

BRUNO FERRERO

VARIABILIDADE E AUMENTO DO NÍVEL DO MAR EM
SIMULAÇÕES CLIMÁTICAS

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia do Instituto Oceanográfico, da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para obtenção do Título de Doutor em Ciências, área de concentração Oceanografia Física.

Orientadora: Profa. Dra. Ilana E. K. C. Wainer

S ã O P A U L O

2020

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

INSTITUTO OCEANOGRÁFICO

VARIABILIDADE E AUMENTO DO NÍVEL DO MAR EM
SIMULAÇÕES CLIMÁTICAS

Bruno Ferrero

Tese apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para obtenção do Título de Doutor em Ciências, área de Oceanografia Física.

APROVADA EM **03/12/2020** POR:

Profa. Dra. Ilana Elazari Klein Coaracy Wainer (Orientadora)

Prof. Dr. Joseph Harari (IO-USP)

Prof. Dr. Ricardo de Camargo (IAG-USP)

Prof. Dr. Ronald Buss de Souza (INPE)

Agradecimento

Essa Tese de Doutorado só foi possível de ser realizada graças à presença de muitas pessoas que me acompanharam ao longo da minha formação e também pelo privilégio de poder contar com o apoio e suporte de instituições de ensino e pesquisa. Segue aqui minha tentativa de registrar minha gratidão para com essas pessoas e instituições.

Agradeço a toda Universidade de São Paulo pelos ótimos anos vividos como aluno da instituição. Sempre terei um enorme carinho e zelo pela Universidade.

Agradeço ao Instituto Oceanográfico, aos seus funcionários e seus docentes. Grande parte dos meus conhecimentos oceanográficos é devido aos docentes dessa casa. Obrigado aos professores dos cursos de pós: Professores Belmiro, Edmo, Paulo, Joseph e Ilson. Um especial agradecimento também ao professor Ricardo de Camargo (IAG), que esteve presente em diversos momentos da minha formação.

Agradeço à minha orientadora, Professora Ilana, pela confiança, incentivo e amparo ao longo dos muitos anos em que trabalhamos juntos.

Agradeço a todos os companheiros do laboratório OC₂. Todos que passaram pelo grupo de alguma forma contribuíram com minha formação – Marcos, ZeEdson, Daniel, Tiago, Fernanda, Luciana, Marina, Gabriel, Laura, Eduardo, Paulo. Agradeço também ao amigo Gustavo por me receber no NCAR e pela ajuda com análises e discussões sobre modelos oceânicos.

Por fim, agradeço à minha família pela estrutura, amor e torcida. Também sou muito grato à minha companheira, Renata, pelo incentivo, companhia, amor, compreensão e dedicação nos diversos momentos que compartilhamos ao longo desse período de doutoramento.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001.

Resumo

O aumento do nível do mar é uma das consequências mais graves do aquecimento global com a possibilidade de gerar enormes prejuízos sociais e econômicos. A estrutura regional deste aumento é bastante complexa e está sujeita à influência tanto de fatores naturais internos do clima quanto também de fatores externos. Esta tese visa estudar os padrões regionais de aumento do nível do mar na presença de uma forçante climática externa. Para isso utiliza-se de um vasto conjunto de simulações forçadas produzidas por modelos climáticos dentro do contexto do CMIP5 e CMIP6 para identificar a presença de um padrão forçado de variação do nível do mar no período de 1993 até 2018. As tendências da altura dinâmica da superfície do mar para esse período são dominadas pela variabilidade natural, contudo, já é possível identificar a presença do sinal da resposta forçada. As projeções dessas tendências para um futuro próximo (2020 – 2050) considerando desde cenários sustentáveis até um cenário de aquecimento global extremo, apontam para uma manutenção dos padrões observados até então independente da forçante externa. Para o final do século (2070 – 2100) os cenários de aquecimento global mais extremos mostram uma convergência nos padrões de tendência da altura dinâmica para o sinal da resposta forçada. Já para um cenário sustentável, no qual existe um comprometimento da sociedade em limitar o aquecimento global, o sinal da resposta forçada tende a permanecer dentro da amplitude natural de variabilidade da altura da superfície do mar.

Palavras-chave: nível do mar; variabilidade climática; modelos climáticos; resposta forçada

Abstract

Sea level rise is one of the major consequences of global warming with huge impacts on coastal communities and ecosystems. The complex spatial structure in the sea level change over the 26 years of altimeter record is governed by natural and anthropogenic forcings. This work aims to study the regional patterns of sea level rise in the presence of an external climate forcing. For this purpose, ensembles of forced simulations produced by the state-of-the-art climate models within the context of CMIP5 and CMIP6 were used to identify a regional sea level forced response pattern from 1993 to 2018. Linear trends in the dynamic sea level for this period are dominated by natural fluctuations influenced by coupled atmosphere ocean variability modes. However, it is already possible to identify the presence of the forced response signal. Projections of these trends for the near future (2020 – 2050) ranging from a sustainable to an extreme global warming scenario, may continue into the future indicating a maintenance of the observed signal. By the end of the 21st century, sea level trends are dominated by the forced response signal for the extreme scenarios while in the low emissions scenarios the forced response signal remains within the natural variability range.

Keywords: sea level rise; dynamic sea level; climate variability; forced response

Sumário

Agradecimento	ii
Resumo	iii
Abstract	iv
Lista de Figuras	xiii
Preâmbulo	1
1 Introdução	3
1.1 Nível do mar e o aquecimento global	4
1.2 Causas do aumento do nível do mar	6
1.2.1 Ajuste isostático glacial – GIA	9
1.2.2 Reservatórios terrestres e águas subterrâneas	10
1.2.3 Mantos de gelo: Antártica e Groenlândia	10
1.2.4 Aquecimento dos oceanos	12
1.3 Aumento do nível médio global e regional da superfície do mar	14
1.4 O nível do mar em modelos climáticos	15
1.5 Definições e escalas da variação do nível do mar	17
1.6 Objetivos	22
2 Variabilidade interna e resposta forçada do nível do mar	25
2.1 Padrões observados	25
2.2 Conjuntos gerados por perturbações nas condições iniciais	29
2.2.1 CESM/LENS: <i>Large Ensemble</i>	30

2.2.2	MPI–GE: <i>Grand Ensemble</i>	31
2.2.3	GFDL–LE: <i>Large Ensemble</i>	32
2.3	Variabilidade interna do nível do mar	33
2.4	Padrões forçados do nível do mar	38
2.5	Experimentos com forçante única	44
2.6	Metodologia	46
3	Projeções e incertezas dos padrões de aumento do nível do mar	48
3.1	<i>Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 - CMIP6</i>	50
3.1.1	Fontes de incertezas	52
3.2	Conjunto de modelo único – <i>ensemble</i> CanESM5	53
3.3	Conjunto multi-modelos – <i>ensemble</i> CMIP6	58
3.3.1	Partição das incertezas do nível do mar no CMIP6	66
3.4	Surgimento dos padrões forçados: <i>Time of Emergence - ToE</i>	71
3.5	Metodologia	73
4	Partição e balanço do nível do mar	75
4.1	Formulação do nível do mar no CESM/LENS	76
4.1.1	Equação cinemática do nível do mar	77
4.1.2	Nível do mar devido à variações de densidade	78
4.1.3	Padrões forçados da variação estérica do nível do mar	79
4.2	Balanço termodinâmico do nível do mar	83
4.2.1	Padrões forçados da partição termodinâmica do nível do mar	85
5	Conclusão	88
A	Tabela: modelos do sistema terrestre	92
	Referências	94

Lista de Figuras

1.1	Escalas temporais da variação da temperatura média global, evidenciando o aumento recente de temperatura sem precedente em um curto intervalo de tempo e também indicando o Plioceno Médio como um análogo de clima futuro próximo. Para facilitar a visualização, há algumas quebras de escala ao longo do eixo de tempo. A Figura foi retirada e adaptada de Burke <i>et al.</i> (2018)	4
1.2	Fenômenos de diferentes escalas temporais e espaciais que afetam altura do nível do mar. Adaptado de Woodworth <i>et al.</i> (2019)	7
1.3	Esquema representando os processos que contribuem para variação do nível do mar. As taxas de aumento do nível do mar apresentadas referem-se ao período de 1993–2017. A sigla G.R.D. refere-se a todos os processos de troca de massa entre a criosfera, o oceano e a terra (continente), que por sua vez afetam o campo gravitacional (G.), rotação (R.) e os efeitos de deformação (D.). Figura adaptada de Kopp <i>et al.</i> (2019)	8
1.4	Esquema adaptado de Gregory <i>et al.</i> (2019) ilustrando as diferentes superfícies relacionadas ao nível do mar. A coordenada vertical z que é representada pela reta normal à linha do geoide \mathbf{G} e paralela a aceleração \mathbf{g} da gravidade. Já a profundidade média dos oceanos está indicado pela linha H que é a diferença entre o nível médio do mar η e o fundo oceânico F. O efeito da pressão atmosférica p'_a é mostrado pela depressão indicada por \mathbf{B} e representa o <i>efeito do barômetro invertido</i>	18

1.5	Esquema adaptado de Gregory <i>et al.</i> (2019) contendo as diferentes variação do nível do mar. As escalas entre as diferentes variações são meramente ilustrativas. Com exceção dos termos globais h , h_b e h_θ , todos os demais representam variações regionais e, portanto envolvem uma localização x, y , além de um período de referência.	22
2.1	Mapa da tendência linear da altura da superfície do mar $\tilde{\eta}$ (mm/ano) observada entre janeiro de 1993 e dezembro 2018 a partir de medidas de altimetria por satélites.	26
2.2	Mapa da tendência linear da altura dinâmica da superfície do mar ζ (mm/ano) observada entre janeiro de 1993 e dezembro 2018 a partir de medidas de altimetria por satélites.	27
2.3	Mapa da tendência linear da altura dinâmica da superfície do mar ζ (mm/ano) observada para diferentes décadas. À esquerda a década que vai de janeiro de 1993 até dezembro de 2002 e à direita a década que vai de janeiro de 2009 até dezembro de 2018.	28
2.4	Série temporal anual da anomalia global da temperatura de superfície da atmosfera obtidas pelo experimento numérico CESM/LENS (esquerda). Cada linha cinza representa um membro do conjunto e a linha preta é a média dos 40 membros. A linha vermelha mostra as anomalias observadas do HadCRUT4. À direita, série temporal diária da temperatura da superfície do mar para os primeiros 60 dias de simulação em um ponto aleatório no Atlântico Sul, indicando a divergência entre as simulações logo após 15 dias simulados. As linhas pretas mais grossas indicam a média e 1 desvio padrão do <i>ensemble</i>	31
2.5	Série temporal da anomalia global da temperatura de superfície reproduzidas pelo experimento numérico MPI-GE. Figura retirada de Maher <i>et al.</i> (2019)	31
2.6	Mapas da tendência linear da altura dinâmica da superfície do mar ζ (mm/ano) entre janeiro de 1993 e dezembro 2018 para os resultados de 35 (de um total de 40) membros do CESM/LENS.	33

2.7	Tendência linear da altura dinâmica da superfície do mar ζ (mm/ano) para o período altimétrico. A primeira coluna mostra o membro do <i>ensemble</i> que apresentou maior correlação espacial (PC - com o valor indicado na figura) com os dados altimétrico. A segunda coluna é a resposta forçada (FR) de ζ (o valor da PC indicado nessa coluna refere-se à correlação entre o membro e a FR). A terceira coluna é a diferença das tendências mostradas na primeira coluna menos as tendências da segunda coluna e representa ruído climático presente naquele membro. Cada linha representa um <i>ensemble</i> : CESM/LENS, MPI-GE e GFDL-LE.	35
2.8	Sinal e ruído da tendência linear anual da altura dinâmica da superfície do mar ζ (mm/ano) obtida por meio de um método de reamostragem aleatória (<i>bootstrapping</i>) dos últimos 1200 anos do experimento controle do CESM/LENS para período de 26 anos considerando conjuntos artificiais de 40 membros.	36
2.9	Distribuição dos coeficientes de correlação do padrão espacial entre as tendências de ζ do <i>ensemble</i> artificial (<i>bootstrapping</i>) do experimento controle do CESM/LENS e a média desse <i>ensemble</i> (a); e a média das tendências do <i>ensemble</i> forçado para o período de 1993 – 2018 (b).	37
2.10	Resposta forçada FR da tendência linear da altura dinâmica da superfície do mar ζ (mm/ano) no período entre 1993 e 2018 simulada pelo CESM/LENS, MPI-GE e GFDL-LE. Os pontilhados indicam as regiões onde as tendências são estatisticamente diferentes (95% <i>t-test</i> bicaudal) em relação às tendências do experimento controle.	38
2.11	Ruído (acima) e relação sinal-ruído (abaixo) da tendência linear da altura dinâmica da superfície do mar ζ no período entre 1993 e 2018 simulada pelo CESM/LENS, MPI-GE e GFDL-LE. A linha nos mapas de S/N indicam as regiões em que o sinal ultrapassa $\pm 1\sigma$.	40
2.12	Raiz do erro quadrático médio (acima) e percentual da variância explicada (abaixo) da resposta forçada da altura dinâmica da superfície do mar ζ no período entre 1993 e 2018 entre os <i>ensembles</i> CESM/LENS, MPI-GE, GFDL-LE e o Aviso.	40

2.13	<i>Boxplot</i> da distribuição das correlações de padrões das tendências de ζ para o período de 1993–2018 entre cada membro do <i>ensemble</i> e sua respectiva resposta forçada (a) e também entre cada membro e os dados altimétricos do Aviso (b).	41
2.14	<i>Boxplot</i> da distribuição das correlações de padrões das tendências de ζ para o período de 1993–2018 entre cada membro do <i>ensemble</i> e os dados altimétricos do Aviso (a–d) e também entre cada membro e sua respectiva resposta forçada (e–h). Painel a,e): Oceano Atlântico; b,f) Oceano Pacífico; c,g) Oceano Índico; d,h) Oceano Austral.	43
2.15	Resposta forçada da tendência altura dinâmica da superfície do mar ζ (mm/ano) para dois períodos (1950–1979 e 1993–2018). A FR refere-se a 20 experimentos com forçante única produzidas pelo CESM: AER (somente aerossóis) e GHG (somente gases estufa). Os histogramas mostram a distribuição das correlações dos padrões espaciais entre cada membro e a sua resposta forçada. As área pontilhadas não são estatisticamente diferentes (95% <i>t-test</i> bicaudal) das tendências obtidas no experimento controle.	44
3.1	Série temporal da altura nível do mar η (cm) entre janeiro de 1980 e dezembro de 2100 simulada pelo CanESM5 (Swart <i>et al.</i> , 2019). As linhas mais espessas são as médias dos 50 membros para quatro diferentes projeções (SSPs) indicadas na figura. À direita são mostrados os resultados para a média global e à esquerda resultados para um ponto aleatório no oceano Atlântico Sul.	54
3.2	Relação sinal-ruído (S/N) da altura dinâmica do nível do mar ζ para as diferentes projeções (SSPs) do conjunto CanESM5 e histogramas das distribuições das correlações espaciais de cada um dos 50 membros com a respectiva resposta forçada (FR) para cada projeção. As tendências foram calculadas considerando intervalos com períodos de 30 anos, entre 2020 e 2049; 2070 e 2099. Nos histogramas também são mostrados PCs do período histórico 1950-1979 e 1990-2019.	56

3.3	Mapas da tendência linear da altura dinâmica da superfície do mar ζ (mm/ano) projetadas pelos modelos do CMIP6 considerando apenas o experimento SSP5-8.5, entre janeiro de 2020 e dezembro 2049.	58
3.4	Resposta forçada da altura dinâmica da superfície do mar ζ (mm/ano) (esquerda) e a relação sinal-ruído (direita) para os cenários SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0 e SSP5-8.5 projetadas por 30 modelos do CMIP6 entre 2020 e 2049. As áreas pontilhadas são insignificativas estatisticamente (5% <i>t-test</i> bicaudal).	61
3.5	Resposta forçada da altura dinâmica da superfície do mar ζ (mm/ano) (esquerda) e a relação sinal-ruído (direita) para os cenários SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0 e SSP5-8.5 projetadas por 30 modelos do CMIP6 entre 2070 e 2099. As áreas pontilhadas são insignificativas estatisticamente (5% <i>t-test</i> bicaudal).	63
3.6	Histogramas das distribuições das correlações entre padrões de tendência da altura dinâmica da superfície do mar ζ de cada modelo do CMIP6 e a da resposta forçada para cada projeção considerando os períodos 1990-2019, 2020-2049 e 2070-2099. O valor médio da correlação para cada cenário e período está indicado na parte superior de cada histograma.	65
3.7	Série temporal anual das projeções do aumento do nível médio global da superfície do mar h (cm) para os cenários SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0 e SSP5-8.5 em relação ao final do período histórico (a). As linha mais espessas representam a média de todos os modelos para cada cenário. À direita (b), uma estimativa da partição das incertezas em valores absolutos (cm) para cada uma das fontes: definições dos cenários forçantes, incertezas estruturais e de formulações dos modelos e incertezas devidos as oscilações naturais do clima.	67

3.8	Variação temporal da partição das incertezas relativas (%) do aumento do nível médio global da superfície do mar h para as simulações do CMIP6. A linha verde representa a incerteza associada à variabilidade interna climática, a linha azul a incerteza associada à estrutura dos modelos e a linha vermelha a incerteza associada às definições dos cenários futuros de aquecimento global.	68
3.9	Variação temporal da partição das incertezas relativas (%) da altura dinâmica da superfície do mar ζ local ($lat = 40S$, $lon = 20W$) para as simulações do CMIP6. A linha verde representa a incerteza associada à variabilidade interna climática, a linha azul a incerteza associada à estrutura dos modelos e a linha vermelha a incerteza associada às definições dos cenários futuros de aquecimento global.	68
3.10	Mapas da incerteza relativa (%) considerando apenas a variabilidade natural (esquerda), o espalhamento devido as diferenças de cada modelo (no centro) e o espalhamento resultante da definição dos cenários futuros (direita). Cada uma das três décadas representadas nessa figura é dada pela média das incertezas nos períodos: 2015 e 2020; 2041 e 2050; 2091 e 2100.	70
3.11	Ano de emergência do sinal da altura dinâmica da superfície do mar ζ para o conjunto de simulações produzidas pelo CanESM5 para os cenários SSP1-2.6 (a), SSP3-7.0 (b) e SSP5-8.5 (c). As regiões em branco indicam que o sinal forçado não foi detectado durante o período de projeção.	71
3.12	Ano de emergência do sinal da altura dinâmica da superfície do mar ζ para o conjunto de simulações produzidas pelos modelos CMIP6 para os cenários SSP1-2.6 (a), SSP3-7.0 (b) e SSP5-8.5 (c). As regiões em branco indicam que o sinal forçado não foi detectado durante o período de projeção.	72

4.1	Resposta forçada FR da tendência linear da variação estérica R_p , termostérica R_θ e R_S do nível do mar (mm/ano) para o período entre 1993 e 2018 simuladas pelo CESM/LENS. As tendências mostradas são estatisticamente significantes a um nível de 95% de acordo com um <i>t-test</i> bicaudal.	80
4.2	Série temporal anual da variação estérica (azul) global do nível do mar e suas componentes termostérica (vermelho) e halostérica (verde) calculadas para os 40 membros do conjunto CESM/LENS entre 1990 e 2020. As linhas grossas referem-se à resposta forçada gerada para cada uma das componentes. Cada painel refere-se a bacia oceânica, sendo A) a média para o oceano global, B) Oceano Atlântico, C) Oceano Pacífico, D) Oceano Índico e E) Oceano Austral.	81
4.3	Distribuição espacial dos coeficientes de expansão térmica α e contração salina β para média do período entre 1993 e 2018. Os coeficiente foram calculados de acordo com TEOS-10 (McDougall e Barker, 2011), a partir dos resultados mensais de temperatura, salinidade e densidade de um único membro do conjunto CESM/LENS.	83
4.4	(A) Resposta forçada da tendência linear do balanço do fluxo de calor em superfície entre os anos de 1993 e 2018 simuladas pelo CESM/LENS. (B) variância explicada (%) da variação estérica da superfície do mar em função dos fluxos de calor em superfície.	86
4.5	Desvio padrão σ da resposta forçada das componentes da variação estérica do nível do mar entre 1993 e 2018 simuladas pelo CESM/LENS. (A) e (B) representam os termos advectivos associados à temperatura e salinidade, respectivamente. (C) e (D) representam os termos difusivos associados à temperatura e salinidade.	87

Preâmbulo

Um dos fenômenos mais catastróficos decorrente do aquecimento global é o aumento do nível do mar. Com a subida do nível médio dos oceanos, as regiões costeiras, que hoje são densamente habitadas, estariam sujeitas a frequentes eventos de inundação ou até mesmo a um estado permanentemente de submersão. Uma das consequências imediata desse desastre seria, por exemplo, o surgimento de milhões de refugiados climáticos. Assim sendo, compreender e poder antever o aumento do nível do mar tornou-se um dos grandes desafios da sociedade contemporânea, envolvendo diversos setores da comunidade científica. Tanto é assim que o tema atualmente é explorado por muitos ramos da ciência, como a economia, a sociologia, a biologia, a geografia, a climatologia, dentre outros.

Nessa linha, o que se pretende com a presente tese é explorar o problema do "*aumento do nível do mar*" sobre uma de suas óticas, a da *oceanografia física*, por meio da abordagem da *variabilidade climática* e sobre a perspectiva da *grande escala*. Logo, as simulações numéricas do sistema terrestre tornam-se ferramentas bastante apropriadas para esse tipo de estudo e, o presente estudo, faz um vasto uso de uma enorme quantidade de tais simulações.

O trabalho inicia com um capítulo introdutório, o qual descreve de forma abrangente as questões relacionados ao aumento do nível do mar e a importância de se entender as causas e as consequências desse fenômeno. Também nesse capítulo são estabelecidas as diversas definições de *nível do mar* que serão usadas de forma precisa e rigorosa nos capítulos seguintes.

No segundo capítulo o foco é como os padrões espaciais da altura da superfície do mar respondem ao aquecimento global para o período recente atual. Uma questão pertinente investigada nesse capítulo é a detecção de um padrão emergente da forçante

climática nos registros altimétricos do nível do mar. Isto é, apesar da forte presença das oscilações naturais da superfície do mar, certos padrões só conseguem ser explicados como uma resposta ao aquecimento global.

No capítulo seguinte discute-se as principais fontes de incertezas nas projeções numéricas do aumento do nível do mar. Muitas das indefinições relacionadas à resposta da variação do nível do mar ao aquecimento global deve-se ao estabelecimento e definições dos cenários de desenvolvimento socio-econômico, o que por sua vez determinará o futuro das emissões de gases estufa.

No quarto capítulo é apresentada uma partição termodinâmica dos padrões espaciais da variação do nível do mar e com isso investiga-se quais as origens e fatores que contribuem para o padrão de aumento do nível do mar observado na final do século XX e início do século XXI.

O quinto e último capítulo faz uma conclusão sintetizando os principais resultados obtidos, apresentando-os de forma integrada e conectando-os ao tópico que dá título a essa tese: *Variabilidade e aumento do nível do mar nas simulações do clima.*

Capítulo 1

Introdução

O aumento do nível do mar possui uma influência direta em áreas costeiras e ilhas, regiões nas quais grandes cidades e enormes adensamentos populacionais estão localizados. Uma consequência imediata e bastante desastrosa decorrente do aumento do nível do mar é a movimentação e migração de grandes populações humanas (Tabe, 2019). Já nas primeiras décadas do século XXI, cinco ilhas do Arquipélago das Ilhas Salomão tornaram-se permanentemente submersas como consequência da elevação do nível do mar (Albert *et al.*, 2016). Somando-se a este fenômeno, Luijendijk *et al.* (2018) mostrou que cerca de 25% da linha de costa de todo o globo está erodindo a uma taxa de 0,5 metros por ano e Vousedoukas *et al.* (2020), considerando diferentes cenários de aquecimento global, estima que aproximadamente metade das praias arenosas de hoje sumirão até o final do século devido à combinação de processos erosivos e ao aumento do nível do mar.

Além do seu potencial destrutivo, estudos, como por exemplo Munk (2002), destacam o aumento do nível do mar como uma das principais métricas para quantificar o aquecimento global, pois trata-se de uma medida integrada e cumulativa, englobando as variações e trocas de energia entre todas as componentes do sistema climático terrestre e em diferentes escalas temporais. Além do mais, 93% do desbalanço energético foi acumulado no oceano (Cheng *et al.*, 2019), com isso mudanças nas propriedades dos oceanos são bastante apropriadas para quantificar e detectar as influências da atividade humana no clima.

1.1 Nível do mar e o aquecimento global

Assim como o aumento da temperatura média da superfície observado na última metade do século passado (Figura 1.1) atribuído à intensificação atividade humana (indústria, agricultura, urbanização e exploração de recursos naturais), também foi registrado um aumento do nível médio do mar sem precedentes e em um intervalo de tempo bastante curto. Reconstruções a partir de registros históricos de marégrafos mostram um aumento de até 22 centímetros em relação ao início do século passado (Church *et al.*, 2013).

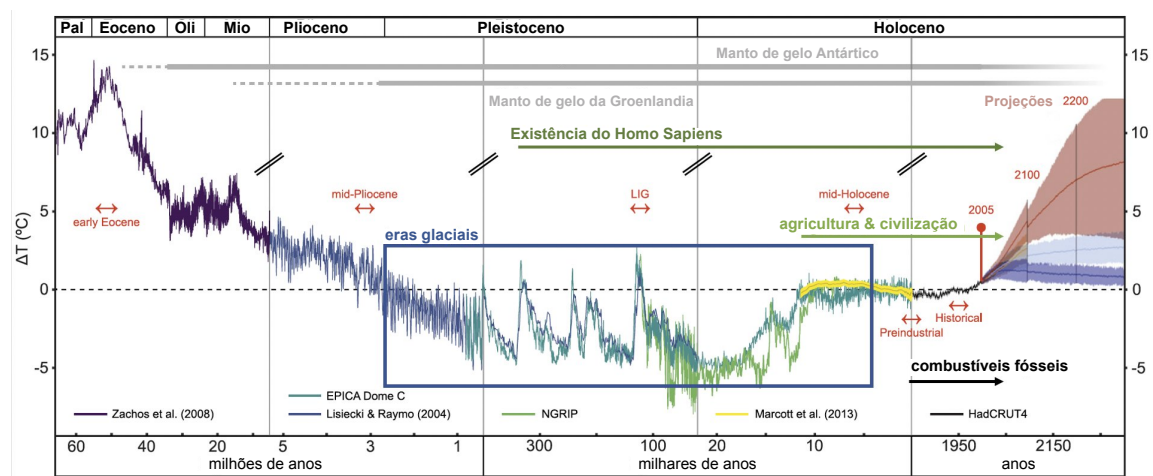


Figura 1.1: Escalas temporais da variação da temperatura média global, evidenciando o aumento recente de temperatura sem precedente em um curto intervalo de tempo e também indicando o Plioceno Médio como um análogo de clima futuro próximo. Para facilitar a visualização, há algumas quebras de escala ao longo do eixo de tempo. A Figura foi retirada e adaptada de Burke *et al.* (2018).

Apesar da tendência de aumento da temperatura média global ser uma característica predominante nas últimas décadas, houve um período, entre 1998 e 2012, em que registrou-se uma estabilização e até mesmo uma diminuição da temperatura superficial. Esse período ficou conhecido como *hiato do aquecimento global* e, posteriormente, estudos como os de Liu *et al.* (2016); Medhaug *et al.* (2017); Liu e Xie (2018) atribuíram o resfriamento da atmosfera nesses anos a uma combinação de mudanças de fase em diferentes modos de variabilidade natural de mais baixa frequência. No entanto, essa mesma tendência de estabilização e diminuição da temperatura não foi registrada nas medidas do nível médio global da superfície do mar, que continuou apresentando

uma tendência de aumento, indicando que variações nas outras componentes do clima continuavam atuando sobre o nível do mar. Uma exceção dessa tendência de aumento do nível do mar ocorreu entre os anos 2010 e 2011, no qual um forte evento de La-Niña, provocou mudanças nos padrões de precipitação, acumulando uma maior quantidade de água na atmosfera e nos continentes. Nesse período registrou-se, por meio de medidas altimétricas via satélites, uma diminuição de 5 milímetros seguida por um rápido aumento a partir de 2011 (Boening *et al.*, 2012).

Registros do nível do mar considerando períodos mais longos – provindos de medidas históricas de marégrafos, anteriores aos satélites altimétricos – já apontavam para um aumento considerável. Reconstruções do nível médio global dos oceanos baseadas em marégrafos apontam para uma taxa de aumento de $1,7 \pm 0,2$ mm por ano para o período de 1900 – 2009 (Church e White, 2011). Reconstruções mais sofisticadas, como a de Frederikse *et al.* (2018), em que medidas de marégrafos são corrigidas com observações de movimentos verticais de terra e combinadas à medidas indiretas de outros processos que contribuem com o aumento do nível do mar, e.g. estimativas de derretimento dos mantos de gelo, apontam para uma taxa de aumento de $1,5 \pm 0,2$ mm por ano para o período de 1958–2014.

Para o período mais recente, entre 1993 e 2009, estudos utilizando dados de altimetria por satélite juntamente com marégrafos apontaram uma taxa de $3,2 \pm 0,4$ mm por ano, evidenciando uma aceleração do aumento do nível médio do mar nos últimos anos (Church e White, 2011; Church *et al.*, 2013). Tal aceleração no aumento do nível médio global dos oceanos foi confirmada por Nerem *et al.* (2018), que, por meio de um criterioso uso de medidas altimétricas, estimou uma aceleração de $0,84 \pm 0,025$ mm/ano². Projetando essa mesma taxa de aumento do nível médio global dos oceanos para o ano de 2100, obtém-se um aumento total de 65 centímetros (Nerem *et al.*, 2018). Esse aumento para o final do século foi o mesmo projetado por modelos climáticos utilizados durante o quinto Relatório de Avaliação (AR5/IPCC) do *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC, 2013). Vale ainda ressaltar que o aumento projetado de 65 cm por Nerem *et al.* (2018), só é atingido por modelos climáticos quando estes assumem o cenário de aquecimento global mais extremo, o *Representative Concentration Pathway 8.5 - RCP8.5* (Riahi *et al.*, 2011), cenário no qual o nível médio

global dos oceanos atinge em 2100 um aumento entre 40 e 100 centímetros em relação ao ano de 2005.

A extrapolação da atual taxa de aumento do nível médio do mar para as próximas décadas pode ainda ser uma medida bastante conservadora. Considerando que 2017, 2018 e 2019 foram seguidamente os anos mais quentes para o oceano em termos de conteúdo de calor armazenado (Cheng e Zhu, 2018; Cheng *et al.*, 2020), e juntamente com a aceleração do derretimento das plataformas de gelo no Continente Antártico observadas por Paolo *et al.* (2015); Gardner *et al.* (2018), seria bastante realista assumir uma taxa ainda maior de elevação do nível do mar para os próximos anos.

Não obstante, um dos grandes desafios da investigação do nível do mar deve-se às incertezas envolvidas em projetar o aumento regional do nível do mar, mais especificamente, como essas projeções se relacionam com as atividades antrópicas e com o contínuo derretimento dos mantos de gelo (Yin, 2015; Kopp *et al.*, 2019). Por conta dessas incertezas existe uma lacuna bastante grande na comunicação da ciência com os tomadores de decisão. Um melhor entendimento das bases científicas do aumento do nível do mar não têm sido suficiente para gerar esforços de mitigação dos efeitos e adaptação para a sociedade (Oppenheimer *et al.*, 2019). Kopp *et al.* (2019) salienta que esforços precisam ser feitos, sobretudo na intersecção das ciências naturais, sociais, da engenharia e das políticas socio-econômicas. A dificuldade deve-se majoritariamente às diferentes escalas envolvidas nas questões do nível da mar, envolvendo fenômenos que ocorrem em uma curta escala de tempo, como marés e super-marés (maré astronômica combinada a uma maré meteorológica), tempestades e ressacas; e fenômenos com escalas temporais que vão de anos até décadas, como os modos variabilidade natural do clima e o aquecimento global (Figura 1.2).

1.2 Causas do aumento do nível do mar

O aumento do nível médio global da superfície do mar é resultado de variações nas diversas componentes do sistema terrestre, tais como, alterações termodinâmicas do oceano, na biosfera (diminuindo a retenção da água continental), na atmosfera e na criosfera (Figura 1.3). Mais especificamente, segundo Church *et al.* (2013), a variação

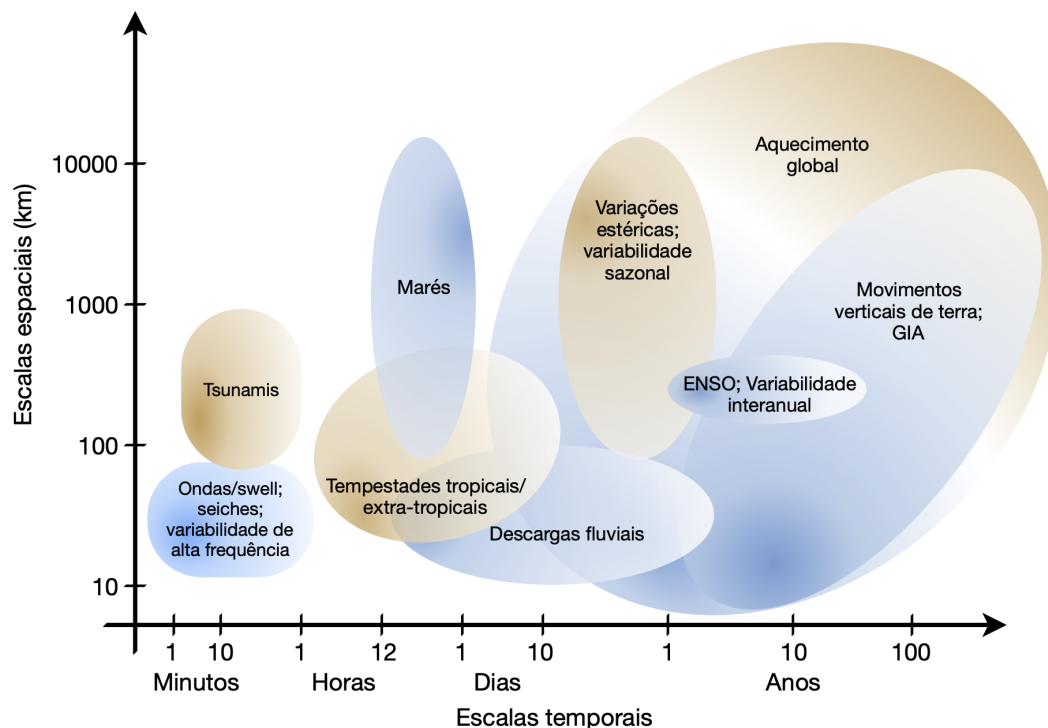


Figura 1.2: Fenômenos de diferentes escalas temporais e espaciais que afetam altura do nível do mar. Adaptado de [Woodworth et al. \(2019\)](#)

do nível médio global dos oceanos deve-se a fatores como o equilíbrio entre precipitação e evaporação (ciclo hidrológico); o ganho de massa devido ao aporte de rios, derretimento de geleiras/glaciares e uso de águas subterrâneas (aquíferos e lençóis freáticos); o alargamento das bacias oceânicas (movimentos tectônicos); subsidência e soerguimento do manto terrestre (ajuste isostático glacial); e as variações de densidade dos oceanos, devido à mudanças de temperatura e salinidade (variações estéricas - do inglês *steric changes*). Todos esses fatores somados são capazes tanto de aumentar quanto diminuir o nível médio global da superfície do mar e a atual contribuição de cada um deles é capaz de fornecer indícios para melhor projetar o aumento do nível do mar ([Gregory et al., 2013](#); [WCRP-Group, 2018](#); [Cazenave et al., 2019](#)).

Desde a metade do ano de 1992, graças às missões de satélites altimétricos, tem-se uma estimativa bastante rigorosa e precisa do aumento do nível médio global da superfície do mar. Um dos esforços da comunidade científica é obter-se uma reconstrução desse aumento como a soma de todas partes que contribuem para o aumento global. O esforço mais recente na tentativa de fechar esse balanço para o período de

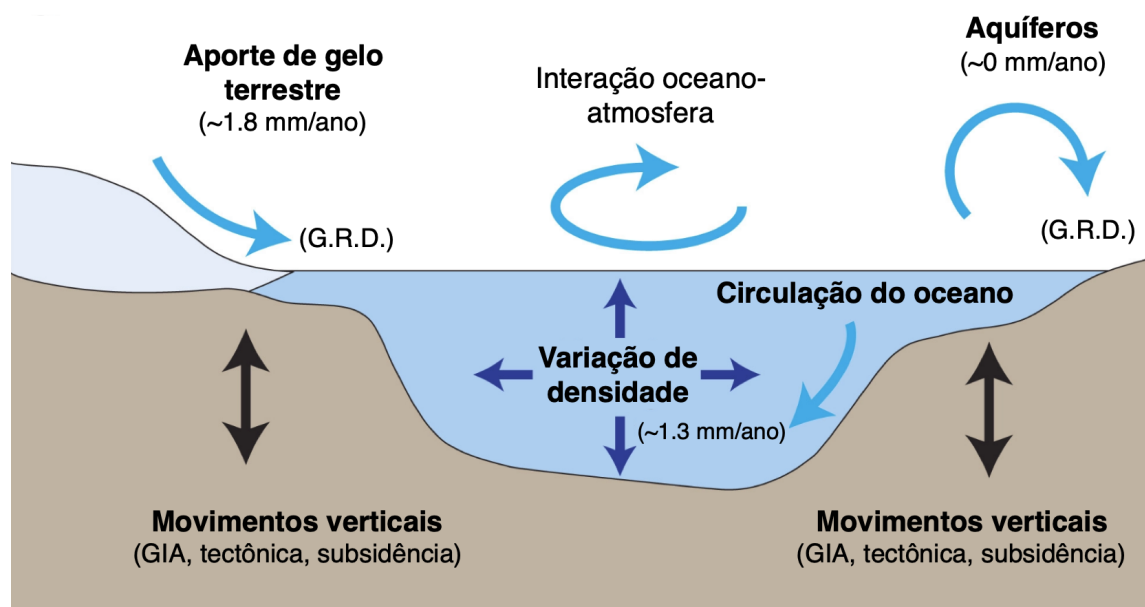


Figura 1.3: Esquema representando os processos que contribuem para variação do nível do mar. As taxas de aumento do nível do mar apresentadas referem-se ao período de 1993–2017. A sigla G.R.D. refere-se a todos os processos de troca de massa entre a criosfera, o oceano e a terra (continente), que por sua vez afetam o campo gravitacional (G.), rotação (R.) e os efeitos de deformação (D.). Figura adaptada de [Kopp et al. \(2019\)](#).

1993 até 2018 é trabalho do [WCRP-Group \(2018\)](#) que estimou que 42% do sinal de aumento do nível do mar foi devido à variação eustática, 21% devido ao derretimento de glaciares, 15% devido ao derretimento do manto de gelo da Groenlândia e 8% devido ao derretimento do manto de gelo Antártico.

A seguir é apresentada uma descrição dos processos que contribuem na composição do nível médio da superfície do mar (Figura 1.3).

1.2.1 Ajuste isostático glacial – GIA

Considerando escalas temporais de paleoclima, as configurações dos mantos de gelo já foram bastante diferentes do que o observado no período recente. Durante o período denominado *Último Máximo Glacial* (UMG ~ 35000 anos atrás) a maior parte da América do Norte, bem como todo o noroeste da Europa/Ásia estava coberta por um extenso manto de gelo ([Lambeck et al., 2014](#); [Peltier et al., 2015](#)). Desde esse período, com a deglaciação pós UMG, ocorre uma enorme perda massa de gelo do continente para os oceanos, que por sua vez gera um processo de ajuste elástico do manto terrestre. A resposta do manto terrestre à essa troca de massa entre o continente e o oceano denomina-se *ajuste isostático glacial* (**GIA** – do inglês *glacial isostatic adjustment* ou um rebote/recuperação pós glacial ([Tamisiea e Mitrovica, 2011](#))). Esse ajuste decorre do efeito da pressão exercida sobre a superfície terrestre. Ou seja, desde o UMG existe um fluxo de manto terrestre vindo das regiões que ganharam massa (oceano) para as regiões que perderam massa (continentes, onde o manto de gelo sofreu derretimento), gerando um rebaixamento e levantamento respectivamente. Os movimentos verticais resultantes dos deslocamentos na superfície terrestre são uma busca contínua de um equilíbrio isostático e ocorrem em escalas espaço-temporais da ordem de centenas a milhares de quilômetros e anos. A resposta regional do nível do mar ao efeito do GIA é uma diminuição do mesmo nas áreas próximas aos antigos mantos de gelo. Boa parte dos marégrafos com os registros mais longos e antigos do nível do mar estão no hemisfério norte e por isso são mais afetados pelo efeito do GIA. Estima-se que o GIA contribui com uma diminuição global de $-0,3$ mm/ano para o período dos registros altimétricos ([Tamisiea e Mitrovica, 2011](#)), já regionalmente esses valores variam em torno de ± 1 mm/ano.

1.2.2 Reservatórios terrestres e águas subterrâneas

O uso de água doce pela atividade humana impacta a quantidade de água nos reservatórios terrestres e conseqüentemente a descarga dessa água nos oceanos, contribuindo assim para as variações do nível do mar (Wada *et al.*, 2016). A quantidade de água armazenada em terra, como lençol freático, aquíferos, solo, barragens e represas, mineração de poços, irrigação/agricultura, urbanização, desflorestamento, são todos fatores que afetam a quantidade de água que é descarregada nos oceanos. Estimativas contabilizando somente o represamento de rios mostram uma diminuição de aproximadamente $\sim 0,5$ mm/ano durante a segunda metade do século XX, enquanto o aumento da exploração de aquíferos e águas subterrâneas provocou um aumento variando entre $\sim 0,3$ e $0,5$ mm/ano (Konikow, 2011; Wada *et al.*, 2012). Durante esse período esses dois processos tiveram um efeito compensatório e não provocaram uma elevação significativa do nível do mar. Entretanto, considerando somente o período entre 2000 e 2008, Konikow (2011) estimou um aumento de $0,40$ mm por ano, representando 13% do aumento total observado no mesmo período. No futuro, com a maior demanda por água doce, pressupõe-se que o uso de águas proveniente de aquífero aumente consideravelmente e com isso a contribuição de água terrestre passará a ser relevante no aumento global do nível do mar. Wada *et al.* (2012) considerando as projeções de desenvolvimento socio-econômico estabelecidas para o AR4/IPCC estima que com a exploração massiva das águas dos aquíferos a contribuição total de água terrestre poderia representar um aumento de $0,87 \pm 0,14$ mm por ano até 2050.

1.2.3 Mantos de gelo: Antártica e Groenlândia

Uma das maiores incertezas com relação ao futuro do aumento do nível médio do mar está relacionada ao aporte de água doce para os oceanos, principalmente como consequência do derretimento dos mantos de gelo da Groenlândia e da Antártica. Esses dois mantos de gelo representam a maior estoque de água doce disponível em terra com o potencial de aumentar consideravelmente a massa do oceano e, por sua vez, elevar o nível médio do mar. O volume de gelo presente nesses dois mantos equivale a uma elevação do nível médio global da superfície do mar de aproximadamente $7,2$ metros

considerando a Groenlândia (Aschwanden *et al.*, 2019) e 57,2 metros considerando todo o continente Antártico (Rignot *et al.*, 2019).

No período de 1993 até 2016 a taxa de derretimento do manto de gelo da Groenlândia, devido ao aquecimento global, foi de 171 gigatoneladas por ano, porém essa taxa sobe para 272 Gt/ano se considerarmos somente o período de 2005 até 2016, apontando uma forte aceleração do processo de degelo (Cazenave *et al.*, 2019). Essa aceleração da taxa de gelo está vinculada ao aquecimento das águas ao redor da Groenlândia. Esse aquecimento contribui para o recuo das plataformas de gelo, que por sua vez desestabiliza o manto de gelo, aumentando o fluxo de gelo para o oceano. Além do efeitos do aquecimento global, estudos como o de Vinther *et al.* (2009) também destaca que o processo de deglaciação dessa região já vem ocorrendo muito lentamente há algumas centenas de anos, com uma diminuição da elevação média do manto de gelo de cerca de 30 metros no últimos 1500 anos.

Com relação ao gelo Antártico, a taxa de derretimento entre 2005 e 2015 foi de 145 Gt/ano, equivalente a uma taxa de elevação do nível médio global da superfície do mar de 0,38 mm/ano (Gardner *et al.*, 2018; Cazenave *et al.*, 2019). Estudos como o de Rignot *et al.* (2019), que consideram o balanço de massa do continente antártico, mostram que anualmente o interior da Antártica recebe cerca de 2100 gigatoneladas de neve por ano (o que equivaleria a um aumento de 5,8 mm de nível médio do mar) e, em um estado de equilíbrio, descarrega parte dessa massa através das áreas periféricas no Oceano Austral e perde uma outra parte para atmosfera. No entanto, no período entre 1979 até 2017, registrou-se um balanço negativo de massa no continente, e com uma aceleração da taxa de diminuição de massa na última década desse período, chegando a 252 Gt/ano entre 2009 e 2017. As áreas com maior perda de massa estão próximas das regiões dominadas pela massa de Água Profunda Circumpolar, caracterizada por temperaturas e salinidades mais elevadas. Com a intensificação dos ventos de oeste na região, essa massa de água é empurrada junto à margem continental antártica contribuindo para o derretimento das plataformas de gelo, que por sua vez desestabiliza os glaciares, favorecendo o fluxo e a descarga de gelo do continente para o oceano (Llovel *et al.*, 2019; Rignot *et al.*, 2019; Gudmundsson *et al.*, 2019).

Com a persistência do aquecimento global, a contribuição dos mantos de gelo deve

tornar-se o principal fator do aumento do nível do mar. Quantificar precisamente as atuais taxas de derretimento da Groenlândia e da Antártica, bem como compreender os processos envolvidos, tais como interações entre oceano, gelo marinho, plataformas de gelo e o manto de gelo, são essenciais para melhor projetar e diminuir as incertezas com relação ao futuro do nível do mar.

1.2.4 Aquecimento dos oceanos

O aquecimento dos oceanos além de promover o derretimento das plataformas de gelo que sustentam os mantos de gelo Antártico e da Groenlândia também contribui diretamente para o aumento do nível do mar por meio da *expansão térmica* da coluna de água. Ao aquecer o oceano expande, aumentando de volume e diminuindo sua densidade.

Nas últimas décadas tanto observações quanto modelos climáticos estimaram que 90% do excesso de calor proveniente do desbalanço energético do sistema terrestre foi armazenado no oceano (Church *et al.*, 2013). Portanto, o calor armazenado pelo oceano está fortemente correlacionado ao aumento do nível do mar, sendo uma medida indireta do mesmo. Regionalmente, área tropicais oceânicas (mais quentes) tendem a ser mais eficientes em absorver calor e por isso possuem uma maior influência no aumento do nível do mar. Essa variação latitudinal na capacidade do oceano em absorver calor gera um reflexo nos padrões regionais de elevação do nível do mar, fazendo com que esta não ocorra de forma homogênea (Griffies *et al.*, 2014).

A expansão térmica dos oceanos pode ser estimada por meio de observações *in-situ*, assimilações de dados por modelos numéricos ou simulações climáticas forçadas por condições que remetem a determinados períodos. Observações históricas que abrangem todos os oceanos e principalmente níveis mais profundos são bastante escassas. Somente mais recentemente, com projetos como o programa de monitoramento global dos oceanos ARGO¹, é que foi possível estimar o aquecimento dos níveis profundos e abissais dos oceanos. Purkey e Johnson (2013), baseado em dados, calcularam que somente o aquecimento da Água Profunda Antártica contribuiu com 0,37 mm por ano de aumento do nível do mar entre 1980 e 2000. As regiões abissais, abaixo dos 4000

¹<http://www.argo.net/> ARGO

metros, produziram um aumento de 0,053 mm no mesmo período (Purkey e Johnson, 2010). Mais recentemente, entre 2006 e 2015, o WCRP-Group (2018) utilizando os dados do projeto ARGO assimilados por um conjunto de modelos oceânicos, calculou um aumento de 1,4 mm por ano, o que representa quase 40% do total observado para o mesmo período. Já Slangen *et al.* (2017), utilizando resultados de simulações climáticas provenientes do *Coupled Model Intercomparison Project* (CMIP5) estimou uma expansão térmica de 1,52 mm por ano, correspondendo à quase 43% de todo o aumento do nível médio global do mar obtido por meio de resultados provenientes de modelos numéricos.

Regionalmente, os padrões de variabilidade do aumento do nível médio da superfície do mar em oceano aberto são dominados pela expansão térmica, com exceção das altas latitudes, nas quais a salinidade e processos de redistribuição de massa passam a ser dominantes (Griffies *et al.*, 2014). Esses padrões respondem predominantemente à troca de fluxos de calor com a atmosfera, ao transporte divergente gerado pela tensão de cisalhamento do vento e aos processos de mistura no interior do oceano. Assim sendo, modos de variabilidade que envolvem a interação entre o oceano e a atmosfera (e.g. El-Nino/Oscilação Sul) possuem uma forte atuação nos padrões regionais do aumento do nível médio da mar (Boening *et al.*, 2012; Fasullo *et al.*, 2013). O trabalho de Han *et al.* (2017) destacou a influência dos modos acoplados de variabilidade na distribuição das tendências do nível do mar para cada uma das bacias oceânicas. Han *et al.* (2017) mostra que em um período de 20 anos a região oeste do Oceano Pacífico é dominada por tendências positivas até 4 vezes maior do que aquela registrada pela média global, enquanto na porção mais a leste as tendências são bastante inferiores ou próximas de zero. Esse padrão está fortemente correlacionado ao índice da Oscilação Decadal do Pacífico, que por sua vez está associado aos padrões de ventos sobre o Pacífico (Han *et al.*, 2017).

Com relação ao Oceano Atlântico, a estrutura de dipolo observada nas tendências de nível do mar no hemisfério norte está associada à Oscilação do Atlântico Norte, que é um modo que reflete a diferença da pressão atmosférica em duas regiões específicas deste oceano. Já os padrões de tendência junta à costa estão ligadas à um enfraquecimento da Corrente do Golfo, que por sua vez diminui o gradiente da altura

da superfície do mar, gerando um aumento do nível do mar na costa nordeste norte-americana (Stammer *et al.*, 2013; Han *et al.*, 2017). Um outro fator importante na distribuição regional do aumento do nível do mar no Atlântico é a Célula de Revolvimento Meridional. O aquecimento das águas ao redor da Groenlândia, juntamente com o derretimento das plataformas e manto de gele, contribui com o enfraquecimento dessa circulação e, conseqüentemente, deforma a estrutura do Giro Subpolar afetando os padrões espaciais do nível do mar (Stammer *et al.*, 2013).

Apesar desses modos de variabilidade serem naturais e próprios do sistema climático, Hu *et al.* (2020) sugere que tanto os padrões espaciais do aumento do calor armazenado pelos oceanos quanto a intensificação geral dos ventos em períodos mais longos são maiores do que aqueles associados aos padrões naturais de variabilidade, tornando estes os principais fatores que contribuem com as mudanças nos padrões globais da circulação oceânica.

Devido ao grande volume do oceano em relação às demais componentes do clima e às propriedades termodinâmicas da água do mar, as mudanças no calor armazenado deverão ser sentidas por um longo período de tempo. Essa inercia do oceano, fará com que a expansão térmica continue atuando ainda que ocorra um compromisso imediato da sociedade com a redução e estabilização da emissão de gases estufa. Devido a esse longo tempo de resposta, Cheng *et al.* (2020) alega que o aumento nível mar devido ao aquecimento dos oceanos registrado até então continuará a ser observado por até algumas décadas. Yin (2012), considerando um cenário futuro comprometido com a estabilização de emissões de gases estufa equivalente ao início do século XXI, projetou um aumento do nível médio global da superfície do mar entre 13 e 21 centímetros para 2100 e 2300, respectivamente.

1.3 Aumento do nível médio global e regional da superfície do mar

Considerando uma escala global e de longo período (décadas) a expansão volumétrica dos oceanos devido à diminuição da densidade e o ganho de massa devido ao aporte de água doce proveniente do derretimento dos mantos de gelo são os maiores contribui-

dores para o aumento do nível médio global da superfície mar (Church e White, 2011; Church *et al.*, 2013; Gregory *et al.*, 2013). Slangen *et al.* (2017) usando resultados dos modelos climáticos utilizados pelo AR5/IPCC estimaram que a expansão térmica dos oceanos contribuiu com cerca de 46% do aumento total observado nos oceanos durante o século XX, sendo a outra metade explicada majoritariamente pelo ganho de massa devido ao derretimento de glaciares, plataformas e mantos de gelo.

O aumento do nível médio global dos oceanos associado à mudanças de densidade pode ser tanto devido à variações de temperatura (aquecimento dos oceanos gerando uma expansão térmica da coluna de água) ou de salinidade (adoçamento - *freshening* devido ao aporte de água doce nos oceanos, que por sua vez já aumenta volume do oceano). Ainda com relação a salinidade, Munk (2003) discute que as incertezas na quantificação das taxas de derretimento do gelo marinho estariam subestimando o efeito da salinidade no aumento global do nível do mar. No entanto, é consenso que em um mundo mais quente tanto as taxas de expansão térmica, quanto de derretimento de gelo (terrestre e marinho) atuarão em conjunto de forma a diminuir a densidade do oceano e ao mesmo tempo aumentar o seu volume (Gregory *et al.*, 2013).

Regionalmente (espacialmente), a altura da superfície do mar varia devido à diversos fatores e em diferente escalas de tempo. Os principais fatores destacados por Meyssignac *et al.* (2017) são a resposta dinâmica do oceano à atmosfera (ventos), a circulação oceânica (redistribuição de sal e calor), a pressão da atmosfera sobre o oceano (efeito do barômetro invertido) e também os movimentos verticais de terra. Como dito anteriormente, a taxa de aumento do nível médio global dos oceanos na era do satélite é cerca de $3,2 \pm 0,4$ mm por ano. Contudo, regionalmente essas taxas variam bastante, chegando ser até 10 mm por ano para o mesmo período em regiões como o noroeste e sudoeste do oceano Pacífico (Slangen *et al.*, 2015; Han *et al.*, 2017; Meyssignac *et al.*, 2017).

1.4 O nível do mar em modelos climáticos

Modelos climáticos do sistema terrestre são ferramentas bastante utilizadas para quantificar a contribuição de cada um dos processos físicos envolvidos no aumento do nível

do mar. No entanto, os modelos atuais, representados pelo *Coupled Model Intercomparison Project* fase 6 - CMIP6 (Eyring *et al.*, 2016), ainda não são capazes de simular explicitamente a interação entre o oceano, as plataformas e os mantos de gelo e, portanto, não contabilizam os efeitos do derretimento da Groenlândia e Antártica, na dinâmica do oceano (Nowicki *et al.*, 2016; Fox-Kemper *et al.*, 2019). Mais especificamente, a componente oceânica desses modelos responde somente às mudanças de nível do mar associadas ao transporte e redistribuição de sal e calor, à circulação oceânica e à expansão térmica (Griffies *et al.*, 2014).

Com a aceleração do derretimento dos mantos de gelo como resultado do aquecimento global, conjectura-se que essa será a maior contribuição para o aumento do nível do mar nas próximas décadas. Logo, representar corretamente a interação dos mantos de gelo com as demais componentes do clima é essencial para projetar rigorosamente as variações regionais do nível do mar. O *Ice Sheet Model Intercomparison* - ISMIP é uma das iniciativas dentro do protocolo CMIP, cujo foco é incorporar os processos físicos envolvidos nessa interação aos modelos climáticos, tornando-os cada vez mais realistas e complexos (Nowicki *et al.*, 2016). Além da complexidade, a evolução e confiabilidade dos modelos envolvem também o aumento da resolução espacial e a possibilidade de gerar grandes quantidades de experimentos ou simulações por conjuntos – *ensemble* (Flato *et al.*, 2014; Kay *et al.*, 2015; Fox-Kemper *et al.*, 2019). Essas duas últimas estão intimamente ligadas à disponibilidade e ao aumento do poder computacional. Alguns dos modelos climáticos que compõem o arquivo do CMIP6, já disponibilizam suas simulações em resoluções nominais de até 10km (Haarsma *et al.*, 2016) e com até 50 membros para cada cenário forçante (Swart *et al.*, 2019). Trabalhos como os de Hu e Deser (2013); Fasullo e Gent (2017); Hu e Bates (2018); Fasullo e Nerem (2018) utilizaram grandes *ensembles* (*large ensembles*), com cada membro partindo de um mesmo experimento controle, porém com pequenas perturbações aleatórias na temperatura atmosférica (diferentes condições iniciais) para tentar separar o sinal do aquecimento global (forçante externa) nos padrões regionais de tendências do nível da mar das oscilações caóticas inerentes do sistema climático. Simulações por conjunto também são bastante utilizadas para avaliar, quantificar e particionar as incertezas nas projeções climáticas do nível do mar (Falloon *et al.*, 2014; Bordbar *et al.*, 2015). Yin (2015),

utilizando-se dessas simulações, projetou tendências centenárias do aumento do nível do mar e mostrou que as fontes de incertezas presentes nestas projeções podem estar igualmente associadas à variabilidade interna do clima, às diferenças físicas/estruturais entre os modelos e também à definição do próprio cenário forçante.

1.5 Definições e escalas da variação do nível do mar

São diversos os termos encontrados na literatura para referir-se ao "*nível do mar*" e ao "*aumento do nível do mar*". Estes geralmente são usados de forma bastante genérica e quase sempre sem nenhuma definição precisa com relação, por exemplo, à escolha de uma superfície de referência para tal medida. O aumento do nível do mar é um fenômeno que envolve processos que ocorrem em diferentes escalas espaciais e temporais, logo, para evitar ambiguidades e imprecisões com relação aos termos utilizados no presente texto, serão adotadas as definições e notações propostas por [Griffies *et al.* \(2016\)](#) e [Gregory *et al.* \(2019\)](#). Estes trabalhos estabelecem um protocolo com a definição das principais superfícies relacionadas ao nível do mar e as medidas de variações destas superfícies. As definições utilizadas também estão ilustradas de forma esquemática nas Figuras 1.4 e 1.5. A seguir, são apresentados os termos e definições que aparecem ao longo deste trabalho.

Regional e Local

Os termos regional e local são utilizados para referir-se à variáveis que são função de um espaço geográfico bidimensional. As definições aqui usadas são as mesmas dadas por [Oppenheimer *et al.* \(2019\)](#). Logo, o termo regional refere-se a uma área horizontal de aproximadamente 100 km por 100 km ($\sim 1^\circ$ latitude por 1° longitude) e define um ponto no espaço (x, y) . Já o termo local é utilizado para escalas horizontais menores do que 10 km.

Média global

É o valor médio de uma variável oceânica ponderada pela área total A da superfície do oceano (incluindo áreas cobertas por gelo-marinho e plataformas de gelo e excluindo os continentes, mares internos e lagos). A área da superfície do oceano varia consideravelmente em escalas temporais que vão de séculos à milênios, no entanto, para escalas temporais mais curtas e também para as escalas utilizadas no escopo do presente estudo, considera-se a área da superfície do oceano constante.

Geoide: G

O *geoide* G é uma superfície de geopotencial constante, definida aqui de modo que o volume total entre o fundo oceânico F e sua superfície seja igual ao volume médio de água no oceano. Para muitas aplicações e também nesse trabalho, essa simplificação define uma superfície de referência para a coordenada vertical z , tal que o geoide coincida com $z = 0$. Logo, o plano horizontal (x, y) está alinhado com essa superfície.

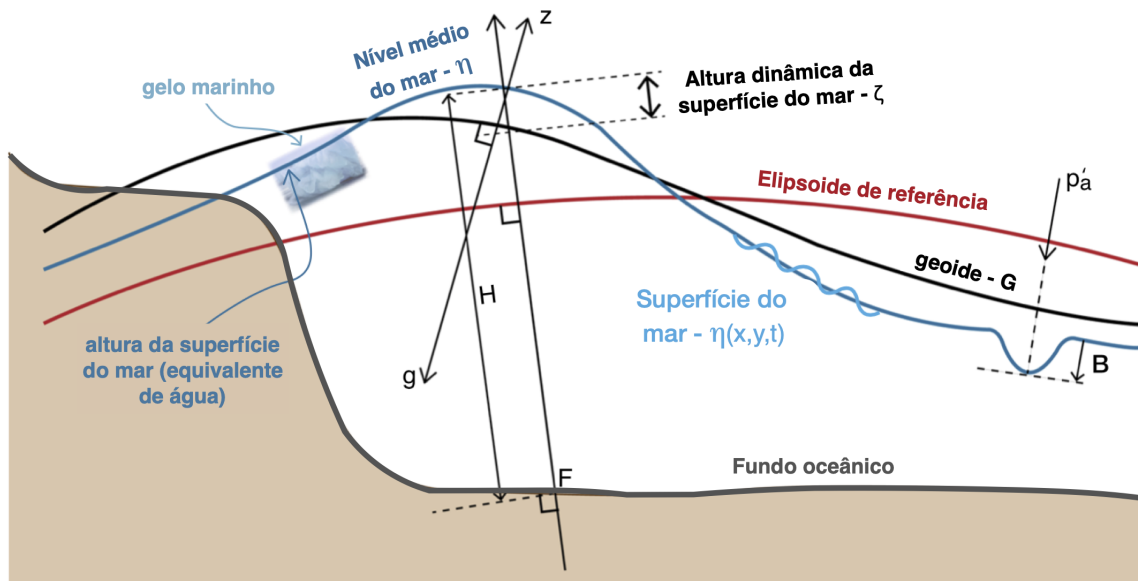


Figura 1.4: Esquema adaptado de Gregory *et al.* (2019) ilustrando as diferentes superfícies relacionadas ao nível do mar. A coordenada vertical z que é representada pela reta normal à linha do geoide G e paralela a aceleração g da gravidade. Já a profundidade média dos oceanos está indicado pela linha H que é a diferença entre o nível médio do mar η e o fundo oceânico F . O efeito da pressão atmosférica p'_a é mostrado pela depressão indicada por B e representa o *efeito do barômetro invertido*.

Fundo oceânico: F

O *fundo oceânico* ou *assoalho oceânico* é o limite inferior do oceano. Ele pode variar devido à movimentos do manto terrestre, acumulação de sedimentos e ao movimento vertical de terra. Em modelos oceânicos a configuração do fundo do oceano é constante no tempo e a distância vertical entre o fundo oceânico e o elipsoide de referência (geoide) é denominada de *espessura da coluna de água* $z = -H(x, y)$ ou também, batimetria.

Altura da superfície do mar/oceano: $\tilde{\eta}$

A *superfície do mar* é o limite superior do oceano e varia tanto no espaço quanto no tempo. A distância entre essa superfície e um elipsoide de referência – que em modelos oceânicos é definido pelo elipsoide do **geoide** ($z = 0$), sendo este variável no espaço e constante no tempo – é denominada *altura da superfície do mar ou oceano* – $\tilde{\eta}(x, y, t)$. Devido à natureza caótica da configuração instantânea da superfície do mar, pressupõe-se uma aproximação média, tanto no espaço quanto no tempo, de modo a eliminar fenômenos de pequena e micro escala, tais como rugosidades geradas por vento, espumas, *spray* e quebras de ondas de superfície. Apesar dessa aproximação diversos outros fenômenos continuam influenciando a configuração de $\tilde{\eta}$, tais como, ondas de maré, pressão atmosférica exercida sobre a superfície do mar, descargas fluviais, trocas de fluxos com a atmosfera, a dinâmica interna do oceano e movimentos do fundo oceânico.

Nível médio da superfície do mar: η

O *nível médio da superfície do mar* ou *nível médio do mar* η é média temporal da altura da superfície do mar para um dado período especificado. Esse intervalo deve ser relativamente longo de modo a remover efeitos das marés e outros sinais de mais alta frequência. Idealmente esse período deve ser capaz de caracterizar um estado climatológico de η . Convencionalmente, [Gregory et al. \(2019\)](#) estabelece a média de um intervalo variando entre 19 e 30 anos como suficiente para caracterizar um nível médio da mar.

Altura dinâmica da superfície do mar: $\tilde{\zeta}$

A altura dinâmica da superfície do mar $\tilde{\zeta}(\mathbf{x}, \mathbf{y}, \mathbf{t})$ ou **DSL** (do inglês *dynamic sea level*) é definida de modo que sua média global seja igual a 0 para um instante \mathbf{t} :

$$\langle \tilde{\zeta}(\mathbf{x}, \mathbf{y}) \rangle = \frac{1}{\mathcal{A}} \int \tilde{\zeta}(\mathbf{x}, \mathbf{y}) d\mathcal{A} = 0 \quad (1.1)$$

Essa definição foi inicialmente proposta por [Greatbatch \(1994\)](#) e reflete as flutuações de $\tilde{\eta}$ devido a dinâmica do oceano juntamente com o efeito da pressão atmosférica sobre o oceano (efeito do *barômetro invertido* – **B**). Pela própria construção de ζ , ela não contribui com o *aumento do nível médio global da superfície do mar*. Nos modelos oceânicos essa superfície é obtida geralmente de forma direta a partir da equação da superfície livre do oceano ou derivada de forma diagnóstica a partir das velocidades geostróficas ([Griffies et al., 2016](#)). A variação dessa superfície em relação ao geóide é definida como variação da altura dinâmica da superfície do mar $\Delta\zeta$.

Variação estérica do nível do mar: ΔR_p

A *variação estérica do nível do mar* ΔR_p é uma medida relativa a um nível médio da superfície do mar η estabelecido. Uma outra medida relativa de variação do nível do mar ΔR é aquela utilizada por marégrafos que, em geral, mede a altura da superfície do mar $\tilde{\eta}$ em relação à superfície sólida no qual o marégrafo se encontra.

A ΔR_p é uma variação por conta da expansão e da contração da coluna de água devido à variação de densidade $\Delta\rho$. Nesse processo, considera-se constante a massa do oceano por unidade de área, impondo que a variação da densidade é exclusivamente função da variação de volume. Nos modelos oceânicos da atual geração é a variação estérica do nível do mar a componente que contribui para o **aumento do nível médio global da superfície do mar**. Essa variação representa o ganho de volume total do oceano devido ao aumento de temperatura.

Ela pode ser decomposta em duas partes: uma referente à variação de temperatura $\Delta\theta$ e outra referente à variação de salinidade ΔS . Em uma aproximação que desconsidera a não linearidade da equação de estado da água do mar ([McDougall e Barker, 2011](#)), pode-se considerar que:

$$\Delta R_p \approx \Delta R_\theta + \Delta R_S \quad (1.2)$$

Variação termostérica do nível do mar: ΔR_θ

A *variação termostérica do nível do mar* ΔR_θ ou expansão térmica é definida como:

$$\Delta R_\theta = -\frac{1}{\rho_0} \int \frac{\partial \rho}{\partial \theta} \Delta \theta \, dz \quad (1.3)$$

Como $\frac{\partial \rho}{\partial \theta} < 0$, então um aumento de temperatura ($\Delta \theta < 0$) provoca uma expansão da coluna de água, isto é, $\Delta R_\theta > 0$. Globalmente, essa é a componente que domina a variação estérica do nível da mar, e nos modelos oceânicos ela é a componente responsável pelo aumento do nível médio global do oceano e, nesse caso, é definida como **aumento global termostérico do nível médio da superfície do mar** h_θ .

Variação halostérica do nível do mar: ΔR_S

A *variação halostérica do nível do mar* ΔR_S ou contração salina é definida como:

$$\Delta R_S = -\frac{1}{\rho_0} \int \frac{\partial \rho}{\partial S} \Delta S \, dz \quad (1.4)$$

Globalmente, o efeito das variações de salinidade na variação do nível do mar são insignificantes. Já localmente, algumas regiões são dominadas pelo efeito da salinidade, podendo ser o principal fator da variação estérica do nível do mar (Griffies e Greatbatch, 2012).

Aumento do nível médio global da superfície do mar: h

O aumento do nível médio global da superfície do mar h representa a relação entre a variação de volume do oceano ΔV dividida pela área A da superfície do oceano. Ela também é uma medida relativa, representando um aumento em relação à um determinado período. Matematicamente ela é definida como:

$$h = \frac{\Delta V}{A} = \frac{1}{A} \int \Delta R(x, y) \, dA \quad (1.5)$$

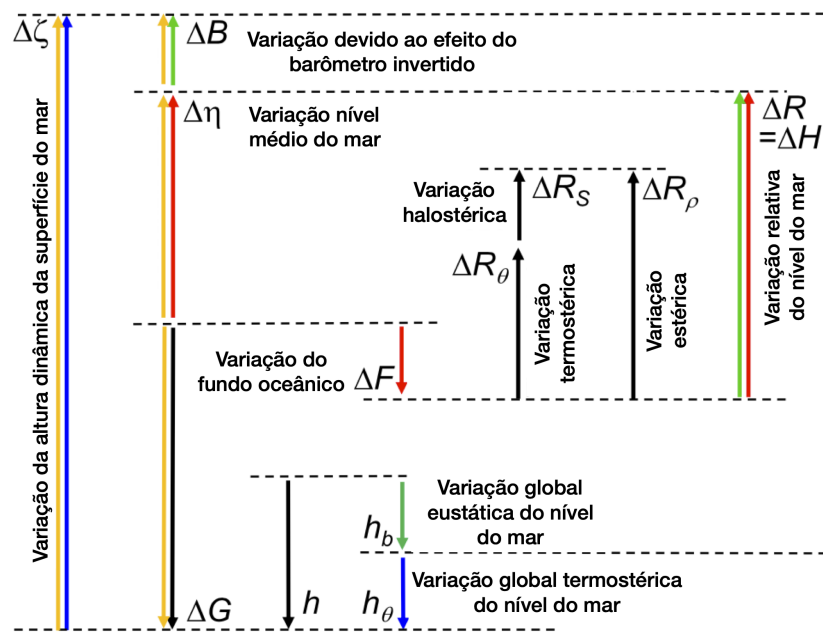


Figura 1.5: Esquema adaptado de Gregory *et al.* (2019) contendo as diferentes variações do nível do mar. As escalas entre as diferentes variações são meramente ilustrativas. Com exceção dos termos globais h , h_b e h_θ , todos os demais representam variações regionais e, portanto envolvem uma localização x, y , além de um período de referência.

O volume total do oceano pode variar devido a dois fatores: a) mudança de densidade – h_θ e b) ganho de massa – h_b . A componente h_b é conhecida como **variação eustática do nível do mar** e representa o ganho de massa de água vinda do continente ou da atmosfera. Os modelos do sistema terrestre da geração CMIP6 ainda possuem limitações para simular a componente h_b . Em sua grande maioria estão restritos somente à componente h_θ . Logo, como boa parte dos resultados apresentados nesse trabalho referem-se a saídas de modelos climáticos, o aumento do nível médio global da superfície do mar h será aproximado, tal que $h = h_\theta$.

1.6 Objetivos

O uso de simulações climáticas, provenientes de modelos do sistema terrestre (*Earth System Models* - ESM), integrados a partir de diferentes condições iniciais e com forçantes externas, possibilita detectar quais são os efeitos e padrões gerados por fatores naturais (variabilidade interna e natural do sistema) e por fatores externos (desequi-

líbrio energético, e.g. um sinal de aquecimento global), além de permitir estabelecer relações e os impactos das diversas variáveis, tanto oceânicas quanto atmosféricas, no aumento do nível médio global e regional dos oceanos.

Com isso, muitas questões que continuam em aberto sobre o aumento e a variabilidade da altura do nível do mar passaram a ser investigadas, como por exemplo, quais são os modos de variabilidade de baixa frequência (interanuais, décadas, até escalas de paleoclima) que afetam a estrutura da altura do nível do mar (Levermann *et al.*, 2005); já em escalas temporais mais curtas (sazonal até interanual), qual a contribuição relativa das alterações dos padrões de ventos em relação à outras forçantes na determinação do padrão espacial do nível do mar (Spence *et al.*, 2017); qual influência da mudança de modos climáticos, tais como El-Niño/Oscilação Sul, Oscilação Decadal do Pacífico, na variabilidade espacial (regional) do nível do mar em projeções climáticas (Forget e Ponte, 2015; Li *et al.*, 2016; Han *et al.*, 2017); e ainda, qual é o papel da variabilidade interna do sistema climático em determinar os padrões regionais de aumento do nível do mar Palmer e McNeall (2014); Melet e Meyssignac (2015); Hu *et al.* (2017), entre outras.

Assim sendo, partindo da hipótese de que os efeitos do aquecimento global geram respostas na altura da superfície do mar e que os modelos climáticos são capazes de reproduzir esse sinal, a pergunta científica que permeia todo esse trabalho é:

Qual é resposta regional da altura da superfície do mar ao aquecimento global?

Tendo em vista essa questão, a pesquisa está estruturada em três capítulos, cada um deles com objetivos específicos e metodologia própria.

Os objetivos específicos do Capítulo 2 são:

- Descrever os padrões regionais da tendência altura dinâmica da superfície do mar observada;
- Separar o sinal forçado da altura dinâmica da superfície do mar da variabilidade natural em resultados de modelos climáticos;
- Identificar o sinal forçado nos dados observados de ζ .

Os objetivos específicos do Capítulo 3 são:

- Descrever o sinal forçado das projeções altura dinâmica da superfície do mar produzidas por modelos climáticos para as próximas décadas;
- Quantificar as incertezas das projeções em função da variabilidade interna, das diferenças estruturais dos modelos e do cenário forçante;
- Definir quando que o sinal forçado da mudança climática emerge além dos padrões naturais de variabilidade.

Os objetivos específicos do Capítulo 4 são:

- Obter uma partição termodinâmica da altura da superfície do mar baseada em resultados de modelos numéricos;
- Associar e atribuir os padrões regionais de tendência da variação estérica do nível do mar para o período altimétrico em função dos termos da partição termodinâmica.

Capítulo 2

Variabilidade interna e resposta forçada do nível do mar

Simulações numéricas geradas por modelos do sistema terrestre (ESM) forçadas por agentes externos produzem respostas em todas as componentes do clima. Nesse capítulo são utilizadas uma variedade de simulações numéricas (um total de 173 realizações) para detectar a presença de um sinal forçado ou a resposta forçada (**FR** do inglês *forced response*) da altura dinâmica da superfície do mar (ζ) em decorrência do aquecimento global. Os padrões de aumento do nível do mar observados até o ano de 2018 são resultante da combinação tanto de uma forçante gerada pela atividade humana quanto também por flutuações naturais do clima. Detectar a presença de padrões externos ao clima no período recente é essencial para melhor prever e entender o aumento do nível do mar para as próximas décadas.

2.1 Padrões observados

A Figura 2.1 mostra o mapa global da tendência linear da altura da superfície do mar ($\bar{\eta}$) para um período de 26 anos entre de 1993 e 2018. Os dados são provenientes do produto altimétrico *Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data* (Aviso¹). Estes são disponibilizados em uma frequência diária e com uma resolução horizontal (x, y) de 1440 por 720. Neste mapa de tendência estão contabili-

¹Disponível em: <http://www.aviso.oceanobs.com/duacs/>

zados todos os fatores que contribuem para o aumento da altura da superfície de mar, tais como expansão térmica, variações nos grandes giros oceânicos, GIA, derretimento de glaciares, etc.

A tendência observada é de aumento da $\tilde{\eta}$ para praticamente todo o oceano (com média global de 3,8 mm/ano) com acentuadas diferenças regionais. As maiores tendências ultrapassam os 10 mm/ano, produzindo uma elevação ao redor dos 30 centímetros, por exemplo, nas porções oeste do Oceano Pacífico subtropical. Tendências bastante pronunciadas (maiores que 15 mm/ano) também são observadas próximas às correntes de borda oeste, como as correntes de Kurushio e do Golfo, e também em regiões energéticas como os entornos da confluência das Correntes Brasil–Malvinas. Por outro lado, também observam-se áreas com tendências próximas de zero ou até mesmo negativa, como os entornos da Groenlândia, onde os efeitos gravitacionais atuam de forma relevante (devido à perda de massa da Groenlândia), e setores do Oceano Austral, provavelmente ligadas à variações da Corrente Circumpolar Antártica.

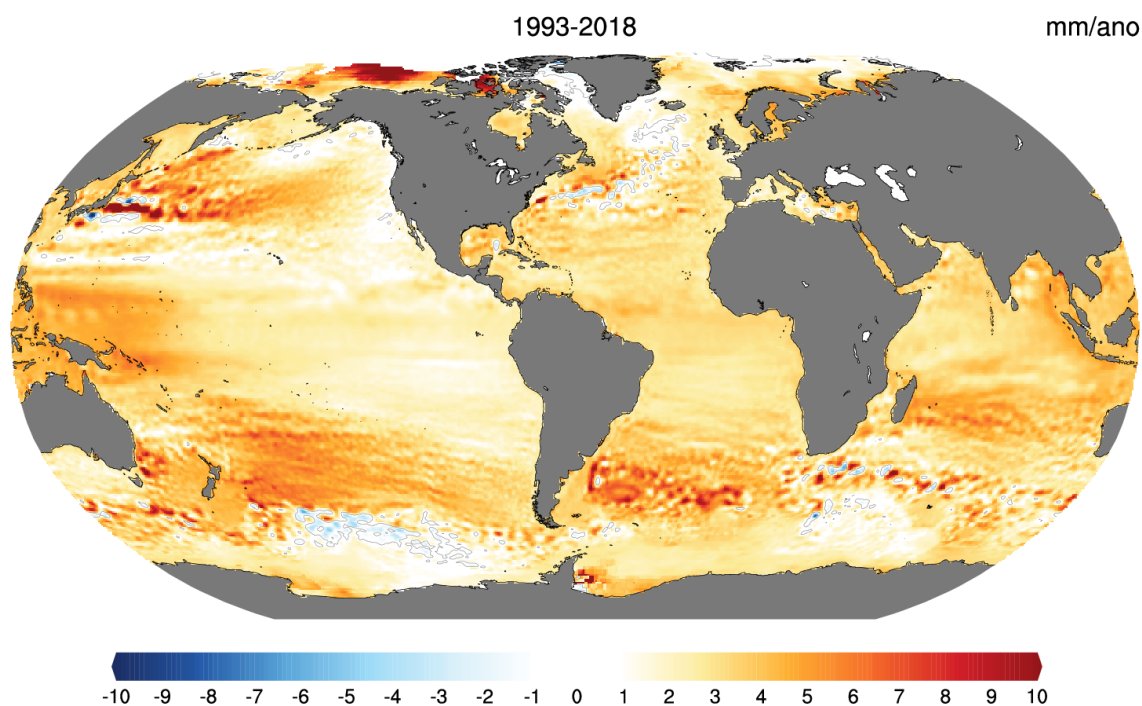


Figura 2.1: Mapa da tendência linear da altura da superfície do mar $\tilde{\eta}$ (mm/ano) observada entre janeiro de 1993 e dezembro 2018 a partir de medidas de altimetria por satélites.

Para evidenciar as variações regionais e aproximar o sinal da altura da superfície

do mar proveniente do Aviso, de forma a refletir apenas o efeito do ajuste dinâmico do oceano devido às trocas de momento, calor e sal, removeu-se a **média global** de η . A Figura 2.2 mostra o mapa global da tendência linear da altura dinâmica superfície do mar ($\zeta = \tilde{\eta} - \langle \tilde{\eta} \rangle$) para o mesmo período. De uma forma geral a porção oeste das bacias oceânicas tendem a apresentar tendências bastante superiores à média global (3,8mm/ano). Tendências negativas são observadas no Oceano Austral e trabalhos como os de Bilbao *et al.* (2015); Armour *et al.* (2016) atribuem essas tendências à diminuição das taxas do aquecimento das águas locais devido à ressurgência circumpolar.

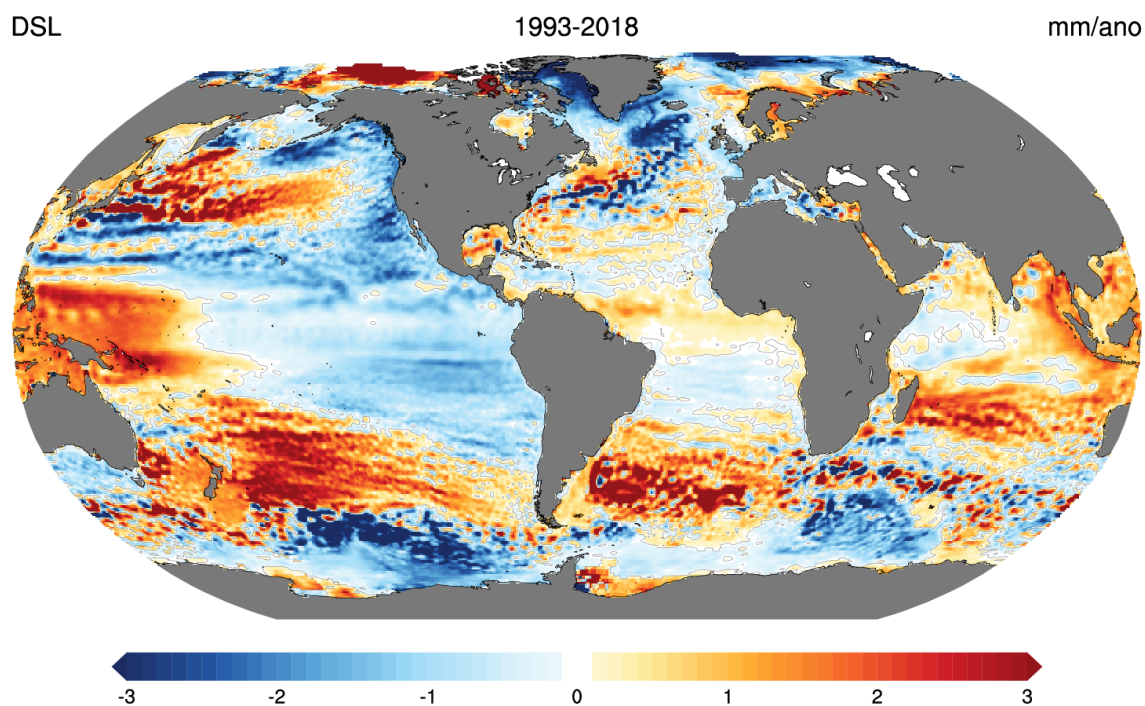


Figura 2.2: Mapa da tendência linear da altura dinâmica da superfície do mar ζ (mm/ano) observada entre janeiro de 1993 e dezembro 2018 a partir de medidas de altimetria por satélites.

Os padrões regionais da tendência de ζ evidenciados na Figura 2.2 refletem tanto fatores internos do clima, como modos de variabilidade de escalas interanuais até decadais, quanto também fatores externos, como por exemplo, a atividade vulcânica e a emissão de gases estufa por conta da ação humana. Para ilustrar a presença de uma forte fonte de variabilidade decadal no período altimétrico a Figura 2.3 mostra os mapas de tendência para o período de 1993 até 2002 (à esquerda) e para a última dé-

cada do período (à direita). No Oceano Pacífico, enquanto durante a primeira década a porção oeste é dominada por tendências positivas e a porção leste por tendências negativas, na segunda década esses padrões invertem. Essa mudança dos padrões de tendências durante o período altimétrico indicam a forte presença de modos de variabilidade decadal atuando sobre o Pacífico. No Oceano Atlântico também é possível observar diferenças dos padrões de tendências entre as décadas, principalmente na porção norte, ao redor da Groenlândia.

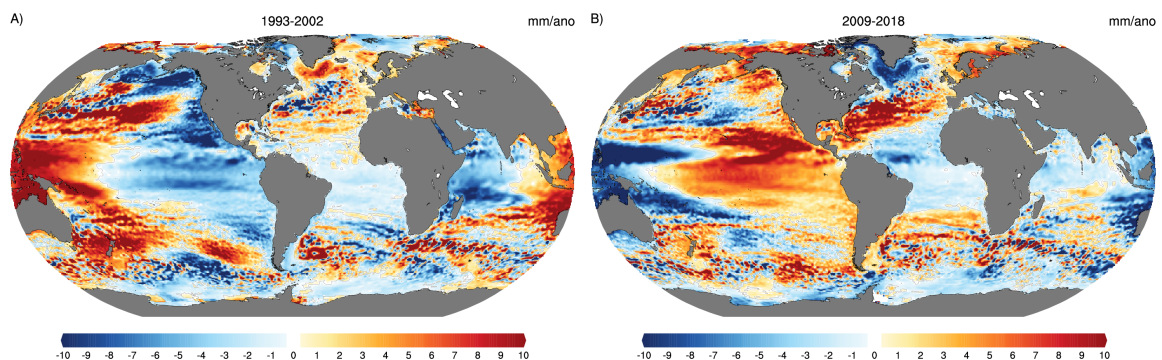


Figura 2.3: Mapa da tendência linear da altura dinâmica da superfície do mar ζ (mm/ano) observada para diferentes décadas. À esquerda a década que vai de janeiro de 1993 até dezembro de 2002 e à direita a década que vai de janeiro de 2009 até dezembro de 2018.

A presença desse forte sinal de variabilidade nas tendências de ζ durante um período de 26 anos pode ocultar a presença de um sinal externo (ação antrópica), ou seja, fazer com que o padrão de tendência de ζ em resposta à mudança climática se mantenha dentro da amplitude de variação natural dessa variável. O uso de simulações numéricas do clima com e sem forçantes externas propicia uma forma de identificar a resposta do clima a um sinal externo. Nas próximas seções são mostrados resultados de simulações por conjuntos ou *ensembles* gerados por 3 modelos do sistema terrestre do CMIP5 (Taylor *et al.*, 2012). O primeiro deles é o CESM/LENS do *National Center for Atmospheric Research* – NCAR, com 40 membros. O segundo é o GFDL-LE do *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory* – GFDL, com 30 membros. E o último é o MPI-GE do *Max-Planck-Institut für Meteorologie* – MPIMET com 100 membros.

2.2 Conjuntos gerados por perturbações nas condições iniciais

Uma forma de isolar incertezas e sinais provenientes da variabilidade interna do clima é gerar um *ensemble* de simulações com um único modelo climático considerando uma configuração idêntica e uma mesma forçante radiativa, no entanto com perturbações nas condições iniciais de maneira a criar uma trajetória climática diferente para cada membro, resultando em um espalhamento do *ensemble* (Hawkins *et al.*, 2015; Bengtsson e Hodges, 2018). Nessa abordagem, assume-se que as fases dos modos internos de variabilidade em cada realização ocorrem de forma aleatória e independente entre os membros do *ensemble* e por isso, ao tomar a média de um número suficiente (entre 10 e 100 membros segundo Deser *et al.* (2010)) de simulações obtêm-se o sinal forçado ou resposta forçada (FR) do clima à forçante externa.

Os *ensembles* produzidos pelos três modelos citados anteriormente seguem o protocolo proposto durante o CMIP5 (Taylor *et al.*, 2012). Há apenas uma longa (entre 1800 e 2200 anos) simulação controle para cada um dos modelos, cujo foco é reproduzir um estado climatológico médio (sem forçantes naturais ou antropogênicas). Estes também servem como condição inicial das simulações com as forçantes radiativas. Para o período histórico, entre 1850 e 2005, são usadas as forçantes radiativas (naturais e antropogênicas) observadas nesse período. E para as projeções climáticas, entre 2006 e 2100 são utilizadas as forçantes do tipo *Representative Concentration Pathways* – RCP (Eyring *et al.*, 2016). Como o período altimétrico (entre 1993 e 2018) envolve tanto o final do cenário histórico quanto o início dos cenários de projeção RCPs, definiu-se a utilização da projeção RCP8.5 para representar os anos de 2006 até 2018 para os resultados de modelos. A escolha desse cenário específico para representar esses anos pouco interfere nos resultados forçados, já que a diferença entre as as forçantes externas RCPs passam a se tornar realmente divergentes após 2030 (Riahi *et al.*, 2011; Eyring *et al.*, 2016).

A seguir uma descrição um pouco mais detalhada de cada um dos três experimentos.

2.2.1 CESM/LENS: *Large Ensemble*

O modelo do sistema terrestre *Community Earth System Model* do NCAR² utilizado aqui é a versão CESM1.1 e o experimento denominado CESM *Large Ensemble* é descrito em detalhes por Kay *et al.* (2015).

A componente oceânica do CESM é o *Parallel Ocean Program, version 2 - POP2*, e foi inicialmente desenvolvida pelo *Los Alamos National Laboratory*. O POP2 é um modelo que resolve as equações primitivas do movimento em um sistema de coordenadas ortogonais assumindo a aproximação de *Boussinesq* (conservação do volume total), o *equilíbrio hidrostático* e uma formulação linearizada implícita de *superfície livre do oceano* (permite variações verticais da camada de superfície do oceano). Com relação aos fluxos de água doce (*runoff*), estes são tratados como fluxos virtuais/artificiais de sal, de modo a manter o volume global do oceano constante. A resolução horizontal é de 320 por 384 e com 60 níveis verticais distribuídos a cada 10 metros até os 160 metros e aumentando o espaçamento para 250 metros para maiores profundidades. Uma descrição mais detalhada da componente oceânica, bem como uma validação de uma simulação em termos de nível do mar é dado por Danabasoglu *et al.* (2012); Griffies *et al.* (2014).

A Figura 2.4 mostra as séries temporais da temperatura média de superfície para todos os membros do CESM/LENS e ilustra o procedimento de geração desse *ensemble*. O final do experimento controle (com 2200 anos) é a condição inicial do membro 1. Esse é o único membro que começa a partir do controle, todos os demais são inicializados a partir de 1 de Janeiro de 1920 do membro 1, mas com uma perturbação aleatória na temperatura atmosférica da ordem de 10^{-14} (Kay *et al.*, 2015). Essa minúscula perturbação já é capaz de fazer os membros divergirem completamente a partir de 15 dias após o início de cada simulação (Figura 2.4 à direita). Globalmente, o sinal de tendência de mais baixa frequência tende a convergir, mas localmente cada membro pode mostrar uma trajetória completamente diferente entre eles, inclusive apontando para tendências opostas.

²<http://www.cesm.ucar.edu/>

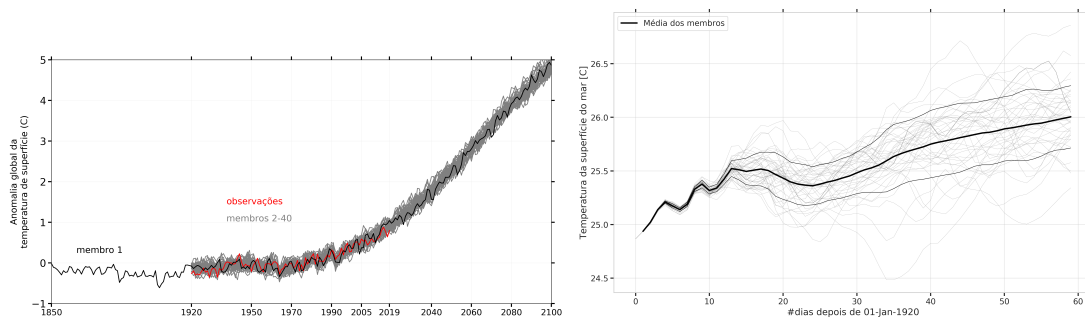


Figura 2.4: Série temporal anual da anomalia global da temperatura de superfície da atmosfera obtidas pelo experimento numérico CESM/LENS (esquerda). Cada linha cinza representa um membro do conjunto e a linha preta é a média dos 40 membros. A linha vermelha mostra as anomalias observadas do HadCRUT4. À direita, série temporal diária da temperatura da superfície do mar para os primeiros 60 dias de simulação em um ponto aleatório no Atlântico Sul, indicando a divergência entre as simulações logo após 15 dias simulados. As linhas pretas mais grossas indicam a média e 1 desvio padrão do *ensemble*.

2.2.2 MPI-GE: *Grand Ensemble*

O *MPI Grand Ensemble* (MPI-GE) utiliza o MPI-ESM1.1 Giorgetta *et al.* (2013) e atualmente é o maior conjunto de simulações climáticas produzidas por um único modelo para diversos cenários forçantes³. São 100 membros para cada cenário futuro do protocolo CMIP5 (RCP2.6, RCP4.5, e RCP8.5) e também para o período histórico (*historical* - Figura 2.5), além de uma simulação controle de 2000 anos considerando o período pré-industrial (condições climatológicas referentes ao ano de 1850).

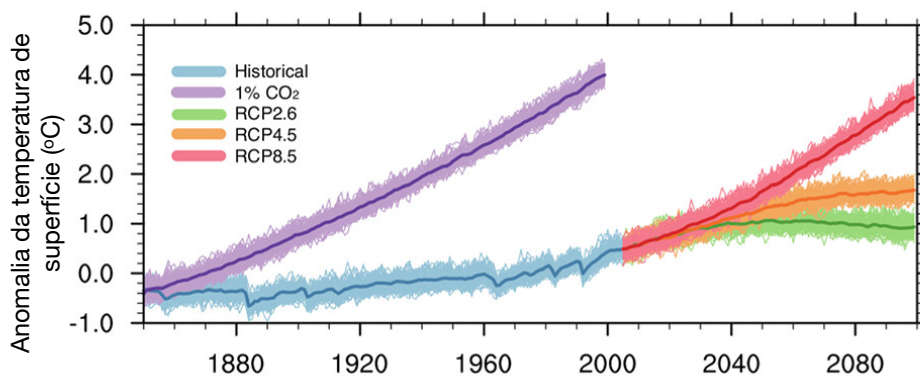


Figura 2.5: Série temporal da anomalia global da temperatura de superfície reproduzidas pelo experimento numérico MPI-GE. Figura retirada de Maher *et al.* (2019).

³Até março de 2020 o MPI-GE era o único *ensemble* com pelo menos 100 membros.

As simulações históricas são inicializadas sempre no mês de janeiro, porém em diferentes anos do experimento controle. Nesse tipo de inicialização, diferentemente do CESM/LENS, são considerados tanto o estado inicial da atmosfera quanto do oceano, o que por sua vez credita-se um maior espalhamento da variabilidade entre as simulações e conseqüentemente uma melhor representação de toda a variabilidade interna presente no clima (Hawkins *et al.*, 2016).

Já as simulações dos cenários futuros, cada um dos membros inicia exatamente no final de cada simulação do período histórico. Uma descrição detalhada, bem como os anos de inicialização de cada um dos 100 experimentos podem ser consultadas em Maher *et al.* (2019).

A componente oceânica do modelo é o MPI-OM-1 e apresenta uma resolução horizontal de 256 por 220. Também considera a aproximação de Boussinesq e uma formulação de superfície livre para representar a altura da superfície do mar.

2.2.3 GFDL-LE: *Large Ensemble*

O GFDL-LE também é um conjunto que utiliza os protocolos forçantes estabelecidos para o CMIP5 e foi produzido a partir do modelo climático GFDL-ESM2M Dunne *et al.* (2012). A condição inicial para os 30 membros do *ensemble* é o mês de janeiro de 1950. Cada uma das simulações inicia a partir de um dia diferente desse mês, ou seja, cada membro sai de uma condição diferente em todas as componentes do modelo (atmosfera, terra, oceano, gelo marinho). De resto todas as demais configurações são idênticas Rodgers *et al.* (2015). A componente oceânica desse modelo é o MOM4p1 e possui uma resolução horizontal de 360 por 200. Ao contrário dos outros 2 modelos, o MOM4p1 não conserva o volume total do oceano e sim a massa (não considera a aproximação de Boussinesq). Logo, as variações globais de densidade contabilizam para o aumento global do nível do mar Griffies e Greatbatch (2012). Maiores detalhes desse modelo são descritas em Dunne *et al.* (2012).

2.3 Variabilidade interna do nível do mar

Para ilustrar a quantidade de padrões de ζ possíveis, a Figura 2.6 mostra 35 mapas de tendência da altura dinâmica da superfície do mar produzidas pelos membros do CESM/LENS para o período altimétrico (1993 – 2018).

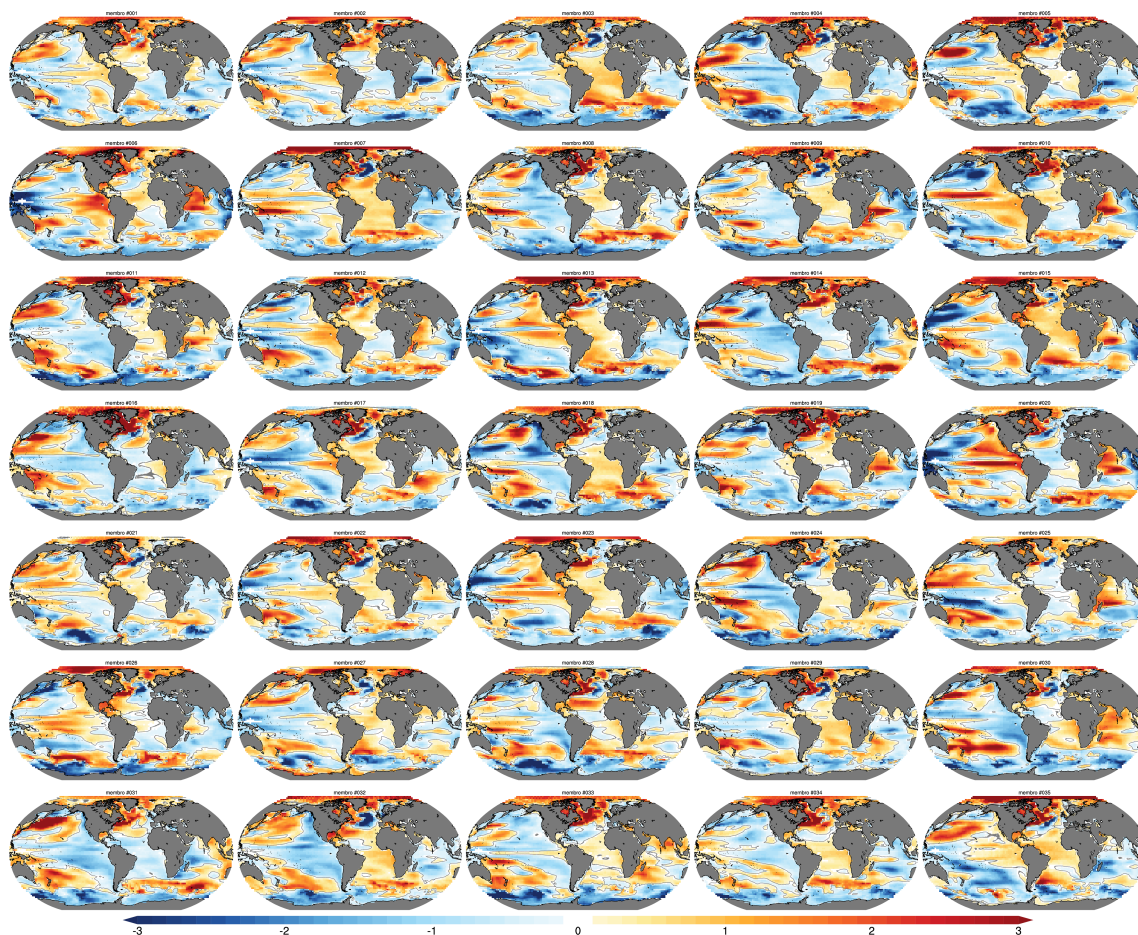


Figura 2.6: Mapas da tendência linear da altura dinâmica da superfície do mar ζ (mm/ano) entre janeiro de 1993 e dezembro 2018 para os resultados de 35 (de um total de 40) membros do CESM/LENS.

Cada realização, mesmo sujeita a uma forçante idêntica, produz uma resposta distinta. As diferenças ocorrem tanto nas magnitudes quanto nas estruturas espaciais das tendências. Algumas regiões parecem concordar com mais frequência como é o caso das tendências positivas do noroeste do Pacífico. No entanto, alguns membros apresentam sinais completamente opostos. Por exemplo, o membro #31 mostra o Oceano Atlântico e setor leste do Pacífico dominado por tendências negativas, já o membro #35 apresenta sinais opostos nessas regiões. Partindo do pressuposto que esse

modelo climático é consistente fisicamente (Danabasoglu *et al.*, 2016) e amplamente usado pela comunidade científica (Fasullo e Gent, 2017; Hu e Bates, 2018), todas as 40 realizações desse experimento são possibilidades viáveis de clima e as diferenças entre elas são geradas exclusivamente pela interação caótica entre as componentes do modelo e, portanto, atribuídas a variabilidade interna do sistema (Hawkins e Sutton, 2012; Hu e Deser, 2013; Deser *et al.*, 2016).

Dentre as 40 realizações do CESM/LENS algumas tendem a se aproximar mais dos padrões produzidos pelo produto altimétrico do Aviso (Figura 2.2). A correlação de padrões espaciais (PC do inglês *pattern correlation*) é uma forma de medir a semelhança dos padrões de tendência modelada com a observada. Para o CESM/LENS o membro com maior PC em relação às tendências do Aviso foi o #17, com uma correlação de padrões de 0,46 (ver Figura 2.13b). Também foram calculadas as PC para os *ensembles* do MPI-GE e do GFDL-LE, e os membros que apresentaram as maiores PCs foram o #27 e o #7 com correlações de 0,51 e 0,43, respectivamente. A Figura 2.7 mostra as tendências de ζ dos membros citados para os três *ensembles* e também uma decomposição do padrão obtido em cada membro (# m) em uma parte devido à resposta forçada (FR – média do *ensemble*) e um resíduo (ϵ), tal que, # $m = FR + \epsilon$. Os três conjuntos mostram que o sinal da FR é menor em magnitude do que o ruído, indicando que as tendências de ζ observadas nesse período são em geral dominadas pela variabilidade interna do sistema climático. No entanto, em algumas regiões, como o Atlântico Norte, Oceano Austral e Pacífico Oeste, o sinal forçado apresenta magnitudes próximas ao registrado pelas simulações.

Ainda sobre o ruído climático, um período de 26 anos é relativamente curto para remover os efeitos de modos de variabilidade de baixa frequência (i.e. Oscilação Decadal do Pacífico), logo tendências calculadas para esse intervalo de tempo estão sujeitas a capturar diferentes fases desses modos (Han *et al.*, 2017). Nos experimentos controle, os quais nenhuma forçante externa é aplicada, todo sinal produzido é exclusivamente devido a variabilidade interna do sistema (ruído climático). Por não existir nenhum sinal externo nesse experimento, apenas uma longa realização é feita para cada um dos três *ensembles*. Uma forma de se obter um *ensemble* artificial a partir de um único experimento controle é amostrar intervalos de 26 anos aleatoriamente (*bootstrap*) ao

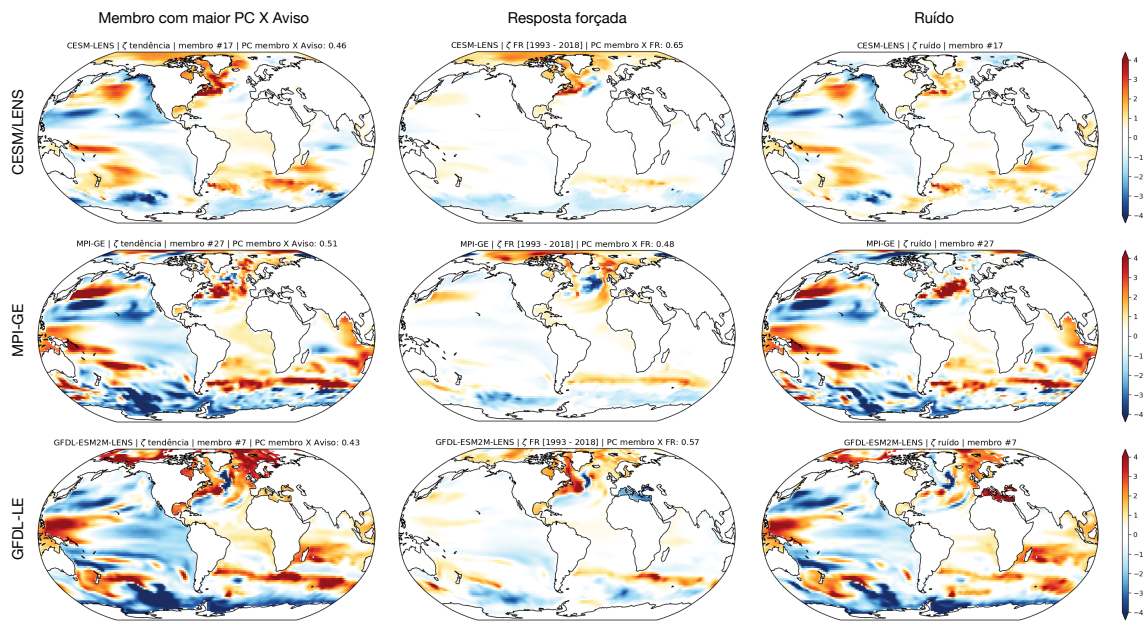


Figura 2.7: Tendência linear da altura dinâmica da superfície do mar ζ (mm/ano) para o período altimétrico. A primeira coluna mostra o membro do *ensemble* que apresentou maior correlação espacial (PC - com o valor indicado na figura) com os dados altimétrico. A segunda coluna é a resposta forçada (FR) de ζ (o valor da PC indicado nessa coluna refere-se à correlação entre o membro e a FR). A terceira coluna é a diferença das tendências mostradas na primeira coluna menos as tendências da segunda coluna e representa ruído climático presente naquele membro. Cada linha representa um *ensemble*: CESM/LENS, MPI-GE e GFDL-LE.

longo de todo o experimento controle. A Figura 2.8 mostra a média e o desvio padrão da tendência de ζ para um *ensemble* artificial gerado a partir do experimento controle do CESM/LENS. Da mesma forma, também foram gerados *ensembles* artificiais para o MPI-LE e GFDL-LE, com 100 e 30 membros respectivamente. Estes *ensembles* foram criados com a intenção de diferenciar o sinal encontrado nas simulações forçadas em relação a simulação controle nos resultado a seguir.

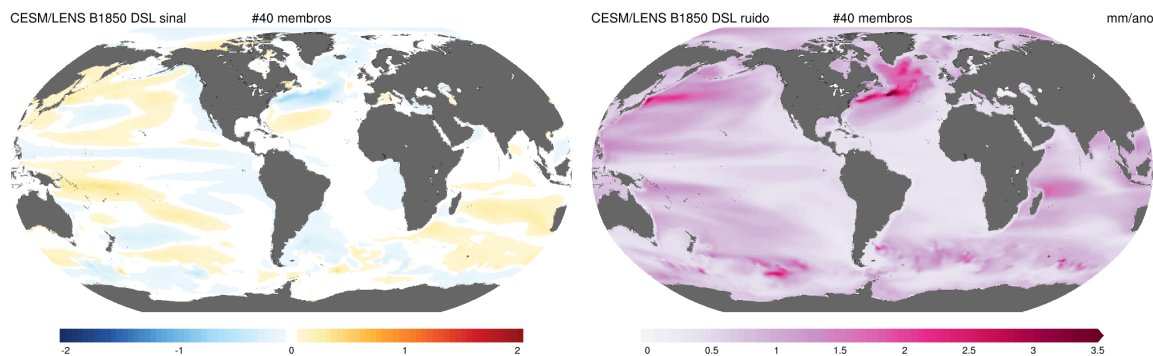


Figura 2.8: Sinal e ruído da tendência linear anual da altura dinâmica da superfície do mar ζ (mm/ano) obtida por meio de um método de reamostragem aleatória (*bootstrapping*) dos últimos 1200 anos do experimento controle do CESM/LENS para período de 26 anos considerando conjuntos artificiais de 40 membros.

Para se ter uma medida de independência entre os padrões obtidos no experimento forçado e os padrões do experimento controle foi gerada uma distribuição dos coeficientes de PCs e sua respectiva média (Figura 2.9a) e também com a resposta forçada das tendências do período altimétrico (Figura 2.9b). Essas distribuições foram geradas para os três *ensembles* e em todas a média da distribuição ficou sempre próxima de zero e em nenhuma delas algum membro apresentou coeficientes de PC fora do intervalo $[-0,35, 0,35]$. Assim sendo, toda vez que algum membro do experimento forçado apresentar uma PC com sua respectiva FR com valor fora desse intervalo, pode ser afirmar que o sinal da forçante conseguiu emergir do envelope da variabilidade interna. Esse intervalo de PC será usado nas análises seguintes para representar uma amplitude da variabilidade interna das tendências da altura dinâmica da superfície do mar.

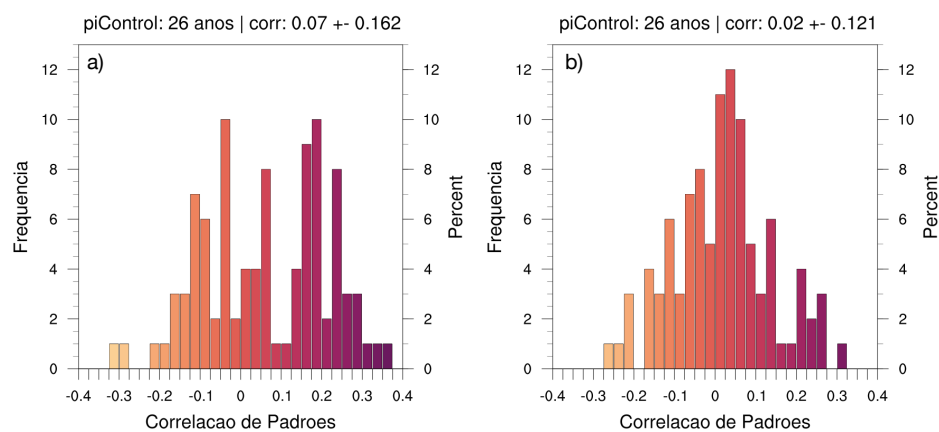


Figura 2.9: Distribuição dos coeficientes de correlação do padrão espacial entre as tendências de ζ do *ensemble* artificial (*bootstrapping*) do experimento controle do CESM/-LENS e a média desse *ensemble* (a); e a média das tendências do *ensemble* forçado para o período de 1993 – 2018 (b).

2.4 Padrões forçados do nível do mar

A Figura 2.10 mostra a resposta da altura dinâmica da superfície do mar à forçante externa para o período altimétrico gerada pelos três *ensembles*. Como mencionado anteriormente, a magnitude do sinal da resposta forçada é bem menor do que as tendências individuais de cada realização (Figura 2.6), pois boa parte do sinal externo é removido ao fazer a média dos membros. Apesar da menor magnitude, a FR é robusta quando comparada ao experimento controle (ver Figura 2.9). As áreas pontilhadas indicam as regiões em que o padrão da FR difere significativamente (95% de confiança) das tendências obtidas aleatoriamente para períodos de 26 anos do experimento controle. Isto é, somente uma forçante externa é capaz de produzir um padrão com essa configuração.

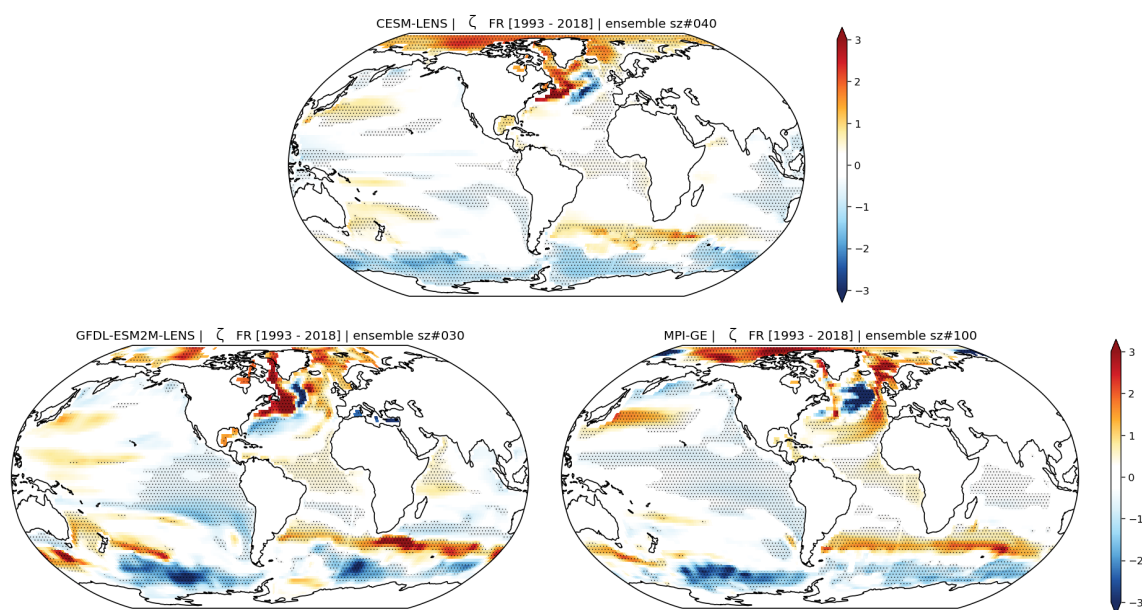


Figura 2.10: Resposta forçada FR da tendência linear da altura dinâmica da superfície do mar ζ (mm/ano) no período entre 1993 e 2018 simulada pelo CESM/LENS, MPI-GE e GFDL-LE. Os pontilhados indicam as regiões onde as tendências são estatisticamente diferentes (95% *t-test* bicaudal) em relação às tendências do experimento controle.

Apesar de diferenças regionais entre as FRs das tendências de ζ entre os *ensembles* existe muitas regiões de similaridades entre eles. Há um aumento de ζ no Pacífico Oeste subtropical (próximo ao Japão e Austrália), no Atlântico Norte e na região subtropical do Atlântico Sul. E também há regiões com diminuição de ζ , principalmente na porção leste do Pacífico e no Oceano Austral. No Oceano Índico as tendências são bastante inferiores do que as encontradas nas demais bacias.

Um outra forma de identificar as regiões onde o sinal da FR das tendências de ζ ultrapassa a amplitude da variabilidade natural é por meio da relação sinal-ruído (S/N do inglês *signal-to-noise*). A Figura 2.11 mostra o ruído e o S/N para cada um dos três conjuntos. O ruído nesse caso é o desvio padrão (σ) das tendências obtidas dentro de cada conjunto e reflete a incerteza das tendências devido a variabilidade interna. Para os três conjuntos nota-se que as regiões onde foram observadas as maiores tendências são também as regiões com as maiores incerteza. Assim sendo, na relação S/N, um sinal pronunciado acaba sendo neutralizado por um intenso ruído. Ainda assim, algumas regiões ultrapassam os níveis de $\pm 1\sigma$, como por exemplo, setores do Oceano Austral, região leste do Pacífico tropical e áreas do Atlântico Norte próximas à costa norte do Estados Unidos e Canadá. Ainda sobre o ruído, o CESM/LENS apresentou valores de σ bem inferiores aos demais conjuntos, sugerindo que as micro perturbações aleatórias da atmosfera nas condições iniciais das simulações não são suficientes de gerar toda a variabilidade presente no oceano.

Comparando a resposta forçada de ζ dos *ensembles* com os dados do produto altimétrico do Aviso, as maiores diferenças ocorrem justamente nas regiões de maior ruído, como o mostrado na Figura 2.12 (painel superior) através do erro quadrático médio (RMSE) entre a resposta forçada de cada *ensemble* e o Aviso. As diferenças também são grandes em regiões consideradas bastante energéticas, como Confluência Brasil Malvinas, região do Vazamento da Agulhas, Corrente do Golfo. No geral as maiores diferenças estão concentradas no hemisfério sul.

Também na Figura 2.12 (painel inferior) é mostrada a porcentagem da variância presente nos dados do Aviso que é explicada pela FR de cada *ensemble*. As regiões com mais de 20% de variância explicada estão destacadas com uma linha. Tanto o RMSE quanto a variância explicada não são medidas que se relacionam com a tendência. O

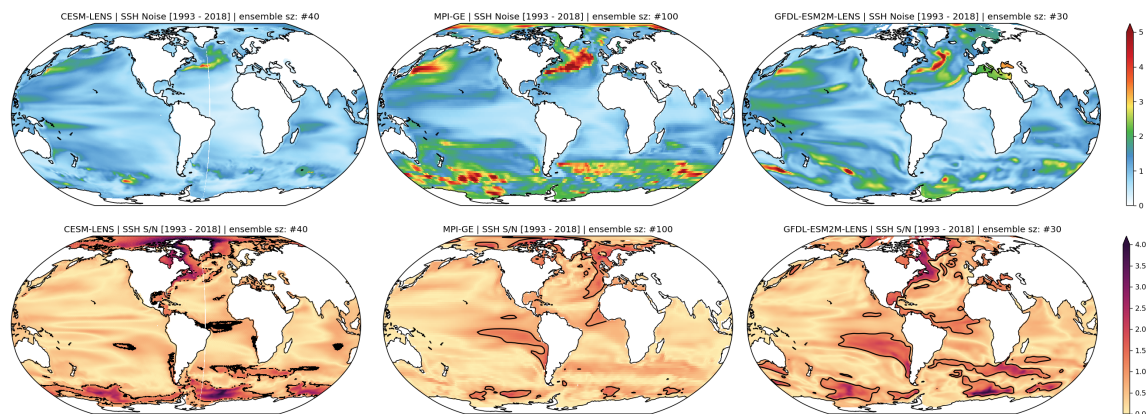


Figura 2.11: Ruído (acima) e relação sinal–ruído (abaixo) da tendência linear da altura dinâmica da superfície do mar ζ no período entre 1993 e 2018 simulada pelo CESM/LENS, MPI-GE e GFDL-LE. A linha nos mapas de S/N indicam as regiões em que o sinal ultrapassa $\pm 1\sigma$.

RMSE tende a capturar se a FR está em fase com o produto altimétrico e a variância explicada tende a capturar se amplitude da variação da FR está de acordo com a observada. Logo, a FR de ζ captura bem o sinal presente no altímetro em setores do Pacífico Leste, Oceano Austral e Atlântico Sul.

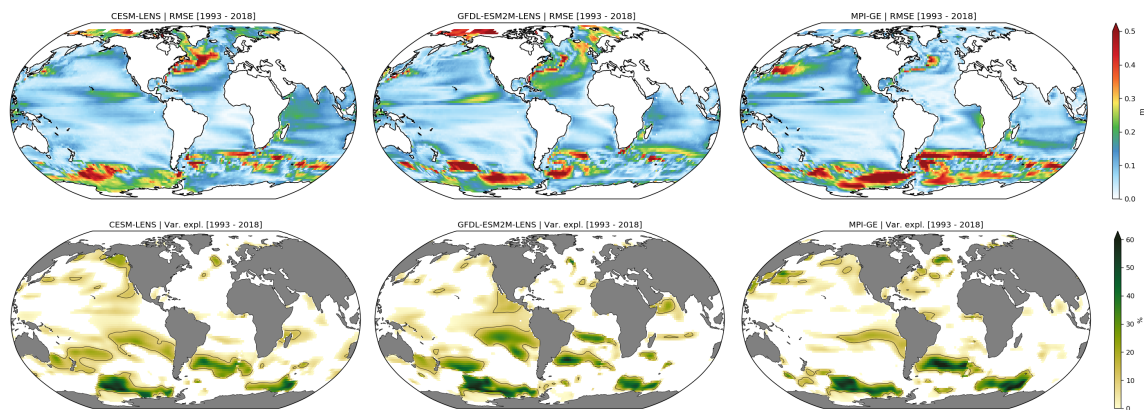


Figura 2.12: Raiz do erro quadrático médio (acima) e percentual da variância explicada (abaixo) da resposta forçada da altura dinâmica da superfície do mar ζ no período entre 1993 e 2018 entre os *ensembles* CESM/LENS, MPI-GE, GFDL-LE e o Aviso.

Voltando as tendências de ζ para o período altimétrico, a distribuição das correlações dos padrões espaciais (PC) entre os membros e a sua respectiva FR também pode fornecer um indicador da presença de um sinal resultante da forçante externa (Figura 2.13a). Retomando a distribuição obtida pelo *bootstrap* das simulações con-

trole (ver Figura 2.9), no qual todas as PCs estão contidas no intervalo $[-0,35, 0,35]$, e comparando com a distribuição das PCs para os experimentos forçados, nota-se que apenas o MPI-GE apresentou alguns poucos membros com PCs que estariam dentro desse intervalo. Já o CESM/LENS e o GFDL-LE apresentaram distribuições de PCs 100% independentes das obtidas no experimento controle. Esse desacoplamento das distribuições mostram uma convergência das tendências para o padrão da FR. Isto é, a média da PC entre os membros do *ensemble* e a FR segue aumentando e o desvio padrão diminui. Essa característica foi registrada pelos três conjuntos, com valor da média das distribuições de 0,55, 0,57 e 0,43 para o CESM/LENS, GFDL-LE e MPI-LE, respectivamente.

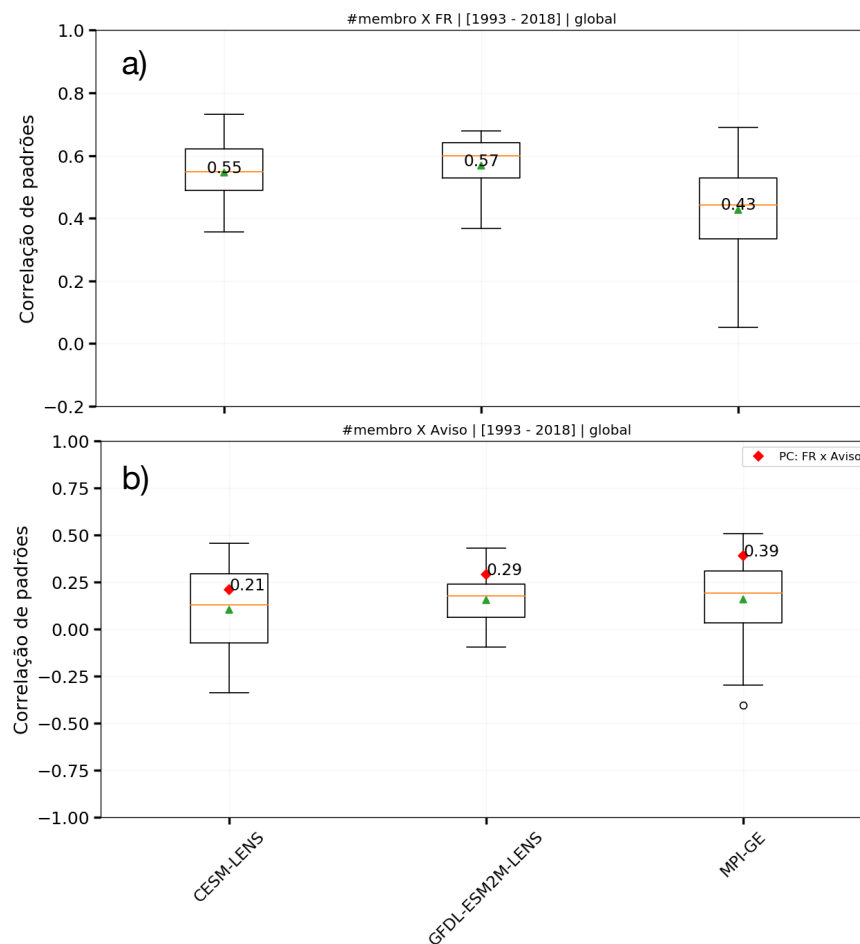


Figura 2.13: *Boxplot* da distribuição das correlações de padrões das tendências de ζ para o período de 1993–2018 entre cada membro do *ensemble* e sua respectiva resposta forçada (a) e também entre cada membro e os dados altimétricos do Aviso (b).

Como os processos envolvidos na distribuição regional das tendências da altura

dinâmica da superfície do mar envolvem características regionais próprias, tais como padrões de circulação oceânica, ventos e fluxos de calor, analisar separadamente cada bacia oceânica tende a diminuir a complexidade das interações entre a componente forçada e a componente da variabilidade natural. A Figura 2.14e–h mostra a distribuição das PC dos campos de tendência de ζ entre cada membro e sua FR para cada bacia oceânica. Nela é possível identificar qual bacia é mais afetada pelo sinal forçado. O Oceano Atlântico e Oceano Austral são as que registraram as maiores PCs, com os três *ensembles* apresentando coeficientes médios superiores 0,51 para o Oceano Atlântico.

Já os oceanos Pacífico e Índico apresentaram menores valores médios de PC, sempre abaixo de 0,39 em todos os *ensembles*. Esses baixos valores de PC sugerem que a forçante externa ainda não é robusta o suficiente para conduzir as diferentes realizações para um estado médio, ou seja, os modos naturais e caóticos dessas bacias ainda continuam sendo dominantes para o período.

A distribuição da correlação espacial entre as tendências produzidas por cada membro e a observada pelo produto altimétrico também é mostrada na Figura 2.14a–d. Dentre os três conjuntos o que apresentou uma FR das tendências de ζ com maior PC foi o MPI–GE, com correlações médias de 0,52, 0,51 e 0,50 para os oceanos Atlântico, Pacífico e Austral, respectivamente. Uma outra característica que chama a atenção nessa análise são as PCs negativas para o Oceano Índico, indicando uma deficiência desses modelos em capturar até mesmo o sinal das tendências da altura dinâmica da superfície do mar para essa bacia. Para as demais bacias, em geral a média das PCs são superiores se comparadas a PC do oceano global, sendo o Oceano Austral a bacia em que teve as tendências observadas melhor captada pelos modelos (maiores médias e menor dispersão).

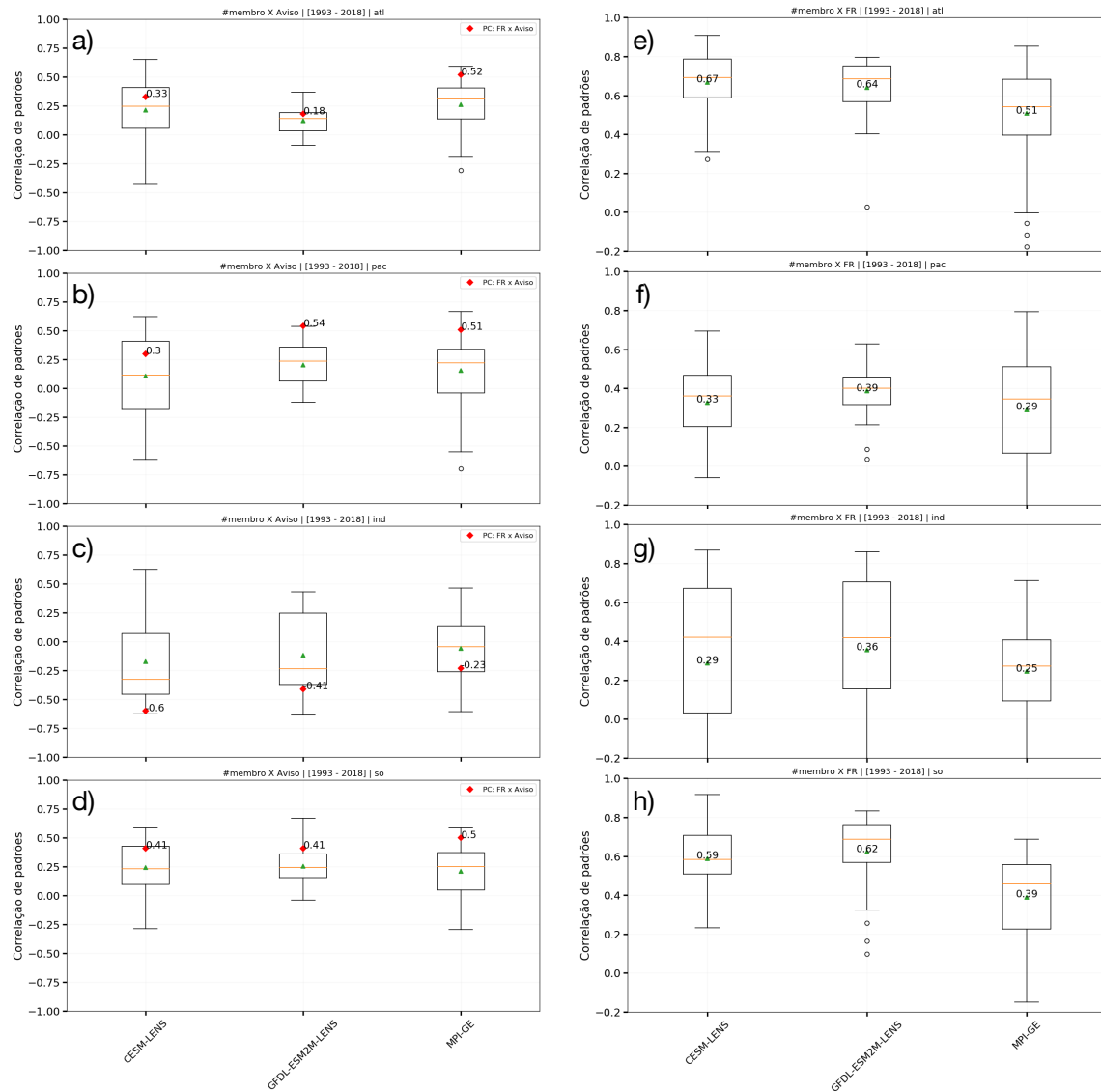


Figura 2.14: *Boxplot* da distribuição das correlações de padrões das tendências de ζ para o período de 1993–2018 entre cada membro do *ensemble* e os dados altimétricos do Aviso (a–d) e também entre cada membro e sua respectiva resposta forçada (e–h). Painel a,e): Oceano Atlântico; b,f) Oceano Pacífico; c,g) Oceano Índico; d,h) Oceano Austral.

2.5 Experimentos com forçante única

Os *ensembles* analisados até então utilizavam uma forçante externa composta por uma combinação de fatores, tais como aumento da concentração de gases estufa, disponibilidade de aerossóis na atmosfera, variabilidade da atividade solar, vulcões, etc. No entanto, cada um desses fatores atua de forma diferente sobre a forçante radiativa total, sendo os gases estufa e os aerossóis os fatores antropogênicos mais importantes (Deser *et al.*, 2020). Esses dois fatores agem de forma oposta no balanço energético do planeta. Os aerossóis tendem a causar um resfriamento por conta da reflexão e espalhamento da radiação de onda curta enquanto os gases estufa tendem a causar um aquecimento devido ao aumento da absorção da radiação de onda longa.

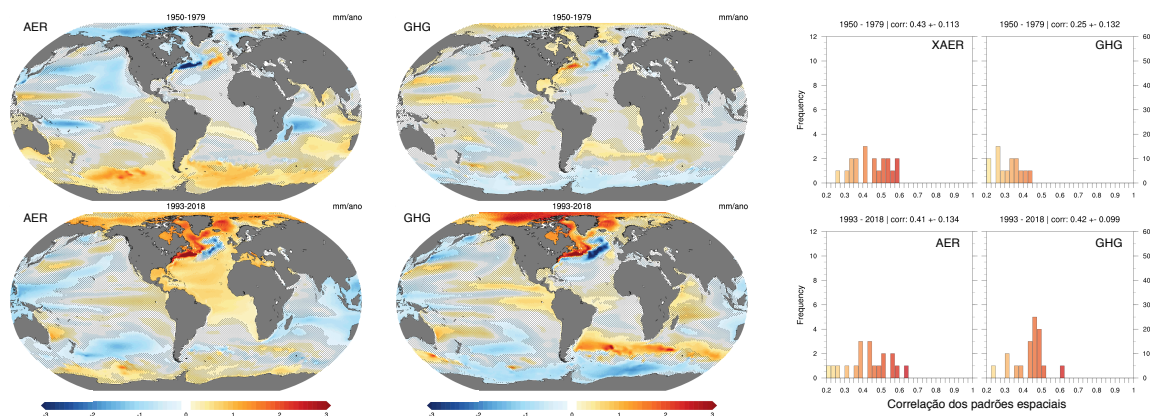


Figura 2.15: Resposta forçada da tendência alta dinâmica da superfície do mar ζ (mm/ano) para dois períodos (1950–1979 e 1993–2018). A FR refere-se a 20 experimentos com forçante única produzidas pelo CESM: AER (somente aerossóis) e GHG (somente gases estufa). Os histogramas mostram a distribuição das correlações dos padrões espaciais entre cada membro e a sua resposta forçada. As áreas pontilhadas não são estatisticamente diferentes (95% *t-test* bicaudal) das tendências obtidas no experimento controle.

Uma tentativa de isolar o papel individual de cada uma dessas duas principais forçantes antropogênicas nas tendências de nível do mar pode ser obtida por meio dos dois *ensembles* com forçantes únicas produzidos pelo modelo CESM1.1 nos mesmos moldes do CESM/LENS (mesma configuração e condição inicial perturbada aleatoriamente, porém com 20 membros), contudo as concentrações de gases estufas são mantidas idênticas àsquelas do ano de inicialização (1920) para o primeiro *ensemble*

CESM/xGHG e para o segundo *ensemble* são mantidas constantes as concentrações de aerossóis – CESM/xAER (detalhes dos experimentos são encontradas em [Deser et al. \(2020\)](#)). Logo, utilizando as tendências de ζ obtidas das simulações com todas as forçantes do CESM/LENS (FULL) e subtraindo as tendências obtidas das simulações do CESM/xGHG, tem-se um novo *ensemble* somente com a forçante única dos gases estufa (GHG). Analogamente, também consegue-se um novo *ensemble* somente com a forçante única dos aerossóis (AER).

A Figura 2.15 mostra as FRs das tendências da altura dinâmica da superfície do mar para os gases estufa (GHG) e para os aerossóis (AER). Para se ter uma perspectiva da evolução temporal de como cada uma dessas forçantes contribuiu para os padrões de ζ são mostrados dois períodos: 1950–1979 e 1993–2018. No primeiro período o aerossol é a forçante dominante com uma PC média dos membros com sua respectiva FR de 0,43, enquanto o GHG apresenta uma PC média de 0,25, valor que se encontra dentro da distribuição das PC do experimento controle. Já no período altimétrico, com o aumento das concentrações de gases estufa, a média do PC para o GHG aumenta para 0,42 e maioria dos membros apresentam valores fora do intervalo de PC da variabilidade interna. A distribuição das PCs do *ensemble* AER não demonstra nenhuma evolução temporal aparente, mas os padrões regionais das tendências mudam bastante, indicando uma variabilidade regional devido à essa forçante.

2.6 Metodologia

Para as análises que envolvem comparações espaciais entre os dados de altimetria por satélite e os três diferentes modelos, as saídas originais dos mesmos foram interpoladas (bilinear) para uma grade Gaussiana do tipo T63⁴. Também foi aplicada uma máscara para padronizar os continentes e remover mares internos e pequenas bacias, tais como, Mar Mediterrâneo, Baía de Hudson, Mar Negro, Mar Vermelho, Golfo Arábico e alguns setores do Atlântico Norte. Em seguida os dados de altura da superfície do mar foram reduzidos à médias anuais e em seguida removeu-se a média global.

Para eliminar e suavizar estruturas espaciais de maior resolução foi aplicado um filtro *kernel* do tipo:

$$\frac{1}{4 + \text{wgt}} \cdot \begin{bmatrix} 0 & 1 & 0 \\ 1 & \text{wgt} & 1 \\ 0 & 1 & 0 \end{bmatrix}, \quad (2.1)$$

em que, *wgt* é o peso dado ao ponto central da área. Para as correlações espaciais entre os diferentes dados esse filtro foi passado 3 vezes seguidas.

Tendência linear

As tendências lineares são calculadas para médias anuais utilizando uma regressão linear via método dos mínimos quadrados. Os coeficientes dessa regressão foram estatisticamente testados por meio de um *t-test* com intervalo de confiança de 95%.

Relação sinal–ruído: S/N

Seja *m* o número de membros de um *ensemble* *X*, a relação sinal–ruído S/N é definida como:

$$S/N = \frac{|\bar{X}|}{\sigma}, \quad (2.2)$$

em que, \bar{X} é a média dos *m* membros e σ é o desvio padrão do *ensemble*.

⁴<https://climatedataguide.ucar.edu/climate-model-evaluation/common-spectral-model-grid-resolutions>

Fração da variância explicada

É uma medida do quanto a variabilidade de uma variável pode ser reproduzida por outra variável. No caso é usada para medir o quanto da variância (var) observada (Obs) é capturada nos resultados de modelo (Y).

$$V_{\text{expl.}} = 100 \cdot \left(1 - \frac{\text{var}(\text{Obs} - Y)}{\text{var}(Y)} \right) \quad (2.3)$$

Correlação de padrões

A correlação de padrões espaciais (PC) foi aplicada aos campos suavizados de ζ e foi calculado como sendo o coeficiente linear de correlação de Pearson entre dois distintos campos de tendência de ζ . Como a área de cada célula do mapa do varia em função da latitude também foi atribuído um peso de acordo com essa área. A correlação de padrões espaciais também pode ser chamada somente de *correlação espacial* e fornece uma medida de diferença/semelhança entre dois mapas.

Capítulo 3

Projeções e incertezas dos padrões de aumento do nível do mar

O foco do presente capítulo é a projeção do aumento do nível do mar em diferentes cenários de aquecimento global. As projeções climáticas dependem predominantemente de como o clima é perturbado e da resposta do mesmo à essa perturbação. Essa resposta pode ser tanto amplificada pelos padrões naturais do clima, como por exemplo El-Niño/Oscilação Sul, quanto absorvida, e conseqüentemente atenuada, por fenômenos naturais de maior amplitude.

Os modelos do sistema terrestre (ESM) são ferramentas amplamente utilizadas para geração de projeções climáticas e consideram tantos cenários otimistas quanto pessimistas em relação ao aquecimento global. Nesses modelos, a altura da superfície do mar tende a gerar diferentes padrões de aumento, sobretudo em resposta a intensidade da forçante imposta. Essas projeções possuem diferentes níveis de incertezas e a quantificação destas é uma importante medida para a sociedade tanto em termos de planejamento quanto em termos de adaptação às mudanças do clima.

Desde o início dos anos 90, o *World Climate Research Programme* (WCRP) por meio do *Coupled Model Intercomparison Project* (CMIP) determina e estabelece os cenários de desenvolvimento sócio-econômicos que serão utilizados pelos diversos centros de modelagem climática ao redor do mundo. Atualmente, esse protocolo está em sua versão 6 (CMIP6) e as simulações do clima decorrentes dessa fase começaram a ser executadas e disponibilizadas para a comunidade científica ao longo do ano de 2019 e

deverão continuar sendo realizadas ao longo dos anos de 2020 e 2021 (Eyring *et al.*, 2016).

Os resultados apresentados neste capítulo são provenientes das simulações climáticas geradas por um subconjunto de modelos que compõem o CMIP6, mais especificamente, as simulações do *Scenario Model Intercomparison Project* (O'Neill *et al.*, 2016). A finalidade principal desse projeto é prover os caminhos socio-econômicos da sociedade (*Shared Socioeconomic Pathways SSPs*) entre os anos de 2015 até 2100, traçando diferentes cenários de aquecimento global e com isso endereçar questões relacionadas ao futuro climático do planeta, bem como as incertezas relacionadas a essas previsões.

Além de detectar os padrões de variação do nível do mar nas projeções climáticas associadas à forçante externa, os resultados apresentados nesse capítulo também quantificam as fontes de incertezas contidas nessas projeções. Para isso foram utilizadas dois conjuntos de simulações numéricas dentro do contexto do CMIP6. O primeiro é um conjunto composto por 50 membros gerados por um único modelo, o CanESM5 (Swart *et al.*, 2019). Já o segundo conjunto é composto por 30 membros, sendo cada um deles gerado por um modelo diferente do CMIP6 (Tabela A.1). Dessa forma, no primeiro conjunto, o *ensemble* de modelo único (conjunto intra-modelo), tem-se que as diferenças entre os membros são exclusivamente associadas à variabilidade natural e às diferentes forçantes utilizadas, enquanto no segundo conjunto, o *ensemble* multi-modelo (conjunto inter-modelo), as diferenças entre os membros, além das mesmas contidas no conjunto CanESM5, também possuem uma componente associada às diferentes características estruturais de cada modelo.

Em seguida tem-se uma descrição mais detalhada do protocolo CMIP6 e dos diferentes cenários de desenvolvimento socio-econômicos que foram utilizados para a geração das projeções climáticas utilizadas no presente estudo.

3.1 *Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 - CMIP6*

O *Coupled Model Intercomparison Project* está atualmente em sua sexta geração (Eyring *et al.*, 2016) e conta com mais de 90 diferentes modelos do sistema terrestre¹. Alguns desses modelos chegam a realizar e disponibilizar até 100 simulações para um mesmo cenário, fazendo com que o volume de resultados numéricos armazenados pelo CMIP6 seja da ordem de *petabytes* de dados. Um dos principais esforços desse projeto é tornar acessível o maior número de simulações possível de forma padronizada e consolidada. No entanto, alguns centros de modelagem não viabilizam a totalidade de experimentos concebidos pelo CMIP e muitas vezes também não disponibilizam o conjunto total de variáveis resultantes dessas simulações. Logo, para o presente estudo, selecionou-se um subconjunto de modelos que dispunham das todas as variáveis oceânicas referentes a altura da superfície do mar para pelo menos um membro de cada um dos seguintes cenários: **piControl**, **historical**, **SSP1-2.6**, **SSP2-4.5**, **SSP3-7.0**, **SSP5-8.5**. Esse subconjunto totalizou 30 modelos e um volume da ordem de *terabytes* de dados. Uma descrição, bem como a referência de cada um deles podem ser consultadas na Tabela A.1.

Os cenários **SSPs** (*Shared Socioeconomic Pathways*) foram escolhidos de forma a abranger todo o espectro de aquecimento global (O'Neill *et al.*, 2016). Os números de 1 a 5 referem-se aos possíveis caminhos (histórias) de desenvolvimento socio-econômicos adotados pela sociedade enquanto os números entre 2.6 e 8.5 indicam o estágio de desequilíbrio radiativo em W/m^2 alcançado no ano de 2100. Em seguida, uma breve descrição de cada um dos cenário utilizados.

- **piControl**: esse cenário busca reproduzir as condições do período pré-industrial. Ele não possui nenhuma forçante transiente sendo composto somente de um estado climatológico equivalente ao ano de 1850. As rodadas para este cenário possuem no mínimo 500 anos de simulação após o sistema atingir um estado de equilíbrio energético. No presente estudo ele é utilizado como um experi-

¹quantidade de modelos em março de 2020. https://pcmdi.llnl.gov/CMIP6/ArchiveStatistics/esgf_data_holdings/

mento controle, no qual toda a amplitude da variabilidade natural do clima (ou variabilidade não forçada) já está atuando.

- **SSP1-2.6:** esse cenário descreve o caminho de desenvolvimento socio-econômico mais otimista do ponto de vista da sustentabilidade, com uma rápida transição para fontes de energia limpa e um crescimento populacional atingindo um pico em 2050 seguido por um declínio e estabilizando em torno de 7 bilhões de pessoas em 2100. Nesse ano, a forçante radiativa atinge $2,6\text{W/m}^2$ em relação ao período pre-industrial, limitando o aquecimento global abaixo dos 3°C em relação ao mesmo período (Riahi *et al.*, 2017).
- **SSP2-4.5:** esse é um cenário intermediário, no qual a tendência é dar continuidade aos padrões de desenvolvimento econômico observado no final do século XX e início do XXI com pouco progresso na substituição das fontes de energia e um crescimento populacional moderado, atingindo cerca de 9.5 bilhões de pessoas por volta de 2080. Em 2100 a forçante radiativa atinge $4,5\text{W/m}^2$ com aquecimento global em torno de $3,5^\circ\text{C}$ (Riahi *et al.*, 2017).
- **SSP3-7.0:** esse cenário é caracterizado por uma enorme dificuldade em implementar políticas efetivas de mitigação e adaptação frente às mudanças climáticas. O crescimento econômico é pequeno, mas majoritariamente baseado no intenso uso da terra e com uma matriz energética predominantemente proveniente de combustíveis fósseis, com os níveis de concentração de gases estufa chegando a 560 ppm. Esse também é o cenário no qual a população mundial atinge o maior número, cerca de 12,6 bilhões. Ao final do século a forçante radiativa alcança $7,0\text{W/m}^2$ em relação ao período pré-industrial, o que implica em aumento médio de temperatura em torno de 4°C em relação a esse mesmo período.
- **SSP5-8.5:** é um cenário extremo, com um crescimento econômico baseado no uso abundante de combustíveis fósseis. Os esforços sócio-econômicos foram direcionados à adaptação às mudanças climáticas. Assim como no SSP1-2.6, o pico populacional ocorre em 2050 com cerca 8,5 bilhões de pessoas e depois diminui até se estabilizar em 7 bilhões. As altas emissões de gases estufa geram uma

forçante radiativa de $8,5\text{W/m}^2$ em 2100 gerando um aumento da temperatura média de aproximadamente $5\text{ }^\circ\text{C}$ (Kriegler *et al.*, 2017).

Para todos cenários descritos foram utilizadas os resultados mensais das variáveis – denominadas de acordo com a nomenclatura e definição do próprio CMIP6, estabelecida por Griffies *et al.* (2016) – *sea surface height above geoid* (**zos**) e *global average thermosteric sea level change* (**zostoga**). Utilizando as definições apresentadas no Capítulo 1.5 **zos** equivale à *altura dinâmica da superfície do mar* $\tilde{\zeta}(x, y, t)$; e **zostoga** é o *aumento global termostérico do nível médio da superfície do mar* $h_\theta(t) = h(t)$.

Como cada um dos 30 modelos possui uma grade própria, com diferentes resoluções e configurações de batimetria e linha de costa, para padronizar as saídas desses 30 modelos, todos eles foram bi-linearmente interpolados para uma grade comum do tipo Gaussiana T63 e posteriormente aplicou-se uma máscara para uniformizar linha de costa dos continentes. Em alguns resultados referentes às projeções do nível do mar apresentados nesse capítulo foram adotados dois períodos de 30 anos compreendendo o período entre 2020 e 2049 (futuro próximo) e também o período entre 2070 e 2099 (final do século).

3.1.1 Fontes de incertezas

As dúvidas envolvidas em projetar os efeitos do aquecimento global no planeta Terra envolvem diferentes fontes de incertezas. No contexto do CMIP6, essa incerteza é proveniente de três diferentes fontes: i) incertezas relacionadas à amplitude da *variabilidade interna não forçada* (ou variabilidade natural do clima), ii) incertezas relacionadas às *diferenças estruturais entre os modelos* (ou da resposta climática gerada pelo modelo) e iii) incertezas relacionadas às definições da *forçante radiativa* (ou incerteza do cenário forçante). A forma de obter-se melhores projeções passa por quantificar essas fontes de incertezas e diminuir-las sempre que possível.

Em simulações climáticas, incertezas relacionadas à variabilidade natural do clima são inerentes à própria estrutura caótica do sistema e uma vez perdida a informação do estado inicial da simulação, não há mais controle sobre a variabilidade natural gerada (Lorenz, 1965). Dessa forma, essa fonte de incerteza é irreduzível, mas pode

ser mensurada por meio de longas simulações de controle ou subtraindo-se o sinal da resposta forçada, utilizando grandes conjuntos de simulações gerados por perturbações nas condições iniciais (Kay *et al.*, 2015; Hawkins *et al.*, 2016) ou usando filtros para se obter a FR Hawkins e Sutton (2012).

A incerteza gerada pela resposta climática do modelo deve-se ao modo como este vai interagir e absorver a forçante externa. Diferenças estruturais e de formulações entre os diferentes modelos também introduzem incertezas nessa resposta. A evolução e a sofisticação dos modelos, em termos de complexidade (mais fenômenos sendo incorporados), ganho de resolução e melhores parametrizações, permite reduzir essa fonte de incerteza e com isso obter respostas climáticas mais precisas e realísticas. A forma de se medir incertezas associadas ao modelo passa por obter-se uma estimativa do sinal da resposta forçada. Essa pode ser obtida de muitas formas, desde um simples ajuste linear de alguma curva que capte um sinal de mais baixa frequência (Hawkins e Sutton, 2012) ou por meio da média de um conjunto de simulações relativamente grande, tal que essa média seja capaz de remover boa parte do sinal da variabilidade natural do sistema (Kay *et al.*, 2015; Deser *et al.*, 2016; Fasullo e Nerem, 2018).

A escolha e determinação de certos caminhos futuros geram as incertezas relativas ao cenário de aquecimento global. Atualmente, esses cenários são desenvolvidos considerando-se diferentes contextos e caminhos de desenvolvimento socio-econômicos, que por sua vez vão gerar estimativas de emissões de gases estufa e aerossóis na atmosfera. Com isso são estabelecidas as forçantes radiativas. Do ponto de vista do clima, essa também é uma fonte de incerteza irreduzível, já que depende exclusivamente de fatores socio-econômicos e, portanto, externos ao clima (Eyring *et al.*, 2016). A geração de vários cenários vai refletir a decisão dos diferentes caminhos adotados pela sociedade e conseqüentemente o grau de mudança climática a ser vivenciada.

3.2 Conjunto de modelo único – *ensemble* CanESM5

Até o início do ano 2020 o modelo CanESM5 do Centro de *Modelagem Climática do Canadá* era, dentre todos os modelos do CMIP6, o que possuía o maior número de simulações contemplando todos os cenários de projeção climática, totalizando 50

membros para cada um dos cenários citados anteriormente². Por esse motivo, esse conjunto é utilizado aqui como um grande conjunto de simulações de um único modelo (do inglês, *single model large ensemble*) e daqui em diante será denominado somente como conjunto CanESM5.

Esse conjunto de simulações parte de um longo experimento controle com 1000 anos, sendo cada uma delas iniciada em diferentes anos deste experimento, sempre espaçado de um intervalo de 50 anos entre cada inicialização. Esse espaçamento garante diferentes arranjos de condições iniciais, fazendo com que cada um dos membros inicie a partir de uma condição de equilíbrio, mas em uma diferente fase do ponto de vista da variabilidade climática. As demais configurações entre as rodadas são idênticas e com isso, assume-se que todo espalhamento gerado dentro do conjunto é devido a variabilidade gerada pelas diferentes condições iniciais e também pela própria variabilidade interna do sistema climático. A descrição completa desses experimentos é dada por [Swart et al. \(2019\)](#).

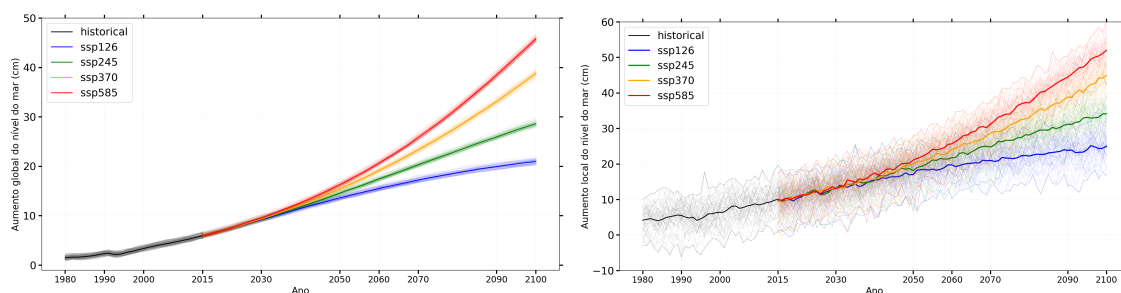


Figura 3.1: Série temporal da altura nível do mar η (cm) entre janeiro de 1980 e dezembro de 2100 simulada pelo CanESM5 ([Swart et al., 2019](#)). As linhas mais espessas são as médias dos 50 membros para quatro diferentes projeções (SSPs) indicadas na figura. À direita são mostrados os resultados para a média global e à esquerda resultados para um ponto aleatório no oceano Atlântico Sul.

O resultado para o nível médio global da superfície do mar para todas as simulações do conjunto CanESM5 é mostrado na Figura 3.1a). Até o ano de 2040 as diferenças entre os cenários são praticamente indistinguíveis, confundindo-se às diferenças entre as simulações dentro de um mesmo cenário. Após 2050 o sinal dos cenários forçantes passam a se tornar dominantes produzindo ao final do século aumento do nível médio

²Verificado em fevereiro de 2020. https://pcmdi.llnl.gov/CMIP6/ArchiveStatistics/esgf_data_holdings/

global da superfície do mar que varia entre 20 e 47 cm em relação ao período pré-industrial. Globalmente, as diferenças dentro de um mesmo cenário são bastante pequenas (no máximo 2 cm) se comparadas com as diferenças entre os cenários. No entanto, localmente (Figura 3.1b)), as diferenças dentro de um mesmo cenário podem ser maiores do que as diferenças entre a média dos membros de um mesmo cenário (FR – linhas mais espessas). Por exemplo, alguns membros do cenário SSP5-8.5 chegam a ter diferenças de até 15 cm entre eles, enquanto a diferença entre a FR deste cenário em relação a do cenário SSP3-7.0 é no máximo 8 cm para o local específico representado na Figura 3.1. Logo, em termos globais, a variabilidade do aumento do nível do mar é dominada pela FR (pela resposta ao cenário forçante), mas localmente (que é a escala vivenciada pela sociedade) a variabilidade do aumento do nível do mar pode estar sujeita a fatores naturais com consequências equivalentes aos fatores externos do sistema climático.

Regionalmente o tamanho da resposta à forçante climática em relação à variabilidade natural pode ser quantificado pela relação sinal-ruído (S/N), mostrada na Figura 3.2. Nessa análise, o sinal é dado pela magnitude da média das tendências da altura dinâmica da superfície do mar (ζ) para períodos de 30 anos, entre 2020 e 2049 e entre 2070 e 2099, e o ruído pelo desvio padrão das tendências entre os 50 membros de cada cenário. A relação S/N referente ao futuro próximo difere muito pouco entre os 4 cenários. Isso acontece pois o efeito da forçante tende a se intensificar e diferenciar somente após a década de 2040. Um outro fator importante a se considerar é a inércia do oceano a se ajustar às mudanças externas. Muito do padrão espacial do sinal observado é o mesmo capturado quando consideramos somente o período recente (ver Capítulo 2). Os histogramas com a distribuição das correlações dos padrões espaciais (PC) entre as tendências obtidas em cada um dos membros e sua respectiva FR para o cenário SSP1-2.6 (Figura 3.2) também indica a presença dessa inércia da resposta à forçante, com a distribuição das PCs para o período contemporâneo bastante similar (em função da média e desvio padrão – $0,63 \pm 0,01$) ao do período de futuro próximo, com média das PCs de $0,66 \pm 0,15$. Já para o final do século a média das PCs entre cada membro e a FR diminui ($0,47 \pm 0,27$) e a variabilidade entre elas aumenta, indicando a diminuição da força do sinal externo e consequentemente o aumento da

influência dos fatores naturais na determinação dos padrões mostrados.

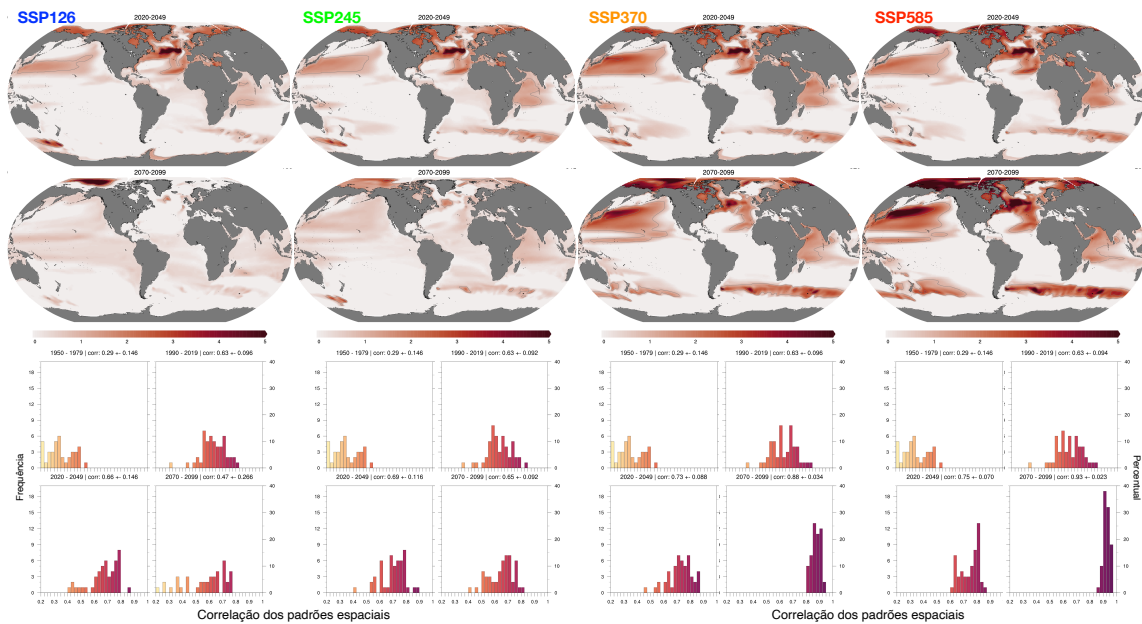


Figura 3.2: Relação sinal-ruído (S/N) da altura dinâmica do nível do mar ζ para as diferentes projeções (SSPs) do conjunto CanESM5 e histogramas das distribuições das correlações espaciais de cada um dos 50 membros com a respectiva resposta forçada (FR) para cada projeção. As tendências foram calculadas considerando intervalos com períodos de 30 anos, entre 2020 e 2049; 2070 e 2099. Nos histogramas também são mostrados PCs do período histórico 1950-1979 e 1990-2019.

Ainda com relação às correlações dos padrões espaciais entre as tendências de cada membro e sua respectiva FR (histogramas Figura 3.2), no período referente ao final do século XXI, a medida em que os cenários tornam-se mais intensos em termos radiativos, as distribuições de PC tendem a convergir cada vez mais para o sinal da FR. Para o SSP5-8.5 a média das PCs é 0,93 com um desvio padrão de 0,02, ou seja, todas as 50 simulações convergem para o mesmo padrão. Isto é, a configuração espacial das tendências de altura da superfície do mar para um período de 30 anos em um cenário extremo de aquecimento global é majoritariamente direcionada pela forçante externa climática.

Regiões como o giro do Pacífico Norte, principalmente a borda oeste (Corrente de Kuroshio), o giro do Atlântico Norte (Corrente do Golfo e Corrente do Atlântico Norte), o setor sul do Giro do Atlântico Sul (Corrente Circumpolar Antártica) e a região norte do Índico (Mar Árabe) são as que mais fortemente responderam ao

cenário, de acordo com a relação S/R (Figura 3.2).

Apesar da presença do sinal da forçante nessas regiões, a magnitude deste diverge entre os diferentes cenários socio-econômicos. Essa diferença, em conjunto com a variabilidade natural dos padrões espaço-temporais da altura dinâmica da superfície são as principais fontes de incertezas associadas às projeções produzidas pelo CanESM5. Essas incertezas, bem como a partição em suas diferentes fontes serão exploradas nas seguintes seções com o uso do conjunto multi-modelos CMIP6.

3.3 Conjunto multi-modelos – *ensemble* CMIP6

Para avaliar as incertezas das projeções da altura dinâmica da superfície do mar produzidas por modelos do sistema terrestre, utilizou-se um subconjunto de 30 modelos do CMIP6. Para compor este conjunto multi-modelos, foi selecionado um único membro de cada modelo/cenário (sempre que disponível utilizou-se a rodada denominada ‘r1i1p1f1’, ver Tabela A.1).

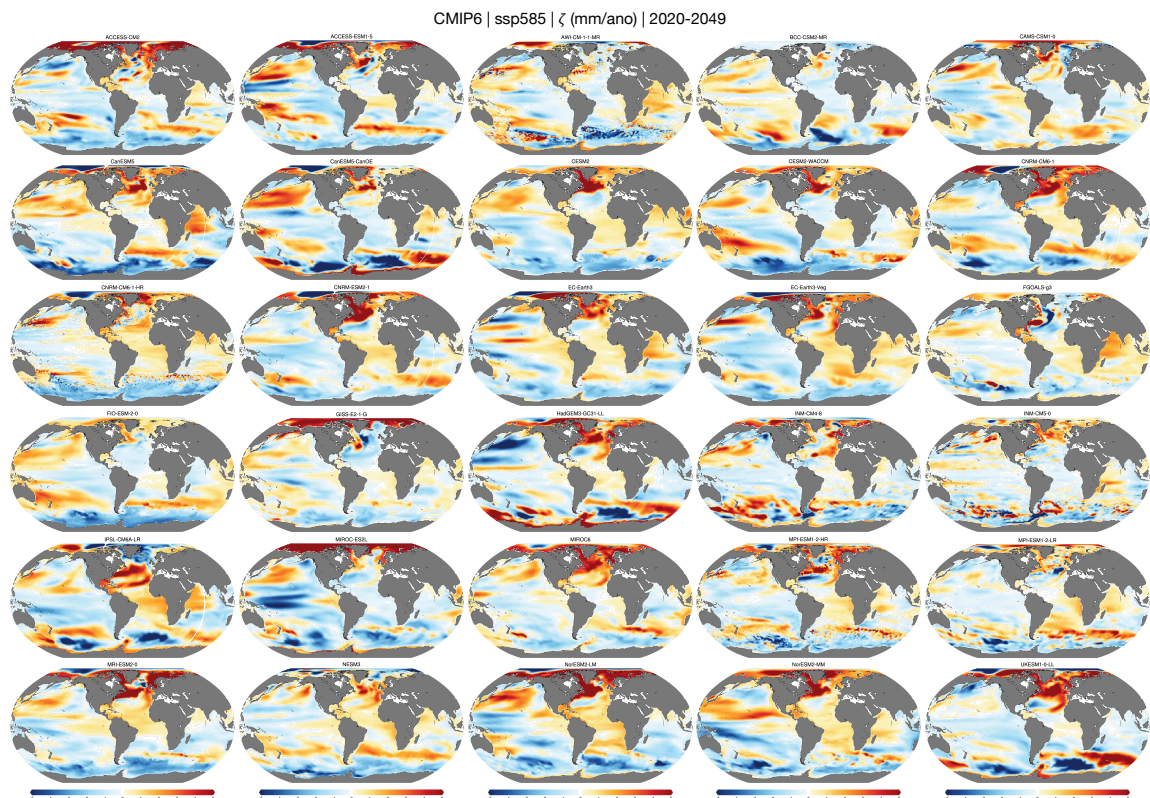


Figura 3.3: Mapas da tendência linear da altura dinâmica da superfície do mar ζ (mm/ano) projetadas pelos modelos do CMIP6 considerando apenas o experimento SSP5-8.5, entre janeiro de 2020 e dezembro 2049.

A Figura 3.3 ilustra os padrões de tendência da altura dinâmica da superfície do mar ζ produzidas por cada um dos 30 modelos entre 2020 e 2049 considerando o cenário SSP5-8.5. Os padrões de tendências de ζ obtidos para cada modelo são bastante diferentes entre si. Vários modelos chegam registrar tendências opostas para grandes regiões. O modelo japonês MIROC-ES2L, por exemplo, mostra o oceano Atlântico Sul dominado por tendências negativas enquanto essa mesma região é representada por tendências positivas pelo modelo norueguês NorESM2-MM. Já a porção sul do

Pacífico é dominada por tendências negativas no CESM2 e por tendências positivas FIO-ESM-2-0. Comparando todos os modelos entre si, é sempre possível identificar um par de modelos com sinais opostos de tendências para qualquer bacia oceânica. Essas diferenças refletem tanto a forma como cada modelo responde a forçante externa (estrutura e física do modelo), quanto sinais da própria variabilidade natural da altura dinâmica da superfície da mar, tais como diferentes fases de fenômenos naturais de mais baixa frequência. A dificuldade de se obter previsões robustas de ζ deve-se justamente a essa complexidade das incertezas associadas (Carson *et al.*, 2019).

Assim como no conjunto CanESM5, cada um dos 30 modelos do CMIP6 (todos validados e referenciados na literatura científica – Tabela A.1) é uma possibilidade climática, contudo, apesar dos padrões de tendências evidenciados, não é possível distinguir e identificar um sinal de FR em cada uma dessas projeções. A média desse conjunto de simulações tende a eliminar ruídos aleatórios, estruturas dinâmicas transientes e oscilações naturais fora de fase, resultando assim a resposta forçada da altura dinâmica da superfície do mar para aquele determinado cenário.

As Figuras 3.4 e 3.5 mostram a FR de ζ e relação sinal-ruído (S/R) para períodos de 30 anos entre 2020 e 2049 e entre 2070 e 2099 respectivamente. Para o futuro próximo, as estruturas espaciais das FRs em todos os cenários são bastante semelhantes e refletem muito do que já foi observado no período contemporâneo (ver Capítulo 2) indicando que, assim como o observado nos resultados do *ensemble* do CanESM5, as projeções de ζ possuem um tempo de inércia para responder à mudanças externas e essas respostas tendem a aparecer somente após a segunda metade do século XXI (Figura 3.5).

No período de futuro próximo as áreas com tendências e relação S/R mais pronunciadas estão localizadas principalmente no Oceano Atlântico, na costa norte dos Estados Unidos e Canadá, na costa oeste do continente Africano. Também chama a atenção, dessa vez com tendências associadas a valores negativos, regiões do setor Atlântico do Oceano Austral e uma grande área na porção central do Oceano Pacífico chegando até a borda oeste da América do Sul.

Para o final do século (Figura 3.5) as diferenças entre os cenários passam a ser bastante consideráveis. No cenário SSP1-2.6 a grande maioria do sinal da FR torna-

se irrelevante estatisticamente. E comparando com o período de futuro próxima o sinal da FR quase desaparece nesse cenário, mostrando que em um cenário de intensa mitigação e cortes drásticos na emissão de gases estufa, os efeitos do aquecimento global em ζ podem ser indistinguíveis dos padrões naturais de variabilidade.

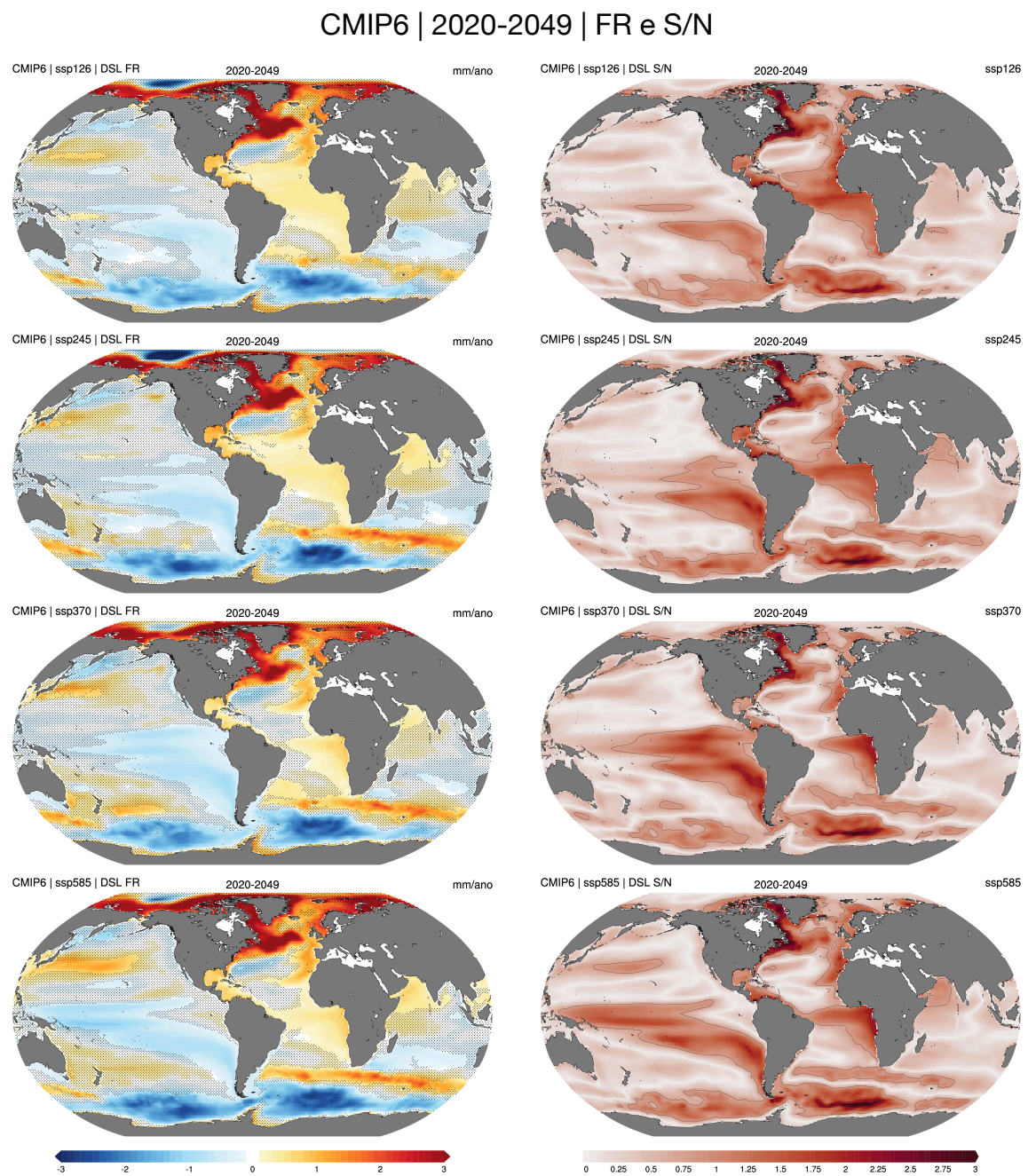


Figura 3.4: Resposta forçada da altura dinâmica da superfície do mar ζ (mm/ano) (esquerda) e a relação sinal-ruído (direita) para os cenários SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0 e SSP5-8.5 projetadas por 30 modelos do CMIP6 entre 2020 e 2049. As áreas pontilhadas são insignificativas estatisticamente (5% *t*-test bicaudal).

Nos cenários SSP3-7.0 e SSP5-8.5 a magnitude da FR se intensifica chegando a ultrapassar os 3 mm/ano em regiões do Oceano Atlântico Norte, em uma faixa zonal que se estende da América Sul, englobando os setores sul do Oceano Atlântico e Indico, até a Austrália e também na porção noroeste do Pacífico, principalmente em área próximas a costa do Japão e China. Nessas regiões o sinal da FR chega a ser 3 vezes maior (relação S/N) do que a variabilidade natural, evidenciando o efeito da forçante externa na altura da superfície do mar. No Oceano Austral, o efeito da aquecimento global em ζ manifesta-se com padrões negativos de tendências e com uma relação S/N com valores superiores a 3. Essas tendências negativas também são observadas, mas com menor intensidade na região central do Oceano Pacífico chegando até a costa da América do Sul.

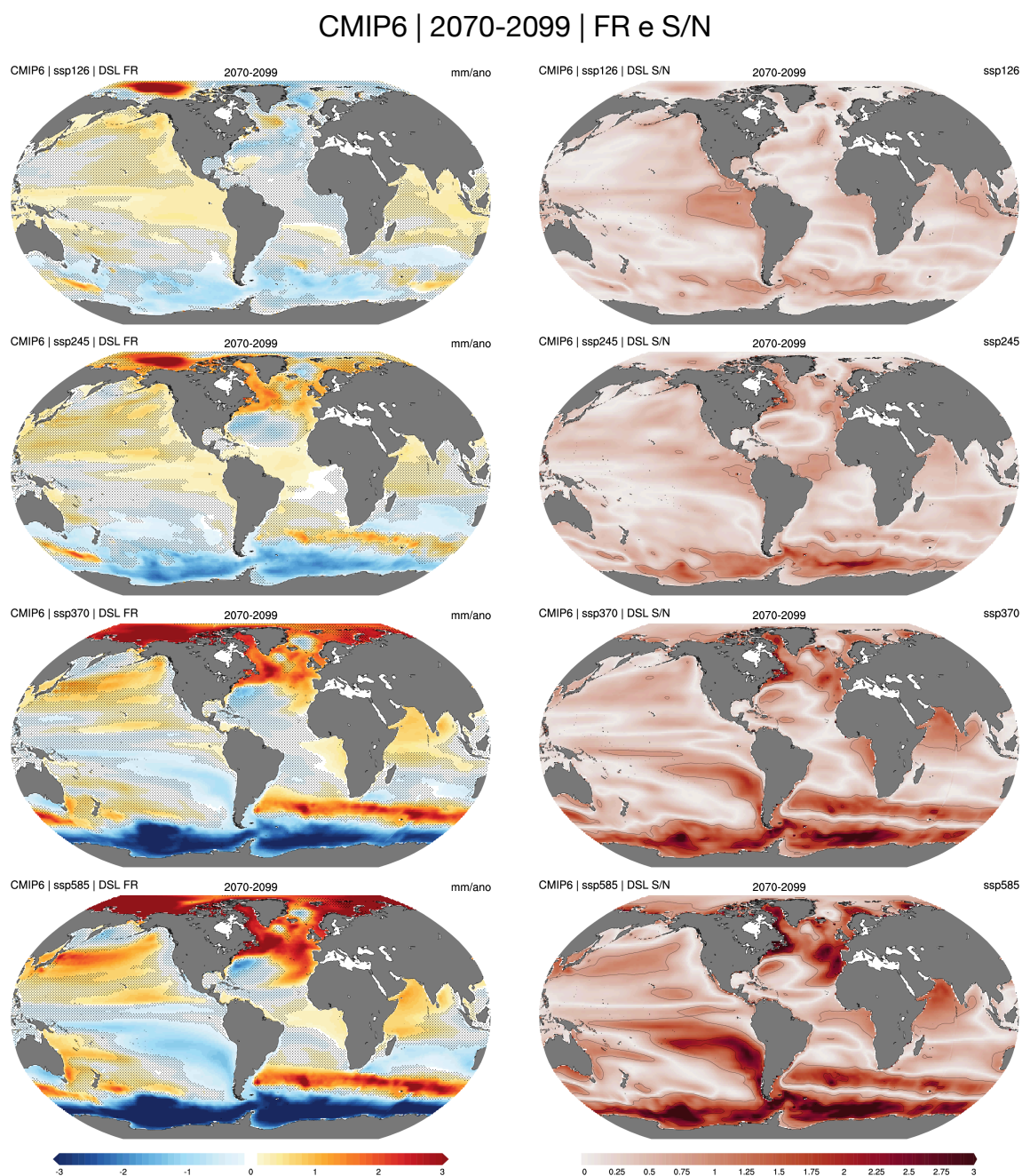


Figura 3.5: Resposta forçada da altura dinâmica da superfície do mar ζ (mm/ano) (esquerda) e a relação sinal-ruído (direita) para os cenários SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0 e SSP5-8.5 projetadas por 30 modelos do CMIP6 entre 2070 e 2099. As áreas pontilhadas são insignificativas estatisticamente (5% *t*-test bicaudal).

As distribuições dos coeficientes de correlação de padrão de espacial (PCs) entre as tendências produzidas por um modelo e sua respectiva resposta forçada podem ser vistas na Figura 3.6). As distribuições das PCs são mostradas para os dois períodos de projeções, futuro próximo e final do século XXI, e também para um período contemporâneo entre os anos de 1990 e 2019. Nesse período já é possível detectar a assinatura da FR em alguns modelos, mas ainda assim não são todos os modelos que convergem para um padrão forçado. Já para as projeções do futuro próximo, os padrões de tendência de cada modelo passam a refletir cada vez mais o sinal da FR com mais da metade dos modelos apresentando correlações espaciais superiores 0,5. E para o final do século XXI as diferenças entre os cenários também se manifestam na convergência de cada simulação para padrão da FR. Os resultados para a projeção SSP1-2.6 voltam discordar do sinal da FR, que por sua vez já apresentava poucas regiões com tendências estatisticamente significantes (Figura 3.5). Já as projeções para os cenários mais intensos, o sinal da FR predomina na grande maioria dos modelo sendo a média das correlações superior a 0,7, e no caso do SSP5-8.5, 16 dos 30 modelos apresentaram PCs superiores a 0,8, indicando de forma bastante robusta a capacidade de uma forçante externa intensa em conduzir os padrões de variabilidade da altura da superfície do mar.

A diferença nos padrões de ζ para os diversos cenários é uma das fontes de incerteza associada a essas projeções, assim como os diferentes padrões produzidos por modelos dentro de um mesmo cenário. Esses resultam tanto da diversidade estrutural dos modelos quanto da essência caótica, e sempre presente, da variabilidade natural do clima. Em seguida, são apresentados os resultados dos tipos e também as quantificações das incertezas presentes nas projeções climáticas produzidas pelos modelos do sistema terrestre do CMIP6.

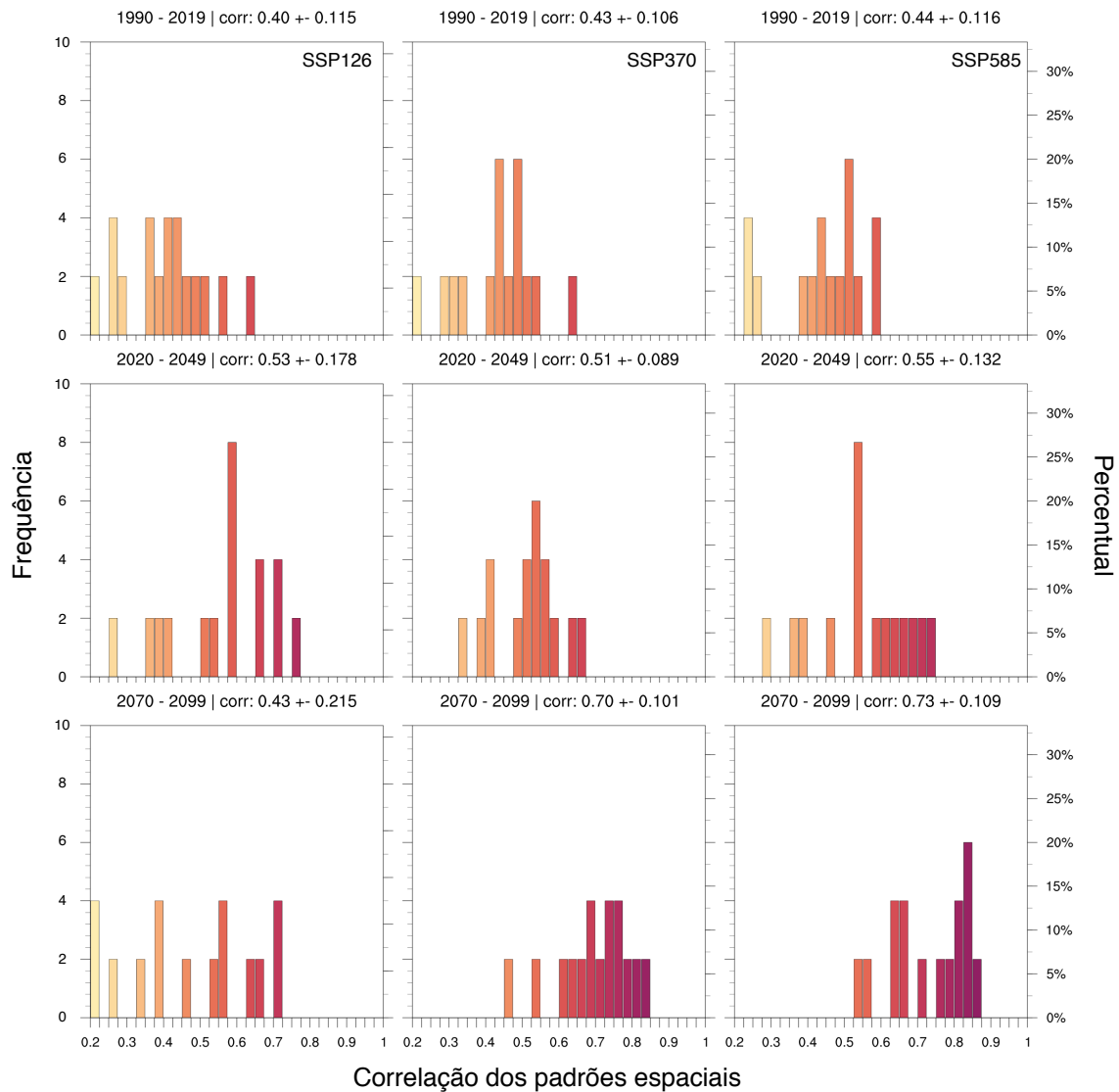


Figura 3.6: Histogramas das distribuições das correlações entre padrões de tendência da altura dinâmica da superfície do mar ζ de cada modelo do CMIP6 e a da resposta forçada para cada projeção considerando os períodos 1990-2019, 2020-2049 e 2070-2099. O valor médio da correlação para cada cenário e período está indicado na parte superior de cada histograma.

3.3.1 Partição das incertezas do nível do mar no CMIP6

A Figura 3.7 mostra a série temporal anual do aumento do nível médio global da superfície do mar para cada um dos modelos CMIP6 considerando os quatro cenários forçantes e também a evolução das diferentes fontes de incertezas (3.7-b). Apesar das diferenças entre as simulações, globalmente todas apontam para uma elevação do nível médio do mar em relação ao final do período histórico. Em 2100 aumento global projetado varia entre 12 e 40 centímetros, sendo os menores aumentos observados para o cenário SSP1-2.6 (entre 12 e 19 cm) e os maiores para o cenário SSP5-8.5 (entre 25 e 40 cm). O espalhamento entre as simulações também aumenta a medida que as projeções evoluem no tempo. Até 2050, apesar da média das simulações (linhas espessas) de cada cenário começarem a se diferenciar, a maioria das simulações continuam dentro da amplitude de variação de um mesmo cenário, isto é, uma simulação específica considerando o cenário SSP5-8.5, por exemplo, se mantém dentro da amplitude de espalhamento das simulações do cenário SSP1-2.6. Logo, até o ano de 2050, a incerteza devido a forma como os diferentes modelos absorvem e respondem ao cenário forçante tende a ser tão grande quanto as diferenças entre os próprios cenários forçantes.

Em termos absolutos, a evolução das incertezas do aumento do nível médio global do mar, dividida em três fontes, é mostrada na Figura 3.7(b). A incerteza relacionada à variabilidade interna é relevante somente nos primeiros anos da projeção ($\sim 2\text{cm}$), em seguida a incerteza atribuída aos diferentes modelos passa a dominar até a década de 2040, quando a partir daí as diferenças e características entre os diferentes cenários tornam-se as maiores fontes de incertezas para projeções do aumento do nível médio global da superfície do mar.

O particionamento das incertezas (implementado conforme o descrito na seção de Metodologia 3.5) mostra o tamanho e a contribuição de cada fonte de incerteza para cada ano da projeção. As incertezas associadas à variabilidade natural foram consideradas constantes ao longo do tempo ($\pm 1,2\text{cm}$), pois estas foram calculadas a partir de uma única simulação para cada modelo (ver metodologia), enquanto incertezas relacionadas à resposta de cada modelo ao cenário forçante, bem como as incertezas de cada cenário variam ao longo do tempo. Globalmente, as incertezas das projeções de aumento do nível médio da superfície do mar para o ano de 2100 são de ± 9 centímetros

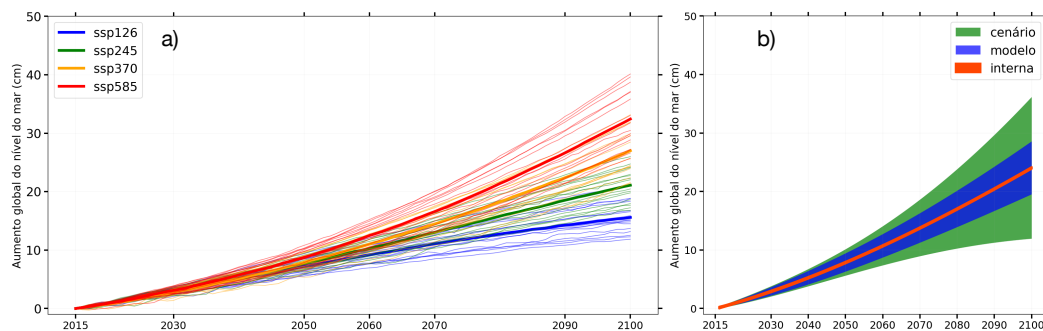


Figura 3.7: Série temporal anual das projeções do aumento do nível médio global da superfície do mar h (cm) para os cenários SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0 e SSP5-8.5 em relação ao final do período histórico (a). As linha mais espessas representam a média de todos os modelos para cada cenário. À direita (b), uma estimativa da partição das incertezas em valores absolutos (cm) para cada uma das fontes: definições dos cenários forçantes, incertezas estruturais e de formulações dos modelos e incertezas devidos as oscilações naturais do clima.

devido às diferenças entre os modelos e ± 25 centímetros devido às diferenças entre os cenários.

A importância relativa de cada uma das fontes de incerteza é evidenciada na Figura 3.8. A variabilidade interna, apesar de constante ao longo tempo, possui papel importante no início da projeção até o ano 2030. Após esse período, sua contribuição tende a zero quando comparada as demais fontes, enquanto a incerteza relacionada aos modelos tende a predominar de 2020 até a década de 2070. É nessa década que ocorre a transição do predomínio da incerteza associada aos modelos para a incerteza devido às diferenças entre os cenários. Em 2100 essa fonte responde por quase 80% de toda incerteza presente na projeção do aumento do nível do médio global da superfície do mar.

Globalmente, a evolução da importância relativa de cada uma das fontes de incertezas do aumento do nível médio da superfície mar é qualitativamente bastante consistente ao já registrado para outras variáveis do clima, como por exemplo, a temperatura de superfície (Hawkins e Sutton, 2009; Lehner *et al.*, 2020) ou o calor armazenado pelos oceanos (Tokarska *et al.*, 2019).

Localmente, a evolução e a importância relativa das fontes de incertezas associadas às projeções da altura da superfície do mar podem ser bastante diferentes do que

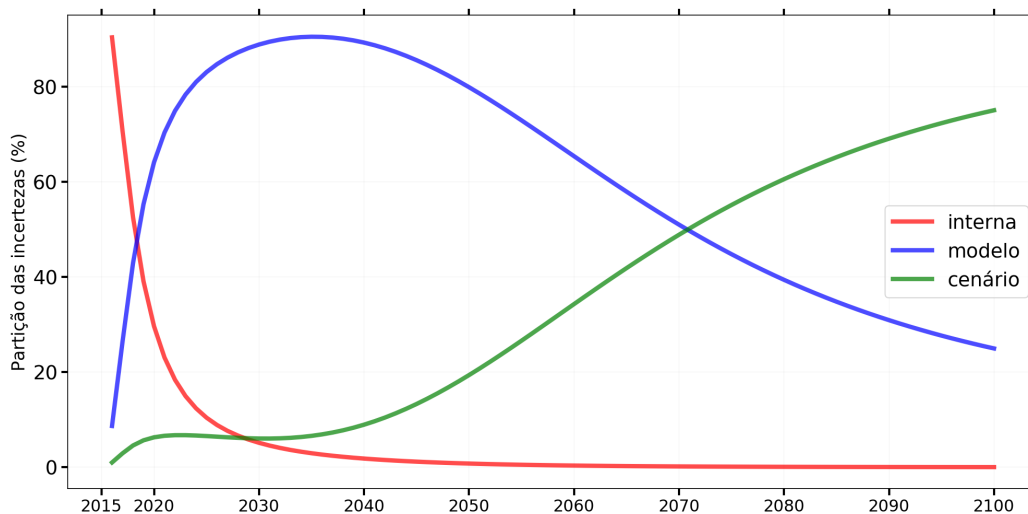


Figura 3.8: Variação temporal da partição das incertezas relativas (%) do aumento do nível médio global da superfície do mar h para as simulações do CMIP6. A linha verde representa a incerteza associada à variabilidade interna climática, a linha azul a incerteza associada à estrutura dos modelos e a linha vermelha a incerteza associada às definições dos cenários futuros de aquecimento global.

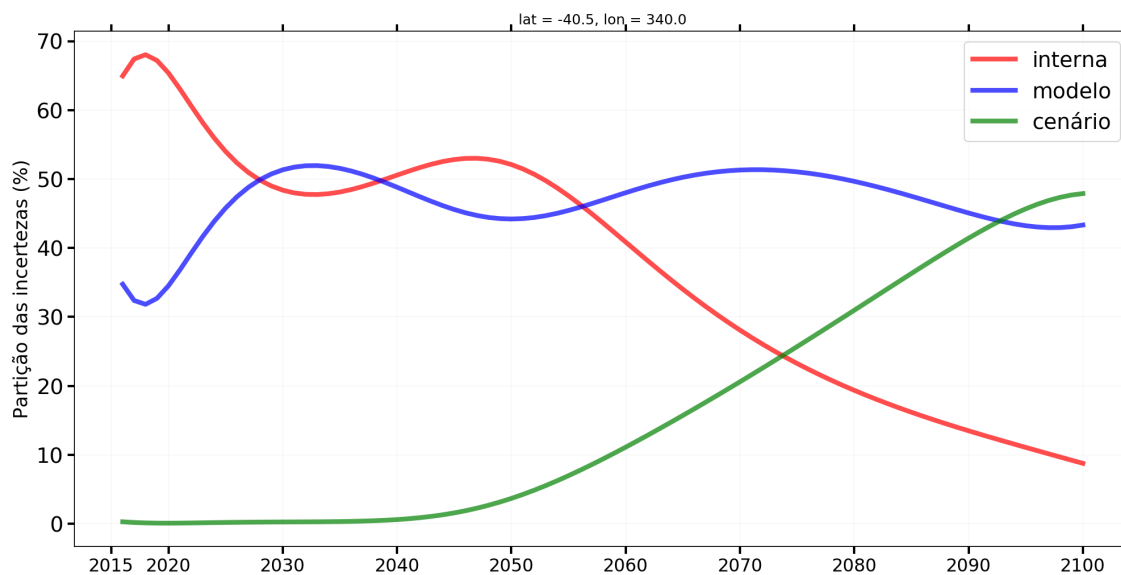


Figura 3.9: Variação temporal da partição das incertezas relativas (%) da altura dinâmica da superfície do mar ζ local ($lat = 40S$, $lon = 20W$) para as simulações do CMIP6. A linha verde representa a incerteza associada à variabilidade interna climática, a linha azul a incerteza associada à estrutura dos modelos e a linha vermelha a incerteza associada às definições dos cenários futuros de aquecimento global.

o observado globalmente. Como mostrado nos resultados anteriores, o aumento do nível do mar não é regionalmente uniforme, pelo contrário, é nessa dimensão que a variabilidade da altura da superfície do mar manifesta-se mais intensamente (maiores amplitudes) e, logo, a partição e a relevância das diferentes fontes incertezas locais tendem a se diferenciar bastante daquela capturada globalmente.

A Figura 3.9 é um resultado análogo ao mostrado na Figura 3.8 para a altura dinâmica da superfície do mar ζ para um ponto específico e aleatório do Oceano Atlântico Sul. Localmente, o predomínio relativo de cada uma das fontes de incerteza é bastante diferente de região para região, indicando a complexidade de avaliar as incertezas contidas na variabilidade regional de ζ . Para esse local específico, a incerteza com relação à variabilidade natural só passa a ser distinguível das incertezas dos modelos em meados de 2050. No entanto, após esse período as incertezas associadas aos diferentes cenários aumentam e no final de século tornam-se tão grandes quanto às incertezas dos modelos.

Um panorama regional desse particionamento relativo das incerteza para três períodos específicos é mostrado na Figura 3.10. No início das projeções (entre 2015 e 2020 - linha superior) a principal fonte de incerteza é a variabilidade interna. Ela domina a maior parte do globo, com exceção de algumas regiões, tais como setores do Ártico e Passagem de Drake, nas quais prevalecem as incertezas associadas aos modelos. Essas regiões são dinamicamente bastante ativas e dominadas por fenômenos de mais alta frequência, o que implica uma maior complexidade para os modelos oceânicos capturarem corretamente a dinâmica local.

No período intermediário, entre 2041 e 2050 (Figura 3.10 - linha do meio), a incerteza relativa associada à variabilidade natural é menor do que 50% para quase todo o globo, com exceção do Oceano Pacífico que ainda continua tendo grandes porções dominadas por incertezas relacionadas à variabilidade interna, provavelmente ligadas aos modos de variabilidade de baixa frequência presente nessa bacia oceânica. Nesse período, predominam as incertezas associadas aos modelos. As maiores incertezas estão localizadas no Atlântico Norte e Tropical e também no Indico Norte (Mar Arábico), com incertezas relativas superiores a 80%.

Na última década do século, entre 2091 e 2100 (Figura 3.10 - linha inferior), as

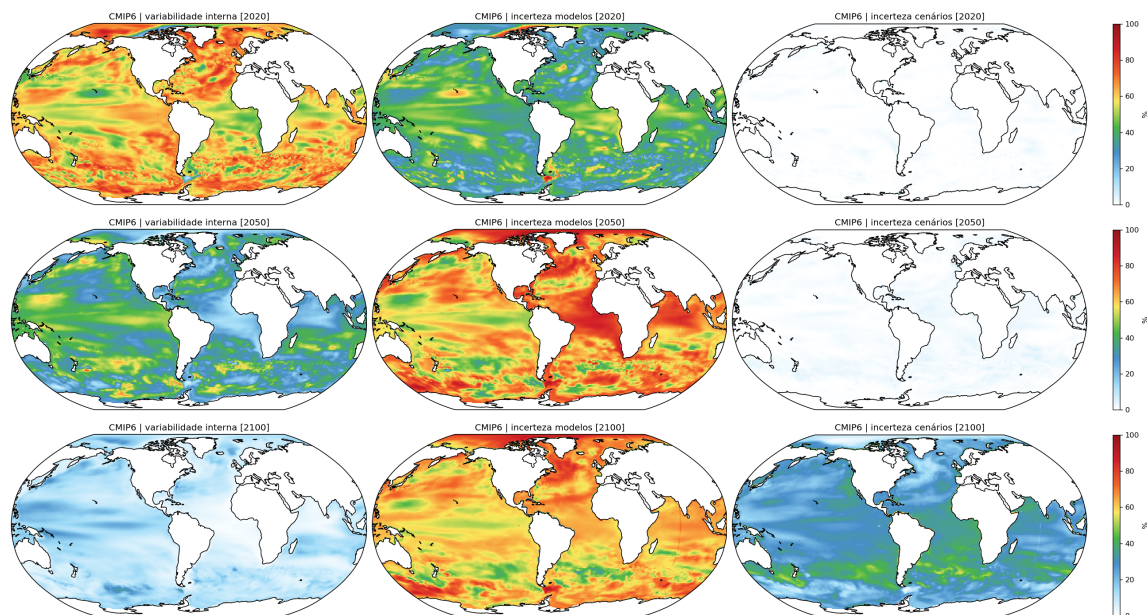


Figura 3.10: Mapas da incerteza relativa (%) considerando apenas a variabilidade natural (esquerda), o espalhamento devido as diferenças de cada modelo (no centro) e o espalhamento resultante da definição dos cenários futuros (direita). Cada uma das três décadas representadas nessa figura é dada pela média das incertezas nos períodos: 2015 e 2020; 2041 e 2050; 2091 e 2100.

incertezas relativas associadas aos modelos e à variabilidade natural diminuem e as diferenças entre os cenários passam a se tornar expressivas, com valores entre 20% e 50% em algumas regiões do oceano. Contudo, as incertezas dos cenários, apesar de relevantes em algumas regiões, são sempre menores que a soma das demais fontes de incertezas. Isso mostra que em projeções de longo período da altura dinâmica da superfície do mar as três fontes de incertezas são importantes, ao contrário de variáveis como temperatura superficial (Lehner *et al.*, 2020) ou temperatura da superfície do mar (Deser *et al.*, 2010). Um outro ponto importante a se destacar é a diminuição da importância relativa da incerteza da variabilidade natural ao longo da projeção, indicando que mudanças além da amplitude natural podem ser detectadas.

3.4 Surgimento dos padrões forçados: *Time of Emergence* - ToE

Como mostrado anteriormente, a altura dinâmica da superfície do mar é caracterizada por um forte sinal de variabilidade natural, no entanto, sua importância relativa diminui a medida que as projeções avançam no tempo, fazendo com que os padrões forçados eventualmente emergjam para além dessa amplitude.

O momento em que o sinal forçado de ζ , em resposta à forçante externa, passa a dominar sobre a variabilidade natural, pode ser definido como o ano no qual o sinal forçado de ζ extrapola uma certa fronteira, não voltando para seu estado anterior. Para a análise a seguir, definiu-se o limite de 2σ aplicado aos campos mensais de ζ do experimento controle de cada um dos 30 modelos. Esse ano é denominado de período de emergência do sinal forçado (ToE – do inglês *Time of Emergence*). Os detalhes do método de obtenção do ToE são descritos na seção de metodologia (3.5).

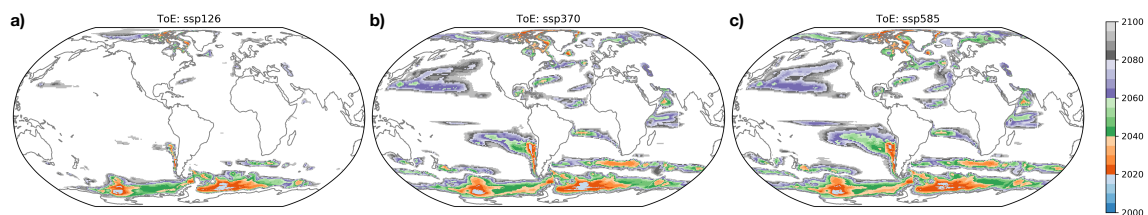


Figura 3.11: Ano de emergência do sinal da altura dinâmica da superfície do mar ζ para o conjunto de simulações produzidas pelo CanESM5 para os cenários SSP1-2.6 (a), SSP3-7.0 (b) e SSP5-8.5 (c). As regiões em branco indicam que o sinal forçado não foi detectado durante o período de projeção.

As Figuras 3.11 e 3.12 mostram os resultados do ToE para o *ensemble* de modelo único do CanESM5 e para o *ensemble* multi-modelos do CMIP6, respectivamente. Cada uma das cinco cores presente nos mapas representa um período de 20 anos dentro do período que vai de 2000 até 2100 e revela o período e a região em que o sinal do aquecimento global ultrapassou o envelope da variabilidade natural do sistema. As regiões brancas, dominantes em todos os cenários, indicam que o sinal forçado não emergiu até ano de 2100.

De uma maneira geral os padrões espaciais do ToE para do conjunto CanESM5

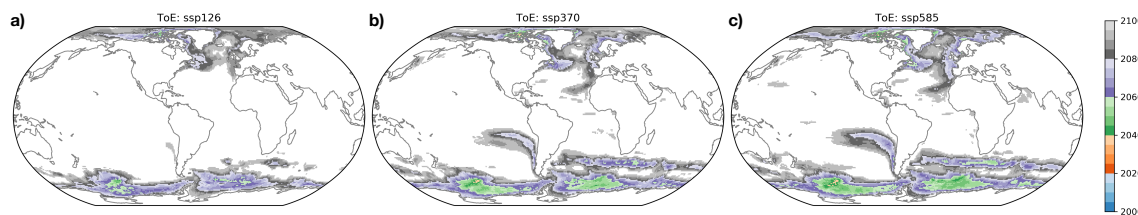


Figura 3.12: Ano de emergência do sinal da altura dinâmica da superfície do mar ζ para o conjunto de simulações produzidas pelos modelos CMIP6 para os cenários SSP1-2.6 (a), SSP3-7.0 (b) e SSP5-8.5 (c). As regiões em branco indicam que o sinal forçado não foi detectado durante o período de projeção.

(Figura 3.11) são semelhantes aos gerados pelo conjunto multi-modelos CMIP6 e ambos refletem os padrões obtidos na relação sinal-ruído (Figura 3.2 e 3.5). Apesar das regiões de ToE em comum entre os dois conjuntos, os anos de detecção no CanESM5 são sempre anteriores aos detectados no CMIP6. Para o cenário SSP5-8.5, por exemplo, o ToE é por volta de 2040 na região do Pacífico sub-tropical, ao longo da costa oeste da América do Sul, enquanto no CMIP6 para o mesmo cenário e região o ano de detecção é em torno de 2060 e engloba uma menor área. Essa mesma diferença entre os anos de ToE também ocorre nas demais regiões onde os padrões de ζ emergem, com o sinal aparecendo sempre cerca de 20 anos antes no CanESM5. Essa diferença pode ser tanto consequência da incapacidade do CanESM5 em captar corretamente toda a variabilidade natural presente na altura dinâmica da superfície do mar ou devido à presença de erros sistemáticos (vieses) em alguns modelos, gerando uma maior variabilidade de ζ .

Com relação as diferenças entre os cenários, tanto no CanESM5 quanto no CMIP6, as regiões de ToE para o SSP1-2.6 são menores e apresentaram anos de detecção superiores aos demais cenários. Ou seja, no cenário de mitigação dos efeitos do aquecimento global, o sinal forçado de ζ não emerge na maior parte do oceano. No entanto, nos demais cenários esse sinal já aparece a partir de 2020, e não retorna mais para o seu estado anterior. Ou seja, apesar da enorme variabilidade espaço-temporal presente na altura dinâmica da superfície do mar, cenários moderados e intensos de aquecimento global podem induzir padrões forçados de nível do mar em algumas regiões já nas próximas décadas.

3.5 Metodologia

Particionamento das incertezas

O método da partição de incertezas de projeções climáticas adotado é baseado na metodologia descrita por [Lehner *et al.* \(2020\)](#) e originalmente introduzida por [Hawkins e Sutton \(2009\)](#). Ambos os trabalhos utilizaram o método aplicado à variáveis atmosféricas, tais como temperatura de superfície e precipitação. Aqui ela é aplicada aos campos anuais da altura dinâmica da superfície do mar (ζ) e do nível médio global da superfície do mar h provenientes das projeções climáticas do CMIP6. No contexto do CMIP6, a incerteza associada a uma projeção climática envolve três diferentes fontes e pode ser expressa da seguinte forma:

$$T(\mathbf{r}, t) = M(\mathbf{r}, t) + I(\mathbf{r}) + S(\mathbf{r}, t)$$

Em que $T(\mathbf{r}, t)$ é a incerteza total associada à projeção, $M(\mathbf{r}, t)$ é incerteza associada à formulação do modelo do sistema terrestre, $I(\mathbf{r})$ é a incerteza associada à variabilidade interna do clima e $S(\mathbf{r}, t)$ é a incerteza associada à definição do cenário forçante. Cada uma delas pode ser estimada como uma medida de variância para uma determinada região $\mathbf{r} = (x, y)$ e período t . E a fração relativa referente a cada uma das fontes de incerteza é dada por $\frac{M}{T}$, $\frac{I}{T}$ e $\frac{S}{T}$ representando a fração das incertezas dos modelos, variabilidade interna e cenários, respectivamente.

Para cada uma das $n = 30$ projeções Y_i utilizou-se um ajuste polinomial de quarto grau para representar a resposta forçada y_i de cada projeção. Com isso, cada um dos termos M , I e S foi definido como:

- $M(\mathbf{r}, t)$: Para cada cenário SSP é calculado a variância das respostas forçadas y_i e em seguida calcula-se a média dessas variâncias;
- $I(\mathbf{r})$: É a média da variância temporal da diferença $\epsilon = Y_i - y_i$. Esse é um valor constante no tempo;
- $S(\mathbf{r}, t)$: É a média das variâncias de y_i calculadas dentro de cada cenário.

As incertezas em valores absolutos (Figura 3.7b) foram calculadas sobre a hipótese de que o conjunto das projeções possuem uma distribuição normal e a faixa de incerteza

de 90% em torno da média de todas as projeções para cada uma das fontes é dada por:

$$\pm \frac{1.654\sqrt{I}}{F}, \pm \frac{1.654(\sqrt{I} + \sqrt{M})}{F}, \pm \frac{1.654(\sqrt{I} + \sqrt{M} + \sqrt{S})}{F},$$

em que $F = \frac{\sqrt{I+\sqrt{M}+\sqrt{S}}}{\sqrt{I+M+S}}$.

Período de detecção do sinal forçado

O período de detecção (**ToE**) do sinal forçado das projeções da altura dinâmica da superfície do mar ζ foi calculado usando uma metodologia baseada nos trabalhos de [Hawkins e Sutton \(2009\)](#); [Bordbar *et al.* \(2015\)](#); [Deser *et al.* \(2016\)](#). O objetivo dessa análise é detectar quando o sinal da resposta forçada excede um determinado nível ou amplitude de variabilidade natural. Essa amplitude foi calculada para cada ponto de grade e para cada um dos diferentes modelos, sendo definida como duas vezes o desvio padrão $\pm 2\sigma$ dos últimos 100 anos de simulação do experimento controle (pré-industrial **piControl**). O desvio padrão foi calculado a partir das médias mensais dos campos de ζ .

Já o sinal forçado de cada modelo foi estimado como sendo um ajuste polinomial de quarto grau para os campos de ζ das projeções de cada um dos cenários de aquecimento global. O ano em que o sinal forçado excede a amplitude de 2σ e não mais retorna para dentro desse envelope é denominado o ano de emergência do sinal forçado. Esse ano é calculado individualmente para cada modelo e projeção e finalmente, define-se o ToE de um conjunto de simulações para um dado cenário como o sendo piso da média dos anos de detecção daquele conjunto.

Capítulo 4

Partição e balanço do nível do mar

Entre os anos de 1993 e 2018 somente em 2012 e 2014, é que não foi registrado um aumento global do nível do mar superior ao respectivo ano anterior. Como mostrado nos capítulos anteriores, algumas regiões do oceano apresentaram um aumento do nível médio da superfície do mar superior ao aumento global, enquanto outras um aumento inferior. Essa diferença espacial foi observada por meio dos registros de altimetria por satélites e parte desse sinal também foi captado pelos modelos do sistema terrestre da atual geração.

A variabilidade espacial do aumento do nível médio da superfície do mar reproduzida pelos modelos nesse período reflete fundamentalmente as variações *estéricas* do nível do mar, já que os demais fenômenos capazes de contribuir com essa variabilidade, tais como derretimento dos mantos de gelo, movimentos tectônicos, variação espacial do campo gravitacional, entre outros, ainda não são incorporados nos modelos do sistema terrestre. As variações estéricas do nível do mar, por sua vez estão relacionadas às estruturas de temperatura e salinidade do oceano, estas sim são explicitamente simuladas e determinam boa parte da estrutura espacial do nível do mar observada recentemente.

O sinal forçado da variação estérica do nível do mar captado pelo *ensemble* CESM/LENL durante o período altimétrico, entre 1993 e 2018 é o foco desse quarto capítulo. Este será explorado por meio da implementação de um particionamento em uma componente *termostérica* (temperatura) e outra *halostérica* (salinidade) e, subsequentemente, uma segmentação baseada nas equações do balanço termodinâmico. Essa

categorização permite associar as variações do nível do mar aos regimes de transporte de volume, via advecção e processos de mistura difusiva, e às trocas de superfície que ocorrem via fluxos de energia e de massa. Com isso investiga-se as origens e os fatores que contribuem para o padrão observado de aumento do nível do mar.

4.1 Formulação do nível do mar no CESM/LENS

Na grande maioria dos modelos oceânicos atuais, o nível do mar é representado por uma variável denominada altura da superfície do mar $\tilde{\eta}$. Essa variável é definida como uma medida relativa entre a superfície do mar e uma superfície de geopotencial constante (geoide). Nessa definição supõe-se, devido às limitações dos modelos, uma configuração continental e batimétrica constantes ao longo do tempo e uma força da gravidade que atua de forma constante, tanto no espaço quanto no tempo. Apesar dessas suposições terem efeitos diretos na variação relativa do nível do mar, elas não comprometem os processos físicos e termodinâmicos envolvidos na evolução da estrutura espaço-temporal da altura da superfície do mar (Griffies e Greatbatch, 2012).

Considerando a configuração mencionada anteriormente, a seguir é apresentada uma formulação física e matemática da equação cinemática do nível do mar baseada em Griffies e Greatbatch (2012); Griffies *et al.* (2014). Esta é a fundamentação teórica para o cálculo da altura da superfície do mar na grande maioria dos modelos oceânicos que compõem o CMIP5 e do CMIP6 (Griffies *et al.*, 2016) e particularmente no modelo do sistema terrestre CESM1.1, em sua componente oceânica *Parallel Ocean Program, version 2* - POP2 (Danabasoglu *et al.*, 2012).

A formulação proposta resulta em uma partição da evolução da altura da superfície do mar com uma contribuição do ganho de massa/volume pela superfície do oceano, uma contribuição dinâmica devido às correntes oceânicas e uma contribuição devido à variação de densidade da água do mar - *variação estérica*. A enunciação apresentada tem como origem a equação da conservação de massa (Equação 4.1). Vale ressaltar também que Gill e Niller (1973) propõem uma formulação equivalente à apresentada, contudo partindo do equilíbrio hidrostático do fluido.

4.1.1 Equação cinemática do nível do mar

Considerando o princípio da conservação de massa de uma parcela de fluido descrita por meio da equação da continuidade em sua forma lagrangiana (ou material):

$$\frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dt} = -\nabla \cdot \mathbf{v} \quad , \quad (4.1)$$

em que $\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla$ é a derivada total ou material, ρ é a densidade *in-situ* e $\mathbf{v} = (\mathbf{u}, w)$ é velocidade tridimensional da parcela do fluido. Integrando verticalmente a equação 4.1 e considerando os seguintes limites de integração, $z = \eta(\mathbf{x}, \mathbf{y}, t)$ para a superfície e $z = -H(\mathbf{x}, \mathbf{y})$ para o fundo, chegamos à *equação cinemática da evolução da altura da superfície do mar*.

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = \underbrace{\frac{Q_m}{\rho(\eta)}}_A - \underbrace{\nabla \cdot \mathbf{U}}_B - \underbrace{\int_{-H}^{\eta} \frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dt} dz}_C \quad , \quad (4.2)$$

em que Q_m é o fluxo de massa e $\mathbf{U} = \int_{-H}^{\eta} \mathbf{u} dz$ é a velocidade horizontal integrada ao longo de toda a coluna de água. Cada um dos três termos dessa equação (**A**, **B** e **C**) possui um papel diferente na determinação da evolução da altura da superfície do mar.

- A.** O fluxo de massa Q_m multiplicado pelo volume específico (ρ^{-1}) representa o fluxo de volume através da borda de superfície do oceano. Neste termo estão representados, por exemplo, os fluxos associados à precipitação, evaporação, descargas de rios e derretimentos de geleiras terrestres e dos mantos de gelo;
- B.** Esse é um termo dinâmico que representa a convergência/divergência das correntes (integradas verticalmente). Ele é responsável por redistribuir o volume de água existente por todo o oceano. Essa redistribuição de volume atua sem alterar o volume de água total do oceano, ou seja, a integração espacial desse termo é zero e, portanto, não afeta o aumento do nível médio global do oceano. Em um instante de tempo arbitrário, este é o termo que representa a altura dinâmica da superfície do mar $\tilde{\zeta}(\mathbf{x}, \mathbf{y}, t)$.
- C.** A variação da densidade *in-situ* (derivada material) integrada na coluna de água acarreta em uma expansão ou contração do fluido. Tais implicações da densidade

no nível do mar são chamados de efeitos *Não-Boussinesq* ou efeitos estéricos (*steric sea level*) no nível do mar (Greatbatch, 1994; Griffies *et al.*, 2014). No caso de modelos que consideram a aproximação de Boussinesq, isso é, modelos que conservam o volume, o efeito estérico local da densidade é obtido de forma diagnóstica, sendo computado a posteriori para por fim compor a variação $\frac{\partial \eta}{\partial t}$.

De acordo com equação cinemática do nível do mar obtida (4.2), os únicos termos capazes de aumentar o nível médio global da superfície do mar ao longo do tempo são o fluxo de massa através da superfície (termo **A**) e o efeito estérico (*não-Boussinesq* – termo **C**), já que o termo divergente das correntes oceânicas será sempre nulo quando integrado globalmente.

4.1.2 Nível do mar devido à variações de densidade

No caso da componente oceânica POP2 do CESM1.1, esta assume em sua formulação a aproximação de Boussinesq (Greatbatch, 1994; Gregory e Lowe, 2000; Griffies e Greatbatch, 2012), ou seja, conserva o volume ao invés de massa, portanto os efeitos do aumento ou redução do nível médio do mar por conta das variações de densidade precisam ser incorporadas a posteriori de forma diagnóstica (*offline*), por meio do termo **C** da equação 4.2:

$$\left(\frac{\partial \eta}{\partial t}\right)_\rho = - \int_{-H}^{\eta} \frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dt} dz \quad (4.3)$$

Trocando a tendência temporal da equação 4.3 por um incremento temporal relativo a um período de referência inicial arbitrário e aproximando a densidade ρ por uma densidade de referência ρ_0 constante, temos a *variação estérica do nível do mar* dada por:

$$\Delta R_\rho = - \left(\frac{1}{\rho_0}\right) \int_{-H}^{\eta} \Delta \rho dz \quad (4.4)$$

Em que, ΔR_ρ é a variação da altura do nível do mar devido à mudanças de densidade ($\Delta \rho$).

Logo, em termos globais, a variação de densidade é um fator essencial na determinação do aumento do nível do mar nos modelos que assumem tal aproximação.

Dessa forma, para separar os efeitos da temperatura (Θ temperatura conservativa), da salinidade (S salinidade absoluta) e da pressão (P) tomemos a derivada material da densidade *in-situ* ρ , representada pela equação de estado termodinâmica da água do mar TEOS-10 $\rho = \rho(\Theta, S, p)$ dada por McDougall e Barker (2011):

$$\frac{d\rho}{dt} = \frac{\partial\rho}{\partial\Theta} \frac{d\Theta}{dt} + \frac{\partial\rho}{\partial S} \frac{dS}{dt} + \frac{\partial\rho}{\partial p} \frac{dp}{dt} = -(\rho\alpha) \frac{d\Theta}{dt} + (\rho\beta) \frac{dS}{dt} + \frac{1}{c_{\text{som}}^2} \frac{dp}{dt} \quad (4.5)$$

em que:

$$\alpha = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial\rho}{\partial\Theta} \quad , \quad (4.6)$$

é o **coeficiente de expansão térmica** do oceano,

$$\beta = \frac{1}{\rho} \frac{\partial\rho}{\partial S} \quad , \quad (4.7)$$

é o **coeficiente de contração halina** do oceano. E c_{som}^2 é o quadrado da velocidade do som.

Consequentemente, a evolução da altura do nível do mar devido à expansão térmica e contração salina pode ser obtida pelas equações 4.8 e 4.9, respectivamente.

$$\left(\frac{\partial\eta}{\partial t}\right)_{\Theta} = \int_{-H}^{\eta} \alpha \left(\frac{\partial\Theta}{\partial t}\right) dz \quad , \quad (4.8)$$

$$\left(\frac{\partial\eta}{\partial t}\right)_{S} = - \int_{-H}^{\eta} \beta \left(\frac{\partial S}{\partial t}\right) dz \quad , \quad (4.9)$$

4.1.3 Padrões forçados da variação estérica do nível do mar

A Figura 4.1 mostra a resposta forçada da componente estérica, termostérica e halostérica da variação do nível do mar produzida pelos 40 membros do CESM/LENS. Essas tendências foram calculadas a partir das médias anuais dos campos de densidade, temperatura e salinidade entre os anos de 1993 e 2018 para cada dos membros do CESM/LENS de acordo com as equações 4.3, 4.8 e 4.9. Para destacar e acentuar as diferenças nos padrões espaciais a média global de cada um dos campos apresentados foi removida em cada um dos 40 membros antes do cálculo da tendência.

O padrão da resposta forçada da componente estérica R_{ρ} é praticamente o mesmo da FR da altura dinâmica da superfície do mar ζ (Capítulo 2), com uma correlação de

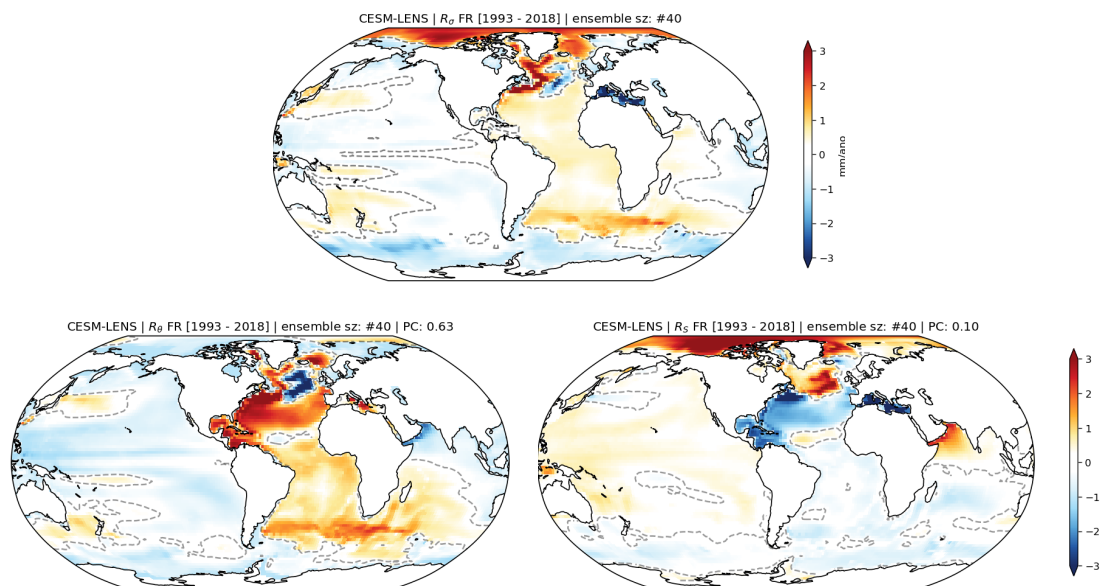


Figura 4.1: Resposta forçada FR da tendência linear da variação estérica R_ρ , termostérica R_θ e R_S do nível do mar (mm/ano) para o período entre 1993 e 2018 simuladas pelo CESM/LENS. As tendências mostradas são estatisticamente significantes a um nível de 95% de acordo com um *t-test* bicaudal.

padrões $PC = 0,89$. As pequenas diferenças entre esses dois campos são causadas pela efeito da pressão da coluna de água junto ao fundo, presente apenas na componente estérica (Landerer *et al.*, 2007). Esse efeito tende a ser maior nas regiões mais rasas do oceano. No geral, observa-se uma elevação do nível do mar acima da média global para a maior parte do Oceano Atlântico e uma elevação abaixo da média em quase todo o Oceano Pacífico, com exceção de algumas regiões subtropicais no oeste da bacia.

Olhando separadamente para as contribuições de temperatura R_θ e de salinidade R_S no padrão da FR de R_ρ (Figura 4.1), globalmente o padrão dominante é proveniente da componente termostérica, com uma correlação de padrão espacial de 0,63. Já a FR da componente halostérica apresentou uma $PC = 0,10$. Apesar dessa baixa PC, os efeitos da salinidade são importantes, por exemplo, na região do giro do Atlântico Norte. Nessa região, o efeito halostérico atua compensando boa parte do sinal termostérico também presente. Esse efeito compensatório também acontece no Pacífico, com uma diminuição da salinidade e temperatura (Purkey *et al.*, 2019), e no Mar Arábico, ao norte do Oceano Índico, provavelmente associado à intensificação do dipolo do Índico (Cai *et al.*, 2018). Já no Oceano Ártico, nos arredores da Groenlândia, variações tanto

na temperatura (aumento) quanto na salinidade (diminuição) atuam em conjunto para gerar uma tendência de elevação local do nível do mar.

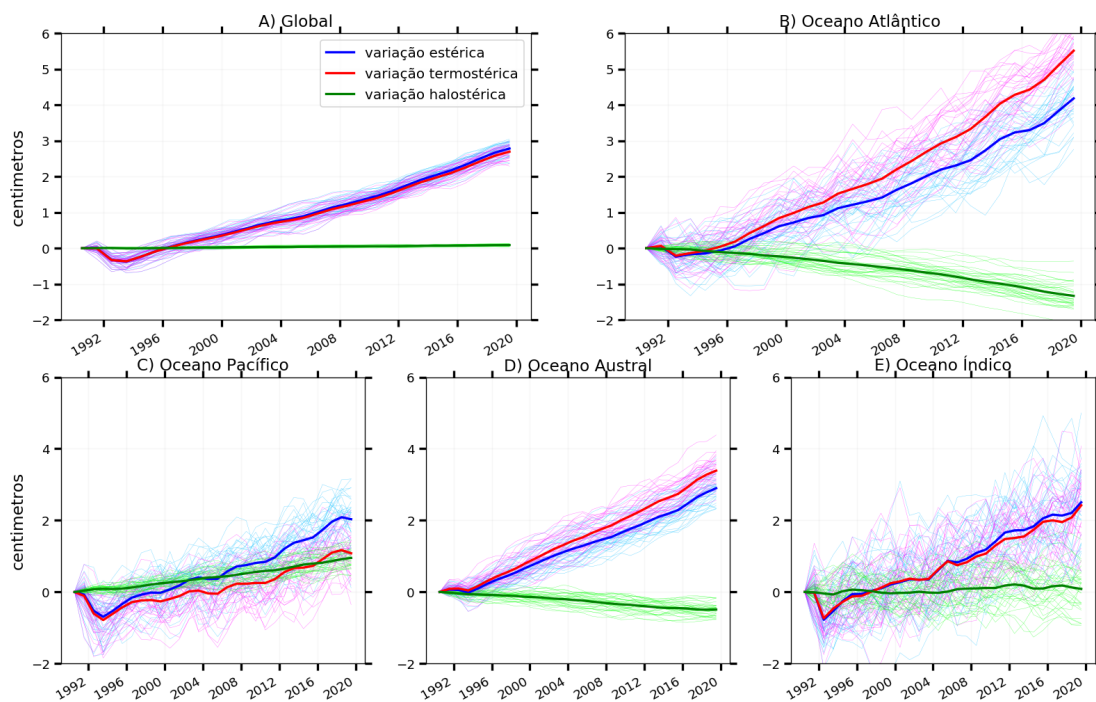


Figura 4.2: Série temporal anual da variação estérica (azul) global do nível do mar e suas componentes termostérica (vermelho) e halostérica (verde) calculadas para os 40 membros do conjunto CESM/LENS entre 1990 e 2020. As linhas grossas referem-se à resposta forçada gerada para cada uma das componentes. Cada painel refere-se a bacia oceânica, sendo A) a média para o oceano global, B) Oceano Atlântico, C) Oceano Pacífico, D) Oceano Índico e E) Oceano Austral.

As séries temporais das componentes estéricas da variação do nível do mar para o período em questão podem ser vistas na Figura 4.2. Globalmente a variação estérica é dominada pela componente termostérica, sendo a contribuição halostérica irrelevante (nula). Olhando individualmente cada uma das bacias oceânicas, a componente termostérica também é o fator dominante na variação do nível do mar nesse período, contudo o efeito halostérico passa a ser expressivo. No Oceano Atlântico o aumento da salinidade atua diminuindo R_ρ . No Pacífico, a diminuição de salinidade, possivelmente devido ao aumento do aporte de águas provenientes do Atlântico (Landerer *et al.*, 2007; Purkey *et al.*, 2019), atua em conjunto com o aquecimento dessas águas para elevar o nível do mar dessa bacia. No Oceano Índico chama a atenção a maior variabilidade presente no *ensemble*, indicando a atuação da variabilidade interna climática na determinação da variação estérica do nível do mar. Ainda com relação à variabilidade dentro do *ensemble*, a componente termostérica foi a que apresentou a maior variância em todas as bacias, sugerindo também que a componente dominante da variação estérica do nível do mar é mais influenciada por fenômenos inerentes à própria essência do clima.

Uma característica nas séries temporais da variação termostérica é a presença de um mínimo sempre por volta do ano de 1993. Esse mínimo é uma resposta ao resfriamento total dos oceanos após a erupção do vulcão Pinatubo, ocorrida em 1991. A presença desse sinal também foi registrada nos dados altimétricos do nível do mar (Fasullo *et al.*, 2016).

4.2 Balanço termodinâmico do nível do mar

A resposta dos padrões espaciais da variação estérica do nível do mar é bastante complexa devido a não-linearidade da equação de estado da água do mar. Esta, por sua vez, reflete as interações entre a temperatura, salinidade e pressão ($\rho = \rho(\Theta, S, p)$). Por exemplo, o aumento de temperatura de uma massa de água quente e salina em uma região subtropical tende a expandir mais a coluna de água do que uma massa igual de água mais fria e menos salina em uma região polar *Griffies et al. (2014)*.

A Figura 4.3 exemplifica esse tipo de complexidade por meio da distribuição espacial dos coeficientes de expansão térmica α e de contração salina β para um membro do CESM/LENS. Os maiores valores de α nas regiões intertropicais, por exemplo, indicam uma maior eficiência dessas regiões em converter o calor recebido em uma elevação do nível do mar. Já um resfriamento em altas latitudes, onde os valores de α são cerca de 10 vezes menor do que nas baixas latitudes, terá pouco efeito em variar o nível do mar.

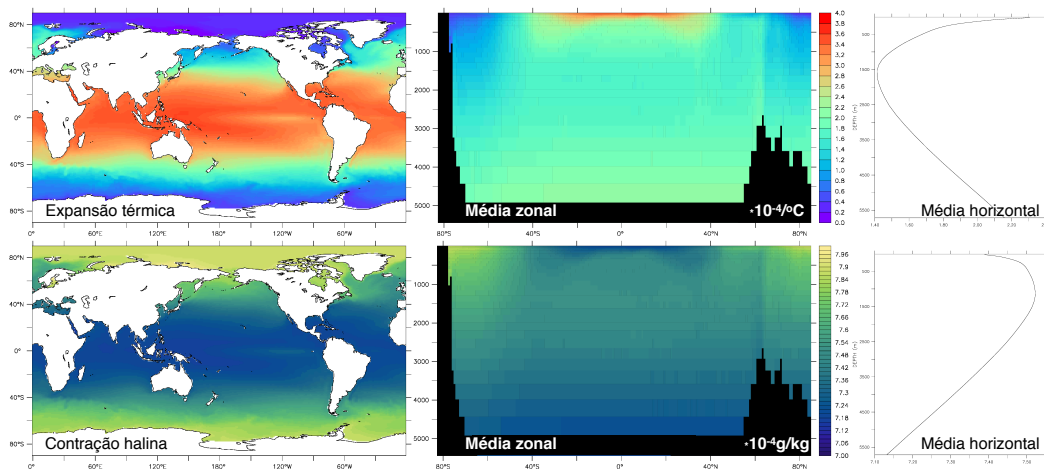


Figura 4.3: Distribuição espacial dos coeficientes de expansão térmica α e contração salina β para média do período entre 1993 e 2018. Os coeficiente foram calculados de acordo com TEOS-10 (*McDougall e Barker, 2011*), a partir dos resultados mensais de temperatura, salinidade e densidade de um único membro do conjunto CESM/LENS.

A contração salina, por sua vez, apresenta um padrão contrário ao observado em α . Os maiores valores de β estão concentrados nas altas latitudes, no entanto a diferença latitudinal é bastante inferior (cerca de 5%) do que a observada em α . Essa pequena variação espacial de β faz com que globalmente seu efeito na variação do

nível do mar seja negligenciável (ver Figura 4.2A), no entanto, em regiões do Atlântico Norte e do Oceano Austral, caracterizadas pela presença da interação entre o mar e o gelo marinho, as variações de salinidade são bastante significativas na determinação da densidade (e também associada aos baixos valores de α) e conseqüentemente na composição da variação estérica do nível do mar.

Portanto, o padrão espacial da variação estérica do nível do mar está intimamente ligado aos padrões de temperatura e salinidade, que por sua vez, estão relacionados aos fluxos de calor e de massa (**fluxos de superfície - \mathcal{F}**) e à redistribuição interna de temperatura e sal por processos de difusão (mistura turbulenta) em pequena escala (**difusão - \mathcal{M}**) e pela circulação de maior escala (**advecção - \mathcal{A}**).

Uma formulação teórica simplificada e generalista da evolução espaço-temporal das variáveis traços (*tracers*), no caso temperatura Θ e salinidade \mathcal{S} , em um modelo oceânico dada por Griffies e Greatbatch (2012) pode ser descrita pela seguinte equação de conservação:

$$\frac{\partial c}{\partial t} = \underbrace{-\mathbf{u} \cdot \nabla c}_{\mathcal{A}_c} + \underbrace{\nabla \cdot \mathbf{K}^c}_{\mathcal{M}_c} + \underbrace{Q^c}_{\mathcal{F}_c} \quad (4.10)$$

Em que, $c \in \{\Theta, \mathcal{S}\}$, \mathbf{K}^c representa os fluxos difusivos de c e Q^c representa os fluxos e trocas de superfície. Substituindo a equação 4.10 em cada dos termos de temperatura e salinidade da equação da variação estérica da superfície do mar (4.3), obtemos uma partição em função de um termo advectivo \mathcal{A}_η , um termo difusivo \mathcal{M}_η e um termo de trocas de fluxos de superfície \mathcal{F}_η :

$$\frac{\partial \eta_\rho}{\partial t} = \sum_{c \in \{\Theta, \mathcal{S}\}} \left\{ -\frac{1}{\rho_0} \int_{-H}^{\eta} \frac{\partial \rho}{\partial c} \left[-\mathbf{u} \cdot \nabla c + \nabla \cdot \mathbf{K}^c + Q^c \right] dz \right\} \quad (4.11)$$

Simplificando, podemos entender partição da variação estérica do nível do mar da seguinte forma:

$$\frac{\partial \eta_\theta}{\partial t} = \int \alpha \left[\mathcal{A}_\theta + \mathcal{M}_\theta + \mathcal{F}_\theta \right] dz \quad (4.12a)$$

$$\frac{\partial \eta_s}{\partial t} = \int \beta \left[\mathcal{A}_s + \mathcal{M}_s + \mathcal{F}_s \right] dz \quad (4.12b)$$

Nos modelos oceânicos cada um desses três termos representam diferentes processos físicos que ao final atuam na variação estérica da superfície do mar. Os termos de fluxos de superfície \mathcal{F} contemplam, por exemplo, os fluxos radiativos e de calor, bem como o balanço precipitação–evaporação e descargas fluviais (Piecuch e Ponte, 2014). Os termos difusivos \mathcal{M} representam, entre outros, fenômenos parametrizados de meso e pequena escala que não são explicitamente resolvidos pelos modelos (Hallberg *et al.*, 2013). Tais fenômenos são importantes na dissipação de energia, contribuindo diretamente na manutenção do equilíbrio energético dos oceanos (Delworth *et al.*, 2012; Griffies *et al.*, 2015). Os termos advectivos \mathcal{A} são responsáveis, por exemplo, por injetar energia para o interior do oceano e transportá-lo para lugares remotos (Piecuch e Ponte, 2011).

4.2.1 Padrões forçados da partição termodinâmica do nível do mar

As variáveis do balanço termodinâmico utilizadas para compor os termos de fluxo de superfície, difusão e advecção da variação estérica do nível do mar (Equação 4.11) são as saídas diretas, com grade e resolução original, da componente oceânica do CESM/LENS. O cálculo de cada um dos termos foi implementado exatamente da forma descrita no manual de referência do POP2¹ (Danabasoglu *et al.*, 2012) e só foi possível devido à disponibilização de todas as saídas provenientes do experimento CESM/LENS. Estas vão muito além do escopo do CMIP e totalizam centenas de *terabytes* de resultados numéricos².

A Figura 4.4A) mostra o sinal da tendência da resposta forçada para o período de 1993 até 2018 dos fluxos de energia superficial \mathcal{F}_0 em $\text{Wm}^{-2}\text{ano}^{-1}$. Os valores negativos indicam fluxo de energia do oceano para atmosfera e valores positivos o balanço de energia é da atmosfera para o oceano. Na maior parte do oceano o fluxo predominante é da atmosfera para o oceano, com algumas menores porções apresentando um fluxo contrário. Essas regiões, contudo, apresentam os maiores valores de variância

¹<http://www.cesm.ucar.edu/models/cesm1.2/pop2/> | Acessado em Março 2020

²<http://www.cesm.ucar.edu/projects/community-projects/LENS/data-sets.html> | Acessado em Março 2020

explicada, tais como as áreas tropicais dos oceanos Pacífico, Atlântico e Índico (Figura 4.4B). O predomínio do fluxo de superfície na direção do oceano gera o desbalanço energético que é a fonte principal do aumento do nível médio global da superfície do mar representado pelo conjunto CESM/LENS. Contudo, o seu padrão espacial não é capaz de explicar todo a estrutura regional da variação estérica do nível do mar (Figura 4.4B). Logo, a forma como o oceano absorve e transporta essa energia via processos advectivos e de mistura turbulenta é determinante para a configuração desse padrão.

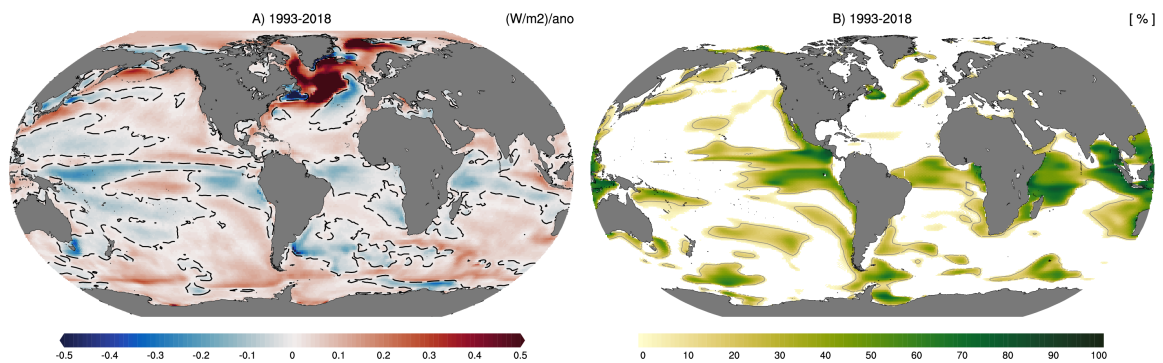


Figura 4.4: (A) Resposta forçada da tendência linear do balanço do fluxo de calor em superfície entre os anos de 1993 e 2018 simuladas pelo CESM/LENS. (B) variância explicada (%) da variação estérica da superfície do mar em função dos fluxos de calor em superfície.

Uma medida da magnitude da variabilidade (σ) contida na resposta forçada dos termos advectivos e difusivos da variação estérica do nível do mar é mostrada na Figura 4.5. As maiores magnitudes indicam as regiões onde os processos relacionados ao transporte das propriedades termodinâmicas representam uma parte significativa da variabilidade da variação estérica do nível do mar. Os termos associados à temperatura são dominantes em relação à salinidade na maior parte do globo, representando a maioria da variabilidade presente na região intertropical do Oceano Pacífico e no Oceano Índico. Os termos advectivos (Figura 4.5A-B) estão bastante relacionados à variabilidade dos ventos, que por sua vez determinam boa parte da circulação superficial dos oceanos (Piecuch e Ponte, 2011).

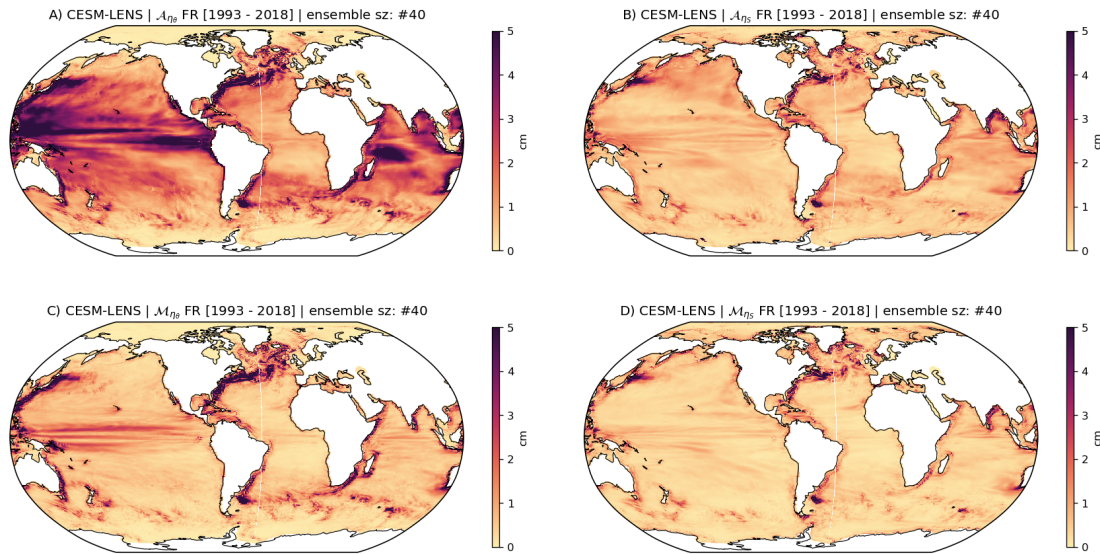


Figura 4.5: Desvio padrão σ da resposta forçada das componentes da variação estérica do nível do mar entre 1993 e 2018 simuladas pelo CESM/LENS. (A) e (B) representam os termos advectivos associados à temperatura e salinidade, respectivamente. (C) e (D) representam os termos difusivos associados à temperatura e salinidade.

Já os termos difusivos (Figura 4.5C-D) aparecem com maior relevância associados às estruturas de meso-escala, principalmente nas regiões extra-tropicais e próximos às correntes mais energéticas, tais como Correntes do Golfo, Kurushio e na Confluência das correntes do Brasil e Malvinas. Esses termos estão bastante relacionados aos fluxos turbulentos que são parametrizados pelo modelo oceânico POP2 e muito provavelmente são subestimados e sub representados, devido à baixa resolução espacial deste modelo e na maior parte dos modelos climáticos atuais (Penduff *et al.*, 2011; Delworth *et al.*, 2012; Griffies *et al.*, 2015).

Capítulo 5

Conclusão

Neste trabalho estudou-se os padrões regionais de aumento do nível do mar gerados por simulações climáticas provenientes de modelos do sistema terrestre. Para isso, partiu-se dos registros de altimetria produzidos por satélites desde 1993. Estes registros mostram uma elevação do nível do mar para praticamente todo o oceano (Figura 2.1). Contudo, a distribuição espacial desse aumento não é regionalmente uniforme, pelo contrário, apresenta uma complexidade espacial que é consequência da interação dos diversos fatores que atuam sobre a superfície do mar. Além disso, nesses 26 anos de registros altimétricos há uma forte presença de um sinal decadal, proveniente de modos de variabilidade climáticos naturais (Figura 2.3). A influência desses modos torna bastante complicada a detecção de uma assinatura do aquecimento global nos padrões regionais de aumento do nível do mar nos dados observados.

As simulações forçadas do clima produzidas pelos modelos do sistema terrestre GFDL-LE (30 membros), CESM/LENS (40 membros) e MPI-GE (100 membros) produzem tanto os modos de variabilidade interno do clima, quanto os padrões forçados. Regionalmente, a assinatura da variabilidade interna da altura da superfície do mar produzida por um único membro desses modelos é o sinal dominante na configuração regional das tendências da altura dinâmica da superfície do mar, fazendo com que diferentes membros dentro de um mesmo conjunto produzam tendências totalmente opostas para uma mesma região. Dessa forma, não é adequada a utilização de uma única realização de um experimento forçado para estudos regionais de tendências do nível do mar.

Com um número relativamente grande de simulações forçadas e com experimentos controle sem a presença de uma forçante transiente externa, encontrou-se alguns padrões regionais que somente podem ser explicados pela atuação de uma forçante externa ao clima (Figura 2.10). Alguns desses padrões, como a estrutura de dipolo no Oceano Atlântico Norte, com tendências positivas junto à costa do continente Americano, estão relacionadas tanto à intensificação de um modo natural de variabilidade (Oscilação do Atlântico Norte) quanto ao aquecimento das águas ao redor da Groenlândia, juntamente com a diminuição do gelo-marinho, contribuindo assim com a elevação local do nível do mar. Todos esses fatores tendem a reconfigurar a estrutura do Giro Subpolar, afetando os padrões espaciais da altura da superfície do mar na região.

Setores do Oceano Austral também apresentaram padrões forçados relevantes nos três conjuntos. Essa resposta da altura da superfície do mar pode estar associada à intensificação dos ventos de oeste na região (Downes *et al.*, 2017; Menviel *et al.*, 2018). Estes, por sua vez, geram um aumento do transporte de Ekman para norte, intensificando o gradiente da altura da superfície do mar.

No geral os padrões forçados de tendência do nível do mar, tanto para o Oceano Pacífico quanto para o Oceano Índico não apresentaram estruturas muito significativas indicando que os padrões regionais dessas bacias são majoritariamente influenciados por fatores naturais, tais como a Oscilação Decadal do Pacífico e o Dipolo do Índico (Han *et al.*, 2017; Cai *et al.*, 2018).

A distribuição espacial das tendências do nível do mar simuladas por esses modelos, em particular o CESM/LENS, respondem fundamentalmente às variações estéricas do nível do mar. Estas podem ser particionadas em uma componente termostérica e outra halostérica. A componente termostérica domina o sinal forçado do nível do mar na maior parte do oceano, enquanto o aumento da salinidade em algumas regiões atua de modo a compensar a expansão térmica. Esses padrões regionais são resultados dos processos de transporte de energia no oceano e das trocas de energia via fluxos superfície. Regiões onde há um intenso fluxo de energia na sentido do oceano para atmosfera e que também são áreas de formações de águas profundas e de ventilação dos oceanos, tendem a contribuir de forma bastante efetiva na elevação do nível do

mar local e também de áreas remotas.

Com relação às projeções climáticas produzidas pelos modelos do CMIP6, em um futuro próximo, entre 2020 e 2049, os padrões forçados da altura dinâmica da superfície do mar são bastante semelhantes em estrutura e magnitude do que o registrado no período contemporâneo. Ou seja, o sinal e a estrutura espacial das tendências observadas até então deve persistir ao longo das próximas décadas, independente da magnitude da forçante climática.

A relevância dos diferentes cenários socioeconômicos na elevação do nível do mar, retratados por meio dos *Shared Socioeconomic Pathways* SSPs passa a ser significativa somente após a segunda metade do século XXI. Os cenários com um sinal de aquecimento global mais abrupto, SSP3-7.0 e SSP5-8.5 produzem uma resposta forçada do nível do mar dominante em relação à variabilidade natural. Já o cenário SSP1-2.6, caracterizado pela ampla implementação de políticas que visam sustentabilidade e uma diminuição radical da emissão de gases estufa, apresentam padrões de tendência predominantemente dominados pela variabilidade natural.

Ainda com relação às projeções futuras, toda e qualquer previsão é inerentemente incerta. Contudo, alguns fatores dessas incertezas podem ser controlados e até mesmo minimizados. Incertezas associadas a como os modelos climáticos respondem a uma forçante climática, é um exemplo de incerteza que pode ser minimizada com a evolução e o melhor entendimento físico dos processos envolvidos nessa interação. Já as incertezas associadas à variabilidade climática natural, que está bastante presente nos padrões regionais de tendência do nível do mar, são irreduzíveis e, sua previsibilidade, estará sempre limitada a um futuro bastante próximo e condicionada à disponibilidade de dados precisos que representem um real estado de condição inicial da previsão. Globalmente e para tendências de longo período, os diferentes cenários de aquecimento global e a forma como cada modelo absorve e responde a esse sinal possuem incertezas relativas maiores do que a variabilidade natural. Contudo, localmente essas fontes de incertezas tendem a ser igualmente importantes e variam de região para região.

Como a variabilidade interna do clima é irreduzível definir uma amplitude que englobe todos os fenômenos naturais é importante para detectar mudanças que estão além dessa faixa. Essa amplitude independe do cenário forçante, no entanto as regiões

e os anos em que um sinal forçado emerge para além dessa amplitude varia entre os cenários. No geral, o sinal forçado da altura dinâmica da superfície do mar só ultrapassa esse limite nas projeções mais extremas, SSP3-7.0 e SSP5-8.5. Por fim, um cenário do tipo SSP1-2.6, comprometido em manter a taxa de aquecimento global abaixo dos 2°C em relação ao período pré-industrial, é capaz de reverter boa parte do sinal regional observado até então, fazendo com que as tendências da altura dinâmica da superfície do mar para o final do século XXI mantenham-se dentro da faixa de oscilação natural do clima.

Apêndice A

Tabela: modelos do sistema terrestre

Tabela A.1: Tabela com os modelos do sistema terrestre utilizados.

Modelo	Origem	Protocolo	#	Forçante	Referência
CESM1.2	EUA	CMIP5	40	<i>piControl</i> ; <i>rcp85</i> ; <i>xGHG</i> ; <i>xAER</i> ; <i>historical</i> ;	Kay <i>et al.</i> (2015)
MPI-GE	Alemanha	CMIP5	100	<i>piControl</i> ; <i>historical</i> ; <i>rcp85</i>	Maher <i>et al.</i> (2019)
GFDL-LE	EUA	CMIP5	30	<i>piControl</i> ; <i>historical</i> ; <i>rcp85</i>	Dunne <i>et al.</i> (2012)
ACCESS-CM2	Australia	CMIP6	1	<i>piControl</i> ; <i>ssp126</i> ; <i>ssp370</i> ; <i>ssp585</i> ; <i>historical</i> ;	Dix <i>et al.</i> (2019)
ACCESS-ESM1-5	Australia	CMIP6	1	<i>piControl</i> ; <i>ssp126</i> ; <i>ssp370</i> ; <i>ssp585</i> ; <i>historical</i> ;	Dix <i>et al.</i> (2019)
AWI-CM-1-1-MR	Alemanha	CMIP6	1	<i>piControl</i> ; <i>ssp126</i> ; <i>ssp370</i> ; <i>ssp585</i> ; <i>historical</i> ;	Semmler <i>et al.</i> (2018)
BCC-CSM2-MR	China	CMIP6	1	<i>piControl</i> ; <i>ssp126</i> ; <i>ssp370</i> ; <i>ssp585</i> ; <i>historical</i> ;	Wu <i>et al.</i> (2019)
CAMS-CSM1-0	China	CMIP6	1	<i>piControl</i> ; <i>ssp126</i> ; <i>ssp370</i> ; <i>ssp585</i> ; <i>historical</i> ;	Rong <i>et al.</i> (2018)
CanESM5	Canadá	CMIP6	50	<i>piControl</i> ; <i>ssp126</i> ; <i>ssp245</i> ; <i>ssp370</i> ; <i>ssp585</i> ; <i>historical</i> ;	Swart <i>et al.</i> (2019)
CanESM5-CanOE	Canadá	CMIP6	1	<i>piControl</i> ; <i>ssp126</i> ; <i>ssp370</i> ; <i>ssp585</i> ; <i>historical</i> ;	Swart <i>et al.</i> (2019)
CESM2	EUA	CMIP6	1	<i>piControl</i> ; <i>ssp126</i> ; <i>ssp370</i> ; <i>ssp585</i> ; <i>historical</i> ;	Gettelman <i>et al.</i> (2019)
CESM2-WACCM	EUA	CMIP6	1	<i>piControl</i> ; <i>ssp126</i> ; <i>ssp370</i> ; <i>ssp585</i> ; <i>historical</i> ;	Danabasoglu (2019)
CNRM-CM6-1	França	CMIP6	1	<i>piControl</i> ; <i>ssp126</i> ; <i>ssp370</i> ; <i>ssp585</i> ; <i>historical</i> ;	Voltaire <i>et al.</i> (2019)
CNRM-CM6-1-HR	França	CMIP6	1	<i>piControl</i> ; <i>ssp126</i> ; <i>ssp370</i> ; <i>ssp585</i> ; <i>historical</i> ;	Voltaire <i>et al.</i> (2019)
CNRM-ESM2-1	França	CMIP6	1	<i>piControl</i> ; <i>ssp126</i> ; <i>ssp370</i> ; <i>ssp585</i> ; <i>historical</i> ;	Séférian <i>et al.</i>
EC-Earth3	Europa	CMIP6	1	<i>piControl</i> ; <i>ssp126</i> ; <i>ssp370</i> ; <i>ssp585</i> ; <i>historical</i> ;	Hartung <i>et al.</i> (2018)
EC-Earth3-Veg	Europa	CMIP6	1	<i>piControl</i> ; <i>ssp126</i> ; <i>ssp370</i> ; <i>ssp585</i> ; <i>historical</i> ;	Hartung <i>et al.</i> (2018)
FGOALS-f3-L	China	CMIP6	1	<i>piControl</i> ; <i>ssp126</i> ; <i>ssp370</i> ; <i>ssp585</i> ; <i>historical</i> ;	Zhou <i>et al.</i> (2018)
FIO-ESM	China	CMIP6	1	<i>piControl</i> ; <i>ssp126</i> ; <i>ssp370</i> ; <i>ssp585</i> ; <i>historical</i> ;	Bao <i>et al.</i> (2020)
GISS-E2-1-G	EUA	CMIP6	1	<i>piControl</i> ; <i>ssp126</i> ; <i>ssp370</i> ; <i>ssp585</i> ; <i>historical</i> ;	NASA/GISS (2018)
HadGEM3-GC31-LL	Reino Unido	CMIP6	1	<i>piControl</i> ; <i>ssp126</i> ; <i>ssp370</i> ; <i>ssp585</i> ; <i>historical</i> ;	Roberts (2017)
INM-CM4-8	Rússia	CMIP6	1	<i>piControl</i> ; <i>ssp126</i> ; <i>ssp370</i> ; <i>ssp585</i> ; <i>historical</i> ;	Volodin <i>et al.</i> (2018)
INM-CM5-0	Rússia	CMIP6	1	<i>piControl</i> ; <i>ssp126</i> ; <i>ssp370</i> ; <i>ssp585</i> ; <i>historical</i> ;	Volodin <i>et al.</i> (2018)
IPSL-CM6A-LR	França	CMIP6	1	<i>piControl</i> ; <i>ssp126</i> ; <i>ssp370</i> ; <i>ssp585</i> ; <i>historical</i> ;	Boucher <i>et al.</i> (2018)
MIROC6	Japão	CMIP6	1	<i>piControl</i> ; <i>ssp126</i> ; <i>ssp370</i> ; <i>ssp585</i> ; <i>historical</i> ;	Tatebe <i>et al.</i> (2019)
MIROC-ES2L	Japão	CMIP6	1	<i>piControl</i> ; <i>ssp126</i> ; <i>ssp370</i> ; <i>ssp585</i> ; <i>historical</i> ;	Hajima <i>et al.</i> (2019)
MPI-ESM1-2-HR	Alemanha	CMIP6	1	<i>piControl</i> ; <i>ssp126</i> ; <i>ssp370</i> ; <i>ssp585</i> ; <i>historical</i> ;	Jungclaus <i>et al.</i> (2013)
MPI-ESM1-2-LR	Alemanha	CMIP6	1	<i>piControl</i> ; <i>ssp126</i> ; <i>ssp370</i> ; <i>ssp585</i> ; <i>historical</i> ;	Jungclaus <i>et al.</i> (2013)
MRI-ESM2	Japão	CMIP6	1	<i>piControl</i> ; <i>ssp126</i> ; <i>ssp370</i> ; <i>ssp585</i> ; <i>historical</i> ;	Kawai <i>et al.</i> (2019)
NESM3	China	CMIP6	1	<i>piControl</i> ; <i>ssp126</i> ; <i>ssp370</i> ; <i>ssp585</i> ; <i>historical</i> ;	Cao <i>et al.</i> (2018)
NorESM2-LM	Noruega	CMIP6	1	<i>piControl</i> ; <i>ssp126</i> ; <i>ssp370</i> ; <i>ssp585</i> ; <i>historical</i> ;	Li <i>et al.</i> (2019)
NorESM2-MM	Noruega	CMIP6	1	<i>piControl</i> ; <i>ssp126</i> ; <i>ssp370</i> ; <i>ssp585</i> ; <i>historical</i> ;	Bentsen <i>et al.</i> (2013)
UKESM1-0-LL	Reino Unido	CMIP6	1	<i>piControl</i> ; <i>ssp126</i> ; <i>ssp370</i> ; <i>ssp585</i> ; <i>historical</i> ;	Good <i>et al.</i> (2019)

Referências Bibliográficas

- Albert et al.(2016)** Simon Albert, Javier X Leon, Alistair R Grinham, John A Church, Badin R Gibbes e Colin D Woodroffe. Interactions between sea-level rise and wave exposure on reef island dynamics in the solomon islands. *Environmental Research Letters*, 11(5): 054011. doi: 10.1088/1748-9326/11/5/054011. Citado na pág. 3
- Armour et al.(2016)** Kyle C. Armour, John Marshall, Jeffery R. Scott, Aaron Donohoe e Emily R. Newsom. Southern ocean warming delayed by circumpolar upwelling and equatorward transport. *Nature Geoscience*, 9(7):549–554. doi: 10.1038/ngeo2731. URL <https://doi.org/10.1038/ngeo2731>. Citado na pág. 27
- Aschwanden et al.(2019)** Andy Aschwanden, Mark A. Fahnestock, Martin Truffer, Douglas J. Brinkerhoff, Regine Hock, Constantine Khroulev, Ruth Mottram e S. Abbas Khan. Contribution of the greenland ice sheet to sea level over the next millennium. *Science Advances*, 5(6). doi: 10.1126/sciadv.aav9396. URL <https://advances.sciencemag.org/content/5/6/eaav9396>. Citado na pág. 11
- Bao et al.(2020)** Ying Bao, Zhenya Song e Fangli Qiao. Fio-esm version 2.0: Model description and evaluation. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 125(6):e2019JC016036. doi: 10.1029/2019JC016036. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2019JC016036>. e2019JC016036 2019JC016036. Citado na pág. 93
- Bengtsson e Hodges(2018)** L. Bengtsson e K. I. Hodges. Can an ensemble climate simulation be used to separate climate change signals from internal unforced variability? *Climate Dynamics*, 52(5-6):3553–3573. doi: 10.1007/s00382-018-4343-8. URL <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4343-8>. Citado na pág. 29
- Bentsen et al.(2013)** M. Bentsen, I. Bethke, J. B. Debernard, T. Iversen, A. Kirkevåg, Ø. Seland, H. Drange, C. Roelandt, I. A. Seierstad, C. Hoose e J. E. Kristjánsson. The norwegian earth system model, noresm1-m – part 1: Description and basic evaluation of the physical climate. *Geoscientific Model Development*, 6(3):687–720. doi: 10.5194/gmd-6-687-2013. URL <https://www.geosci-model-dev.net/6/687/2013/>. Citado na pág. 93
- Bilbao et al.(2015)** Roberto A. F. Bilbao, Jonathan M. Gregory e Nathaëlle Bouttes. Analysis of the regional pattern of sea level change due to ocean dynamics and density change for 1993–2099 in observations and cmip5 aogcms. *Climate Dynamics*, 45(9):2647–2666. ISSN 1432-0894. doi: 10.1007/s00382-015-2499-z. URL <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2499-z>. Citado na pág. 27
- Boening et al.(2012)** Carmen Boening, Josh K. Willis, Felix W. Landerer, R. Steven Nerem e John Fasullo. The 2011 la niña: So strong, the oceans fell. *Geophysical Research Letters*, 39(19). doi: 10.1029/2012GL053055. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2012GL053055>. Citado na pág. 5, 13
- Bordbar et al.(2015)** Mohammad H Bordbar, Thomas Martin, Mojib Latif e Wonsun Park. Effects of long-term variability on projections of twenty-first century dynamic sea level. *Nature Climate Change*, 5(4):343. Citado na pág. 16, 74
- Boucher et al.(2018)** Olivier Boucher, Sébastien Denvil, Arnaud Caubel e Marie Alice Foujols. Ipsl ipsl-cm6a-lr model output prepared for cmip6 cmip, 2018. URL <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.1534>. Citado na pág. 93

- Burke et al.(2018)** K. D. Burke, J. W. Williams, M. A. Chandler, A. M. Haywood, D. J. Lunt e B. L. Otto-Bliesner. Pliocene and eocene provide best analogs for near-future climates. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 115(52):13288–13293. ISSN 0027-8424. doi: 10.1073/pnas.1809600115. URL <https://www.pnas.org/content/115/52/13288>. Citado na pág. vii, 4
- Cai et al.(2018)** Wenju Cai, Guojian Wang, Bolan Gan, Lixin Wu, Agus Santoso, Xiaopei Lin, Zhaohui Chen, Fan Jia e Toshio Yamagata. Stabilised frequency of extreme positive indian ocean dipole under 1.5 °c warming. *Nature Communications*, 9(1):1419. ISSN 2041-1723. doi: 10.1038/s41467-018-03789-6. URL <https://doi.org/10.1038/s41467-018-03789-6>. Citado na pág. 80, 89
- Cao et al.(2018)** J. Cao, B. Wang, Y.-M. Yang, L. Ma, J. Li, B. Sun, Y. Bao, J. He, X. Zhou e L. Wu. The nuist earth system model (nesm) version 3: description and preliminary evaluation. *Geoscientific Model Development*, 11(7):2975–2993. doi: 10.5194/gmd-11-2975-2018. URL <https://www.geosci-model-dev.net/11/2975/2018/>. Citado na pág. 93
- Carson et al.(2019)** Mark Carson, Kewei Lyu, Kristin Richter, Mélanie Becker, Catia M. Domingues, Weiqing Han e Laure Zanna. Climate model uncertainty and trend detection in regional sea level projections: A review. *Surveys in Geophysics*, 40(6):1631–1653. ISSN 1573-0956. doi: 10.1007/s10712-019-09559-3. URL <https://doi.org/10.1007/s10712-019-09559-3>. Citado na pág. 59
- Cazenave et al.(2019)** Anny Cazenave, Ben Hamlington, Martin Horwath, Valentina R. Barletta, Jérôme Benveniste, Don Chambers, Petra Döll, Anna E. Hogg, Jean François Legeais, Mark Merrifield, Benoit Meyssignac, Garry Mitchum, Steve Nerem, Roland Pail, Hindumathi Palanisamy, Frank Paul, Karina von Schuckmann e Philip Thompson. Observational requirements for long-term monitoring of the global mean sea level and its components over the altimetry era. *Frontiers in Marine Science*, 6:582. ISSN 2296-7745. doi: 10.3389/fmars.2019.00582. URL <https://www.frontiersin.org/article/10.3389/fmars.2019.00582>. Citado na pág. 7, 11
- Cheng e Zhu(2018)** Lijing Cheng e Jiang Zhu. 2017 was the warmest year on record for the global ocean. *Advances in Atmospheric Sciences*, 35(3):261–263. ISSN 1861-9533. doi: 10.1007/s00376-018-8011-z. URL <https://doi.org/10.1007/s00376-018-8011-z>. Citado na pág. 6
- Cheng et al.(2019)** Lijing Cheng, John Abraham, Zeke Hausfather e Kevin E. Trenberth. How fast are the oceans warming? *Science*, 363(6423):128–129. ISSN 0036-8075. doi: 10.1126/science.aav7619. URL <https://science.sciencemag.org/content/363/6423/128>. Citado na pág. 3
- Cheng et al.(2020)** Lijing Cheng, John Abraham, Jiang Zhu, Kevin E. Trenberth, John Fasullo, Tim Boyer, Ricardo Locarnini, Bin Zhang, Fujiang Yu, Liying Wan, Xingrong Chen, Xiangzhou Song, Yulong Liu e Michael E. Mann. Record-setting ocean warmth continued in 2019. *Advances in Atmospheric Sciences*, 37(2):137–142. doi: 10.1007/s00376-020-9283-7. URL <https://doi.org/10.1007/s00376-020-9283-7>. Citado na pág. 6, 14
- Church e White(2011)** John A. Church e Neil J. White. Sea-level rise from the late 19th to the early 21st century. *Surveys in Geophysics*, 32(4):585–602. ISSN 1573-0956. doi: 10.1007/s10712-011-9119-1. URL <https://doi.org/10.1007/s10712-011-9119-1>. Citado na pág. 5, 15
- Church et al.(2013)** John A. Church, Neil J. White, Catia M. Domingues, Didier P. Monselesan e Elaine R. Miles. Sea-level and ocean heat-content change. Em Gerold Siedler, Stephen M. Griffies, John Gould e John A. Church, editors, *Ocean Circulation and Climate*, volume 103 of *International Geophysics*, páginas 697 – 725. Academic Press. doi: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-391851-2.00027-1>. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/B9780123918512000271>. Citado na pág. 4, 5, 6, 12, 15

- Danabasoglu(2019)** Gokhan Danabasoglu. Ncar cesm2-waccm model output prepared for cmip6 scenariomip ssp126, 2019. URL <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.10100>. Citado na pág. 93
- Danabasoglu et al.(2012)** Gokhan Danabasoglu, Susan C. Bates, Bruce P. Briegleb, Steven R. Jayne, Markus Jochum, William G. Large, Synte Peacock e Steve G. Yeager. The cesm4 ocean component. *Journal of Climate*, 25(5):1361–1389. doi: 10.1175/JCLI-D-11-00091.1. URL <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00091.1>. Citado na pág. 30, 76, 85
- Danabasoglu et al.(2016)** Gokhan Danabasoglu, Steve G. Yeager, Who M. Kim, Erik Behrens, Mats Bentsen, Daohua Bi, Arne Biastoch, Rainer Bleck, Claus Böning, Alexandra Bozec, Vittorio M. Canuto, Christophe Cassou, Eric Chassignet, Andrew C. Coward, Sergey Danilov, Nikolay Diansky, Helge Drange, Riccardo Farneti, Elodie Fernandez, Pier Giuseppe Fogli, Gael Forget, Yosuke Fujii, Stephen M. Griffies, Anatoly Gusev, Patrick Heimbach, Armando Howard, Mehmet Ilıcak, Thomas Jung, Alicia R. Karspeck, Maxwell Kelley, William G. Large, Anthony Leboissetier, Jianhua Lu, Gurvan Madec, Simon J. Marsland, Simona Masina, Antonio Navarra, A.J. George Nurser, Anna Pirani, Anastasia Romanou, David Salas y Mélia, Bonita L. Samuels, Markus Scheinert, Dmitry Sidorenko, Shan Sun, Anne-Marie Treguier, Hiroyuki Tsujino, Petteri Uotila, Sophie Valcke, Aurore Voldoire, Qiang Wang e Igor Yashayaev. North atlantic simulations in coordinated ocean-ice reference experiments phase ii (core-ii). part ii: Inter-annual to decadal variability. *Ocean Modelling*, 97:65 – 90. ISSN 1463-5003. doi: <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2015.11.007>. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1463500315002231>. Citado na pág. 34
- Delworth et al.(2012)** Thomas L. Delworth, Anthony Rosati, Whit Anderson, Alistair J. Adcroft, V. Balaji, Rusty Benson, Keith Dixon, Stephen M. Griffies, Hyun-Chul Lee, Ronald C. Pacanowski, Gabriel A. Vecchi, Andrew T. Wittenberg, Fanrong Zeng e Rong Zhang. Simulated climate and climate change in the gfdl cm2.5 high-resolution coupled climate model. *Journal of Climate*, 25(8):2755–2781. doi: 10.1175/JCLI-D-11-00316.1. URL <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00316.1>. Citado na pág. 85, 87
- Deser et al.(2010)** Clara Deser, Adam Phillips, Vincent Bourdette e Haiyan Teng. Uncertainty in climate change projections: the role of internal variability. *Climate Dynamics*, 38(3-4):527–546. doi: 10.1007/s00382-010-0977-x. URL <https://doi.org/10.1007/s00382-010-0977-x>. Citado na pág. 29, 70
- Deser et al.(2016)** Clara Deser, Laurent Terray e Adam S. Phillips. Forced and internal components of winter air temperature trends over north america during the past 50 years: Mechanisms and implications. *Journal of Climate*, 29(6):2237–2258. doi: 10.1175/JCLI-D-15-0304.1. URL <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0304.1>. Citado na pág. 34, 53, 74
- Deser et al.(2020)** Clara Deser, Adam S. Phillips, I. R. Simpson, N. Rosenbloom, D. Coleman, F. Lehner, A. Pendergrass, P. DiNezio e S. Stevenson. Isolating the evolving contributions of anthropogenic aerosols and greenhouse gases: A new cesm1 large ensemble community resource. *Journal of Climate*, 2(9):–. doi: 10.5065/D6RX99HX. Citado na pág. 44, 45
- Dix et al.(2019)** Martin Dix, Daohua Bi, Peter Dobrohotoff, Russell Fiedler, Ian Harman, Rachel Law, Chloe Mackallah, Simon Marsland, Siobhan O’Farrell, Harun Rashid, Jhan Srbinovsky, Arnold Sullivan, Claire Trenham, Peter Vohralik, Ian Watterson, Gareth Williams, Matthew Woodhouse, Roger Bodman, Fabio Boeira Dias, Catia Domingues, Nicholas Hannah, Aidan Heerdegen, Abhishek Savita, Scott Wales, Chris Allen, Kelsey Druken, Ben Evans, Clare Richards, Syazwan Mohamed Ridzwan, Dale Roberts, Jon Smillie, Kate Snow, Marshall Ward e Rui Yang. Csiro-arccss access-cm2 model output prepared for cmip6 scenariomip, 2019. URL <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.2285>. Citado na pág. 93
- Downes et al.(2017)** Stephanie M. Downes, Clothilde Langlais, Jordan P. Brook e Paul Spence. Regional Impacts of the Westerly Winds on Southern Ocean Mode and Intermediate Water Subduction. *Journal of Physical Oceanography*, 47(10):2521–2530. ISSN

- 0022-3670. doi: 10.1175/JPO-D-17-0106.1. URL <https://doi.org/10.1175/JPO-D-17-0106.1>. Citado na pág. 89
- Dunne et al.(2012)** John P. Dunne, Jasmin G. John, Alistair J. Adcroft, Stephen M. Griffies, Robert W. Hallberg, Elena Shevliakova, Ronald J. Stouffer, William Cooke, Krista A. Dunne, Matthew J. Harrison, John P. Krasting, Sergey L. Malyshev, P. C. D. Milly, Peter J. Phillipps, Lori T. Sentman, Bonita L. Samuels, Michael J. Spelman, Michael Winton, Andrew T. Wittenberg e Niki Zadeh. Gfdl's esm2 global coupled climate-carbon earth system models. part i: Physical formulation and baseline simulation characteristics. *Journal of Climate*, 25(19):6646–6665. doi: 10.1175/JCLI-D-11-00560.1. URL <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00560.1>. Citado na pág. 32, 93
- Eyring et al.(2016)** V. Eyring, S. Bony, G. A. Meehl, C. A. Senior, B. Stevens, R. J. Stouffer e K. E. Taylor. Overview of the coupled model intercomparison project phase 6 (cmip6) experimental design and organization. *Geoscientific Model Development*, 9(5):1937–1958. doi: 10.5194/gmd-9-1937-2016. URL <https://www.geosci-model-dev.net/9/1937/2016/>. Citado na pág. 16, 29, 49, 50, 53
- Falloon et al.(2014)** Pete Falloon, Andy Challinor, Suraje Dessai, Lan Hoang, Jill Johnson e Ann-Kristin Koehler. Ensembles and uncertainty in climate change impacts. *Frontiers in Environmental Science*, 2:33. ISSN 2296-665X. doi: 10.3389/fenvs.2014.00033. URL <https://www.frontiersin.org/article/10.3389/fenvs.2014.00033>. Citado na pág. 16
- Fasullo et al.(2016)** J. T. Fasullo, R. S. Nerem e B. Hamlington. Is the detection of accelerated sea level rise imminent? *Scientific Reports*, 6(1):1–7. ISSN 2045-2322. doi: 10.1038/srep31245. URL <https://doi.org/10.1038/srep31245>. Citado na pág. 82
- Fasullo e Gent(2017)** John T. Fasullo e Peter R. Gent. On the relationship between regional ocean heat content and sea surface height. *Journal of Climate*, 30(22):9195–9211. doi: 10.1175/JCLI-D-16-0920.1. URL <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0920.1>. Citado na pág. 16, 34
- Fasullo e Nerem(2018)** John T. Fasullo e R. Steven Nerem. Altimeter-era emergence of the patterns of forced sea-level rise in climate models and implications for the future. *Proceedings of the National Academy of Sciences*. ISSN 0027-8424. doi: 10.1073/pnas.1813233115. URL <https://www.pnas.org/content/early/2018/11/26/1813233115>. Citado na pág. 16, 53
- Fasullo et al.(2013)** John T. Fasullo, Carmen Boening, Felix W. Landerer e R. Steven Nerem. Australia's unique influence on global sea level in 2010–2011. *Geophysical Research Letters*, 40(16):4368–4373. doi: 10.1002/grl.50834. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/grl.50834>. Citado na pág. 13
- Flato et al.(2014)** Gregory Flato, Jochem Marotzke, Babatunde Abiodun, Pascale Braconnot, S Chan Chou, William Collins, Peter Cox, Fatima Driouech, Seita Emori, Veronika Eyring et al. Evaluation of climate models. Em *Climate change 2013: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, páginas 741–866. Cambridge University Press. Citado na pág. 16
- Forget e Ponte(2015)** Gaël Forget e Rui M. Ponte. The partition of regional sea level variability. *Progress in Oceanography*, 137:173 – 195. ISSN 0079-6611. doi: <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2015.06.002>. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0079661115001354>. Citado na pág. 23
- Fox-Kemper et al.(2019)** Baylor Fox-Kemper, Alistair Adcroft, Claus W. Böning, Eric P. Chassignet, Enrique Curchitser, Gokhan Danabasoglu, Carsten Eden, Matthew H. England, Rüdiger Gerdes, Richard J. Greatbatch, Stephen M. Griffies, Robert W. Hallberg, Emmanuel Hanert, Patrick Heimbach, Helene T. Hewitt, Christopher N. Hill, Yoshiki Komuro, Sonya Legg, Julien Le Sommer, Simona Masina, Simon J. Marsland,

- Stephen G. Penny, Fangli Qiao, Todd D. Ringler, Anne Marie Treguier, Hiroyuki Tsujino, Petteri Uotila e Stephen G. Yeager. Challenges and prospects in ocean circulation models. *Frontiers in Marine Science*, 6. doi: 10.3389/fmars.2019.00065. URL <https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00065>. Citado na pág. 16
- Frederikse et al.(2018)** Thomas Frederikse, Svetlana Jevrejeva, Riccardo E. M. Riva e Sönke Dangendorf. A consistent sea-level reconstruction and its budget on basin and global scales over 1958–2014. *Journal of Climate*, 31(3):1267–1280. doi: 10.1175/jcli-d-17-0502.1. URL <https://doi.org/10.1175/jcli-d-17-0502.1>. Citado na pág. 5
- Gardner et al.(2018)** A. S. Gardner, G. Moholdt, T. Scambos, M. Fahnestock, S. Ligtnerberg, M. van den Broeke e J. Nilsson. Increased west antarctic and unchanged east antarctic ice discharge over the last 7 years. *The Cryosphere*, 12(2):521–547. doi: 10.5194/tc-12-521-2018. URL <https://www.the-cryosphere.net/12/521/2018/>. Citado na pág. 6, 11
- Gettelman et al.(2019)** A. Gettelman, C. Hannay, J. T. Bacmeister, R. B. Neale, A. G. Pendergrass, G. Danabasoglu, J.-F. Lamarque, J. T. Fasullo, D. A. Bailey, D. M. Lawrence e M. J. Mills. High climate sensitivity in the community earth system model version 2 (cesm2). *Geophysical Research Letters*, 46(14):8329–8337. doi: 10.1029/2019GL083978. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2019GL083978>. Citado na pág. 93
- Gill e Niller(1973)** A.E. Gill e P.P. Niller. The theory of the seasonal variability in the ocean. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 20(2):141 – 177. ISSN 0011-7471. doi: [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(73\)90049-1](https://doi.org/10.1016/0011-7471(73)90049-1). URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0011747173900491>. Citado na pág. 76
- Giorgetta et al.(2013)** Marco A. Giorgetta, Johann Jungclauss, Christian H. Reick, Stephanie Legutke, Jürgen Bader, Michael Böttinger, Victor Brovkin, Traute Crueger, Monika Esch, Kerstin Fieg, Ksenia Glushak, Veronika Gayler, Helmuth Haak, Heinz-Dieter Hollweg, Tatiana Ilyina, Stefan Kinne, Luis Kornbluh, Daniela Matei, Thorsten Mauritsen, Uwe Mikolajewicz, Wolfgang Mueller, Dirk Notz, Felix Pithan, Thomas Raddatz, Sebastian Rast, Rene Redler, Erich Roeckner, Hauke Schmidt, Reiner Schnur, Joachim Segschneider, Katharina D. Six, Martina Stockhause, Claudia Timmreck, Jörg Wegner, Heinrich Widmann, Karl-H. Wieners, Martin Claussen, Jochem Marotzke e Bjorn Stevens. Climate and carbon cycle changes from 1850 to 2100 in mpi-esm simulations for the coupled model intercomparison project phase 5. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 5(3):572–597. ISSN 1942-2466. doi: 10.1002/jame.20038. URL <http://dx.doi.org/10.1002/jame.20038>. Citado na pág. 31
- Good et al.(2019)** Peter Good, Alistair Sellar, Yongming Tang, Steve Rumbold, Rich Ellis, Douglas Kelley e Till Kuhlbrodt. Mohc ukesm1.0-ll model output prepared for cmip6 scenariomip ssp245, 2019. URL <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.6339>. Citado na pág. 93
- Greatbatch(1994)** Richard J. Greatbatch. A note on the representation of steric sea level in models that conserve volume rather than mass. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 99(C6):12767–12771. ISSN 2156-2202. doi: 10.1029/94JC00847. URL <http://dx.doi.org/10.1029/94JC00847>. Citado na pág. 20, 78
- Gregory e Lowe(2000)** J. M. Gregory e J. A. Lowe. Predictions of global and regional sea-level rise using aogcms with and without flux adjustment. *Geophysical Research Letters*, 27(19):3069–3072. ISSN 1944-8007. doi: 10.1029/1999GL011228. URL <http://dx.doi.org/10.1029/1999GL011228>. Citado na pág. 78
- Gregory et al.(2013)** J. M. Gregory, N. J. White, J. A. Church, M. F. P. Bierkens, J. E. Box, M. R. van den Broeke, J. G. Cogley, X. Fettweis, E. Hanna, P. Huybrechts, L. F. Konikow, P. W. Leclercq, B. Marzeion, J. Oerlemans, M. E. Tamisiea, Y. Wada, L. M. Wake e R. S. W. van de Wal. Twentieth-century global-mean sea level rise: Is the whole greater than the sum of the parts? *Journal of Climate*, 26(13):4476–4499. doi: 10.1175/JCLI-D-12-00319.1. URL <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00319.1>. Citado na pág. 7, 15

- Gregory et al.(2019)** Jonathan M. Gregory, Stephen M. Griffies, Chris W. Hughes, Jason A. Lowe, John A. Church, Ichiro Fukumori, Natalya Gomez, Robert E. Kopp, Felix Landerer, Gonéri Le Cozannet, Rui M. Ponte, Detlef Stammer, Mark E. Tamisiea e Roderik S. W. van de Wal. Correction to: Concepts and terminology for sea level: Mean, variability and change, both local and global. *Surveys in Geophysics*, 40(6):1291–1292. ISSN 1573-0956. doi: 10.1007/s10712-019-09555-7. URL <https://doi.org/10.1007/s10712-019-09555-7>. Citado na pág. vii, viii, 17, 18, 19, 22
- Griffies et al.(2016)** S. M. Griffies, G. Danabasoglu, P. J. Durack, A. J. Adcroft, V. Balaji, C. W. Böning, E. P. Chassignet, E. Curchitser, J. Deshayes, H. Drange, B. Fox-Kemper, P. J. Gleckler, J. M. Gregory, H. Haak, R. W. Hallberg, P. Heimbach, H. T. Hewitt, D. M. Holland, T. Ilyina, J. H. Jungclaus, Y. Komuro, J. P. Krasting, W. G. Large, S. J. Marsland, S. Masina, T. J. McDougall, A. J. G. Nurser, J. C. Orr, A. Pirani, F. Qiao, R. J. Stouffer, K. E. Taylor, A. M. Treguier, H. Tsujino, P. Uotila, M. Valdivieso, Q. Wang, M. Winton e S. G. Yeager. Omip contribution to cmip6: experimental and diagnostic protocol for the physical component of the ocean model intercomparison project. *Geoscientific Model Development*, 9(9):3231–3296. doi: 10.5194/gmd-9-3231-2016. URL <https://www.geosci-model-dev.net/9/3231/2016/>. Citado na pág. 17, 20, 52, 76
- Griffies e Greatbatch(2012)** Stephen M. Griffies e Richard J. Greatbatch. Physical processes that impact the evolution of global mean sea level in ocean climate models. *Ocean Modelling*, 51:37–72. ISSN 1463-5003. doi: <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2012.04.003>. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1463500312000637>. Citado na pág. 21, 32, 76, 78, 84
- Griffies et al.(2014)** Stephen M. Griffies, Jianjun Yin, Paul J. Durack, Paul Goddard, Susan C. Bates, Erik Behrens, Mats Bentsen, Daohua Bi, Arne Biastoch, Claus W. Böning, Alexandra Bozec, Eric Chassignet, Gokhan Danabasoglu, Sergey Danilov, Catia M. Domingues, Helge Drange, Riccardo Farneti, Elodie Fernandez, Richard J. Greatbatch, David M. Holland, Mehmet Ilicak, William G. Large, Katja Lorzbacher, Jianhua Lu, Simon J. Marsland, Akhilesh Mishra, A.J. George Nurser, David Salas y Mélia, Jaime B. Palter, Bonita L. Samuels, Jens Schröter, Franziska U. Schwarzkopf, Dmitry Sidorenko, Anne Marie Treguier, Yu heng Tseng, Hiroyuki Tsujino, Petteri Uotila, Sophie Valcke, Aurore Voldoire, Qiang Wang, Michael Winton e Xuebin Zhang. An assessment of global and regional sea level for years 1993–2007 in a suite of interannual core-ii simulations. *Ocean Modelling*, 78:35–89. ISSN 1463-5003. doi: <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2014.03.004>. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1463500314000407>. Citado na pág. 12, 13, 16, 30, 76, 78, 83
- Griffies et al.(2015)** Stephen M. Griffies, Michael Winton, Whit G. Anderson, Rusty Benson, Thomas L. Delworth, Carolina O. Dufour, John P. Dunne, Paul Goddard, Adele K. Morrison, Anthony Rosati, Andrew T. Wittenberg, Jianjun Yin e Rong Zhang. Impacts on ocean heat from transient mesoscale eddies in a hierarchy of climate models. *Journal of Climate*, 28(3):952–977. doi: 10.1175/JCLI-D-14-00353.1. URL <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00353.1>. Citado na pág. 85, 87
- Gudmundsson et al.(2019)** G. Hilmar Gudmundsson, Fernando S. Paolo, Susheel Adusumilli e Helen A. Fricker. Instantaneous antarctic ice sheet mass loss driven by thinning ice shelves. *Geophysical Research Letters*, n/a(n/a). doi: 10.1029/2019GL085027. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2019GL085027>. Citado na pág. 11
- Haarsma et al.(2016)** R. J. Haarsma, M. J. Roberts, P. L. Vidale, C. A. Senior, A. Bellucci, Q. Bao, P. Chang, S. Corti, N. S. Fučkar, V. Guemas, J. von Hardenberg, W. Hazeleger, C. Kodama, T. Koenigk, L. R. Leung, J. Lu, J.-J. Luo, J. Mao, M. S. Mizielinski, R. Mizuta, P. Nobre, M. Satoh, E. Scoccimarro, T. Semmler, J. Small e J.-S. von Storch. High resolution model intercomparison project (highresmip v1.0) for cmip6. *Geoscientific Model Development*, 9(11):4185–4208. doi: 10.5194/gmd-9-4185-2016. URL <https://www.geosci-model-dev.net/9/4185/2016/>. Citado na pág. 16
- Hajima et al.(2019)** T. Hajima, M. Watanabe, A. Yamamoto, H. Tatebe, M. A. Noguchi, M. Abe, R. Ohgaito, A. Ito, D. Yamazaki, H. Okajima, A. Ito, K. Takata, K. Ogochi, S. Watanabe e M. Kawamiya. Description of the miroc-es2l earth system

- model and evaluation of its climate–biogeochemical processes and feedbacks. *Geoscientific Model Development Discussions*, 2019:1–73. doi: 10.5194/gmd-2019-275. URL <https://www.geosci-model-dev-discuss.net/gmd-2019-275/>. Citado na pág. 93
- Hallberg et al.(2013)** Robert Hallberg, Alistair Adcroft, John P. Dunne, John P. Krasting e Ronald J. Stouffer. Sensitivity of twenty-first-century global-mean steric sea level rise to ocean model formulation. *Journal of Climate*, 26(9):2947–2956. doi: 10.1175/JCLI-D-12-00506.1. URL <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00506.1>. Citado na pág. 85
- Han et al.(2017)** Weiqing Han, Gerald A. Meehl, Detlef Stammer, Aixue Hu, Benjamin Hamlington, Jessica Kenigson, Hindumathi Palanisamy e Philip Thompson. Spatial patterns of sea level variability associated with natural internal climate modes. *Surveys in Geophysics*, 38(1):217–250. ISSN 1573-0956. doi: 10.1007/s10712-016-9386-y. URL <https://doi.org/10.1007/s10712-016-9386-y>. Citado na pág. 13, 14, 15, 23, 34, 89
- Hartung et al.(2018)** K. Hartung, G. Svensson, H. Struthers, A.-L. Deppenmeier e W. Hazeleger. An ec-earth coupled atmosphere–ocean single-column model (aoscm.v1_ec-earth3) for studying coupled marine and polar processes. *Geoscientific Model Development*, 11(10):4117–4137. doi: 10.5194/gmd-11-4117-2018. URL <https://www.geosci-model-dev.net/11/4117/2018/>. Citado na pág. 93
- Hawkins e Sutton(2012)** E. Hawkins e R. Sutton. Time of emergence of climate signals. *Geophysical Research Letters*, 39(1). doi: 10.1029/2011GL050087. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2011GL050087>. Citado na pág. 34, 53
- Hawkins e Sutton(2009)** Ed Hawkins e Rowan Sutton. The Potential to Narrow Uncertainty in Regional Climate Predictions. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(8):1095–1108. ISSN 0003-0007. doi: 10.1175/2009BAMS2607.1. URL <https://doi.org/10.1175/2009BAMS2607.1>. Citado na pág. 67, 73, 74
- Hawkins et al.(2015)** Ed Hawkins, Robin S. Smith, Jonathan M. Gregory e David A. Stainforth. Irreducible uncertainty in near-term climate projections. *Climate Dynamics*, 46(11-12):3807–3819. doi: 10.1007/s00382-015-2806-8. URL <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2806-8>. Citado na pág. 29
- Hawkins et al.(2016)** Ed Hawkins, Robin S. Smith, Jonathan M. Gregory e David A. Stainforth. Irreducible uncertainty in near-term climate projections. *Climate Dynamics*, 46(11):3807–3819. ISSN 1432-0894. doi: 10.1007/s00382-015-2806-8. URL <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2806-8>. Citado na pág. 32, 53
- Hu e Bates(2018)** Aixue Hu e Susan C. Bates. Internal climate variability and projected future regional steric and dynamic sea level rise. *Nature Communications*, 9(1). doi: 10.1038/s41467-018-03474-8. URL <https://doi.org/10.1038/s41467-018-03474-8>. Citado na pág. 16, 34
- Hu e Deser(2013)** Aixue Hu e Clara Deser. Uncertainty in future regional sea level rise due to internal climate variability. *Geophysical Research Letters*, 40(11):2768–2772. ISSN 1944-8007. doi: 10.1002/grl.50531. URL <http://dx.doi.org/10.1002/grl.50531>. Citado na pág. 16, 34
- Hu et al.(2017)** Aixue Hu, Gerald A. Meehl, Detlef Stammer, Weiqing Han e Warren G. Strand. Role of perturbing ocean initial condition in simulated regional sea level change. *Water*, 9(6). ISSN 2073-4441. doi: 10.3390/w9060401. URL <http://www.mdpi.com/2073-4441/9/6/401>. Citado na pág. 23
- Hu et al.(2020)** Shijian Hu, Janet Sprintall, Cong Guan, Michael J. McPhaden, Fan Wang, Dunxin Hu e Wenju Cai. Deep-reaching acceleration of global mean ocean circulation over the past two decades. *Science Advances*, 6(6). doi: 10.1126/sciadv.aax7727. URL <https://advances.sciencemag.org/content/6/6/eaax7727>. Citado na pág. 14

- IPCC(2013)** IPCC. Climate change 2013: The physical science basis. contribution of working group i to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. *Cambridge University Press*, página 1535pp. Citado na pág. 5
- Jungclaus et al.(2013)** J. H. Jungclaus, N. Fischer, H. Haak, K. Lohmann, J. Marotzke, D. Matei, U. Mikolajewicz, D. Notz e J. S. von Storch. Characteristics of the ocean simulations in the max planck institute ocean model (mpiom) the ocean component of the mpi-earth system model. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 5(2):422–446. doi: 10.1002/jame.20023. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/jame.20023>. Citado na pág. 93
- Kawai et al.(2019)** H. Kawai, S. Yukimoto, T. Koshiro, N. Oshima, T. Tanaka, H. Yoshimura e R. Nagasawa. Significant improvement of cloud representation in the global climate model mri-esm2. *Geoscientific Model Development*, 12(7):2875–2897. doi: 10.5194/gmd-12-2875-2019. URL <https://gmd.copernicus.org/articles/12/2875/2019/>. Citado na pág. 93
- Kay et al.(2015)** J. E. Kay, C. Deser, A. Phillips, A. Mai, C. Hannay, G. Strand, J. M. Arblaster, S. C. Bates, G. Danabasoglu, J. Edwards, M. Holland, P. Kushner, J.-F. Lamarque, D. Lawrence, K. Lindsay, A. Middleton, E. Munoz, R. Neale, K. Oleson, L. Polvani e M. Vertenstein. The community earth system model (cesm) large ensemble project: A community resource for studying climate change in the presence of internal climate variability. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96(8):1333–1349. doi: 10.1175/BAMS-D-13-00255.1. URL <http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-D-13-00255.1>. Citado na pág. 16, 30, 53, 93
- Konikow(2011)** Leonard F. Konikow. Contribution of global groundwater depletion since 1900 to sea-level rise. *Geophysical Research Letters*, 38(17). doi: 10.1029/2011GL048604. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2011GL048604>. Citado na pág. 10
- Kopp et al.(2019)** Robert E. Kopp, Elisabeth A. Gilmore, Christopher M. Little, Jorge Lorenzo-Trueba, Victoria C. Ramenzoni e William V. Sweet. Usable science for managing the risks of sea-level rise. *Earth's Future*, n/a(n/a). doi: 10.1029/2018EF001145. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2018EF001145>. Citado na pág. vii, 6, 8
- Kriegler et al.(2017)** Elmar Kriegler, Nico Bauer, Alexander Popp, Florian Humpenöder, Marian Leimbach, Jessica Strefler, Lavinia Baumstark, Benjamin Leon Bodirsky, Jérôme Hilaire, David Klein, Ioanna Mouratiadou, Isabelle Weindl, Christoph Bertram, Jan-Philipp Dietrich, Gunnar Luderer, Michaja Pehl, Robert Pietzcker, Franziska Piontek, Hermann Lotze-Campen, Anne Biewald, Markus Bonsch, Anastasis Giannousakis, Ulrich Kreidenweis, Christoph Müller, Susanne Rolinski, Anselm Schultes, Jana Schwannitz, Miodrag Stevanovic, Katherine Calvin, Johannes Emmerling, Shinichiro Fujimori e Ottmar Edenhofer. Fossil-fueled development (ssp5): An energy and resource intensive scenario for the 21st century. *Global Environmental Change*, 42:297 – 315. ISSN 0959-3780. doi: <https://doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2016.05.015>. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0959378016300711>. Citado na pág. 52
- Lambeck et al.(2014)** Kurt Lambeck, Hélène Rouby, Anthony Purcell, Yiyang Sun e Malcolm Sambridge. Sea level and global ice volumes from the last glacial maximum to the holocene. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(43):15296–15303. ISSN 0027-8424. doi: 10.1073/pnas.1411762111. URL <https://www.pnas.org/content/111/43/15296>. Citado na pág. 9
- Landerer et al.(2007)** Felix W. Landerer, Johann H. Jungclaus e Jochem Marotzke. Regional dynamic and steric sea level change in response to the ipcc-a1b scenario. *Journal of Physical Oceanography*, 37(2):296–312. doi: 10.1175/JPO3013.1. URL <https://doi.org/10.1175/JPO3013.1>. Citado na pág. 80, 82
- Lehner et al.(2020)** F. Lehner, C. Deser, N. Maher, J. Marotzke, E. M. Fischer, L. Brunner, R. Knutti e E. Hawkins. Partitioning climate projection uncertainty with multiple large ensembles and cmip5/6. *Earth System Dynamics*, 11(2):491–508. doi: 10.5194/esd-11-491-2020. URL <https://esd.copernicus.org/articles/11/491/2020/>. Citado na pág. 67, 70, 73

- Levermann et al.(2005)** Anders Levermann, Alexa Griesel, Matthias Hofmann, Marisa Montoya e Stefan Rahmstorf. Dynamic sea level changes following changes in the thermohaline circulation. *Climate Dynamics*, 24(4):347–354. ISSN 1432-0894. doi: 10.1007/s00382-004-0505-y. URL <https://doi.org/10.1007/s00382-004-0505-y>. Citado na pág. 23
- Li et al.(2019)** F. Li, Y. J. Orsolini, N. Keenlyside, M.-L. Shen, F. Counillon e Y. G. Wang. Impact of snow initialization in subseasonal-to-seasonal winter forecasts with the norwegian climate prediction model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124(17-18):10033–10048. doi: 10.1029/2019JD030903. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2019JD030903>. Citado na pág. 93
- Li et al.(2016)** Juan Li, Wei Tan, Meixiang Chen, Juncheng Zuo e Yiqiu Yang. The regional patterns of the global dynamic and steric sea level variation in twenty-first century projections. *Global and Planetary Change*, 146:133 – 139. ISSN 0921-8181. doi: <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.10.005>. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0921818115300758>. Citado na pág. 23
- Liu e Xie(2018)** Wei Liu e Shang-Ping Xie. An ocean view of the global surface warming hiat. *Oceanography*, 31(2). doi: 10.5670/oceanog.2018.217. URL <https://doi.org/10.5670/oceanog.2018.217>. Citado na pág. 4
- Liu et al.(2016)** Wei Liu, Shang-Ping Xie e Jian Lu. Tracking ocean heat uptake during the surface warming hiatus. *Nature Communications*, 7(1). doi: 10.1038/ncomms10926. URL <https://doi.org/10.1038/ncomms10926>. Citado na pág. 4
- Llovel et al.(2019)** William Llovel, S. Purkey, B. Meyssignac, A. Blazquez, N. Kolodziejczyk e J. Bamber. Global ocean freshening, ocean mass increase and global mean sea level rise over 2005-2015. *Scientific Reports*, 9(1):17717. ISSN 2045-2322. doi: 10.1038/s41598-019-54239-2. URL <https://doi.org/10.1038/s41598-019-54239-2>. Citado na pág. 11
- Lorenz(1965)** Edward N. Lorenz. A study of the predictability of a 28-variable atmospheric model. *Tellus*, 17(3):321–333. doi: 10.3402/tellusa.v17i3.9076. URL <https://doi.org/10.3402/tellusa.v17i3.9076>. Citado na pág. 52
- Luijendijk et al.(2018)** Arjen Luijendijk, Gerben Hagenars, Roshanka Ranasinghe, Fedor Baart, Gennadii Donchyts e Stefan Aarninkhof. The state of the world’s beaches. *Scientific Reports*, 8(1):6641. Citado na pág. 3
- Maher et al.(2019)** Nicola Maher, Sebastian Milinski, Laura Suarez-Gutierrez, Michael Botzet, Mikhail Dobrynin, Luis Kornbluh, Jürgen Kröger, Yohei Takano, Rohit Ghosh, Christopher Hedemann, Chao Li, Hongmei Li, Elisa Manzini, Dirk Notz, Dian Putrasahan, Lena Boysen, Martin Claussen, Tatiana Ilyina, Dirk Olonscheck, Thomas Raddatz, Bjorn Stevens e Jochem Marotzke. The max planck institute grand ensemble: Enabling the exploration of climate system variability. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11(7):2050–2069. doi: 10.1029/2019MS001639. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2019MS001639>. Citado na pág. viii, 31, 32, 93
- McDougall e Barker(2011)** Trevor J McDougall e Paul M Barker. *Getting started with TEOS-10 and the Gibbs Seawater (GSW) Oceanographic Toolbox*. SCOR/IAPSO WG127. ISBN 978-0-646-55621-5. Citado na pág. xiii, 20, 79, 83
- Medhaug et al.(2017)** Iselin Medhaug, Martin B. Stolpe, Erich M. Fischer e Reto Knutti. Reconciling controversies about the ‘global warming hiatus’. *Nature*, 545(7652):41–47. doi: 10.1038/nature22315. URL <https://doi.org/10.1038/nature22315>. Citado na pág. 4
- Melet e Meyssignac(2015)** Angélique Melet e Benoit Meyssignac. Explaining the spread in global mean thermosteric sea level rise in cmip5 climate models. *Journal of Climate*, 28(24): 9918–9940. doi: 10.1175/JCLI-D-15-0200.1. URL <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0200.1>. Citado na pág. 23

- Menviel et al.(2018)** L. Menviel, P. Spence, J. Yu, M. A. Chamberlain, R. J. Matear, K. J. Meissner e M. H. England. Southern hemisphere westerlies as a driver of the early deglacial atmospheric co2 rise. *Nature Communications*, 9(1):2503. ISSN 2041-1723. doi: 10.1038/s41467-018-04876-4. URL <https://doi.org/10.1038/s41467-018-04876-4>. Citado na pág. 89
- Meyssignac et al.(2017)** B. Meyssignac, A. B. A Slangen, A. Melet, J. A. Church, X. Fettweis, B. Marzeion, C. Agosta, S. R. M. Ligtenberg, G. Spada, K. Richter, M. D. Palmer, C. D. Roberts e N. Champollion. Evaluating model simulations of twentieth-century sea-level rise. part ii: Regional sea-level changes. *Journal of Climate*, 30(21):8565–8593. doi: 10.1175/JCLI-D-17-0112.1. URL <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0112.1>. Citado na pág. 15
- Munk(2002)** Walter Munk. Twentieth century sea level: An enigma. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 99(10):6550–6555. ISSN 0027-8424. doi: 10.1073/pnas.092704599. URL <http://www.pnas.org/content/99/10/6550>. Citado na pág. 3
- Munk(2003)** Walter Munk. Ocean freshening, sea level rising. *Science*, 300(5628):2041–2043. ISSN 0036-8075. doi: 10.1126/science.1085534. URL <http://science.sciencemag.org/content/300/5628/2041>. Citado na pág. 15
- NASA/GISS(2018)** NASA/GISS. Nasa-giss giss-e2.1g model output prepared for cmip6 ismip6, 2018. URL <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.2066>. Citado na pág. 93
- Nerem et al.(2018)** R. S. Nerem, B. D. Beckley, J. T. Fasullo, B. D. Hamlington, D. Masters e G. T. Mitchum. Climate-change–driven accelerated sea-level rise detected in the altimeter era. *Proceedings of the National Academy of Sciences*. ISSN 0027-8424. doi: 10.1073/pnas.1717312115. URL <http://www.pnas.org/content/early/2018/02/06/1717312115>. Citado na pág. 5
- Nowicki et al.(2016)** S. M. J. Nowicki, A. Payne, E. Larour, H. Seroussi, H. Goelzer, W. Lipscomb, J. Gregory, A. Abe-Ouchi e A. Shepherd. Ice sheet model intercomparison project (ismip6) contribution to cmip6. *Geoscientific Model Development*, 9(12):4521–4545. doi: 10.5194/gmd-9-4521-2016. URL <https://www.geosci-model-dev.net/9/4521/2016/>. Citado na pág. 16
- O’Neill et al.(2016)** B. C. O’Neill, C. Tebaldi, D. P. van Vuuren, V. Eyring, P. Friedlingstein, G. Hurtt, R. Knutti, E. Kriegler, J.-F. Lamarque, J. Lowe, G. A. Meehl, R. Moss, K. Riahi e B. M. Sanderson. The scenario model intercomparison project (scenariomip) for cmip6. *Geoscientific Model Development*, 9(9):3461–3482. doi: 10.5194/gmd-9-3461-2016. URL <https://gmd.copernicus.org/articles/9/3461/2016/>. Citado na pág. 49, 50
- Oppenheimer et al.(2019)** M. Oppenheimer, B.C. Glavovic, J. Hinkel, R. van de Wal, A.K. Magnan, A. Abd-Elgawad, R. Cai, M. CifuentesJara, R.M. DeConto, T. Ghosh, J. Hay, F. Isla, B. Marzeion, B. Meyssignac e Z. Sebesvari. *Sea Level Rise and Implications for Low Lying Islands, Coasts and Communities*. In: IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate. [H.-O. Portner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegria, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer (eds.)]. In press. Citado na pág. 6, 17
- Palmer e McNeall(2014)** M D Palmer e D J McNeall. Internal variability of earth’s energy budget simulated by cmip5 climate models. *Environmental Research Letters*, 9(3):034016. URL <http://stacks.iop.org/1748-9326/9/i=3/a=034016>. Citado na pág. 23
- Paolo et al.(2015)** Fernando S. Paolo, Helen A. Fricker e Laurie Padman. Volume loss from antarctic ice shelves is accelerating. *Science*, 348(6232):327–331. ISSN 0036-8075. doi: 10.1126/science.aaa0940. URL <http://science.sciencemag.org/content/348/6232/327>. Citado na pág. 6
- Peltier et al.(2015)** W. R. Peltier, D. F. Argus e R. Drummond. Space geodesy constrains ice age terminal deglaciation: The global ice-6g_c (vm5a) model. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(1):450–487. doi: 10.1002/2014JB011176. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2014JB011176>. Citado na pág. 9

- Penduff et al.(2011)** Thierry Penduff, Mélanie Juza, Bernard Barnier, Jan Zika, William K. Dewar, Anne-Marie Treguier, Jean-Marc Molines e Nicole Audiffren. Sea level expression of intrinsic and forced ocean variabilities at interannual time scales. *Journal of Climate*, 24(21):5652–5670. doi: 10.1175/JCLI-D-11-00077.1. URL <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00077.1>. Citado na pág. 87
- Piecuch e Ponte(2011)** C. G. Piecuch e R. M. Ponte. Mechanisms of interannual steric sea level variability. *Geophysical Research Letters*, 38(15). doi: 10.1029/2011GL048440. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2011GL048440>. Citado na pág. 85, 86
- Piecuch e Ponte(2014)** Christopher G. Piecuch e Rui M. Ponte. Mechanisms of Global-Mean Steric Sea Level Change. *Journal of Climate*, 27(2):824–834. ISSN 0894-8755. doi: 10.1175/JCLI-D-13-00373.1. URL <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00373.1>. Citado na pág. 85
- Purkey e Johnson(2010)** Sarah G. Purkey e Gregory C. Johnson. Warming of global abyssal and deep southern ocean waters between the 1990s and 2000s: Contributions to global heat and sea level rise budgets. *Journal of Climate*, 23(23):6336–6351. doi: 10.1175/2010JCLI3682.1. URL <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3682.1>. Citado na pág. 13
- Purkey e Johnson(2013)** Sarah G. Purkey e Gregory C. Johnson. Antarctic bottom water warming and freshening: Contributions to sea level rise, ocean freshwater budgets, and global heat gain. *Journal of Climate*, 26(16):6105–6122. doi: 10.1175/JCLI-D-12-00834.1. URL <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00834.1>. Citado na pág. 12
- Purkey et al.(2019)** Sarah G. Purkey, Gregory C. Johnson, Lynne D. Talley, Bernadette M. Sloyan, Susan E. Wijffels, William Smethie, Sabine Mecking e Katsuro Katsumata. Unabated bottom water warming and freshening in the south pacific ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 124(3):1778–1794. doi: 10.1029/2018JC014775. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2018JC014775>. Citado na pág. 80, 82
- Riahi et al.(2011)** Keywan Riahi, Shilpa Rao, Volker Krey, Cheolhung Cho, Vadim Chirkov, Guenther Fischer, Georg Kindermann, Nebojsa Nakicenovic e Peter Rafaj. Rcp 8.5—a scenario of comparatively high greenhouse gas emissions. *Climatic Change*, 109(1):33. ISSN 1573-1480. doi: 10.1007/s10584-011-0149-y. URL <https://doi.org/10.1007/s10584-011-0149-y>. Citado na pág. 5, 29
- Riahi et al.(2017)** Keywan Riahi, Detlef P. van Vuuren, Elmar Kriegler, Jae Edmonds, Brian C. O'Neill, Shinichiro Fujimori, Nico Bauer, Katherine Calvin, Rob Dellink, Oliver Fricko, Wolfgang Lutz, Alexander Popp, Jesus Crespo Cuaresma, Samir KC, Marian Leimbach, Leiwen Jiang, Tom Kram, Shilpa Rao, Johannes Emmerling, Kristie Ebi, Tomoko Hasegawa, Petr Havlik, Florian Humpenöder, Lara Aleluia Da Silva, Steve Smith, Elke Stehfest, Valentina Bosetti, Jiyong Eom, David Gernaat, Toshihiko Masui, Joeri Rogelj, Jessica Strefler, Laurent Drouet, Volker Krey, Gunnar Luderer, Mathijs Harmsen, Kiyoshi Takahashi, Lavinia Baumstark, Jonathan C. Doelman, Mikiko Kainuma, Zbigniew Klimont, Giacomo Marangoni, Hermann Lotze-Campen, Michael Obersteiner, Andrzej Tabeau e Massimo Tavoni. The shared socioeconomic pathways and their energy, land use, and greenhouse gas emissions implications: An overview. *Global Environmental Change*, 42:153 – 168. ISSN 0959-3780. doi: <https://doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2016.05.009>. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0959378016300681>. Citado na pág. 51
- Rignot et al.(2019)** Eric Rignot, Jérémie Mouginot, Bernd Scheuchl, Michiel van den Broeke, Melchior J. van Wessem e Mathieu Morlighem. Four decades of antarctic ice sheet mass balance from 1979–2017. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 116(4):1095–1103. ISSN 0027-8424. doi: 10.1073/pnas.1812883116. URL <https://www.pnas.org/content/116/4/1095>. Citado na pág. 11
- Roberts(2017)** Malcolm Roberts. Mhcg hadgem3-gc31-ll model output prepared for cmip6 highresmp, 2017. URL <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.1901>. Citado na pág. 93

- Rodgers et al.(2015)** K. B. Rodgers, J. Lin e T. L. Frölicher. Emergence of multiple ocean ecosystem drivers in a large ensemble suite with an earth system model. *Biogeosciences*, 12(11):3301–3320. doi: 10.5194/bg-12-3301-2015. URL <https://www.biogeosciences.net/12/3301/2015/>. Citado na pág. 32
- Rong et al.(2018)** Xinyao Rong, Jian Li, Haoming Chen, Yufei Xin, Jingzhi Su, Lijuan Hua, Tianjun Zhou, Yanjun Qi, Zhengqiu Zhang, Guo Zhang e Jianduo Li. The cams climate system model and a basic evaluation of its climatology and climate variability simulation. *Journal of Meteorological Research*, 32(6):839–861. ISSN 2198-0934. doi: 10.1007/s13351-018-8058-x. URL <https://doi.org/10.1007/s13351-018-8058-x>. Citado na pág. 93
- Semmler et al.(2018)** Tido Semmler, Sergey Danilov, Thomas Rackow, Dmitry Sidorenko, Dirk Barbi, Jan Hegewald, Dmitri Sein, Qiang Wang e Thomas Jung. Awi awi-cm1.1mr model output prepared for cmip6 cmip, 2018. URL <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.359>. Citado na pág. 93
- Slangen et al.(2015)** Aimée B. A. Slangen, John A. Church, Xuebin Zhang e Didier P. Monselesan. The sea level response to external forcings in historical simulations of cmip5 climate models. *Journal of Climate*, 28(21):8521–8539. doi: 10.1175/JCLI-D-15-0376.1. URL <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0376.1>. Citado na pág. 15
- Slangen et al.(2017)** Aimée B. A. Slangen, Benoit Meyssignac, Cecile Agosta, Nicolas Champollion, John A. Church, Xavier Fettweis, Stefan R. M. Ligtenberg, Ben Marzeion, Angelique Melet, Matthew D. Palmer, Kristin Richter, Christopher D. Roberts e Giorgio Spada. Evaluating model simulations of twentieth-century sea level rise. part i: Global mean sea level change. *Journal of Climate*, 30(21):8539–8563. doi: 10.1175/JCLI-D-17-0110.1. URL <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0110.1>. Citado na pág. 13, 15
- Spence et al.(2017)** P. Spence, R. M. Holmes, A. M. Hogg, S. M. Griffies, K. D. Stewart e M. H. England. Localized rapid warming of West Antarctic subsurface waters by remote winds. *Nature Climate Change*, 7:595–603. doi: 10.1038/nclimate3335. URL <http://dx.doi.org/10.1038/nclimate3335>. Citado na pág. 23
- Stammer et al.(2013)** Detlef Stammer, Anny Cazenave, Rui M. Ponte e Mark E. Tamisiea. Causes for contemporary regional sea level changes. *Annual Review of Marine Science*, 5(1):21–46. doi: 10.1146/annurev-marine-121211-172406. URL <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-121211-172406>. PMID: 22809188. Citado na pág. 14
- Swart et al.(2019)** N. C. Swart, J. N. S. Cole, V. V. Kharin, M. Lazare, J. F. Scinocca, N. P. Gillett, J. Anstey, V. Arora, J. R. Christian, S. Hanna, Y. Jiao, W. G. Lee, F. Majaess, O. A. Saenko, C. Seiler, C. Seinen, A. Shao, L. Solheim, K. von Salzen, D. Yang e B. Winter. The canadian earth system model version 5 (canesm5.0.3). *Geoscientific Model Development Discussions*, 2019:1–68. doi: 10.5194/gmd-2019-177. URL <https://www.geosci-model-dev-discuss.net/gmd-2019-177/>. Citado na pág. x, 16, 49, 54, 93
- Séférian et al.()** R. Séférian, P. Nabat, M. Michou, D. Saint-Martin, A. Voldoire, J. Colin, B. Decharme, C. Delire, S. Berthet, M. Chevallier, S. Sénési, L. Franchisteguy, J. Vial, M. Mallet, E. Joetzjer, O. Geoffroy, J.-F. Guérémy, M.-P. Moine, R. Msadek, A. Ribes, M. Rocher, R. Roehrig, D. Salas-y Mélia, E. Sanchez, L. Terray, S. Valcke, R. Waldman, O. Aumont, L. Bopp, J. Deshayes, C. Éthé e G. Madec. Evaluation of cnrm earth-system model, cnrm-esm 2-1: role of earth system processes in present-day and future climate. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, n/a(n/a). doi: 10.1029/2019MS001791. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2019MS001791>. Citado na pág. 93
- Tabé(2019)** Tammy Tabé. Climate change migration and displacement: Learning from past relocations in the pacific. *Social Sciences*, 8(7):218. doi: 10.3390/socsci8070218. URL <https://doi.org/10.3390/socsci8070218>. Citado na pág. 3

- Tamisiea e Mitrovica(2011)** Mark Tamisiea e Jerry Mitrovica. The moving boundaries of sea level change: Understanding the origins of geographic variability. *Oceanography*, 24(2): 24–39. doi: 10.5670/oceanog.2011.25. URL <https://doi.org/10.5670/oceanog.2011.25>. Citado na pág. 9
- Tatebe et al.(2019)** H. Tatebe, T. Ogura, T. Nitta, Y. Komuro, K. Ogochi, T. Takemura, K. Sudo, M. Sekiguchi, M. Abe, F. Saito, M. Chikira, S. Watanabe, M. Mori, N. Hirota, Y. Kawatani, T. Mochizuki, K. Yoshimura, K. Takata, R. O’ishi, D. Yamazaki, T. Suzuki, M. Kurogi, T. Kataoka, M. Watanabe e M. Kimoto. Description and basic evaluation of simulated mean state, internal variability, and climate sensitivity in miroc6. *Geoscientific Model Development*, 12(7):2727–2765. doi: 10.5194/gmd-12-2727-2019. URL <https://www.geosci-model-dev.net/12/2727/2019/>. Citado na pág. 93
- Taylor et al.(2012)** Karl E. Taylor, Ronald J. Stouffer e Gerald A. Meehl. An overview of cmip5 and the experiment design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(4):485–498. doi: 10.1175/BAMS-D-11-00094.1. URL <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1>. Citado na pág. 28, 29
- Tokarska et al.(2019)** Katarzyna B Tokarska, Gabriele C Hegerl, Andrew P Schurer, Aurélien Ribes e John T Fasullo. Quantifying human contributions to past and future ocean warming and thermosteric sea level rise. *Environmental Research Letters*, 14(7):074020. doi: 10.1088/1748-9326/ab23c1. URL <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab23c1>. Citado na pág. 67
- Vinther et al.(2009)** B. M. Vinther, S. L. Buchardt, H. B. Clausen, D. Dahl-Jensen, S. J. Johnsen, D. A. Fisher, R. M. Koerner, D. Raynaud, V. Lipenkov, K. K. Andersen, T. Blunier, S. O. Rasmussen, J. P. Steffensen e A. M. Svensson. Holocene thinning of the greenland ice sheet. *Nature*, 461(7262):385–388. doi: 10.1038/nature08355. URL <https://doi.org/10.1038/nature08355>. Citado na pág. 11
- Voltaire et al.(2019)** A. Voltaire, D. Saint-Martin, S. Sényesi, B. Decharme, A. Alias, M. Chevallier, J. Colin, J.-F. Guérémy, M. Michou, M.-P. Moine, P. Nabat, R. Roehrig, D. Salas y Méliá, R. Séférian, S. Valcke, I. Beau, S. Belamari, S. Berthet, C. Cassou, J. Cattiaux, J. Deshayes, H. Douville, C. Ethé, L. Franchistéguy, O. Geoffroy, C. Lévy, G. Madec, Y. Meurdesoif, R. Msadek, A. Ribes, E. Sanchez-Gomez, L. Terray e R. Waldman. Evaluation of cmip6 deck experiments with cnrm-cm6-1. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11(7):2177–2213. doi: 10.1029/2019MS001683. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2019MS001683>. Citado na pág. 93
- Volodin et al.(2018)** Evgenii M Volodin, Evgeny V Mortikov, Sergey V Kostykin, Vener Ya Galin, Vasily N Lykossov, Andrey S Gritsun, Nikolay A Diansky, Anatoly V Gusev, Nikolay G Iakovlev, Anna A Shestakova et al. Simulation of the modern climate using the inm-cm48 climate model. *Russian Journal of Numerical Analysis and Mathematical Modelling*, 33(6):367–374. doi: 10.1515/rnam-2018-0032. URL <https://doi.org/10.1515/rnam-2018-0032>. Citado na pág. 93
- Vousdoukas et al.(2020)** Michalis I. Vousdoukas, Roshanka Ranasinghe, Lorenzo Mentaschi, Theocharis A. Plomaritis, Panagiotis Athanasiou, Arjen Luijendijk e Luc Feyen. Sandy coastlines under threat of erosion. *Nature Climate Change*, 10(3):260–263. doi: 10.1038/s41558-020-0697-0. URL <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0697-0>. Citado na pág. 3
- Wada et al.(2012)** Yoshihide Wada, Ludovicus P. H. van Beek, Frederiek C. Sperna Weiland, Benjamin F. Chao, Yun-Hao Wu e Marc F. P. Bierkens. Past and future contribution of global groundwater depletion to sea-level rise. *Geophysical Research Letters*, 39(9). doi: 10.1029/2012GL051230. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2012GL051230>. Citado na pág. 10
- Wada et al.(2016)** Yoshihide Wada, John T. Reager, Benjamin F. Chao, Jida Wang, Min-Hui Lo, Chunqiao Song, Yuwen Li e Alex S. Gardner. Recent changes in land water storage and its contribution to sea level variations. *Surveys in Geophysics*, 38(1):131–152. doi: 10.1007/s10712-016-9399-6. URL <https://doi.org/10.1007/s10712-016-9399-6>. Citado na pág. 10

- WCRP-Group(2018)** WCRP-Group. Global sea-level budget 1993–present. *Earth System Science Data*, 10(3):1551–1590. doi: 10.5194/essd-10-1551-2018. URL <https://www.earth-syst-sci-data.net/10/1551/2018/>. Citado na pág. 7, 9, 13
- Woodworth et al.(2019)** Philip L. Woodworth, Angélique Melet, Marta Marcos, Richard D. Ray, Guy Wöppelmann, Yoshi N. Sasaki, Mauro Cirano, Angela Hibbert, John M. Huthnance, Sebastià Monserrat e Mark A. Merrifield. Forcing factors affecting sea level changes at the coast. *Surveys in Geophysics*. ISSN 1573-0956. doi: 10.1007/s10712-019-09531-1. URL <https://doi.org/10.1007/s10712-019-09531-1>. Citado na pág. vii, 7
- Wu et al.(2019)** T. Wu, Y. Lu, Y. Fang, X. Xin, L. Li, W. Li, W. Jie, J. Zhang, Y. Liu, L. Zhang, F. Zhang, Y. Zhang, F. Wu, J. Li, M. Chu, Z. Wang, X. Shi, X. Liu, M. Wei, A. Huang, Y. Zhang e X. Liu. The beijing climate center climate system model (bcc-csm): the main progress from cmip5 to cmip6. *Geoscientific Model Development*, 12(4): 1573–1600. doi: 10.5194/gmd-12-1573-2019. URL <https://www.geosci-model-dev.net/12/1573/2019/>. Citado na pág. 93
- Yin(2015)** Jianjun Yin. Initializing sea level. *Nature Climate Change*, 5(4):301–302. doi: 10.1038/nclimate2589. URL <https://doi.org/10.1038/nclimate2589>. Citado na pág. 6, 16
- Yin(2012)** Jianjun Yin. Century to multi-century sea level rise projections from cmip5 models. *Geophysical Research Letters*, 39(17):n/a–n/a. ISSN 1944-8007. doi: 10.1029/2012GL052947. URL <http://dx.doi.org/10.1029/2012GL052947>. L17709. Citado na pág. 14
- Zhou et al.(2018)** TianJun Zhou, Bin Wang, YongQiang Yu, YiMin Liu, WeiPeng Zheng, LiJuan Li, Bo Wu, PengFei Lin, Zhun Guo, WenMin Man, Qing Bao, AnMin Duan, HaiLong Liu, XiaoLong Chen, Bian He, JianDong Li, LiWei Zou, XiaoCong Wang, LiXia Zhang, Yong Sun e WenXia Zhang. The fgoals climate system model as a modeling tool for supporting climate sciences: An overview. *Earth and Planetary Physics*, 2(4):276–291. doi: 10.26464/epp2018026. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.26464/epp2018026>. Citado na pág. 93