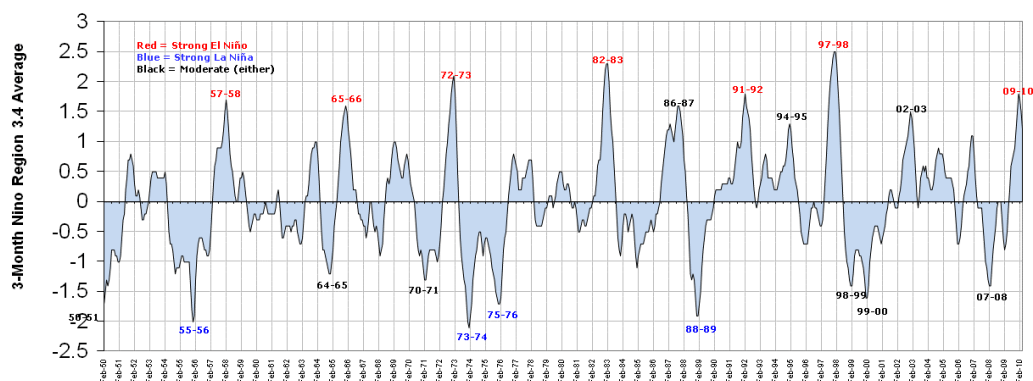
Peristiwa El Nino ditandai dengan meningkatnya anomali suhu permukaan laut (ASPL) di wilayah Pasifik Tropis bagian timur dan tengah (Gambar 4) yang menyebabkan peningkatan konveksi di wilayah pantai barat Amerika Selatan yang mengakibatkan hujan lebat di kawasan tersebut. Sebaliknya, pada saat yang sama justru terjadi kekeringan di Indonesia. Kebalikan dari peristiwa El Nino yaitu La Nina yang memiliki dampak yang berbeda di Indonesia, yaitu umumnya terjadi peningkatan intensitas dan kejadian hujan di Indonesia yang berujung pada banyaknya kejadian banjir.



Gambar 4. Zona monitoring ENSO dan contoh pola distribusi anomali suhu permukaan laut di zona tersebut saat terjadi El Nino.

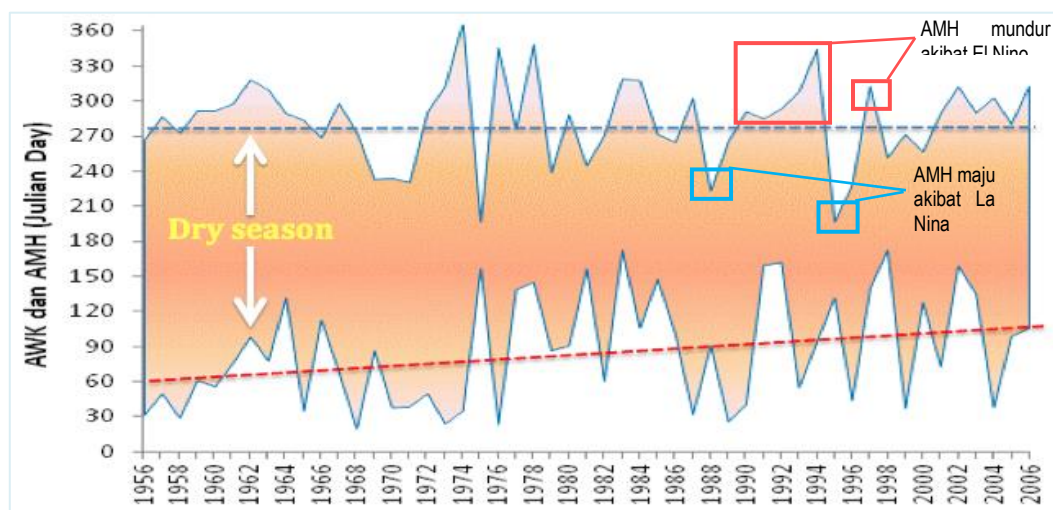
Oceanic Niño Index (ONI)

http://www.cpc.noa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ens



Gambar 5. Oceanic Niño Index (ONI), salah satu indeks yang digunakan untuk monitoring ENSO. Data ONI berasal dari data ASPL di wilayah Niño-3.4 (Sumber gambar: <http://funnel.sfsu.edu/courses/metr104/S10/labs/FinalProject/oni.gif>).

Zona monitoring kejadian ENSO dibagi menjadi empat, yaitu wilayah Niño-1.2, Niño-3, Niño-3.4 dan Niño-4 (Gambar 4). Keempat zona tersebut merupakan wilayah yang secara spesifik menunjukkan perubahan anomali suhu permukaan laut saat terjadi El Niño dan La Niña. Suatu peristiwa ENSO ditetapkan kejadiannya jika penyimpangan nilai anomali yang terjadi melampaui ambang batas yang telah ditentukan dan berlangsung selama lebih dari 5 bulan. Ambang batas untuk nilai ASPL di zona ENSO yaitu jika $>+0.5$ untuk kejadian El Niño dan <-0.5 untuk kejadian La Niña. Disamping itu juga ambang batas yang berbeda juga digunakan untuk membagi intensitas kejadian ENSO menjadi beberapa kategori, mulai dari lemah hingga sangat kuat. Salah satu contoh data series dari indeks yang digunakan untuk monitoring ENSO dapat dilihat pada Gambar 5.



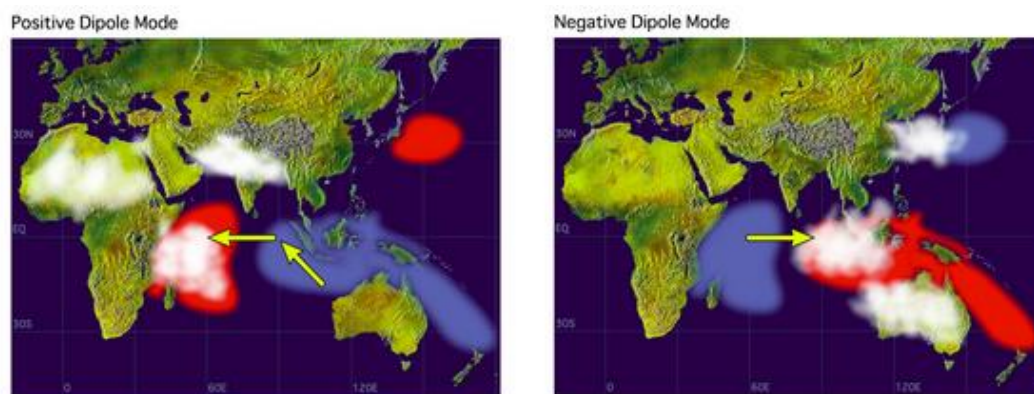
Gambar 6. Variabilitas awal musim hujan (AMH) dan kemarau (AMK) di wilayah Danau Sentarum selama periode 1956-2006.(modifikasi dari: Boer et al., 2013)

Sebagai salah satu faktor pengendali variabilitas iklim yang dominan di Indonesia, ENSO memiliki pengaruh yang signifikan terhadap keragaman iklim khususnya curah hujan. Fenomena tersebut dapat mempengaruhi maju-mundurnya awal musim hujan dan kemarau. Hal tersebut dapat dilihat dari contoh data awal musim yang disajikan pada Gambar 6 yang menunjukkan

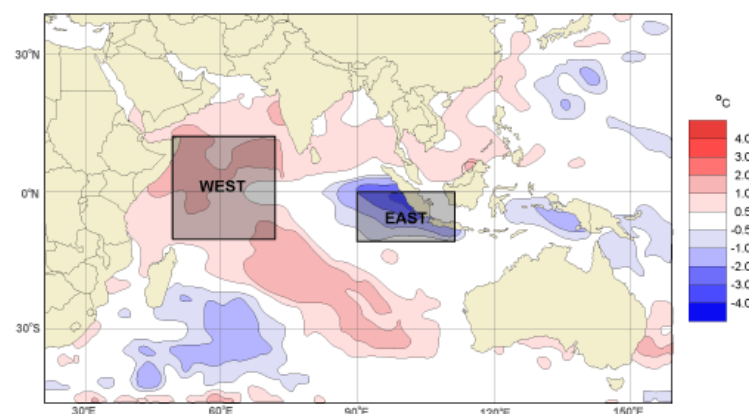
adanya variasi akibat adanya pengaruh ENSO. Kejadian La Nina seringkali menyebabkan majunya awal musim hujan, sedangkan kejadian El Nino dapat menyebabkan awal musim hujan yang mundur dari nilai normalnya.

3. Indian Ocean Dipole (IOD)

Selain ENSO, variabilitas iklim antar tahun khususnya di Indonesia juga dipengaruhi oleh fenomena lain yang bersumber di Samudera Hindia. Fenomena yang mirip dengan ENSO tersebut dikenal dengan istilah *Indian Ocean Dipole* (IOD). Saji et al. (1999) mengindikasikan bahwa fenomena IOD ikut berkontribusi dalam mempengaruhi keragaman curah hujan di Indonesia, terutama di wilayah Indonesia bagian barat.



Gambar 7. Ilustrasi kejadian IOD positif (kiri) dan IOD negatif (kanan). (Sumber: http://www.jamstec.go.jp/frcgc/research/d1/iod/e/iod/about_iod.html).



Gambar 8. Ilustrasi wilayah yang digunakan untuk menghitung Dipole Mode Index (DMI) (Sumber: http://www.bom.gov.au/climate/IOD/about_iod.shtml).

Indeks yang digunakan untuk monitoring fenomena IOD dikenal dengan istilah *Dipole Mode Index* (DMI). Nilai DMI dihitung dari perbedaan antara nilai anomali suhu permukaan laut di Samudera Hindia Bagian barat dekat pantai Afrika dengan nilai anomali di wilayah bagian timur/tenggara Samudera tersebut. Nilai DMI positif menunjukkan meningkatnya anomali SPL di wilayah Samudera Hindia bagian barat dekat pantai timur Afrika dan menurunnya anomali SPL di sekitar kawasan barat Indonesia dekat perairan Sumatera dan Jawa. Menurunnya anomali SPL di wilayah barat Indonesia karena IOD positif menyebabkan meningkatnya tekanan dan berkurangnya

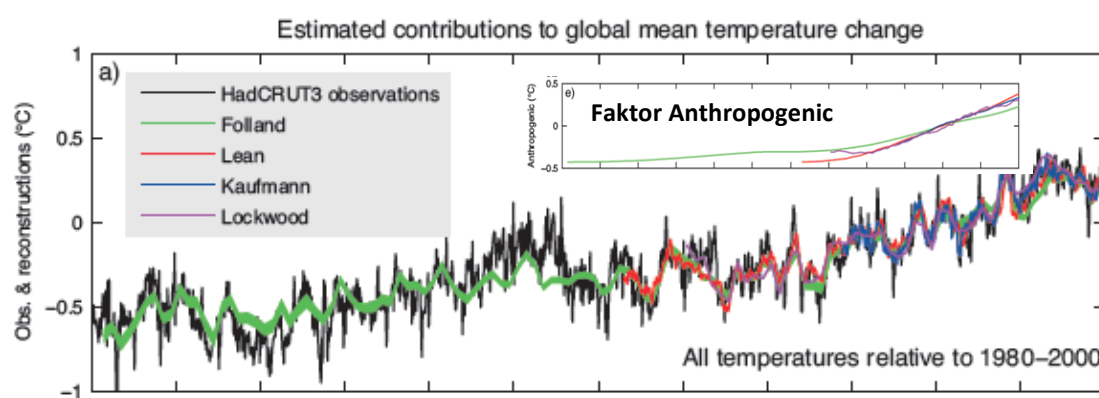
evaporasi dan pembentukan awan hujan di wilayah sekitar Indonesia sehingga menyebabkan kekeringan di Indonesia, sementara itu potensi hujan meningkat di sekitar pantai timur Afrika. Kondisi berlawanan terjadi ketika nilai DMI bernilai negatif.

Kejadian IOD dapat terjadi secara independen atau berbarengan dengan ENSO. Kekeringan di Indonesia akibat El Nino akan semakin parah jika dibarengi dengan kejadian IOD positif. Contoh dari kejadian ini yaitu ketika terjadi fenomena El Nino pada tahun 1997/98. Selain itu, tidak menutup kemungkinan terjadi kondisi sebaliknya, yaitu pengaruh kejadian El Nino terhadap keragaman iklim di Indonesia di lemahkan oleh adanya kejadian IOD negatif.

3. Perubahan Iklim

Definisi *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC) tentang **perubahan iklim** yaitu perubahan pada keadaan iklim yang dapat diidentifikasi (misalnya, dengan menggunakan uji statistik) oleh adanya perubahan rata-rata dan/atau variabilitas dari sifat-sifat iklim tersebut. Perubahan tersebut berlangsung dalam jangka waktu yang panjang, biasanya dasawarsa atau lebih. Perubahan iklim mungkin terjadi karena proses internal alami atau faktor pendorong eksternal, atau karena perubahan antropogenik terus-menerus dalam komposisi atmosfer atau penggunaan lahan akibat aktivitas manusia.

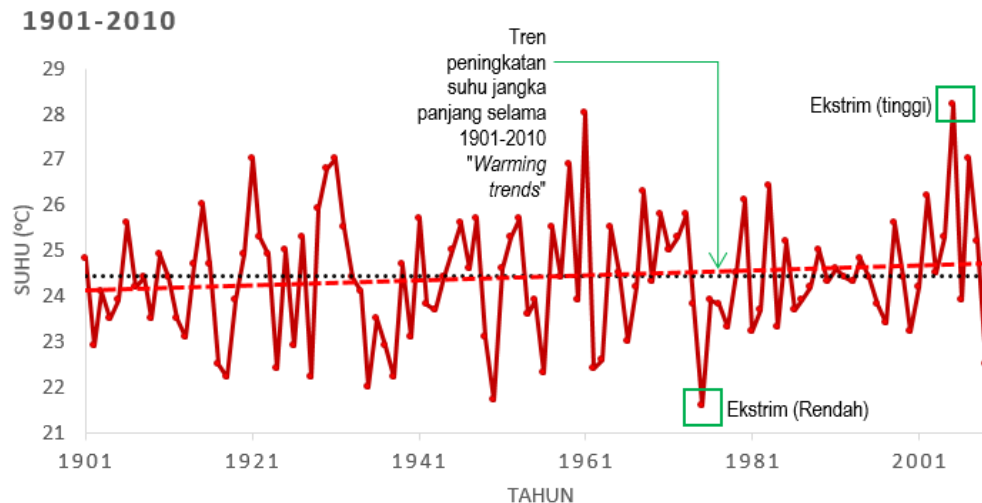
Definisi perubahan iklim oleh IPCC tersebut agak sedikit berbeda dengan yang digunakan oleh United Nations Framework Convention on Climate Change (UNFCCC). UNFCCC mendefinisikan perubahan iklim sebagai yang disebabkan secara langsung atau tidak langsung oleh kegiatan manusia yang mengubah komposisi atmosfer global dan di samping variabilitas iklim alami yang diamati selama periode waktu tertentu. Penekanan perbedaannya terutama terletak pada faktor penyebab perubahan iklim tersebut, dimana UNFCCC hanya fokus pada perubahan iklim yang disebabkan oleh aktivitas manusia. Berdasarkan dari identifikasi berbagai faktor yang menyebabkan terjadinya perubahan suhu global, faktor anthropogenic merupakan faktor utama yang mempengaruhi secara dominan tren peningkatan suhu global dalam lebih dari 1 abad terakhir. Konsistensi antara trend peningkatan suhu global dengan tren faktor antropogenik dapat dilihat dengan jelas pada Gambar 9.



Gambar 9. Kontribusi dominan faktor antropogenik terhadap tren peningkatan suhu global (IPCC, 2013)

Terjadinya perubahan iklim dapat diidentifikasi dari adanya tren jangka panjang baik berupa peningkatan maupun penurunan pada data iklim jangka panjang. Hal ini dapat dilihat pada contoh

ilustrasi yang diberikan pada Gambar 10, dimana tren peningkatan suhu jangka panjang selama periode 1901-2010 dapat dijadikan indikasi telah terjadinya trend pemanasan ("warming trends"). Perubahan iklim dapat mempengaruhi perubahan karakteristik dari variabilitas iklim dan kejadian iklim ekstrim, melalui perubahan frekuensi kejadian, intensitas dan distribusinya dalam skala ruang dan waktu. Artinya, dengan adanya perubahan iklim terdapat kemungkinan wilayah yang tidak pernah mengalami bencana iklim ekstrim akan mengalami kejadian iklim ekstrim tersebut, atau mungkin saja akan terjadi peningkatan intensitas kejadian ekstrim pada wilayah tertentu yang biasa mengalami kejadian iklim ekstrim.



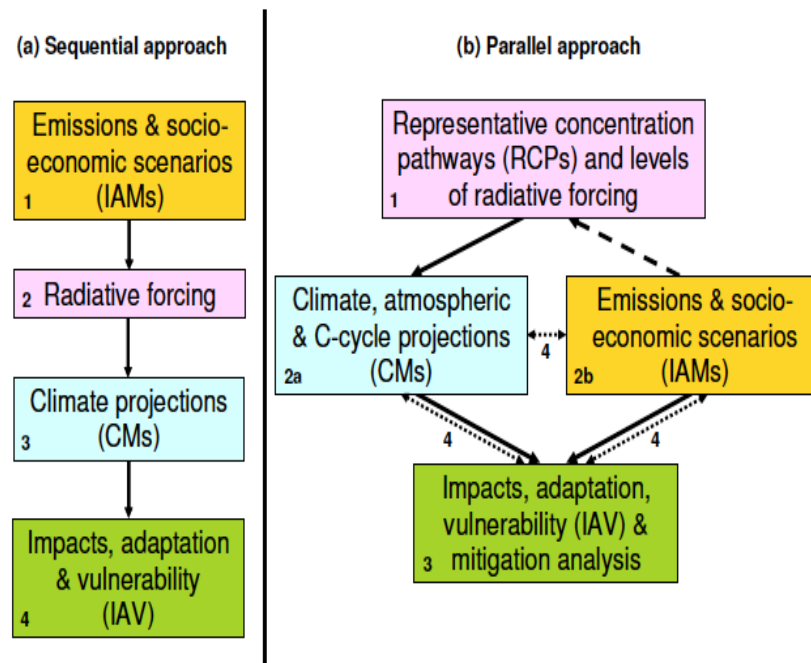
Gambar 10. Contoh grafik data suhu rata-rata tahunan selama >100-tahun (periode 1901-2010). Tren peningkatan suhu ('warming trend') jangka panjang menunjukkan adanya **perubahan iklim**.

3.1 Skenario Perubahan Iklim

Seiring dengan meningkat pesatnya perhatian tentang permasalahan perubahan iklim di dunia, studi tentang proyeksi perubahan iklim semakin diperlukan, khususnya dalam membantu menyediakan informasi basis saintifik perubahan iklim yang dapat digunakan sebagai landasan kajian dampak dan juga penentuan strategi adaptasi dan mitigasi perubahan iklim. Pada umumnya, kajian proyeksi perubahan iklim dilandaskan pada penggunaan skenario perubahan iklim atau skenario emisi. Skenario emisi secara umum didasarkan pada skenario perubahan faktor-faktor pengendali emisi yang berkontribusi terhadap peningkatan emisi dan konsentrasi GRK di atmosfer. Peningkatan konsentrasi GRK akan mempengaruhi besaran *Radiative Forcing* (dalam satuan Watt/m^2) yang berkaitan dengan perubahan keseimbangan energi di bumi, sehingga menyebabkan peningkatan suhu rata-rata global dan perubahan iklim. Hasil skenario emisi dan informasi perubahan nilai *radiative forcing* digunakan sebagai salah satu input dalam menjalankan simulasi model iklim global yang hasil luarannya digunakan untuk mempelajari kemungkinan perubahan pada unsur-unsur iklim di bumi.

Sejalan dengan bertambahnya kajian dan laporan basis saintifik perubahan iklim yang dikeluarkan oleh IPCC, skenario perubahan iklim telah mengalami perkembangan dan modifikasi dari waktu ke waktu. Sebagai contoh, pada laporan pertama (*First Assessment Report, FAR*) IPCC tahun 1990,

skenario yang digunakan yaitu SA90 (IPCC 1990). Skenario tersebut kemudian mengalami perubahan pada tahun 1992 melalui dikenalkannya skenario IS92 (IS92a-f; IPCC 1992). IPCC terus mereview dan merevisi skenario yang ada, dimana pada tahun 1996 mulai disusun skenario baru yang dikenal sebagai Special Report on Emission Scenarios (SRES, IPCC 2001) yang kemudian digunakan dalam laporan ketiga mereka (*Third Assessment Report, TAR*) pada tahun 2001. Skenario SRES merupakan skenario yang disusun dengan pendekatan terbuka (“Open Process”) dengan melibatkan berbagai pihak terkait. Skenario SRES kembali digunakan dalam laporan keempat IPCC (*Fourth Assessment Report, AR4*; IPCC 2007) pada tahun 2007.



Gambar 11. Perbedaan pendekatan antara skenario SRES yang bersifat sequential dan skenario RCP yang bersifat parallel (Moss et al., 2010)

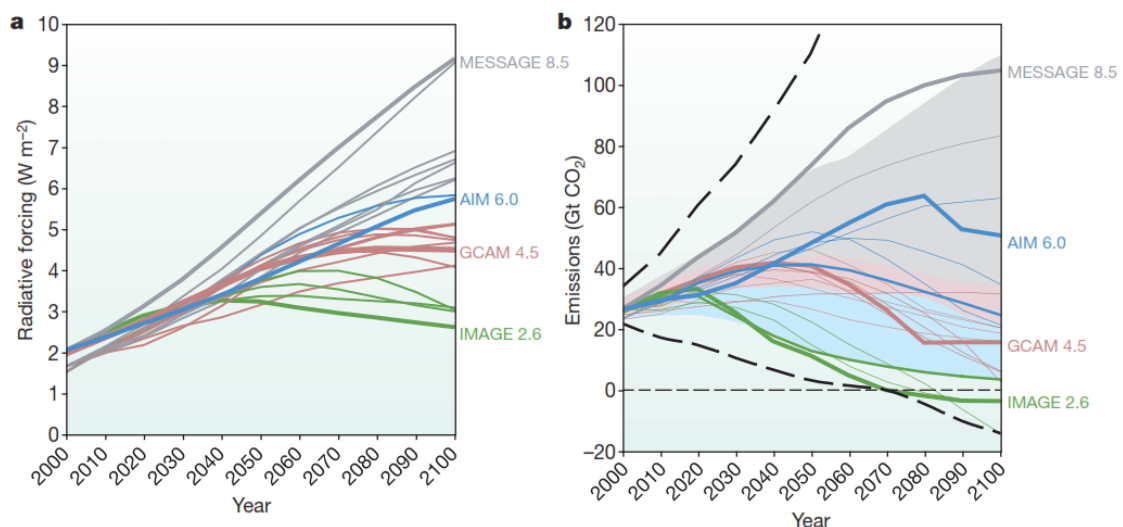
Tabel 1. Empat skenario RCP dan karakteristik alur perubahannya di masa yang akan datang (sumber: Moss et al. 2010)

Skenario	Radiative Forcing	Konsentrasi (ppm)	Alur
RCP8.5	>8,5 Wm ⁻² pada tahun 2100	>1.370 CO ₂ -ekiv. pada 2100	Meningkat
RCP6.0	~6 Wm ⁻² pada stabilisasi setelah 2100	~850 CO ₂ -ekiv. (stabilisasi setelah 2100)	Stabilisasi tanpa melampaui batas
RCP4.5	~4,5 Wm ⁻² pada stabilisasi setelah 2100	~650 CO ₂ -ekiv. (stabilisasi setelah 2100)	Stabilisasi tanpa melampaui batas
RCP2.6	Naik ~3 Wm ⁻² sebelum 2100 dan kemudian turun	Naik ~490 CO ₂ -ekiv. sebelum 2100 dan kemudian turun	Naik dan turun

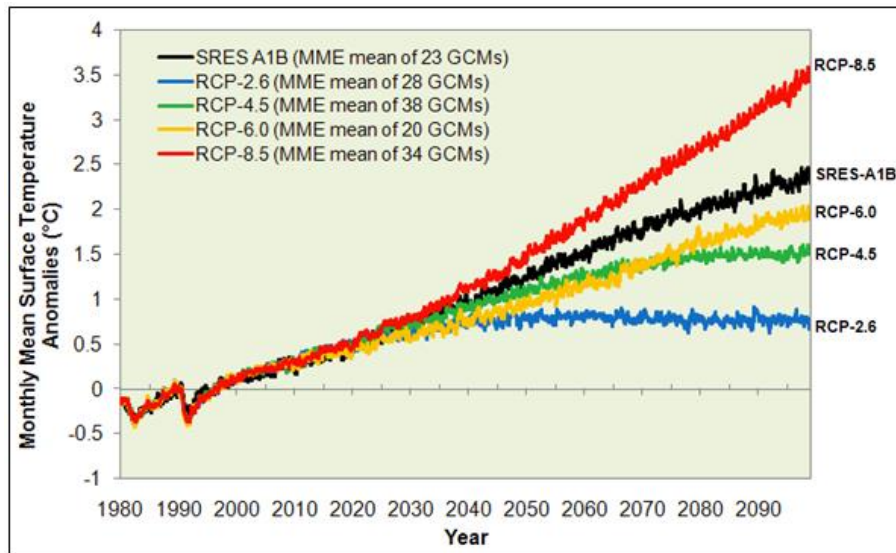
Setelah AR4, diperkenalkan generasi terbaru dari skenario perubahan iklim yang dikenal dengan istilah *Representative Concentration Pathways* (RCP). Skenario tersebut digunakan dalam laporan kelima IPCC (*Fifth Assessment Report, AR5*) yang dikeluarkan pada akhir tahun 2013. Skenario RCP memiliki perbedaan dengan SRES dari sisi alur proses pendekatan penyusunan skenario perubahan iklim global. RCP memiliki representasi menyeluruh dari perkiraan alur *radiative*

forcing yang terdapat dalam literatur yang secara umum dibagi menjadi empat skenario, yaitu RCP2.6, RCP4.5, RCP6.0 dan RCP8.5 sebagaimana tercantum dalam Gambar 12. Skenario RCP dikembangkan untuk mendukung laporan terbaru IPCC yang kelima (*Fifth Assessment Report*, AR5).

Setiap skenario RCP mewakili alur konsentrasi dan radiative forcing di masa akan datang hingga tahun 2100. Nilai pada masing-masing skenario merepresentasikan besaran nilai radiative forcing yang akan dicapai pada tahun 2100 dan masing-masing mewakili nilai konsentrasi GRK yang setara pada akhir abad ke-21 tersebut (Gambar 12). Sebagai contoh skenario *Representative Concentration Pathways* 4.5 (RCP-4.5) didasarkan pada asumsi bahwa besarnya nilai *radiative forcing* pada tahun 2100 adalah 4.5 W/m^2 atau setara dengan konsentrasi CO_2 sebesar 650 ppm (Gambar 2-8) (Moss et al., 2010). Skenario RCP-4.5 ditujukan untuk menjaga kestabilan *radiative forcing* pada tahun 2100 di kisaran angka tersebut. Penggunaan RCP-4.5 dalam model iklim dimaksudkan untuk melihat respon sistem iklim dalam menstabilkan besarnya *radiative forcing* dari faktor antropogenik (Thomson et al., 2011). Penetapan skenario RCP-4.5 telah memasukkan informasi nilai emisi GRK historis dan informasi tutupan lahan untuk mencapai target nilai *radiative forcing* yang diinginkan. Target tersebut juga diupayakan dengan cara merubah penggunaan energi dan penyimpanan karbon oleh permukaan. Namun demikian bukan berarti emisi GRK, konsentrasi GRK dan sistem iklim akan stabil. Pada RCP-4.5 besarnya *radiative forcing* akan stabil mulai tahun 2080-2100, tetapi emisi dan konsentrasi GRK akan bervariasi. Proyeksi anomali perubahan suhu rata-rata permukaan di Indonesia berdasarkan ke empat skenario RCP dan juga representasi dari skenario SRES A1B disajikan pada Gambar 13.



Gambar 12. Nilai radiative forcing (a) dan emisi CO_2 (b) dalam skenario RCP. GCAM 4.5 merupakan acuan dalam skenario RCP-4.5 (Moss et al. 2010).



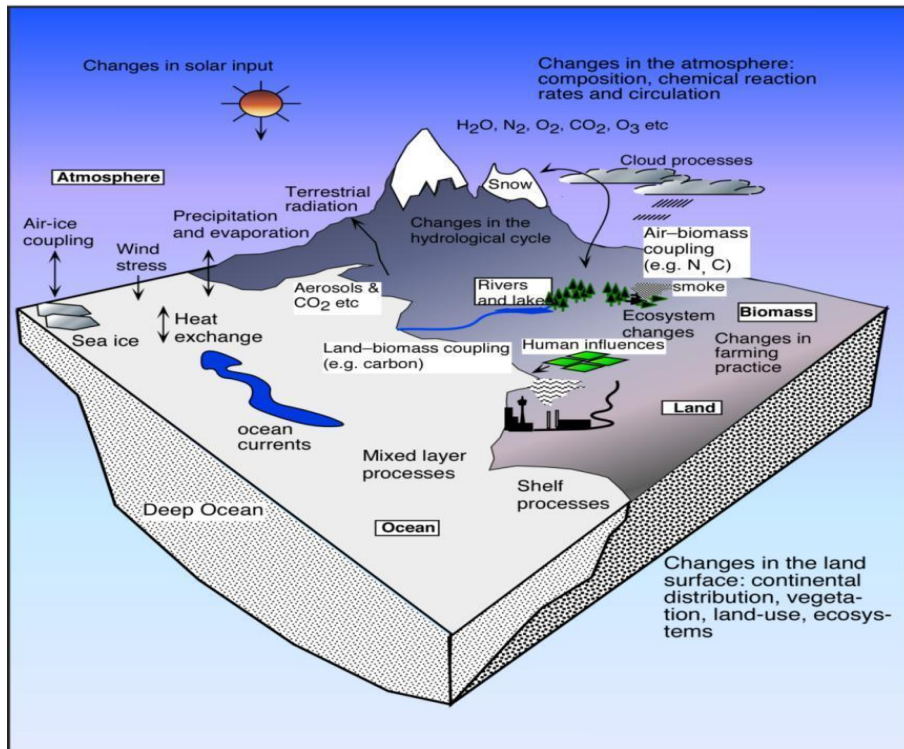
Gambar 13. Proyeksi rata-rata multi-model ensemble (MME) untuk anomali suhu udara permukaan rata-rata bulanan di Indonesia ($11^{\circ}\text{LS} - 6^{\circ}\text{LU}$, $95^{\circ}\text{BT} - 141^{\circ}\text{BT}$; siklus musiman dihilangkan) berdasarkan proyeksi AR4 (skenario SRES-A1B) dan proyeksi AR5 (skenario RCP-2.6, RCP-4.5, RCP-6.0 dan RCP-8.5) (Diolah menggunakan data luaran GCM CMIP3 dan CMIP5).

3.2 Pemodelan Iklim dan Teknik Downscaling

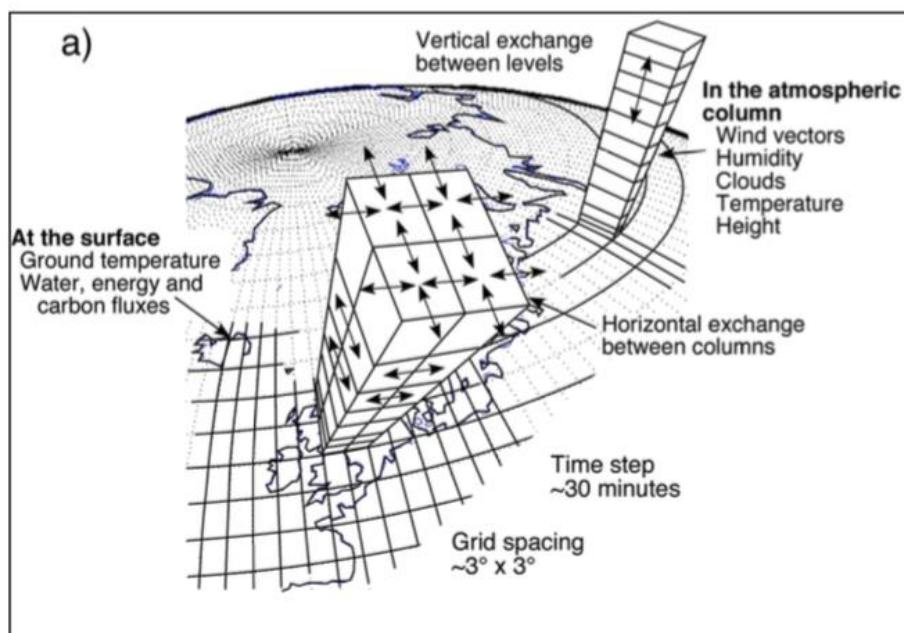
3.2.1 Model Iklim Global (Global Climate Model, GCM)

Salah satu upaya untuk memahami proses yang terjadi dalam sistem iklim dan memprediksi suatu efek perubahan dan interaksi yang terjadi di dalamnya yaitu melalui pemodelan iklim. Model iklim dikembangkan untuk merepresentasikan berbagai proses yang terjadi dalam sistem iklim melalui representasi dari berbagai prinsip dasar fisika, kimia dan biologi yang melibatkan interaksi antara atmosfer, daratan, lautan dan lapisan es (cryosphere). Ilustrasi dari proses yang ada dalam sistem iklim dapat dilihat pada Gambar 14. Proses perhitungan numeric dalam model iklim tersebut sangat kompleks sehingga membutuhkan penyederhanaan dalam banyak aspek dan sangat tergantung dari kemampuan sistem komputasi yang ada.

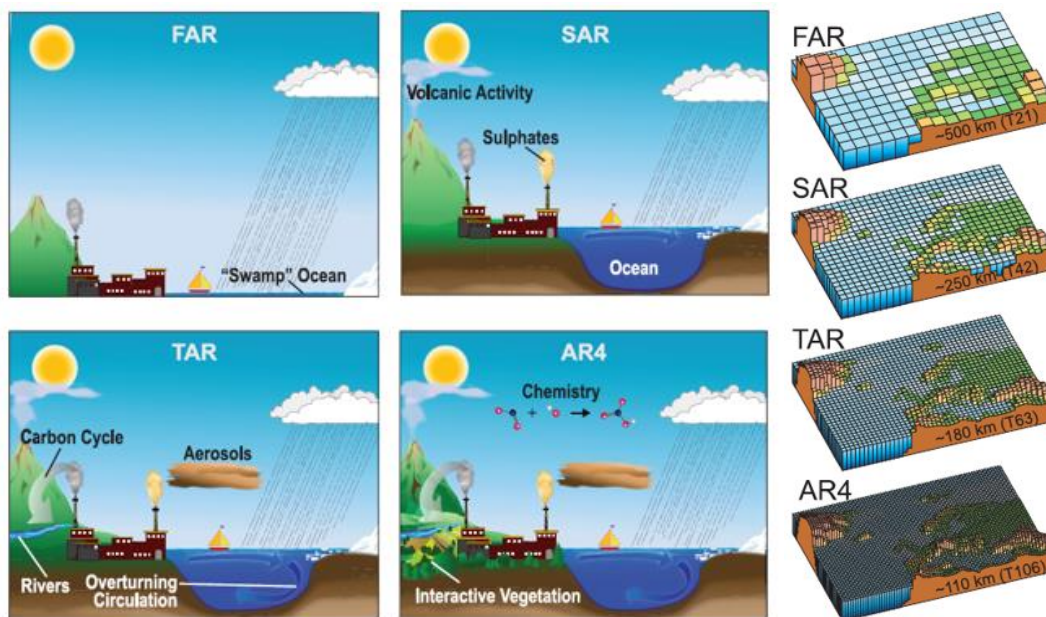
Di dalam model iklim, komponen sistem iklim di bumi direpresentasikan dalam kotak-kotak grid yang saling berinteraksi satu sama lain ke segala arah baik secara horizontal maupun vertikal (Gambar 15). Semakin tinggi resolusi grid dan semakin banyak representasi proses interaksi atmosfer-daratan-lautan, maka semakin banyak proses perhitungan di dalam proses simulasi komputer, sehingga membutuhkan super komputer untuk melaksanakan simulasi GCM. Di dalam perkembangannya, model iklim global telah berkembang cukup pesat seiring dengan semakin dalamnya pemahaman tentang proses dalam sistem iklim dan juga peningkatan kemampuan komputasi yang cukup signifikan. Perkembangan pemodelan iklim dapat dilihat dari perkembangan spesifikasi model yang digunakan untuk mendukung laporan IPCC mulai dari yang pertama hingga laporan yang terbaru. Gambar 16 memberikan ilustrasi tersebut, dimana terjadi peningkatan yang sangat signifikan dari segi resolusi model yang semakin detil dan representasi proses dari sistem iklim yang semakin kompleks.



Gambar 14. Berbagai proses dalam sistem iklim (Sumber: McGuffie and Henderson-Seller, 1997)



Gambar 15. Ilustrasi pemodelan iklim dalam GCM yang direpresentasikan dalam kotak-kotak grid (Sumber: McGuffie and Henderson-Seller, 1997)



Gambar 16. Ilustrasi perkembangan model iklim mulai dari laporan IPCC First Assessment Report (FAR) hingga Fourth Assessment Report (AR4). Terdapat peningkatan yang cukup pesat baik dari resolusi spasial hingga representasi proses iklim yang semakin kompleks (IPCC, 2007)

3.2.2 Teknik Downscaling

Walaupun telah terjadi peningkatan yang cukup signifikan terutama dari sisi resolusi spasial yang semakin detail, namun besaran resolusi grid dalam GCM dianggap masih terlalu kasar untuk bisa digunakan hasil luarannya dalam kajian skala regional maupun lokal. Oleh karena itu, para peneliti iklim banyak mengembangkan berbagai metode untuk memperoleh informasi dari data GCM yang memiliki resolusi kasar menjadi lebih detail sehingga dapat dimanfaatkan dalam skala regional maupun lokal. Proses transformasi informasi tersebut dilakukan dengan metode yang dikenal dengan istilah 'Downscaling'. Pendekatan teknik downscaling secara umum dibagi menjadi dua kategori, yaitu *downscaling* dinamik dan *downscaling* statistik. *Downscaling* dinamik dilakukan dengan menggunakan pendekatan perhitungan numerik dari proses dinamik yang ada dalam sistem iklim dalam skala regional. Model downscaling dinamik menggunakan model iklim regional (*Regional Climate Model*, RCM) yang memiliki input masukan model dan perhitungan dalam skala yang lebih detail yang tidak mampu direpresentasikan dalam simulasi model iklim global. RCM memiliki representasi yang lebih detail dari data topografi, sungai, vegetasi dan tutupan lahan.

Simulasi menggunakan RCM kadang masih dianggap terlalu mahal karena membutuhkan waktu yang lama dan proses komputasi yang mahal. Sebagai alternatif, banyak peneliti iklim menggunakan pendekatan statistik untuk melakukan proses *downscaling* luaran model iklim global. Proses *downscaling* statistik menggunakan berbagai metode statistik yang menghubungkan parameter iklim global dengan data iklim di tingkat lokal. Persamaan tersebut kemudian diaplikasikan untuk melakukan estimasi terhadap luaran data GCM untuk proyeksi. Selain memanfaatkan parameter iklim global, proses *downscaling* juga dapat dilakukan dengan pendekatan metode koreksi bias dari parameter yang sama dari data iklim luaran GCM dengan data iklim lokal hasil observasi.

Hasil model seperti GCM dan RCM umumnya mengandung bias sehingga tidak dapat langsung digunakan sebagai input untuk model dampak (*impact model*). Perbedaan sumber data iklim seperti observasi insitu dan satelit juga kadang memiliki bias. Koreksi bias umum dilakukan untuk menghilangkan bias statistik yang terdapat pada data jika dibandingkan dengan data referensi yang umumnya menggunakan data observasi. Watanabe et al. (2012) melakukan perbandingan berbagai metode koreksi bias yang digunakan untuk mengkoreksi data luaran model iklim global. Ringkasan dari perbandingan yang dilakukan sebagaimana ditunjukkan pada Tabel 2.

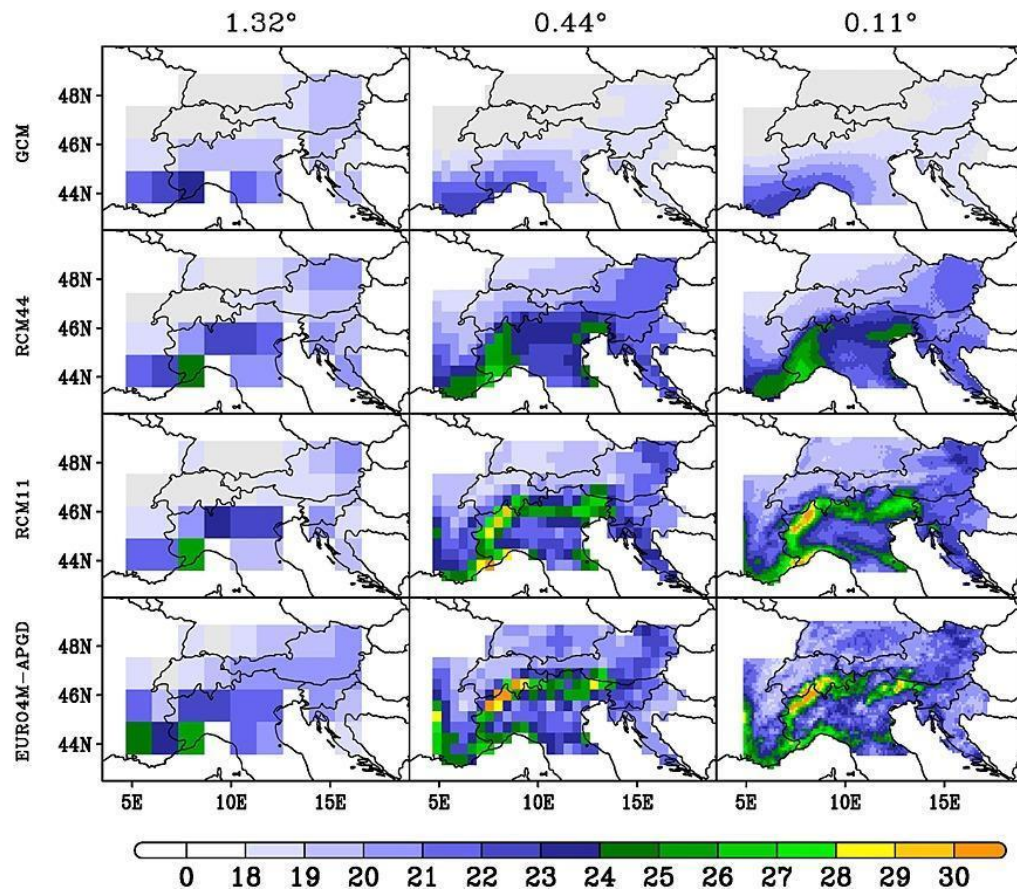
Tabel 2. Perbandingan klasifikasi berbagai metode koreksi bias (Watanabe et al., 2012)

Table 2. Summary of the Classification of Bias-Correction Methods		
Type	Classification by Whether Future Statistics are Included in the Equations for Bias-Correction	
	Constant Type (C Type)	Variable Type (V Type)
Definition	Statistics (mean, SD, or CV) in future period are NOT included in the equations of bias-correction	Statistics in the future period is included in the equations of bias-correction
Characteristics	<ul style="list-style-type: none"> * Statistics (Mean, SD, or CV) in future period does NOT affect the result of bias-correction. * Any length of bias-corrected data can be obtained. 	<ul style="list-style-type: none"> * Statistics in future period affects the result of bias-correction. * Easy to adjust the change of statistics from baseline to future period between uncorrected and corrected data. * The length of the bias-corrected data needs to be the same as that in baseline period
Example of previous studies	Wood et al. [2004]; Leander and Buishand [2007]; Piani et al. [2010]; Kiem et al. [2008]; Ines and Hansen, [2006]	Diaz-Nieto and Wilby [2005]; Lehner et al. [2006]; Li et al. [2010]
Type	Classification by Assumptions of Statistical Distributions	
	Parametric Type (P Type)	Nonparametric Type (n Type)
Definition	Parametric distributions are assumed in the simulated and/or observed data	Parametric distributions are not used in the bias-correction
Characteristics	<ul style="list-style-type: none"> * Unrealistic value can be produced if the distribution is not well estimated. * Statistically robust 	<ul style="list-style-type: none"> * Extrapolation is needed for the values which is more/less than that in the baseline period. * Since the degree of freedom is equal to the number of parameters, there is a problem in the functional robustness if non-parametric distribution is assumed
Example of previous studies	Li et al. [2010]; Ines and Hansen [2006]; Piani et al. [2009]	Diaz-Nieto and Wilby [2005]; Leander and Buishand [2007]; Piani et al. [2010]; Kiem et al. [2008]

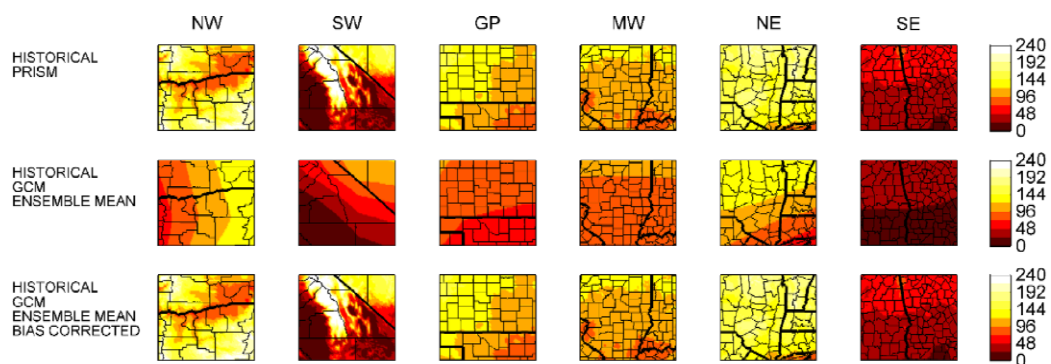
Gambar 17 dan 18 menunjukkan contoh hasil pemanfaatan metode downscaling statistik untuk mengoreksi data luaran model beresolusi rendah terhadap data observasi dengan resolusi spasial yang lebih tinggi. Gambar 17 mendemonstrasikan hasil riset yang dilakukan oleh Torma *et.al* 2015 berupa perbandingan antara distribusi spasial persentase curah hujan harian yang melebihi persentil ke-95 (R95p) dari ansambel model GCM dan RCM dengan data curah hujan observasi masing-masing pada tiga resolusi spasial yang berbeda untuk periode 1976-2005. Data luaran dari GCM dan RCM yang digunakan memiliki resolusi spasial yang berbeda. Oleh karena itu kedua jenis data model diinterpolasi ke grid dengan ukuran 1.32°, 0.44° dan 0.11°. Data observasi yang pada dasarnya beresolusi 0.11° juga diinterpolasi (upsampling) mengikuti ukuran grid yang sama dengan data model. Luaran proses downscaling statistik untuk ansambel RCM11 pada resolusi 0.11° mampu menangkap dengan baik pola spasial dari data observasi dibandingkan dengan data model lainnya. Data observasi pada resolusi 0.11° menunjukkan bahwa nilai dari R95p secara umum bervariasi dalam rentang 18-30 % dengan nilai tertinggi terdapat pada bagian selatan dari wilayah kajian dan bagian utara cenderung memiliki nilai R95p yang lebih rendah.

Gambar 18 menunjukkan contoh hasil proses downscaling statistik dari *multi-model ensemble* CMIP5 berupa nilai rata-rata tahunan (*annual mean*) salah satu indikator indeks ekstrim suhu yaitu *frost days* (FU). *Frost Days* merupakan indeks yang menyatakan jumlah hari dengan suhu minimum (Tmin) lebih kecil dari 0°C. Rataan multi-model ensemble CMIP5 terkoreksi pada periode dasar atau *baseline* (baris ketiga) secara umum menunjukkan pola dan distribusi spasial yang lebih

mendekati pola data observasi (baris kesatu) dibandingkan dengan data model yang belum dikoreksi. Pola yang sama ditunjukkan oleh seluruh wilayah kajian.



Gambar 17. Persentase jumlah curah hujan harian di atas persentil ke-95 (R95p) dari ansambel model GCM dan RCM (baris 1 hingga 3) dan data observasi EURO4M-APGD (baris 4) pada periode historis 1976-2005. (Torma et.al 2015).



Gambar 18. Perbandingan data indeks frost days (FU) terkoreksi terhadap data observasi periode 1981-2005 (Schoof and Robeson 2016).

Dalam modul pelatihan ini digunakan teknik bias statistik dengan menggunakan metode Delta (misal: Graham et al., 2007). Metode Delta merupakan metode downscaling yang paling sederhana dan banyak digunakan dalam penyusunan skenario perubahan iklim untuk kajian dalam skala lokal. Metode lainnya yang dapat digunakan dalam program ini yaitu metode koreksi bias berbasis pada koreksi distribusi data dengan pendekatan distribusi Gamma sesuai dengan yang

dilakukan oleh (Piani et al., 2010). Penjelasan lebih detil tentang metode ini dan latihan membuat proyeksi curah hujan dan suhu dengan menggunakan metode tersebut dijelaskan dalam modul terpisah.

4. Referensi

- Barlow, M., Wheeler, M., Lyon, B. and Cullen, H., 2005. Modulation of Daily Precipitation over Southwest Asia by the Madden-Julian Oscillation. *Monthly Weather Review*, 133(12): 3579-3594.
- Bessafi, M. and Wheeler, M.C., 2006. Modulation of South Indian Ocean Tropical Cyclones by the Madden-Julian Oscillation and Convectively Coupled Equatorial Waves. *Monthly Weather Review*, 134(2): 638-656.
- Boer, R., Faqih, A., Hidayat, R. and Rizka, A., 2013. Climate variability and change of Danau Sentarum, West Kalimantan: Historical climate and future climate projections, Center for Climate Risk and Opportunity Management in South East Asia and Pacific (CCROM-SEAP), Bogor Agricultural University.
- Graham, L.P., Andréasson, J. and Carlsson, B., 2007. Assessing climate change impacts on hydrology from an ensemble of regional climate models, model scales and linking methods: A case study on the Lule River basin. *Clim. Change*, 81(S1): 293–307.
- Hall, J.D., Matthews, A.J. and Karoly, D.J., 2001. The Modulation of Tropical Cyclone Activity in the Australian Region by the Madden-Julian Oscillation. *Monthly Weather Review*, 129(12): 2970.
- IPCC, 2007. Climate Change 2007: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- IPCC, 2013. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Jones, C., 2000. Occurrence of Extreme Precipitation Events in California and Relationships with the Madden-Julian Oscillation. *Journal of Climate*, 13(20): 1.
- Jones, C., Waliser, D.E., Lau, K.M. and Stern, W., 2004. Global occurrences of extreme precipitation and the Madden-Julian Oscillation: observations and predictability. *Journal of Climate*, 17(23): 4575-4589.
- Joo-Hong, K., Chang-Hoi, H., Hyeong-Seog, K., Chung-Hsiung, S. and Seon Ki, P., 2008. Systematic Variation of Summertime Tropical Cyclone Activity in the Western North Pacific in Relation to the Madden-Julian Oscillation. *Journal of Climate*, 21(6): 1171-1191.
- Kessler, W.S. and Kleeman, R., 2000. Rectification of the Madden-Julian Oscillation into the ENSO Cycle. *Journal of Climate*, 13(20): 1.
- Maloney, E.D. and Hartmann, D.L., 2000. Modulation of Hurricane Activity in the Gulf of Mexico by the Madden-Julian Oscillation. *Science*, 287(5460): 2002.
- McGuffie, K. and Henderson-Seller, A., 1997. A climate modelling primer. Wiley, Baffins Lane, Chichester, West Sussex PO19 1UD, England.
- Molinari, J. and Vollaro, D., 2000. Planetary- and Synoptic-Scale Influences on Eastern Pacific Tropical Cyclogenesis. *Monthly Weather Review*, 128(9): 3296.
- Moss, R.H., Edmonds, J.A., Hibbard, K.A., Manning, M.R., Rose, S.K., Vuuren, D.P.v., Carter, T.R., Emori, S., Kainuma, M., Kram, T., Meehl, G.A., Mitchell, J.F.B., Nakicenovic, N., Riahi, K., Smith, S.J., Stouffer, R.J., Thomson, A.M., Weyant, J.P. and Wilbanks, T.J., 2010. The next generation of scenarios for climate change research and assessment. *Nature*, 463.
- Piani, C., Haerter, J.O. and Coppola, E., 2010. Statistical bias correction for daily precipitation in regional climate models over Europe. *Theor. Appl. Climatol.*, 99: 187–192.
- Schoof JT, Robeson SM. 2016. Projecting changes in regional temperature and precipitation extremes in the United States. *Weather and Climate Extremes*. 11:28–40
- Thomson, A.M., Calvin, K.V., Smith, S.J., Kyle, G.P., Volke, A., Patel, P., Delgado-Arias, S., Bond-Lamberty, B., Wise, M.A., Clarke, L.E. and Edmonds, J.A., 2011. RCP4.5: a pathway for stabilization of radiative forcing by 2100. *Climatic Change* 109: 77–94.

- Torma, Cs., F. Giorgi, and E. Coppola (2015), Added value of regional climate modeling over areas characterized by complex terrain—Precipitation over the Alps, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 120, 3957–3972, doi:10.1002/2014JD022781.
- Watanabe, S., Kanae, S., Seto, S., Yeh, P.J.-F., Hirabayashi, Y. and Oki, T., 2012. Intercomparison of bias-correction methods for monthly temperature and precipitation simulated by multiple climate models. *Journal of geophysical research*, 117(D23114).
- Wheeler, M.C. and Hendon, H.H., 2004. An All-Season Real-Time Multivariate MJO Index: Development of an Index for Monitoring and Prediction. *Monthly Weather Review*, 132(8): 1917-1932.
- Zhang, C. and Gottschalck, J., 2002. SST Anomalies of ENSO and the Madden-Julian Oscillation in the Equatorial Pacific. *Journal of Climate*, 15: 2429-244