



Kementerian PPN/
Bappenas

KAJI ULANG RAN API

Rencana Aksi Nasional Adaptasi Perubahan Iklim

KAJIAN BASIS ILMIAH PROYEKSI IKLIM LAUT 2018



SEKRETARIAT
RAN API

www.sekretariat-ranapi.org



USAID
DARI RAKYAT AMERIKA

Kaji Ulang RAN API 2018

Proyeksi Iklim Laut



Kementerian Perencanaan Pembangunan Nasional/
Badan Perencanaan Pembangunan Nasional (BAPPENAS)

Jalan Taman Suropati No.2 Jakarta 10310,
Telp. 021 3193 6207
Fax 021 3145 374
<https://www.bappenas.go.id/>

Penulisan Rujukan

Bappenas. (2018). Kaji Ulang RAN API: Kajian Basis Ilmiah Proyeksi Iklim Laut. Bappenas, Jakarta, 60 hal.

KATA PENGANTAR

Indonesia adalah negara kepulauan terbesar di dunia dengan luas wilayah didominasi oleh wilayah lautan dengan luas 3,25jt km² dan Zona Ekonomi Eksklusif (ZEE) seluas 2,55jt km², sedangkan luas daratan lebih kecil yaitu sebesar 2,01jt km². Laut berperan dalam mengendalikan laju perubahan iklim karena dapat menyimpan sebagian besar panas radiasi matahari. Selain itu, laut juga menyerap karbon dioksida yang jika terjadi secara berlebihan dapat mempengaruhi tingkat keasaman air laut dan habitat di dalamnya. Perubahan yang terjadi di lautan pada akhirnya akan berimplikasi pada lingkungan fisik pesisir, vegetasi dan perikanan pesisir, ekosistem laut hingga kehidupan sosial-ekonomi masyarakat. Dengan demikian, pemerintah memegang peran penting dalam menjaga fungsi laut yang dapat dituangkan dalam perencanaan pembangunan.



Dalam kaitannya dengan perubahan iklim dan kemaritiman, perlu upaya dan strategi yang tepat utamanya dalam menghadapi tantangan peningkatan kenaikan suhu permukaan laut dan muka laut dari tahun ke tahun. Kondisi ini menjadi perhatian penting di tingkat nasional sehingga perlu dilakukan kajian rekonstruksi dan proyeksi iklim laut sebagai bagian yang tidak terpisahkan dalam pengembangan kebijakan yang berbasis ilmiah.

Laporan ini adalah sintesis ilmiah yang memberikan informasi dan pemahaman mengenai iklim laut di Indonesia, termasuk di dalamnya iklim laut historis dan proyeksinya di masa mendatang. Kajian ini bermanfaat untuk meningkatkan analisis bahaya akibat perubahan iklim di sektor kelautan. Sebagai poin utama dari kajian adaptasi perubahan iklim, maka hasil kajian ini juga berfungsi sebagai input dalam penyusunan RPJMN 2020-2024. Bappenas melalui kaji ulang RAN API menyediakan dasar ilmiah dalam pengembangan kebijakan dan strategi ke depan bagi sektor pembangunan.

Akhir kata, saya mengucapkan terima kasih atas kontribusi dari berbagai pihak yang terlibat dalam penyusunan laporan ini. Saya berharap laporan ini dapat bermanfaat di tingkat nasional maupun daerah.

Jakarta, November 2018

Dr. Ir. Arifin Rudiyanto, M.Sc

Deputi Menteri PPN/ Kepala Bappenas Bidang Kemaritiman dan Sumber Daya Alam

TIM PENYUSUN

Pengarah

Dr. Ir. Arifin Rudiyanto;

Penanggung Jawab

Ir. Medrilzam, M.Prof.Econ,

Kementerian/ Lembaga terkait Penyusunan Kajian Proyeksi Iklim Laut

Kementerian Perencanaan Pembangunan Nasional/ Badan Perencanaan Pembangunan Nasional; Kementerian Lingkungan Hidup dan Kehutanan; Badan Meteorologi, Klimatologi, dan Geofisika; dan Badan Informasi Geospasial.

Tenaga Ahli Penyusun

Dr. Ibnu Sofyan

Editor

Dr. Sudhiani Pratiwi, S.T, M.Sc; Putra Dwitama, M.E; Pramudita Mahyastuti, S.Si, M.Sc; Swari Farkhah Mufida, S.Si, M.T; Muhammad Rizki Satria, S.T, M.Sc

Tim Teknis dan Administrasi

Putra Dwitama, M.E; Muhammad Rizki Satria, S.T, M.Sc; Kevin Simon, S.Sos; Pramudita Mahyastuti, S.Si, M.Sc; Swari Farkhah Mufida, S.Si, M.T; Hasnah; Farhan

Desain Sampul


Kevin Simon, S.Sos

Mitra Pembangunan

USAID – Adaptasi Perubahan Iklim dan Ketangguhan (APIK)

DAFTAR ISI

KATA PENGANTAR	iii
TIM PENYUSUN.....	iv
DAFTAR ISI.....	v
DAFTAR GAMBAR	vii
DAFTAR TABEL.....	ix
DAFTAR ISTILAH.....	x
BAB 1. PENDAHULUAN	1
1.1. Latar Belakang.....	1
1.2. Studi Literatur	3
1.3. Tujuan dan Sasaran.....	5
BAB 2. SUHU PERMUKAAN LAUT GLOBAL DAN REGIONAL SERTA KENAIKAN TINGGI MUKA LAUT.....	6
2.1. Kenaikan Suhu Permukaan Laut	6
2.1.1. Kenaikan Suhu Permukaan Laut Global	6
2.1.2. Kenaikan Suhu Permukaan Laut Regional	7
2.2. Kenaikan Tinggi Muka Laut	9
2.2.1. Kenaikan Tinggi Muka Laut Global.....	9
2.2.2. Kenaikan Tinggi Muka Laut Regional	10
BAB 3. DATA DAN METODE	15
3.1. Data.....	15
3.2. Metode	15
3.2.1. Analisis Tren.....	15
3.2.2. HYbrid Coordinate Ocean Models	16
3.2.3. Model Gelombang WAVEWATCH-III.....	21
3.2.4. Regional Ocean Modeling System (ROMS).....	23
BAB 4. IKLIM LAUT DAN PERUBAHANNYA SELAMA BEBERAPA DEKADE TERAKHIR	28
4.1. Permukaan Laut dan Klimatologi Gelombang	28
4.1.1. Iklim Permukaan Laut	28
4.1.2. Kenaikan Suhu Permukaan Laut Global	32
4.2. Elevasi Pasang surut.....	34
4.3. Perubahan Tinggi Muka Laut, Suhu Permukaan Laut dan Salinitas Permukaan	36
4.3.1. El Niño Southern Oscillation, TML, SPL, dan SSS	36
4.3.2. Analisa Nilai SPL dan Tinggi Gelombang Ekstrem	39
BAB 5. PROYEKSI IKLIM LAUT.....	44



5.1.	Keterbatasan Model	44
5.2.	Proyeksi Iklim Laut	44
5.2.1.	Proyeksi Suhu Permukaan Laut	45
5.2.2.	Proyeksi Tinggi Muka Laut	46
5.2.3.	Proyeksi Salinitas Permukaan	49
5.2.4.	Proyeksi Tinggi Gelombang Signifikan	50
5.2.5.	Proyeksi Kejadian Suhu Permukaan Laut Ekstrem	51
BAB 7.	KESIMPULAN	55
	DAFTAR PUSTAKA	57

DAFTAR GAMBAR

Gambar 1-1	Sketsa arus permukaan dan pada kedalaman lapisan termoklin di Perairan Indonesia (garis putus-putus menunjukkan arus permukaan, dan garis tebal menunjukkan arus di kedalaman lapisan termoklin) (Gordon, 2006).....	4
Gambar 1-2	Distribusi spasial arus permukaan berdasarkan hasil model untuk wilayah Laut Jawa bulan (a) Januari dan (b) Agustus selama 1993-1999 (Sofian dkk, 2007).....	5
Gambar 2-1	Dinamika tren perubahan SPL global, lautan tropis dan regional berdasarkan rekonstruksi SPL NOAA	6
Gambar 2-2	Tingkat kenaikan SPL berdasarkan data NOAA OI dari tahun 1982 sampai 2014 dengan resolusi spasial 0,25°	7
Gambar 2-3	Tingkat kenaikan SPL berdasarkan data NOAA OI (a) 1900-1960 dengan rata-rata (0,075°C/dekade), (b) 1960-1990 dengan rata-rata (0,11°C/dekade), (c) 1990-2014 rata-rata (0,22°C/dekade)	8
Gambar 2-4	Dinamika perubahan sea level rise global dari tahun 1870 hingga 2010. Perubahan tinggi permukaan laut 1870-2001, berdasarkan pengukuran stasiun pasang surut, dari Church and White dan data laut 1993-2010 dari University of Colorado berdasarkan data altimeter (sumber: Hansen).	9
Gambar 2-5	Perubahan tinggi permukaan laut hasil estimasi satelit altimetri dan model dari tahun 1993 sampai 2012.	10
Gambar 2-6	Perubahan tinggi permukaan laut dari tahun 1860 sampai 2010 berdasarkan data SODA, ROMS, dan altimeter	11
Gambar 2-7	Tinggi permukaan laut rata-rata selama 20 tahun dari Januari 1993 sampai Desember 2012 berdasarkan luaran model HYCOM.....	11
Gambar 2-8	Perubahan tinggi permukaan laut antara rata-rata tahun 2004 sampai 2013 relatif terhadap rata-rata dari tahun 1993 sampai 2003, dengan selisih maksimum sebesar 15cm	12
Gambar 2-9	Kenaikan tinggi muka laut hasil estimasi asimilasi HYCOM-altimeter dari tahun 1993 sampai 2003.....	13
Gambar 2-10	Kenaikan tinggi muka laut hasil estimasi asimilasi HYCOM-altimeter dari tahun 2004 sampai 2013.....	13
Gambar 2-11	Prediksi kenaikan tinggi muka laut dengan menggunakan beberapa data pasut dari UHSLC (ICCSR, 2010).....	14
Gambar 3-1	Diagram alir proyeksi kenaikan muka laut dengan menggunakan HYCOM	17
Gambar 3-2	Tinggi muka laut altimetri dan HYCOM selama 20 tahun dari 1993 sampai 2012 untuk satu periode pasang surut	18
Gambar 3-3	Rata-rata 20 tahun MDT dari (a) satelit altimeter dan (b) MSL jangka panjang hasil model HYCOM.....	19
Gambar 3-4	Rata-rata 20 tahun MDT dari (a) satelit altimeter dan (b) MSL jangka panjang hasil model di Perairan Indonesia	20
Gambar 3-5	Diagram alir estimasi tinggi gelombang dengan menggunakan WAVEWATCH III.....	22
Gambar 3-6	Peta koefisien korelasi antara tinggi gelombang hasil pengukuran satelit altimeter dan WWIII	22
Gambar 3-7	Distribusi spasial tinggi gelombang signifikan (SWH)	23
Gambar 3-8	Contoh hasil ROMS untuk rata-rata suhu laut potensial di permukaan (C)	25

Gambar 3-9	Hasil analisis (a) korelasi dan (b) bias antara InaROMS dan MODIS SST	26
Gambar 3-10	Suhu permukaan laut (°C) (a) hasil pengamatan MODIS SST dan (b) model InaROMS pada bulan Agustus.....	26
Gambar 3-11	Hasil analisis (a) korelasi dan (b) bias antara InaROMS SLA dan altimeter SLA untuk periode 1993-2015.....	27
Gambar 4-1	Overlay vektor arus permukaan pada bulan Desember, Januari dan Februari (DJF) selama puncak periode Monsun Asia terhadap (a) tinggi muka laut rata-rata, (b) suhu permukaan laut, dan (c) salinitas permukaan.....	29
Gambar 4-2	Overlay vektor arus permukaan pada bulan Maret, April, dan Mei (MAM) selama periode transisi dari Monsun Asia ke Monsun Australia terhadap (a) tinggi muka laut rata-rata, (b) suhu permukaan laut, dan (c) salinitas permukaan.....	30
Gambar 4-3	Overlay vektor arus permukaan pada bulan Juni, Juli, dan Agustus (JJA) Selama puncak Monsun Australia terhadap (a) tinggi muka laut rata-rata, (b) suhu permukaan laut, dan (c) salinitas permukaan	31
Gambar 4-4	Overlay vektor arus permukaan pada bulan September, Oktober, dan Nopember (SON) selama periode transisi dari Monsun Australia menuju Monsun Asia terhadap (a) tinggi muka laut rata-rata, (b) suhu permukaan laut, dan (c) salinitas permukaan.....	32
Gambar 4-5	Tinggi gelombang signifikan (SWH) di Perairan Indonesia pada bulan (a) Desember-Januari-Februari, (b) Maret-April-Mei, (c) Juni-Juli-Agustus, dan (d) September-Oktober-November.....	33
Gambar 4-6	Distribusi spasial bilangan Formzahl berdasarkan hasil Indonesian Seas Tidal Invers Solution Model.....	35
Gambar 4-7	Prediksi pasang surut di Surabaya pada tahun 2017	35
Gambar 4-8	Distribusi spasial (a) pasut astronomis tertinggi (HAT) dan (b) pasut astronomis terendah (LAT) untuk siklus 18,6 tahun berdasarkan luaran Indonesian Seas Tidal Invers Software model.....	36
Gambar 4-9	Time-series tinggi permukaan laut (TML), suhu permukaan laut (SPL), salinitas permukaan (SSS) dan indeks ENSO bulanan tahun 1961-2015	37
Gambar 4-10	Distribusi spasial (a) tingkat perubahan sea level,(b) suhu permukaan laut (SPL), dan (c) salinitas permukaan (SSS) dari tahun 1991 sampai 2015	38
Gambar 4-11	Estimasi perubahan tinggi muka laut isostatic hasil pengukuran stasiun pasut tahun 1993 sampai Desember 2015.....	39
Gambar 4-12	Peta kondisi kerusakan dan pemutihan terumbu karang berdasarkan data dari Basereef.org (ICCSR, 2010)	40
Gambar 4-13	Ranking nilai (a) 50, (b) 75, (c) 90, (d) 95, dan (e) 99 persentil data harian SPL luaran model InaROMS tahun 1991 sampai 2015	41
Gambar 4-14	Estimasi lokasi pemutihan terumbu karang secara masif berdasarkan perbedaan nilai SPL pada 99 dan 50 persentil tahun 1991 sampai 2015	42
Gambar 4-15	Rangking nilai (a) 50, (b) 75, (c) 90, (d) 95, dan (99) persentil tinggi gelombang signifikan (SWH) luaran model InaROMS tahun 1991 sampai 2015	43
Gambar 5-1	Time-series rata-rata bulanan TML, SPL, dan SSS dari tahun 1961 sampai 2040.....	45
Gambar 5-2	Proyeksi tingkat kenaikan SPL berdasarkan skenario RCP4.5.....	45
Gambar 5-3	Proyeksi tingkat kenaikan TML berdasarkan skenario RCP4.5	46
Gambar 5-4	Laju vertikal pergerakan tanah (mm/tahun) di Pulau Jawa.....	48

Gambar 5-5	Laju vertikal pergerakan tanah (mm/tahun) di Pulau Jawa secara detail pada (a) Jawa Barat dan sekitarnya, (b) Jawa Tengah dan sekitarnya, dan (c) Jawa Timur dan sekitarnya.....	49
Gambar 5-6	Laju vertikal pergerakan tanah (m) Pekalongan dari data CORS	49
Gambar 5-7	Proyeksi tingkat perubahan SSS berdasarkan skenario RCP4.5.....	50
Gambar 5-8	Perbedaan proyeksi tinggi gelombang terhadap data historis pada (a) 50, (b) 75, (c) 90, (d) 95, dan (e) 99 persentil.....	51
Gambar 5-9	Perbedaan SPL pada 50 persentil (a) data historis 1991-2015 dan (b) hasil proyeksi RCP4.5 2006-2040.....	52
Gambar 5-10	Perbedaan nilai perubahan ekstrem SPL dari (a) data historis 1991-2015 dan (b) hasil proyeksi RCP4.5 2006-2040.....	53
Gambar 5-11	Persentil anomali SPL harian luaran InaROMS pada (a) 95 persentil data historis 1991-2015, (b)95 persentil data proyeksi 2006-2040, (c) 99 persentil data historis 1991-2015, dan (d) 99 persentil data proyeksi 2006-2040	53

DAFTAR TABEL

Tabel 3-1	Konfigurasi Model.....	18
-----------	------------------------	----

DAFTAR ISTILAH

<i>ADT</i>	<i>Absolute Dynamic Topography</i>
<i>Arlindo</i>	<i>Arus Lintas Indonesia</i>
<i>BIG</i>	<i>Badan Informasi Geospasial/Geospatial Information Agency</i>
<i>CMIP5</i>	<i>Coupled Model Intercomparison Project</i>
<i>DJF</i>	<i>December, January and February</i>
<i>ECMWF</i>	<i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i>
<i>ENSO</i>	<i>El Niño Southern Oscillation</i>
<i>ERS</i>	<i>European Remote-sensing Satellite</i>
<i>HAT</i>	<i>Highest Astronomical Tides</i>
<i>HYCOM</i>	<i>Hybrid Coordinate Ocean Model</i>
<i>IOD</i>	<i>Indian Ocean Dipole</i>
<i>IPCC</i>	<i>Intergovernmental Panel on Climate Change</i>
<i>ITF</i>	<i>Indonesian ThroughFlow</i>
<i>JJA</i>	<i>June, July and August</i>
<i>JONSWAP</i>	<i>Joint North Sea Wave Project</i>
<i>LAT</i>	<i>Lowest Astronomical Tides</i>
<i>MAM</i>	<i>March, April and May</i>
<i>MDT</i>	<i>Mean Dynamic Topography</i>
<i>MIROC</i>	<i>Model Interdisciplinary Research on Climate</i>
<i>MODIS</i>	<i>Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer</i>
<i>MRI</i>	<i>Meteorological Research Institute</i>
<i>MSL</i>	<i>Mean Sea level</i>
<i>NAVEM</i>	<i>Navy Global Environmental Model</i>
<i>NCEP</i>	<i>National Centers for Environmental Prediction</i>
<i>NOAA</i>	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
<i>NOGAPS</i>	<i>National Operational Global Atmospheric Prediction System</i>
<i>OI</i>	<i>Optimum Interpolation</i>
<i>OTIS</i>	<i>Ocean Tidal Inverse Software</i>
<i>ROMS</i>	<i>Regional Ocean Modeling Systems</i>
<i>SODA</i>	<i>Simple Ocean Data Assimilation</i>
<i>SON</i>	<i>September, October and November</i>
<i>SPL</i>	<i>Suhu Permukaan Laut</i>
<i>SSS</i>	<i>Sea Surface Salinity</i>
<i>SST</i>	<i>Sea Surface Temperature</i>
<i>SWH</i>	<i>Significant Wave Height</i>
<i>TML</i>	<i>Tinggi Muka Laut</i>
<i>UHSLC</i>	<i>University of Hawaii Sea level Center</i>

BAB 1. PENDAHULUAN

1.1. Latar Belakang

Peningkatan suhu atmosfer dan lautan menyebabkan penipisan dan pengurangan lapisan es dan salju, serta kenaikan tinggi permukaan laut sebagai konsekuensi dari meningkatnya emisi gas rumah kaca. Hasil pengamatan menunjukkan bahwa perubahan-perubahan yang terjadi sejak tahun 1950-an, adalah perubahan yang belum pernah terjadi selama beberapa dekade sampai ribuan tahun sebelumnya. Dampak dan konsekuensi dari perubahan sistem iklim ini berpengaruh secara langsung terhadap kenaikan tinggi permukaan laut, terutama di daerah pesisir yang juga dipengaruhi oleh berbagai faktor yang berinteraksi satu sama lain, seperti pasang surut, subsidens, dan gelombang ekstrem.

Rencana adaptasi merupakan kebutuhan yang mendesak akibat peningkatan risiko dampak perubahan iklim. Beradaptasi dengan perubahan yang mungkin terjadi di masa depan membutuhkan rencana aksi pengembangan wilayah pesisir sedini dan secepat mungkin (misalnya perencanaan pesisir dan mitigasi bahaya) berdasarkan studi ilmiah. Oleh karena itu, publikasi hasil penelitian tentang bahaya, kerentanan, dan risiko perubahan iklim melalui portal geodata sangat penting dalam situasi ketika keputusan kebijakan harus diambil berdasarkan informasi dan kajian ilmiah.

Kenaikan permukaan laut akibat pemanasan global akan membawa konsekuensi yang tak terelakkan. Pola arus musiman dapat terpengaruh dengan perubahan kenaikan tinggi muka laut, misalnya oleh kenaikan tinggi muka laut (TML) di Samudera Pasifik yang lebih tinggi dibandingkan dengan di Samudera Hindia. Kenaikan TML yang cepat tidak hanya berpengaruh terhadap pola arus, tetapi juga memperkuat erosi, perubahan garis pantai, dan pengurangan lahan basah di wilayah pesisir. Ekosistem lahan basah di wilayah pesisir dapat mengalami kerusakan yang signifikan, jika kenaikan TML melebihi batas maksimum kapasitas adaptasi ekosistem pesisir. Selain itu, kenaikan muka air laut juga meningkatkan tingkat intrusi air laut ke dalam lingkungan pesisir.

Peningkatan konsentrasi gas rumah kaca akibat proses antropogenik sejak era industrialisasi tidak hanya menyebabkan naiknya temperatur global, tetapi juga menghasilkan kenaikan TML yang dinamis. Kenaikan TML merupakan potensi dampak yang paling serius dari pemanasan global dan perubahan iklim. Lebih lanjut, proyeksi kenaikan TML mempunyai ketidakpastian yang sedang sampai tinggi, akibat dinamika perubahan lapisan es dan gletser serta perubahan penyerapan panas oleh permukaan laut yang belum dipahami dengan baik (Vermeer dan Rahmstorf, 2009). Keseimbangan massa dari lapisan es adalah topik yang cukup menarik dalam konteks pemanasan global dan kenaikan tinggi muka laut. Jika lapisan es di Greenland dan Antartika Barat benar-benar meleleh, maka masing-masing akan berpotensi menaikkan tinggi permukaan laut sekitar 7 m dan 3 m – 5 m. Oleh sebab itu, sejumlah kecil kehilangan massa es dari lapisan es tersebut akan menghasilkan kenaikan tinggi muka laut yang cukup besar dan berdampak sosial dan ekonomi yang merugikan di wilayah pesisir dan dataran rendah yang rentan (Cazenave dan Llovel, 2010).

Terdapat 2 (dua) proses yang berkontribusi terhadap kenaikan tinggi muka laut. Proses pertama, kenaikan temperatur laut menyebabkan volume dan tinggi permukaan laut naik. Proses ini adalah sumber yang dominan pada kenaikan tinggi muka laut pada beberapa dekade terakhir (Bindoff dkk, 2007). Proses ke-dua, mencairnya gletser dan hilangnya lapisan es di atas permukaan tanah lainnya, sebagai dampak dari menghangatnya suhu permukaan. Lebih lanjut, pemanasan global juga dapat menyebabkan kehilangan dan penipisan lapisan es di Greenland dan Antartika.

Lapisan dan tutupan salju memantulkan radiasi sinar matahari pada gelombang pendek kembali ke ruang angkasa. Namun, seiring dengan meningkatnya suhu dan panas yang menyebabkan mencairnya lapisan es di permukaan, lapisan es yang berada di lapisan bawah menyerap lebih banyak energi matahari. Suhu yang hangat mempercepat mencairnya es di permukaan, sehingga energi matahari akan lebih banyak diserap dan mempercepat pecah serta runtuhnya gunung es ke laut (Zwally dkk, 2002). Oleh karena itu, sebab dan akibat dari proses pencairan es dan kenaikan TML bukan merupakan proses yang linier, tetapi proses ini akan semakin dipercepat seiring dengan peningkatan jumlah gas rumah kaca.

Berdasarkan hasil pengamatan, perubahan TML global adalah 3,1 mm/tahun sejak tahun 1993 hingga 2013. Namun, banyak hasil studi perubahan iklim menunjukkan bahwa potensi kenaikan tinggi muka laut pada tahun 2100, dapat mencapai kisaran 60 cm sampai 500 cm, tergantung pada skenario model iklim dan asumsi kontribusi es mencair yang digunakan. Horton dkk (2014) berpendapat bahwa kebanyakan ahli memperkirakan kenaikan tinggi muka laut yang lebih besar pada tahun 2100 dari IPCC AR5. Sebagian besar ahli memperkirakan jumlah kenaikan tinggi muka laut sejalan dengan skenario perubahan TML yang dilakukan NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*), yaitu rata-rata 0,5 m untuk kenaikan terendah dan 1m untuk skenario dengan suhu lebih tinggi. Sementara itu, beberapa ilmuwan berpendapat bahwa kenaikan permukaan laut dapat melebihi 2 m pada tahun 2100 dengan skenario pada suhu lebih tinggi (Horton dkk, 2014).

Ketidakpastian kenaikan tinggi muka laut disebabkan oleh ketidakpastian dari total kontribusi mencairnya es di Greenland dan Antartika, dan berkurangnya gletser. Beberapa penelitian terbaru menunjukkan bahwa mencairnya es gletser dan di daerah kutub akan meningkat karena semakin tinggi intensitas pemanasan global yang terjadi. Jika pemanasan dan mencairnya es terjadi pada tingkat yang sama seperti yang terjadi pada satu dekade terakhir, kenaikan tinggi muka laut pada tahun 2100 diprediksi akan mencapai 80 cm sampai 180 cm. Selain itu, Jerejeva dkk (2014) berpendapat bahwa 95% dari tingkat probabilitas, tingkat kenaikan tinggi muka laut tidak akan melebihi 180 cm dibandingkan kondisi saat ini. Meskipun tingkat kenaikan tinggi muka laut akan bervariasi tergantung pada lokasi geografis, tingginya kenaikan tinggi muka laut pada skala regional dan lokal dapat disebabkan oleh penurunan muka tanah akibat berkurangnya air tanah, mencairnya gletser, dan efek lainnya (Church dkk, 2013).

Berdasarkan hal tersebut, kenaikan tinggi muka laut merupakan ancaman utama dari dampak pemanasan global. Ancaman terkait kenaikan tinggi muka laut di wilayah pesisir telah diidentifikasi dengan baik (Nicholls dkk, 2007; Nicholls dan Cazenave, 2010; Nicholls, 2010). Efek sesaat dari kenaikan tinggi permukaan laut adalah terjadinya rendaman, genangan, dan peningkatan banjir di daerah pesisir, serta intrusi air asin melalui air permukaan. Sementara itu, efek jangka panjang yang terjadi meliputi perubahan garis pantai, erosi, dan abrasi serta intrusi air laut melalui air tanah. Fenomena ini terutama disebabkan oleh tinggi permukaan laut relatif sebagai jumlah dari kenaikan tinggi muka laut akibat faktor iklim dan non-iklim. Misalnya, kenaikan permukaan laut relatif secara lokal yang meningkat lebih cepat dibandingkan tren kenaikan tinggi muka laut yang disebabkan oleh faktor iklim dan faktor subsiden di daerah pantai (Meysignag dan Cazenave, 2012). Selanjutnya, akan berpengaruh terhadap penduduk di daerah pantai yang diperkirakan 23% dari populasi dunia bertempat tinggal dan hidup dalam jarak 100 km dari garis pantai, dan kurang dari 100 m di atas permukaan laut, dengan kepadatan penduduk tiga kali lebih tinggi dari rata-rata global (Kecil dan Nicholls, 2003).

Model numerik simulasi iklim maupun laut merupakan salah satu cara untuk melakukan estimasi respon iklim atau laut terhadap perubahan gas rumah kaca, tetapi masih sangat sulit untuk memasukkan semua proses realistis yang terjadi dalam model tersebut. Hasil luaran model IPCC *Coupled Model Intercomparison Project* (CMIP5) tidak memuat kenaikan tinggi muka laut sebagai salah satu luaran dengan resolusi yang baik. Oleh karena itu, simulasi sirkulasi laut menggunakan data atmosfer dari luaran CMIP5 model dilakukan untuk memperkirakan perubahan TML sampai tahun 2040.

Pengembangan model skala lokal dan regional untuk menentukan dampak dari kenaikan tinggi muka laut masih belum banyak dilakukan. Selain itu, model global seperti MRI, MIROC dan model keluaran IPCC yang lain memiliki resolusi rendah sampai sedang, dan akurasi yang masih rendah juga. Untuk mengatasi masalah tersebut, diperlukan penggunaan model pada skala lokal dan atau kombinasi dari model skala lokal dan regional.

Selain permasalahan seperti yang telah disebut sebelumnya, secara umum, ketersediaan data historis untuk sektor kelautan masih sangat terbatas. Penggunaan model tidak dapat dihindari untuk melakukan simulasi terhadap beberapa karakteristik parameter laut seperti tinggi gelombang dan pasang surut. Dalam studi ini, tinggi gelombang dihitung menggunakan model WAVEWATCHIII dengan resolusi menengah (12,5 km).

1.2. Studi Literatur

Perairan Indonesia adalah gerbang utama transpor massa air hangat dari Samudera Pasifik ke Samudera Hindia. Hal ini ditandai dengan pasang surut internal yang kuat, yang bersirkulasi di lautan semi tertutup kepulauan Indonesia (Koch-Larrouy dkk, 2016). Pasang surut di permukaan menggerakkan air naik dan turun mengikuti pola topografi dan menghasilkan gelombang internal pasang surut. Di sisi lain, Perairan Indonesia juga didominasi oleh pola monsun.

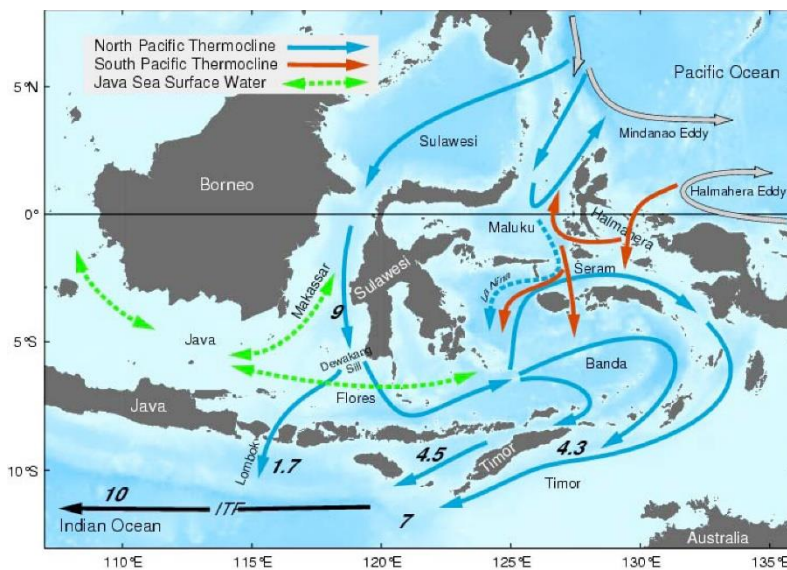
Saat terjadi Monsun Asia, ketika angin barat daya berhembus, angin monsun menggerakkan air permukaan di Laut Jawa ke timur dan di Selat Karimata bergerak ke selatan. Arus permukaan di Selat Sunda bergerak ke timur dari Samudera Hindia ke Laut Jawa. He dkk (2015) telah melakukan penelitian terhadap kontribusi pergerakan massa air di Selat Karimata terhadap *Indonesian Throughflow* (ITF) dari Laut Tiongkok Selatan ke Samudera Hindia. Hasil percobaan menggunakan partikel trajektori menunjukkan bahwa sebagian besar perpindahan massa air di Selat Karimata memasuki Samudra Hindia terjadi selama Monsun Asia, dengan transpor maksimum lebih dari 3Sv ($1\text{ sv}=1\text{m}^3/\text{detik}$) pada bulan Maret sampai April. Rata-rata kontribusi tahunan transpor di Karimata sebesar 1,6 sv atau 13% dari rata-rata total tahunan transpor ITF, sedangkan pada bulan Februari sampai April, kontribusi transpor di Karimata di atas 20% (He dkk, 2015).

Sebaliknya, selama Monsun Australia, arah angin berubah yang tadinya berhembus dari barat laut menjadi dari arah tenggara. Arus permukaan yang digerakkan oleh angin di Laut Jawa dan Selat Karimata, masing-masing bergerak ke barat dan utara. Sedangkan, arus permukaan dari Laut Jawa sebagian bergerak keluar ke Samudera Hindia melalui Selat Sunda.

Di sisi lain, arus permukaan di Selat Makassar tidak mengikuti pola dan arah angin musiman. Arus permukaan di Selat Makassar cenderung bergerak ke selatan. Arus permukaan di Selat Makassar yang bergerak ke selatan berkecepatan rendah selama periode Monsun Asia, meskipun angin dari utara berhembus dengan intensif. Arus di Laut Jawa yang kuat ke arah timur menghambat arus permukaan yang bergerak ke selatan di Selat Makassar, menyebabkan rendahnya kecepatan arus permukaan di

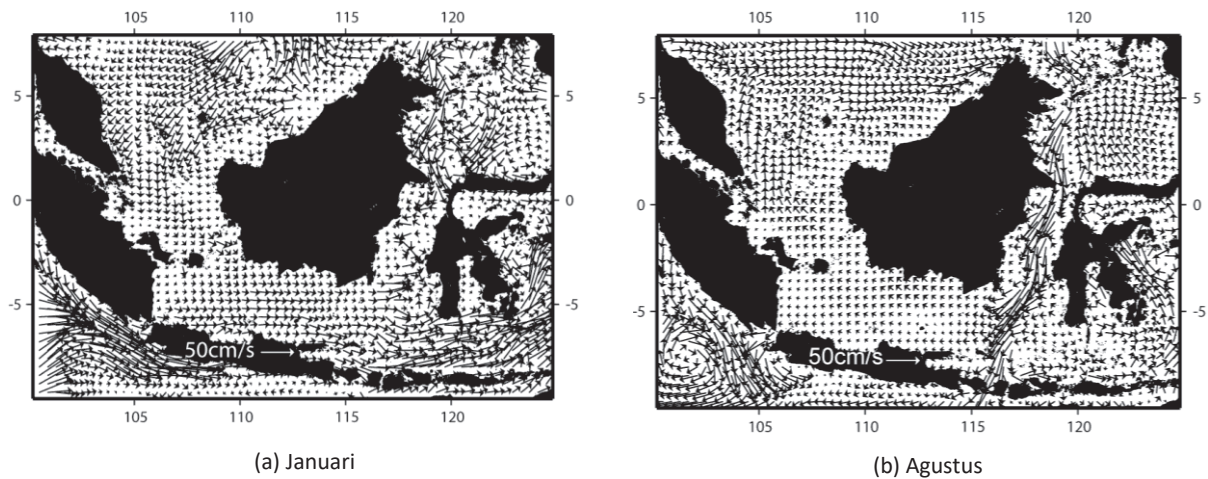
Selat Makassar bagian selatan. Selanjutnya, kecepatan arus permukaan menguat selama periode Monsun Australia. Arus permukaan ke selatan yang kuat di Selat Makassar mendorong air laut permukaan yang mempunyai salinitas dan suhu rendah kembali ke Laut Jawa (Gordon dkk, 2003). Arus permukaan di Laut Jawa yang bergerak ke barat dapat menyebabkan kenaikan tinggi permukaan laut musiman di pantai utara Jawa. Arus di Laut Jawa yang bergerak ke arah barat dengan intensitas kuat ini menciptakan terjadinya gradien tinggi permukaan laut, dengan permukaan laut yang tinggi di Laut Jawa bagian barat, dan rendah di bagian selatan Selat Makassar (Sofian dkk, 2007).

Gambar 1-1 menunjukkan arus permukaan Perairan Indonesia selama periode Monsun Asia dan Monsun Australia (Gordon, 2006). Arus permukaan di Selat Karimata, Laut Jawa, Selat Makassar, Flores dan Banda dipengaruhi oleh angin musiman. Namun, arus di kedalaman lapisan termoklin (dari 150 m sampai 400 m) menunjukkan pergerakan ke arah selatan dari Pasifik bagian barat menuju Samudera Hindia. Selama periode Monsun Asia, arus permukaan dari Laut Jawa yang memiliki suhu dan salinitas rendah bergerak ke Selat Makassar, dan mereduksi serta menghambat arus permukaan yang bergerak ke selatan di Selat Makassar. Pada saat Monsun Asia berakhir, arah dan pola angin berubah dan mengubah proses pergerakan arus permukaan. Angin bertiup ke arah utara dan barat mendorong air laut permukaan yang bersalinitas rendah kembali ke Laut Jawa, pada bulan Mei sampai September. Namun, arus permukaan di Selat Makassar yang bergerak ke selatan menguat dan memasuki Laut Jawa selama periode ini (Gordon, 2003).



Gambar 1-1 Sketsa arus permukaan dan pada kedalaman lapisan termoklin di Perairan Indonesia (garis putus-putus menunjukkan arus permukaan, dan garis tebal menunjukkan arus di kedalaman lapisan termoklin) (Gordon, 2006)

Gambar 1-2 menunjukkan karakteristik arus permukaan berdasarkan hasil model laut, masing-masing pada bulan Januari dan Agustus selama Monsun Asia dan Australia (Sofian dkk, 2007). Arus permukaan di Laut Jawa, masing-masing bergerak ke arah timur dan barat pada bulan Januari dan Agustus. Selama Monsun Asia, angin musiman menggerakkan arus permukaan di Laut Jawa ke timur dan di Selat Karimata ke selatan, arus permukaan di Selat Sunda ke arah timur dan masuk dari Samudera Hindia ke Laut Jawa. Sebaliknya, arah angin berubah dari arah barat laut berubah dari arah tenggara selama Monsun Australia. Arus permukaan yang digerakkan oleh angin musiman mendorong air permukaan di Laut Jawa dan Selat Karimata, masing-masing ke arah barat dan utara. Massa air permukaan bergerak dari Laut Jawa menuju Samudera Hindia melalui Selat Sunda selama periode Monsun Australia.



Gambar 1-2 Distribusi spasial arus permukaan berdasarkan hasil model untuk wilayah Laut Jawa bulan (a) Januari dan (b) Agustus selama 1993-1999 (Sofian dkk, 2007)

1.3. Tujuan dan Sasaran

Tujuan penelitian ini adalah seperti berikut:

1. Untuk mengetahui tingkat kenaikan tinggi muka laut yang disebabkan oleh pemanasan global.
2. Untuk mengetahui dampak pemanasan global terhadap suhu permukaan laut (SPL), intensitas kejadian ekstrem dan dampaknya pada karakteristik tinggi gelombang signifikan.

Sementara itu, sasaran dari hasil penelitian ini adalah:

1. Untuk memberikan referensi dan informasi dasar untuk ketangguhan pengembangan wilayah pesisir, dalam rangka adaptasi terhadap risiko perubahan iklim di masa depan, khususnya terhadap kenaikan tinggi muka laut.
2. Selain itu, penelitian ini diharapkan untuk menjadi dasar acuan dalam pengurangan risiko kerusakan dari bencana alam yang dipicu oleh kenaikan tinggi muka laut.

Selain proyeksi kenaikan tinggi muka laut, penelitian ini juga akan membahas perubahan frekuensi dan tingkat kejadian ekstrem yang disebabkan oleh pemanasan global, dan khususnya, efek dari pemanasan global pada La Niña dan El Niño, yang juga disebut sebagai ENSO (*El Niño Southern Oscillation*).

BAB 2. SUHU PERMUKAAN LAUT GLOBAL DAN REGIONAL SERTA KENAIKAN TINGGI MUKA LAUT

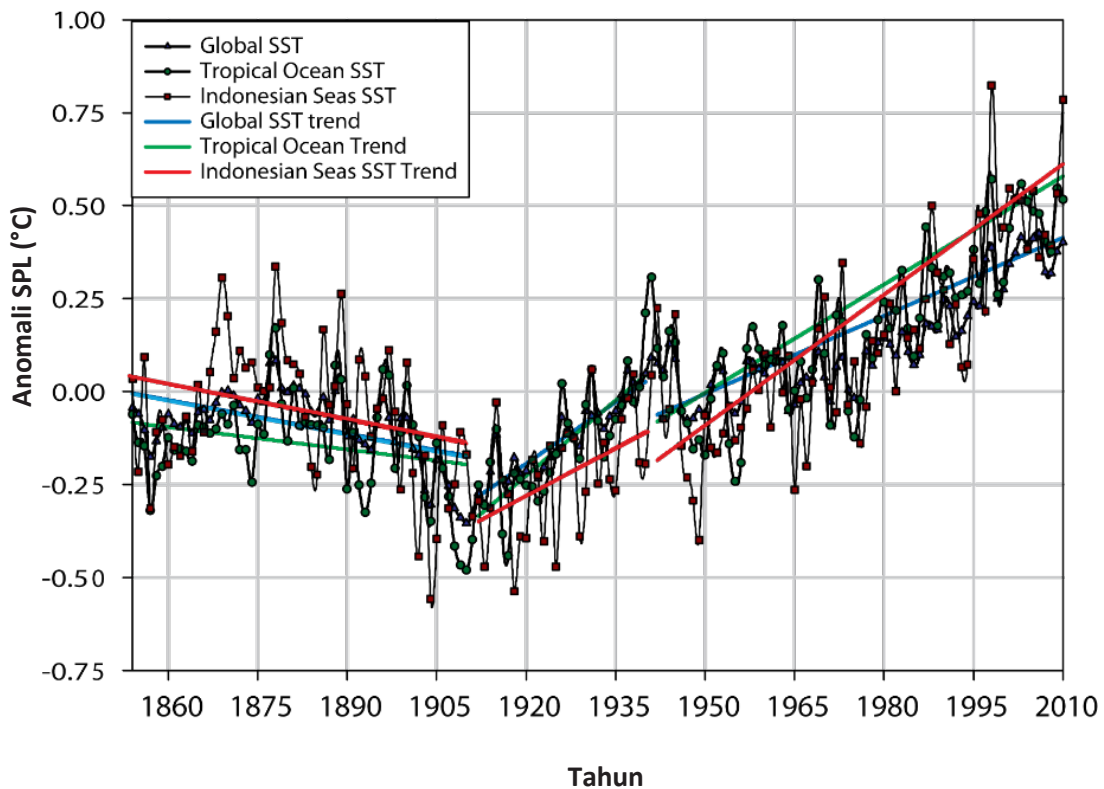
Pada bagian ini, kenaikan suhu permukaan laut (SPL) dan tinggi permukaan laut (TML) global serta regional akan diulas berdasarkan kajian terdahulu, yaitu *Indonesian Climate Change Sectoral Roadmap* (GTZ-Bappenas, 2010), serta tambahan hasil analisis dengan data yang lebih baru.

2.1. Kenaikan Suhu Permukaan Laut

2.1.1. Kenaikan Suhu Permukaan Laut Global

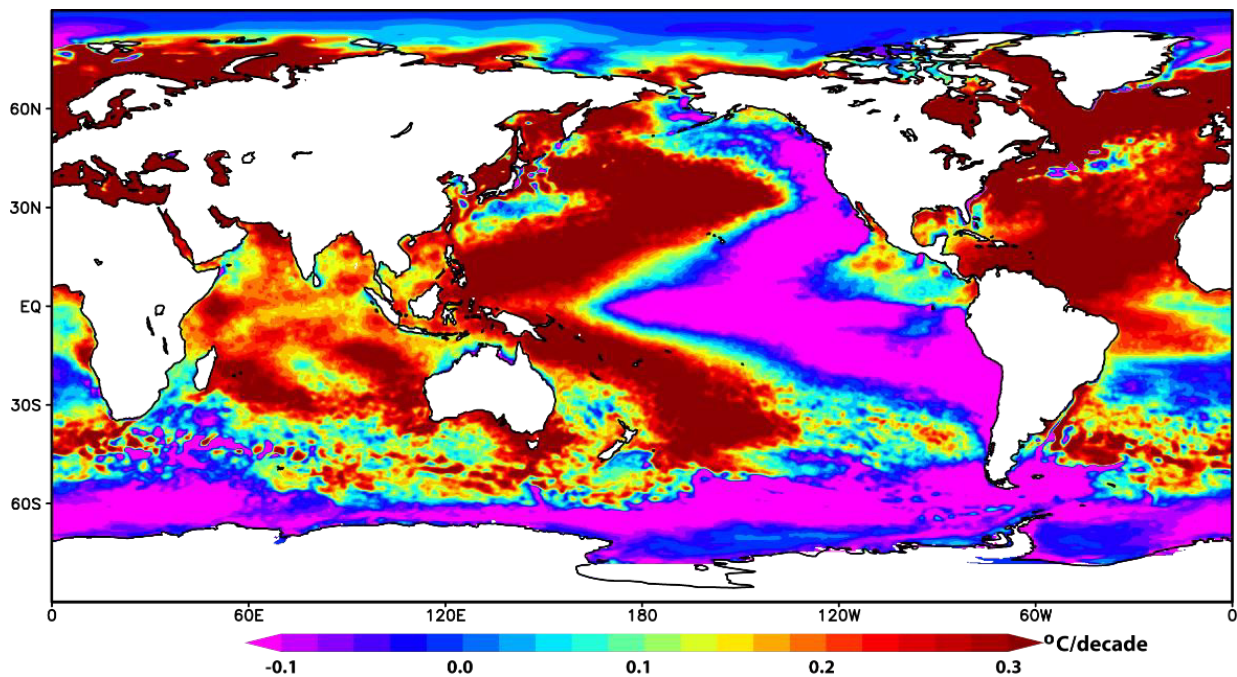
Pada kejadian perubahan iklim, tidak hanya suhu permukaan dan atmosfer di daratan saja yang mengalami peningkatan, tetapi suhu di lautan juga. Gambar 2-1 menunjukkan anomali SPL berdasarkan data rekonstruksi SPL NOAA dari tahun 1854 sampai 2010. Dari tahun 1954 sampai 2010, suhu permukaan laut global, SPL laut tropis, dan SPL laut Indonesia mengalami fluktuasi dari tahun ke tahun, dan menunjukkan tren menurun hingga tahun 1905 (dengan nilai penurunan 0-0,2°C. Namun, secara umum SPL global, daerah tropis, dan perairan Indonesia pada tahun 2010 mengalami peningkatan dari tahun 1854 ditunjukkan oleh nilai anomali yang semakin tinggi (semakin positif).

Berdasarkan Gambar 2-1, kenaikan SPL di Perairan Indonesia (90°BT sampai 150°BT dan 15°LS sampai 15°LU) mengikuti pola tren kenaikan global. Tetapi, tingkat kenaikan SPL di perairan Indonesia lebih tinggi dibanding kenaikan SPL secara global dan di daerah tropis sejak 1940. Kenaikan SPL yang terjadi mencapai $0,78 \pm 0,18^\circ\text{C}$ selama abad ke-20. Dengan kata lain, tingkat kenaikan SPL semakin tinggi seiring waktu, dengan tingkat kenaikan SPL global mencapai $0,7^\circ\text{C}/\text{abad}$ sejak tahun 1900.



Gambar 2-1 Dinamika tren perubahan SPL global, lautan tropis dan regional berdasarkan rekonstruksi SPL NOAA

Distribusi spasial tingkat kenaikan SPL global beberapa dekade terakhir ditunjukkan pada Gambar 2-2. Tingkat kenaikan SPL di bumi bagian utara lebih tinggi dibandingkan bumi bagian selatan. SPL naik lebih dari $0,2^{\circ}\text{C}/\text{dekade}$ di Pasifik bagian barat, Atlantik bagian utara, dan beberapa daerah di Samudera Hindia. Tren kenaikan SPL di Samudera Pasifik mengikuti pola dan distribusi SPL selama fase La Niña, yang ditunjukkan dengan tingginya SPL di Pasifik bagian barat dan rendah di sebelah timur. Hal ini dapat menunjukkan terjadinya kenaikan frekuensi La Niña selama beberapa dekade terakhir. Di sisi lain, tren SPL juga menggambarkan tingginya frekuensi *Indian Ocean Dipole* (IOD) fase positif dibandingkan fase negatif, dengan tingginya tren kenaikan SPL di sekitar Madagaskar dibandingkan SPL di sekitar pantai barat Sumatera.

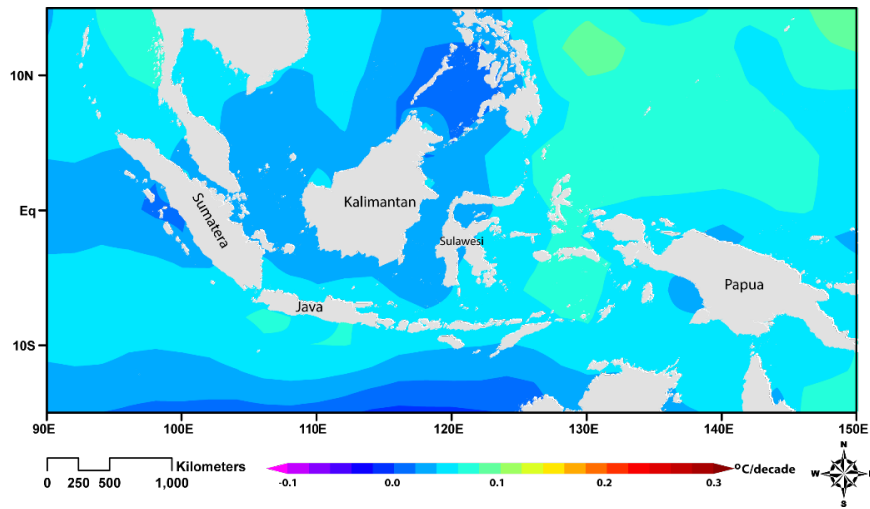


Gambar 2-2 Tingkat kenaikan SPL berdasarkan data NOAA OI dari tahun 1982 sampai 2014 dengan resolusi spasial $0,25^{\circ}$

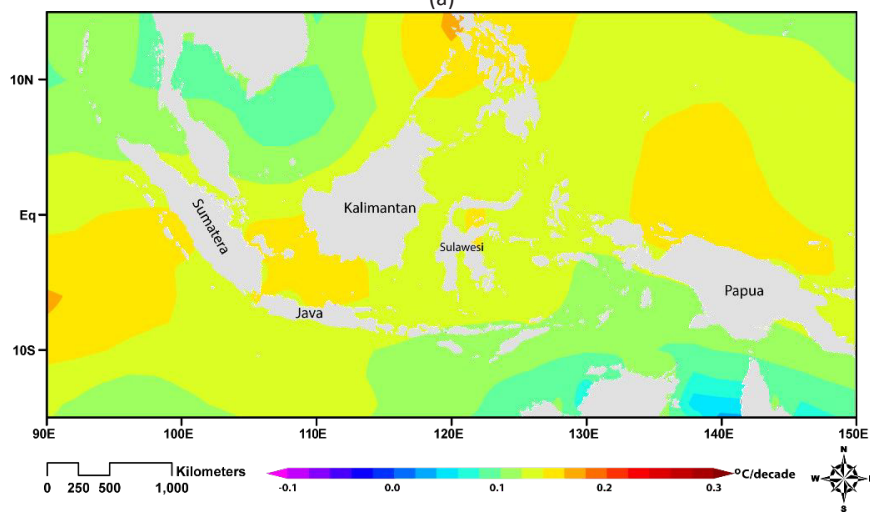
2.1.2. Kenaikan Suhu Permukaan Laut Regional

Evolusi tingkat perubahan kenaikan SPL di Perairan Indonesia ditunjukkan pada Gambar 2-3. Tingkat kenaikan SPL mengalami perubahan dari $0,075^{\circ}\text{C}/\text{dekade}$ pada awal abad ke-20 menjadi $0,22^{\circ}\text{C}/\text{dekade}$ pada beberapa dekade terakhir. Tingkat kenaikan SPL selama beberapa dekade terakhir (Gambar 2-3c) menurun dibandingkan dengan kenaikan SPL selama 1960 sampai 1990 (Gambar 2-3(b)) di selatan Jawa dan pantai barat Sumatera. Fenomena ini mungkin disebabkan oleh lebih intensifnya IOD fase positif dibandingkan dengan fase negatif, atau karena resolusi sumber data yang berbeda, dengan data dari tahun 1900 sampai 1990 menggunakan rekonstruksi SPL NOAA dengan resolusi $2^{\circ}\text{Lat}/\text{Lon}$.

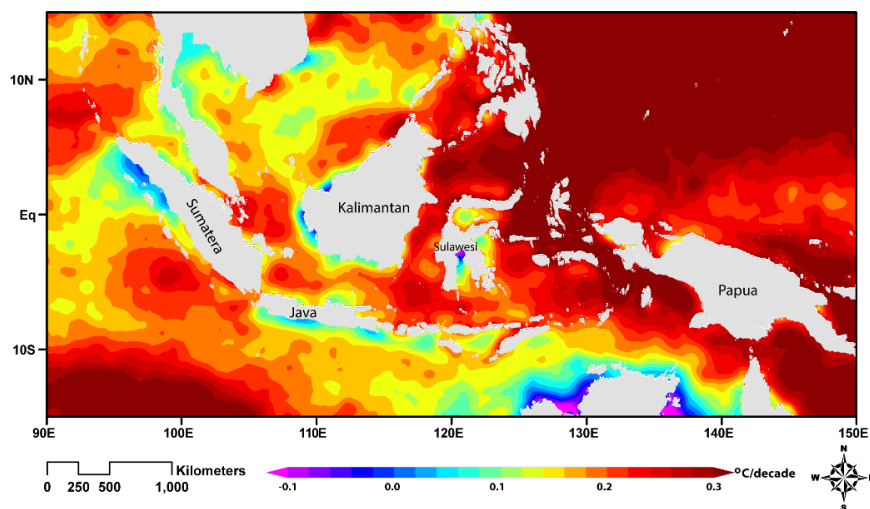
Gambar 2-3(c) menggambarkan variasi kenaikan SPL $0,05$ sampai $0,3^{\circ}\text{C}/\text{dekade}$, di mana tren tertinggi terjadi di pantai utara Papua, dan terendah terjadi di selatan Pulau Jawa dan pantai barat Sumatera. Namun, tren negatif ini tidak menunjukkan perubahan SPL (selatan Jawa, barat Sumatera, dan beberapa daerah lain) dalam jangka panjang untuk beberapa dekade mendatang. Sofian (2009) berpendapat bahwa rendahnya tingkat perubahan SPL ini bisa disebabkan oleh peningkatan frekuensi El Niño yang ditunjukkan oleh semakin intensifnya *upwelling* dan penurunan SPL di daerah tersebut.



(a)



(b)



(c)

Gambar 2-3 Tingkat kenaikan SPL berdasarkan data NOAA OI (a) 1900-1960 dengan rata-rata ($0,075^{\circ}\text{C}/\text{dekade}$), (b) 1960-1990 dengan rata-rata ($0,11^{\circ}\text{C}/\text{dekade}$), (c) 1990-2014 rata-rata ($0,22^{\circ}\text{C}/\text{dekade}$)

Rata-rata tren kenaikan SPL di Perairan Indonesia berkisar antara $0,20^{\circ}$ sampai dengan $0,23^{\circ}\text{C}/\text{dekade}$. Apabila, tingkat kenaikan SPL ini berlanjut, maka SPL akan mengalami kenaikan sebesar $0,6^{\circ}\text{C}$ sampai

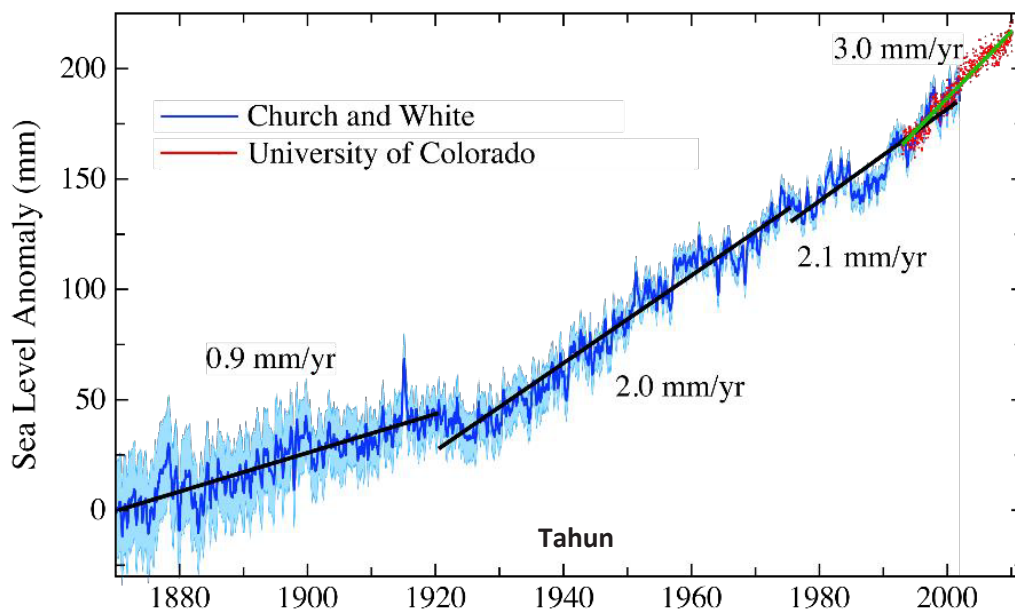
0,7°C, dan 1°C sampai 1,2°C pada tahun 2030 dan 2050, dihitung sejak tahun 2000. Selain itu, SPL diprediksi akan mengalami kenaikan sebesar 1,6°C sampai 1,8°C pada tahun 2080, dan mencapai 2°C sampai 2,3°C pada tahun 2100.

Suhu permukaan laut (SPL) yang tinggi akan berpengaruh terhadap potensi perikanan tangkap dan kerusakan terumbu karang. *Fishing ground* atau daerah tangkapan ikan akan bergerak dan berpindah ke arah kutub dan menjauh dari daerah tropis (IPCC, 2007). Jika tingkat kenaikan SPL masih dalam batas kapasitas adaptasi terumbu karang dan bentuk kehidupan pesisir lainnya, efek dan dampak kerusakan pada daerah pesisir dapat dihindari. Selain itu, dengan naiknya suhu, tinggi permukaan laut juga akan naik karena proses ekspansi termal dan penambahan massa air dari pencairan es dari gletser dan lapisan es di Greenland dan Antartika.

2.2. Kenaikan Tinggi Muka Laut

2.2.1. Kenaikan Tinggi Muka Laut Global

Selain perubahan suhu permukaan laut, tinggi permukaan laut juga mengalami kenaikan. Kenaikan tinggi muka laut mengikuti kenaikan suhu, dengan karakteristik yang dipengaruhi oleh iklim dan variabilitasnya. Seperti respon lautan terhadap pemanasan global, air laut menghangat dan menambah volume, dan dengan demikian terjadi kenaikan tinggi muka laut. Selain itu, karena gletser meleleh akibat peningkatan suhu atmosfer, tinggi muka laut (TML) naik akibat penambahan massa air tawar ke lautan. Modifikasi siklus hidrologi di daratan akibat variabilitas iklim dan faktor antropogenik akan berpengaruh terhadap meningkat atau menurunnya limpasan, dan berpengaruh terhadap TML. Perubahan keseimbangan massa lapisan es juga memiliki efek langsung terhadap TML. Permukaan laut global meningkat sebagai akibat dari pemanasan laut dan mencairnya gletser dan es yang hilang di Antartika dan Greenland (Cazenave dan Llovel, 2010).

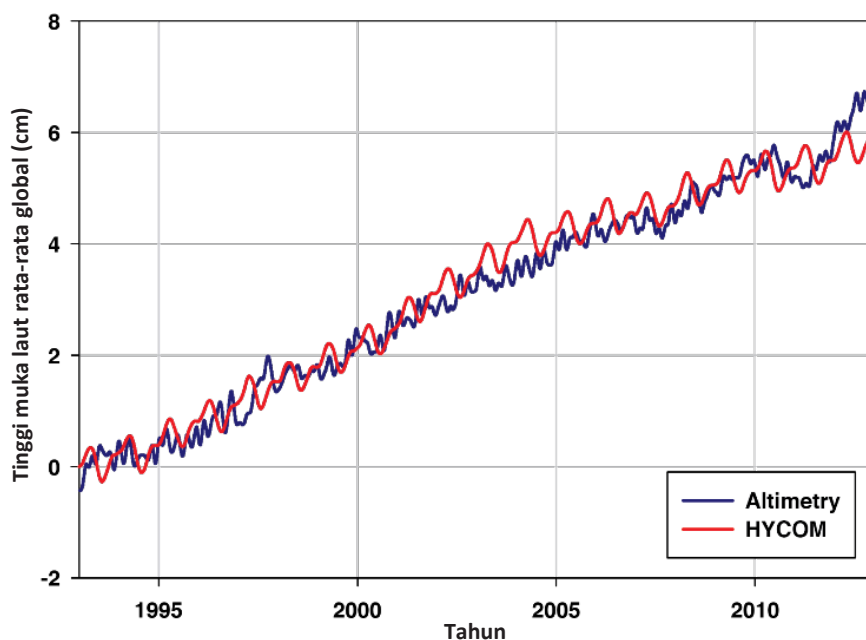


Gambar 2-4 Dinamika perubahan sea level rise global dari tahun 1870 hingga 2010. Perubahan tinggi permukaan laut 1870-2001, berdasarkan pengukuran stasiun pasang surut, dari Church and White dan data laut 1993-2010 dari University of Colorado berdasarkan data altimeter (sumber: Hansen).

Rekonstruksi tinggi permukaan laut global dari pengamatan stasiun pasut di berbagai negara menunjukkan bahwa tinggi permukaan laut naik lebih dari 20 cm sejak tahun 1870 (Gambar 2-4).

Kenaikan tinggi muka laut hanya 0,9mm/tahun selama awal abad ke-20 dan meningkat menjadi 3,0 mm/tahun selama beberapa dekade terakhir. Selanjutnya, tingkat kenaikan tinggi muka laut tiga kali lebih tinggi dibandingkan dengan kenaikan tahun 1900-an. Berdasarkan hasil ini, kenaikan tinggi muka laut global di akhir abad ke-21 mungkin akan mencapai 1,5 cm/tahun.

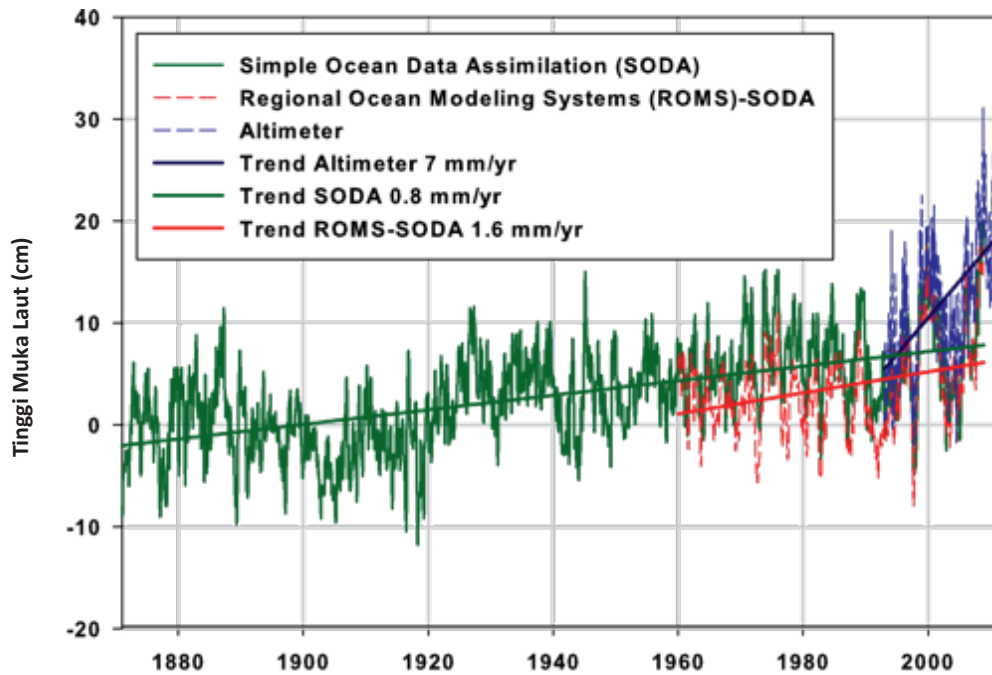
Berdasarkan data model HYCOM dan data satelit altimetri. Dalam kurun waktu beberapa dekade terakhir, TML global meningkat lebih dari 6cm dari tahun 1993 sampai 2012, seperti yang ditunjukkan pada Gambar 2-5. Baik data model dan altimeter menunjukkan tren yang sama, kenaikan tinggi muka laut 3,1 mm/tahun. Cazenave dan Llovel (2010) juga melaporkan bahwa selama dua dekade terakhir 1993-2013 kenaikan tinggi muka laut telah mencapai $3,3\pm 0,4$ mm/tahun, dengan kontribusi dari ekspansi termal terhadap kenaikan tinggi muka laut adalah $1,0\pm 0,3$ mm/tahun. Oleh karena itu, efek dari pencairan es dan atau es yang hilang adalah 2,3 mm/tahun. Namun, dari hasil analisa data terbaru dari 2003 sampai 2008, menunjukkan terjadi penurunan tingkat kenaikan dan hanya $2,4\pm 0,4$ mm/tahun seperti yang terlihat pada Gambar 2-5. Tingkat penurunan kenaikan tinggi muka laut ini mungkin disebabkan karena berkurangnya penambahan massa laut karena pencairan es dan lain sebagainya.



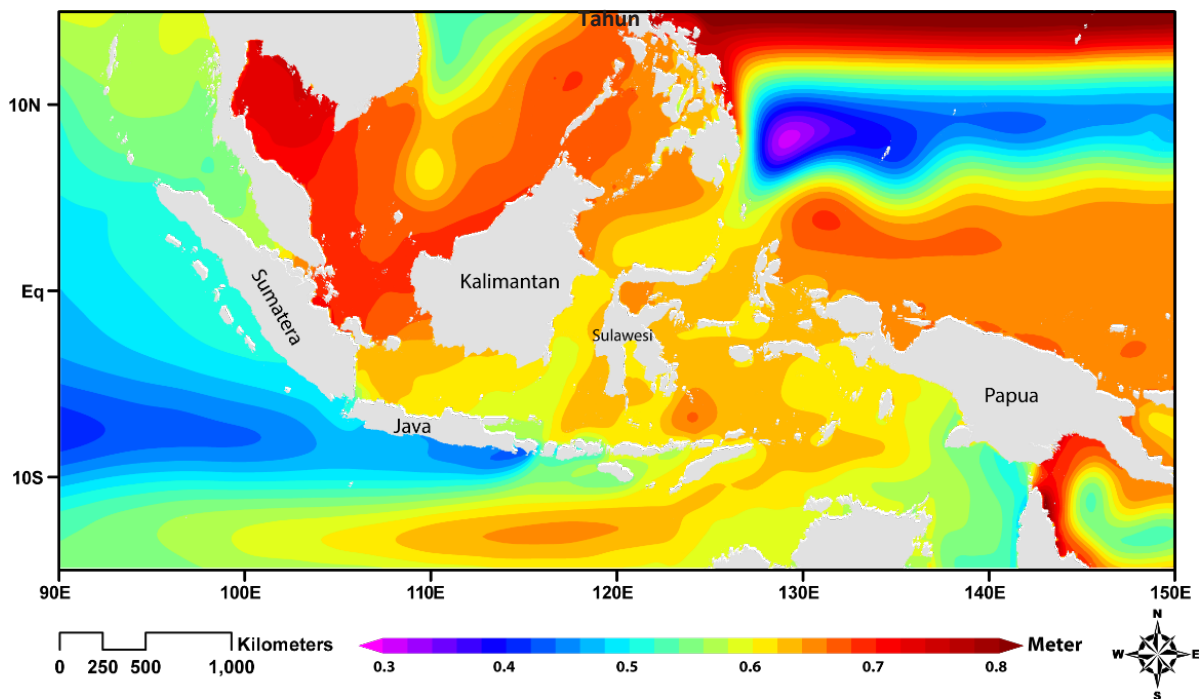
Gambar 2-5 Perubahan tinggi permukaan laut hasil estimasi satelit altimetri dan model dari tahun 1993 sampai 2012.

2.2.2. Kenaikan Tinggi Muka Laut Regional

Gambar 2-6 menunjukkan perubahan tinggi permukaan laut di Perairan Indonesia berdasarkan data *Simple Ocean Data Assimilation (SODA)*, *Regional Ocean Modeling Systems (ROMS)* dan altimeter. Perubahan *sea level rise* relatif sama dengan perubahan tingkat kenaikan SPL seperti yang ditunjukkan pada Gambar 2-1. Tingkat kenaikan tinggi permukaan laut telah berubah dari 0,8 mm/tahun menjadi 7 mm/tahun. Hal ini juga dapat dilihat bahwa sejak tahun 1993, SPL mengalami perubahan sebesar $0,25^{\circ}\text{C}$ dan tinggi permukaan laut meningkat lebih dari 6cm secara global dan lebih dari 12 cm di perairan Indonesia. Berdasarkan skenario sangat optimis, kecepatan mencairnya es adalah linear. Ketika SPL meningkat 2°C pada tahun 2100, tinggi permukaan laut akan naik $30\pm 5\text{cm}$ secara global dan 50 ± 5 cm di perairan Indonesia.



Gambar 2-6 Perubahan tinggi permukaan laut dari tahun 1860 sampai 2010 berdasarkan data SODA, ROMS, dan altimeter

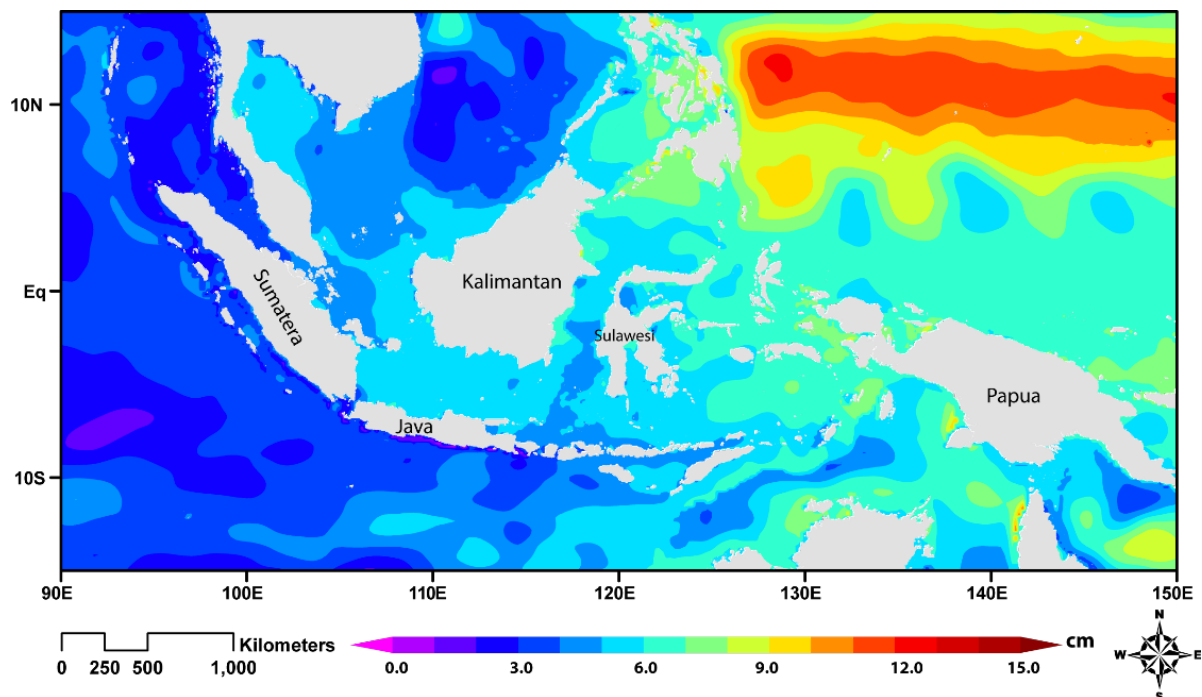


Gambar 2-7 Tinggi permukaan laut rata-rata selama 20 tahun dari Januari 1993 sampai Desember 2012 berdasarkan luaran model HYCOM

Tinggi permukaan laut rata-rata di perairan Indonesia ditunjukkan pada Gambar 2-7. Secara umum, tinggi permukaan laut di Samudera Pasifik dan Laut Tiongkok Selatan adalah 30 cm sampai 50 cm lebih tinggi dibandingkan Samudera Hindia, kecuali di lokasi Mindanao *Eddies*. Tinggi permukaan laut di Laut Jawa berkisar antara 0,55 m sampai 0,65 m, 20 cm lebih rendah dari tinggi permukaan laut di Selat Karimata. Pola Arus Lintas Indonesia (Arlindo) dapat diamati dengan jelas dari karakteristik tinggi permukaan laut, terutama jalur Arlindo terbesar yang melalui Selat Makassar, yang berawal dari Mindanao *Eddies* melalui Laut Sulawesi dan langsung menuju Samudera Hindia melalui Selat Lombok,

Selat Timor, dan Laut Sawu, membentuk tinggi permukaan laut yang lebih rendah dibanding daerah sekitarnya. Selanjutnya, bagian timur jalur Arlindo juga terlihat di Kepulauan Maluku, bergerak menuju Samudera Hindia melalui Selat Timor dan Laut Sawu. Jalur barat Arlindo dari Selat Karimata, Laut Jawa, dan Laut Banda tidak jelas terlihat. Hal ini mungkin disebabkan oleh arus permukaan di Laut Jawa dan Selat Karimata yang lebih dipengaruhi oleh angin, dengan kedalaman laut hanya 40 m sampai 50 m, meskipun rata-rata tahunannya cenderung bergerak ke Samudera Hindia melalui Selat Lombok (Sofian, 2008).

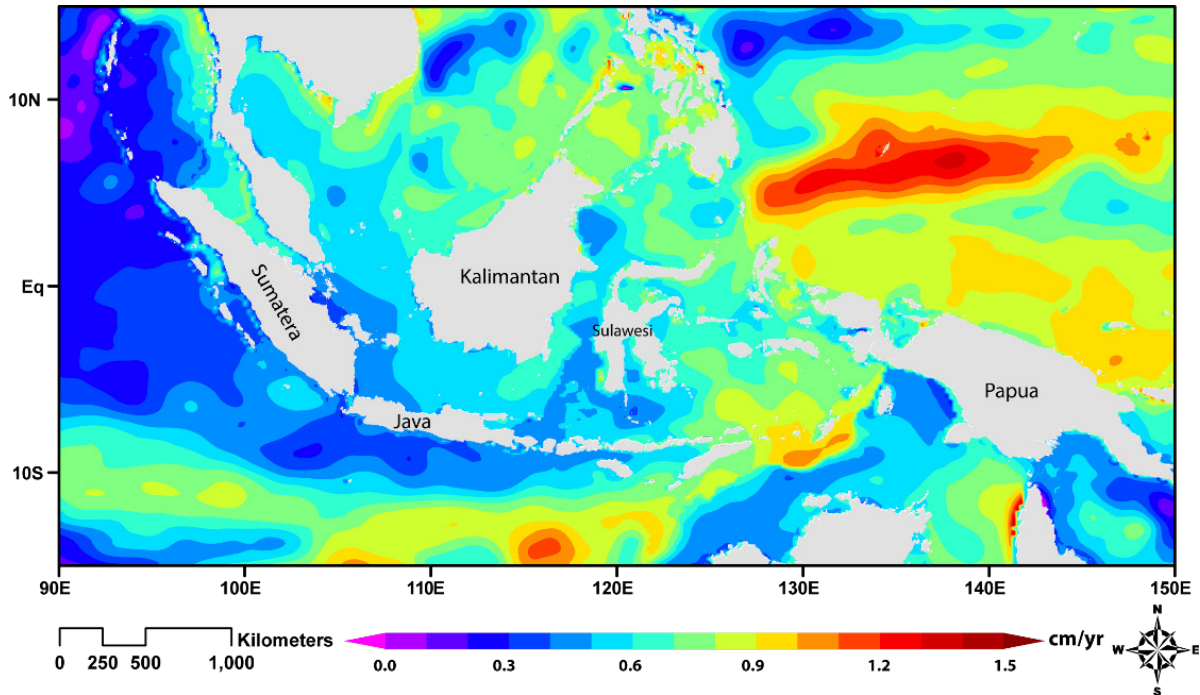
Analisis komparatif digunakan untuk membandingkan rata-rata tinggi permukaan laut 1993-2003 dengan rata-rata dari 2004 sampai 2013, guna menyelidiki dampak pemanasan global terhadap kenaikan tinggi permukaan laut dan karakteristiknya. Hasil analisis ini dapat dikombinasikan dengan penggunaan analisis tren spasial dari 1993 sampai 2003 dan dari 2004 hingga 2013. Gambar 2-8 menunjukkan perubahan tinggi permukaan laut berdasarkan asimilasi HYCOM dan altimeter dengan menggunakan analisis perbandingan rata-rata 10 tahun. Rata-rata kenaikan tinggi permukaan laut di Perairan Indonesia adalah 7,2 cm. Tingkat kenaikan tinggi permukaan laut tertinggi terjadi di bagian barat Samudera Pasifik dengan kenaikan sebesar 12 cm, kenaikan terkecil terjadi di selatan Jawa, Laut Tiongkok Selatan, dan pantai barat Sumatera.



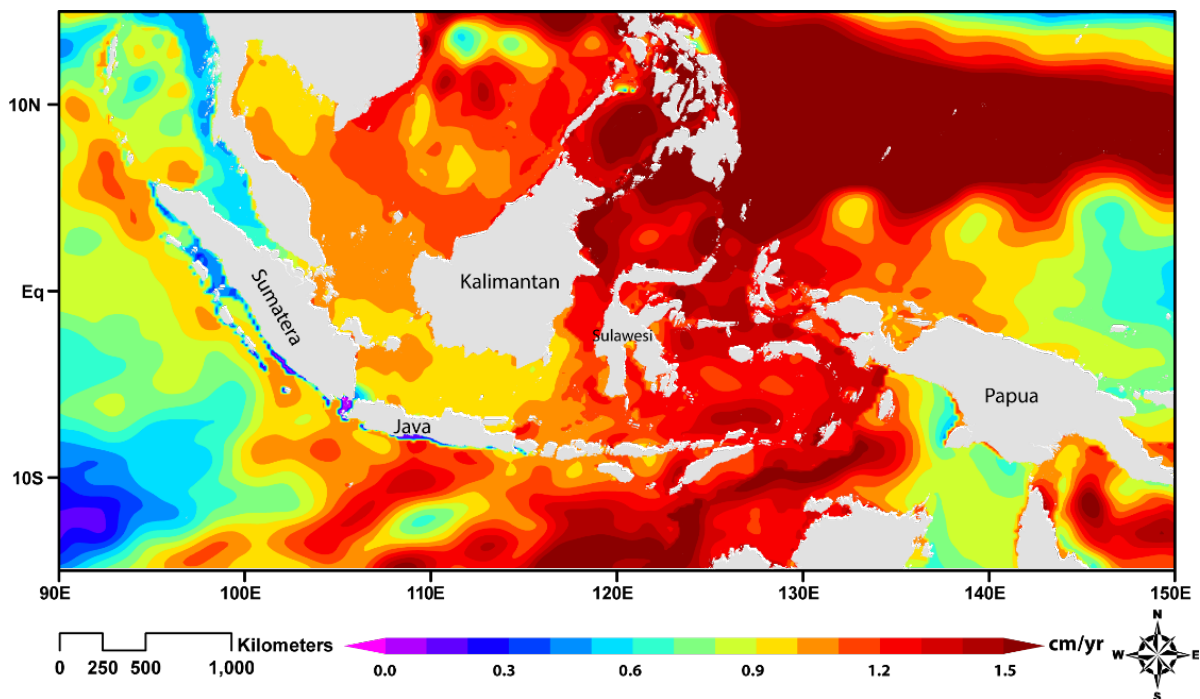
Gambar 2-8 Perubahan tinggi permukaan laut antara rata-rata tahun 2004 sampai 2013 relatif terhadap rata-rata dari tahun 1993 sampai 2003, dengan selisih maksimum sebesar 15cm

Rendahnya perubahan tinggi permukaan laut di selatan Jawa mempunyai korelasi tinggi dengan intensifnya *upwelling* dibandingkan dengan *downwelling* di daerah ini. Secara umum, terjadinya perbedaan tingkat kenaikan tinggi muka laut antara Samudra Pasifik dan Samudra Hindia dapat mengubah karakteristik Arlindo. Selanjutnya, perubahan pola Arlindo ini mungkin dapat mengubah pola iklim regional Indonesia. Tingginya kenaikan tinggi muka laut di Samudera Pasifik dibanding Samudera Hindia, meningkatkan intensitas transpor massa air hangat dari Pasifik ke Samudera Hindia. Intensitas peningkatan transpor Arlindo dapat menyebabkan perubahan pola hujan lokal di perairan Indonesia.

Dinamika tren perubahan tinggi permukaan laut juga dapat dilihat pada Gambar 2-9 dan 2-10. Rerata tingkat kenaikan tinggi permukaan laut meningkat dari 0,7cm/tahun untuk tahun 1993 sampai 2003 menjadi 1,1 cm/tahun dari tahun 2003 sampai 2013. Peningkatan laju kenaikan tinggi permukaan laut ini mungkin disebabkan oleh perubahan ekspansi termal yang diwakili oleh bertambahnya tingkat kenaikan SPL seperti yang ditunjukkan pada Gambar 2-3. Selanjutnya, tingkat kenaikan tinggi permukaan laut yang terjadi dalam dekade terakhir berkisar antara 0,2 cm/tahun sampai 1,7 cm/tahun, dengan rata-rata sekitar 1,1 cm/tahun.



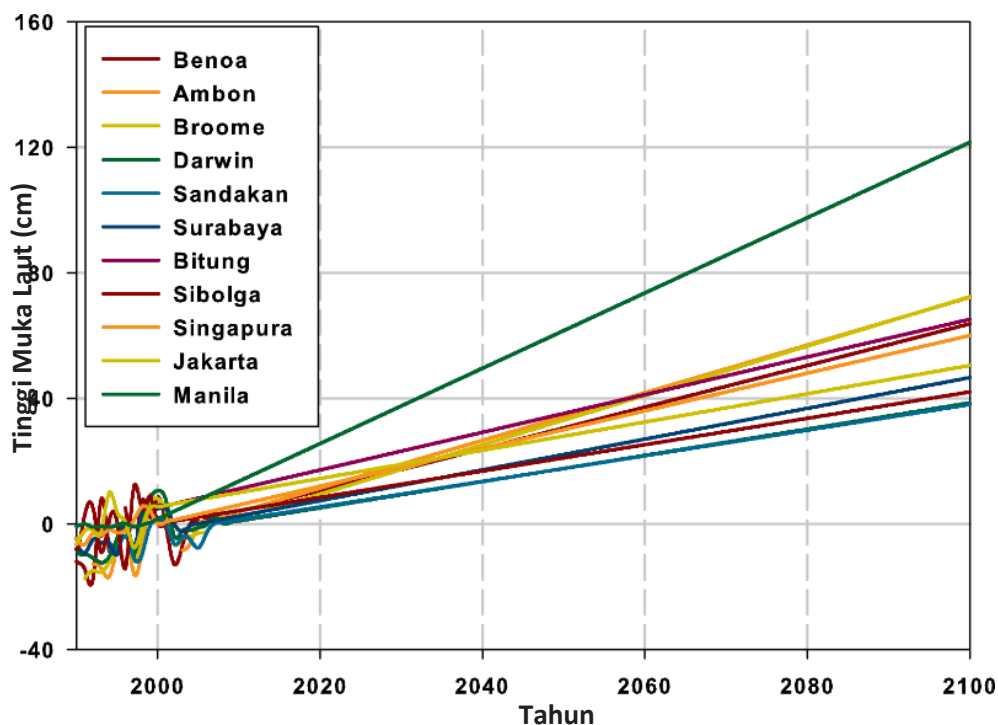
Gambar 2-9 Kenaikan tinggi muka laut hasil estimasi asimilasi HYCOM-altimeter dari tahun 1993 sampai 2003



Gambar 2-10 Kenaikan tinggi muka laut hasil estimasi asimilasi HYCOM-altimeter dari tahun 2004 sampai 2013

Tingkat perubahan kenaikan tinggi permukaan laut tertinggi terjadi di Samudera Pasifik sebelah utara Papua sebesar 1,7 cm/tahun; terendah terjadi di selatan Jawa dan barat Sumatera yang berkisar antara 0,4 sampai 1,2 cm/tahun. Jika tren ini terus berlanjut, kenaikan tinggi permukaan laut akan mencapai 12 cm sampai 48 cm di tahun 2030, dengan kenaikan tinggi permukaan laut rata-rata berkisar antara 21 cm sampai 33 cm. Pada tahun 2050, permukaan laut bisa mencapai 20 cm hingga 85cm, dengan rata-rata 35 cm sampai 55 cm. Pada akhir abad ini, permukaan laut akan naik sebesar 40 cm sampai 170 cm, dengan rata-rata 70 cm sampai 110 cm, relatif terhadap permukaan laut pada tahun 2000.

Estimasi dan proyeksi kenaikan tinggi permukaan laut dengan menggunakan data pasang surut dapat dilihat pada Gambar 2-11. Laju kenaikan tinggi permukaan laut bervariasi dari 0,4 cm/tahun menjadi 1,2 cm/tahun, dengan kenaikan terkecil untuk seluruh wilayah terjadi di Darwin dan yang tertinggi terjadi di Manila. Besarnya rata-rata kenaikan permukaan laut di perairan Indonesia berkisar dari 0,7 cm/tahun sampai 0,8 cm/tahun. Proyeksi kenaikan muka air laut pada tahun 2030 sekitar 24 ± 16 cm relatif terhadap permukaan laut pada tahun 2000. Dengan kata lain, setelah tahun 2000, tinggi permukaan laut akan meningkat seiring dengan peningkatan suhu permukaan laut (ICCSR, 2010).



Gambar 2-11 Prediksi kenaikan tinggi muka laut dengan menggunakan beberapa data pasang surut dari UHSLC (ICCSR, 2010)

Berdasarkan tren *sea level rise* yang ada dari semua data, tinggi permukaan laut diperkirakan akan naik 40 ± 20 cm dan 56 ± 32 cm, masing-masing pada tahun 2050 dan 2080. Jika tren ini terus berlanjut, pada akhirnya, tinggi permukaan laut akan naik 80 ± 40 cm pada tahun 2100. Selain itu, peningkatan tinggi permukaan laut ini sangat berkaitan dengan kenaikan SPL. Jika kita menganggap bahwa setiap 1°C peningkatan SPL meningkatkan tinggi permukaan laut hingga 20 cm sampai 40 cm, maka permukaan laut akan meningkat 45 cm sampai 90 cm didasarkan pada $2,2^\circ\text{C}$ kenaikan SPL pada tahun 2100. Sebagai penutup, tingkat kenaikan tinggi permukaan laut berdasarkan data pasang surut ini relatif sama dengan hasil yang diperoleh dari data altimeter.

BAB 3. DATA DAN METODE

3.1. Data

Data tinggi permukaan laut dan data lain yang digunakan dalam studi ini, meliputi:

1. Data historis yang terdiri dari:
 - Data rata-rata bulanan tinggi permukaan laut hasil pengukuran stasiun pasut yang diperoleh dari Badan Informasi Geospasial (BIG). Data rata-rata bulanan didefinisikan sebagai data rata-rata dalam satu bulan terhadap data rata-rata selama periode pengukuran. Sebagai tambahan, beberapa data pasut juga didapatkan dari UHSLC (*University of Hawaii Sea level Center*).
 - Data *merged altimeter-derived Absolute Dynamic Topography* (ADT) digunakan untuk estimasi dan validasi data hasil model. Data satelit altimeter yang digunakan terdiri dari beberapa data satelit antara lain, TOPEX/Poseidon (T/P), GFO, Envisat, ERS-1 dan 2, serta Jason-1 dan 2 dari Oktober 1992 sampai Desember 2015 (AVISO, 2004).
 - Data suhu permukaan laut (SPL) dari tahun 1981 sampai 2015 dari *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) *Optimum Interpolation* (OI) *sea surface temperature* (SST) (Reynolds, 1994) digunakan untuk asimilasi dengan model laut baik *Regional Ocean Modeling Systems* (ROMS) dan *HYbrid Coordinate Ocean Model* (HYCOM). Sebagai tambahan, data *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) SST juga digunakan sebagai validator terhadap keakuratan model.
2. Data atmosfer dari *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF), *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP), *National Operational Global Atmospheric Prediction System* (NOGAPS) dan *Navy Global Environmental Model* (NAVEM) sebagai input untuk model laut.
3. Hasil model Model *Interdisciplinary Research on Climate* (MIROC-5) dan Meteorological Research Agency (MRI) dengan skenario emisi *Representative Concentration Pathways* (RCP) 4.5 dari tahun 2006 sampai 2040 digunakan sebagai input data untuk HYCOM. Sementara ROMS *nesting* terhadap HYCOM dengan menggunakan input data atmosfer yang sama dengan HYCOM.

3.2. Metode

3.2.1. Analisis Tren

Analisis tren digunakan untuk mengetahui kecenderungan serta tingkat kenaikan tinggi muka air laut berdasarkan data historis yang meliputi data satelit altimeter dan pasut, maupun data hasil model laut. Dalam hal ini, analisis tren merupakan analisis regresi linier tinggi muka air laut terhadap waktu dalam bulan, dengan persamaan matematis sebagai berikut:

$$y = a + bt \quad (3-1)$$

y adalah tinggi muka air laut, t waktu dalam bulan, a offset, dan b adalah tingkat kenaikan (*slope, trend*). Analisis tren ini tidak hanya diterapkan terhadap data *time-series* tunggal, tetapi juga diterapkan terhadap data *spatio-temporal* seperti SPL, TML, maupun lapisan pencampuran.

3.2.2. HYbrid Coordinate Ocean Models

HYbrid Coordinate Ocean Model (HYCOM) adalah model umum sirkulasi laut yang menggunakan persamaan laut dasar dan primitif yang merupakan hasil pengembangan dari *Miami Isopycnic-Coordinate Ocean Model* (MICOM). HYCOM dirancang untuk mempertahankan kelebihan dari sistem koordinat vertikal secara *isopycnic* sebanyak mungkin di laut lepas secara bertingkat, dan berubah menjadi layer koordinat berdasarkan tekanan di lapisan campuran, dan juga transformasi untuk sistem koordinat vertikal yang mengikuti pola topografi di daerah sekitar pesisir (Shaji dkk, 2005).

3.2.2.1. Persamaan Fisis Model

Persamaan fisis mendasar yang digunakan dalam HYCOM yang dijelaskan dalam bagian ini, berdasarkan HYCOM user manual (Bleck, 2001). Rincian lebih lanjut dari persamaan dan algoritma numerik dalam HYCOM, bersamaan dengan penjelasan dan validasi dari *hybrid coordinate generator*, dapat ditemukan pada Bleck (2002). Beberapa pilihan yang digunakan untuk skema pencampuran vertikal di Hycom dijelaskan dan dievaluasi oleh Halliwell (2004), yang menunjukkan bahwa K-Profil Parameterization (KPP; Large dkk, 1994), NASA GISS level 2 *turbulence closure*, Malor-Yamada (MY) level 2,5 *turbulence closure*, dan Price dkk. (1986), model ketidakstabilan dinamik menampilkan hasil yang cukup baik dalam simulasi iklim laut pada resolusi rendah.

Pada system *isopycnic*, persamaan momentum dapat dijabarkan seperti berikut:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \nabla \frac{u^2}{2} + (\zeta + f)k \times u = -\nabla M - g \frac{\partial \tau}{\partial p} \quad (3-2)$$

ζ , k , M , τ , dan f masing-masing adalah vortisitas relatif, vektor satuan vertikal, potensial *Montgomery* (geopotensial), tekanan Reynold, dan parameter Coriolis.

Defisit tekanan untuk *layer k* dapat diekspresikan dengan persamaan matematis seperti berikut:

$$\Pi_{k+1} = \Pi_k - g(\rho_{k+1} - \rho_k) \sum_{i=1}^k \langle h_k \rangle \quad (3-3)$$

Π , g , ρ , dan h masing-masing adalah defisit tekanan, gaya gravitasi, densitas, dan ketinggian kolom air. Dalam laut yang bergerak, potensial *Montgomery M* adalah ekuivalen dengan potensial Π yang dibentuk pada kondisi awal. Potensial *Montgomery* di *layer k* dapat dijelaskan seperti berikut.

$$M_k = M_{k+1} + g(\rho_{k+1} - \rho_k) \sum_{i=1}^k \langle h_k \rangle \quad (3-4)$$

Dalam HYCOM, model disipasi dengan menggunakan *bottom drag* menggunakan persamaan berikut:

$$\tau_b = C_d |\bar{u}_b| \bar{u}_b \quad (3-5)$$

C_d dan \bar{u}_b adalah koefisien *drag*, adalah rata-rata kecepatan pada lapisan air dengan ketebalan δ_z (10 m) di atas dasar. Residual kecepatan \bar{c} dijabarkan dan diturunkan dari persamaan berikut:

$$D_{i,j} = C_d \left(\sqrt{\bar{u}_b^2 + \bar{v}_b^2} + \bar{c} \right) \quad (3-6)$$

dalam HYCOM, $\bar{c} = 10 \text{ cm/sec}$ dan $C_d = 3 \times 10^{-3}$. Perbedaan vertikal tekanan dasar laut yang diinduksi dihitung sebagai:

$$\frac{\partial \tau_p}{\partial p} = \begin{cases} \frac{\partial \tau_{bx}}{\partial p} \\ \frac{\partial \tau_{by}}{\partial p} \end{cases} \quad (3-7)$$

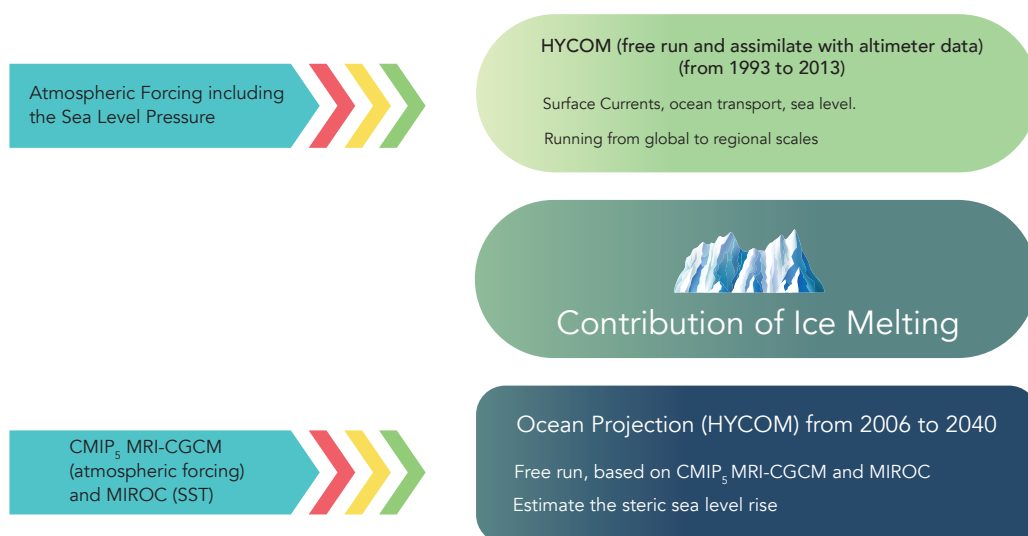
3.2.2.2. Kondisi Batas

HYCOM dilengkapi dengan dua jenis kondisi batas, relaksasi *Newtonian* pada lapisan spons (zona penyangga), dan kondisi batas laut terbuka penuh. HYCOM berisi skema relaksasi *Newtonian* sederhana yang dapat digunakan untuk zona batas spons, dan berelaksasi ke klimatologi dalam model subdomain. Suhu, salinitas, dan koordinat vertikal tekanan dalam zona batas relaksasi yang diperbarui untuk setiap langkah waktu perhitungan.

3.2.2.3. Parameter Input dan Konfigurasi Model

Pada bagian ini, akan dijelaskan tentang konfigurasi HYCOM. *World Ocean Atlas* (WOA) 1998 klimatologi bulanan yang berisi salinitas dan profil suhu laut digunakan sebagai kondisi awal. Untuk simulasi sirkulasi laut, model jalankan oleh radiasi matahari gelombang pendek dan gelombang panjang, serta curah hujan. Hasil model suhu permukaan laut (SPL) NOAA OI atau reanalisis harian digunakan sebagai input data untuk mendapatkan distribusi SPL yang lebih realistis. Kecepatan dan stres angin didasarkan pada NCEP, NOGAPS dan NAVGEM, masing-masing untuk 1960-2002, 2003-2012, dan 2013-2015.

Domain model laut global ditentukan dari 0°BT sampai 360°BT dan dari 75°LS sampai 75°LU dengan resolusi 0,2° bujur dan 0,1667° lintang (disebut GLB - *Global Domain Ocean Model*). Fluks panas terasa dan laten dihitung selama model berjalan menggunakan SPL hasil model dan persamaan *bulk*. Curah hujan dan penguapan juga termasuk dalam perhitungan dalam model ini. Proyeksi sirkulasi laut juga menggunakan spasi grid yang sama dan parameterisasi fisik lainnya termasuk mekanisme pencampuran vertikal dan lain-lain. Selanjutnya, skema alir kerja untuk memperkirakan kenaikan permukaan laut dan sirkulasi laut digambarkan pada Gambar 3-1, dan konfigurasi model diperlihatkan pada Tabel 3-1.



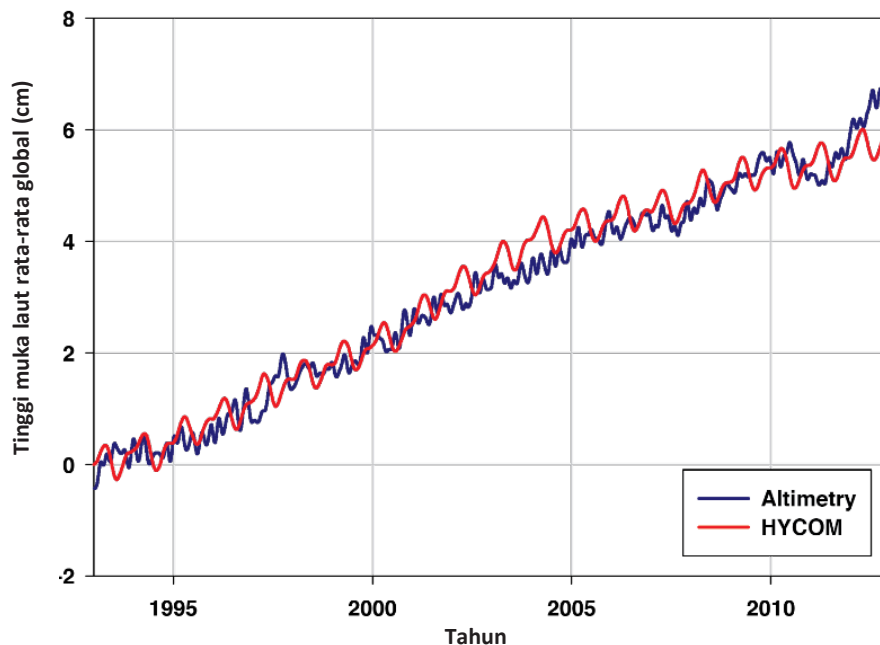
Gambar 3-1 Diagram alir proyeksi kenaikan muka laut dengan menggunakan HYCOM

Tabel 3-1 Konfigurasi Model

PARAMETER	DESKRIPSI	KETERANGAN
Geographical area	Near Global	
Operational mode	Hind-cast	
Model run	from 1 January 1993 to 2013 of Ocean Reanalysis	
Nesting conditions	off	
Grid size	2160 x 900	Domain name (GLBa0.16)
Spatial resolutions	0,1667 degree Lat/Lon	
Layer	22 layers Sigma-0	:
Time step baroclinic	600 seconds	
Time step barotropic	30 seconds	
Relaxation	off	
Initial	WOA 1998	
Forcing fields	NCEP reanalysis II	Daily
Topography	ETOPO 2	
Vertical mixing model	KPP	
Tidal forcing	off	
River forcing	off	
SST forcing	Assimilated with NOAA high resolution daily SST	Daily
SSH	Free run and assimilated with altimeter ADT for the ocean reanalysis	Daily

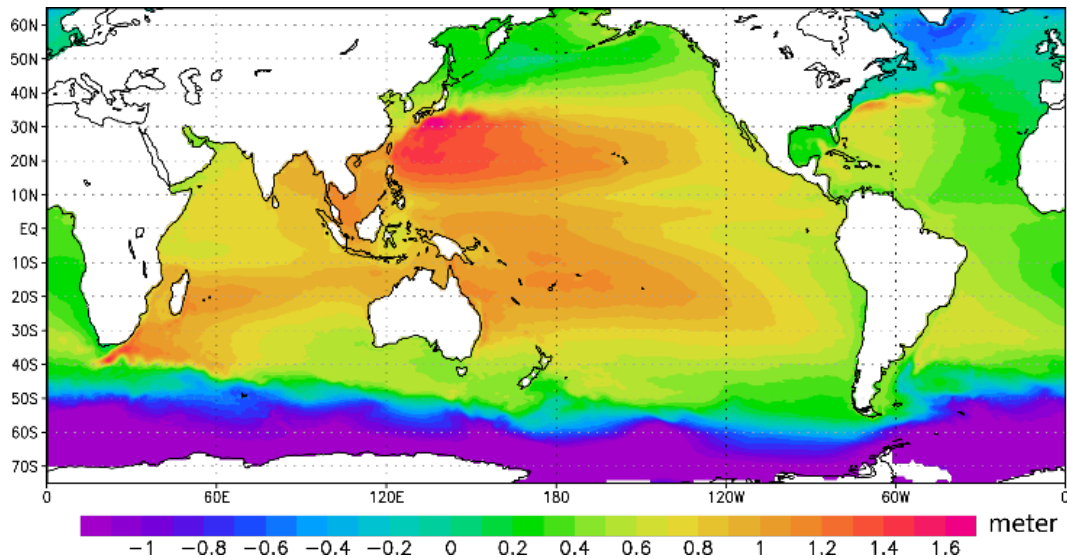
3.2.2.4. Validasi HYCOM

Validasi HYCOM dilakukan dengan membandingkan data altimeter terhadap hasil model tanpa asimilasi, dari tahun 1993 sampai 2012. Gambar 3-2 menunjukkan rata-rata tinggi permukaan laut global dari tahun 1993 sampai 2012. Kenaikan tinggi permukaan laut global yang terukur dengan HYCOM relatif bersesuaian dengan hasil pengukuran altimeter, seperti yang ditunjukkan pada Gambar 3-2.

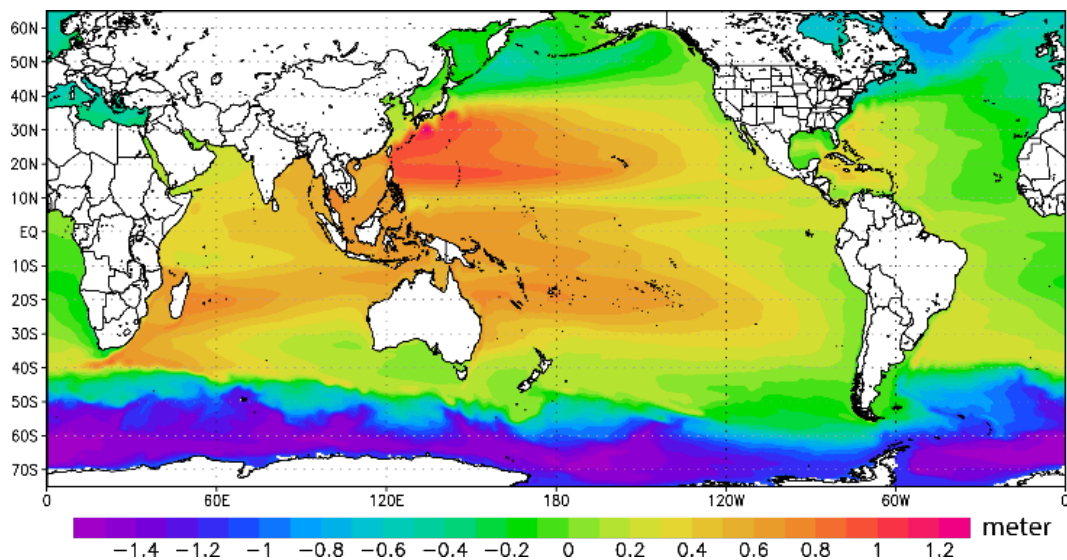


Gambar 3-2 Tinggi muka laut altimetri dan HYCOM selama 20 tahun dari 1993 sampai 2012 untuk satu periode pasang surut

Kedua data, baik model dan altimeter menunjukkan tren yang sama, dengan tinggi permukaan laut sekitar 6 cm selama dua dekade terakhir, tetapi model cenderung menunjukkan nilai tinggi muka laut rata-rata (MSL) yang lebih rendah selama tahun 2012. Hal ini menunjukkan bahwa kemungkinan model tidak dapat merepresentasikan kontribusi pencairan es dengan sempurna, atau model terlalu rendah dalam memperkirakan variasi antar tahunan selama periode tersebut. Oleh karena itu, asimilasi antara HYCOM dan altimeter menjadi kebutuhan untuk estimasi *sea level* selama dua dekade terakhir. Namun, berdasarkan rata-rata tinggi muka laut selama 20 tahun, hasil model menunjukkan pola yang lebih realistis dibandingkan dengan data satelit altimeter *Absolute Dynamic Topography* (ADT), seperti yang ditunjukkan pada Gambar 3-3.



(a) Satellite-derived MDT

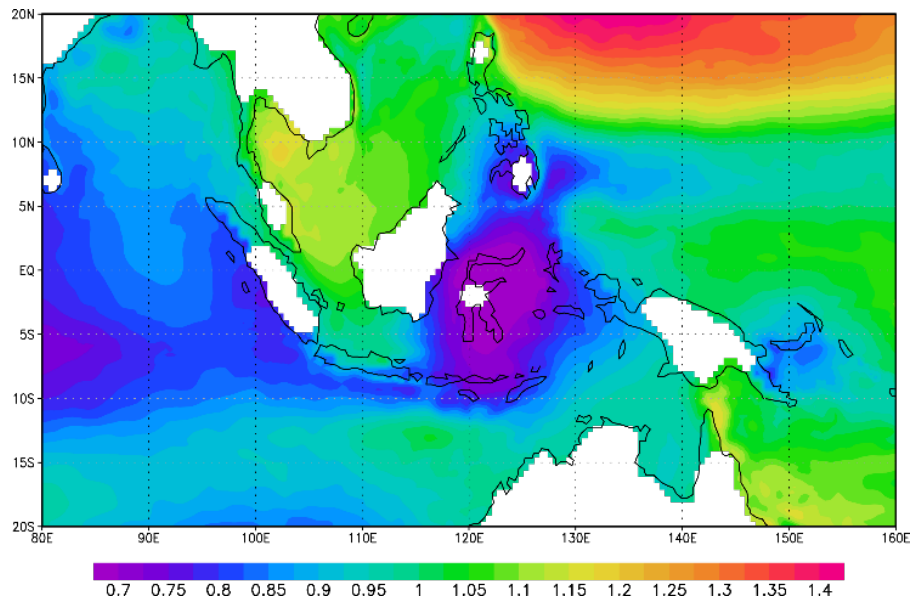


(b) HYCOM-estimated long-term MSL

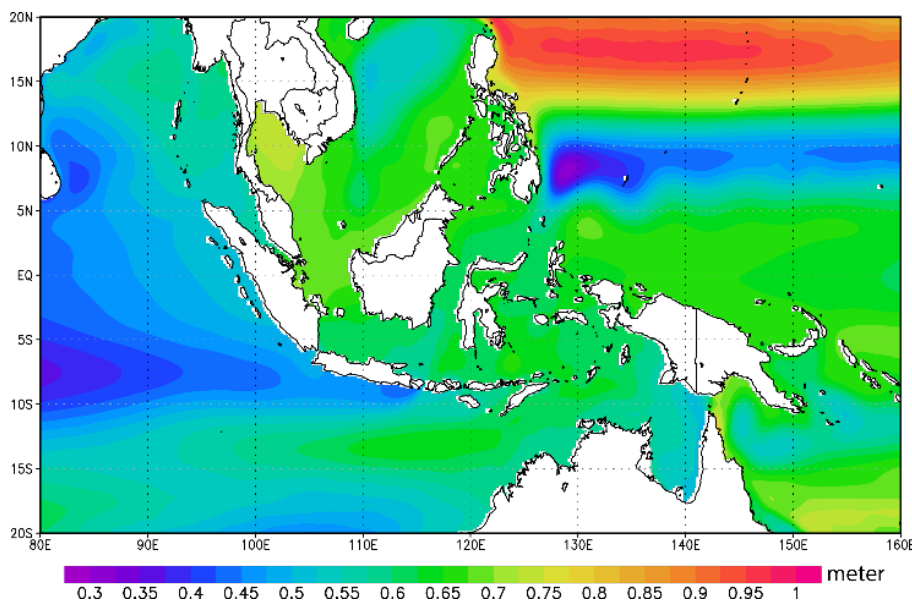
Gambar 3-3 Rata-rata 20 tahun MDT dari (a) satelit altimeter dan (b) MSL jangka panjang hasil model HYCOM

Kedua data rata-rata jangka panjang tinggi permukaan laut global baik dari satelit dan model menunjukkan kisaran tinggi permukaan laut yang sama sekitar 2,6 m, dari -1 m sampai 1,6 m dan dari -1,4 m sampai 1,2 m, masing-masing berdasarkan satelit dan model. Pola permukaan laut hasil

estimasi model berkorelasi dengan hasil pengamatan satelit seperti yang ditunjukkan pada Gambar 3-3. Estimasi model untuk MSL jangka panjang menunjukkan pola yang lebih realistis di perairan Indonesia dibandingkan dengan satelit altimeter (Gambar 3-4). Perbedaan ini dapat terjadi karena *smoothing* dan *filtering data* GRACE dan GOCE dalam menentukan *Mean Dynamic Topography* (rata-rata ADT dalam jangka panjang) sebesar 400 km (LeTraon, 2007). MDT satelit yang dihasilkan menunjukkan tinggi muka laut yang lebih rendah di laut sekitar Pulau Sulawesi, selatan Jawa, dan barat Sumatera. Oleh karena itu, altimeter ADT sebagai total anomali tinggi muka laut dan MDT tidak dapat digunakan pada asimilasi antara altimetri dan model. Model ini akan berasimilasi dengan menggunakan data anomali tinggi muka laut hasil estimasi satelit altimeter untuk mendapatkan distribusi permukaan laut yang lebih realistis di perairan Indonesia.



(a) Satellite-derived MD



(b) HYCOM-estimated long-term MSL

Gambar 3-4 Rata-rata 20 tahun MDT dari (a) satelit altimeter dan (b) MSL jangka panjang hasil model di Perairan Indonesia

3.2.3. Model Gelombang WAVEWATCH-III

3.2.3.1. Validasi HYCOM

Secara umum, spektrum gelombang S adalah fungsi dari semua fase parameter (seperti jumlah gelombang k , arah θ , frekuensi intrinsik σ , dan frekuensi absolut ω), ruang (x) dan waktu (t):

$$S = f(k, \theta, \sigma, \omega, x, t) \quad (3-8)$$

Akan tetapi, komponen spektral secara individu diasumsikan dapat memenuhi teori gelombang secara linier dan mengikuti hubungan dispersi:

$$\sigma^2 = gk \tanh kd \quad (3-9)$$

$$\omega = \sigma + kU \quad (3-10)$$

d adalah rata-rata kedalaman, dan U adalah kecepatan arus. Namun, WAVEWATCH III menggunakan arah bilangan gelombang (k , θ) sebagai variabel independen fase. Dalam penelitian ini, arus permukaan tidak digunakan sebagai input data, sehingga energi dari paket gelombang adalah kekal.

Empat *time-step* yang digunakan dalam WAVEWATCH untuk mencapai efisiensi komputasi: (a) *time-step* global (300 detik) untuk penyebaran seluruh solusi, (b) *time-step* spasial (300 detik) mewakili propagasi spasial, (c) *time-step* spektral (300 detik) untuk propagasi intra-spektral, dan (d) *source time-step* (100 detik) untuk integrasi.

Di sisi lain, kecepatan gesekan angin (u_*) dihitung dari kecepatan angin (W) dan koefisien drag (C_*) dengan menggunakan persamaan dari Tolman dan Chalikov (1996):

$$u_*^2 = C_* W^2 \quad (3-11)$$

$$C_*(W) = 1.2875 \times 10^{-3} \quad W < 7.5 \text{ms}^{-1} \quad (3-12)$$

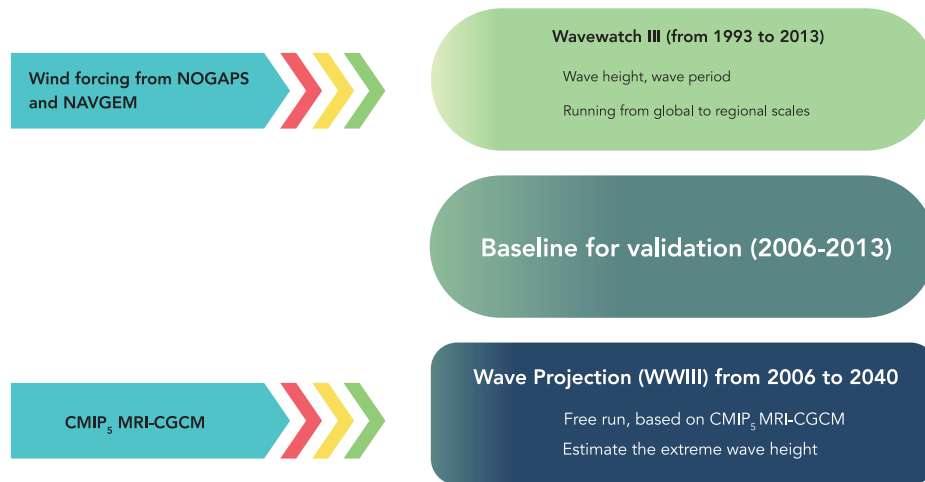
$$C_*(W) = (0.8 + 0.065W) \times 10^{-3} \quad W < 7.5 \text{ms}^{-1} \quad (3-13)$$

3.2.3.2. Konfigurasi Model

Peningkatan frekuensi fenomena global seperti ENSO, dapat mengubah pola distribusi spasial tinggi gelombang di laut Indonesia. Permodelan gelombang digunakan untuk mengetahui karakteristik tinggi gelombang signifikan. Model gelombang yang digunakan adalah WAVEWATCH III (WWIII) (Tollman, 2002) dengan menggunakan input data kecepatan angin rata-rata setiap 6 jam, hasil observasi dengan menggunakan satelit dan ECMWF reanalysis dari 1990 sampai 2002, NOGAPS dari tahun 2003 sampai 2012 dan NAVGEM dari tahun 2013 sampai 2015.

Dalam model WWIII, evolusi arah spektrum gelombang disajikan dalam jumlah dan arah gelombang dalam koordinat bola. Interaksi antara angin dan gelombang serta gelombang permukaan dan gelombang dasar itu sendiri dalam terminologi disipasi dan gesekan dengan kondisi dasar laut, juga diperhitungkan dalam model ini. Model ini juga menggunakan parameterisasi JONSWAP (*Joint North Sea Wave Project*) (Hasselmann dkk, 1980). Model domain untuk Perairan Indonesia dan lautan disekitarnya adalah 90°BT sampai 150°BT dan dari 20°LS sampai 20°LU, dengan resolusi spasial 12,5 km dan *nesting* terhadap model gelombang global dengan resolusi 0,75° x 0,75° Lon/Lat, yang

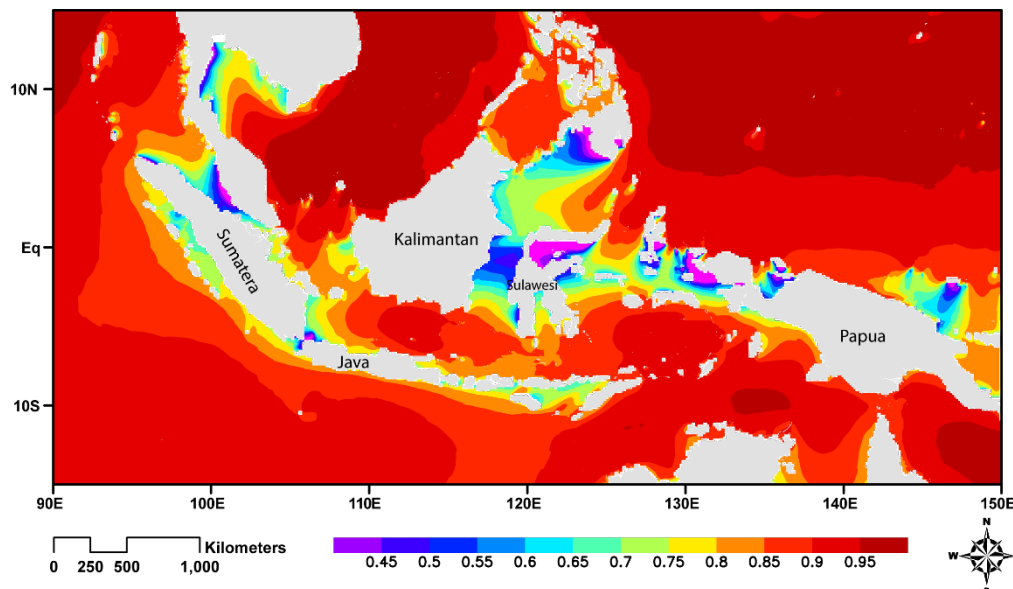
membentang dari 0 sampai 359°BT dan dari 80°LS sampai 80°LU. Diagram alir simulasi dan proyeksi tinggi gelombang dapat dilihat pada Gambar 3-5.



Gambar 3-5 Diagram alir estimasi tinggi gelombang dengan menggunakan WAVEWATCH III

3.2.3.3. Validasi Model Gelombang

Estimasi tinggi gelombang hasil pengukuran satelit altimetri digunakan untuk validasi hasil luaran model WAVEWATCH. Perhitungan dengan model dapat menghasilkan hasil penghitungan dengan resolusi spasial tinggi, tergantung pada kemampuan perangkat keras dalam komputasi yang digunakan. Data altimeter hanya tersedia dalam bentuk grid, dengan resolusi $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ Lon/Lat. Selain itu, data altimeter *significant wave height* (SWH) atau tinggi gelombang signifikan yang tersedia hanya dari tahun 2009 dan berupa data rata-rata harian, sedangkan perhitungan model dapat dilakukan dengan menggunakan data angin dengan resolusi menengah $0,5^{\circ} \times 0,5^{\circ}$ Lon/Lat, hasil penggabungan pengamatan QuickScat dan NCEP, NAVGEM, atau menggunakan data angin lainnya.

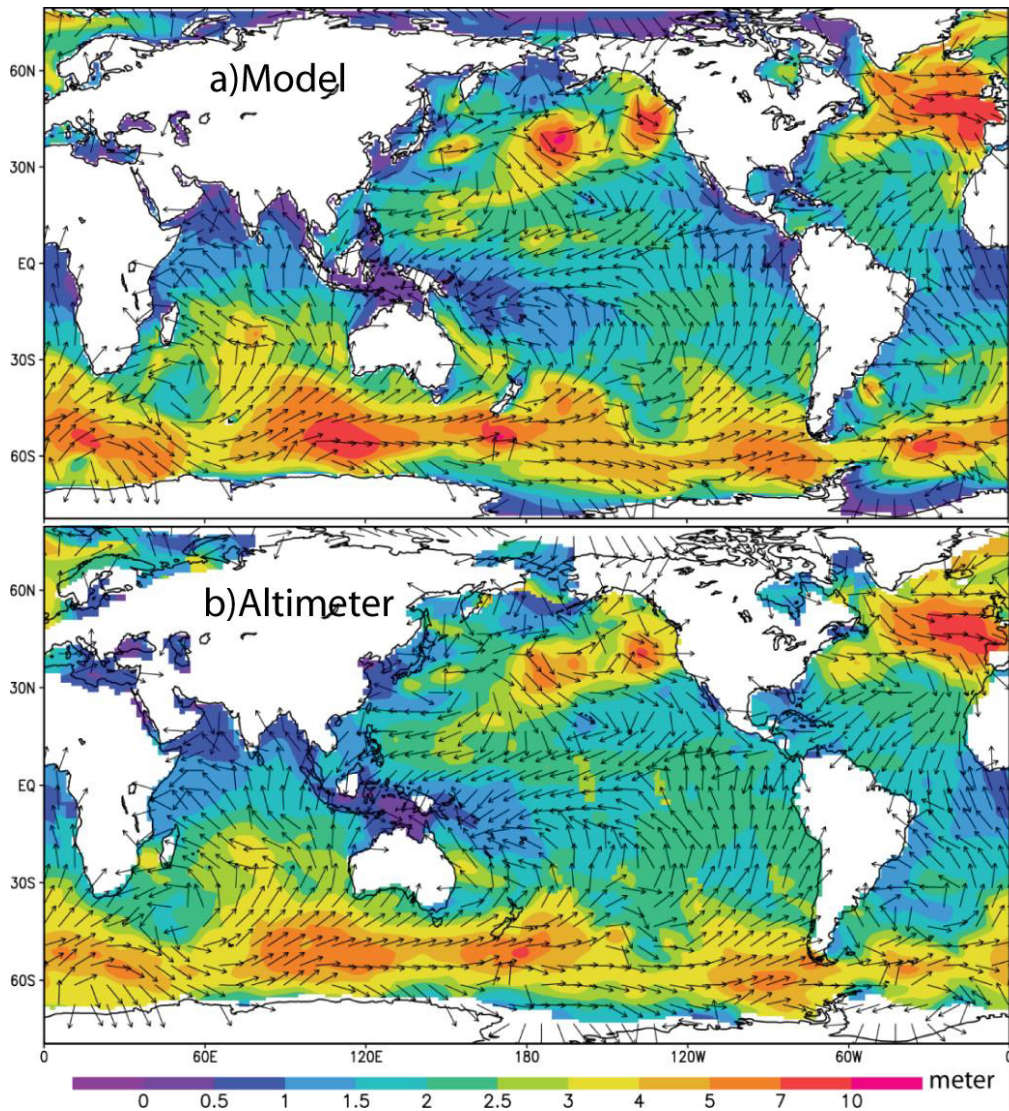


Gambar 3-6 Peta koefisien korelasi antara tinggi gelombang hasil pengukuran satelit altimeter dan WWIII

Gambar 3-6 menunjukkan koefisien korelasi antara tinggi gelombang signifikan altimetri dan model. Koefisien korelasi berkisar antara 0,4 sampai lebih dari 0,95. Secara umum korelasi antara wavewatch dan altimeter sangat tinggi di laut lepas dan terbuka, dan sedang di bagian selatan dari Selat Karimata,

Laut Sulawesi dan barat Sumatera. Koefisien korelasi rendah berada di selat sempit yang mungkin tidak terukur baik oleh altimeter, seperti Selat Malaka, Teluk Tomini, Selat Makassar, dan Selat Sunda.

Perbandingan antara tinggi gelombang signifikan (SWH) model dan altimeter untuk domain global ditunjukkan pada Gambar 3-7. Hasil model menunjukkan ketinggian SWH relatif bersesuaian dengan altimeter. Di laut dalam, hasil estimasi model 50 cm sampai 1 m cenderung lebih tinggi dari pengamatan altimeter, sedangkan di laut dangkal, model menunjukkan ketinggian yang lebih rendah sekitar 20 cm sampai 50 cm. Hal ini dapat disebabkan oleh resolusi spasial model global yang rendah ($1^\circ \times 1^\circ$ Lon/Lat).



Gambar 3-7 Distribusi spasial tinggi gelombang signifikan (SWH)

3.2.4. Regional Ocean Modeling System (ROMS)

ROMS adalah model numerik 3-Dimensi, *free surface*, yang mengikuti pola batimetri atau *terrain* dengan solusi perkiraan *finite-difference* dari persamaan *Reynolds-averaged Navier–Stokes* (RANS), menggunakan asumsi hidrostatis dan Boussinesq (Chassignet dkk, 2000; Haidvogel dkk, 2000). ROMS memiliki algoritma *split-eksplisit time-step* (Shchepetkin dan McWilliams, 2005; Haidvogel dkk, 2007) dan kurva linier horizontal Arakawa grid C dan koordinat vertikal *stretched terrain-following*.

ROM memiliki struktur yang fleksibel, yang memungkinkan penggunaan banyak pilihan untuk komponen model, termasuk pilihan skema adveksi (*second order, third order, fourth order, dan positive definite*), submodels turbulensi, dan kondisi batas. Submodel ini termasuk bagian dasar lapisan batas permukaan, fluks antara atmosfer dan laut, *drifter* permukaan, model nutrisi, fitoplankton dan zooplankton, dan model *adjoint* yang sepenuhnya diberdayakan untuk menghitung model inversi dan asimilasi data. Momentum, adveksi skalar, dan proses difusi diwakili menggunakan persamaan transpor. Bidang densitas ditentukan dari persamaan yang digunakan untuk menghitung konsentrasi suhu, salinitas, dan konsentrasi sedimen terlarut.

3.2.4.1. Persamaan Model ROMS

Persamaan momentum yang digunakan dalam ROMS dipresentasikan dalam koordinat horisontal Cartesian dan sigma koordinat secara vertikal.

$$\frac{\partial(H_z u)}{\partial t} + \frac{\partial(u H_z u)}{\partial x} + \frac{\partial(v H_z u)}{\partial y} + \frac{\partial(\Omega H_z u)}{\partial s} - f H_z v = -\frac{H_z}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} - H_z g \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial s} \left(\overline{u' w'} - \frac{v}{H_z} \frac{\partial u}{\partial s} \right) - \frac{\partial(H_z S_{xx})}{\partial x} - \frac{\partial(H_z S_{xy})}{\partial y} + \frac{\partial S_{px}}{\partial s} \quad (3-14)$$

$$\frac{\partial(H_z v)}{\partial t} + \frac{\partial(u H_z v)}{\partial x} + \frac{\partial(v H_z v)}{\partial y} + \frac{\partial(\Omega H_z v)}{\partial s} - f H_z u = -\frac{H_z}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} - H_z g \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial s} \left(\overline{v' w'} - \frac{v}{H_z} \frac{\partial v}{\partial s} \right) - \frac{\partial(H_z S_{yy})}{\partial y} - \frac{\partial(H_z S_{xy})}{\partial x} + \frac{\partial S_{py}}{\partial s} \quad (3-15)$$

$$0 = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial s} - \frac{g}{\rho_0} H_z \rho \quad (3-16)$$

dengan persamaan kontinuitas seperti berikut

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial(H_z u)}{\partial x} + \frac{\partial(H_z v)}{\partial y} + \frac{\partial(H_z \Omega)}{\partial s} = 0 \quad (3-17)$$

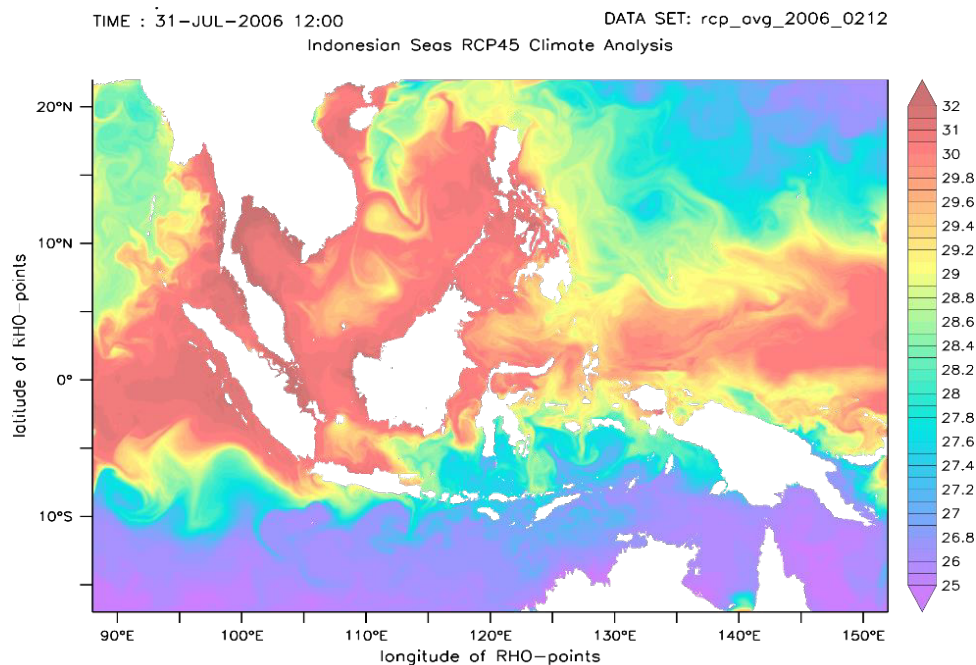
dan skalar transpor

$$\frac{\partial(H_z C)}{\partial t} + \frac{\partial(u H_z C)}{\partial x} + \frac{\partial(v H_z C)}{\partial y} + \frac{\partial(\Omega H_z C)}{\partial s} = -\frac{\partial}{\partial s} \left(\overline{C' w'} - \frac{v_\theta}{H_z} \frac{\partial C}{\partial s} \right) + C_{source} \quad (3-18)$$

u , v , dan Ω , masing-masing adalah rata-rata komponen kecepatan dalam arah horisontal (x dan y) dan vertikal (s); z adalah koordinat vertikal dengan arah atas positif dan ke bawah negatif dengan $z=0$ di *mean sea level*; η adalah rata-rata gelombang di elevasi free-surface; D adalah kedalaman atau tinggi kolom air $D=h+\eta$; h adalah kedalaman air di bawah *mean sea level* sampai dasar laut; H_z adalah ketebalan sel grid; f adalah parameter koriolis. Notasi bar rata-rata dalam interval waktu tertentu, dan prime (') menunjukkan kuantitas turbulen. Tekanan air adalah p ; p dan ρ_0 adalah total dan referensi densitas air laut; g adalah akselerasi percepatan gravitasi; ν dan ν_θ adalah viskositas dan difusivitas molekular; C merepresentasikan kuantitas tracer (sebagai contoh, salinitas, temperatur, and sedimen terlarut); C_{source} adalah istilah *tracer source/sink*; dan fungsi persamaan $\rho=f(C)$ dibutuhkan untuk menutup relasi densitas. Model ini menggunakan metode submodel turbulen *generic length-scale* (GLS) (Umlauf dan Burchard, 2003). Detail penjelasan dari persamaan model dan parameterisasi yang digunakan dalam model ini dapat ditemukan di Warner dkk (2008).

3.2.4.2. Konfigurasi Model

ROMS menggunakan data kondisi batas yang dihasilkan oleh model HYCOM pada domain 89°BT sampai 151°BT dan 15°LS sampai 21°LU. Resolusi spasial model ROMS adalah sekitar 5 km, dan akan disebut InaROMS. Domain model dan hasil penghitungan rata-rata harian SPL ditunjukkan pada Gambar 3-8.



Gambar 3-8 Contoh hasil ROMS untuk rata-rata suhu laut potensial di permukaan (C)

ROMS menggunakan data input dari NCEP untuk parameter curah hujan, kelembaban relatif, suhu udara di 2 m, gelombang pendek dan panjang radiasi matahari, serta sensitivitas *net heat flux* terhadap SPL. Selain itu, model ini menggunakan data angin ketinggian 10 m dari *Cross-Calibrated Multi-Platform Ocean Surface Wind* (CCMP) tahun 1991 sampai 2003, NOGAPS 2003-2012, dan NAVGEM 2013-2015. ROMS juga diasimilasi dengan data harian resolusi tinggi SST NOAA.

Pada proyeksi skenario RCP4.5 IPCC, InaROMS menggunakan data input dari MIROC5 yang terdiri dari data harian curah hujan, kelembaban relatif, suhu udara di 2 m, gelombang pendek dan panjang radiasi matahari, kecepatan dan arah angin di ketinggian 10 m tahun 2006-2040. Untuk menghindari hasil estimasi SPL yang terlalu tinggi selama model dijalankan, InaROMS RCP4.5 menggunakan metode relaksasi SPL dari SPL bulanan MIROC5.

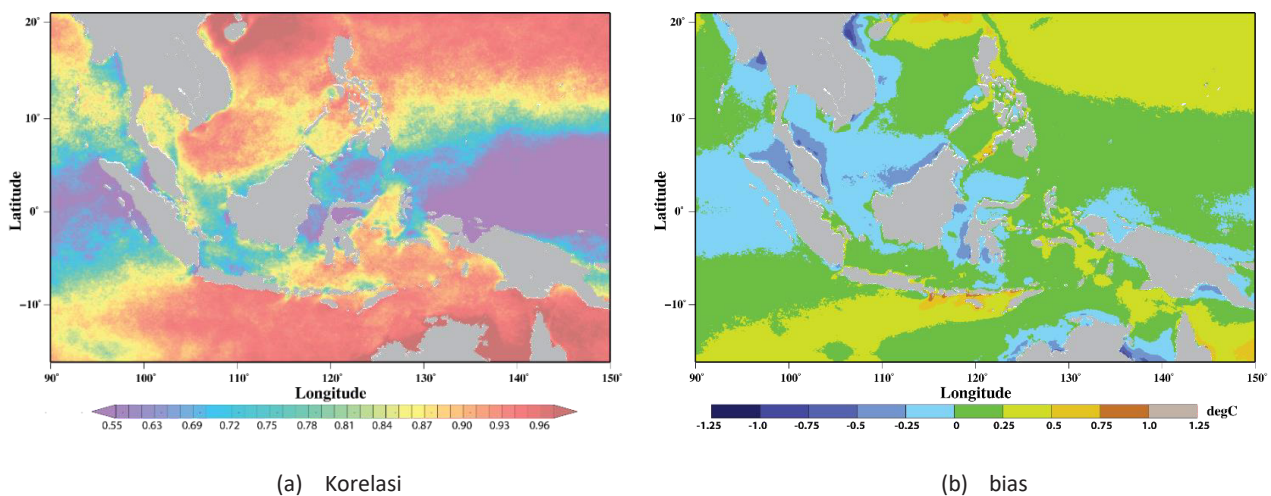
Karena hasil model MIROC5 memiliki resolusi yang sangat kasar, InaROMS menggunakan kondisi batas dan data inisial dari HYCOM. Model HYCOM RCP4.5 menggunakan data input dari MIROC5 yang berupa data bulanan curah hujan, kelembaban spesifik, suhu udara di 2 m, radiasi matahari gelombang panjang dan gelombang pendek, kecepatan angin di permukaan, dan data *skin temperature*. HYCOM RCP4.5 memiliki resolusi spasial mercator 0,5°, dari 80°LS sampai 80°LU dan dari 0°BT sampai 360°BT.

3.2.4.3. Validasi ROMS

Untuk menilai realisme model secara *spatio-temporal* dalam menghitung suhu permukaan laut (SPL), dilakukan analisis statistik koefisien korelasi dan bias antara InaROMS dan MODIS SST tahun 2003

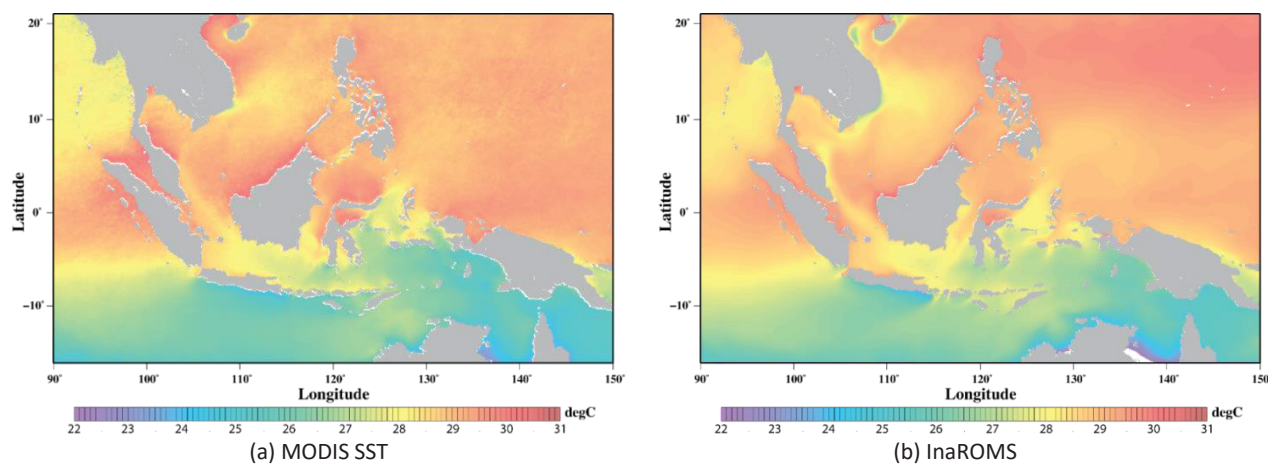
hingga 2015. Koefisien korelasi dan bias antara InaROMS dan MODIS SST digambarkan pada Gambar 3-9. Hasil perbandingan menunjukkan bahwa hasil simulasi SPL InaROMS relatif sesuai dengan hasil pengamatan MODIS SST, dengan nilai koefisien korelasi sedang sampai tinggi (0,5-0,99). Korelasi sedang antara InaROMS dan MODIS SST hanya terjadi di utara Papua, barat Sumatera, Laut Sulawesi, Teluk Tomini, dan Selat Makassar.

Berdasarkan Gambar 3.9, model cenderung menunjukkan SPL lebih tinggi 0°C untuk $0,5^{\circ}\text{C}$ di laut lepas. Sementara di dekat pantai atau daerah dengan kedalaman rendah, model cenderung mempunyai SPL yang lebih rendah antara 0°C sampai $0,5^{\circ}\text{C}$. Hasil simulasi model juga memiliki bias yang tinggi di Selat Lombok, dan di jalur utama Arlindo lainnya, dari $0,25^{\circ}\text{C}$ sampai $0,75^{\circ}\text{C}$. Bias yang tinggi ini disebabkan oleh hasil estimasi model yang lebih tinggi dari MODIS SST.



Gambar 3-9 Hasil analisis (a) korelasi dan (b) bias antara InaROMS dan MODIS SST

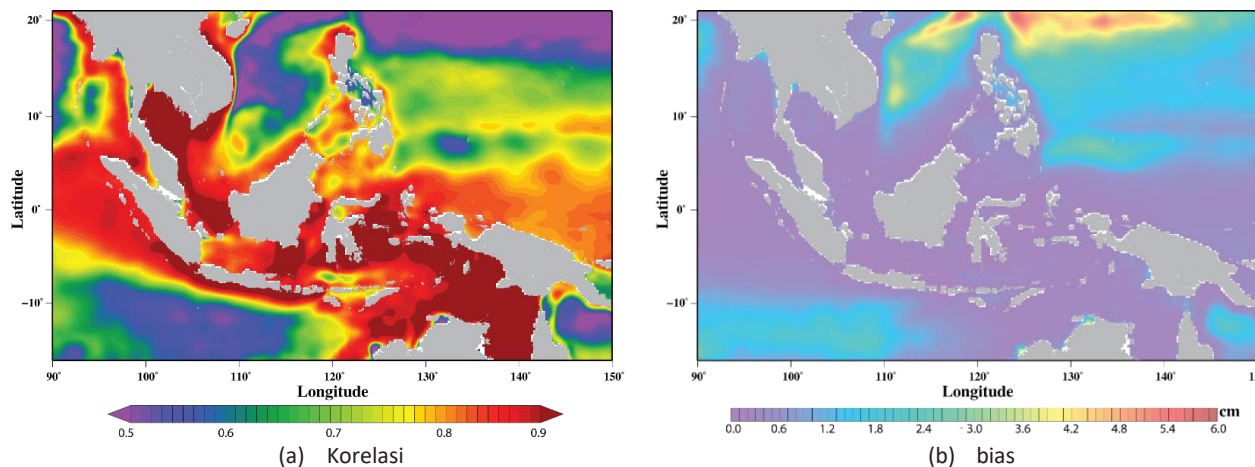
Gambar 3-10 menunjukkan nilai suhu permukaan laut (SPL) dari hasil pengamatan MODIS SST dan simulasi model InaROMS selama puncak Monsun Australia atau bulan Agustus. Model over-estimasi dalam menghitung arus permukaan yang mendorong air permukaan yang hangat dari Selat Makassar ke Samudera Hindia melalui Laut Banda dan Selat Lombok. Arus permukaan yang kuat dan bergerak ke selatan membawa air hangat dari Laut Banda, sehingga menghasilkan SPL yang tinggi di Selat Lombok dan selatan Kepulauan Nusa Tenggara, $1-1,75^{\circ}\text{C}$ dibandingkan MODIS SST selama bulan Agustus.



Gambar 3-10 Suhu permukaan laut ($^{\circ}\text{C}$) (a) hasil pengamatan MODIS SST dan (b) model InaROMS pada bulan Agustus

Selain SPL, anomali tinggi muka laut (SLA) juga dapat mencerminkan realisasi simulasi termohalin dan sirkulasi laut. Model yang memiliki kinerja buruk, akan menunjukkan hasil simulasi kondisi permukaan laut yang buruk. Data ADT altimetri tahun 1993-2015 digunakan untuk mengetahui kinerja InaROMS melalui analisis statistik bias dan koefisien korelasi secara spasial. Gambar 3-11 menunjukkan korelasi dan bias InaROMS dan altimetri. Model menunjukkan kinerja tinggi dengan bias kurang dari 6 cm, dan rendah untuk seluruh wilayah kepulauan Indonesia. Bias rendah-sedang terjadi di utara Filipina, yang memiliki dinamika *eddies* yang tinggi, misalnya *Mindanao Eddies*. Bias yang rendah sampai sedang dapat dikaitkan dengan kegiatan dinamika *eddies* tersebut.

Kinerja model dalam penyelesaian *eddies* dapat diketahui dari analisis koefisien korelasi. Peta korelasi menunjukkan korelasi yang tinggi antara model dan altimeter di perairan Indonesia. Korelasi yang rendah antara model dan altimeter SLA ditemukan di daerah over-estimasi *eddies* skala *mesoscale* dan kecil, atau daerah dengan dinamika non-linear sangat dominan. Model ini cukup baik untuk digunakan dalam studi perubahan jangka panjang dari parameter laut terkait perubahan iklim berdasarkan hasil korelasi yang tinggi dan bias yang rendah. Hasil analisis juga menunjukkan bahwa model laut dengan resolusi tinggi ini dapat digunakan sebagai dasar datum vertikal yang dikombinasikan dengan pasang surut untuk memperkirakan jangka panjang tinggi muka laut rata-rata (MSL, *Mean Sea Level*), pasang astronomi tertinggi (HAT, *Highest Astronomical Tides*), dan terendah (LAT, *Lowest Astronomical Tides*).



Gambar 3-11 Hasil analisis (a) korelasi dan (b) bias antara InaROMS SLA dan altimeter SLA untuk periode 1993-2015

BAB 4. IKLIM LAUT DAN PERUBAHANNYA SELAMA BEBERAPA DEKADE TERAKHIR

Pada Bab ini akan dijelaskan tentang klimatologi arus permukaan laut, tinggi permukaan laut dan perubahannya dengan menggunakan hasil simulasi. Data permukaan laut yang terdiri dari tinggi muka laut, arus, salinitas dan suhu didasarkan pada model InaROMS, sedangkan tinggi gelombang dan arah gelombang didasarkan pada hasil model WAVEWATCH III.

4.1. Permukaan Laut dan Klimatologi Gelombang

4.1.1. Iklim Permukaan Laut

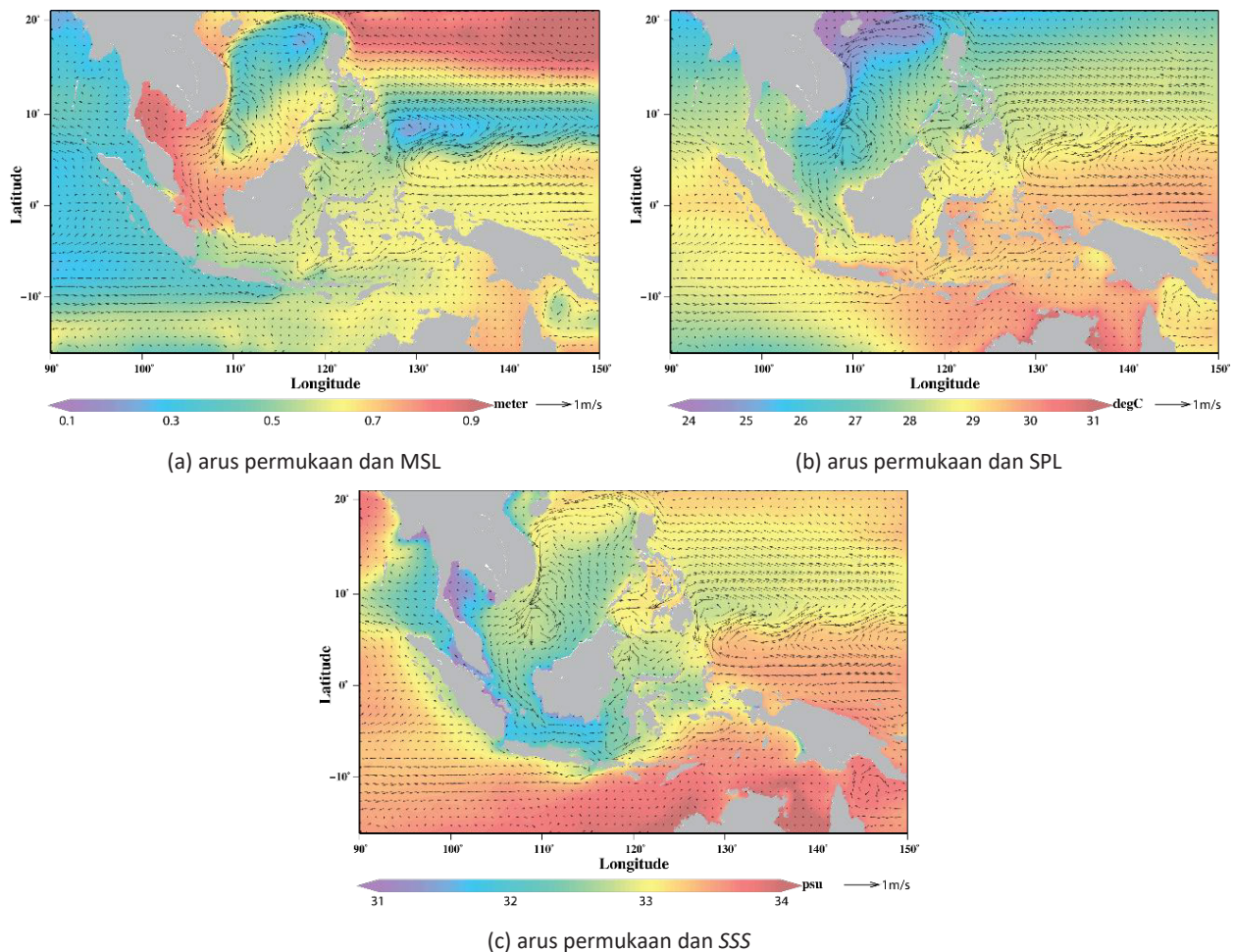
Data rata-rata bulanan dan musiman dalam jangka panjang yang terdiri dari TML, SPL, salinitas permukaan laut (SSS) dan arus permukaan selama Monsun Asia pada bulan Desember, Januari dan Februari (DJF) disajikan pada Gambar 4-1. Selama periode Monsun Asia, arus permukaan di Laut Jawa bergerak ke arah timur dan arus permukaan di Selat Karimata ke selatan. Mesoscale *eddies* yang berputar berlawanan arah jarum jam terlihat jelas di Laut Tiongkok Selatan, dan menghasilkan tinggi permukaan laut rendah di daerah ini. Arus permukaan yang kuat bergerak ke selatan di sepanjang pantai Vietnam menghasilkan West Borneo *eddies* yang berputar berlawanan arah jarum jam di 110°BT dan 9°LU. Selat Karimata menyempit dan dangkal di bagian selatan, terutama di sekitar Bangka dan Pulau Belitung. Gradien tinggi permukaan laut terjadi di selatan Selat Karimata, disebabkan oleh angin dari barat laut yang kuat serta arus yang bergerak ke selatan di Selat Karimata. Tinggi permukaan laut di selatan Selat Karimata 30 cm sampai 50 cm lebih tinggi dari tinggi muka laut di Laut Jawa. Penyempitan dan dangkalnya Selat Karimata bagian selatan memainkan peran penting dalam mengurangi kuat arus yang bergerak ke selatan dari Laut Tiongkok Selatan ke Laut Jawa.

Selat Karimata menyempit dan kedalamannya dangkal di selatan, terutama di sekitar Bangka dan Pulau Belitung. Oleh karena itu, efek topografi di bagian selatan Selat Karimata menyebabkan arus permukaan di daerah ini menguat dan mencapai 60 cm/detik terutama di perairan sekitar Bangka dan Belitung. Kecepatan arus permukaan di pantai utara Pulau Jawa lebih rendah dibandingkan di selatan Kalimantan. Kepulauan Bangka dan Belitung menghalangi kuat arus permukaan yang bergerak ke selatan di Selat Karimata. Dengan demikian, kecepatan arus permukaan di pantai utara Jawa Barat yang bergerak ke arah timur melambat.

Karena presipitasi yang tinggi di Asia Tenggara, salinitas di Laut Tiongkok Selatan, Selat Karimata dan Laut Jawa menurun. SPL rendah sebagai akibat dari pengaruh kecepatan angin yang kuat dari barat laut dan kuat arus permukaan yang mendorong air laut permukaan dengan suhu rendah dari utara, yang berasal dari Laut Tiongkok Selatan ke Selat Karimata dan Laut Jawa. Setelah itu, arus permukaan yang bergerak ke selatan di Selat Karimata dan ke timur di Laut Jawa mengirimkan massa air laut yang berkadar garam dan suhu rendah mengarah ke timur seperti yang ditunjukkan pada Gambar 4-1(b) dan 4-1(c).

Secara umum, air permukaan yang bergerak keluar dari perairan Indonesia menuju Samudera Hindia mengalami pelemahan selama DJF. Arus permukaan yang bergerak ke selatan di Selat Makassar juga melemah. Hal ini disebabkan oleh arus permukaan yang kuat dan bergerak ke timur di Laut Jawa melemahkan kuat arus permukaan di Selat Makassar, meskipun total transpor massa air di Selat Makassar masih menunjukkan pergerakan ke selatan. Air laut permukaan dari Laut Jawa dan Laut Banda bagian barat bergerak menuju Samudera Hindia melalui Selat Lombok. Selanjutnya, *Indian*

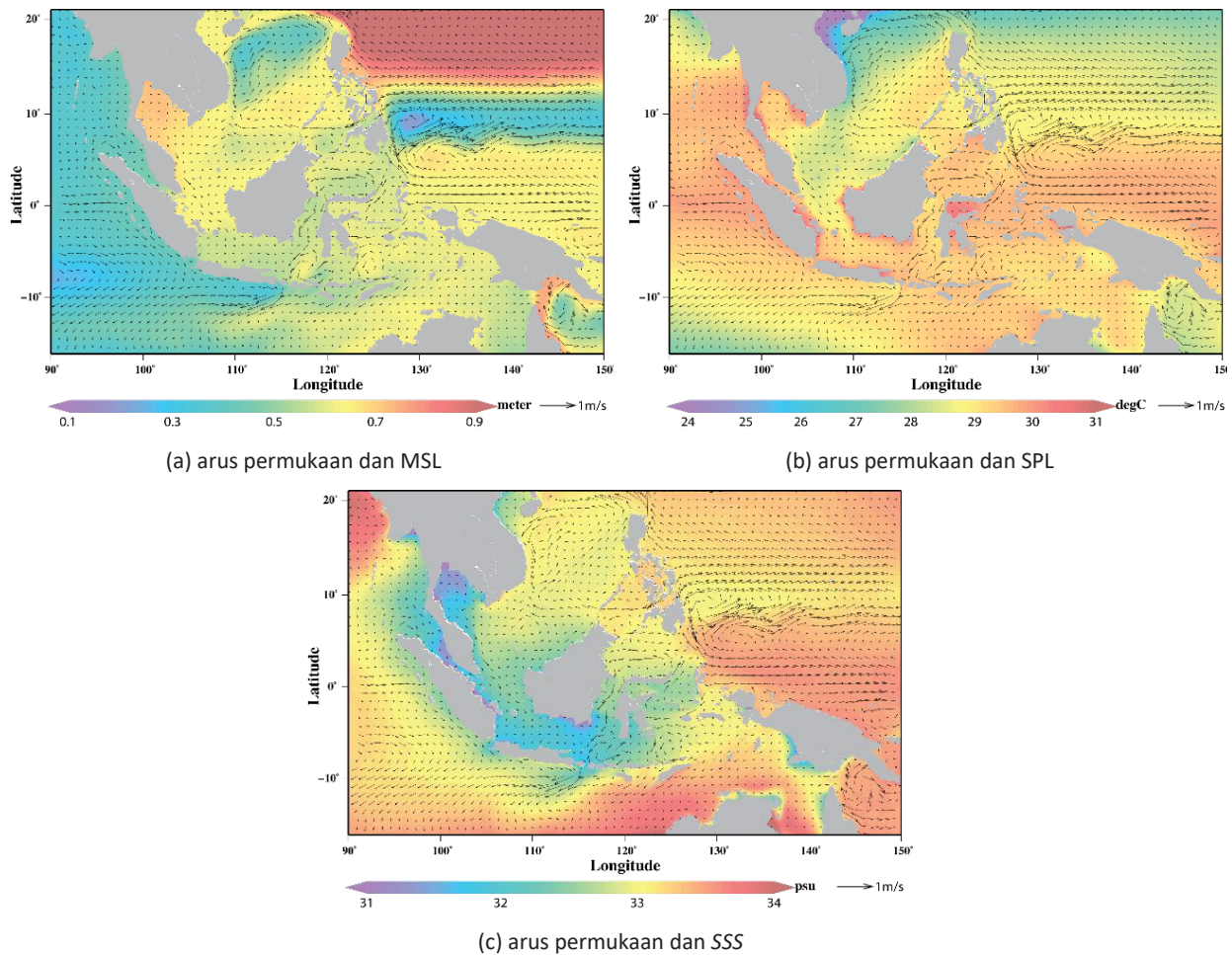
Ocean South Equatorial Current (IOSEC) dengan kecepatan sedang jelas terlihat pada 10°LS sampai 15°LS, dan mengalir dari selatan Pulau Lombok bergerak ke barat.



Gambar 4-1 Overlay vektor arus permukaan pada bulan Desember, Januari dan Februari (DJF) selama puncak periode Monsun Asia terhadap (a) tinggi muka laut rata-rata, (b) suhu permukaan laut, dan (c) salinitas permukaan

Dengan melemahnya Monsun Asia, angin yang bertiup dari barat laut melemah, arus permukaan yang diinduksi angin di Laut Jawa dan Selat Karimata melambat seperti yang ditunjukkan pada Gambar 4-2. Gradien permukaan laut di dekat Kepulauan Bangka dan Belitung melemah dan menurun. Air laut di permukaan menghangat karena insolasi radiasi matahari bersamaan dengan melemahnya kecepatan angin dan arus permukaan. Oleh karena itu, SPL bergerak naik di pantai Sumatera, Kalimantan, pantai utara Jawa, dan Sulawesi. Selain itu, karena melemahnya arus permukaan yang bergerak ke selatan di sepanjang pantai Vietnam, pusaran air di Laut Tiongkok Selatan dan barat Kalimantan melemah dan menghilang.

Arus permukaan di Selat Makassar yang bergerak ke selatan mengalami penguatan. Setelah mencapai bagian utara Pulau Lombok, arus permukaan ini membagi dua, dengan bagian yang lebih besar bergerak ke timur, dan bagian yang lebih kecil mengalir ke selatan ke Samudra Hindia melalui Selat Lombok. Di sisi lain, SPL di Samudera Hindia menghangat karena intensifikasi angin timur dari Australia yang mendorong air hangat dari selatan Nusa Tenggara ke barat. Meskipun arus permukaan yang bergerak ke selatan dari Selat Makassar melalui Selat Lombok semakin cepat, tetapi IOSEC cenderung melemah dan bergerak menuju arah barat daya.



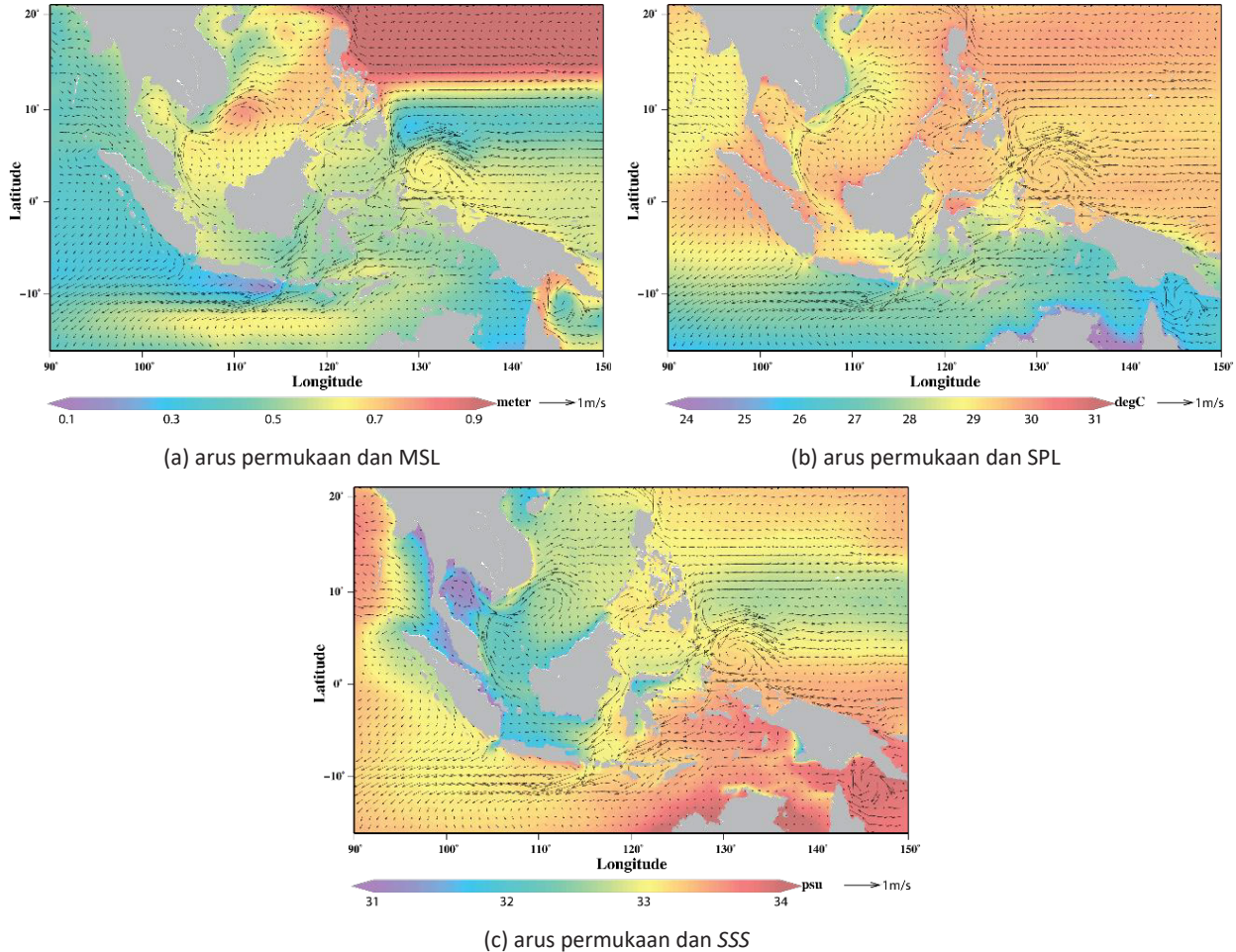
Gambar 4-2 Overlay vektor arus permukaan pada bulan Maret, April, dan Mei (MAM) selama periode transisi dari Monsun Asia ke Monsun Australia terhadap (a) tinggi muka laut rata-rata, (b) suhu permukaan laut, dan (c) salinitas permukaan

Sebaliknya, ketika monsun berubah, masing-masing arus permukaan di Laut Jawa dan Selat Karimata bergerak ke barat dan utara, seperti yang ditunjukkan pada Gambar 4-3. Namun, kecepatan arus permukaan tidak sekuat seperti pada periode DJF, selama Monsun Asia. Arus permukaan di Selat Karimata bervariasi dari kurang dari 5cm/detik sampai lebih dari 50 cm/detik, masing-masing di selatan dan utara Selat Karimata. Arus yang kuat dan bergerak ke utara di sepanjang pantai Vietnam menghasilkan pola pusaran searah jarum jam di barat Kalimantan yang terjadi di 110°BT dan 10°LU. Selanjutnya, kecepatan arus permukaan di Laut Jawa juga bervariasi dari 5 cm/detik sampai 35cm/detik dan bergerak ke barat. Arus permukaan yang kuat di Selat Makassar dan bergerak ke selatan mendorong air laut permukaan ke selatan menuju Samudera Hindia melalui Selat Lombok dan ke barat menuju Laut Jawa. Arus permukaan di Laut Jawa yang bergerak ke barat mempunyai kecepatan tinggi di timur dan semakin melambat ke barat.

Gradien *sea level* di selatan Selat Karimata berkurang karena perubahan arah angin dan arus permukaan. Arus permukaan di Selat Makassar yang bergerak ke selatan semakin cepat, sebagai penguatan Lintas Indonesia (ITF) selama Monsun Australia. Propagasi angin dan kuat arus di Selat Makassar mendorong air permukaan yang mempunyai suhu dan salinitas rendah bergerak menuju Laut Tiongkok Selatan melalui Laut Jawa dan Selat Karimata seperti yang ditunjukkan pada Gambar 4-3.

SPL di Samudera Hindia mencapai suhu terendah karena intensifikasi angin timur dari Australia yang mendorong air dingin dari selatan Papua bergerak ke barat. Arus permukaan di Selat Makassar

mencapai ke puncak dan mengalir keluar menuju Samudera Hindia melalui Selat Lombok. Oleh karena itu, IOSEC semakin kuat dan bergerak ke barat di 10°LS. Selain itu, proses upwelling yang kuat terjadi di selatan Jawa. Fenomena ini terutama disebabkan oleh kuat arus permukaan yang bergerak ke selatan dari Selat Lombok, daripada bertiupnya angin timur yang berhembus dari Australia dan gaya Coriolis yang menyertainya.

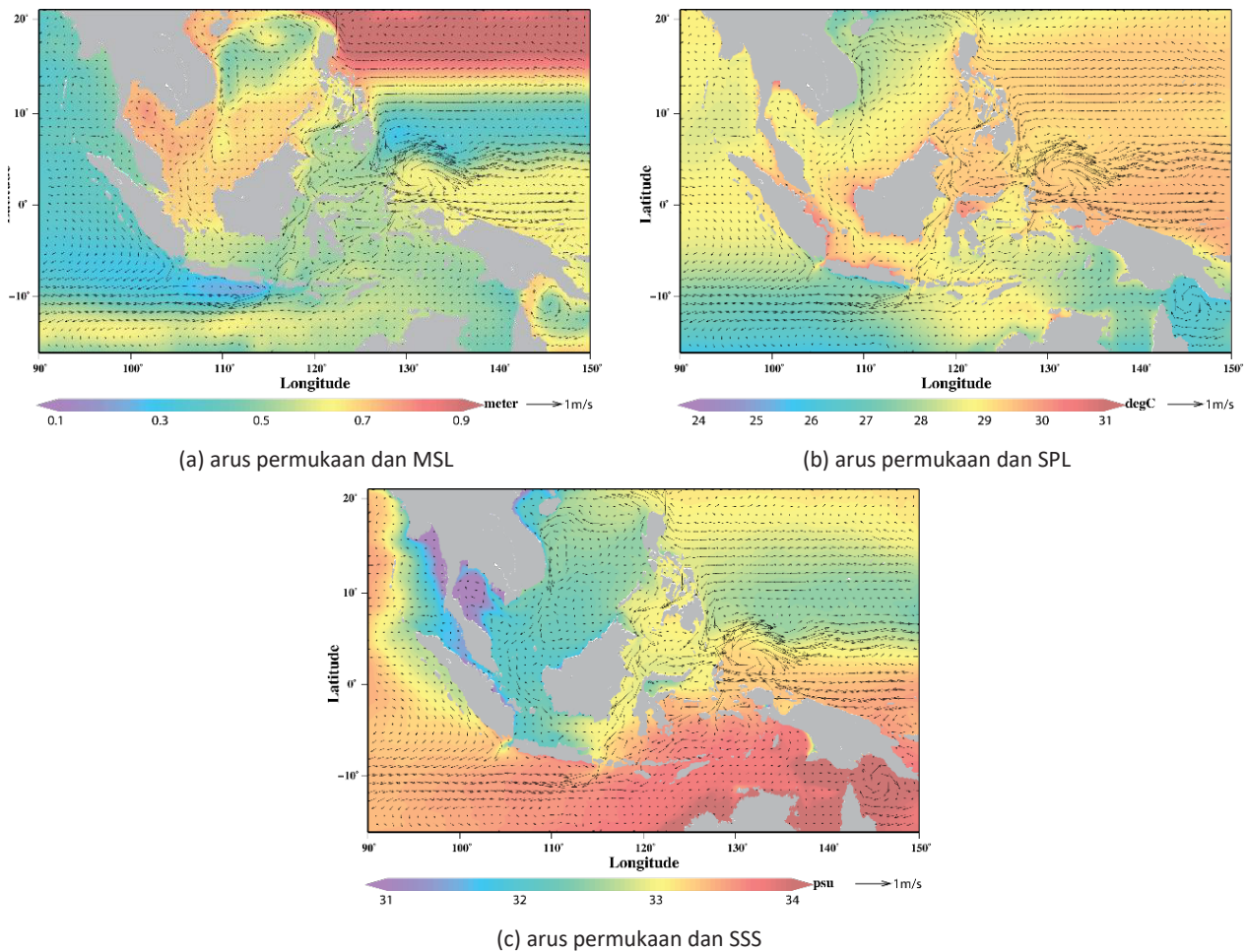


Gambar 4-3 Overlay vektor arus permukaan pada bulan Juni, Juli, dan Agustus (JJA) Selama puncak Monsun Australia terhadap (a) tinggi muka laut rata-rata, (b) suhu permukaan laut, dan (c) salinitas permukaan

Monsun Australia melemah dan mulai memasuki Monsun Asia selama masa transisi pada bulan September, Oktober dan November (SON). Akibat melemahnya Monsun Australia, kecepatan angin yang bertiup dari tenggara menurun, arah arus permukaan yang dipengaruhi angin di Laut Jawa berubah arah dari arus yang bergerak lemah ke timur menjadi lemah ke barat dan di Selat Karimata berubah dari ke utara menjadi ke arah selatan, seperti yang ditunjukkan pada Gambar 4-4. Gradien tinggi permukaan laut di sekitar kepulauan Bangka dan Belitung mulai terbentuk. SPL naik akibat insolasi radiasi matahari pada kondisi kecepatan angin dan kuat arus permukaan yang rendah. Oleh karena itu, SPL mengalami peningkatan di pantai Sumatera, Kalimantan, pantai utara Jawa dan Sulawesi dibandingkan SPL selama periode JJA. Di sisi lain, karena perubahan arah arus permukaan di sepanjang pantai Vietnam dari arus yang kuat menuju arah utara menjadi arus ke selatan dengan kecepatan rendah, maka pusaran air di Laut Tiongkok Selatan dan barat Kalimantan melemah dan menghilang.

Arus permukaan di Selat Makassar masih bergerak ke selatan dan keluar menuju Samudera Hindia melalui Selat Lombok. Di sisi lain, SPL di Samudera Hindia masih rendah karena angin timur dari

Australia masih intensif, meskipun angin ini mendorong air hangat dari selatan Nusa Tenggara bergerak ke barat. Meskipun kecepatan arus permukaan dari Selat Makassar melalui Selat Lombok semakin tinggi, IOSEC terlihat semakin melemah dan bergerak menuju arah barat daya.

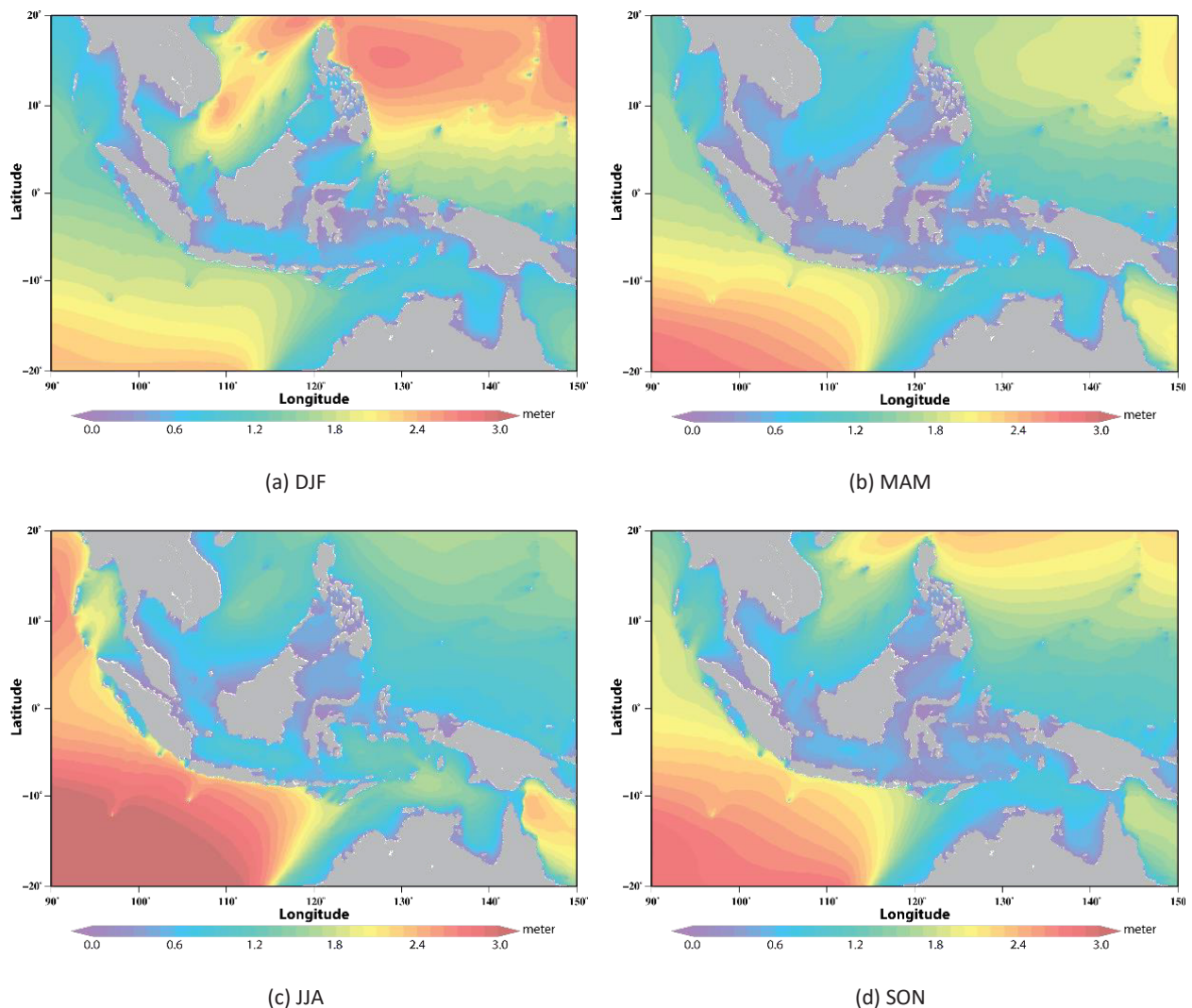


Gambar 4-4 Overlay vektor arus permukaan pada bulan September, Oktober, dan Nopember (SON) selama periode transisi dari Monsun Australia menuju Monsun Asia terhadap (a) tinggi muka laut rata-rata, (b) suhu permukaan laut, dan (c) salinitas permukaan

4.1.2. Kenaikan Suhu Permukaan Laut Global

Simulasi tinggi gelombang signifikan (SWH) di Perairan Indonesia dilakukan dengan menggunakan WAVEWATCH III dengan resolusi spasial 12,5 km. Klimatologi musiman dari SWH ditunjukkan pada Gambar 4-5. Secara umum, tinggi gelombang di laut Indonesia dipengaruhi oleh angin musiman. Selama Desember sampai Februari (DJF), rata-rata tinggi gelombang di Pasifik lebih tinggi dari tinggi gelombang di Samudera Hindia seperti yang ditunjukkan pada Gambar 4-5a. SWH di sebelah timur Filipina mencapai 3 m atau lebih, sedangkan di Samudera Hindia (selatan Jawa dan barat Sumatera), mencapai 2,5 m. Rata-rata tinggi gelombang di Laut Jawa hanya berkisar antara 0,5 m sampai 1,2 m dengan SWH tertinggi terjadi pada bulan Februari. Rata-rata tinggi gelombang musiman di Laut Sulawesi, Selat Karimata, dan Laut Tiongkok Selatan mencapai puncak tertinggi pada bulan Februari dengan ketinggian 2,5 m. Tinggi gelombang di Laut Banda dan Flores memiliki ketinggian sekitar 2 m. Secara umum, arah gelombang di belahan bumi bagian utara bergerak ke selatan sedangkan gelombang di belahan bumi selatan menuju utara dari Samudera Hindia. Intrusi gelombang dari Samudera Hindia mulai intensif selama bulan Maret, melalui Selat Lombok, menuju ke Selat Makassar.

Arah gelombang di Laut Jawa cenderung bergerak ke arah timur sampai Laut Banda, dan Flores (gambar arah gelombang tidak ditampilkan).



Gambar 4-5 Tinggi gelombang signifikan (SWH) di Perairan Indonesia pada bulan (a) Desember-Januari-Februari, (b) Maret-April-Mei, (c) Juni-Juli-Agustus, dan (d) September-Oktober-November

Selama periode MAM, SWH musiman di Samudera Hindia semakin tinggi, sedangkan SWH di timur Filipina melemah. Tinggi gelombang di Selat Karimata, Laut Tiongkok Selatan, Laut Sulawesi dan Laut Banda mencapai titik terendah selama periode ini, akibat melemahnya angin musiman. Selama Juni sampai Agustus (JJA), tinggi gelombang di Samudera Hindia lebih tinggi dari tinggi gelombang di Samudera Pasifik. Rata-rata SWH selama puncak Monsun Australia ditunjukkan pada Gambar 4-5c. Sementara itu, selama masa transisi pada periode September-November (SON), ketinggian gelombang di Samudera Hindia melemah dan di timur Filipina menguat. SWH di Selat Karimata, Laut Tiongkok Selatan, Laut Jawa, Banda, Flores dan selatan Selat Karimata mulai menguat, meskipun, masih lebih rendah dibandingkan dengan tinggi gelombang pada periode JJA.

Secara umum, SWH di Samudera Hindia mencapai 3 m atau lebih, sedangkan SWH di Pacific hanya mencapai 2,5 m. Tinggi gelombang di Laut Jawa hanya sekitar 0,5 m sampai 1,5 m dan bergerak ke barat, dengan SWH tertinggi terjadi pada bulan Agustus dan September. Tinggi gelombang di Laut Jawa bagian selatan cenderung lebih rendah dibandingkan dengan SWH di Laut Jawa bagian utara. Hal ini disebabkan oleh propagasi angin musiman yang bertiup dari selatan ke utara. Tinggi gelombang di

Laut Sulawesi, Selat Karimata, dan Laut Tiongkok Selatan Selatan menurun dan hanya setinggi 1 m sampai 2 m. Tinggi gelombang di Laut Banda dan Flores mencapai puncaknya pada bulan Juli dan Agustus dengan ketinggian sekitar 1,5 m.

4.2. Elevasi Pasang surut

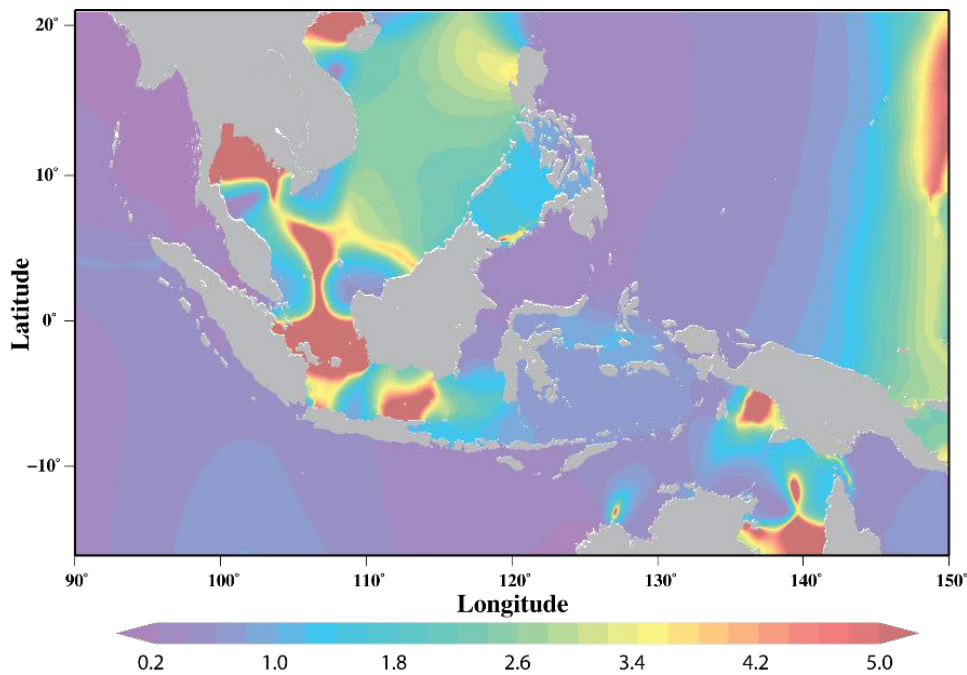
Komponen harmonik pasang surut di Perairan Indonesia dihitung dengan menggunakan *Ocean Tidal Inverse Software* (OTIS) (Egbert dkk, 1994; Egbert dan Erofeeva, 2002). Asimilasi dilakukan antara tinggi permukaan laut hasil pengukuran altimetri dengan konstanta harmonik hasil pengukuran di stasiun pasut dari BIG. Komponen harmonik yang dihitung terdiri dari 8 komponen pasut utama yaitu M_2 , S_2 , N_2 , K_2 , O_1 , K_1 , P_1 dan Q_1 . Karakteristik pasang surut di Perairan Indonesia sangat kompleks, karena lokasi geografis, fitur batimetri dan cuaca lokal dan iklim. Meskipun, analisis pasang surut dalam sub-bab dibatasi pada analisis astronomi pasang. Namun, kompleksitas karakteristik pasang surut dalam Perairan Indonesia terungkap dari distribusi spasial bilangan Formzahl. Pola pasang surut di Perairan Indonesia tidak hanya disebabkan oleh gaya gravitasi saja, tetapi juga dari propagasi gelombang pasang dari Samudra Hindia dan Pasifik. Secara kuantitatif, jenis pasang surut dapat ditentukan dengan menggunakan bilangan Formzahl sebagai berikut:

$$F = \frac{O_1 + K_1}{M_2 + S_2} \quad (3-11)$$

1. Bilangan Formzahl, $F < 0,25$ menunjukkan pola pasang surut harian ganda, dengan dua periode pasang dan dua periode surut dengan tinggi yang kurang lebih sama.
2. Bilangan Formzahl, $0,25 < F < 1,5$ menunjukkan jenis pasut campuran condong harian ganda, yang dalam satu hari terdapat dua pasang dan dua surut. Terdapat perbedaan tinggi dalam pola dua pasang dan surut ini, dan akan mencapai maksimum pada saat deklinasi bulan mencapai titik tertinggi.
3. Bilangan Formzahl, $1,5 < F < 3,0$ memperlihatkan pola pasut condong harian tunggal. Hanya terjadi satu periode pasang dan surut, tetapi kadang-kadang terjadi dua periode pasang dan surut dengan tinggi dan waktu yang berbeda.
4. Bilangan Formzahl, $F > 3,0$ menunjukkan pola harian tunggal, dengan satu periode pasang dan surut.

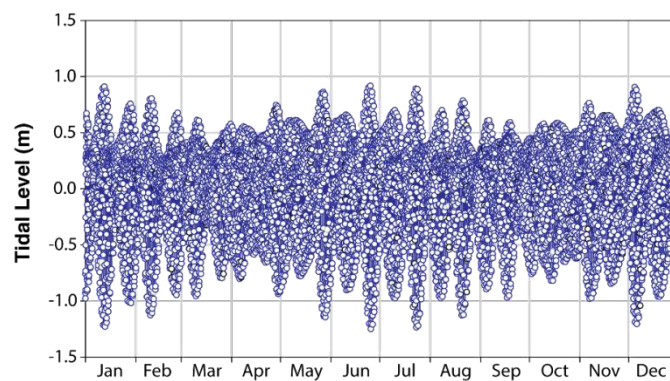
Gambar 4-6 menunjukkan distribusi spasial dari bilangan Formzahl. Secara umum, pasang surut di laut lepas dan dalam adalah harian ganda (*semi diurnal*) dan campuran jenis dominan *semi-diurnal*. Laut semi tertutup dan dangkal memiliki jenis pasang surut yang kompleks dari *semi-diurnal* sampai *diurnal*. Karakteristik pasang surut yang paling rumit berada di bagian selatan Laut Tiongkok Selatan yang dangkal, Selat Karimata dan Laut Jawa, dengan bilangan Formzahl kurang dari 0,2 sampai lebih dari 5.

Contoh hasil prediksi pasang surut di Surabaya menggunakan konstanta harmonik utama yang didapatkan dari *Indonesian Seas Tidal Invers Solution Model* diilustrasikan pada Gambar 4-7 (prediksi pasang dalam jaringan dapat diakses di <http://tides.big.go.id/pasut>). Jenis dan tipe pasut adalah jenis campuran dominan *semi-diurnal*. Secara umum, tunggang pasut di Surabaya berkisar antara 1,8 m sampai 2,3 m dengan tunggang pasut maksimum terjadi pada bulan Desember sampai Januari dan Juni sampai Agustus. Tunggang pasang surut rendah terjadi selama April sampai Mei, sedangkan rata-rata tinggi permukaan laut bulanan mencapai maksimum selama periode ini seperti yang ditunjukkan pada Gambar 4-1.



Gambar 4-6 Distribusi spasial bilangan Formzahl berdasarkan hasil Indonesian Seas Tidal Invers Solution Model

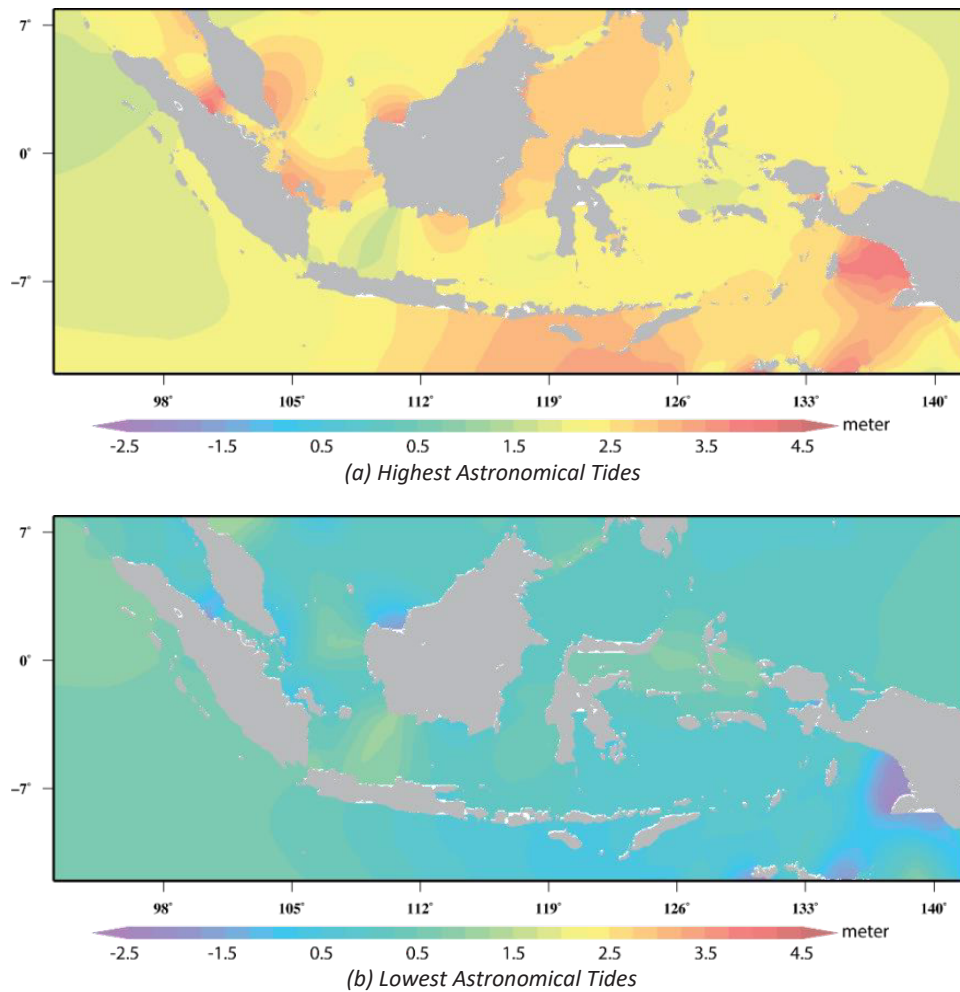
Peningkatan tunggang pasut terjadi pada bulan Juli sampai Agustus selama puncak Monsun Australia, dan menurun menjadi tunggang pasut terendah pada bulan Oktober. Tunggang pasut akan meningkat dan mencapai nilai maksimum tahunan di bulan Desember hingga Januari. Hal ini berdampak terhadap terjadinya banjir pesisir selama pasang tertinggi dan tingginya permukaan laut pada bulan November sampai Januari, dan akan diperparah dengan tingginya curah hujan selama periode ini. Selain itu, diprediksi bahwa curah hujan yang tinggi, badai, dan cuaca ekstrem lainnya akan memperburuk banjir di daerah pesisir. Sementara itu, banjir pesisir yang terjadi pada bulan Mei sampai Agustus dapat disebabkan oleh kenaikan tinggi muka laut dan pasut selama bulan-bulan tersebut.



Gambar 4-7 Prediksi pasang surut di Surabaya pada tahun 2017

Prediksi pasut tertinggi dan terendah secara astronomis (*Highest dan Lowest Astronomical Tides*) untuk siklus 18,6 tahun digambarkan pada Gambar 4-8. Nilai pasut astronomis tertinggi dan terendah adalah relatif terhadap geoid EGM2008. Pasut astronomi tertinggi bervariasi dari 0,5 m sampai lebih dari 4,5 m, sedangkan yang terendah bervariasi dari -2,5 m atau lebih rendah sampai 0,7 m. Tunggang pasut dapat diperoleh dari selisih pasut astronomis tertinggi dan terendah. Tunggang pasut tinggi terjadi di selatan Papua, wilayah perairan di sekitar Bangka dan Belitung, beberapa bagian dari pantai timur Provinsi Sumatera Utara dan wilayah perairan di sekitar Kuching. Pasut astronomi tertinggi

adalah salah satu parameter selain *sea level rise*, gelombang badai dan perubahan permukaan laut akibat cuaca dan lainnya untuk memperkirakan banjir pesisir untuk periode yang akan datang.



Gambar 4-8 Distribusi spasial (a) pasut astronomis tertinggi (HAT) dan (b) pasut astronomis terendah (LAT) untuk siklus 18,6 tahun berdasarkan luaran Indonesian Seas Tidal Invers Software model

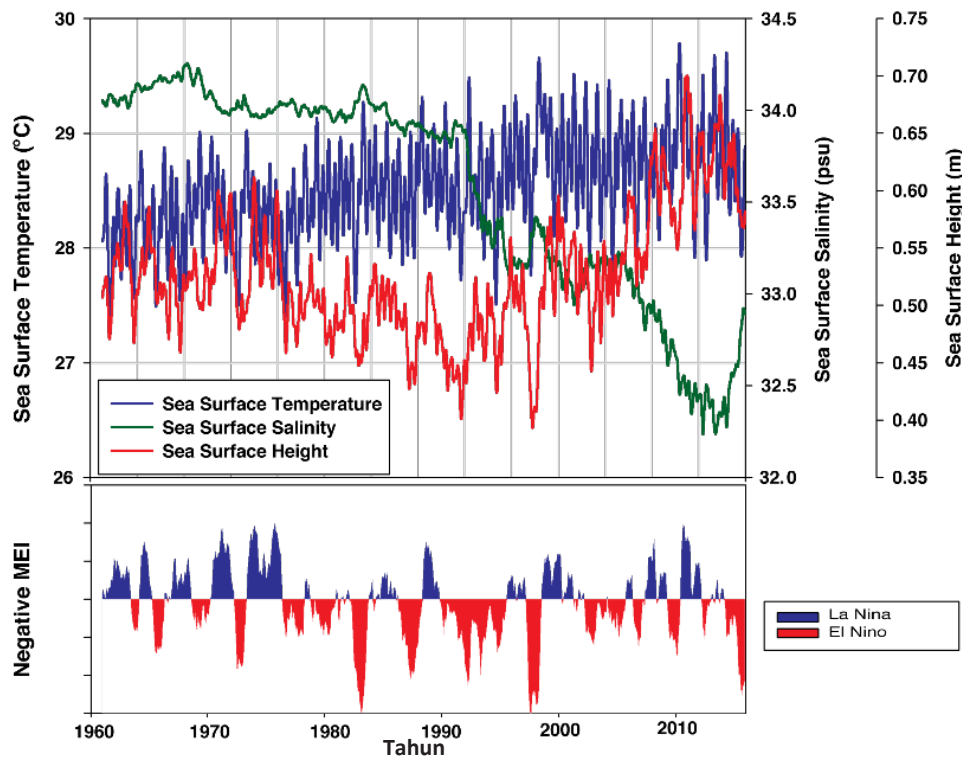
4.3. Perubahan Tinggi Muka Laut, Suhu Permukaan Laut dan Salinitas Permukaan

4.3.1. El Niño Southern Oscillation, TML, SPL, dan SSS

Simulasi sirkulasi laut digunakan untuk mengetahui dampak pemanasan global dan perubahan iklim. Model sirkulasi laut tahun 1961-2015 disimulasikan menggunakan ROMS. Parameter permukaan laut yang berupa TML, SPL, dan SSS digunakan sebagai *proxy* untuk menyelidiki dampak pemanasan global, iklim dan variabilitasnya pada sirkulasi laut. Gambar 4-9 menunjukkan *time-series* jangka panjang dari TML, SPL, dan SSS tahun 1961-2015, menggunakan parameter secara regional dengan menghitung rata-rata dari 90°BT sampai 150°BT dan dari 15°LS sampai 15°LU.

Hasil model menunjukkan bahwa SPL dan TML di Perairan Indonesia secara bertahap meningkat dengan tingkat kenaikan rata-rata 0,15°C/dekade dan 3mm/tahun, dari tahun 1961 sampai 2015. Namun, walaupun SPL meningkat, tinggi permukaan laut menunjukkan tren negatif selama tahun 1980 sampai 1994. Hal ini menunjukkan bahwa tingkat kenaikan SPL bukanlah faktor utama dari perubahan permukaan laut selama periode ini. Variabilitas iklim seperti El Niño memiliki peran signifikan pada karakteristik permukaan laut. Angin pasat di Pasifik melemah dan *Pasific warm-pool* bergerak semakin ke timur. Dengan demikian, permukaan laut turun lebih dari 15 cm selama periode

ini. Tingginya frekuensi El Niño selama 1980 sampai 1994 menekan TML di Perairan Indonesia. Tinggi permukaan laut terendah terjadi pada tahun 1993 dan 1997/1998 pada periode El Niño kuat, sejak tahun 1961. Dari tahun 1990, secara umum tren perubahan TML mengikuti perubahan suhu permukaan.



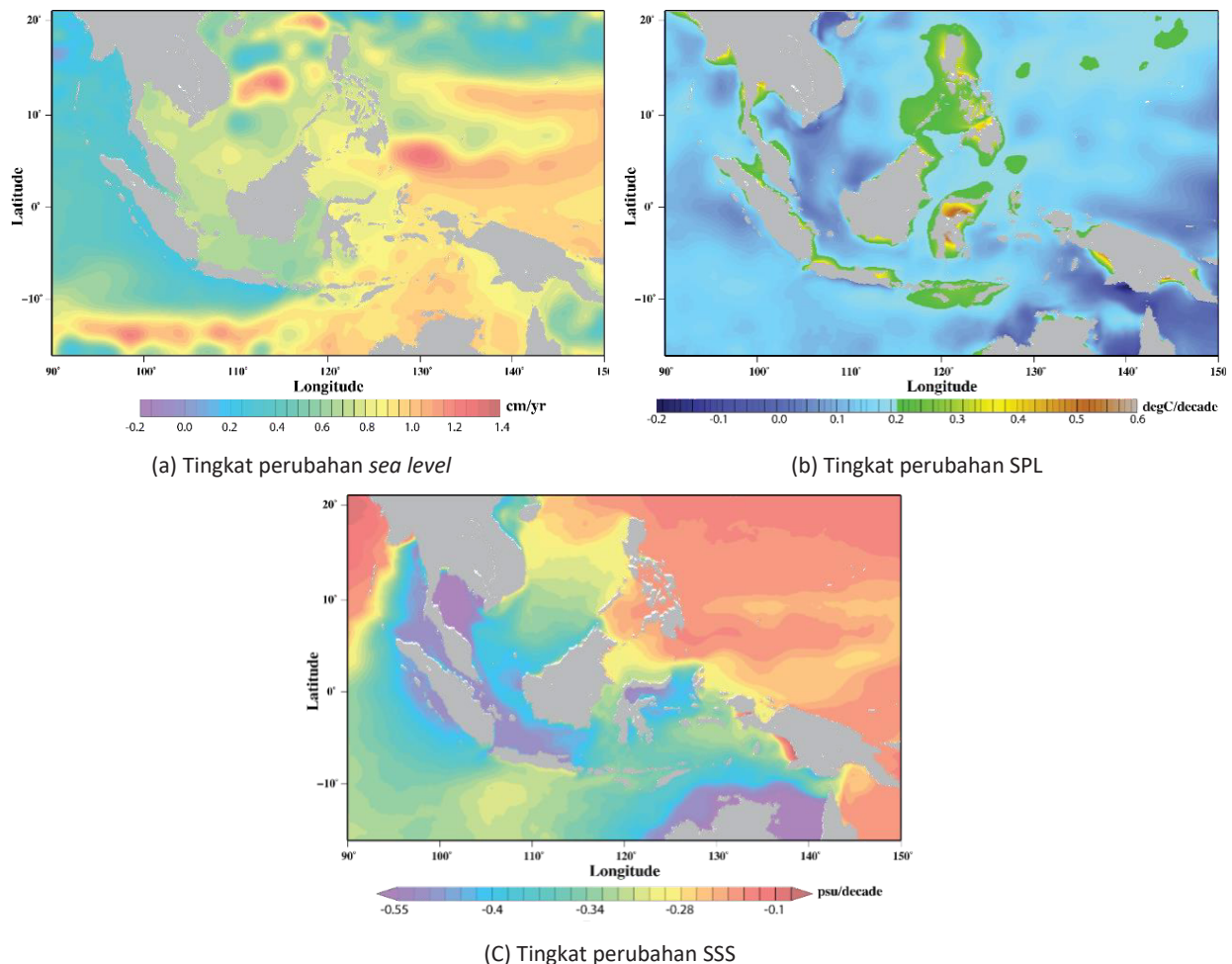
Gambar 4-9 Time-series tinggi permukaan laut (TML), suhu permukaan laut (SPL), salinitas permukaan (SSS) dan indeks ENSO bulanan tahun 1961-2015

Salinitas permukaan (SSS) mengikuti karakteristik SPL. Perubahan SSS dapat menunjukkan terjadinya pencairan es global, fluks air tawar, dan presipitasi. Namun, korelasi antara SSS dengan curah hujan rendah selama El Niño 1993/1994 dan 1997/1998. Salinitas permukaan laut masih menunjukkan tren negatif, meskipun hujan di perairan Indonesia menurun selama periode ini. Fenomena berlawanan terjadi selama El Niño kuat tahun 2015. Fluks air tawar dari total curah hujan secara regional sangat berpengaruh terhadap salinitas permukaan laut. Apabila SPL menurun, total curah hujan tahunan dan *sea level* mengalami penurunan, sedangkan salinitas di permukaan mengalami peningkatan.

Sebaliknya, selama La Niña, SPL dan TML mengalami peningkatan. Karena kolam air hangat bergerak ke barat dan penguatan angin pasat di Pasifik, permukaan laut di Perairan Indonesia naik sebesar 10 cm sampai 20 cm. Pada periode La Niña kuat 1999/2000, permukaan laut di Perairan Indonesia mengalami kenaikan sebesar 20 cm seperti yang terlihat pada Gambar 4-9. Diketahui bahwa La Niña cenderung memicu terjadinya peningkatan frekuensi badai di sekitar Perairan Indonesia (ICCSR, 2010). La Niña tidak hanya meningkatkan tinggi permukaan laut, tetapi juga menaikkan tinggi gelombang. Oleh karena itu, pemanasan global dan tingginya frekuensi La Niña dibanding El Niño akan memperkuat kenaikan tinggi permukaan laut, meningkatkan intensitas erosi serta abrasi, dengan tingkat kerusakan yang tinggi di Indonesia.

Distribusi spasial perubahan tinggi muka laut, suhu permukaan laut, dan salinitas permukaan diilustrasikan pada Gambar 4-10. Tingkat kenaikan TML adalah $0,7 \pm 0,4$ cm/tahun, dengan tingkat kenaikan tertinggi terjadi di timur Pulau Mindanao, sebelah barat Vietnam, dan beberapa bagian dari

Samudera Hindia di 10°S. Wilayah yang memiliki tingkat kenaikan TML yang lebih tinggi dan lebih rendah dari rata-rata regional, terutama disebabkan oleh aktivitas tinggi dinamika *eddies*, seperti Mindanao, barat Kalimantan, selatan Papua Nugini, dan Laut Tiongkok Selatan dalam skala meso seperti yang terlihat pada Gambar 4-10(a). Perubahan TML di sepanjang pantai dari kota-kota besar pesisir juga terdeteksi oleh alat pengukur pasang surut.



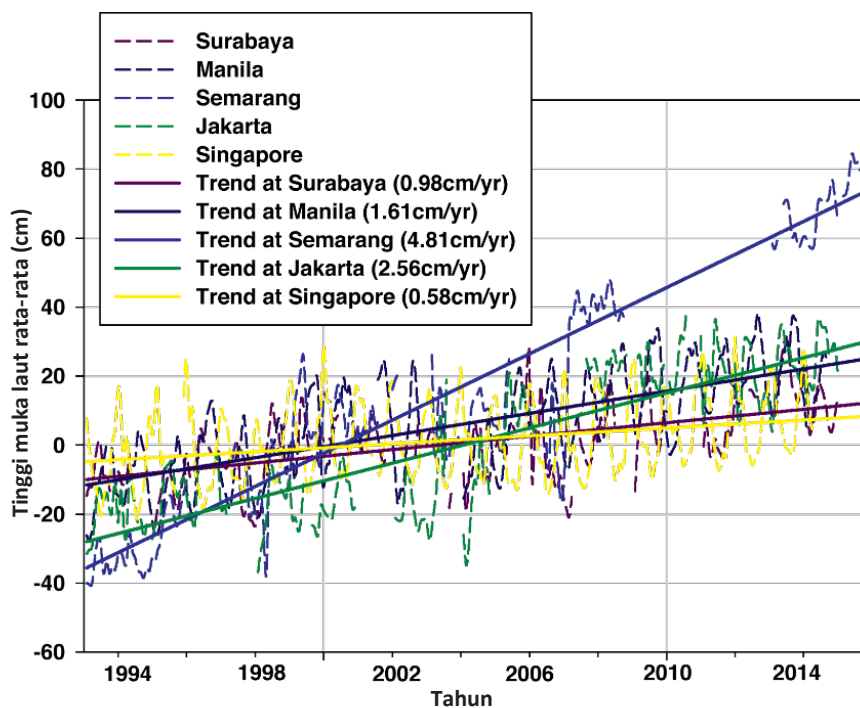
Gambar 4-10 Distribusi spasial (a) tingkat perubahan sea level, (b) suhu permukaan laut (SPL), dan (c) salinitas permukaan (SSS) dari tahun 1991 sampai 2015

Rata-rata tingkat kenaikan suhu permukaan laut adalah $0,3 \pm 0,15^\circ\text{C}/\text{dekade}$. Tingkat kenaikan SPL yang tinggi terjadi di pantai barat Sumatera, pantai utara Jawa, selatan Papua dan pantai Sulawesi. Tingkat kenaikan SPL tertinggi mencapai $0,45^\circ\text{C}/\text{dekade}$, yaitu terjadi di Teluk Tomini. Salinitas permukaan laut (SSS) cenderung menurun dengan laju $-0,35 \pm 0,2$ psu/decade. Perubahan SSS tertinggi terjadi di pantai utara Australia, bagian selatan Laut Jawa, sebelah barat dan timur Sumatera, Teluk Tomini, Selat Malaka, dan Teluk Thailand seperti yang ditunjukkan dalam Gambar 4-10(c). Perubahan salinitas tertinggi ini dapat disebabkan oleh meningkatnya pasokan air tawar dari tingginya presipitasi.

Pola perubahan salinitas juga mencerminkan jalur pergerakan air permukaan dari Selat Makassar ke Samudera Hindia. Bagian yang lebih besar dari Selat Makassar keluar ke Samudera Hindia melalui Laut Sawu, Selat Ombai dan Laut Timor. Rendahnya kadar garam, hangat, dan kurangnya gaya apung air permukaan Laut Jawa akan mengurangi kuat arus permukaan yang bergerak ke selatan dari Makassar ke Samudera Hindia melalui Selat Lombok, sehingga air permukaan dari Selat Makassar keluar ke

Samudera Hindia melalui Laut Sawu, Selat Ombai, dan Laut Timor. Penurunan SSS yang rendah juga terjadi selatan Jawa. Hal ini dapat dikaitkan dengan proses *upwelling* yang lebih intensif di daerah tersebut.

Peningkatan proses pengasaman, kenaikan suhu, dan perubahan salinitas air laut diperkirakan akan terjadi dalam abad ini (IPCC, 2013). Perubahan pH adalah hasil dari perubahan karbon organik yang terlarut (DOC), alkalinitas (ALK), SSS, dan SPL (Cao dkk, 2007). Oleh karena itu, diperkirakan bahwa pH di Perairan Indonesia akan berkurang dengan meningkatnya SPL dan SSS. Perubahan parameter SPL dan SSS adalah variabel utama untuk memperkirakan intensitas proses pengasaman.



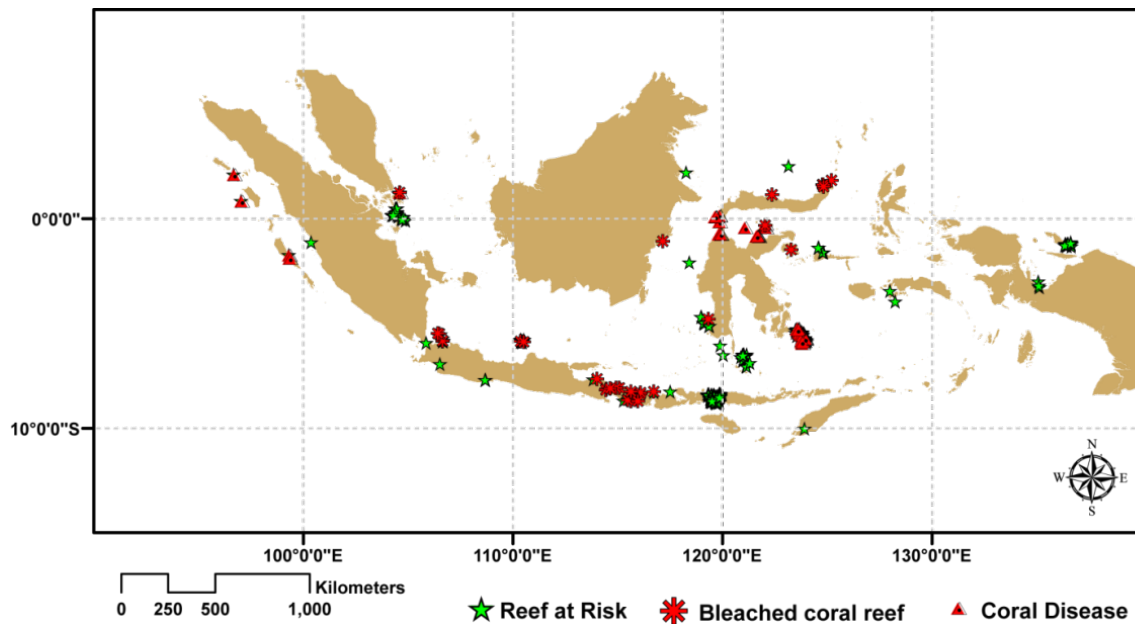
Gambar 4-11 Estimasi perubahan tinggi muka laut isostatic hasil pengukuran stasiun pasut tahun 1993 sampai Desember 2015

Gambar 4-11 menunjukkan perubahan tinggi permukaan laut di Jakarta, Surabaya, Semarang, Manila dan Singapura. Tingkat kenaikan tinggi permukaan laut *isostatic* yang dideteksi oleh stasiun pasut bervariasi dari 0,6-4,81 cm/tahun. Kenaikan tinggi muka laut *Isostatic* adalah kenaikan tinggi permukaan laut secara lokal yang berupa *drift* tanah secara vertikal termasuk tingkat subsidensi, dan lainnya. Oleh karena itu, alat pengukur pasang surut yang direkam secara langsung tidak dapat digunakan untuk memperkirakan kenaikan tinggi muka laut regional dan hanya bersifat lokal. Sebaliknya, tingkat penurunan tanah (*land subsidence*) dapat diestimasi dengan menghilangkan bagian kenaikan tinggi muka laut (*eustatic sea level rise*) dengan cara mengurangi tinggi muka laut *isostatic* yang direkam oleh stasiun pasut dengan hasil yang didapatkan dari pengukuran altimetri atau model laut.

4.3.2. Analisa Nilai SPL dan Tinggi Gelombang Ekstrem

Indonesia adalah negara maritim yang kaya dengan sumber daya laut hayati, khususnya terumbu karang. Terumbu karang sangat rentan terhadap perubahan suhu secara mendadak. Secara umum, terumbu karang dapat hidup dengan baik pada kisaran 26-30°C. Peningkatan SPL antara 1°C dan 2°C

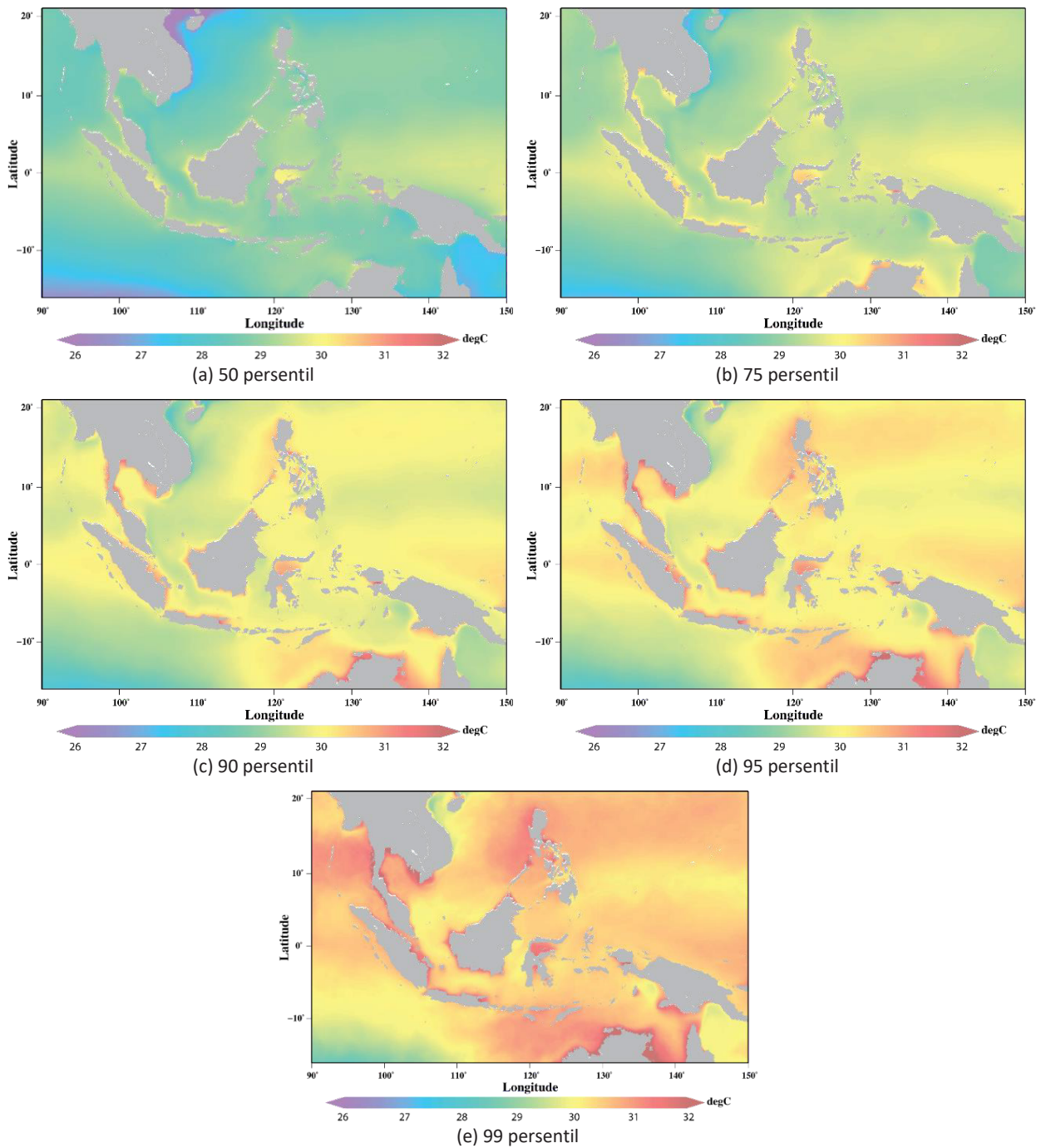
dari nilai rata-rata tahunan dapat memicu pemutihan karang (Hoegh-Guldberg, 1999; Coles dan Brown, 2003). Peningkatan SPL yang signifikan dapat menyebabkan pemutihan karang dalam waktu singkat, hanya dalam 2 sampai 3 minggu. Analisis nilai ekstrem SPL dilakukan untuk mengetahui probabilitas terjadinya SPL yang tinggi selama tahun 1991- 2015. Selain SPL, terumbu karang juga rentan terhadap perubahan intensitas sinar matahari. Ketika kecepatan angin tenang dan kondisi langit cerah, sinar matahari menembus sampai kedalaman 100 m, mengintensifkan pemanasan laut dan memicu pemutihan karang (Marshall dan Schuttenberg, 2006). Peta kondisi terumbu karang di perairan Indonesia (ICCSR, 2010) ditunjukkan pada Gambar 4-12.



Gambar 4-12 Peta kondisi kerusakan dan pemutihan terumbu karang berdasarkan data dari Basereef.org (ICCSR, 2010)

Probabilitas dan kejadian suhu permukaan laut yang tinggi diperlihatkan pada Gambar 4-13. SPL sepanjang pantai relatif lebih tinggi dibandingkan dengan laut lepas. Median dari SPL berkisar antara 24-30°C, dengan rata-rata regional 28,7°C. Perubahan mendadak dari SPL yang direpresentasikan dengan 75 sampai 99 persentil data menunjukkan bahwa Teluk Tomini, pantai barat Kalimantan, pantai timur Sumatera dan pantai utara Jawa mengalami perubahan SPL secara mendadak. Nilai 75, 90, 95 dan 99 persentil ini dapat dikaitkan dengan periode La Niña lemah, sedang, sedang sampai kuat, dan kuat.

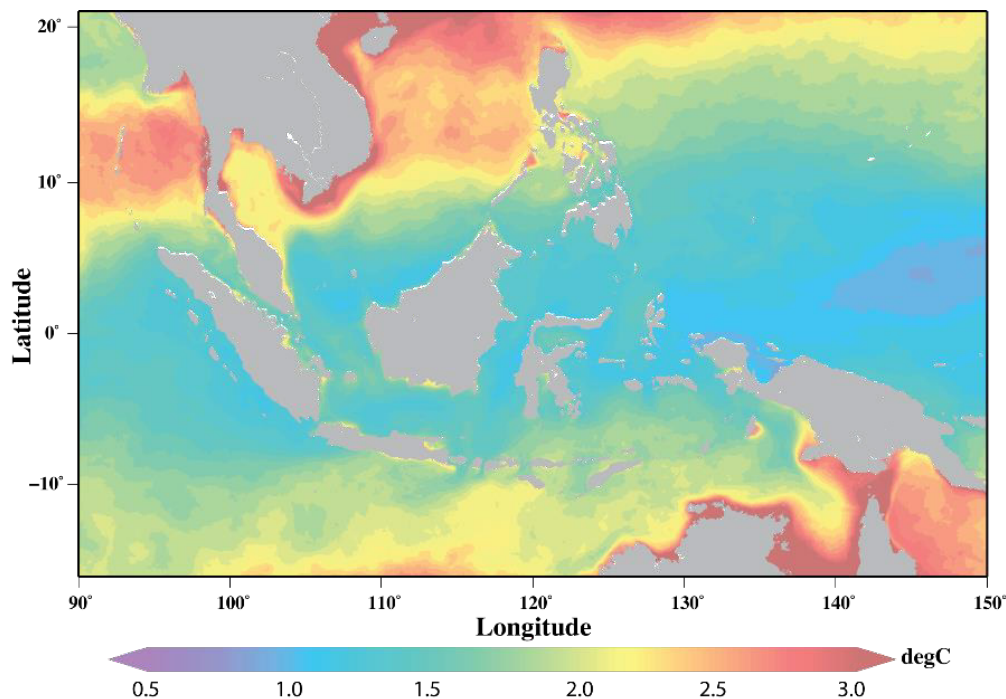
Hasil analisis menunjukkan bahwa berdasarkan nilai 25% batas atas (75 persentil), SPL meningkat lebih dari 0,5°C, ketika 10% batas atas (90 persentil) meningkat 1°C dari normal (Gambar 4-13(c) relatif terhadap 4-13(a)). Selama periode La Niña kuat, SPL naik secara drastis lebih dari 2°C di Teluk Tomini, pantai barat Kalimantan, pantai timur Sumatera, pantai utara Jawa, pantai selatan Papua dan Nusa Tenggara. Detail dari besarnya kenaikan SPL berdasarkan nilai ekstrem dapat dilihat pada Gambar 4-13.



Gambar 4-13 Ranking nilai (a) 50, (b) 75, (c) 90, (d) 95, dan (e) 99 persentil data harian SPL luaran model InaROMS tahun 1991 sampai 2015

Gambar 4-13 menunjukkan distribusi estimasi lokasi pemutihan terumbu karang secara masih berdasarkan nilai perbedaan SPL. Kawasan terumbu karang yang terletak di selatan khatulistiwa lebih terkena dampak peningkatan SPL, dan diprediksi akan mengalami pemutihan secara masif, meskipun telah terjadi proses pemulihan di Kepulauan Seribu dan Bali. Tidak terdapat jaminan bahwa di daerah lain yang menderita pemutihan berat dari peningkatan SPL lebih dari 2,5°C akan mengalami pemulihan yang sama. Selain itu, berdasarkan hasil proyeksi, kenaikan SPL sebesar 2°C hingga tahun 2100 akan menghambat proses pemulihan apabila tingkat kenaikan SPL melebihi kapasitas adaptasi terumbu karang. Selain besarnya tingkat kenaikan SPL, pemanasan global juga menyebabkan tingginya frekuensi La Niña yang dapat meningkatkan frekuensi perubahan SPL secara drastis dan mendadak

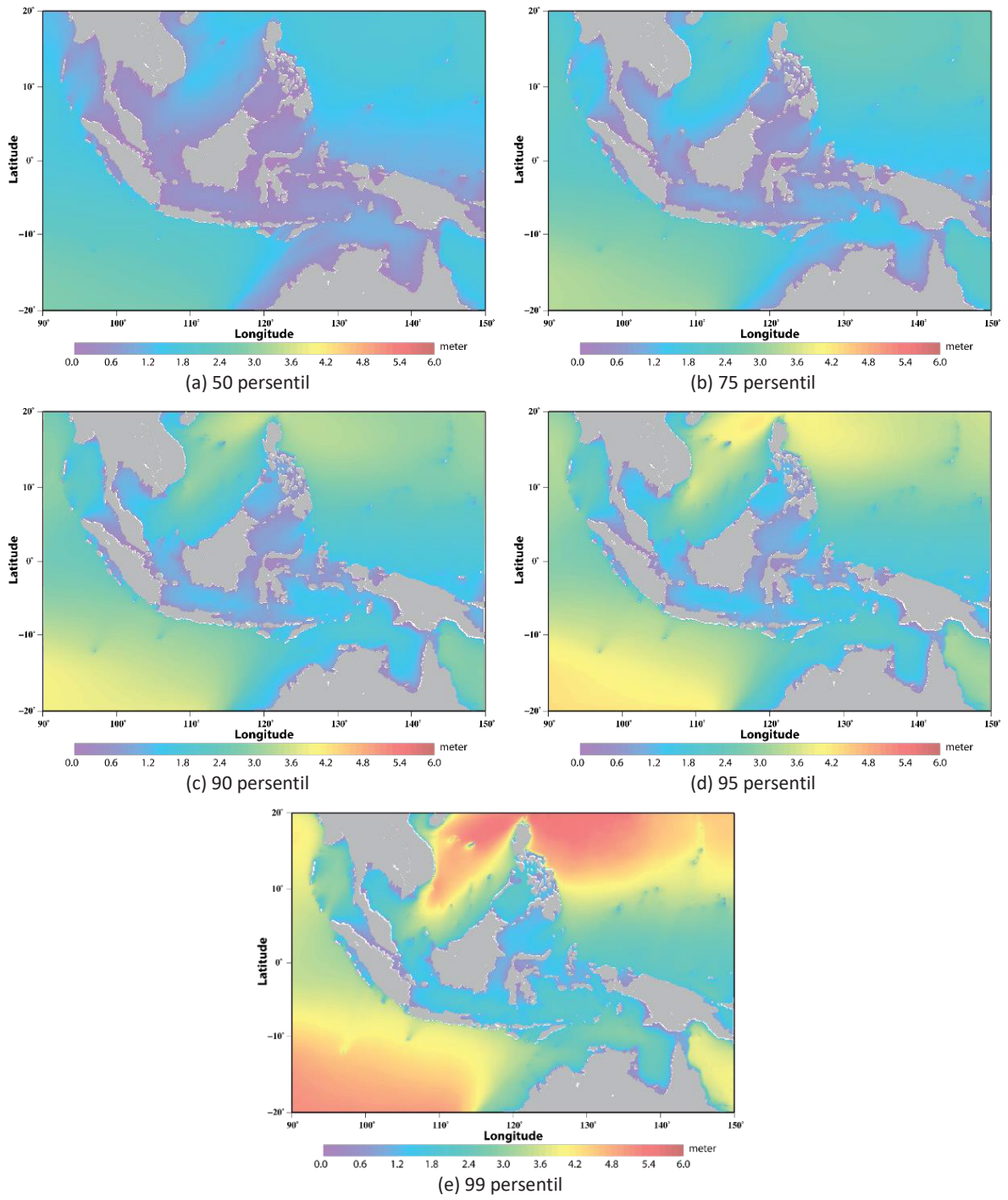
dengan periode yang pendek. Hal ini akan menyebabkan tekanan lebih besar terhadap terumbu karang.



Gambar 4-14 Estimasi lokasi pemutihan terumbu karang secara masif berdasarkan perbedaan nilai SPL pada 99 dan 50 persentil tahun 1991 sampai 2015

Sebagai dampak lebih seringnya kejadian La Niña dibanding El Niño selama beberapa dekade terakhir, diperkirakan bahwa frekuensi tinggi gelombang ekstrem yang terjadi di Perairan Indonesia juga semakin meningkat. Gambar 4-15 menunjukkan nilai persentil dari rata-rata 6jam SWH dari tahun 1991 hingga 2015. Secara umum, nilai median SWH jangka panjang disajikan pada Gambar 4-15(a). Median dari SWH berkisar mulai 0,2 m sampai 3 m, di mana nilai median SWH di Laut Jawa mencapai kurang lebih antara 0,6 m sampai 1 m. Tinggi gelombang di bagian selatan Selat Karimata, Selat Makassar, Laut Banda dan Flores relatif rendah, dengan rata-rata sekitar $0,7 \pm 0,2$ m. Sebaliknya, tinggi gelombang di sekitar Papua adalah sekitar 1 m sampai 1,8 m.

Gelombang ekstrem disebabkan oleh meningkatnya kecepatan angin akibat badai atau kondisi cuaca ekstrem lainnya. Batas atas 25% dari data yang menunjukkan SWH sedang sampai tinggi (Gambar 4-15(b)). Mulai dari 90 persentil, tinggi gelombang menguat, dan rata-rata tinggi gelombang mencapai lebih dari 2 m, kecuali di dekat pantai atau selat sempit. Pada 99 persentil, tinggi gelombang ekstrem mencapai lebih dari 6 m di sekitar Kepulauan Filipina. Selama periode ini, terdapat peningkatan tinggi gelombang hingga mencapai lebih dari 2 m hampir di semua bagian dari perairan Indonesia, termasuk Laut Jawa, Sulawesi, Banda, Flores, Karimata, dan Selat Makassar dibandingkan tinggi gelombang median jangka panjang. Tinggi gelombang ekstrem di selatan Jawa, barat Sumatera, utara Selat Karimata, dan Laut Tiongkok Selatan juga mencapai lebih dari 4 m seperti yang ditunjukkan pada Gambar 4-15(e). Tinggi gelombang ekstrem ini dapat berpengaruh terhadap sektor perikanan, keselamatan transportasi laut, arus lintas barang dan komoditas lainnya yang menggunakan fasilitas transportasi laut, dan peningkatan risiko banjir di zona pesisir yang memiliki ketinggian rendah antara 0 m sampai 3 m.



Gambar 4-15 Rangkaian nilai (a) 50, (b) 75, (c) 90, (d) 95, dan (99) persentil tinggi gelombang signifikan (SWH) luaran model InaROMS tahun 1991 sampai 2015

BAB 5. PROYEKSI IKLIM LAUT

Pada bab ini akan dijelaskan tentang proyeksi iklim laut, termasuk proyeksi kenaikan tinggi permukaan laut, suhu permukaan laut, salinitas permukaan, dan perubahan tinggi gelombang. Karena ketidakpastian luaran model dari *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC), terutama untuk proyeksi kejadian ekstrem, hasil analisa ini hanya dapat dianggap sebagai tren dan kemungkinan kejadian dari peristiwa iklim yang mungkin terjadi di masa depan.

5.1. Keterbatasan Model

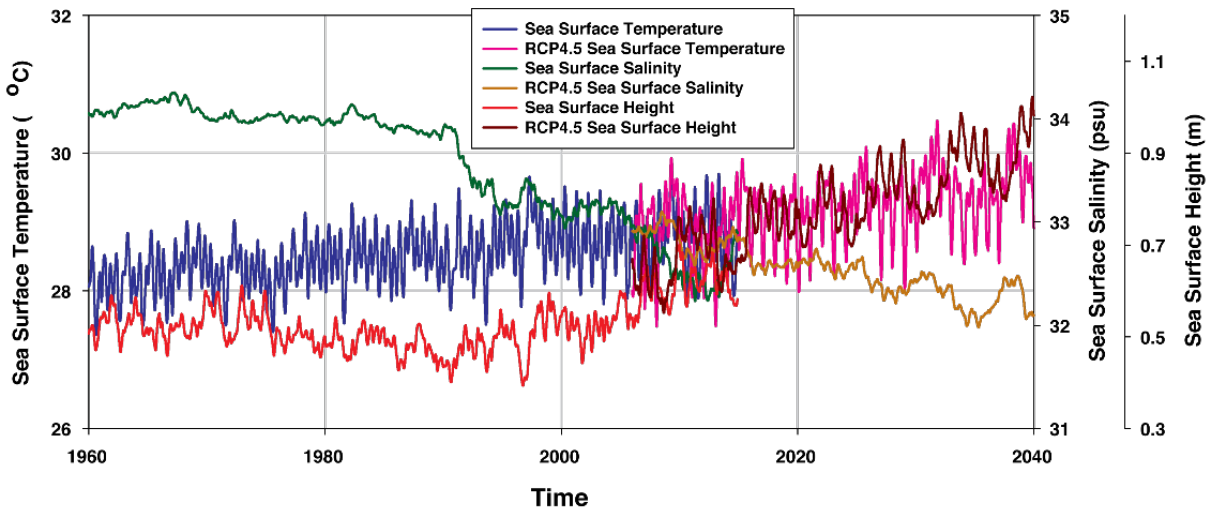
Dalam beberapa dekade terakhir, penggunaan komputasi pemodelan untuk proyeksi iklim dengan skala waktu berabad-abad adalah salah satu metode yang umum digunakan. Ada dua ketidakpastian yang menyertainya. Pertama ('skenario ketidakpastian') muncul dari fakta bahwa pembangunan sosial, ekonomi dan teknologi masa depan, dan emisi gas rumah kaca (GRK) yang dihasilkan, tidak dapat diketahui dengan baik (Hunter, 2008). Hunter (2008) juga berpendapat bahwa kemungkinan yang akan terjadi dan masuk akal, atau skenario, telah digunakan untuk menggambarkan kondisi kemungkinan perubahan emisi GRK di masa depan. Ketidakpastian kedua ('model ketidakpastian') berhubungan dengan kekurangan dalam memahami ilmu tentang perubahan iklim, sebagian karena fakta bahwa tidak diketahui secara pasti keadaan iklim sekarang ('kondisi awal'), dan karena fakta bahwa tidak ada model yang dapat merepresentasikan dunia nyata secara sempurna (Hunter, 2008).

Data output luaran MIROC-5 digunakan sebagai input data untuk proyeksi iklim laut di perairan Indonesia. Karena rendahnya resolusi dan frekuensi data output untuk parameter laut dari MIROC-5, HYCOM digunakan untuk proyek iklim laut global dari tahun 2006 sampai 2040. Model domain untuk HYCOM dari 0°BT sampai 360°BT dan dari 80°LS sampai 80°LU. ROMS model dengan resolusi 5 km *nested* dengan luaran HYCOM digunakan sebagai data kondisi batas. Dengan mempertimbangkan bahwa skenario emisi SRESA1B di AR4 dan RCP4.5 mencerminkan tren yang terjadi saat ini (Ren dkk, 2006; Ren, 2010; Yamashiki dkk, 2010; dan lain-lain), maka analisis kenaikan tinggi permukaan laut dan kejadian ekstrem ditekankan dengan menggunakan skenario emisi RCP4.5 ini.

5.2. Proyeksi Iklim Laut

Hasil simulasi dari tahun 1961 sampai 2015 dan ekstensi RCP4.5 dari tahun 2006 sampai 2040 dari rata-rata regional tinggi permukaan laut (TML), suhu permukaan laut (SPL), dan salinitas permukaan (SSS) dari 90°BT ke 150°BT dan dari 15°LS sampai 15°LU ditunjukkan pada Gambar 5-1. Kecenderungan hasil simulasi RCP4.5 bersesuaian dengan tren dari tahun 1990 hingga 2015. Berdasarkan simulasi dan proyeksi ini, TML pada tahun 2040 akan mengalami kenaikan 50 cm sejak tahun 2000. Suhu permukaan laut akan naik 1°C dan 2°C dibandingkan dengan SPL pada tahun 2000 dan 1961. Sementara itu, salinitas permukaan terus menurun dari 33,2 psu pada tahun 2000 menjadi 32,1 psu pada 2040. Karena kenaikan SPL dan penurunan salinitas, dapat dipastikan bahwa proses asidifikasi akan terus berlanjut dengan kecepatan proses yang sama dengan kejadian beberapa dekade terakhir.

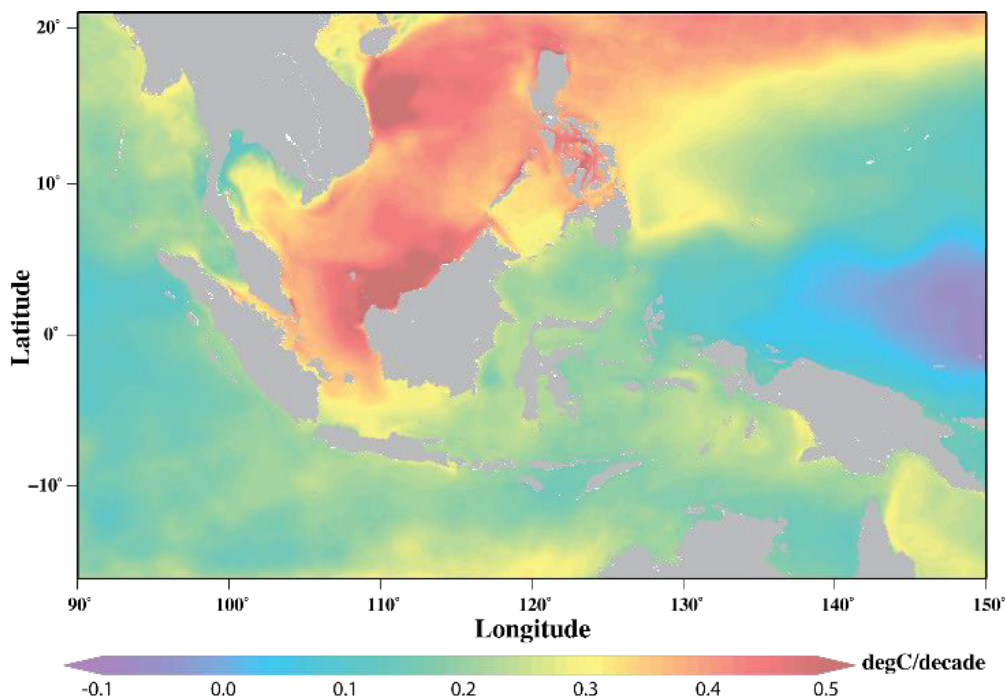
Respon laut terhadap variabilitas iklim antar tahunan juga terlihat jelas melalui karakteristik TML dan karakteristik SPL. Model ini cenderung dan dapat dikatakan berhasil dalam simulasi ENSO. Namun, kejadian ENSO ini diproyeksikan terjadi setiap 7 tahun secara reguler. Oleh karena itu, El Niño dan La Niña kuat kemungkinan akan terjadi setiap 6-7 tahun.



Gambar 5-1 Time-series rata-rata bulanan TML, SPL, dan SSS dari tahun 1961 sampai 2040

5.2.1. Proyeksi Suhu Permukaan Laut

Distribusi spasial tingkat kenaikan suhu permukaan laut (SPL) hasil model ROMS dari 2006 sampai 2040 disajikan pada Gambar 5-2. Hasil model menunjukkan bahwa SPL berubah dengan cepat dengan rata-rata SPL regional naik lebih dari 0,25°C/dekade. Hasil proyeksi ini relatif bersesuaian dengan hasil pengamatan menggunakan data satelit (Bab 2) dan data direkonstruksi. Tingkat kenaikan SPL tertinggi kemungkinan akan terjadi di Laut Tiongkok Selatan dan Selat Karimata yang mencapai ke 0,5°C/dekade. Tingkat kenaikan SPL di Laut Jawa, Laut Banda, Laut Sulawesi dan laut sekitarnya berkisar antara 0,2 hingga 0,3°C/dekade. Sementara itu, tren kenaikan di Pasifik, bagian utara Papua diprediksi menjadi yang terendah dibandingkan dengan tingkat kenaikan di daerah lain.



Gambar 5-2 Proyeksi tingkat kenaikan SPL berdasarkan skenario RCP4.5

Sebagaimana dijelaskan dalam Bab 4, perubahan suhu laut berdampak terhadap terumbu karang. Suhu Permukaan Laut (SPL) adalah *proxy* untuk estimasi suhu laut sampai kedalaman 50 m. Jika tingkat

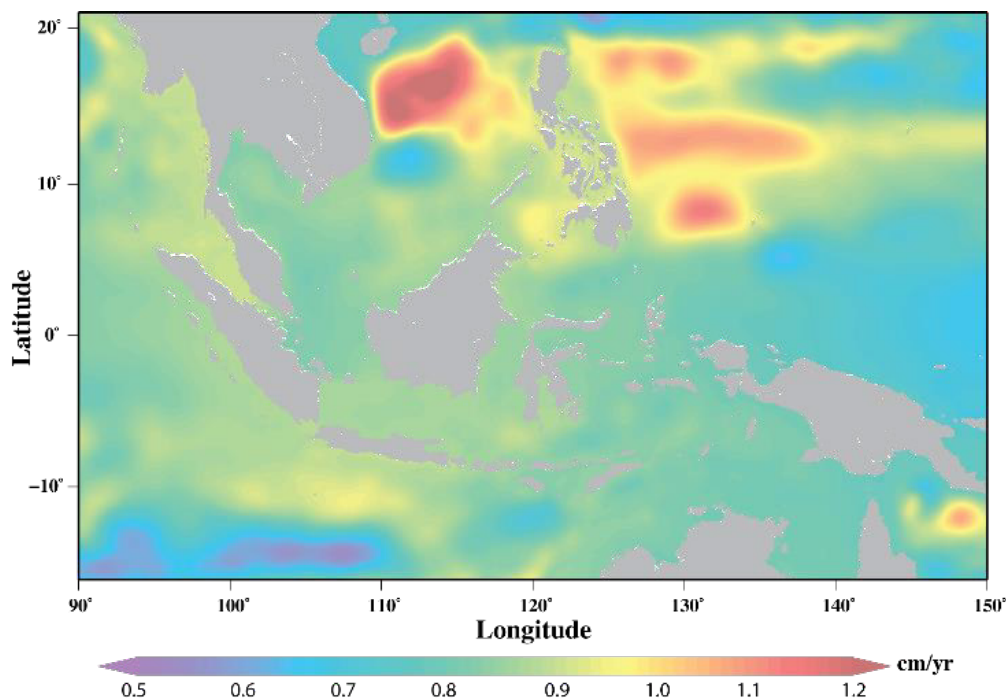
kenaikan SPL $0,2^{\circ}\text{C}/\text{dekade}$ atau lebih terus berlanjut, akan memperkuat risiko pemutihan karang di semua lokasi terumbu karang yang ada saat ini. Selain itu, pemutihan terumbu karang tidak hanya dipengaruhi oleh meningkatnya SPL, tetapi juga oleh perubahan pH. Oleh karena itu, terumbu karang juga terkena dampak terjadinya perubahan SPL dan SSS, atau gabungan kedua parameter tersebut.

5.2.2. Proyeksi Tinggi Muka Laut

Konsekuensi kenaikan tinggi permukaan laut akibat pemanasan global tidak dapat dihindari. Pola arus musiman dan ITF dapat terpengaruh oleh perubahan tingkat kenaikan TML, terutama di daerah di mana kenaikan permukaan laut di Samudera Pasifik lebih tinggi dari Samudera Hindia (Bab 2). Perubahan ini cenderung mengubah karakteristik transpor ITF yang membawa massa air hangat dari Pasifik ke Samudera Hindia melalui Laut Sulawesi dan Selat Makassar.

Tinggi permukaan laut yang berubah dengan cepat tidak hanya berpengaruh terhadap perubahan pola kuat arus, tetapi juga memperkuat erosi, perubahan garis pantai, dan pengurangan lahan basah di wilayah pesisir. Ekosistem lahan basah di wilayah pesisir dapat rusak jika kenaikan permukaan laut melebihi batas maksimum kapasitas adaptasi dari bentuk kehidupan pesisir. Selain itu, kenaikan muka air laut juga meningkatkan intrusi air laut ke dalam lingkungan pesisir.

Distribusi spasial tingkat kenaikan tinggi muka laut (TML) di perairan Indonesia dari tahun 2006 sampai 2040 diperlihatkan pada Gambar 5-3. Hasil proyeksi menunjukkan bahwa tingkat kenaikan TML relatif homogen. Tingkat kenaikan TML bervariasi dari $0,6 \text{ cm/tahun}$ sampai lebih dari $1,2 \text{ cm/tahun}$. Kenaikan TML tertinggi diproyeksikan akan terjadi di Laut Tiongkok Selatan dengan nilai lebih dari $1,2 \text{ cm/tahun}$, sedangkan di daerah lain nilainya bervariasi dari $0,7\text{-}1 \text{ cm/tahun}$ sampai 1 cm/tahun .



Gambar 5-3 Proyeksi tingkat kenaikan TML berdasarkan skenario RCP4.5

Keseimbangan massa lapisan es adalah topik yang cukup menarik dalam konteks pemanasan global dan kenaikan permukaan air laut. Jika benar-benar meleleh, maka masing-masing, lapisan es di Greenland dan Antartika Barat akan menaikkan permukaan laut sekitar 7 dan 3-5 m. Bahkan, sejumlah kecil kehilangan massa es dari lapisan es yang ada akan berdampak terhadap kenaikan tinggi

permukaan laut yang cukup besar, dengan dampak sosial dan ekonomi yang merugikan pada wilayah pesisir dan dataran rendah yang rentan (Cazenave dan Llovel, 2010).

Rahmstorf (2007) menggunakan hubungan antara kenaikan tinggi permukaan laut dan suhu permukaan laut untuk memprediksi kenaikan permukaan laut di akhir abad ke-21. Hasil estimasi dari metode tersebut menunjukkan bahwa kenaikan tinggi permukaan laut berkisar antara 50 cm sampai 140 cm, terhadap tinggi permukaan laut pada tahun 1990. Abdalati (2006) berpendapat bahwa gletser dan lapisan es dunia cukup untuk menyebabkan kenaikan TML sekitar 70 m jika kandungan es menghilang sepenuhnya, dan sebagian besar es ini terletak di daerah kutub yang sangat sensitif terhadap faktor iklim. Untungnya, perubahan sebesar ini akan memerlukan waktu ribuan tahun. Namun penemuan terbaru menunjukkan bahwa massa es merespon perubahan iklim yang terjadi saat ini lebih cepat dari yang diperkirakan sebelumnya (Abdalati, 2006).

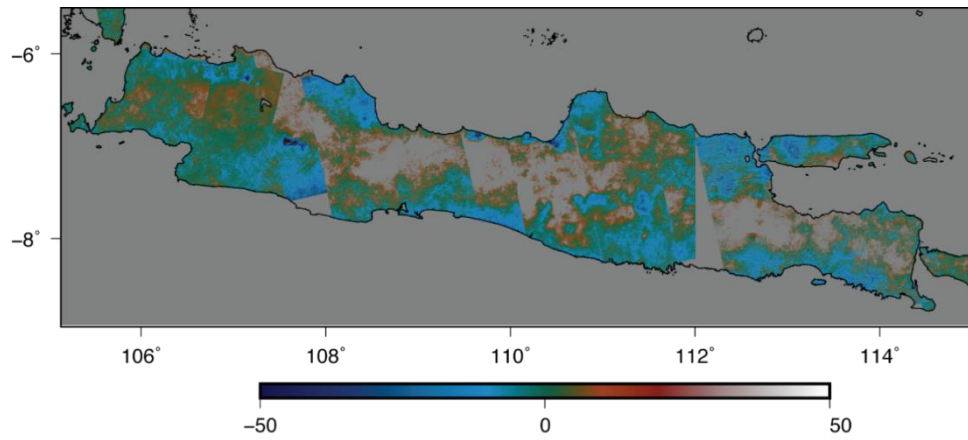
Untuk menghindari dampak dari mencairnya es, Bryan (1995) menghitung kenaikan TML *thermosteric* menggunakan model laut. Hasil model menjelaskan bahwa rata-rata kenaikan permukaan laut sekitar 15 ± 5 cm pada saat kandungan karbon dioksida di atmosfer dua kali kondisi awal selama 80 tahun model berjalan. Sofian (2013) menghitung kenaikan permukaan laut *thermosteric* menggunakan HYCOM. Hasil model menunjukkan bahwa kenaikan tinggi permukaan laut *thermosteric* kira-kira 30% dari total kenaikan permukaan laut yang diamati oleh altimeter. Kenaikan permukaan laut sterik adalah sekitar 20 mm dari tahun 1993, ketika, kenaikan permukaan laut total mencapai ke 58 mm. Fakta ini menunjukkan bahwa es mencair berkontribusi lebih dari 60% dari total kenaikan permukaan laut.

Kenaikan TML yang disebabkan oleh pencairan es dan penambahan volume air laut karena kenaikan temperatur, atau yang disebut sebagai kenaikan tinggi permukaan laut absolut tidak sebanding dengan perubahan elevasi daratan karena *land subsidence* atau penurunan tanah. Kombinasi penurunan tanah dan kenaikan tinggi permukaan laut absolut biasanya disebut dengan istilah kenaikan tinggi permukaan laut relatif. Analisis penurunan tanah regional dilakukan dengan menggunakan data Sentinel 1A dari Oktober 2014 sampai Oktober 2016. Hasil analisis *differential Synthetic Aperture Radar Interferometry* (InSAR) merujuk pada algoritma *Small Baseline Subset* (SBAS) sesuai dengan hasil data tinggi permukaan laut terhadap daratan yang diukur oleh stasiun pasut di Semarang dan Jakarta (Gambar 4-11). Penelitian tentang hubungan antara perubahan kenaikan tinggi permukaan laut absolut, relatif, dan perubahan intrusi air laut, belum pernah dilakukan, tetapi regulasi terhadap penggunaan air tanah sebagai salah satu penyebab terbesar terjadinya penurunan permukaan tanah, menjadi keniscayaan.

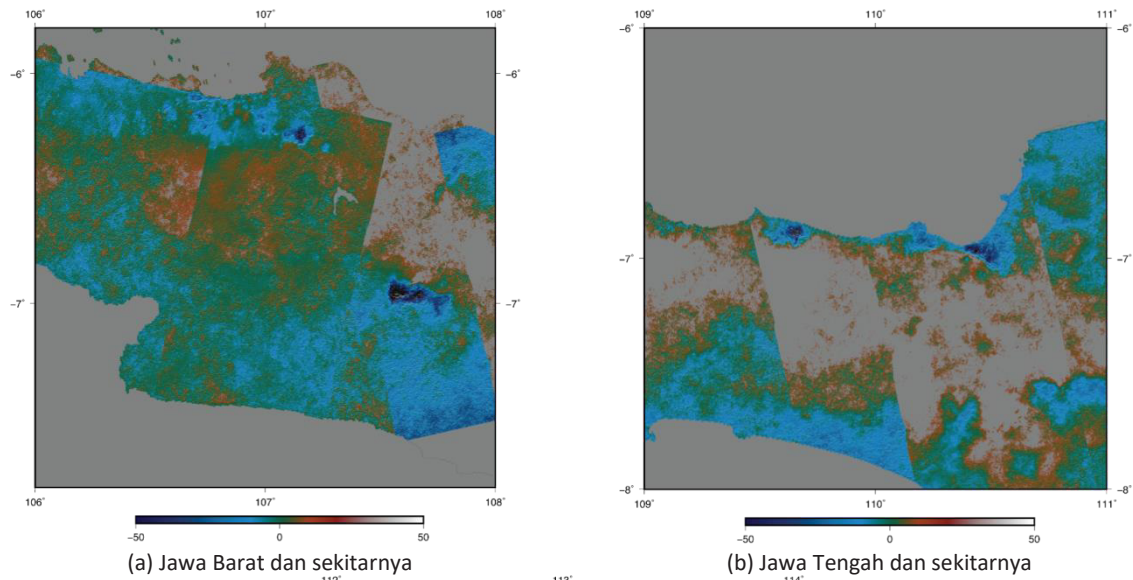
Penurunan tanah disebabkan karena 4 faktor utama, yaitu ekstraksi air tanah secara masif, beban bangunan dan permukiman, konsolidasi alami tanah alluvial, dan pengaruh tektonik. Gambar 5-4 menunjukkan laju perubahan permukaan tanah di Pulau Jawa. Secara umum daerah pantura mengalami laju penurunan sebesar 4 cm/tahun. Daerah Pekalongan, Bekasi Timur sampai Karawang, Bandung Selatan, sebagian Jakarta bagian barat, utara dan timur serta Semarang, mengalami penurunan tanah lebih dari 7 cm/tahun.

Detail kondisi penurunan tanah di Jawa Barat sampai Jawa Timur ditunjukkan pada Gambar 5-5. Hasil analisis terhadap tingkat penurunan tanah di Jakarta, sebagian Banten, dan Jawa Barat menunjukkan bahwa tingkat penurunan tanah tertinggi terjadi di Bandung Selatan, Bekasi Timur sampai Cikarang, dan sebagian Karawang, dengan penurunan tanah tertinggi mencapai 10 cm/tahun, seperti yang ditunjukkan pada Gambar 5-5(a). Lebih lanjut, daerah pantura, dimulai dari Indramayu ke arah timur, secara umum mengalami penurunan tanah dari 0 cm/tahun sampai 5 cm/tahun. Jakarta secara umum

mempunyai laju penurunan tanah maksimum 8 cm/tahun. Penurunan laju permukaan tanah yang menurun dibanding studi-studi terdahulu seperti (Chaussard dkk, 2013), (Braadbaart and Braadbaart 1997; Abidin dkk, 2011; Ng dkk, 2012) dan lainnya. Hal ini dapat disebabkan oleh kompresi dan kompaksi tanah di Jakarta lebih stabil dibanding tahun-tahun sebelumnya.

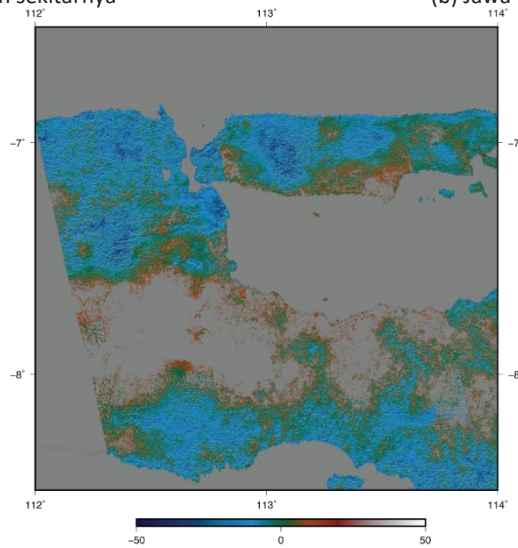


Gambar 5-4 Laju vertikal pergerakan tanah (mm/tahun) di Pulau Jawa



(a) Jawa Barat dan sekitarnya

(b) Jawa Tengah dan sekitarnya

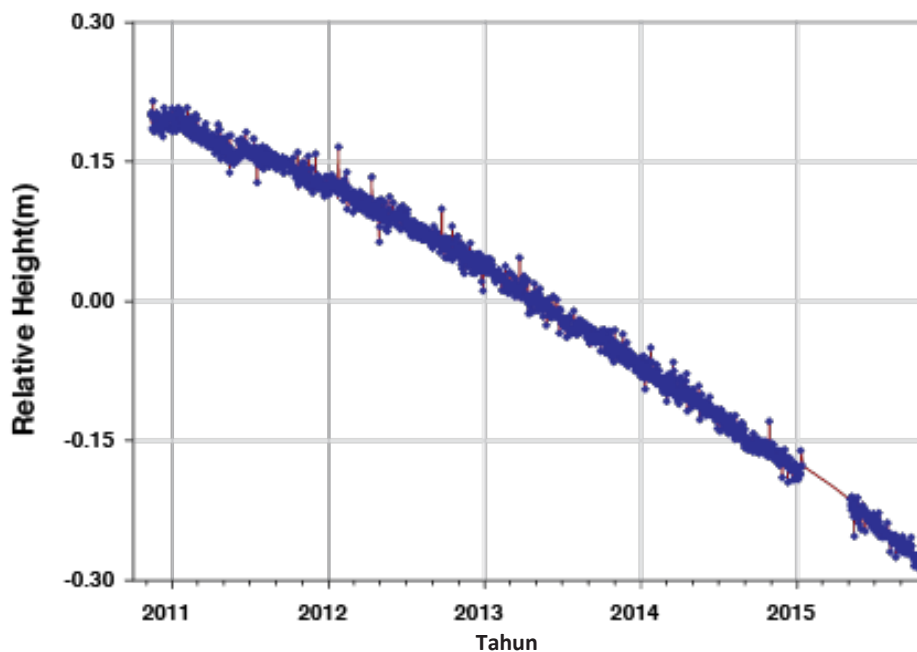


(c) Jawa Timur dan sekitarnya

Gambar 5-5 Laju vertikal pergerakan tanah (mm/tahun) di Pulau Jawa secara detail pada (a) Jawa Barat dan sekitarnya, (b) Jawa Tengah dan sekitarnya, dan (c) Jawa Timur dan sekitarnya

Gambar 5-5b menunjukkan laju penurunan tanah di Jawa Tengah dan sekitarnya. Daerah Pekalongan, Kendal sampai Demak mengalami penurunan tanah yang sedang sampai tinggi. Laju penurunan tanah di Pekalongan mencapai 10 cm atau lebih, hal ini juga terlihat pada hasil pengukuran CORS (*Continuous Operating Reference Systems*) BIG, di stasiun Pekalongan (Gambar 5-6). Penurunan tanah di Pekalongan terdeteksi sebesar 50 cm selama lebih kurang dalam waktu 5 tahun. Hasil pengukuran CORS memperkuat hasil analisis dengan menggunakan data SAR. Selanjutnya, di pesisir Semarang, penurunan tanah berkisar antara 5 cm/tahun sampai 8 cm/tahun, dengan penurunan tertinggi di wilayah Semarang bagian timur sampai daerah perbatasan dengan kabupaten Demak.

Daerah Jawa Timur, secara umum mengalami penurunan tanah sampai 4 cm/tahun, dengan daerah yang mengalami penurunan tanah tertinggi adalah daerah Surabaya, Mojokerto, Sidoarjo dan Bangkalan, seperti yang ditunjukkan pada Gambar 5-5(c). Penurunan tanah di Jawa Timur secara umum terjadi merata di bagian utara dan selatan, yang mungkin disebabkan karena faktor tekanan bangunan karena padatnya permukiman dan ekstraksi air tanah, dan karena pengembangan area industri.

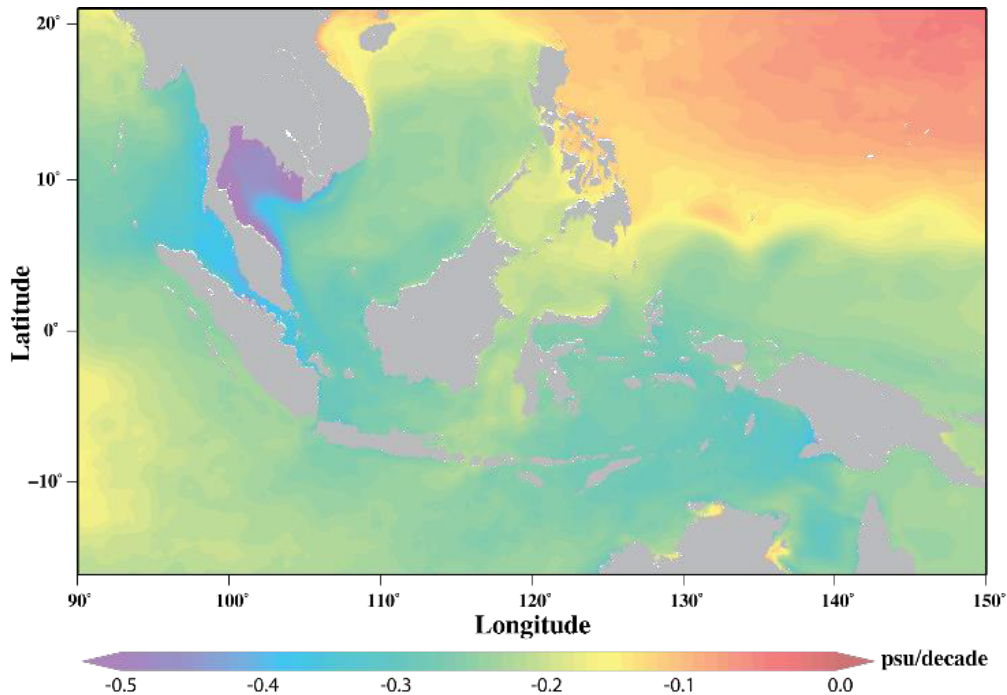


Gambar 5-6 Laju vertikal pergerakan tanah (m) Pekalongan dari data CORS

5.2.3. Proyeksi Salinitas Permukaan

Proyeksi perubahan salinitas permukaan laut (SSS) relatif sesuai dengan hasil simulasi dari tahun 1991 sampai 2015 (Bab 4), meskipun tidak setinggi hasil simulasi tahun 1991 sampai 2015. Perbedaan hasil proyeksi dan simulasi (Bab 4) dapat disebabkan oleh proyeksi curah hujan yang lebih rendah dari data historis di utara Australia, bagian selatan Laut Jawa, sebelah barat dan timur Sumatera, Teluk Tomini, dan Selat Malaka. Salinitas permukaan cenderung menurun dengan laju $-0,3 \pm 0,2$ psu/dekade. Penurunan salinitas tertinggi terjadi di Teluk Thailand, ketika di lokasi lain menunjukkan terjadinya penurunan SSS sedang sampai tinggi dan lebih rendah dibandingkan dengan data simulasi historis, seperti yang diperlihatkan pada Gambar 5-7.

Sebaliknya, pola perubahan salinitas hasil proyeksi di jalur ITF antara Selat Makassar sampai Samudera Hindia melalui Selat Lombok, menunjukkan tingkat penurunan yang relatif rendah dibanding laut sekitarnya. Hal ini mengindikasikan bahwa sebagian besar dari arus permukaan di Selat Makassar bergerak keluar menuju Samudera Hindia melalui Selat Lombok, sedangkan sebagian yang lain bergerak keluar melalui Laut Sawu, Selat Ombai dan Laut Timor.



Gambar 5-7 Proyeksi tingkat perubahan SSS berdasarkan skenario RCP4.5

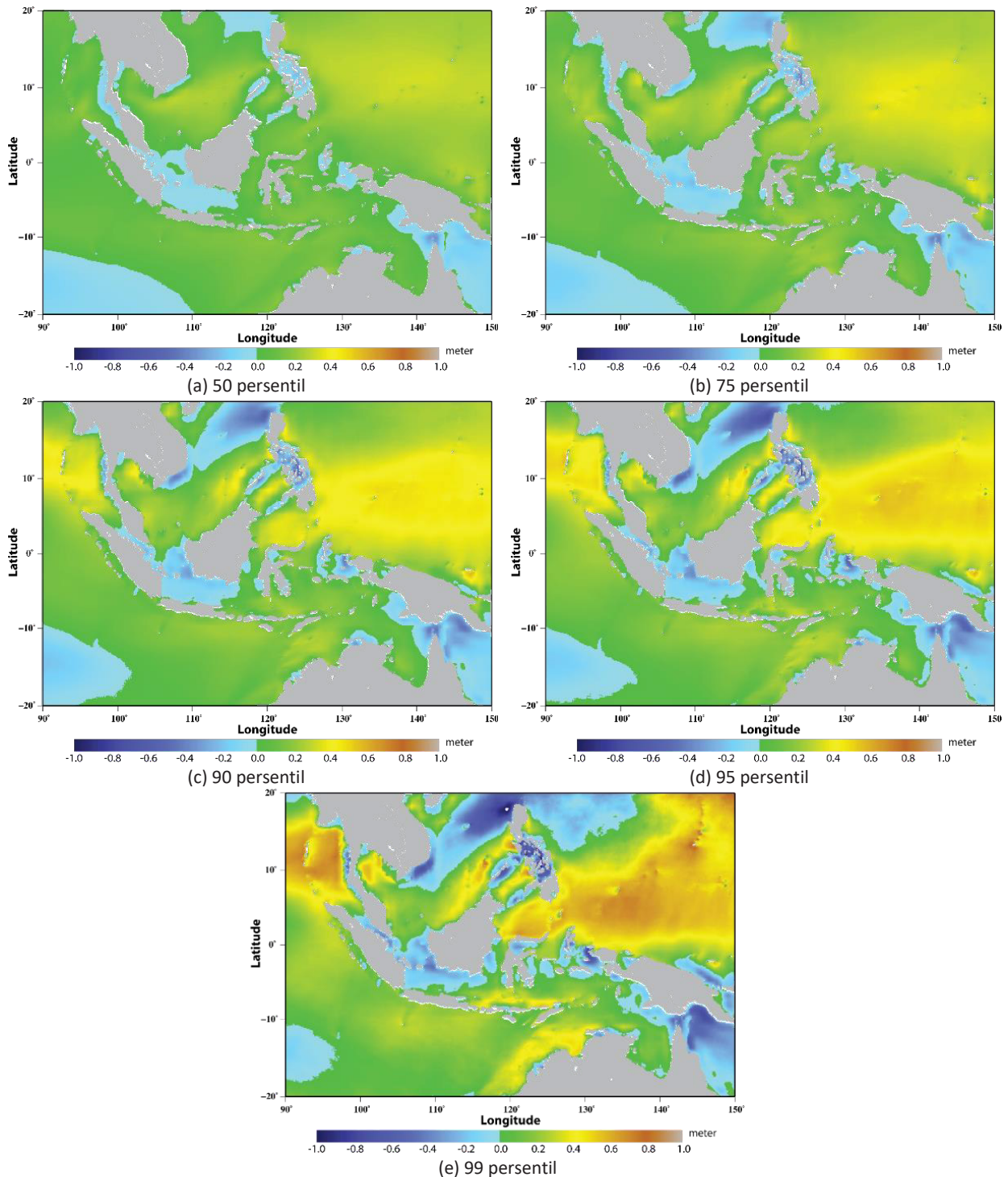
5.2.4. Proyeksi Tinggi Gelombang Signifikan

Proyeksi perubahan tinggi gelombang signifikan dari tahun 2006 sampai 2040 berdasarkan 50 sampai 99 persentil data diperlihatkan pada Gambar 5-8. Pada fase La Niña, umumnya, angin pasat dari Samudra Pasifik menguat, dan akan meningkatkan tinggi gelombang. Terlihat jelas bahwa pengaruh variabilitas iklim seperti La Niña dapat dibedakan dengan peningkatan tinggi gelombang pada 50 sampai 99 persentil data. Namun, tinggi gelombang juga menguat di Samudera Hindia, selatan Jawa dan barat Sumatera. Hal ini menunjukkan bahwa *Indian Ocean Dipole* (IOD) mungkin akan memiliki peran yang lebih signifikan dibandingkan dengan beberapa dekade terakhir.

Gambar 5-8 menunjukkan bahwa Selat Karimata yang dangkal di bagian utara dan Kepulauan Riau mengurangi perambatan gelombang Rossby dari Laut Tiongkok Selatan. Oleh karena itu, tinggi gelombang di pantai timur Sumatera dan sebagian besar Laut Jawa semakin rendah. Namun, tinggi gelombang di Laut Banda, Laut Sulawesi, Selatan Jawa, barat Sumatra dan bagian selatan Laut Tiongkok Selatan terlihat semakin menguat. Penguatan kecepatan angin di Laut Banda, pantai utara Pulau Jawa, Sulawesi, dan Laut Flores menghasilkan tinggi gelombang proyeksi yang lebih tinggi dibandingkan data historis.

Hasil proyeksi dan analisa terhadap 1% kejadian terjadinya gelombang ekstrem yang tinggi hanya menunjukkan adanya peningkatan tinggi gelombang ekstrem kurang dari 1 m. Pada kondisi nyata, terdapat kemungkinan kenaikan tinggi gelombang lebih dari 1,5 m, yang dapat disebabkan oleh perubahan kecepatan angin lokal dan regional, serta kenaikan permukaan laut akibat pemanasan

global. Perubahan kecepatan angin lokal dan regional dapat terjadi karena frekuensi variabilitas iklim yang lebih tinggi pada kondisi nyata dibandingkan hasil proyeksi model.

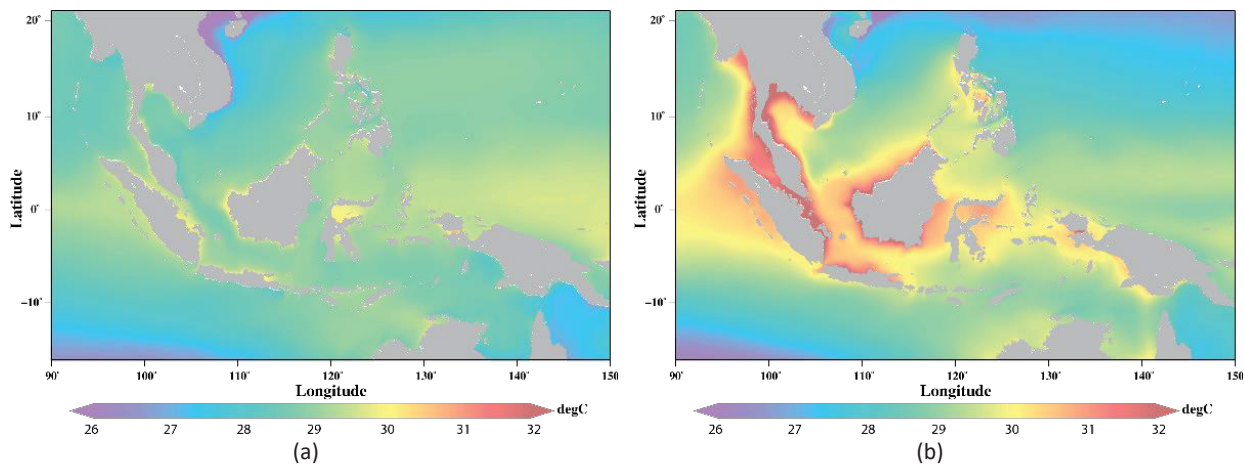


Gambar 5-8 Perbedaan proyeksi tinggi gelombang terhadap data historis pada (a) 50, (b) 75, (c) 90, (d) 95, dan (e) 99 persentil

5.2.5. Proyeksi Kejadian Suhu Permukaan Laut Ekstrem

Hasil analisa perubahan suhu permukaan laut (SPL) dalam jangka panjang dan drastis disajikan pada sub-bagian ini. Proyeksi perubahan SPL jangka panjang dan secara tiba-tiba ditunjukkan dalam

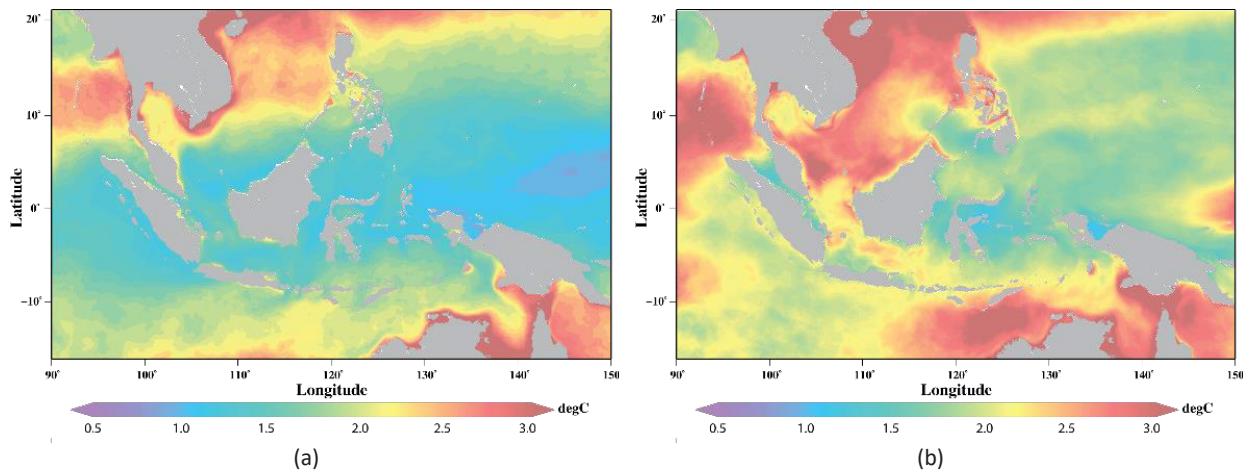
Gambar 5-9 sampai 5-11. Hasil analisis data persentil digunakan untuk memperkirakan probabilitas perubahan SPL ekstrem yang mungkin akan terjadi di masa mendatang. Perubahan rata-rata SPL dalam jangka panjang dilakukan dengan melihat perbedaan antara 50 persentil data historis dan hasil proyeksi. Analisis nilai SPL ekstrem dilakukan dengan menggunakan selisih SPL pada 99 persentil relatif terhadap median. Perbedaan SPL pada 50 persentil dari data historis dan hasil proyeksi ditunjukkan pada Gambar 5-9.



Gambar 5-9 Perbedaan SPL pada 50 persentil (a) data historis 1991-2015 dan (b) hasil proyeksi RCP4.5 2006-2040

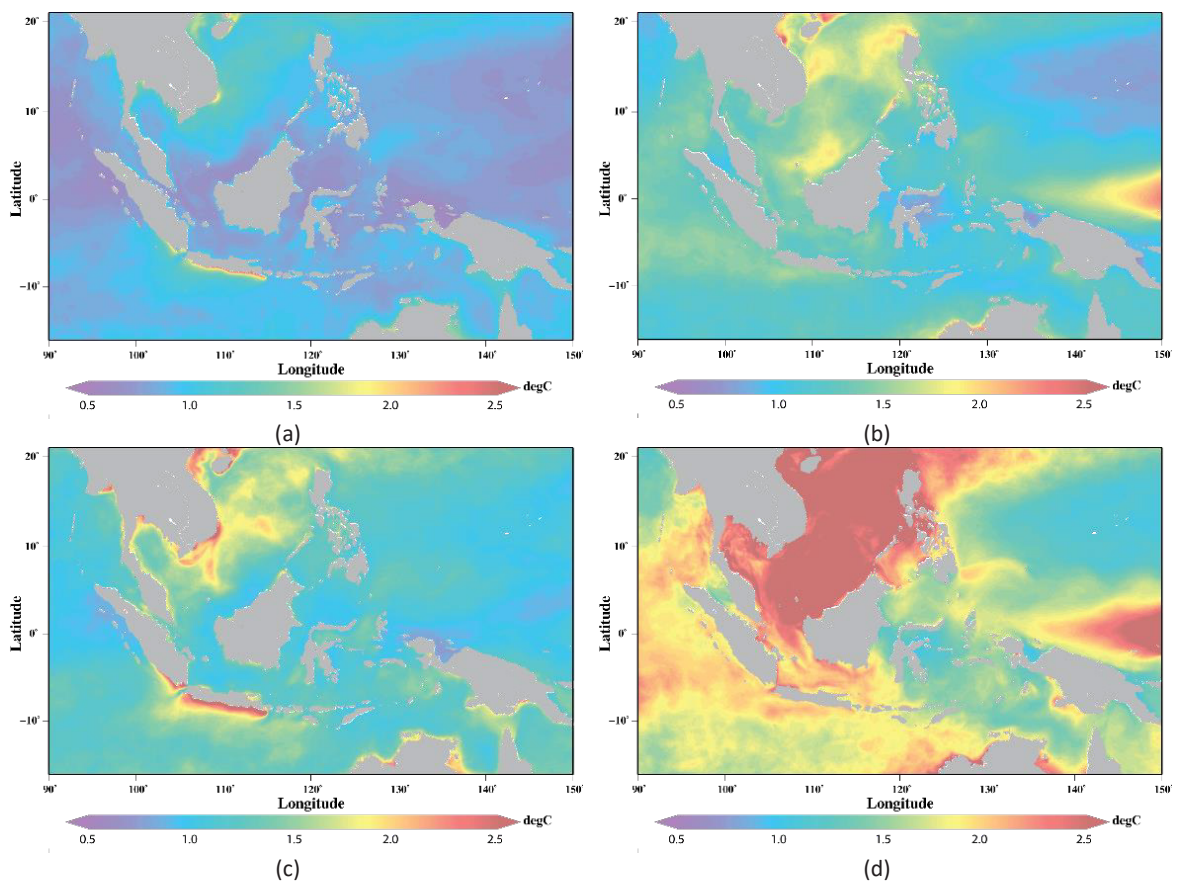
Gambar 5-9 menunjukkan bahwa median SPL hasil proyeksi berkisar antara 26°C sampai lebih dari 32°C. SPL di pantai utara Jawa, Selat Malaka, Teluk Tomini, dan pantai di sekitar Pulau Kalimantan yang mencapai lebih dari 31°C. Sementara di lokasi lain, nilai SPL mencapai 30°C. Dengan asumsi bahwa terumbu karang tidak mampu beradaptasi dan hanya dapat hidup pada suhu antara 26°C ke 30°C. Diperkirakan bahwa sebagian besar terumbu karang akan lebih rentan, dan akhirnya mengalami pemutihan dan mengalami kerusakan di daerah dengan suhu lebih dari 31°C. Dengan demikian, terumbu karang dan ekosistem mereka yang terletak di pantai utara Jawa, Selat Maluku, Tomini Bay, dan pantai di sekitar Pulau Kalimantan diperkirakan akan mengalami kerusakan.

Gambar 5-10 menunjukkan perubahan SPL selama kejadian ekstrem. Perubahan SPL bervariasi dari 1°C sampai lebih dari 3°C. Perubahan tertinggi diperkirakan akan terjadi di Laut Tiongkok Selatan, sebelah utara Kalimantan dan selatan Nusa Tenggara yang mencapai lebih dari 3°C. Sementara, kenaikan SPL ekstrem di Laut Jawa, sebelah selatan Jawa dan barat Sumatera, Banda dan Laut Sulawesi bervariasi dari 2°C ke 2,5°C. Perubahan terendah terjadi di Teluk Tomini dan Selat Makassar. Dengan asumsi bahwa terumbu karang mampu beradaptasi tetapi rentan terhadap perubahan SPL secara mendadak (La Niña) lebih dari 1,5°C, diperkirakan bahwa semua terumbu karang dan ekosistem mereka di Perairan Indonesia akan mengalami pemutihan.




Gambar 5-10 Perbedaan nilai perubahan ekstrem SPL dari (a) data historis 1991-2015 dan (b) hasil proyeksi RCP4.5 2006-2040

Analisis persentil juga digunakan pada anomali SPL harian dari tahun 1991 sampai 2040 untuk estimasi lokasi terumbu karang dan ekosistemnya yang paling rentan di waktu yang akan datang. Jajaran persentil 95 dan 99 baik dari hasil simulasi dan proyeksi digambarkan pada Gambar 5-11.



Gambar 5-11 Persentil anomali SPL harian luaran InaROMS pada (a) 95 persentil data historis 1991-2015, (b) 95 persentil data proyeksi 2006-2040, (c) 99 persentil data historis 1991-2015, dan (d) 99 persentil data proyeksi 2006-2040

Anomali SPL secara langsung terkait dengan variabilitas iklim seperti La Niña, serta menunjukkan intensitas atau kuatnya La Niña. Hasil analisis juga menunjukkan bahwa proyeksi SPL anomali cenderung meningkat lebih dari 1°C di masa depan. Oleh karena itu, diperkirakan bahwa kekuatan La Niña dalam waktu yang akan datang akan lebih tinggi dari beberapa dekade terakhir. Batas atas 5%



(95 persentil) dari data proyeksi menggambarkan anomali SPL lebih tinggi dari 1°C (Gambar 5-8(a) dan (b)). Anomali tertinggi terjadi di sebelah barat Pulau Kalimantan, dan sebagian besar Laut Tiongkok Selatan. Selama periode La Niña kuat (99 persentil) SPL mengalami kenaikan lebih dari 2°C di sebagian besar perairan Indonesia terkecuali Teluk Tomini dan bagian utara Selat Makassar. Hasil ini memperkuat analisis sebelumnya, bahwa semua terumbu karang di Indonesia akan mengalami tekanan yang lebih besar karena perubahan SPL secara mendadak, sehingga semua terumbu karang dan ekosistemnya kemungkinan akan mengalami pemutihan dan kerusakan dalam waktu yang akan datang.

BAB 7. KESIMPULAN

Rekonstruksi dan proyeksi iklim laut dilakukan menggunakan *HYbrid Coordinate Ocean Model* (HYCOM) dan *Regional Ocean Modeling Systems* (ROMS), dengan data input reanalisis dan MIROC5 pada skenario RCP4.5. Simulasi tinggi gelombang dilakukan menggunakan WAVEWATCH III. Keseluruhan hasil model menunjukkan kinerja yang baik berdasarkan perbandingan dengan data observasi (satelit). Oleh karena itu, model-model ini cukup layak untuk digunakan sebagai sarana untuk mengetahui dampak perubahan iklim pada sirkulasi laut dan karakteristik ketinggian gelombang. Namun, karena ketidakpastian dari hasil luaran model yang berasal dari *Intergovernmental Panel on Climate* (IPCC), terutama untuk proyeksi kejadian ekstrem, hasil analisis dan luaran model proyeksi hanya dapat dianggap sebagai tren dan probabilitas kejadian iklim di masa depan. Luaran hasil model baik re-analisis maupun proyeksi dapat diakses dari melalui situs <http://tides.big.go.id:8080/las/> atau <http://tides.big.go.id:8080/thredds>.

ROMS digunakan untuk simulasi arus, tinggi muka laut, suhu permukaan laut, dan salinitas permukaan menggunakan data kondisi batas hasil luaran HYCOM global. Hasil rekonstruksi menunjukkan bahwa selama periode Monsun Asia, arus permukaan di Laut Jawa bergerak ke arah timur dan arus permukaan di Selat Karimata menuju ke selatan. Arus permukaan yang bergerak ke selatan dengan kuat di sepanjang pantai Vietnam menghasilkan pusaran *West Borneo Eddies* yang bergerak berlawanan arah jarum jam di 110°BT dan 9°LU. Gradien tinggi permukaan laut terjadi di selatan Selat Karimata disebabkan oleh propagasi angin barat laut yang kuat dan arus permukaan di Selat Karimata yang bergerak ke selatan. Sehingga, tinggi permukaan laut di selatan Selat Karimata 30 cm sampai 50 cm lebih tinggi dibandingkan tinggi permukaan di Laut Jawa. Kuat arus permukaan di Selat Makassar yang bergerak ke selatan melemah pada periode ini. Pelemahan arus ini disebabkan oleh kuatnya arus permukaan di Laut Jawa yang bergerak ke timur dan menghambat arus permukaan di Selat Makassar, walaupun total perpindahan massa air di Selat Makassar masih bergerak ke selatan. Selain itu, air permukaan dari Laut Jawa dan barat Laut Banda mengalir ke Samudera Hindia melalui Selat Lombok.

Ketika monsun berubah, arus permukaan di Laut Jawa dan Selat Karimata, masing-masing bergerak ke barat dan utara. Namun, kecepatan arus permukaan tidak secepat seperti pada periode Monsun Asia. Arus permukaan di Selat Karimata bervariasi dari kurang dari 5 cm/detik sampai 50 cm/detik. Arus permukaan yang kuat dan bergerak ke utara di sepanjang pantai Vietnam menghasilkan pusaran yang bergerak searah jarum jam di 110°BT dan 10°LU.

Tinggi gelombang signifikan (SWH) di perairan Indonesia juga dipengaruhi oleh monsun. Selama Monsun Asia, rata-rata tinggi gelombang di Pasifik lebih tinggi Samudera Hindia. Arah rata-rata gelombang di utara ekuator bergerak ke selatan sedangkan gelombang di belahan bumi selatan bergerak menuju utara Samudera Hindia. SWH di sebelah timur Filipina mencapai 3 m atau lebih, sedangkan di Samudera Hindia (selatan Jawa dan barat Sumatera), mencapai 2,5 m. Sebaliknya, selama periode Monsun Australia, SWH musiman di Samudera Hindia semakin tinggi, sedangkan SWH di timur Filipina melemah. SWH di Samudra Hindia mencapai 3m atau lebih, sedangkan SWH di Pasifik hanya mencapai 2,5 m. Tinggi gelombang di Laut Jawa berkisar antara 0,5 m sampai 1,5 m dan mengarah ke barat, dengan SWH tertinggi musiman terjadi pada bulan Agustus dan September. Tinggi gelombang di Laut Sulawesi, Selat Karimata, dan Laut Tiongkok Selatan hanya sebesar 1-2 m. Sementara itu, tinggi gelombang di Laut Banda dan Flores sekitar 1,5 m.

Suhu permukaan laut (SPL) dan tinggi permukaan laut (TML) secara bertahap meningkat dengan rata-rata tingkat kenaikan 0,15°C/dekade dan 3 mm/tahun, dari tahun 1961 sampai 2015. Namun,

meskipun SPL meningkat, TML menunjukkan tren negatif dari tahun 1980 sampai 1994. Variabilitas iklim seperti El Niño memainkan peran signifikan pada karakteristik tinggi permukaan laut. Tingginya frekuensi El Niño selama 1980 sampai 1994 menekan tinggi permukaan laut di Perairan Indonesia. Oleh karena itu, sejak tahun 1961, TML terendah terjadi pada tahun 1993 dan selama El Niño kuat 1997/1998. Sejak tahun 1990, karakteristik TML mengikuti perubahan suhu permukaan.

Secara umum, SPL diproyeksikan naik $0,25^{\circ}\text{C}/\text{dekade}$. Tingkat kenaikan tertinggi kemungkinan akan terjadi di Laut Tiongkok Selatan dan Selat Karimata yang mencapai $0,5^{\circ}\text{C}/\text{dekade}$. Tingkat kenaikan SPL di Laut Jawa, Laut Banda, Laut Sulawesi dan sekitarnya berkisar antara $0,2-0,3^{\circ}\text{C}/\text{dekade}$. Jika tingkat kenaikan SPL terus berlanjut, akan memperkuat risiko pemutihan karang di semua lokasi terumbu karang. Sementara itu, hasil proyeksi SPL dan anomalnya menunjukkan bahwa terjadi peningkatan SPL ekstrem yang lebih tinggi dibandingkan dengan data historis. Hal ini berakibat terhadap percepatan proses pemutihan dan kerusakan terumbu karang. Terumbu karang yang ada akan mengalami tekanan lebih besar karena perubahan SPL yang mendadak, dan pada akhirnya semua terumbu karang dan ekosistemnya akan mengalami kerusakan lebih besar daripada kejadian beberapa dekade terakhir.

Salinitas permukaan laut (SSS) cenderung menurun dengan laju $-0,35\pm 0,2$ psu/dekade. Penurunan SSS tertinggi terjadi di utara Australia, Laut Jawa bagian selatan, sebelah barat dan timur Sumatera, Teluk Tomini, Selat Malaka, dan Teluk Thailand. Hasil proyeksi perubahan negatif SSS dengan RCP4.5 menunjukkan hasil yang lebih rendah dibandingkan data simulasi. Hal ini disebabkan oleh proyeksi curah hujan yang lebih rendah dari data historis di utara Australia, bagian selatan Laut Jawa, sebelah barat dan timur Sumatera, Teluk Tomini, dan Selat Malaka. Peningkatan pengasaman air laut, suhu dan perubahan salinitas air laut diperkirakan akan terjadi selama abad ini. Diperkirakan bahwa pH di Perairan Indonesia akan berkurang dengan meningkatnya SPL dan penurunan SSS. Terumbu karang tidak hanya dipengaruhi oleh meningkatnya suhu, tetapi juga dipengaruhi oleh perubahan pH. Dengan demikian, terumbu karang juga akan mengalami tekanan akibat perubahan SPL dan SSS, atau gabungan keduanya.

Mengikuti kenaikan SPL, kenaikan TML juga bervariasi dari $0,6-1,2$ cm/tahun. Kenaikan TML tertinggi diproyeksikan akan terjadi di Laut Tiongkok Selatan, dan bervariasi dari $0,7-1$ cm/tahun di wilayah lainnya. Oleh karena itu, tinggi permukaan laut di Perairan Indonesia kemungkinan akan meningkat lebih dari 30 cm untuk rentang waktu selama 40 tahun. Kenaikan TML absolut tidak sebanding dengan perubahan elevasi daratan karena penurunan tanah. Kenaikan TML relatif di Pantura Jawa, dapat mencapai lebih dari 10 cm/tahun. Tingginya kenaikan TML relatif ini menyebabkan peningkatan risiko banjir dan banjir rob. Adaptasi harus dilakukan walaupun belum ditemukan hubungan fisis antara perubahan kenaikan TML absolut, kenaikan TML relatif, dan perubahan intrusi air laut. Regulasi terhadap penggunaan air tanah mutlak untuk dilakukan.

Hasil proyeksi model menunjukkan bahwa tinggi gelombang ekstrem dapat menguat 1 m. Namun, terdapat kemungkinan naik lebih dari 1,5 m, baik karena perubahan kecepatan angin lokal dan regional, maupun kenaikan tinggi permukaan laut akibat pemanasan global. Kejadian tinggi gelombang ekstrem di masa yang akan datang tidak hanya mempengaruhi sektor perikanan, keselamatan transportasi laut, mencegah arus barang dan komoditas, tetapi juga meningkatkan risiko banjir di zona pesisir dengan ketinggian rendah antara 0 m sampai 3 m.

DAFTAR PUSTAKA

Abdalati, W. (2006). Recent changes in high-latitude glaciers, ice caps and ice sheets. *weather-April 2006*, 61(4), 95-101.

Abidin, H.Z., Andreas, H., Gumilar, I., Fukuda, I., Pohan, Y., dan Deguchi, Y.E. (2011). Land subsidence of Jakarta (Indonesia) and its relation with urban development, *Natural Hazards*, 59:1753-1771. doi:10.1007/s11069-011-9866-9.

AVISO. (2009). *Ssalto/Duacs User Handbook : (M)SLA and (M)ADT Near-Real Time and Delayed Time Products*, SALP-MU-P-EA-21065-CLS, Edition 1.10.

Bindoff, N.L., Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M., dan Miller, H.R. (2007). *Observations: Oceanic climate change and sea level. In: 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, UK: Cambridge University Press, 385-432.

Bleck, R. (2001). *Formulation of the horizontal pressure gradient force (PGF) in generalized coordinates*. HYCOM Consortium, 1-3.

Bleck, R. (2002). An oceanic general circulation model framed in hybrid isopycnic-cartesian coordinates. *Ocean Modelling, Ocean Modelling*, 4(1), 55-88.

Braadbaart, O. dan Braadbaart, F. (1997). Policing the urban pumping race: Industrial groundwater overexploitation in Indonesia. *World Development*, 25(2),199-210.

Bryan, K. (1996). The steric component of sea level rise associated with enhanced greenhouse gasses: a model study. *Climate Dynamic*, 12, 545-555

Cazenave, A. dan Llovel, W. (2010). Contemporary of Sea level Rise. *Annual Review of Marine Science*, 2, 145-173.

Chassignet, E.P., Arango, H.G., Dietrich, D., Ezer, T., Ghil, M., Haidvogel, D.B., Ma, C.C., Mehra, A., Paiva, A.M., dan Sirkes, Z. (2000). DAMEE-NAB: the base experiments. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 32, 155–183.

Church, J.A., Woodworth, P.L., Aarup, T., Wilson, W.S., Nicholls, R.J., Rayner, R., Lambeck, K., Mitchum, G.T., Steffen, K., Cazenave, A., Blewitt, G., Mitrovica, J.X., dan Lowe, J.A. (2010) *Sea level Rise and Variability: Synthesis and Outlook for the Future*. London, UK: Wiley-Blackwell Publishing.

Chaussard, E., Amelung, F., Abidin, H.Z., dan Hong, S.H. (2013). Sinking cities in Indonesia: ALOS PALSAR detects rapid subsidence due to groundwater and gas extraction. *Remote Sensing Environment*, 128, 150-161, doi:10.1016/j.rse.2012.10.015.

Coles, S.L. dan Brown, B.E., (2003). Coral bleaching: capacity for acclimatization and adaptation. *Advances in Marine Biology*, 46, 183-223.


Egbert, G.D., Bennett, A.F., dan Foreman, M.G.G. (1994): TOPEX/Poseidon tides estimated using a global inverse model. *Journal of Geophysical Research*, 99(C12), 24821–24852.

Egbert, G.D. dan Erofeeva. (2002). Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19, 183-204.

Gordon, A.L., Susanto, R.D., dan Vranes, K. (2003). Cool Indonesian throughflow as a consequence of restricted surface layer flow. *Nature*, 425, 824-828.

- Gordon, A.L. (16-20 Mei 2006). The Indonesian Seas and its throughflow, why and how to observe. OOPC-11.
- Haidvogel, D.B., Arango, H.G., Hedstrom, K., Beckmann, A., Malanotte-Rizzoli, P., dan Shchepetkin, A.F. (2000). Model evaluation experiments in the North Atlantic Basin: Simulations in nonlinear terrain-following coordinates. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 32, 239–281.
- Haidvogel, D.B., Arango, H.G., Budgell, W.P., Cornuelle, B.D., Curchitser, E., Di Lorenzo, E., Fennel, K., Geyer, W.R., Hermann, A.J., Lanerolle, L., Levin, J., McWilliams, J.C., Miller, A.J., Moore, A.M., Powell, T.M., Shchepetkin, A.F., Sherwood, C.R., Signell, R.P., Warner, J.C., Wilkin, J. (2008). Ocean forecasting in terrain-following coordinates: Formulation and skill assessment of the Regional Ocean Modeling System. *Journal of Computational Physics*, 227(7), 3595-3624.
- Halliwell, G.R. (2004). Evaluation of vertical coordinate and vertical mixing algorithms in the Hybrid-Coordinate Ocean Model (HYCOM). *Ocean Modeling*, 7, 285-322
- Hansen, J., Kharecha, P., Sato, M., Masson-Delmotte, V., Ackerman, F., Beerling, D.J., Hearty, P.J., Hoegh-Guldberg, O., Hsu, S., Parmesan, C., Rockstrom, J., Rohling, E.J., Sach, J., Smith, P., Steffen, K., Susteren, L., Schuckmann, K., dan Zachos, J.C. (2013). Assessing "Dangerous Climate Change": Required Reduction of Carbon Emissions to Protect Young People, Future Generations and Nature. *PLoS ONE*, 8(12), e81468.
- Hansen, J.E. (2007). Scientific reticence and sea level rise. *Environmental Research Letters*, 2.
- Hasselmann, D.E., Dunckel, M., dan Ewing, J.A. (1980). Directional wave spectra observed during JONSWAP 1973. *Journal Physical Oceanography*, 10, 529-549.
- He, Z., Feng, M., Wang, D., dan Slawinski, D. (2015) Contribution of Karimata Strait transport to the Indonesian Throughflow as seen from data assimilation model. *Continental Shelf Research*, 92, 16–22.
- Hoegh-Guldberg, O. (1999). Climate change, coral bleaching and the future of the world's coral reefs. *Marine and Freshwater Research*, 50, 839–866.
- Horton, P.J., Rahmstorf, S., Engelhart, S.E., dan Kemp, E.C. (2014). Expert assessment of sea-level rise by AD 2100 and AD 2300. *Quaternary Science Reviews*, 84, 1-6.
- Hunter, J. (2008). Estimating sea-level extremes under conditions of *uncertain sea level rise*. *Climate Change*, 99, 331-350.
- ICCSR. (2010). *Indonesian Climate Change Sectoral Roadmap*. GTZ-Bappenas.
- IPCC. (2013). *Fifth Assessment Report, Science Basis*.
- Jevrejeva, S., Grinsted, A., dan Moore, J.C. (2014) Upper limit for sea level projections by 2100. *Environmental Research Letters*, 9, 104008 (9pp).
- Joughin I., DAS, S.B., King, M.A., Smith, B.E., Howat, I.M., dan Moon, T. (2008). Seasonal speedup along the western flank of the Greenland ice sheet. *Science*, 320, 781–783.
- Koch-Larrouy, A., Madec, G., Bouruet-Aubertot, P., Gerkema, T., Bessi`eres, L. Molcard, R. (2006). On the transformation of Pacific Water into Indonesian ThroughFlow Water by internal tidal mixing. *Geophysical Research Letters*, 34, pp.L04604.
- Large, W.G., McWilliams, J.C., dan Doney, S.C. (1994). Oceanic vertical mixing: a review and a model with nonlocal boundary layer parameterization. *Review of Geophysics*, 32, 363-403.
- Marshall, P., dan Shuttenberg, H. (2006). *A Reefs Manager's Guide to Coral Bleaching*. Townsville, Australia: Great Barrier Reef Marine Park Authority, 1-166 pp.

- Meyssignag, B dan Cazenave, A. (2012) Sea level: A review of present-day and recent-past changes and variability. *Journal of Geodynamics*, 58, 96–109.
- Ng, A.H.M., Ge, L., Li, X., Abidin H.Z., Andreas, H., dan Zhang, K. (2012). Mapping land subsidence in Jakarta, Indonesia using persistent scatterer interferometry (PSI) technique with ALOS PALSAR. *International Journal of Applied Earth Observation*, 18(0):232-242. doi:10.1016/j.jag.2012.01.018
- Nicholls, R.J. dan Cazenave, A. (2010). Sea level change and the impacts in coastal zones. *Science*, 328, 1517–1520.
- Nicholls, R.J., Wong, P.P., Burkett, V.R., Codignotto, J.O., Hay, J.E., McLean, R.F., Ragoonaden, S., dan Woodroffe, C.D. (2007). Coastal systems and low-lying areas. Climate change 2007: impacts, adaptation and vulnerability. *Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, pp. 315–356.
- Nicholls, R.J. (2010). Impacts of and responses to sea level rise. In: Church, J.A., Woodworth, P.L., Aarup, T., Wilson, W.S. (Eds.), *Understanding Sea level Rise and Variability*. London, UK: Wiley-Blackwell Publishing.
- Price, J.F. dan Weller, R.A. (1986). Diurnal cycling: Observations and models of the upper ocean response to diurnal heating, cooling, and wind mixing. *Journal of Geophysical Research*, 91, 8411-8427.
- Rahmstorf, S. (2007). A semi-empirical approach to projecting future sea-level rise. *Science*, 315, 368-370.
- Ren, D., Karoly, D.J., dan Leslie, L.M. (2006). Temperate Mountain Glacier-Melting Rates for the Period 2001–30: Estimates from Three Coupled GCM Simulations for the Greater Himalayas. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 46, 890-899.
- Ren, D. (2010). Effects of Global Warming on the Wind Energy Availability. *Journal of Renewable Sustainable Energy*, 2, 052301-5.
- Rignot, E. dan Kanagaratman, P. (2006). Changes on the Velocity Structure of Greenland Ice Sheet, *Science*, 311, 986-990.
- Rogers, W.E., Kaihatu, J.M., Petit, H.A.H., Booij, N., dan Holthuijsen, L.H. (2002). Diffusion reduction in an arbitrary scale third generation wind wave model. *Ocean Engineering*, 29, 1357-1390.
- Shaji, C., Wang, C., Halliwell, G.R., dan Walcraft, A. (2005). Simulation of tropical Pacific and Atlantic Oceans using a hybrid coordinate ocean model. *Ocean Modelling*, 9, 253-282.
- Shchepetkin, A.F. dan McWilliams, J.C. (2005). The Regional Oceanic Modeling System (ROMS): A Split-Explicit, Free-Surface, Topography-Following-Coordinate Oceanic Model. *Ocean Modeling*, 9(4), 347-404
- Small, C. dan Nicholls, R.J. (2003). A Global Analysis of Human Settlement in Coastal Zones. *Journal of Coastal Research*, 19(3), 584-599.
- Sofian, I., Kozai, K., dan Ohsawa, T. (2007). Investigation of Interoceanic Connection between the Makassar Strait and the Java Sea using an Oceanic General Circulation Model. *Proceedings of Techno-Ocean 2006 / 19th JASNAOE Ocean Engineering Symposium, Kobe, JAPAN, October 18 – 20, 2006*. Paper No. 89
- Sofian, I., Kozai, K., dan Ohsawa, T. (2008). Investigation on the relationship between wind-induced volume transport and mean sea level in the Java Sea using an oceanic general circulation model. *Journal of Marine and Meteorological Society of Japan*, 84.

- 
- Sofian, I., Wijanarto, A.B., dan Karsidi, A. (2013), Estimating the Steric Sea level Rise in the Indonesian Seas by Using an Oceanic General Circulation Model. *International Journal of Geoinformatics*, 9(3), 1-7.
- Tolman, H.L. dan Chalikov, D.V. (1996). Source terms in a third-generation wind wave model. *Journal Physical Oceanography*, 26, 2497-2518.
- Tolman, H.L. (2009). *User manual and system documentation of WAVEWATCH-III version 3.14*. NOAA/NWS/NCEP, 110 pp.
- Umlauf, L., dan Burchard, H. (2003). A generic length-scale equation for geophysical turbulence models. *Journal Marine Research*, 61, 235-265.
- Vermeer, M. dan Rahmstorf, S. (2009). Global Sea level Linked to Global Temperature. *PNAS*, 106(51), 21527–21532.
- Webster, P.J., Holland, G.J., Curry, J.A., dan Chang, H.R. (2005). Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment. *Science*, 309, 1844-1846.
- Yamashiki, Y., Kato, M., Takara, K., Nakakita, E., Kumagai, M., dan Jiao, C. (2010). Sensitivity Analysis on Lake Biwa under the A1B SRES climate change scenario using Biwa-3D Integrated Assessment Model: part I – projection of lake temperature. *Hydrological Research Letters*, 4, 45-49.
- Zwally, H.J., Abdalati, W., Herring, T., Larson, K., Saba, J., dan Steffen, K. (2002). Surface melt acceleration of Greenland ice sheet flow. *Science*, 297, 218–222.



SEKRETARIAT RAN API

Gedung Lippo Kuningan, Lantai 15

Jl. H. R. Rasuna Said No.Kav. B 12

Setiabudi Jakarta Selatan

Telp: (021) 80679319

Email: admin@sekretariat-ranapi.org

Website: www.sekretariat-ranapi.org



RAN_API



[sekretariat.ranapi](https://www.instagram.com/sekretariat.ranapi)



[SekretariatRANAPI](https://www.facebook.com/SekretariatRANAPI)