

PROPOSAL

**ANALISIS DINAMIKA CURAH HUJAN DAN EKSTREM EKSTREM
DI WILAYAH SUMATERA BAGIAN SELATAN**



Oleh:

HAMDI AKHSAN

NIM. 0813681823006

**PROGRAM STUDI S3 ILMU MIPA
FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM
UNIVERSITAS SRIWIJAYA**

2021

HALAMAN PENGESAHAN

ANALISIS DINAMIKA CURAH HUJAN DAN EKSTREM EKSTREM

DI WILAYAH SUMATERA BAGIAN SELATAN

PROPOSAL

oleh:

HAMDI AKHSAN

0813681823006

Telah diseminarkan
Tanggal 12 Agustus 2021

Promotor

Prof. Dr. Iskhaq Iskandar, M.Sc
NIP. 197210041997021001

Ko-promotor

Dr. Muhammad Irfan, M.T.
NIP. 196409131990031003

Mengetahui
Koordinator Program Studi S3 Ilmu MIPA

Dr. Harry Widjajanti, M.Si
NIP. 196112121987102001

BAB I. PENDAHULUAN

1.1. Latar Belakang

Iklim wilayah Indonesia sangat dipengaruhi oleh sistem angin muson (*monsoon*) Asia-Australia yang merupakan sistem angin yang berhembus secara periodik (minimal tiga bulan) dan antara periode yang satu dengan periode yang lain pola angin yang berhembus akan berlawanan dan berganti arah secara berlawanan setiap setengah tahun. Angin muson Asia-Australia akan berhembus dari arah tenggara (daratan Australia) menuju Barat Laut (daratan Asia) pada periode Juni – September dan dikenal sebagai angin muson Tenggara, dan akan berbalik arah dari Barat Laut menuju Tenggara pada periode Desember – Maret dan dikenal sebagai angin muson Barat Laut [Saha, 2010; Webster, 2015]. Selama periode April-Mei terjadi peralihan dari muson Barat Laut menjadi muson Tenggara dan dikenal sebagai musim peralihan I, sedangkan pada bulan Oktober-November terjadi peralihan dari muson Tenggara menjadi muson Barat Laut yang disebut sebagai musim peralihan II. Pengaruh angin muson ini terhadap curah hujan di wilayah Indonesia sangat besar [Aldrian and Susanto, 2003; Lestari et al., 2018]. Secara umum, sebagian besar wilayah Indonesia akan mengalami musim hujan (*rainy season*) pada periode muson Barat Laut (Desember-Maret), dan sebaliknya akan mengalami musim kemarau (*dry season*) pada periode muson Tenggara (Juni-September). Secara khusus, pola curah hujan di wilayah Indonesia dibagi menjadi tiga, yaitu pola ekuatorial, pola muson dan pola hujan lokal [Aldrian and Susanto, 2003]. Pola ekuatorial memiliki 2 puncak musim hujan yang terjadi di bulan-bulan Oktober-November dan Maret-Mei. Sementara itu pola muson menunjukkan satu puncak musim hujan di bulan November-February dan satu puncak musim kering/kemarau di bulan Juli-September. Pola hujan lokal memiliki satu puncak musim hujan di bulan Juni-Juli yang bertolak belakang dengan pola hujan muson.

Di waktu-waktu tertentu, pola angin muson ini akan mengalami gangguan (*disturbance*) yang akan mempengaruhi pola curah hujan. Gangguan ini secara periodik akan muncul dalam skala antar tahunan (*interannual*) yang bersumber dari adanya gangguan dalam proses interaksi antara laut dan atmosfer di wilayah ekuator Samudera Pasifik maupun di wilayah ekuator Samudera India. Fenomena gangguan terhadap sistem sirkulasi angin muson yang bersumber dari wilayah ekuator Samudera Pasifik dikenal sebagai fenomena *El Niño-Southern Oscillation* (ENSO) [Philander, 1989]. Sementara itu, gangguan yang berasal dari wilayah ekuator Samudera Indian dikenal sebagai *Indian Ocean Dipole* (IOD) [Saji et al., 1999; Webster et al., 1999; Murtugudde et al., 2000]. Kedua fenomena ini sangat mempengaruhi curah hujan di wilayah Indonesia. Pada saat terjadi fenomena *El Niño* dan/atau IOD positif, wilayah Indonesia akan mengalami deficit curah hujan, sedangkan ketika fenomena *La Niña* dan/atau IOD negative terjadi maka wilayah Indonesia akan menerima curah hujan di atas normal [Aldrian and Susanto, 2003; Hendon, 2003; Saji and Yamagata, 2003; Yamagata et al., 2004; Juneng and Tangang, 2005; Iskandar et al., 2018; Lestari et al., 2018; Utari et al., 2019].

Seiring dengan peningkatan ekstreme global, fenomena iklim ekstrem semakin sering terjadi sebagaimana laporan *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC) tentang laporan khusus dampak pemanasan global sebesar 1,5°C di atas level pra-industri [IPCC, 2018]. Dalam laporan IPCC sebelumnya telah ditunjukkan bahwa penyebab utama pemanasan global adalah aktivitas manusia khususnya pembakaran bahan bakar fosil [IPCC, 2013]. Dilaporkan bahwa aktivitas manusia juga telah berkontribusi terhadap peningkatan frekuensi curah hujan dan ekstreme ekstrem [IPCC, 2012]. Penelitian tentang curah hujan dan ekstreme esktrim di Asia telah banyak dilakukan sebelumnya [Choi et al., 2009; Siswanto et al., 2016; Supari et al., 2017, 2018, 2020; Lestari et al., 2019; Tan et al., 2020].

Studi yang dilakukan *Siswanto et al.* (2016) untuk wilayah Jakarta dengan menggunakan data harian selama 134 tahun menemukan fakta bahwa frekuensi kejadian curah hujan ekstrem (>50 mm/hari) memiliki trend positif selama kurun waktu 1866–2010, dimana trend positif terbesar terjadi selama periode 196 – 2010. Sementara itu, ekstreme tahunan di Jakarta mengalami peningkatan sebesar 1,6°C/abad. Intensitas dan frekuensi curah hujan ekstrem di wilayah Jakarta memiliki hubungan yang signifikan dengan fenomena ENSO dan IOD, khususnya pada musim kering di bulan Juni – November, tetapi hubungan tersebut melemah di musim penghujan [*Lestari et al.*, 2019]. Studi ini menggunakan data curah hujan harian di tiga lokasi yang merepresentasikan wilayah pesisir, wilayah daratan pedalaman dan wilayah pegunungan selama periode 1974–2016.

Penelitian tentang curah hujan dan ekstreme ekstrem di wilayah Indonesia telah dilakukan sebelumnya [*Supari et al.*, 2017]. Hasil penelitian ini menunjukkan adanya trend pemanasan dalam indeks ekstreme ekstrem berdasarkan data yang terekam di 88 station pengamatan yang tersebar di seluruh wilayah Indonesia selama kurun waktu 1983–2012. Rerata tahunan ekstreme maksimum dan ekstreme minimum menunjukkan kenaikan secara berturut-turut sebesar 0,18°/decade dan 0,30°/decade. Sementara itu, hasil observasi tersebut menunjukkan bahwa curah hujan ekstrem memiliki kecenderungan menuju kondisi yang lebih basah (*wetter condition*). Intensitas curah hujan harian telah meningkat secara signifikan sebesar rata-rata 0,21 mm/hari/decade di seluruh wilayah Indonesia selama periode 1983–2012. Studi ini juga menunjukkan bahwa trend menuju kondisi basah (*wetter condition*) indeks curah hujan ekstrem lebih terlihat di bulan-bulan Desember–Januari–Februari (DJF) dan/atau Maret–April–Mei (MAM). Akan tetapi, untuk wilayah yang berada di bagian Selatan ekuator menunjukkan kecenderungan pengeringan yang diamati selama periode Juni–Juli–Agustus (JAS), September–Oktober–November (SON) dan MAM.

Dengan menggunakan data curah hujan harian yang terekam pada 87 stasiun pengamatan

curah hujan yang tersebar di seluruh wilayah Indonesia, *Supari et al.* (2018) menganalisis dampak ENSO terhadap curah hujan ekstrem selama kurun waktu 1981 – 2012. Studi ini menunjukkan bahwa dampak El Niño sangat menonjol selama JJA dan SON, ketika kondisi kering yang tidak normal melanda Indonesia. Akan tetapi, mulai SON anomali basah muncul di Sumatera bagian utara, kemudian meluas ke arah timur selama DJF dan MAM, menimbulkan kondisi yang kontras dimana wilayah bagian barat Indonesia mengalami kondisi basah, sementara bagian timur mengalami kondisi kering. Berdasarkan karakteristik pola anomali hari kering berturut-turut (*consecutive dry days – CDD*), telah teridentifikasi lima sub-wilayah di seluruh Indonesia yang menunjukkan respons berbeda terhadap seluruh periode terjadinya El Niño. Demikian juga, dengan menggunakan pola anomaly hari basah berturut-turut (*consecutive wet days – CWD*), diketahui bahwa wilayah Indonesia dapat dibagi menjadi lima sub-wilayah yang memiliki pola CWD berbeda sebagai respon terhadap fenomena La Niña.

Meskipun penelitian tentang curah hujan dan ekstrem ekstrem untuk wilayah Indonesia telah banyak dilakukan sebelumnya, akan tetapi penelitian sejenis yang difokuskan pada wilayah pesisir timur Sumatera bagian selatan belum pernah dilakukan. Seperti telah ditunjukkan dalam penelitian sebelumnya bahwa wilayah pesisir timur Sumatera bagian selatan yang didominasi oleh lahan gambut sangat rentan terhadap anomaly iklim ekstrem [*Worden et al.*, 2013; *Huijnen et al.*, 2016; *Putra et al.*, 2019a, 2019b]. Karena dampak social-ekonomi dari kebakaran lahan gambut akibat pengaruh iklim ekstrem khususnya di wilayah pesisir timur Sumatera bagian selatan, maka penelitian tentang dinamika curah hujan dan ekstrem ekstrem dan hubungannya dengan anomaly iklim (ENSO dan IOD) dipandang perlu untuk dilakukan.

1.2. Batasan Masalah

Pemanasan global telah menyebabkan peningkatan risiko terkait dampak anomaly iklim di Indonesia, seperti banjir, kekeringan, penurunan produktivitas pertanian dan penyebaran penyakit menular nyamuk [*Climate*, 2003; *Marlier et al.*, 2013; *Caminade et al.*, 2014]. Beberapa studi telah dilakukan untuk memahami perubahan curah hujan dan ekstrem di Indonesia [*Siswanto et al.*, 2016; *Supari et al.*, 2017, 2018, 2020; *Lestari et al.*, 2019]. Namun demikian, penelitian yang secara khusus mengkaji *trend* curah hujan dan ekstrem ekstrem jangka panjang di wilayah pesisir timur Sumatera bagian selatan belum pernah dilakukan sebelumnya. Oleh karena itu, dalam penelitian ini akan dikaji secara komprehensif trend jangka panjang curah hujan dan ekstrem ekstrem dan hubungannya dengan fenomena ENSO dan IOD. Indeks curah hujan dan ekstreme ekstrem yang didefenisikan oleh *Expert Team on Climate Change Detection and Indices* (ETCCDI) akan digunakan dalam penelitian ini [*Zhang et al.*, 2011]. Penelitian ini akan menggunakan data hasil observasi yang terekam pada 11 stasiun pngamatan yang tersebar di pesisir timur Sumatera Bagian selatan selama kurun waktu 1981 – 2019.

1.3. Tujuan

Tujuan penelitian ini adalah untuk mengkaji secara komprehensif dinamika curah hujan dan ekstreme ekstrem di wilayah pesisir timur Sumatera bagian selatan dan hubungannya dengan fenomena ENSO dan IOD. Secara khusus, penelitian ini ditujukan untuk menjawab beberapa pertanyaan sebagai berikut:

1. Bagaimana karakteristik curah hujan dan ekstrem ekstrem di wilayah pesisir timur Sumatera bagian selatan?
2. Bagaimana pengaruh fenomena ENSO dan IOD terhadap curah hujan dan ekstrem ekstrem di wilayah pesisir timur Sumatera bagian selatan?

3. Bagaimana hubungan antara curah hujan dan ekstrem ekstrem dengan kejadian kebakaran lahan gambut di wilayah pesisir timur Sumatera bagian selatan?

1.4. Manfaat Penelitian

Hasil dari penelitian ini diharapkan dapat memberikan kontribusi terhadap berbagai bidang keilmuan yang memiliki hubungan erat dengan dinamika parameter klimatologi dalam bentuk curah hujan dan ekstreme ekstrem di wilayah pesisir timur Sumatera bagian selatan.. Melalui kajian yang komprehensif, diharapkan hasil yang diperoleh mampu menggambarkan pola dinamika parameter klimatologi pada lahan gambut di Sumatera bagian selatan. Dengan diketahuinya karakteristik dan pola curah hujan dan ekstreme ekstrem di wilayah pesisir Sumatera bagian selatan diharapkan dapat dijadikan sebagai acuan bagi pemerintah untuk menyusun kebijakan mitigasi terhadap kejadian kebakaran lahan gambut yang terus berulang terjadi.

1.5. Kebaharuan Penelitian

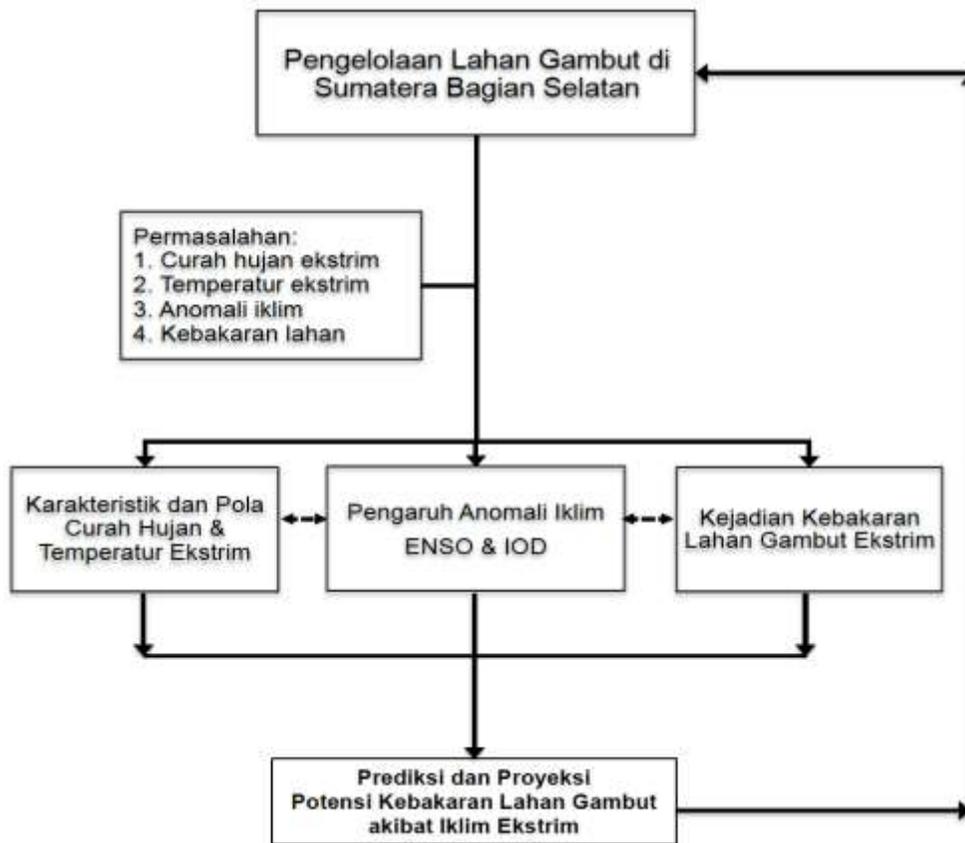
Penelitian-penelitian terdahulu umumnya mengkaji curah hujan dan ekstreme ekstrem dalam skala regional dan menghubungkan dinamikanya hanya dengan fenomena ENSO [*Supari et al.*, 2017, 2018]. Penelitian ini akan mengkaji secara komprehensif dinamika curah hujan dan ekstreme ekstrem menggunakan data hasil pengukuran di 11 stasiun pengamatan milik Badan Meteorologi, Klimatologi, dan Geofisika (BMKG) selama kurun waktu 1981 – 2019. Ada dua kebaruan (*novelty*) dari penelitian ini adalah:

1. Kajian terbaru tentang karakteristik curah hujan dan ekstreme ekstrem khusus di wilayah pesisir timur Sumatera bagian selatan dan hubungannya dengan kejadian kebakaran lahan gambut.

2. Penelitian ini merupakan kajian pertama yang menganalisis dampak fenomena ENSO dan IOD terhadap pola curah hujan dan ekstrem ekstrem di wilayah pesisir timur Sumatera bagian selatan.

1.6. Kerangka Pikir Penelitian

Dalam mengkaji karakteristik curah hujan dan ekstrem ekstrem di wilayah pesisir timur Sumatera bagian selatan serta hubungannya dengan fenomena ENSO dan IOD, akan dilakukan tahapan penelitian seperti ditunjukkan pada Gambar 1.



Gambar 1.1. Kerangka pikir penelitian.

BAB 2

TINJAUAN PUSTAKA

2.1. Iklim Wilayah Indonesia

Iklim dapat didefinisikan sebagai kondisi rata-rata yang menggambarkan perubahan yang terjadi dalam atmosfer (ekstrem, tekanan, angin) dalam jangka waktu tertentu yang relatif panjang (>10 tahun) [Tjasyono and Harijono, 2012]. Iklim suatu kawasan ditentukan oleh karakteristik kemunculan parameter-parameter iklim, yaitu ekstrem, tekanan, kelembaban udara, curah hujan, awan, angin dan lain-lain [Tjasyono, 2012; Tjasyono and Harijono, 2012]. Setiap kawasan akan memiliki iklim yang berbeda yang ditentukan oleh jumlah energi matahari yang sampai ke permukaan di masing-masing kawasan tersebut yang dipengaruhi oleh posisi lintang kawasan. Selain itu, beberapa faktor lain menentukan iklim suatu kawasan antara lain bentuk topografi kawasan, angin dan massa udara, arus laut, distribusi daratan dan lautan, keberadaan sel tekanan rendah/tinggi [Tjasyono and Harijono, 2012; Iskandar, 2016].

Iklim terbentuk dari interaksi antara komponen-komponen lapisan bumi, yaitu atmosfer, biosfer, kriosfer (lapisan es), hidrosfer dan pedosfer (permukaan daratan) [Tjasyono and Harijono, 2012]. Diantara beberapa interaksi antar komponen tersebut, yang paling dominan dalam menentukan karakteristik iklim suatu kawasan adalah interaksi antara laut (hidrosfer) dan atmosfer. Interaksi antara laut dan atmosfer ini membentuk suatu sistem kopling (interaksi dua arah) yang disertai dengan proses perpindahan energi, momentum massa air dan partikel gas [Tjasyono, 2012].

Sebagai negara yang terletak di wilayah tropis, wilayah Indonesia memiliki sistem iklim yang sangat dipengaruhi oleh sistem angin muson. Secara umum, wilayah Indonesia akan mengalami musim basah pada bulan Desember – Januari – Februari – Maret (DJFM), musim

kering selama bulan Juni – Juli – Agustus – September (JJAS), musim peralihan I di bulan April – Mei (AM) dan musim peralihan II di bulan Oktober – November (ON) [Tjasyono, 2012; Iskandar, 2016]. Karena pengaruh posisi Indonesia yang terletak di antara dua benua (Asia dan Australia) dan dua kolam air hangat (*warm pool*) yang ada di Samudera Pasifik dan Samudera India, wilayah Indonesia memiliki 3 tipe curah hujan, yaitu tipe ekuatorial, tipe monsun dan tipe lokal [Aldrian and Susanto, 2003]. Tipe curah hujan ekuatorial menunjukkan dua puncak musim hujan yaitu di bulan Oktober – November dan Maret – April. Tipe monsun memiliki puncak hujan di bulan Desember – Januari – Februari (DJF), sedangkan tipe curah hujan lokal memiliki puncak curah hujan di bulan Juni – Juli (JJ) berlawanan dengan tipe monsun.

2.2. Monsun

Angin monsun merupakan angin yang berbalik arah secara musiman, yang disebabkan oleh perbedaan sifat termal antara benua dan lautan di sekitarnya. Pada musim panas, benua akan memiliki ekstrem yang lebih tinggi dari lautan di sekitarnya yang menyebabkan ekstrem udara di atas benua juga akan meningkat. Peningkatan ekstrem ini akan diiringi dengan penurunan massa jenis udara di atas benua sehingga tekanan permukaan di tempat yang bersangkutan juga akan menurun. Oleh karena itu, pada musim panas benua merupakan pusat tekanan rendah sehingga angin akan bertiup dari lautan menuju ke arah benua. Sebaliknya, pada musim dingin ekstrem permukaan benua lebih rendah dari ekstrem permukaan lautan, sehingga benua merupakan tempat pusat tekanan tinggi. Akibatnya, angin akan bertiup dari benua ke arah lautan.

Perlu diingat bahwa bulan Juli adalah waktu puncak musim dingin di belahan bumi selatan (BBS) atau waktu puncak musim panas di belahan bumi utara (BBU). Sementara itu, bulan Januari adalah puncak musim panas di BBS dan sebaliknya puncak musim dingin di BBU. Angin monsun

ini berbalik arah paling sedikit 120 derajat antara bulan Januari dan Juli dengan kecepatan reratanya sebesar 3 m/detik [Tjasyono and Harijono, 2012; Iskandar, 2016].

Angin monson terjadi di semua benua, kecuali benua Eropa dan benua Antartika. Beberapa daerah monsun yang dikenal antara lain Monsun Afrika Barat, Monsun Afrika Timur, Monsun Asia Selatan, Monsun Asia Timur dan Tenggara, serta Monsun Australia Utara. Akan tetapi, monsun yang terkuat adalah monsun Asia, khususnya di India. Mengapa demikian? Penyebabnya adalah topografi benua Asia (wilayah India). Di sebelah utara India terdapat pegunungan Himalaya dan dataran tinggi Tibet dengan ketinggian rerata 5000 meter di atas permukaan laut dan bentangan horizontal hingga sekitar 2000 km. Perbedaan mencolok antara dataran tinggi di bagian utara India dan lautan di wilayah selatannya menyebabkan perbedaan termal yang sangat besar pada puncak musim dingin atau musim panas. Hal inilah yang menyebabkan monsun di India sangat kuat sekali. Kita akan membahasnya secara spesifik dalam sub-bab Monsun Asia Selatan.

Monsun di Indonesia merupakan bagian dari monsun Asia Timur dan Asia Tenggara. Akan tetapi, karena wilayah Indonesia berada di dua belahan bumi (BBU dan BBS), maka pola anginnya berbeda antara wilayah BBU dan BBS. Hal ini disebabkan oleh pengaruh gaya Coriolis yang membelokkan arah angin ketika melewati khatulistiwa. Pada saat musim dingin dialami oleh BBU, daerah Sumatra bagian selatan, Jawa, Bali, Lombok, Nusa Tenggara dan Papua akan berhembus angin monsun dari arah barat ke timur. Di daerah ini, angin monsun yang berhembus pada saat musim dingin di BBU disebut Musim Monsun Barat. Sementara itu, di daerah Sumatra bagian utara, Kalimantan Barat dan Sulawesi bagian utara, angin monsun datang dari arah timur laut sehingga disebut Monsun Timur Laut. Ketika BBU mengalami musim panas, daerah Sumatra bagian selatan, Jawa, Bali, Lombok, Nusa Tenggara dan Papua bertiup angin Monsun Timur.

Sementara itu, di atas daerah Sumatra bagian utara, Kalimantan Barat dan Sulawesi bagian utara bertiup angin Monsun Barat Daya.

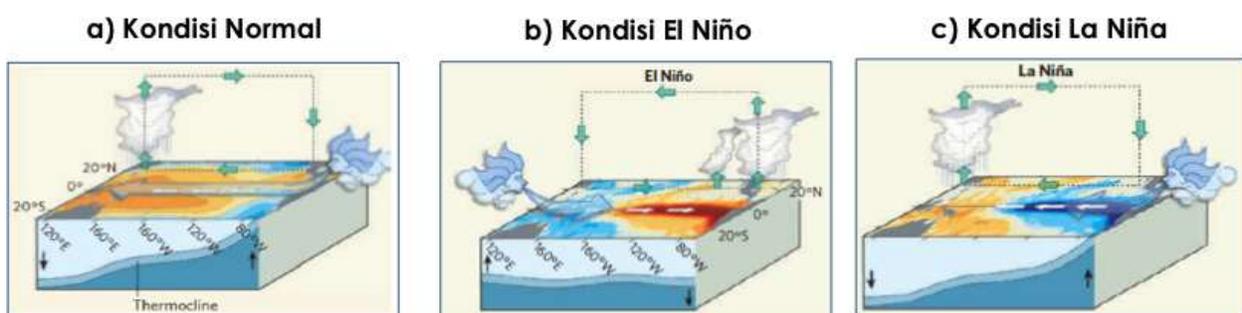
2.3. El Niño – Southern Oscillation (ENSO)

Fenomena El Niño telah dikenal sejak dahulu oleh para nelayan di pantai Peru. Nelayan Peru mengenal El Niño sebagai satu peristiwa munculnya anomaly air hangat di permukaan Samudera Pasifik yang terjadi secara periodic dalam skala tahunan. Nama El Niño berarti “bocah kecil (the little boy)” atau “anak Natal (the Christmas child) dalam bahasa Spanyol. Penamaan ini digunakan oleh nelayan Peru karena fenomena El Niño sering muncul menjelang perayaan Natal di akhir tahun. Dalam perkembangannya, para peneliti Peru menunjukkan bahwa terdapat perubahan iklim yang lebih kuat dengan interval waktu beberapa tahun, bukan tahunan). Penemuan ini yang selanjutnya mengubah definisi tentang El Niño yang semula dianggap sebagai pemanasan tahunan permukaan laut di wilayah pesisir Peru menjadi fenomena anomaly iklim yang terjadi secara irregular dan lebih intens.

Diawali dengan penelitian yang dilakukan oleh Sir Gilbert Walker di tahun 1930-an, para ahli klimatologi merumuskan bahwa El Niño terjadi secara simultan dengan Osilasi Selatan (Southern Oscillation). Osilasi Selatan adalah fenomena perubahan perbedaan tekanan atmosfer di atas wilayah tropis Samudera Pasifik bagian timur (kepulauan Tahiti) dan tekanan atmosfer di atas wilayah tropis Samudera Pasifik bagian barat (Darwin, Australia). Ketika permukaan laut di wilayah pesisir Peru (Samudera Pasifik bagian timur) menghangat, maka tekanan atmosfer di wilayah Samudera Pasifik bagian timur akan turun, sedangkan di wilayah Samudera Pasifik bagian barat akan naik. Para ahli klimatologi kemudian mendefinisikan hubungan yang unik antara El Niño dan variasi tekanan atmosfer ini sebagai El Niño-Southern Oscillation (ENSO).

El Niño dan La Niña merupakan fenomena interaksi laut-atmosfer di kawasan tropis Samudera Pasifik yang dicirikan dengan kemunculan massa air yang relatif lebih hangat dari kondisi normalnya di tengah dan sisi timur ekuator Samudera Pasifik [Philander, 1989]. Sementara itu, *Southern Oscillation* (Osilasi Selatan) menunjukkan osilasi tekanan permukaan laut di daerah lintang ekuator antara bagian timur Samudera Pasifik dan Samudera Hindia. *Southern Oscillation Index* (SOI) dihitung dengan membandingkan tekanan permukaan laut di Tahiti, Samudera Pasifik dan tekanan permukaan laut di Darwin, Australia (Samudera Hindia). El Niño dan *Southern Oscillation* merupakan dua fenomena yang saling terkait, dimana SOI menunjukkan fase evolusi dan intensitas fenomena El Niño. Oleh karena itu umumnya kedua fenomena ini dijadikan sebagai satu kesatuan fenomen yang disebut sebagai El Niño – *Southern Oscillation* (ENSO).

Ketika terjadi El Niño tekanan udara di Barat Pasifik lebih tinggi dari tekanan udara di sisi Timur (Gambar 2.1b). Perbedaan tekanan ini mengakibatkan pelemahan angin pasat yang pada gilirannya akan berbalik berhembus ke arah Timur. Pelemahan angin pasat ini akan menyebabkan melemahnya proses taitan (upwelling) sehingga proses pendinginan di permukaan di sisi timur Samudera Pasifik juga melemah. Konsisten dengan pelemahan angin pasat ini, kemiringan lapisan termoklin juga tidak begitu tajam yang berarti proses taitan (upwelling) di sisi timur Samudera Pasifik akan membawa air yang relative hangat ke permukaan.



Gambar 2.1.

Kondisi Laut dan Sirkulasi Atmosfer di wilayah tropis Samudera Pasifik pada kondisi (a) normal, (b) El Niño, dan (c) La Niña [Ashok et al., 2007].

Pada saat permukaan laut di sisi timur Samudera Pasifik menghangat, daerah pusat hujan yang terletak di atas welahar air panas (*warm water pool*), akan meluas ke arah tengah Samudera Pasifik (Gambar 2.1b). Akibatnya, tekanan atmosfer di sisi timur Samudera Pasifik akan turun dan gradient tekanan atmosfer antara sisi barat dan sisi timur juga akan berkurang. Konsisten dengan penurunan gradient tekanan ini, maka sirkulasi Walker akan melemah dan juga terjadi pelemahan angin pasat.

Efek dari naiknya ekstrem muka laut di sisi timur Samudera Pasifik dan perpindahan zona konveksi ke arah timur akan terasa bukan hanya di daratan yang mengelilingi Samudera Pasifik, tetapi juga berdampak global. Di daerah tropis, pergeseran zona konveksi ini akan mengakibatkan pergeseran zona curah hujan ke tengah Samudera Pasifik. Pada saat terjadi El Niño, Indonesia dan Australia akan mengalami deficit curah hujan. Sementara itu, di daerah pantai Peru yang gersang akan menerima surplus curah hujan dan proses naiknya ekstrem muka laut ini juga akan melebar ke arah utara dan selatan sepanjang pantai Amerika Selatan. Demikian juga halnya ekstrem dan curah hujan di beberapa bagian belahan bumi akan menerima efek dari fenomena El Niño melalui telekoneksi di atmosfer.

Sementara itu, pada saat terjadinya La Niña, proses pendinginan di sisi timur Samudera Pasifik akan menguat, gradient tekanan atmosfer antara sisi timur dan sisi barat Samudera Pasifik akan menguat, dan umumnya sirkulasi Walker juga akan menguat (Gambar 2.1c). Konsisten dengan hal ini, maka angin pasat juga akan menguat, dan kemiringan termoklin juga akan membesar, proses taitan (*upwelling*) di sisi timur Samudera Pasifik yang dibangkitkan oleh angin pasat juga akan meningkat dan karena lapisan termoklin semakin dangkal maka taitan (*upwelling*) akan semakin menurunkan ekstrem muka laut di sisi timur Samudera Pasifik (Gambar 2.1c). Dengan menguatnya sirkulasi Walker, maka terjadi ekspansi daerah welahar air panas (*warm water*

pool) di sisi Barat Samudera Pasifik ke arah barat hingga perairan Indonesia. Akibatnya, wilayah Indonesia dan Australia bagian barat akan menerima surplus curah hujan.

Disamping cara konvensional yaitu dengan menghitung nilai Southern Oscillation Index (SOI) yang menggambarkan kuat lemahnya sirkulasi Walker, kita juga dapat menggambarkan evolusi ENSO dengan melakukan analisis terhadap anomali ekstrem muka laut yang direratakan di beberapa daerah di ekuator Samudera Pasifik yang dikenal dengan nama daerah Niño (Niño region). Terdapat 4 (empat) daerah Niño, yaitu Niño1+2, Niño3, Niño4 dan Niño3.4. Lokasi masing-masing daerah Niño ditunjukkan dalam Tabel 2.1.

Tabel 2.1. Daerah Niño di ekuator Samudera Pasifik

No.	Jenis daerah Niño	Lokasi
1.	Niño1+2	(0°-10°LS, 90°-80°BB)
2.	Niño3	(5°LS-5°LU, 150°-90°BB)
3.	Niño4	(5°LS-5°LU, 150°BB-160°BT)
4.	Niño3.4	(5°LS-5°LU, 170°-120°BB)

Untuk wilayah Indonesia, daerah Niño yang dapat menggambarkan secara baik hubungan antara fenomena ENSO dengan variasi curah hujan di Indonesia adalah daerah Niño3.4. Gambar 8.8 menunjukkan indeks Niño3.4 selama kurun waktu 1990–2010. Nilai indeks positif menunjukkan terjadinya fenomena El Niño, sedangkan nilai indeks negatif mengindikasikan fenomena La Niña.

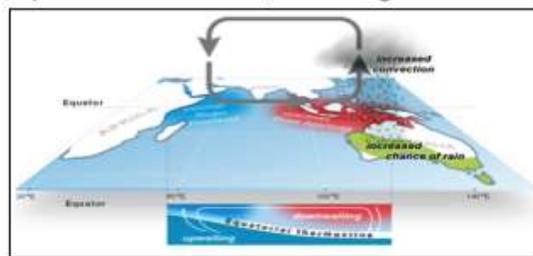
2.4. Indian Ocean Dipole (IOD)

Samudera Hindia memiliki keunikan sendiri jika dibandingkan dengan dua samudera lainnya yang berada di wilayah tropis, yaitu Samudera Pasifik dan Samudera Atlantik. Tidak seperti kedua samudera tersebut, sisi utara Samudera Hindia dibatasi oleh daratan Asia yang letaknya masih di

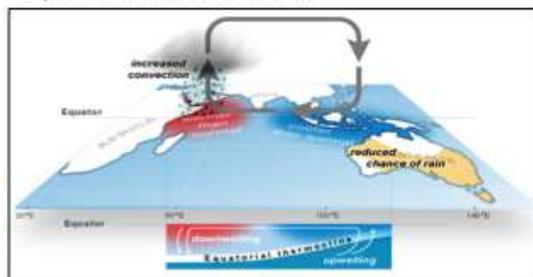
lintang tropis. Samudera Hindia juga merupakan salah satu samudera terkecil yang ada dengan bentang Utara – Selatan sepanjang ± 9.600 km yang melintang dari Teluk Bengal hingga ke Antartika, dan bentang Timur – Barat sepanjang ± 7.800 km yang membujur dari Afrika Selatan sampai dengan pantai Barat Australia. Luas total dari wilayah Samudera Hindia adalah $\pm 74 \times 10^6$ km² (termasuk perairan samudera di kutub Selatan). Jika kita tidak memasukkan wilayah perairan samudera di kutub selatan, maka total luas wilayah Samudera Hindia hanya $\pm 48 \times 10^6$ km².

Keunikan topografi Samudera Hindia ini menyebabkan perbedaan termal yang sangat kontras antara daratan dan samudera yang bervariasi secara musiman. Variasi perbedaan termal darat-samudera ini menyebabkan variasi pola angin secara musiman juga. Variasi pola angin musiman ini (angin monsun) terkait erat dengan interaksi laut-atmosfer di Samudera Hindia yang berimplikasi pada distribusi curah hujan khususnya di daratan yang mengelilingi Samudera Hindia. Terganggunya pola aliran angin monsun akan menyebabkan gangguan pada distribusi curah hujan di daratan.

a) Kondisi Normal /IOD Negatif



b) Kondisi IOD Positif



Gambar 2.2. Kondisi Laut dan Sirkulasi Atmosfer di wilayah tropis Samudera India pada kondisi (a) normal/IOD Negatif, dan (b) IOD Positif [Saji *et al.*, 1999; Webster *et al.*, 1999].

Pada kondisi normal, variasi angin monsun menyebabkan pengumpulan massa air di wilayah barat katulistiwa (dekat pantai barat Sumatra). Penumpukan massa air ini disebabkan oleh penjalaran gelombang Kelvin junaman (downwelling) yang dibangkitkan oleh angin baratan. Akibatnya, terbentuklah welahar air panas (warm water pool) di sebelah barat pantai Sumatra (Gambar 2.2a). Lokasi welahar air panas ini merupakan zona evaporasi dan konveksi pembentukan awan-awan yang berpotensi menimbulkan curah hujan. Jadi, pada kondisi normal zona konveksi berada di wilayah timur Samudera Hindia sehingga wilayah timur akan menerima curah hujan yang normal juga.

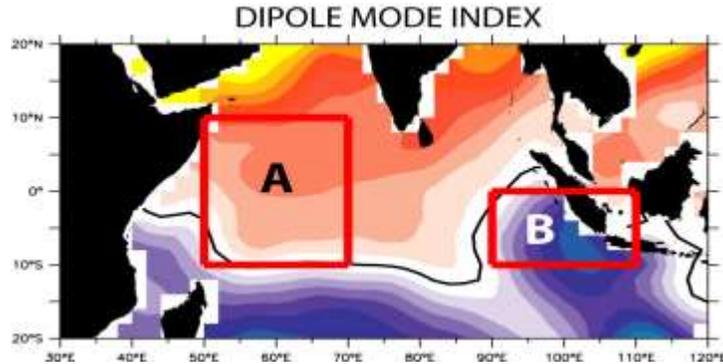
Sementara itu, IOD positif merupakan gejala penyimpangan cuaca yang dihasilkan oleh interaksi antara permukaan samudera dan atmosfer di kawasan Samudera Hindia sekitar garis khatulistiwa (tropis) dan di sebelah selatan Jawa [*Saji et al.*, 1999; *Webster et al.*, 1999; *Murtugudde et al.*, 2000]. Interaksi itu menghasilkan tekanan tinggi di Samudera Hindia bagian timur (bagian Selatan Jawa dan Barat Sumatra) yang menimbulkan aliran massa udara yang berhembus ke barat. Hembusan angin ini akan mendorong massa air di depannya dan mengangkat massa air dari bawah ke permukaan, mirip dengan “bajak” petani yang mengangkat lapisan bawah tanah/lumpur ke permukaan. Akibatnya, suhu permukaan laut di sekitar pantai Selatan Jawa dan pantai Barat Sumatra akan mengalami penurunan yang cukup drastis (anomali negatif rata-rata sebesar 2 derajat Celsius). Proses terjadinya penyimpangan iklim di Samudera Hindia ini diilustrasikan dalam Gambar 2.2b.

Aliran massa udara ke arah barat dan penumpukan massa air di bagian barat Samudera Hindia ini merupakan gejala fisik utama yang mengendalikan fenomena IOD. Gejala ini akan menimbulkan gelombang Kelvin sepanjang ekuator yang bergerak ke arah timur (berlawanan dengan arah angin). Gelombang ini pada gilirannya mengangkat lapisan thermocline (lapisan air

yang merupakan batas antara massa air yang lebih hangat di bawah permukaan laut dengan air yang lebih dingin di bawahnya) di bagian Timur Samudera Hindia (Selatan Jawa dan Barat Sumatra). Ketika thermocline ini terangkat, suhu permukaan air laut menurun. Sebaliknya, di sisi Barat, gelombang ini akan menekan thermocline lebih masuk ke dalam, yang mengakibatkan suhu permukaan air laut meningkat, dan Indian Ocean Dipole pun berlangsung. Karena itu pula penurunan suhu permukaan air laut di sisi Timur Samudera Hindia (anomali negatif) dan kenaikan suhu permukaan air laut di sisi Barat nya (anomali positif) disebut peristiwa pembentukan dua kutub (kutub positif dan kutub negatif suhu permukaan air laut) atau IOD.

Pembentukan dua kutub suhu permukaan air laut ini akan mengakibatkan pergeseran zona konveksi, dimana zona ini biasanya terdapat di atas permukaan air laut yang hangat (anomali positif). Pada kondisi IOD positif, zona konveksi akan bergeser ke arah barat, ke daerah perairan di tengah-tengah Samudera Hindia dan perairan pantai Timur Afrika. Akibatnya, zona hujan pun akan bergeser ke arah barat, sehingga Indonesia akan mengalami deficit curah hujan.

Seperti halnya El Niño yang di-indikasikan dengan Indeks Osilasi Selatan, maka fenomena Indian Ocean Dipole direpresentasikan oleh satu indeks yang menyatakan perbedaan suhu permukaan air laut di bagian Barat Samudera Hindia (daerah 50° - 70° BT dan 10° LS - 10° LU) dan suhu permukaan air laut di bagian Timur Samudera Hindia (daerah 90° - 110° BT dan 10° LS - 0° LU) seperti ditunjukkan dalam Gambar 2.3.



Gambar 2.3. Cara perhitungan Dipole Mode Index dengan mengambil selisih anomaly rerata ekstrem di bagian barat (box-A) dan anomaly rerata ekstrem di bagian timur (box-B).

Indeks perbedaan suhu permukaan air laut ini disebut Dipole Mode Index (DMI). Nilai DMI positif mengindikasikan bahwa ekstreme muka laut di bagian timur Samudera Hindia lebih dingin dibandingkan dengan ekstreme muka laut di bagian barat Samudera Hindia. DMI positif ini berasosiasi dengan IOD positif. Hal ini berlaku juga sebaliknya. Perlu diingat bahwa semakin besar nilai indeks ini, semakin kuat sinyal Indian Ocean Dipole dan semakin besar akibat yang ditimbulkan.

Evolusi Indian Ocean Dipole dimulai pada bulan Mei/Juni, mencapai puncaknya pada bulan Oktober dan akan berakhir pada bulan November/Desember. Akibatnya, Indonesia yang biasanya mengalami musim hujan mulai bulan Oktober, akan sedikit mengalami perpanjangan musim kemarau. Kondisi kemarau di Indonesia akan semakin parah apabila fenomena Indian Ocean Dipole diikuti oleh fenomena El Niño. Jika kedua fenomena ini terjadi secara berurutan, seperti pada tahun 1997 – 1998, maka Indonesia akan mengalami musim kemarau yang panjang, dari bulan Juni hingga bulan Februari tahun berikutnya.

Ekstrem dan Curah Hujan Ekstrem

Indeks untuk variabilitas iklim dan iklim ekstrem telah digunakan sejak beberapa waktu yang lalu dan cukup lama, seringkali dengan menilai data harian hasil pengamatan ekstrem atau curah hujan di atas atau di bawah ambang batas berbasis kriteria fisik tertentu. Karena banyak aspek iklim terwakili dengan baik oleh rata-rata bulanan, sebagian besar indeks berasal dari data harian umumnya fokus pada ekstrem. Dua perbedaan utama dalam berbagai indeks ekstrem adalah (1) bagaimana distribusinya didefinisikan, dan (2) seberapa jauh ke dalam *tails* distribusi ambang indeks berada. Secara umum, indeks yang mencirikan aspek *tails* jauh dari distribusi cenderung lebih relevan dengan masyarakat dan sistem alam daripada indeks yang mencirikan aspek distribusi yang terjadi lebih sering. Ini karena semakin ekstrem suatu peristiwa, semakin besar kemungkinannya menyebabkan kerusakan sosial atau lingkungan. Namun, analisis perubahan dalam frekuensi atau intensitas ekstrem yang lebih jauh keluar di *tails* distribusi secara inheren lebih tidak pasti karena peristiwa seperti itu jarang terjadi, sehingga lebih sedikit data yang tersedia untuk diidentifikasi dan mengkarakterisasi kemungkinan perubahan.

Merujuk pada *Expert Team on Climate Change Detection and Indices* (ETCCDI), terdapat 27 indeks ekstrem yang menggambarkan kondisi ekstrem dan curah hujan ekstrem sebagaimana disajikan dalam Tabel 2.2 [Zhang *et al.*, 2011].

Tabel 2.2. Indeks Ekstrem dan Curah Hujan Ekstrem yang direkomendasikan oleh ETCCDI

No.	ID	Nama Indikator	Defenisi Indikator	Satuan
1.	TXmean	Mean Tmax	Annual mean of maximum ekstreme	°C
2.	TNmean	Mean Tmin	Annual mean of minimum ekstreme	°C
3.	TXx	Maximum Tmax	Monthly maximum value of daily max ekstreme	°C
4.	TNx	Maximum Tmin	Monthly maximum value of daily min ekstreme	°C
5.	TXn	Minimum Tmax	Monthly minimum value of daily max ekstreme	°C
6.	TNn	Minimum Tmin	Monthly minimum value of daily min ekstreme	°C
7.	TN10p	Cool nights	Percentage of time when daily min ekstreme <10th percentile	%
8.	TX10p	Cool days	Percentage of time when daily max ekstreme < 10th percetile	%
8.	TN90p	Warm night	Percentage of time when daily min ekstreme > 90th percetile	%
10.	TX90p	Warm day	Percentage of time when daily max ekstreme > 90th percetile	%
11.	DTR	Diurnal ekstreme range	Monthly mean difference between daily max and min ekstreme	°C
12.	GSL	Growing season length	Annual (1st Jan to 31st Dec in NH, 1st July to 30th June in SH) count between first span of at least 6 days with TG >5°C and first span after July 1 (January 1 in SH) of 6 days with TG <5°C	days
13.	FDO	Frost day	Annual count when daily minimum ekstreme < 0°C	days
14.	SU25	Summer day	Annual count when daily max ekstreme > 25°C	days
15.	TR20	Tropical night	Annual count when daily min ekstreme > 20°C	days
16.	WSDI	Warm spell duration indicator	Annual count when at least six consecutive days of max ekstreme > 90th percentile	days
17.	CSDI	Cold spell duration indicator	Annual count when at least six consecutive days of min ekstreme < 10th percentile	days
18.	RX1day	Max 1-day precipitation amount	Monthly maximum 1-day precipitation	mm
19.	RX5day	Max 5-day precipitation amount	Monthly maximum consecutive 5-day precipitation	mm
20.	SDII	Simple daily intensity index	The ratio of annual total precipitation to the number of wet days (≥ 1 mm)	mm/day
21.	R10	Number of heavy precipitation days	Annual count when precipitation ≥ 10 mm	days
22.	R20	Number of very heavy precipitation days	Annual count when precipitation ≥ 20 mm	days
23.	CDD	Consecutive dry days	Maximum number of consecutive days when precipitation	days

			< 1 mm	
24.	CWD	Consecutive wet days	Maximum number of consecutive days when precipitation ≥ 1 mm	days
25.	R95p	Very wet day	Annual total precipitation from days > 95th percentile	mm
26.	R99p	Extremely wet day	Annual total precipitation from days > 99th percentile	mm
27.	PRCPTOT	Annual total wet-day precipitation	Annual total precipitation from days ≥ 1 mm	mm

* Definisi yang tepat diberikan di http://cccma.seos.uvic.ca/ETCCDI/list_27_indices.html.

2.5. Dampak Perubahan Iklim

2.6.1. Dampak terhadap Sektor Kelautan dan Perikanan

Perubahan iklim berdampak besar pada nelayan pesisir. Perubahan pola curah hujan dan kenaikan permukaan laut yang tinggi memaksa para nelayan di kapal penangkap ikannya menghadapi cuaca yang tidak menentu dan air pasang. Perubahan iklim juga mengganggu mata pencaharian di banyak pulau, seperti para nelayan di Maluku yang mengaku tidak bisa lagi memprediksi waktu dan lokasi yang tepat untuk menangkap ikan karena pola iklim yang berubah. Dari 2,7 juta nelayan di Indonesia, sekitar 80 persennya adalah nelayan skala kecil dan tradisional yang rentan terhadap variasi iklim ekstrem di laut. Tabel 2.3. berikut menunjukkan potensi dampak perubahan iklim terhadap sektor kelautan dan perikanan:

Tabel 2.3. Dampak Perubahan Iklim pada Sektor Kelautan dan Perikanan
[Ball and Garton, 2005]

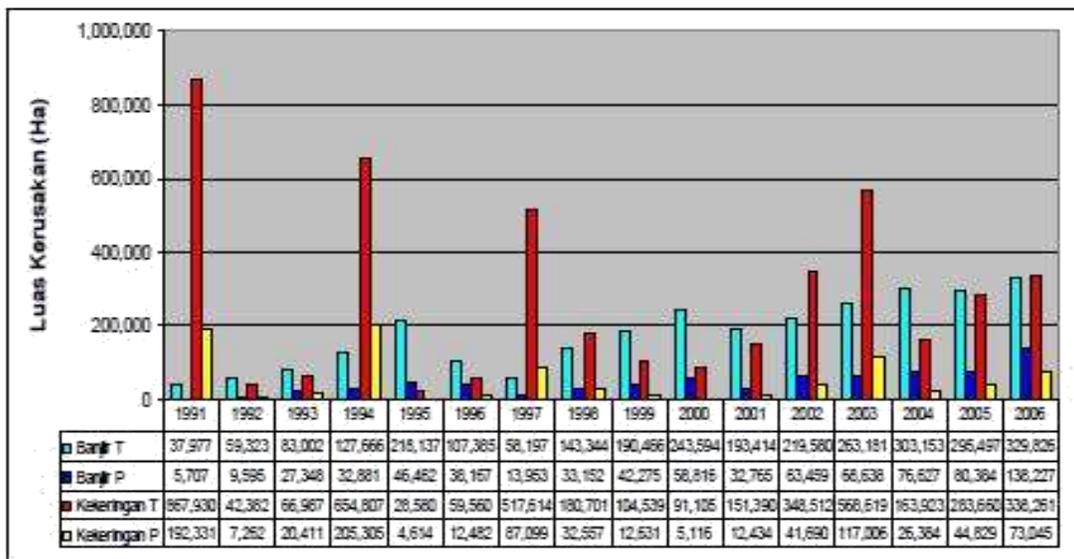
No	Perubahan Fisik pada Lingkungan	Dampak potensial
1	Banjir / penggenangan di daerah pesisir	Terganggunya kegiatan di permukiman perumahan Terganggunya kegiatan operasional prasarana dan sarana di wilayah pesisir
2	Meningkatnya erosi pantai	Kerusakan pemukiman di wilayah pesisir Kerusakan prasarana dan sarana penting di wilayah pesisir
3	Penurunan pulau – pulau kecil	Gangguan kegiatan ekonomi Kerusakan infrastruktur dan fasilitas penting
4	Penurunan pulau terluar yang strategis	Perburuan di perbatasan negara pulau pulau terluar yang strategis
5	Banjir di sungai dan muara	Kerusakan permukiman, prasarana, dan fasilitas penting di wilayah pesisir
6	Penurunan debit air dan kualitas air sungai dan muara (kekeringan)	Menipisnya suplai air bersih di permukiman pesisir, fasilitas, dan kolam ikan Menurunnya produktivitas muara dan tambak air tawar
7	Peningkatan intrusi garam pada massa sungai dan daratan	Menipisnya suplai air bersih di pesisir pantai, fasilitas vital, dan kolam ikan
8	Perubahan produktivitas primer, Perubahan pola perpindahan ikan, pergerseran tempat penangkapan ikan	Penurunan atau peningkatan produksi tangkapan ikan, menurunkan atau meningkatkan kapasitas unit pengolahan ikan
9	Perubahan pola angin di laut secara tiba-tiba	Mengurangi durasi penangkapan ikan di laut – penurunan produksi ikan tangkapan Meningkatkan konsumsi bensin oleh perahu nelayan
10	Perubahan komposisi biota laut yang beragam, kerusakan habitat laut	Degradasi sumber daya laut dan lingkungan pantai
11	Perubahan pola hidrolik di lahan basah	Degradasi lahan basah yang berfungsi sebagai perlindungan pantai
12	Melemahnya aliran sirkulasi laut dalam (termohalin)	Meningkatkan gangguan pada iklim global Mempengaruhi mata pencaharian manusia

2.6.2. Dampak terhadap Sektor Pertanian

Perubahan iklim yang menyebabkan perubahan pola curah hujan, kenaikan suhu, dan kenaikan muka air laut berdampak pada kuantitas dan kualitas hasil pertanian, khususnya tanaman pangan. Saat ini para petani semakin sulit untuk menentukan jenis tanaman yang cocok dan

kalender tanam karena iklim yang tidak dapat diprediksi. Di berbagai daerah di Indonesia, kekeringan dan banjir telah merusak hasil panen tanaman pangan. Banyak sawah yang rusak atau gagal berproduksi karena kemarau panjang atau banjir. Dampak utama perubahan iklim terhadap kawasan pertanian di Indonesia adalah degradasi lahan dan sumber daya air serta kerusakan infrastruktur (irigasi).

Misalnya, perubahan pola curah hujan dan iklim yang ekstrem menyebabkan persawahan di beberapa daerah / daerah mengalami kekeringan ketika daerah lain rusak akibat banjir. Akibat dari semua itu adalah potensi peningkatan hasil panen yang semakin menurun dari 2,4-5 persen menjadi lebih dari 10 persen (Litbang Kementerian Pertanian, 2008) Selama periode 1991 hingga 2006, luas areal persawahan yang mengalami kekeringan sekitar 28.580. sampai 867.930 hektar per tahun dan luas area yang rusak sekitar 4.614 hingga 192.331 hektar (Direktorat Proteksi Tanaman, 2007). Kekeringan yang lebih meluas dialami selama tahun-tahun El Nino (Grafik 2.4)



Sumber: Direktorat Perlindungan Tanaman Pangan, 2007

Gambar 2.4. Luas Sawah Yang Terkena Dampak Kekeringan dan Banjir di Indonesia Periode 1991-2006

Ancaman banjir yang meningkat di sawah bertanggung jawab atas menurunnya luas panen dan penurunan produksi padi. Secara nasional tingkat kerentanan banjir per kabupaten di seluruh wilayah Indonesia dapat dilihat dari Grafik 1. Di Jawa, luas areal persawahan yang rawan banjir / genangan mencapai 1.084.217 hektar, dan yang sangat rawan seluas 162.622 hektar, sedangkan di Sumatera ada 267.278 hektar, 124.465 hektar diantaranya ditemukan di Sumatera Selatan dan 50.606 hektar terdapat di Jambi. Berdasarkan laporan Direktorat Perlindungan Tanaman Pangan (2007) luas wilayah terdampak banjir dalam kurun waktu 16 tahun (1991-2006) berfluktuasi dengan rata-rata luas wilayah rusak 31.977-32.826 hektar dan 5.707-138.227 hektar gagal menghasilkan.

Menjelang tahun 2050, tanpa adanya upaya nasional untuk beradaptasi terhadap perubahan iklim, diperkirakan hasil tanaman pangan strategis akan menurun sebesar 20,3-27,1% untuk padi, 13,6% untuk jagung, 12,4% untuk kedelai, dan 7,6% untuk tanaman tebu dibandingkan kondisi tahun 2006. Potensi penurunan hasil padi terkait dengan penurunan luas sawah seluas 113.003-146.473 hektar di Jawa, 1.314-1.345 hektar di Sumatera Utara, dan 13.672 hektar -17.069 hektar di Sulawesi (Handoko et al. 2008). Besarnya kerugian akibat kenaikan muka air laut terhadap penyusutan sawah berupa produksi padi pada tahun 2050 diperkirakan mencapai 4,3 juta ton dedak giling kering atau 2,7 juta ton beras. Potensi dampak tersebut didasarkan pada tingkat produktivitas dan indeks tanaman yang pada saat itu akan mengalami peningkatan dibandingkan dengan kondisi saat ini. Misalnya produktivitas rata-rata sawah di Jawa dan Bali saat itu mencapai 7 ton / hektar dengan indeks tanaman (IP) 240%, sedangkan 5-6 ton / hektar dengan IP 150-200% untuk luar Jawa. dan Bali.

2.6.3.. Dampak terhadap Sektor Kesehatan

Dampak perubahan iklim terhadap kesehatan manusia khususnya pada penyakit yang ditularkan melalui air, penyakit yang ditularkan melalui vektor, malnutrisi, gangguan mental, dan tekanan panas. Faktor iklim berpengaruh terhadap risiko penularan penyakit yang ditularkan melalui vektor seperti demam berdarah (DBD) dan malaria. Dengan meningkatnya curah hujan, kasus DBD juga meningkat. Ekstrem berhubungan negatif dengan kasus DBD, sehingga kenaikan ekstrem udara per minggu akan menurunkan kasus DBD. Bahaya perubahan iklim yang mempengaruhi kesehatan manusia secara langsung berupa paparan langsung dari perubahan pola cuaca (suhu, curah hujan, kenaikan muka air laut, dan meningkatnya frekuensi cuaca ekstrem). Misalnya, perubahan curah hujan dan salinitas dapat meningkatkan atau menurunkan kepadatan populasi penyakit yang ditularkan melalui vektor. Selain itu juga berdampak langsung pada bencana seperti banjir, tanah longsor, dan puting beliung. Berdasarkan data Pusat Penanggulangan Krisis Kementerian Kesehatan, selama 2009, sebanyak 14 bencana terjadi, antara lain banjir, tanah longsor, badai petir, dan kebakaran hutan.

Bukti ilmiah menunjukkan bahwa peningkatan malaria dapat diidentifikasi sebagai dampak potensial perubahan iklim [Hermon, 2014]. Misalnya pada daerah dengan fasilitas kesehatan yang terbatas, kenaikan suhu akan meningkatkan penyakit yang ditularkan melalui vektor karena kenaikan suhu yang disertai dengan peningkatan intensitas curah hujan dan air permukaan akan memperpanjang musim peralihan di daerah endemis. Distribusi nyamuk akan dibatasi jika kondisi terlalu kering (intensitas curah hujan rendah dan air permukaan rendah). Kasus malaria di Indonesia cukup tinggi yaitu 11.789 kasus positif malaria pada tahun 2007.



Gambar 2.5. Risiko Perubahan Iklim pada Insiden Penyakit Malaria

Berdasarkan Gambar 2.5 hasil analisis perhitungan risiko dampak perubahan iklim terhadap kejadian penyakit malaria di Indonesia menunjukkan bahwa wilayah dengan risiko tertinggi berada di Pulau Papua. Hal ini sesuai dengan potensi bahaya yang menyerang penyakit malaria yaitu intensitas maksimum curah hujan transisi di wilayah tersebut sekitar 450-500 mm. Curah hujan yang tinggi di atas normal dan perubahan cuaca yang tidak stabil menyebabkan cepatnya perkembangbiakan penyakit yang ditularkan melalui vektor yaitu nyamuk Anopheles. Selain itu, kondisi kesejahteraan masyarakat di wilayah Papua yang merupakan keluarga marjinal merupakan penyebab masih rendahnya akses pelayanan kesehatan dan makanan bergizi serta masalah gizi buruk sehingga rentan terhadap penyakit malaria. Daerah lain yang berisiko tinggi terserang penyakit malaria adalah Maluku, sebagian kecil pulau Sulawesi, dan Nusa Tenggara.

Iklim ekstrem berisiko meningkatkan kasus demam berdarah. Hasil penelitian Sitorus (2003) menunjukkan bahwa terdapat korelasi yang kuat antara intensitas curah hujan dengan kasus DBD di Jakarta Timur selama periode 1998-2002 [Bhatti *et al.*, 2020]. Semakin tinggi intensitas curah hujan diikuti dengan semakin tingginya jumlah kasus DBD. Wilayah berisiko

tinggi dan menengah masih terkonsentrasi di wilayah timur Indonesia, khususnya Pulau Papua dan sebagian Kepulauan Nusa Tenggara. Beberapa kota dan kabupaten di Pulau Jawa memiliki risiko penyakit DBD yang rendah.

2.6.4. Dampak terhadap Sumber Daya Air

Hasil analisis Sistem Informasi Geografis (SIG) menggambarkan secara komparatif risiko penurunan ketersediaan air di Indonesia selama periode 2010-2015 sampai dengan periode 2025-2030 yang dipengaruhi oleh perubahan iklim antara lain ketersediaan Air Berkurang. Terdapat lima tingkat risiko dengan tingkat penurunan ketersediaan air tertinggi terdapat di wilayah Jawa-Bali, khususnya di beberapa wilayah terbatas di Jawa Barat bagian utara dan selatan, Jawa Tengah bagian tengah dan selatan, dan Jawa Timur, di ibu kota Sumatera Utara, Sumatera Barat, Bengkulu dan Lampung (Sumatera); Bali, NTB (Nusa Tenggara) dan Sulawesi Selatan (Sulawesi); bahwa risiko tinggi penurunan ketersediaan air terjadi di sekitar 75% wilayah Jawa-Bali; sebagian kecil di Sumatera bagian utara, barat dan selatan; sebagian Pulau Lombok (Nusa Tenggara), dan Sulawesi Selatan (Sulawesi).

1. Banjir

Terdapat lima tingkat risiko banjir dan sebaran banjir, dengan risiko banjir tertinggi ditemukan sangat terbatas di sepanjang sungai-sungai besar, terutama di bagian hilir Pulau Jawa bagian timur Sumatera; Kalimantan Barat, Selatan, dan Timur; Sulawesi Timur, dan Papua Selatan, sedangkan risiko banjir tinggi ditemukan di wilayah yang sama dengan risiko banjir tertinggi, hanya dengan luas wilayah yang lebih besar.

2. Kekeringan

Risiko kekeringan tertinggi pada umumnya terdapat di wilayah terbatas di Jawa Tengah; Sumatera bagian utara, dan sebagian kecil di Nusa Tenggara, sedangkan risiko kekeringan yang tinggi ditemukan pada luas wilayah yang lebih luas di Jawa bagian tengah, Sumatera, dan Nusa Tenggara;

3. Longsor

Risiko longsor tertinggi umumnya terdapat di Pulau Jawa-Bali bagian tengah dan selatan, Sumatera bagian tengah dan barat, sebagian besar Nusa Tenggara, dan Sulawesi, serta Papua bagian tengah, sedangkan risiko longsor tinggi ditemukan di sepanjang wilayah. daerah berisiko longsor tertinggi seperti tersebut di atas dengan wilayah yang lebih sempit.

4. Intrusi air laut

Potensi dampak intrusi air laut sejalan dengan bahaya dan kerentanan intrusi air laut terbatas pada beberapa wilayah pesisir, khususnya di wilayah Jawa-Bali (Jakarta, Semarang, Denpasar) dan Sumatera (Palembang dan Padang). Risiko intrusi air laut dipicu oleh semakin dangkal permukaan air laut - antar muka air laut di wilayah pesisir serta kerentanan terkait termasuk kepadatan penduduk, penggunaan lahan, kebutuhan air dan pemboran air dalam. Intrusi air laut menyebabkan berkurangnya pasokan air karena penurunan kualitas air dan juga kerusakan tanah atau bangunan.

2.6.5. Dampak terhadap Sektor Kebencanaan

Ancaman kekeringan akibat fenomena El Nino tentunya (lagi-lagi) menjadi faktor pendukung terjadinya kebakaran hutan yang telah merusak jutaan hektar kawasan hutan. Merujuk pada kebakaran hutan tahun 1997/1998 yang merusak kawasan seluas 9,7 juta hektar, dampaknya telah memperburuk kerugian sosial ekonomi dan lingkungan baik di tingkat nasional maupun di

negara tetangga. Di sisi lain, kejadian seperti banjir dan longsor juga semakin meningkat intensitasnya. Hal ini disebabkan oleh perubahan pola curah hujan yang ekstrem sehingga distribusi hujan tidak sesuai pola dibandingkan dengan musim sebelumnya.

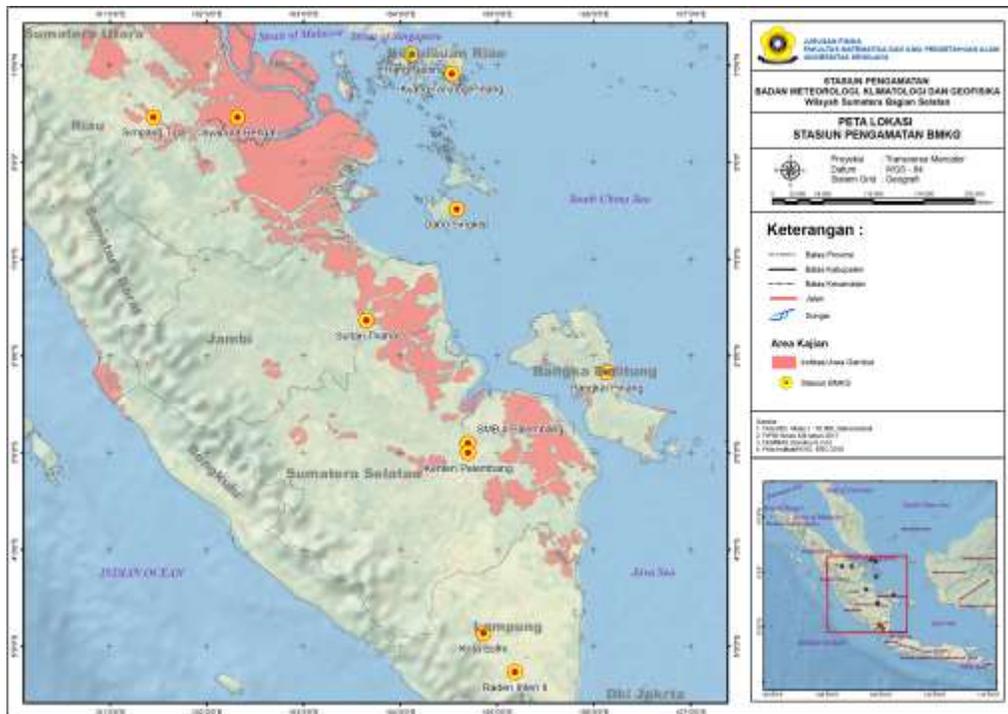
Perubahan iklim telah meningkatkan resiko bencana alam maupun bencana non alam yang dialami oleh masyarakat. Dampak perubahan iklim yang paling mungkin terjadi di Indonesia adalah meningkatnya frekuensi curah hujan yang berdampak pada kerusakan infrastruktur dan perumahan sehingga banyak orang kehilangan tempat tinggal. Bencana alam seperti banjir menyumbang 1/3 dari seluruh bencana yang terjadi di Indonesia dan telah merenggut lebih dari 50% nyawa dan 1/3 dari total kerugian ekonomi akibat bencana. Perubahan iklim juga menyebabkan meningkatnya badai tropis dan meningkatnya frekuensi air pasang di laut, yang pada gilirannya memperbesar risiko kematian.

BAB 3

METODE PENELITIAN

3.1. Lokasi Penelitian

Lokasi penelitian ini adalah di pesisir timur Sumatera bagian selatan yang meliputi Provinsi Lampung, Sumatera Selatan, Jambi, Riau, Kepulauan Riau dan Bangka Belitung dengan memanfaatkan alat ukur curah hujan dan ekstreme pada stasiun penakar hujan BMKG. Alat BMKG mampu merekam data curah hujan, ekstreme dan kelembaban udara di masing-masing provinsi dengan rincian peta sebagai berikut ;



Gambar 3.1.
Lokasi Stasiun pengamatan BMKG Wilayah Sumatera Bagian Selatan

3.2. Data

Data yang akan digunakan pada penelitian ini adalah data harian curah hujan dan ekstreme yang terekam di 12 stasiun pengamatan BMKG yang tersebar di 6 provinsi di wilayah pantai timur Sumatera bagian selatan selama periode 1981 - 2019. Secara rinci lokasi stasiun pengamatan yang digunakan pada penelitian ini tercantum pada Tabel 3.1 berikut ini:

Tabel 3. 1. Lokasi stasiun pengamatan BMKG yang digunakan dalam penelitian

No.	Nama Stasiun	Provinsi	Koordinat	
			Lintang	Bujur
1.	Hang Nadim	Batam, Kepulauan Riau	1.1167	104.1167
2.	Kijang Tanjung Pinang	Tanjung Pinang, Kepulauan Riau	0.9167	104.5333
3.	Dabo Singkep	Kepulauan Riau	-0.4833	104.5833
4.	Simpang Tiga	Pekanbaru, Riau	0.4667	101.4500
5.	Japura Rengat	Indragiri Hulu, Riau	0.4667	102.3167
6.	Sultan Thaha	Jambi	-1.6333	103.6500
7.	Depati Parbo Kerinci	Jambi	-2.1667	101.3667
8.	SMB II Palembang	Sumatera Selatan	-2.9000	104.7000
9.	Kenten Palembang	Sumatera Selatan	-3.0000	104.7000
10.	Pangkal Pinang	Bangka Belitung	-2.1667	106.1333
11.	Raden Inten II	Lampung	-5.2667	105.1833
12.	Kotabumi	Lampung	-4.8632	104.8567

3.3. Analisis Data

3.3.1. *Quality Control* (QC) dan Tes Homogenitas (*homogeneity*)

Prosedur *Quality Control* (QC) diterapkan untuk mendeteksi dan mengidentifikasi kesalahan yang mungkin terjadi dalam proses perekaman, manipulasi, pemformatan, transmisi, dan pengarsipan data. Salah satu prosedur yang dilakukan untuk memastikan hasil analisis yang akurat, penilaian ini hanya menggunakan data dari stasiun pengamatan yang memiliki setidaknya 80% tahun penuh, dimana setahun penuh didefinisikan sebagai tahun di mana data yang hilang tidak lebih dari 15 hari dan tidak ada bulan dengan lebih dari 3 hari data hilang [Aguilar *et al.*, 2009; Supari *et al.*, 2017, 2018].

Data hasil pengamatan, terlebih lagi jika pengamatan dilakukan untuk jangka waktu panjang (>10 tahun), memiliki kemungkinan mengandung pergeseran atau lonjakan. Pergeseran/lonjakan data ini dapat terjadi secara alami, yaitu faktor anomaly iklim seperti ENSO dan IOD. Akan tetapi,

pergeseran/lonjakan data ini dapat juga disebabkan oleh faktor teknis (*non-climatic*), seperti perubahan lingkungan di sekitar titik pengamatan, relokasi alat pengukuran, prosedur pengukuran yang berubah, dan juga kesalahan alat ukur atau kesalahan manusia (*human error*) [Klein Tank et al., 2009; Supari et al., 2017]. Dalam penelitian ini, tes homogenitas dilakukan dengan menggunakan perangkat lunak RHtestsV4 (<http://etccdi.pacificclimate.org/>). Aplikasi ini mengidentifikasi potensi perubahan yang terjadi dalam deret waktu berdasarkan pendekatan uji-F [Wang and Feng, 2013].

3.3.2. Indeks curah hujan dan ekstreme ekstrem

Dalam penelitian ini, tidak seluruh indeks iklim ETCCDI digunakan karena ada beberapa indeks yang tidak relevan untuk wilayah Indonesia, yaitu indeks hari-hari beku (FDO), *growing season length* (GSL), *summer days* (SU25) dan *cold spell duration indicator* (CSDI). Dengan demikian hanya 22 indeks yang dipilih, dimana 11 indeks untuk curah hujan dan 11 indeks untuk ekstreme. Untuk curah hujan, indeks-indeks tersebut menunjukkan intensitas, durasi, dan frekuensi ekstrem, sementara untuk ekstrem, indeks-indeks tersebut mencirikan intensitas dan frekuensi ekstrem. Tabel 3.2 dan Tabel 3.3 menampilkan dengan detil indeks-indeks ekstrem yang akan dihitung dalam penelitian ini.

Tabel 3.2. Indeks Curah Hujan Ekstrem yang Digunakan dalam Penelitian

No.	ID	Nama Indikator	Defenisi Indikator	Satuan
<i>Curah Hujan</i>				
1.	PRCPTOT	Annual total wet-day precipitation	Jumlah curah hujan total tahunan pada hari-hari basah > 1 mm	mm
2.	SDII	Simple daily intensity index	Rasio curah hujan total tahunan dengan jumlah hari basah (>1 mm)	mm/day
3.	R10	Number of heavy precipitation days	Banyaknya hari dengan curah hujan ≥ 10 mm dalam satu tahun	days

4.	R20	Number of very heavy precipitation days	Banyaknya hari dengan curah hujan ≥ 20 mm dalam satu tahun	days
5.	R50	Number of extremely heavy precipitation days	Banyaknya hari dengan curah hujan ≥ 50 mm dalam satu tahun	days
6.	CDD	Consecutive dry days	Jumlah maksimum hari secara berturut-turut dengan curah hujan < 1 mm	days
7.	CWD	Consecutive wet days	Jumlah maksimum hari secara berturut-turut dengan curah hujan > 1 mm	days
8.	R95p	Very wet day	Curah hujan harian $>$ Persentil ke-95	mm
9.	R99p	Extremely wet day	Curah hujan harian $>$ Persentil ke-99	mm
10.	RX1day	Max 1-day precipitation amount	Curah hujan tertinggi dalam satu hari selama sebulan	mm
11.	RX5day	Max 5-day precipitation amount	Curah hujan tertinggi dalam lima hari selama sebulan	mm

Tabel 3.3. Indeks Temperatur Ekstrem yang Digunakan dalam Penelitian

No.	ID	Nama Indikator	Defenisi Indikator	Satuan
<i>Temperatur</i>				
1.	TXmean	Mean Tmax	Rata-rata tahunan dari suhu maksimum	°C
2.	TNmean	Mean Tmin	Rata-rata tahunan dari suhu minimum	°C
3.	TXx	Maximum Tmax	Nilai maksimum dari suhu tertinggi selama sebulan	°C
4.	TNx	Maximum Tmin	Nilai maksimum dari suhu terendah selama sebulan	°C
5.	TXn	Minimum Tmax	Nilai minimum dari suhu tertinggi selama sebulan	°C
6.	TNn	Minimum Tmin	Nilai minimum dari suhu terendah selama sebulan	°C
7.	TN10p	Cool nights	Persentase waktu ketika suhu minimum harian < 10 persentil	%
8.	TX10p	Cool days	Persentase waktu ketika suhu maksimum harian < 10 persentil	%
8.	TN90p	Warm night	Persentase waktu ketika suhu minimum harian > 90 persentil	%
10.	TX90p	Warm day	Persentase waktu ketika suhu maksimum harian > 90 persentil	%

11. DTR	Diurnal temperature range	Perbedaan rata-rata antara suhu maksimum dan minimum harian dalam sebulan	°C
---------	------------------------------	---	----

3.3.2. Analisis Trend dan Besarnya Perubahan

Tren dari berbagai indikator telah dihitung dengan menerapkan uji Mann-Kendall (MK) non-parametrik pada data stasiun cuaca. Tes MK adalah salah satu statistik terpenting metode yang biasa digunakan untuk mendeteksi tren dalam deret waktu hidroklimatik. Dalam penelitian ini, uji MK digunakan untuk mendeteksi tren indikator perubahan curah hujan dan ekstreme ekstrem. Dalam uji MK, hipotesis nol menunjukkan bahwa tidak ada tren pada data. Sebaliknya, hipotesis alternatif menunjukkan data memiliki tren monoton. Tren signifikan (yaitu penolakan hipotesis nol) pada tingkat signifikansi 5% jika nilai Z lebih besar dari $\pm 1,96$. Nilai Z positif menunjukkan adanya tren peningkatan, sedangkan nilai Z negatif menandakan adanya tren penurunan. Tes MK dilakukan dengan menggunakan persamaan sebagai berikut:

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{sgn}(x_j - x_k), \quad (1)$$

$$\text{sgn}(x_j - x_k) = \begin{cases} +1, & \text{if } (x_j - x_k) > 0 \\ 0, & \text{if } (x_j - x_k) = 0 \\ -1, & \text{if } (x_j - x_k) < 0 \end{cases}, \quad (2)$$

dimana x_j dan x_k adalah nilai data yang berurutan. Varians S dapat dihitung menggunakan persamaan berikut:

$$\text{var}(S) = \frac{n(n-1)(2n+5)}{18}, \quad (3)$$

dimana secara statistik S mendekati distribusi normal jika n lebih besar dari 8. Uji statistik dilakukan dengan menggunakan pendekatan distribusi normal dan statistik uji standar Z dihitung sebagai berikut:

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{var}(S)}}, & \text{if } S > 0 \\ 0, & \text{if } S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{var}(S)}}, & \text{if } S < 0 \end{cases}, \quad (4)$$

Kemiringan (*slope*) Sen memberikan informasi rata-rata berapa banyak curah hujan dan ekstrem ekstrem yang berubah dari tahun ke tahun. Kemiringan Sen dihitung sebagai berikut:

$$\beta = \text{med} \frac{x_j - x_k}{j - k}, j > k, \quad (5)$$

dimana β adalah kemiringan Sen dengan nilai positif menandakan adanya tren peningkatan, sementara nilai yang negative mengindikasikan tren penurunan dalam satu deret waktu.

3.3.4. Analisis Korelasi

Pada tahap ini, akan dilakukan analisis korelasi antara indeks-indeks curah hujan dan ekstreme ekstrem dengan fenomali anomaly iklim yaitu ENSO dan IOD. Melalui analisis korelasi ini diharapkan dapat diketahui bagaimana fenomena ENSO dan/atau IOD mempengaruhi variabilitas curah hujan dan ekstreme ekstrem di wilayah pesisir Sumatera bagian selatan. Hasil analisis korelasi ini juga akan dibandingkan dengan data kebakaran lahan di Sumatera bagian selatan khususnya pada saat terjadinya kebakaran lahan ekstrem di tahun-tahun El Niño dan IOD positif, yaitu di tahun 1982/1983, 1997/1998, 2006, 2015.2016 dan 2019.

Adapun perhitungan nilai koefisien korelasi menggunakan persamaan sebagai berikut [Thomson and Emery, 2004]:

$$r_{xy} = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N \frac{(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{s_x s_y}, \quad (6)$$

dimana x_i dan y_i adalah data deret waktu yang akan dicari nilai koefisien korelasinya, dan s_x dan s_y adalah strandard deviasi untuk masing-masing deret waktu tersebut. Koefisien korelasi r memiliki nilai dalam rentang -1 sampai dengan $+1$. Nilai negative menandakan kedua deret waktu tersebut memiliki beda fase sebesar 180° , sedangkan nilai positif menandakan bahwa kedua deret waktu

tersebut satu fase. Adapun nilai standard deviasi (simpangan baku) dinyatakan dengan persamaan sebagai berikut:

$$s_x = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2}. \quad (7)$$

3.4. Tahapan Penelitian

3.4.1. Karakteristik Curah Hujan dan Temperatur

3.4.1.1. Karakteristik Curah Hujan

Langkah-langkah penelitian yang dilakukan:

- a. Membuat grafik *time series* curah hujan pada setiap stasiun
- b. Menganalisis tipe curah hujan berdasarkan grafik *time series* pada setiap propinsi (?)
- c. Menganalisis *trend* perubahan curah hujan
- d. Menganalisis pada bulan apa sajakah terjadi curah hujan ekstrem pada setiap stasiun.

3.4.1.2. Karakteristik Temperatur

Langkah-langkah penelitian yang dilakukan:

- a. Membuat grafik *time series* temperatur pada setiap stasiun
- b. Menganalisis *trend* perubahan temperatur
- c. Menganalisis kapan saja terjadi temperatur ekstrem

3.4.2. Pengaruh ENSO dan IOD terhadap Curah Hujan dan Temperatur Ekstrem

Langkah-langkah penelitian yang dilakukan:

- a. Menganalisis grafik Niño 3.4 untuk mengetahui kapan saja terjadi fenomena El Niño dan La Nina pada perioda tahun 1981 – 2019
- b. Menganalisis grafik DMI untuk mengetahui kapan saja terjadi fenomena IOD+ dan IOD-

- c. Menganalisis grafik Niño 3.4 dan DMI secara bersama-sama untuk mengetahui kapan saja terjadi fenomena El Niño yang bersamaan dengan IOD+ , dan kapan saja terjadi peristiwa La Nina bersamaan dengan IOD-
- d. Menganalisis intensitas curah hujan ekstrem pada saat terjadinya fenomena El Niño, IOD+, El Niño bersamaan dengan IOD+, La Nina, IOD-, dan La Nina bersamaan dengan IOD-. Analisis terhadap curah hujan ekstrem ini difokuskan pada bulan-bulan terjadinya 6 peristiwa tersebut yang biasanya terjadi pada pertengahan tahun dan berakhir pada awal tahun berikutnya.
- e. Menganalisis temperatur ekstrem yang terjadi pada saat terjadinya fenomena El Niño, IOD+, El Niño bersamaan dengan IOD+, La Nina, IOD-, dan La Nina bersamaan dengan IOD-. Analisis terhadap temperatur ekstrem ini difokuskan pada bulan-bulan terjadinya 6 fenomena tersebut.

3.4.3. Hubungan Curah Hujan dan Temperatur Ekstrem dengan Kebakaran Lahan Gambut

Pada tahap ini penelitian difokuskan pada kejadian musim kering ekstrem di tahun 2019 pada lahan gambut di provinsi Sumatera Selatan. Langkah-langkah penelitian yang dilakukan adalah:

- a. *Searching* jumlah *hotspot* bulanan yang terjadi pada koordinat penelitian
- b. Mencari korelasi antara curah hujan bulanan dengan jumlah *hotspot* bulanan pada musim kering ekstrem
- c. Mencari korelasi antara temperatur dengan jumlah *hotspot* bulanan pada musim kering ekstrem

DAFTAR PUSTAKA

- Adams, R. M. (n.d.), ECONOMIC IMPLICATIONS OF POTENTIAL ENSO FREQUENCY, , (1999), 147–159.
- Aguilar, E. et al. (2009), Changes in extreme and precipitation extremes in western central Africa, Guinea Conakry, and Zimbabwe, 1955-2006, *J. Geophys. Res. Atmos.*, *114*(2), doi:10.1029/2008JD011010.
- Aldrian, E., and R. D. Susanto (2003), Identification of Three Dominant Rainfall Regions within Indonesia and Their Relationship to Sea Surface Ekstreme, *Int. J. Climatol.*, *23*(12), 1435–1452, doi:10.1002/joc.950.
- Ashok, K., S. K. Behera, S. A. Rao, and H. Weng (2007), El Niño Modoki and its possible teleconnection, *J. Geophys. Res.*, *112*, 1–27, doi:10.1029/2006JC003798.
- Ball, A. L., and B. L. Garton (2005), Modeling Higher Order Thinking: The Alignment Between Objectives, Classroom Discourse, And Assessments, *J. Agric. Educ.*, *46*(2), 58–69, doi:10.5032/jae.2005.02058.
- Bhatti, A. S., G. Wang, W. Ullah, S. Ullah, D. F. T. Hagan, I. K. Nooni, D. Lou, and I. Ullah (2020), Trend in extreme precipitation indices based on long term in situ precipitation records over Pakistan, *Water (Switzerland)*, *12*(3), 1–19, doi:10.3390/w12030797.
- Caminade, C., S. Kovats, J. Rocklov, A. M. Tompkins, A. P. Morse, F. J. Colón-González, H. Stenlund, P. Martens, and S. J. Lloyd (2014), Impact of climate change on global malaria distribution, *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, *111*(9), 3286–3291, doi:10.1073/pnas.1302089111.
- Choi, G. et al. (2009), Changes in means and extreme events of extreme and precipitation in the Asia-Pacific Network region, 1955–2007, *Int. J. Climatol.*, *29*, 1906–1925.
- Climate, C. (2003), Indonesian Rainfall Variability : Impacts of ENSO and Local Air – Sea Interaction, , 1775–1790.
- Hendon, H. H. (2003), Indonesian Rainfall Variability: Impacts of ENSO and Local Air-Sea Interaction, *J. Clim.*, *16*(11), 1775–1790, doi:10.1175/1520-0442(2003)016<1775:IRVIOE>2.0.CO;2.
- Hermon, D. (2014), Impacts of land cover change on climate trend in Padang Indonesia, , *46*(2), 138–142.
- Huijnen, V., M. J. Wooster, J. W. Kaiser, D. L. A. Gaveau, J. Flemming, M. Parrington, A. Inness, D. Murdiyarso, B. Main, and M. Van Weele (2016), Fire carbon emissions over maritime southeast Asia in 2015 largest since 1997, *Sci. Rep.*, *6*(May), 1–8, doi:10.1038/srep26886.
- IPCC (2012), *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by C. B. Field et al., 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*, edited by T. F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, and P. M. Midgley, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- IPCC (2018), *IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C*.
- Iskandar, I. (2016), *Interaksi Laut-Atmosfer*, SIMETRI, Palembang.
- Iskandar, I., D. O. Lestari, P. A. Utari, Supardi, Rozirwan, M. Y. N. Khakim, P. Poerwono, and D. Setiabudidaya (2018), Evolution and impact of the 2016 negative Indian Ocean Dipole, *J. Phys. Conf. Ser.*, 985(1), doi:10.1088/1742-6596/985/1/012017.
- Juneng, L., and F. T. Tangang (2005), Evolution of ENSO-related rainfall anomalies in Southeast Asia region and its relationship with atmosphere - Ocean variations in Indo-Pacific sector, *Clim. Dyn.*, 25(4), 337–350, doi:10.1007/s00382-005-0031-6.
- Klein Tank, A. M. ., F. W. Zwiers, and X. Zhang (2009), *Guidelines on Analysis of extremes in a changing climate in support of informed decisions for adaptation*, Geneva, Switzerland.
- Lestari, D. O., E. Sutriyono, S. Sabaruddin, and I. Iskandar (2018), Respective Influences of Indian Ocean Dipole and El Niño-Southern Oscillation on Indonesian Precipitation, *J. Math. Fundam. Sci.*, 50(3), 257–272, doi:10.5614/j.math.fund.sci.2018.50.3.3.
- Lestari, S., A. King, C. Vincent, D. Karoly, and A. Protat (2019), Seasonal dependence of rainfall extremes in and around Jakarta, Indonesia, *Weather Clim. Extrem.*, 24(December 2018), 100202, doi:10.1016/j.wace.2019.100202.
- Marlier, M. E., R. S. Defries, A. Voulgarakis, P. L. Kinney, J. T. Randerson, D. T. Shindell, Y. Chen, and G. Faluvegi (2013), El Niño and health risks from landscape fire emissions in southeast Asia, *Nat. Clim. Chang.*, 3(2), 131–136, doi:10.1038/nclimate1658.
- Murtugudde, R., J. P. McCreary, and A. J. Busalacchi (2000), Oceanic processes associated with anomalous events in the Indian Ocean with relevance to 1997-1998, *J. Geophys. Res. Ocean.*, 105(C2), 3295–3306, doi:10.1029/1999JC900294.
- Philander, S. (1989), El Nino, La Nina, and the Southern Oscillation, in *Vol. 46*, p. 293, Academic Press.
- Putra, R., E. Sutriyono, S. Kadir, I. Iskandar, and D. O. Lestari (2019a), Dynamical link of peat fires in South Sumatra and the climate modes in the Indo-Pacific region, *Indones. J. Geogr.*, 51(1), 18–22, doi:10.22146/ijg.35667.
- Putra, R., E. Sutriyono, S. Kadir, and I. Iskandar (2019b), Understanding of fire distribution in the South Sumatra peat area during the last two decades, *Int. J. GEOMATE*, 16(54), 2186–2990, doi:10.21660/2019.54.8243.
- Saha, K. (2010), *Tropical Circulation Systems and Monsoons*, 1st ed., Springer-Verlag Berlin Heidelberg, New York.

- Saji, N. H., and T. Yamagata (2003), Structure of SST and surface wind variability during Indian Ocean Dipole mode events: COADS observations, *J. Clim.*, *16*(16), 2735–2751, doi:10.1175/1520-0442(2003)016<2735:SOSASW>2.0.CO;2.
- Saji, N. H., B. N. Goswami, P. N. Vinayachandran, and T. Yamagata (1999), A dipole mode in the tropical Indian Ocean, *Nature*, *401*(6751), 360–363, doi:10.1038/43854.
- Siswanto, S., G. J. van Oldenborgh, G. van der Schrier, R. Jilderda, and B. van den Hurk (2016), Ekstreme, extreme precipitation, and diurnal rainfall changes in the urbanized Jakarta city during the past 130 years, *Int. J. Climatol.*, *36*(9), 3207–3225, doi:10.1002/joc.4548.
- Supari, F. Tangang, L. Juneng, and E. Aldrian (2017), Observed changes in extreme ekstreme and precipitation over Indonesia, *Int. J. Climatol.*, *37*(4), 1979–1997, doi:10.1002/joc.4829.
- Supari, F. Tangang, E. Salimun, E. Aldrian, A. Sopaheluwakan, and L. Juneng (2018), ENSO modulation of seasonal rainfall and extremes in Indonesia, *Clim. Dyn.*, *51*(7), 2559–2580, doi:10.1007/s00382-017-4028-8.
- Supari et al. (2020), Multi-model projections of precipitation extremes in Southeast Asia based on CORDEX-Southeast Asia simulations, *Environ. Res.*, *184*(March), 109350, doi:10.1016/j.envres.2020.109350.
- Tan, M. L., L. Juneng, F. T. Tangang, J. X. Chung, and R. B. R. Firdaus (2020), Changes in ekstreme extremes and their relationship with ENSO in Malaysia from 1985 to 2018, *Int. J. Climatol.*, *41*(S1).
- Thomson, R. E., and W. J. Emery (2004), *Data Analysis Methods in Physical Oceanography*, Second Edi., Elsevier B.V., New York.
- Tjasyono, B. H. (2012), *Meteorologi Indonesia: Karakteristik dan Sirkulasi Atmosfer*, Badan Meteorologi dan Geofisika, Jakarta.
- Tjasyono, B. H., and S. W. B. Harijono (2012), *Meteorologi Indonesia: Awan dan Hujan Monsun*, Badan Meteorologi dan Geofisika, Jakarta.
- Utari, P. A., M. Y. N. Khakim, D. Setiabudidaya, and I. Iskandar (2019), Dynamics of 2015 positive Indian Ocean Dipole, *J. South. Hemisph. Earth Syst. Sci.*, *69*(1), 75, doi:10.1071/es19002.
- Wang, X. L., and Y. Feng (2013), RHtestsV4 User Manual, *Clim. Res. Div. Atmos. Sci. Technol. Dir. Sci. Technol. Branch, Environ. Canada*, (July), 29.
- Webster, P. J. (2015), Monsoon : Dynamical theory, , (December).
- Webster, P. J., A. . Moore, J. P. Loschnigg, and R. R. Leben (1999), Coupled ocean-atmosphere dynamics in the Indian Ocean during 1997-98., *Nature*, *401*(6751), 356–360, doi:10.1038/43848.
- Worden, J. et al. (2013), El Niño, the 2006 Indonesian peat fires, and the distribution of atmospheric methane, *Geophys. Res. Lett.*, *40*(18), 4938–4943, doi:10.1002/grl.50937.

Yamagata, T., S. K. Behera, J. Luo, S. Masson, M. R. Jury, and S. A. Rao (2004), Coupled ocean-atmosphere variability in the tropical Indian Ocean, *Geophys. Monogr. Ser.*, 147, 189–211, doi:10.1029/147GM12.

Zhang, X., L. Alexander, G. C. Hegerl, P. Jones, A. K. Tank, T. C. Peterson, B. Trewin, and F. W. Zwiers (2011), Indices for monitoring changes in extremes based on daily extreme and precipitation data, *Wiley Interdiscip. Rev. Clim. Chang.*, 2(6), 851–870, doi:10.1002/wcc.147.