

DOUGLAS DA SILVA LINDEMANN

**ALTERAÇÕES ATMOSFÉRICAS E OCEÂNICAS DURANTE O SUPER-
INTERGLACIAL MARINE ISOTOPE STAGE 31**

Tese apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia Aplicada, para obtenção do título de Doctor Scientiae.

VIÇOSA
MINAS GERAIS – BRASIL
2016

Ficha catalográfica preparada pela Biblioteca Central da Universidade Federal de Viçosa - Campus Viçosa

T

L743a Lindemann, Douglas da Silva, 1985-
2016 Alterações atmosféricas e oceânicas durante o super-interglacial
Marine Isotope Stage 31 / Douglas da Silva Lindemann. - Viçosa, MG,
2016.
xv, 128f. : il. (algumas color.) ; 29 cm.

Orientador: Flávio Barbosa Justino.
Tese (doutorado) - Universidade Federal de Viçosa.
Inclui bibliografia.

1. Climatologia. 2. Clima - Simulação por computador. 3. Período glacial - Pleistoceno. 4. Mudanças climáticas. I. Universidade Federal de Viçosa. Departamento de Engenharia Agrícola. Programa de Pós-graduação em Meteorologia Agrícola. II. Título.

CDD 22. ed. 551.6

DOUGLAS DA SILVA LINDEMANN

**ALTERAÇÕES ATMOSFÉRICAS E OCEÂNICAS DURANTE O SUPER-
INTERGLACIAL MARINE ISOTOPE STAGE 31**

Tese apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia Aplicada, para obtenção do título de *Doctor Scientiae*.

APROVADA: 16 de fevereiro de 2016.

 Henderson Silva Wanderley	 Williams Pinto Marques Ferreira
 Hemley Maria Acioli Imbuzeiro	 Paulo José Hamakawa
 Flávio Barbosa Justino (Orientador)	

“Atualmente, constatamos que nossa vida, cheia de encruzilhadas diante das quais devemos fazer escolhas sobre o bom, o belo, o justo e outros tantos valores, não se deixa resumir a critérios absolutos. A vida não é consumo, porque não somos coisas.

Também não é desejo, porque nossos desejos mudam a todo instante. Somos inconstantes, assim como os instantes da vida também o são. Tudo muda e tudo o que nos afeta é sempre inédito. Engana-se quem pensa que a alegria de ontem necessariamente será a alegria de hoje. Ainda que o objeto alegrador seja o mesmo, nós não somos mais os mesmos. Somos outros, afetados por vinte e quatro horas de alegrias e tristezas, aporrinhações e surpresas. Na transformação constante de nossos afetos e pensamentos, torna-se impossível uma lei das escolhas que garanta que sempre
escolhermos as coisas segundo seus verdadeiros valores.”

Trecho retirado do livro “Somos todos canalhas: filosofia para uma sociedade em busca de valores” de Clóvis de Barros Filho e Júlio Pompeu.

DEDICATÓRIA

A DEUS, o principal responsável por esta conquista, pelos caminhos traçados por Ele até aqui, por dar-me saúde, paz e discernimento.

Aos meus amados pais Gilberto e Regina, por todo o apoio, amor, segurança, educação e por nunca medirem esforços para que este sonho se tornasse realidade.

Ao meu irmão Igor pelo incentivo, respeito e confiança depositada em mim.

A minha amada e querida Ane Francielly por todo o amor, carinho, amparo, amizade, respeito, companheirismo e paciência, obrigado por tudo meu bem.

AGRADECIMENTOS

À Universidade Federal de Viçosa (UFV), em nome do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia Aplicada, pela possibilidade de realizar o Doutorado.

À Coordenação de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pelo suporte financeiro.

Para não cometer possíveis injustiças, pelo fato de esquecer de citar alguém, pois muitos me ajudaram, agradeço humildemente a cada um que de alguma forma contribuiu para a conclusão deste trabalho.

Ao Prof. Dr. Flavio Justino pelos ensinamentos, respeito e pela oportunidade em fazer este doutorado. Além da amizade firmada entre nós.

Aos amigos e colegas de pós-graduação que estiveram comigo desde o início do doutorado: Alex, Mônica, Paulo, Gabriela, Almir, Manuel, Álvaro, Marcos Paulo, Vanúcia e Noele.

À incansável Graça Freitas, por toda a sua disposição, carinho e ajuda. Fica aqui o meu mais sincero carinho e reconhecimento por tudo.

Aos demais colegas, professores e funcionários da Meteorologia Aplicada e do Departamento de Engenharia Agrícola.

Ao International Centre for Theoretical Physics pela oportunidade de realizar o meu doutorado sanduíche. Em especial ao grupo de pesquisa Earth System Physics por me receber durante este período.

Ao Dr. Fred Kucharski por me orientar durante o doutorado sanduíche, por sua paciência, conhecimento, dedicação e amizade.

Aos meus amigos Marta e Rodrigo pela amizade adquirida neste período de um ano na Itália.

Aos meus familiares, por todo o apoio, carinho e incentivo. Todos foram fundamentais nesta caminhada.

Aos meus amigos por sempre estarem presentes na minha vida.

SUMÁRIO

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS	vii
LISTA DE FIGURAS	ix
LISTA DE TABELAS	xiii
RESUMO	xiv
ABSTRACT	xv
Capítulo 1 – INTRODUÇÃO	1
1.1. INTRODUÇÃO.....	1
1.2. OBJETIVOS.....	8
1.2.1. Objetivos Específicos	8
1.3. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	9
Capítulo 2 – METODOLOGIA.....	13
2.1. METODOLOGIA.....	13
2.1.1. Descrição do modelo	13
2.1.2. Reanálises	16
2.1.3. Testes de Sensibilidades	18
2.1.4. Análises dos resultados.....	21
2.1.5. Desvio Padrão	21
2.1.6. Funções Ortogonais Empíricas (EOF – Empirical Orthogonal Functions)	22
2.1.7. Regressão Linear Simples.....	23
2.2. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	24
Capítulo 3 – COMPARAÇÃO ENTRE AS REANÁLISES E SIMULAÇÃO CONTROL.....	29
3.1. TEMPERATURA DO AR PRÓXIMO À SUPERFÍCIE (T_{ar})	29
3.2. PRECIPITAÇÃO (Prec)	32
3.3. EVAPORAÇÃO MENOS PRECIPITAÇÃO (E – P).....	34
3.4. VENTO ZONAL PRÓXIMO À SUPERFÍCIE (u_0).....	36
3.5. PERFIL VERTICAL DO VENTO ZONAL (u).....	39
3.6. TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR (TSM) E COBERTURA DE GELO MARINHO	41
3.7. PERFIL VERTICAL DA TEMPERATURA DOS OCEANOS (T_{mar}).....	44
3.8. SALINIDADE (sss).....	46
3.9. CONCLUSÕES	47
3.10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	48

Capítulo 4 – COMPARAÇÃO ENTRE A SIMULAÇÃO CONTROL E OS TESTES DE SENSIBILIDADES	50
4.1. VERÃO AUSTRAL (DJF).....	50
4.1.1. Temperatura do ar próximo à superfície (T_{ar}).....	50
4.1.2. Precipitação (Prec).....	53
4.1.3. Vento zonal em superfície (u_0).....	55
4.1.4. Perfil vertical do vento zonal (u)	57
4.1.5. Temperatura da superfície do mar (TSM) e cobertura de gelo marinho.....	60
4.2. INVERNO AUSTRAL (JJA)	63
4.2.1. Temperatura do ar próximo à superfície (T_{ar}).....	63
4.2.2. Precipitação (Prec).....	65
4.2.3. Vento zonal próximo à superfície (u_0)	68
4.2.4. Perfil vertical do vento zonal (u)	71
4.2.5. Temperatura da superfície do mar (TSM) e cobertura de gelo marinho.....	73
4.3. CONCLUSÕES	75
4.4. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	78
Capítulo 5 – MODO DE VARIABILIDADE ATMOSFÉRICA	81
5.1. EL NIÑO OSCILAÇÃO SUL (ENOS).....	81
5.1.1. Verão (DJF)	81
5.1.2. Regressão linear (DJF).....	84
5.1.3. Inverno (JJA)	95
5.1.4. Regressão linear (JJA)	98
5.2. CONCLUSÕES	107
5.3. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	108
Capítulo 6 – COMPONENTE OCEÂNICO	111
6.1. SALINIDADE (sss).....	111
6.2. CIRCULAÇÃO DE REVOLVIMENTO MERIDIONAL (MOC) NOS OCEANOS	113
6.3. TRANSPORTE DE CALOR OCEÂNICO (TCO)	120
6.4. CONCLUSÕES	125
6.5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	125

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

°C	graus Celsius
CFSR	Climate Forecast System Reanalysis
CO₂	Dióxido de Carbono
CONTROL	Controle
DJF	Dezembro-Janeiro-Fevereiro
DO	Dansgaard – Oeschger
E – P	Evaporação menos Precipitação
E	Leste
ENOS	El Niño Oscilação Sul
EOF	Empirical Orthogonal Functions
EUA	Estados Unidos da América
GEE	Gases do Efeito Estufa
GIN	Groelândia, Islândia e Noruega
GPCP	Global Precipitation Climatology Project
H	Heirinch
HN	Hemisfério Norte
hPa	HectoPascal
HS	Hemisfério Sul
ICTP	Centro Internacional de Física Teórica
JJA	Junho-Julho-Agosto
K	Kelvin
ka	Mil anos
km	Quilômetro
LGM	Último Máximo Glacial
m	metros
m/s	Metros por Segundo
Ma	Milhões de Anos

MCG	Modelo de Circulação Geral
MIS-31	Marine Isotope Stage
mm/dia	Milímetros por dia
MOC	Circulação de Revolvimento Meridional
MTPE	Máximo Termal do Paleoceno-Eoceno
N	Norte
NADW	Água Profunda do Atlântico Norte
NAO	Oscilação do Atlântico Norte
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NEMO	Nucleus for European Modelling of the Ocean
NOAA	Administração Nacional Oceânica e Atmosférica
PC	Componente Principal
PNA	Pacific – North American
ppmv	Partes por milhão de volume
Prec	Precipitação
psu	Practical Salinity Units
PW	Peta Watts
S	Sul
SPEEDY	Simplified Parametrization, primitive – Equation Dynamics
sss	Salinidade
Sv	Sverdrup
T_{ar}	Temperatura do ar próximo à superfície
T_{mar}	Temperatura dos oceanos
TOC	Transporte de Calor Oceânico
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
UTC	Coordinated Universal Time
W	Oeste
WOA	Atlas Oceânico Global
WPAC	Anticiclone do Pacífico Noroeste
WPC	Ciclone do Pacífico Noroeste
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

LISTA DE FIGURAS

- Figura 2.1** – Radiação solar incidente no topo da atmosfera, **A)** CONTROL, **B)** ORBIT e **C)** Diferença entre ORBIT e CONTROL..... 20
- Figura 2.2** – Parâmetros orbitais utilizados no estudo, **A)** Excentricidade da órbita da Terra, figura superior (inferior) alta (baixa) excentricidade o que torna a órbita mais elíptica (mais circular); **B)** Obliquidade da Terra, figura superior (inferior) é o valor máximo (mínimo) da obliquidade da Terra com um valor de $24,5^\circ$ ($21,5^\circ$); e **C)** Precessão da Terra. Adaptação de Stevens, A., 2011..... 20
- Figura 2.3** – Topografia da Antártica. **A)** Período atual e **B)** Período de 1,080ka. 21
- Figura 3.1** – Média zonal da T_{ar} , linha preta (vermelha) é o CFSR (CONTROL)..... 30
- Figura 3.2** – Temperatura do ar próximo à superfície (T_{ar}) em $^\circ\text{C}$, **A)** CFSR, **B)** CONTROL, **C)** Desvio Padrão para o CFSR e **D)** para o CONTROL 31
- Figura 3.3** – Precipitação (Prec) em mm/dia, **A)** GPCP, **B)** CONTROL, **C)** Desvio Padrão para o GPCP e **D)** para o CONTROL. 33
- Figura 3.4** - Média zonal da Prec, linha preta (vermelha) é o GPCP (CONTROL). ... 34
- Figura 3.5** – Evaporação menos precipitação ($E - P$) em mm.dia^{-1} , **A)** CFSR, **B)** CONTROL e **C)** Retângulos selecionados onde foram calculados os valores da **Tabela 1a**. 35
- Figura 3.6** – Média zonal do u_0 , linha preta (vermelha) é o CFSR (CONTROL). 37
- Figura 3.7** – Vento zonal em superfície (u_0) em m.s^{-1} , **A)** CFSR, **B)** CONTROL, **C)** Desvio Padrão para o CFSR e **D)** para o CONTROL 38
- Figura 3.8** – Perfil vertical do vento zonal (u) em m.s^{-1} , **A)** CFSR, **B)** CONTROL, **C)** Desvio Padrão para o CFSR e **D)** para o CONTROL. 40
- Figura 3.9** – Média zonal da TSM, linha preta (vermelha) é o CFSR (CONTROL)..... 42
- Figura 3.10** – Temperatura da superfície do mar (TSM) em $^\circ\text{C}$ e cobertura do gelo marinho em %, **A)** CFSR, **B)** CONTROL, **C)** Desvio Padrão da TSM para o CFSR, **D)** para o CONTROL, **E)** Desvio Padrão do gelo marinho para o CFSR e **F)** para o CONTROL. 5,3 8 43
- Figura 3.11** – Secção vertical da temperatura dos oceanos (T_{mar}) em $^\circ\text{C}$, figuras superiores (inferiores) para o Oceano Atlântico (Pacífico) fixada em 20°W (170°W), (**A** e **C**) LEVITUS e (**B** e **D**) CONTROL..... 45

Figura 3.12 – Salinidade (psu), A) CFSR e B) CONTROL.....	46
Figura 4.1 – Temperatura do ar próximo à superfície (T_{ar}) em °C, A) CONTROL, B) MIS31 – CONTROL, C) TOPO – CONTROL e D) ORBIT – CONTROL.....	52
Figura 4.2 – Precipitação (Prec) em mm/dia, A) CONTROL, B) MIS31 – CONTROL, C) TOPO – CONTROL e D) ORBIT – CONTROL.....	54
Figura 4.3 – Vento zonal em superfície (u_0) em $m.s^{-1}$, A) CONTROL, B) MIS31 – CONTROL, C) ORBIT – CONTROL e D) TOPO – CONTROL.....	56
Figura 4.4 – Perfil vertical do vento zonal (u) em $m.s^{-1}$, A) CONTROL, B) MIS31 – CONTROL, C) TOPO – CONTROL e D) ORBIT – CONTROL.....	59
Figura 4.5 – Temperatura da superfície do mar (TSM) em °C e cobertura do gelo marinho em %, A) CONTROL, B) MIS31 – CONTROL, C) TOPO – CONTROL e D) ORBIT – CONTROL.....	61
Figura 4.6 – Temperatura do ar próximo à superfície (T_{ar}) em °C, A) CONTROL, B) MIS31 – CONTROL, C) TOPO – CONTROL e D) ORBIT – CONTROL.....	64
Figura 4.7 – Precipitação (Prec) em mm/dia, A) CONTROL, B) MIS31 – CONTROL, C) TOPO – CONTROL e D) ORBIT – CONTROL.....	67
Figura 4.8 – Vento zonal em superfície (u_0) em m/s, A) CONTROL, B) MIS31 – CONTROL, C) TOPO – CONTROL e D) ORBIT – CONTROL.....	70
Figura 4.9 – Perfil vertical do vento zonal (u) em m/s, A) CONTROL, B) MIS31 – CONTROL, C) TOPO – CONTROL e D) ORBIT – CONTROL.....	72
Figura 4.10 – Temperatura da superfície do mar (TSM) em °C e cobertura do gelo marinho em %, A) CONTROL, B) MIS31 – CONTROL, C) TOPO – CONTROL e D) ORBIT – CONTROL.....	74
Figura 5.1 – Primeira e segunda componentes principais das Funções Ortogonais Empíricas para a região do Oceano Pacífico equatorial (20°S – 20°N; 140°E – 290°E) durante DJF, A) CONTROL, B) MIS31, C) TOPO e D) ORBIT.....	83
Figura 5.2 – Regressão linear simples entre a PC1 da EOF da TSM na região do Oceano Pacífico equatorial e anomalia da T_{ar} para DJF, A) CONTROL, B) MIS31, C) TOPO e D) ORBIT.....	86
Figura 5.3 – Representação dos movimentos verticais na atmosfera sobre a região equatorial do Oceano Pacífico. As linhas contínuas (pontilhadas) vermelhas (pretas) representam a convergência (divergência). A) CONTROL, B) MIS31.....	88

Figura 5.4 – Regressão linear simples entre a PC1 da EOF da TSM na região do Oceano Pacífico equatorial e anomalia do u_0 para DJF, A) CONTROL, B) MIS31, C) TOPO e D) ORBIT.....	89
Figura 5.5 – Regressão linear simples entre a PC1 da EOF da TSM na região do Oceano Pacífico equatorial e anomalia da geop para DJF, A) CONTROL, B) MIS31, C) TOPO e D) ORBIT.....	91
Figura 5.6 – Regressão linear simples entre a PC1 da EOF da TSM na região do Oceano Pacífico equatorial e anomalia da Prec para DJF, A) CONTROL, B) MIS31, C) TOPO e D) ORBIT.....	94
Figura 5.7 – Primeira e segunda componentes principais das Funções Ortogonais Empíricas para a região do Oceano Pacífico equatorial ($20^{\circ}\text{S} - 20^{\circ}\text{N}$; $140^{\circ}\text{E} - 290^{\circ}\text{E}$) durante JJA, A) CONTROL, B) MIS31, C) TOPO e D) ORBIT.	97
Figura 5.8 – Regressão linear simples entre a PC1 da EOF da TSM na região do Oceano Pacífico equatorial e anomalia da T_{ar} para JJA, A) CONTROL, B) MIS31, C) TOPO e D) ORBIT.....	99
Figura 5.9 – Regressão linear simples entre a PC1 da EOF da TSM na região do Oceano Pacífico equatorial e anomalia do u_0 para JJA, A) CONTROL, B) MIS31, C) TOPO e D) ORBIT.....	101
Figura 5.10 – Representação dos movimentos verticais na atmosfera sobre a região equatorial do Oceano Pacífico. As linhas contínuas (pontilhadas) vermelhas (pretas) representam a convergência (divergência). A) CONTROL, B) MIS31.....	102
Figura 5.11 – Regressão linear simples entre a PC1 da EOF da TSM na região do Oceano Pacífico equatorial e anomalia da geop para JJA, A) CONTROL, B) MIS31, C) TOPO e D) ORBIT.....	104
Figura 5.12 – Regressão linear simples entre a PC1 da EOF da TSM na região do Oceano Pacífico equatorial e anomalia da Prec para JJA, A) CONTROL, B) MIS31, C) TOPO e D) ORBIT.....	106
Figura 6.1 – Salinidade (sss) em psu, A) CONTROL, B) MIS31 – CONTROL, C) TOPO – CONTROL e D) ORBIT – CONTROL.	112
Figura 6.2 – Circulação de Revolvimento Meridional (MOC) para o Oceano Atlântico, A) CONTROL, B) MIS31 – CONTROL, C) TOPO – CONTROL e D) ORBIT – CONTROL.	116
Figura 6.3 – Série temporal de 1.000 anos para a MOC no Oceano Atlântico Norte (em 40°N e na profundidade de 1.830 m). A) CONTROL, B) MIS31, C) TOPO e D) ORBIT.	119

Figura 6.4 – Transporte de calor oceânico no Oceano Atlântico (linha tracejada), Oceano Indo-Pacífico (linha cheia fina) e global (linha cheia grossa). A) CONTROL, B) MIS31 – CONTROL, C) TOPO – CONTROL e D) ORBIT – CONTROL. 121

Figura 6.5 – Circulação de Revolvimento Meridional (MOC) para o Oceano Pacífico, A) CONTROL, B) MIS31 – CONTROL, C) TOPO – CONTROL e D) ORBIT – CONTROL. 123

LISTA DE TABELAS

- Tabela 1.1** – Esquematização do período Cenozóico. A linha vermelha (–) indica o período avaliado no presente trabalho. A seta vermelha representa o período atual do Antropoceno. Ma é a abreviação para Milhões de anos. 3
- Tabela 2.1** – Os valores dos parâmetros orbitais foram obtidos através de Coletti et al., 2014. 21
- Tabela 3.1** – Valores de E – P para os oceanos Atlântico e Pacífico. 36

RESUMO

LINDEMANN, Douglas da Silva, D. Sc., Universidade Federal de Viçosa, fevereiro de 2016. **Alterações atmosféricas e oceânicas durante o super-interglacial Marine Isotope Stage 31**. Orientador: Flavio Barbosa Justino.

Climas passados são ferramentas indispensáveis para o entendimento das projeções de clima futuro devido suas condições forçantes serem diferentes das condições atuais e futuras, devido a emissão antropogênica de gases de efeito estufa. Por meio da comparação entre simulações e reconstruções climáticas em períodos passados a sensibilidade climática pode ser aferida para diferentes componentes. Portanto, o objetivo deste estudo é avaliar as respostas dos componentes oceânicos e atmosféricos a alteração na topografia da Antártica e variações nos parâmetros orbitais da Terra. Para tanto, foi utilizado o modelo climático global acoplado SPEEDY-NEMO. Foram realizadas uma simulação controle (CONTROL) e três simulações de sensibilidades (MIS31, ORBIT e TOPO). Para avaliar o desempenho do SPEEDY-NEMO em representar o clima atual, a simulação CONTROL foi comparada com reanálises, onde percebeu-se que, os principais aspectos do clima foram bem representados pelo modelo com desvios padrões muito semelhantes aos encontrados nas reanálises. Todavia, o gelo marinho ainda precisa de melhorias na sua representação. Nos experimentos com sensibilidades, elevados valores de anomalias positivas de temperatura do ar e oceanos foram identificados sobre o Hemisfério Norte (HN), por influência das condições orbitais impostas. Ainda nas simulações com alterações orbitais, é observado significativas variações nos campos de vento próximo à superfície e precipitação, como por exemplo a ausência das monções sul-americana e africana durante o período de verão austral. Mudanças astronômicas também influenciaram o ENSO. As condições encontradas demonstram uma condição muito semelhante ao de um El Niño permanente, ou seja, com valores de TSM mais elevados se comparados com o CONTROL. Na componente oceânica também foi identificado uma significativa alteração no transporte de calor oceânico no sentido das altas latitudes do HN. Também foi observado que a alteração da topografia da Antártica exerce uma influência muito significativa no sistema oceano – atmosfera das altas latitudes do Hemisfério Sul.

ABSTRACT

LINDEMANN, Douglas da Silva. D. Sc., Universidade Federal de Viçosa, february, 2016. **Atmospheric and oceanic changes during the Super Interglacial Marine Isotope Stage 31**. Adviser: Flavio Barbosa Justino.

Past climates are indispensable tools for the understanding of future climate projections because their conditions are different from current and future conditions, related to the anthropogenic emission of greenhouse gases. Moreover, through the comparison between climate simulations and reconstructions in past periods the climatic sensitivity to specific agents can be checked. Therefore, this study goals to evaluate the responses of oceanic and atmospheric components to change in the Antarctic topography of changes in the Earth's orbital parameters. To this end, we used the global coupled climate model SPEEDY-NEMO. Four experiments are performed: a control simulation (CONTROL) and three sensitivity simulations (MIS31, ORBIT and TOP). To assess the performance of the SPEEDY-NEMO in represent the current climate the CONTROL was compared with reanalysis, where it was noticed that the main aspects of the climate were well represented by the model with standard deviations very similar to those found in the reanalysis. However, the sea ice still needs improvements in its representation. In the sensitivity experiments, positive anomalies of air and ocean temperatures over the northern hemisphere (NH) influenced by orbital conditions were identified. In the simulations with orbital changes, significant variations observed in surface winds and precipitation are noticed, such as the absence of South American and African monsoon during the austral summer. Astronomical changes also influenced the ENSO. Indeed, anomalous condition resemble a permanent El Niño, i.e. higher SST compared with the CONTROL. Oceanic transport changes have also been identified toward to the high latitudes of the NH. It was also observed that the change in the topography of Antarctica exerts a significant influence on the ocean-atmosphere system of the high latitudes of the southern hemisphere.

Capítulo 1 – INTRODUÇÃO

1.1. INTRODUÇÃO

A distribuição latitudinal das continentes e do mar é de fundamental importância tanto para o clima regional, quanto para o clima global. Em particular, a presença de neve e camadas de gelo em regiões de altas latitudes afetam fortemente os gradientes de temperatura equador-polo, além de aumentar o albedo e a quantidade de radiação refletida. No Hemisfério Sul (HS), a presença do platô Antártico em uma alta latitude ao sul de 75°S faz com que haja um gradiente de temperatura latitudinal mais forte do que a relação equador-polo no Hemisfério Norte (HN), além da influência na circulação meridional e no aumento na radiação solar refletida. Como resultado, um intenso padrão de circulação de oeste se desenvolve acima das camadas superficiais (PEIXOTO & OORT, 1992; OGURA & OUCHI, 2001; POLLARD & DECONTO, 2005).

E devido a esta diferença existente na distribuição de continentes entre os hemisférios e como os diversos componentes do sistema climático respondem as variações de fatores externos em diferentes proporções, logo, se faz necessário ter um registro longo para se ter conhecimento de quanto tempo leva para que estes componentes sofram alterações significativas, e também para que se possa entender o papel que os mesmos desempenham na evolução climática. Por exemplo, o crescimento ou declínio das camadas de gelo continental podem levar dezenas de milhares de anos, e para entender os fatores que levaram a tal mudança é necessário termos um registro muito longo sobre a criosfera, um período maior do que os atuais dados observados (estação automática, satélite, radar, entre outros). Além disso, é necessário compreender os grandes períodos de acúmulo e perda de gelo global e analisar como estes fatores externos desempenharam um papel no clima passado e se podem voltar a influenciar no clima atual e futuro (BRADLEY, 2014).

Existem diversos fatores que controlam o clima terrestre e regulam as suas variações a curto, médio e longo prazo e para o estudo desses fatores a modelagem numérica é uma ferramenta importante. Para estudar e estimar mudanças climáticas no clima passado da Terra, os modelos climáticos agem como um dos principais instrumentos para se avaliar possíveis impactos das alterações dos fatores que compõem

o sistema climático da Terra, diminuindo o grau de incertezas relacionadas ao tema (BROWN et al., 2006; KAGEYAMA et al., 2010). Assim, para uma reconstrução climática global da Terra, os modelos têm se apresentado como ferramentas fundamentais neste processo, pois os modelos são simplificações da realidade, gerados para proporcionar uma visão sobre como um sistema responde a alterações. Grande parte do desenvolvimento de modelos do sistema climático veio de preocupações com o aumento dos gases de efeito estufa (GEE) na atmosfera, devido à atividade humana, e as consequências que tais aumentos podem ter para sociedade (BRADLEY, 1999; 2014).

Mas como avaliar estes modelos? Eles podem simular satisfatoriamente as condições atuais do clima, mas como saberemos que eles podem, com certo grau de confiabilidade, representar um estado climático futuro diferente de hoje? (TRENBERTH, 1997). Assim, uma alternativa que vem sendo utilizada é colocar estes modelos para simular climas no passado (BRACONNOT et al., 2012). Se estes modelos conseguem reproduzir satisfatoriamente as condições climáticas do passado que são conhecidas através de paleodados, então podemos aumentar o nosso grau de certeza para as condições futuras. Esta linha de raciocínio tem direcionado a modelagem nas últimas décadas (SCHMIDT, 2010). Eles também têm contribuído para elucidar as interações entre diferentes subsistemas do sistema climático (atmosfera, biosfera, superfície, fundo oceânico e gelo continental), através de feedbacks positivos ou negativos em diferentes períodos (BRACONNOT et al., 2007; LEGRANDE & SCHMIDT, 2008).

Assim, os modelos são uma parte importante do campo da paleoclimatologia. Eles são ferramentas para a compreensão de como o sistema climático pode ter operado no passado, e são utilizados de forma interativa com dados paleoclimáticos convencionais para melhorar esse entendimento. Assim como os dados paleoclimáticos são constantemente atualizados, reinterpretados e prolongados no tempo e no espaço, os modelos estão se tornando mais sofisticados, a metodologia para comparações de dados de modelo está robusta e as oportunidades para simulações complexas "do sistema climático total" estão aumentando à medida que os computadores se tornam mais rápidos. Todos esses esforços têm o duplo benefício de melhorar a capacidade dos modelos para simular o clima futuro e ampliar nossa compreensão e complexidade das condições climáticas no passado (BRACONNOT et al., 2012; EVANS, et al., 2013).

Desta forma, procura-se utilizar os modelos climáticos para simular períodos do Cenozóico que apresentam condições climáticas semelhantes entre períodos interglaciais

do Cenozóico (por exemplo: médio Plioceno e início do Pleistoceno) com o clima atual (Tabela 1.1). Pesquisadores procuram entender o comportamento do clima no passado por meio de análises e comparações de dados observados ou modelagem. Avaliar quais os elementos climáticos que mais influenciaram nestes períodos passados e seus comportamentos ao longo do tempo. No momento em que se tem o entendimento do processo climático ou parte do processo do passado, poderá servir de base e ferramenta para realizar simulações e projeções de clima futuro, levando as considerações de sensibilidade climática e a influência das emissões antropogênicas. Entre os períodos interglaciais, o Plioceno e o Pleistoceno são intervalos mais recentes de aquecimento global no passado geológico da Terra. Estes períodos são foco de esforços de reconstrução climática e que podem fornecer uma analogia climática para o próximo século. Por exemplo, reconstruções das condições oceânicas próximas ao continente Antártico podem ser essenciais para entender a sensibilidade da criosfera para este intervalo importante na evolução do clima da Terra (RIESELMAN & DUNBAR, 2013).

Tabela 1.1 – Esquematisação do período Cenozóico. A linha vermelha (–) indica o período avaliado no presente trabalho. A seta vermelha representa o período atual do Antropoceno. Ma é a abreviação para Milhões de anos.

ERA	PERÍODO	ÉPOCA	Ma	
Cenozóico	Quaternário	Holoceno	0,011	
		Pleistoceno	Superior	0,8
	Inferior		2,4	
	Terciário	Neogeno	Plioceno	Superior 3,6
			Inferior	5,3
		Mioceno	Superior	11,2
			Médio	16,4
	Inferior		23,0	
	Terciário	Oligoceno	Superior	28,5
			Inferior	34,0
		Eoceno	Superior	41,3
			Médio	49,0
		Paleoceno	Superior	55,8
			Inferior	61,0
				65,5

← Antropoceno

E dentro do período do Pleistoceno, está o Marine Isotope Stage 31 (MIS-31), que foi um período com fortes interglaciais durante os períodos de 1,08 – 1,06 Ma (linha vermelha na Tabela 1.1) e é um dos interglaciais mais recente e conhecido da história geológica da Terra, por apresentar evidências de retiradas de plataforma de gelo e redução de gelo marinho na região do Mar de Ross. O MIS-31 também coincide com uma das

combinações orbitais mais extremas do Pleistoceno, com altos valores de obliquidade e excentricidade, produzindo fortes anomalias de radiação durante os verões de altas latitudes, alternando entre os hemisférios. Assim reproduzindo um pico duplo de verões quentes austrais em ~ 1,08 e 1,06 Ma e que pode ter influenciado significativamente no aumento nos níveis médios dos mares globais, devido a uma redução do volume dos componentes da criosfera em ambos hemisférios (LISIECKI & RAYMO, 2005; SCHERER et al., 2008; DECONTO et al., 2012).

Existem pesquisas desenvolvidas com o objetivo de entender a variação da topografia da Antártica, bem como a influência exercida pelos parâmetros orbitais na variação do clima da Terra, por exemplo DeConto & Pollard (2003), ao simular o início glacial e crescimento inicial da camada de gelo do leste da Antártica usando um modelo de circulação geral com componentes acoplados para atmosfera, oceano, placa de gelo e de sedimentos, e que incorpora palaeogeografia, GEE, alterando parâmetros orbitais e variação de transporte de calor do oceano, DeConto & Pollard (2003) encontraram no modelo utilizado um declínio de CO₂ no Cenozóico o que leva à formação das primeiras e pequenas calotas altamente dinâmicas nos planaltos da Antártica. Num momento posterior, um limiar de CO₂ é reduzido, iniciando um feedback de altura/balanço de massa do manto de gelo que faz com que as calotas de gelo se expanda rapidamente, com grandes variações orbitais, eventualmente, aglomerando-se em camadas de gelo numa escala continental a leste da Antártica.

Posteriormente, Pollard & DeConto (2005) utilizaram um modelo acoplado entre o clima global com a cobertura de gelo da Antártica e executado por 10 milhões de anos para o período Eoceno – Oligoceno (~34 milhões de anos atrás (Ma)). O modelo simulou uma rápida transição de pouco gelo existente para uma grande camada de gelo continental, forçado por um declínio gradual do CO₂ atmosférico e por uma frequência orbital. Efeitos estáticos são explorados através da execução do modelo em sentido inverso, começando com uma camada de gelo completo e aumentando gradualmente o CO₂. Os efeitos de maior frequência orbital forçada nas transições não-lineares são examinados em simulações com e sem variação orbital. Efeitos similares são demonstrados com um modelo unidimensional muito mais simples com linhas de fluxo do manto de gelo, topografia idealizada e balanço de massa parametrizado. Sugere-se que as transições do manto de gelo da Antártica não lineares e estáticas têm desempenhado

papéis importantes em muitas das flutuações observadas nos registros de $\delta^{18}\text{O}$ marinhos desde 34 Ma.

Testando uma hipótese de glaciação bipolar durante o Oligoceno que DeConto et al. (2008), usaram um modelo de manto de gelo com capacidade global de clima que acomoda tanto o declínio a longo prazo dos níveis de CO_2 atmosférico no Cenozóico e os efeitos da forçante orbital. Pollard & DeConto (2009) usaram um modelo combinado entre manto de gelo/blocos de gelo de alta resolução para simular variações das camadas de gelo da Antártica sobre os últimos cinco milhões anos. Na modelagem, foram observadas variações na plataforma de gelo no setor oeste da Antártica que vão desde plenas extensões glaciares, estados intermediários semelhantes ao atual e um breve, mas grande, retiro do gelo deixando apenas pequenas calotas de gelo da Antártica Ocidental isoladas nas ilhas. Transições entre estados glaciais, intermediários e colapsos são relativamente rápidos, variando de um a vários milhares de anos. A simulação realizada estaria em bom acordo com um novo recorde de sedimentos recuperado da região ocidental do Ross Mar, indicando uma tendência de longo prazo de maior frequência de colapsos entre os estados glaciais, uma ciclicidade de 40 mil anos (ka) no Plioceno e grandes recuos.

Com base num modelo global acoplado oceano-atmosfera, Justino et al. (2014), estudaram a influência da camada de gelo da Antártica em uma configuração que remete ao início do Mioceno no aspecto das circulações atmosféricas e oceânicas. Com base em diferentes simulações climáticas do dia de hoje e também realizando com a topografia da camada de gelo distinta da Antártica, verificou-se que a redução da topografia da camada de gelo da Antártica induz o aquecimento do HS e reduz o gradiente térmico meridional. Conseqüentemente, o fluxo de calor atmosférico e o fluxo de momento são reduzidos fazendo com que o transporte de calor reduza a partir das latitudes médias para o polo. As anomalias dos fluxos geram mudanças na temperatura da superfície do mar que modifica a taxa de formação de águas profundas. Substanciais mudanças estão previstas para ocorrer no transporte de calor atmosférico e oceânico e uma comparação entre o transporte de calor total do sistema oceano-atmosfera, como simulado para diferentes topografias e a simulação controle.

Além das teorias de reorganização dos continentes, alterações nas circulações oceânicas e atmosféricas, variações na topografia e diferenças na concentração de CO_2 durante o Cenozóico, outro fator pode ter contribuído significativamente para as

alterações do clima da Terra durante este período – a teoria orbital – com ciclos orbitais associados com a excentricidade da órbita da Terra, com baixos (1,2 Ma) e altos (41 ka) ciclos de frequência relacionados com a obliquidade da Terra, além de ciclos de precessão de 19 – 26 ka (CRONIN, 2009). O conhecimento da influência dos parâmetros orbitais no clima da Terra se dão principalmente devido a Teoria de Milankovitch. A teoria afirma que a excentricidade, a precessão e a obliquidade da Terra influenciam o nosso clima. Variações nesses parâmetros orbitais podem causar alterações climáticas, por exemplo: modulando a quantidade de radiação recebida durante o verão nas altas latitudes do HN, através de vários mecanismos de resposta climática. Apesar do sucesso considerável desta teoria para explicar as mudanças climáticas durante o Pleistoceno, ela é inconclusiva em relação à qual combinação de parâmetros orbitais influenciaram para a ocorrência dos ciclos interglaciais durante o final do Pleistoceno (HUYBERS & CURRY, 2006).

E que outros estudos que procuram identificar, analisar registros geológicos e representar através de modelos climáticos os eventos quentes (interglaciais) do clima passado da Terra se tornam cada vez mais importantes, por apresentarem semelhanças com alterações climáticas atuais e com possíveis modificações no clima futuro. Alterações climáticas significativas nas regiões polares são de particular importância devido aos seus potenciais impactos sobre as camadas de gelo continentais e nas configurações do gelo marinho. Estima-se que a duração do ritmo da obliquidade do verão (HUYBERS, 2006) ou a intensidade da radiação recebida nas altas latitudes devido a precessão (RAYMO et al., 2006) podem ter exercido um papel fundamental no derretimento das regiões polares, especialmente durante os intervalos interglaciais do Pleistoceno.

Zachos et al. (1997, 2001), examinaram forçantes orbitais sobre o limite de Oligoceno – Mioceno e encontraram que ocorreu duas insolações mínimas em ambos, excentricidade e obliquidade mantidas sobre um período de 100 – 200 ka próximos de ~23 Ma. Estas condições, possivelmente combinaram com os feedbacks do ciclo do carbono, conduzindo a um longo período de baixa sazonalidade, verões polares frios e rápido acúmulo de gelo continental em 23,2 – 23 Ma. Limiares climáticos foram alterados em 18,2, 23 e 27 Ma, quando houve uma coincidência de baixa excentricidade e obliquidade.

Cramer et al. (2003), concluíram que entre 56 e 50 Ma a amplitude dos ciclos da excentricidade se igualaram aos que foram visto no Quaternário, no entanto, os autores

sugerem que a variabilidade orbital não foi diretamente responsável pelo aquecimento do Máximo Termal do Paleoceno-Eoceno (MTPE). Lourens et al. (2005), identificaram um padrão orbital durante o início do Eoceno em que o MTPE coincide com ciclos de 405 e 100 ka de excentricidade máxima. Neste cenário a forçante orbital foi considerada importante na influência do CO₂ no Eoceno. Estes exemplos de variação orbital da Terra é um fator externo muito importante ao longo da história climática. Houlbourn et al. (2007), encontraram que o maior resfriamento durante o final e médio Mioceno coincidiu com uma mudança da característica dominante de insolação na latitude de 80°S. A transição de um clima quente para um clima frio foi por etapas, com resfriamento começando em 14,05 Ma e culminando durante dois ciclos, e estes, por sua vez, coincidiram com a diminuição de concentrações de CO₂ atmosférico. He et al. (2013), também argumentaram que mudanças no ritmo da obliquidade da Terra podem ser responsáveis por alterações da deglaciação na Antártica.

Boer et al. (2012), apresentaram que a transição climática Plioceno – Pleistoceno desde 4 Ma e concluíram que o clima tropical e os climas de altas latitudes exibem padrões não sincronizados durante o resfriamento progressivo, com principais etapas no Plioceno em 4,5 e 4,2 Ma e o estabelecimento de uma forte Circulação de Walker e um gradiente leste – oeste da temperatura da superfície do mar no Oceano Pacífico, importante para a variabilidade do ENOS, em torno de 2,0 – 1,5 Ma.

Ao comparar-se as pesquisas que envolvem modelagem citadas anteriormente, seja no desenvolvimento da topografia da Antártica ou na variação dos parâmetros orbitais, observa-se que em sua grande maioria são utilizados modelos de grande complexidade e que demandam de uma capacidade computacional. Outro fato importante para se destacar são os fatores climáticos que são considerados nos estudos. Podemos citar os casos de trabalhos que envolvem modelagem climática e posteriormente são comparados e analisados com os sedimentos marinhos, busca-se entender as causas que levaram a formação de gelo continental no Polo Sul, mas dificilmente são notados trabalhos que levam em consideração apenas a variação do gelo continental Antártico, por exemplo, quais as consequências que podem ocorrer no clima se a parte oeste da Antártica for desintegrada, apenas considerando a variação da topografia? Assim como se estima que ocorreu próximo de 1,080 Ma e especula-se que possa ocorrer no clima futuro da Terra.

Somado a estes pontos destacados anteriormente, está o fato de utilizar-se modelos numéricos que exigem uma capacidade computacional menor e estes modelos possuem uma complexidade intermediária, mas são capazes de reproduzir as condições básicas da atmosfera e do oceano. Espera-se que este fato seja a principal contribuição do presente trabalho, que exista a possibilidade de reconstrução do clima através destes modelos, que tão quanto importante é sabermos o clima futuro, é termos o conhecimento das condições climáticas do passado.

1.2. OBJETIVOS

O presente trabalho consiste em avaliar as alterações atmosféricas e oceânicas associadas as variações da topografia do setor oeste da Antártica e alterações nos parâmetros orbitais da Terra, que são condições climáticas semelhantes ao período do Pleistoceno há aproximadamente 1,080 Ma, também conhecido como período interglacial Marine Isotope Stage (MIS-31), baseando-se nas simulações do modelo climático global acoplado SPEEDY-NEMO.

1.2.1. Objetivos Específicos

- Comparar a capacidade do modelo com as reanálises em representar os principais processos atmosféricos e oceânicos do sistema climático global.
- Avaliar as alterações na parte atmosférica, com as simulações de sensibilidade impostas. Além de averiguar possíveis modificações que possam ocorrer no ENOS sobre diferentes forçantes climáticas.
- Estudar os transportes de calor e salinidade nos oceanos globais, e o papel da componente oceânica no sistema climático.

1.3. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALLEY, R. B.; CLARK, P. U.; HUYBRECHTS, P. and JOUGHIN, I. Ice-Sheet and Sea-Level Changes. **Science**, 310, 456, doi: 10.1126/science.1114613, 2005.

ARCHER, D. The Long Thaw: How Humans Are Changing the Next 100.000 Years of Earth's Climate. **Princeton University Press**, 193 pp., 2008.

BOER, B.; van de WAL, R. S. W.; LOURENS, L. J. and BINTANJA, R. Transient nature of the Earth's climate and the implications for the interpretation of benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 335 – 336, 4 – 11, doi: 10.1016/j.palaeo.2011.02.001, 2012.

BONFILS, C.; NOBLET-DUCOUDRÉ, N.; GUIOT, J. and BARTLEIN, P. Some mechanisms of mid-Holocene climate change in Europe, inferred from comparing PMIP models to data. **Climate Dynamics**, 23, 79 – 98, doi: 10.1007/s00382-004-0425-x, 2004.

BRACONNOT, P.; OTTO-BLIESNER, B.; HARRISON, S.; JOUSSAUME, S.; PETERCHMITT, J. -Y.; ABE-OUCHI, A.; CRUCIFIX, M.; DRIESSCHAERT, E.; FICHEFET, TH.; HEWITT, C. D.; KAGEYAMA, M.; KITO, A.; LAÎNÉ, A.; LOUTRE, M. -F.; MARTI, O.; MERKEL, U.; RAMSTEIN, G.; VALDES, P.; WEBER, S. L.; YU, Y. e ZHAO, Y. Results of PMIP2 coupled simulations of the Mid-Holocene and Last Glacial Maximum – Part 1: experiments and large-scale features. **Climate of the Past**, 3, 261 – 277, doi: 10.5194/cp-3-261-2007, 2007.

BRADLEY, R. S. Paleoclimatology: Reconstructing Climates of the Quaternary, **Academic Press**, 2ª ed., 613 pp., 1999.

BRADLEY, R. S. Paleoclimatology: Reconstructing Climates of the Quaternary, **Academic Press**, 3ª ed., 677 pp., 2014.

BROOK, E. J.; SOWERS, T. and ORCHADO, J. Rapid variations in atmospheric methane concentrations during the last 110,000 years. **Science**, 273, 1087 – 1091, 1996.
BROWN, J.; COLLINS, M. and TUDHOPE, A. Coupled model simulations of mid-Holocene ENSO and comparisons with coral oxygen isotope records. **Advances in Geosciences**, 6, 29 – 33, doi: 10.5194/adgeo-6-29-2006, 2006.

CHAPMAN, M. R. and MASLIN, M. A. Low-latitude forcing of meridional temperature and salinity gradients in the subpolar North Atlantic and the growth of glacial ice sheets. **Geology**, 27, 875 – 878, 1999.

CLARK, P. U.; PISIAS, N. G.; STOCKER, T. F. and WEAVER, A. J. The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change. **Nature**, 415, 863 – 869, 2002.

COLETTI, A. J.; DECONTO, R. M.; BRIGHAM-GRETTE, J. and MELLES, M. A GCM comparison of Pleistocene super-interglacial periods in relation to Lake El'gygytyn, NE Arctic Russia. **Climate of the Past**, 11, 979 – 989, doi: 10.5194/cp-11-979-2015, 2015.

CRAMER, B. S.; WRIGHT, J. D.; KENT, D. V. and AUBRY, M. –P. Orbital climate forcing of $\delta^{13}\text{C}$ excursions in the late Paleocene-early Eocene (chrons C24n-C25n). **Paleoceanography**, 18, 1097, doi: 10.1029/2003PA000909, 2003.

CRONIN, T. M. *Paleoclimates: Understanding Climate Change Past and Present*. **Columbia University Press**, 448 pp., 2009.

DECONTO, R. M. and POLLARD, D. Rapid Cenozoic glaciation of Antarctica induced by declining atmospheric CO_2 . **Nature**, 421, 245 – 249, 2003.

DECONTO, R. M.; POLLARD, D.; WILSON, P. A.; PÄLIKE, H.; LEAR, C. H. and PAGANI, M. Thresholds for Cenozoic bipolar glaciation. **Nature**, 455, 652 – 657, doi: 10.1038/nature07337, 2008.

EVANS, M. N.; TOLWINSKI-WARD, S. E.; THOMPSON, D. M. and ANCHUKAITIS, K. J. Applications of proxy system modeling in high resolution paleoclimatology. **Quaternary Science Reviews**, 76, 16 – 28, doi: 10.1026/j.quascirev.2013.05.024, 2013.

FEDOROV, A. V.; BRIERLEY, C. M.; LAWRENCE, K. T.; LIU, Z.; DEKENS, P. S. and RAVELO, A. C. Patterns and mechanisms of early Pliocene warmth. **Nature**, 496, 43 – 52, doi: 10.1038/nature12003, 2013.

FOGT, R. L. and BROMWICH, D. H. Decadal variability of the ENSO teleconnection to the high-latitude South Pacific governed by coupling with the Southern annular mode. **Journal of Climate**, 19, 979 – 997, doi: 10.1175/JCLI3671.1, 2006.

GOLLEDGE, N. R.; FOGWILL, C. J.; MACKINTOSH, A. N. and BUCKLEY, K. M. Dynamics of the last glacial maximum Antarctic ice-sheet and its response to ocean forcing. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, 109 (40), 16052 – 16056, 2012.

GRÜTZNER, J.; HILLENBRAND, C. –D. and REBESCO, M. Terrigenous flux and biogenic silica deposition at the Antarctic continental rise during the late Miocene to early Pliocene: implications for ice sheet stability and sea ice coverage. **Global and Planetary Change**, 45, 131 – 149, doi: 10.1016/j.gloplacha.2004.09.004, 2005.

GUO, Z.; BROMWICH, D. H. and HINES, K. M. Modeled Antarctic Precipitation. Part II: ENSO Modulation over West Antarctica. **Journal of Climate**, 17, 448 – 465, 2004.

HE, F.; SHAKUN, J. D.; CLARK, P. U.; CARLSON, A. E.; LIU, Z.; OTTO-BLIESNER, B. L. and KUTZBACH, J. E. Northern Hemisphere forcing of Southern Hemisphere climate during the last deglaciation. **Nature**, 494, 81 – 85, 2013.

HOULBOURN, A.; KUHN, W.; SCHULZ, M.; FLORES, J. –A. and ANDERSEN, N. Orbitally-paced climate evolution during the middle Miocene “Monterey” carbon isotope excursion. **Earth and Planetary Science Letters**, 261, 534 – 550, 2007.

IVANY, L. C.; BREY, T.; HUBER, M.; BUICK, D. P. and SCHÖNE, B. R. El Niño in the Eocene greenhouse recorded by fossil bivalves and wood from Antarctica. **Geophysical Research Letters**, 38, L16709, doi: 10.1029/2011GL048635, 2011.

KAGEYAMA, M.; PAUL, A.; ROCHE, D. M. and VAN MEERBEECK, C. J. Modelling glacial climatic millennial-scale variability related to changes in the Atlantic meridional overturning circulation: A review. **Quaternary Science Reviews**, 29, 2931 – 2956, doi: 10.1016/j.quascirev.2010.05.029, 2010.

LOURENS, L. J.; SLUIJS, A.; KROON, D.; ZACHOS, J. C.; THOMAS, E.; RÖHL, U.; BOWLES, J. and RAFFI, I. Astronomical pacing of late Palaeocene to early Eocene global warming events. **Nature**, 435, 1083 – 1087, 2005.

OGURA, T. and OUCHI, A. A. Influence of the Antarctic ice sheet on Southern high latitude climate during the Cenozoic: Albedo vs topography effect. **Geophysical Research Letters**, 28, 587 – 590, doi: 10.1029/2000GL011366, 2001.

PEIXOTO, J. P. and OORT, A. Physics of Climate. **American Institute of Physics**, New York, 520 pp., 1992.

PEZZI, L. P. and SOUZA, E. B. O Uso da Temperatura da Superfície do Mar em Estudos Climáticos. In: Ronald Buss de Souza (Org.). **Oceanografia por Satélites**, 1 ed. São Paulo: Oficina de Textos, 1, pp. 117 – 133, 2005.

POLLARD, D. and DECONTO, R. M. Hysteresis in Cenozoic Antarctic ice-sheet variations. **Global and Planetary Change**, 45, 9 – 21, 2005.

POLLARD, D. and DECONTO, R. M. Modelling West Antarctic ice sheet growth and collapse through the past five million years. **Nature**, 458, 329 – 333, doi: 10.1038/nature07809, 2009.

PREVIDI, M.; LIEPERT, B. G.; PETEET, D.; HANSEN, J.; BEERLING, D. J.; BROCCOLI, A. J.; FROLKING, S.; GALLOWAY, J. N.; HEIMANN, M.; LE QUÉRÉ, C.; LEVITUS, S. and RAMASWAMY, V. Climate sensitivity in the Anthropocene.

Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 139, 1121 – 1131, doi: 10.1002/qj.2165, 2013.

RAFFERTY, J. P. *Glaciers, Sea Ice and Ice Formation*. **Britannica Educational Publishing**, 1^a ed., 253 pp., 2010.

RIESSELMAN, C. R. and DUNBAR, R. B. Diatom evidence for the onset of Pliocene cooling from AND-1B, McMurdo Sound, Antarctica. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 369, 136 – 153, 2013.

SCHMIDT, G. A. Enhancing the relevance of palaeoclimate model/data comparisons for assessments of future climate change. **Journal of Quaternary Science**, 25, 79 – 87, doi: 10.1002/jqs.1314, 2010.

STEVENS, A. N. P. Factors Affecting Global Climate. **Nature Education Knowledge**, 3, 2011.

ZACHOS, J. C.; FLOWER, B. F. and PAUL, H. Orbitally paced climate oscillations across the Oligocene/Miocene boundary. **Nature**, 388, 567 – 570, 1997.

ZACHOS, J. Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. **Science**, 292, 686 – 693, doi: 10.1126/science.1059412, 2001.

Capítulo 2 – METODOLOGIA

2.1. METODOLOGIA

2.1.1. Descrição do modelo

Os modelos conceituais estudam possíveis processos climáticos, variabilidade climática em diferentes escalas de tempo ou a resposta do clima para uma forçante particular. Entretanto, os resultados obtidos são bastante limitados, isto ocorre devido ao baixo nível de complexidade em relação aos detalhes e aos processos físicos considerados. Por outro lado, os modelos de circulação geral (MCG) são mais completos e complexos, sendo baseados em equações primitivas. Além disso, os MCG descrevem, em detalhes, os padrões geográficos de muitos processos climáticos. A principal limitação dos MCG é o alto custo computacional, o que gera longas simulações e um grande número de execuções (CLAUSSEN et al., 2002; MACHADO, 2009). De acordo com Pezzi & Richards (2003), outro problema detectado em MCG é o fato de eles representarem muitos processos físicos não lineares, estudos e testes de sensibilidades podem não ser triviais de serem entendidos usando-se esta ferramenta, tendo em vista que uma perturbação pode afetar diversas variáveis do sistema.

O modelo que será utilizado no presente estudo é classificado como modelo de complexidade intermediária do Sistema Terrestre, esses tipos de modelos foram propostos com o objetivo de preencher uma lacuna entre os modelos globais, que possuem uma representação física bastante complexa e os modelos conceituais, que são bastante simplificados (SEVERIJNS e HAZELEGER, 2010). Nos últimos anos, os modelos de complexidade intermediária têm ido usados para simular condições climáticas passadas (JUSTINO, 2004; JUSTINO & PELTIER, 2006; JUSTINO et al., 2014), além de projeções futuras do clima (JUSTINO & MACHADO, 2010; MACHADO et al., 2011; GOELZER et al., 2012). Além disso, a utilização desses modelos deve-se ao fato da realização de experimentos de sensibilidade climática, com um baixo custo computacional e com menor tempo, quando comparados com modelos de circulação geral de maior complexidade.

O modelo utilizado é o ICTPAGCM (versão 41), que é uma abreviação em inglês para: Modelo de Circulação Global Atmosférica desenvolvido no Centro Internacional de

Física Teórica (ICTP, em inglês), também conhecido como “SPEEDY” (Simplified Parametrization, primitive – Equation Dynamics), que é um modelo hidrostático de oito níveis verticais (925, 850, 700, 500, 300, 200, 100 e 30 hPa), com resolução horizontal de 3,75° de latitude e longitude e com um truncamento em T30 (KUCHARSKI et al., 2006). O modelo inclui parametrizações com bases físicas de condensação em larga escala, convecções rasas e profundas, radiação de onda longa e curta, fluxos em superfície de momentum, calor e umidade e difusão vertical. O modelo foi desenvolvido originalmente por Molteni (2003) com uma versão de 5 camadas, e posteriormente foi aprimorado por Kucharski et al. (2015), com as atuais 8 camadas.

Do ponto de vista computacional, o SPEEDY é duas vezes mais rápido que o estado da arte dos modelos climáticos na mesma resolução horizontal. Ele permite, portanto, estudos da variabilidade climática nas escalas inter-decenais e inter-seculares. Embora o modelo atmosférico proposto no estudo seja de resolução intermediária, estudos anteriores mostram sua capacidade em reproduzir as principais características do sistema climático nas latitudes tropicais, nas regiões extratropicais e polares (MOLTENI, 2003; BRACCO et al., 2004; KUCHARSKI et al., 2006).

O SPEEDY está acoplado ao modelo oceânico NEMO v.3.0 (Nucleus for European Modelling of the Ocean) (MADEC et al., 1998) – e a partir de agora será tratado formalmente como SPEEDY-NEMO – os componentes atmosféricos e oceânicos são acoplados via OASIS3 (VALCKE, 2006). NEMO é um modelo de equações primitivas adaptadas para problemas de circulação regionais e globais do oceano, a versão atual usa uma configuração tripolar ORCA2 com uma resolução de grade horizontal de 2° e um refinamento tropical de 0.5° (MADEC, 2012). O modelo tem 31 níveis na vertical com espessuras que vão desde 10 metros na superfície até 5000 metros nas regiões de fundo oceânico (16 níveis nos primeiros 200 metros). Destina-se a ser uma ferramenta flexível para estudar o oceano e suas interações com os demais componentes do sistema climático da terra sobre uma ampla gama de escalas de espaço e tempo. Algumas das variáveis prognósticas são o campo tridimensional de velocidade, a altura da superfície do mar, linear ou não linear, a temperatura e a salinidade. Internamente no NEMO, o modelo oceânico (OPA1) é ligado a um modelo de gelo marinho (LIM), modelos biogeoquímicos (TOP) e com vários modelos de circulação geral da atmosfera. Tem por objetivo ser uma ferramenta flexível para estudar o oceano e suas interações com os outros componentes do sistema climático (atmosfera, gelo marinho e, etc...) ao longo de uma ampla gama de

escala de tempo e espaço (MADEC et al., 1998; SOMMER et al., 2009; MADEC, 2012; KOENIGK et al., 2013).

Nas presentes simulações é aplicado uma correção de fluxo – também conhecida na literatura como “flux correction” – para evitar desvios da temperatura da superfície do mar (TSM) que possa comprometer a variabilidade anual em simulações de longo prazo, particularmente nas regiões tropicais. A abordagem da correção de fluxo utiliza uma anomalia unidirecional de acoplamento do oceano para a atmosfera. Os fluxos de calor usado pelo componente oceânico são baseados pela TSM, enquanto os fluxos de calor que forçam a atmosfera são baseados em anomalias da TSM, este último exige conhecimento sobre a climatologia da TSM. A aplicação da correção de fluxo se faz necessária para reduzir o viés, e a combinação de fluxos corrigidos pela atmosfera e os fluxos não corrigidos pelo oceano implicam em um mecanismo de restauração que neutraliza o viés e permite integrações estáveis e longas no modelo (CANE, 2005; KRÖGER & KUCHARSKI, 2011).

Mas como avaliar estes modelos? Eles podem estar simulando muito bem as condições atuais do clima, mas como saberemos que eles podem, com certo grau de confiabilidade, representar um estado climático futuro diferente de hoje? (TRENBERTH, 1997). Assim, uma alternativa que vem sendo utilizada é colocar estes modelos para simular climas no passado (BRACONNOT et al., 2012). Se estes modelos conseguem reproduzir satisfatoriamente as condições climáticas do passado que são conhecidas através de paleodados, então podemos aumentar o nosso grau de certeza para as condições futuras. Esta linha de raciocínio tem direcionado a modelagem nas últimas décadas (SCHMIDT, 2010). Eles também têm contribuído para elucidar as interações entre diferentes subsistemas do sistema climático (atmosfera, biosfera, superfície, fundo oceânico e gelo continental), através de feedbacks positivos ou negativos em diferentes períodos (BRACONNOT et al., 2007; LEGRANDE & SCHMIDT, 2008).

Caso o desempenho do SPEEDY-NEMO para as condições climáticas atuais seja satisfatório, ou seja, que o modelo consiga representar as principais características climáticas atmosféricas e oceânicas, podemos estar mais seguros da capacidade de representação do clima deste modelo. Para isto, é analisada a climatologia do modelo (os últimos 50 anos da simulação) e comparado com a climatologia atual baseando-se em dados de reanálises.

Posteriormente, as simulações serão com alterações nas configurações dos parâmetros orbitais da Terra e topografia da Antártica que remetem à condições semelhantes ao MIS-31. E será utilizada a climatologia dos últimos 500 anos de cada simulação para analisar as variações atmosféricas e oceânicas. A escolha por um período maior de análise está relacionada ao tempo necessário para a parte oceânica entrar em equilíbrio. Como será analisado no Capítulo 6, a Circulação de Revolvimento Meridional (MOC) apresenta uma periodicidade entre 400 – 450 anos.

O motivo para a realização de uma simulação longa deve-se a necessidade de se avaliar o clima em equilíbrio para as variáveis em estudo. Ou seja, a partir do início da simulação o sistema todo precisa de um tempo de ajuste devido ao fato de as condições iniciais e as condições de fronteira não estão em equilíbrio perfeito com o sistema ao qual estão forçando. Conforme Pezzi e Souza (2005), o tempo exato de Spin-Up para uma integração não é facilmente encontrado, pois depende principalmente do tipo de fenômeno que se está estudando, e continua sendo um assunto recorrente de debates entre a comunidade científica. Entretanto, em estudos de mudanças climáticas nos quais ocorrem mudanças na parte hidrológica, o tempo para o modelo encontrar um equilíbrio estático climático é de vários anos (superior a 1000 anos). Apesar das variáveis do clima se ajustar mais rapidamente em simulações sem acoplamento entre o oceano e a atmosfera, as hipóteses de oceanos fixos não permitem uma investigação sistemática dos efeitos de gelo marinho e da temperatura da superfície do mar no clima, assim como, não permitem estudar suas influências fora das altas latitudes. Deste modo, para estudos dessa natureza deve-se ativar o acoplamento, que permite a cada intervalo, solucionar as equações físicas dos ambientes envolvidos interativamente (MACHADO, 2009, 2013; SILVA, 2013). Na presente pesquisa, foi utilizado um período de 1000 anos de simulação, tempo considerado suficiente para que o modelo entre em equilíbrio.

2.1.2. Reanálises

Com o objetivo de avaliar e validar a climatologia da simulação controle (CONTROL) do SPEEDY-NEMO, foram utilizados três conjuntos de reanálises para comparação: na avaliação da variável precipitação, foi utilizado o Global Precipitation Climatology Project (GPCP), para a variável perfil vertical da temperatura dos oceanos

foi utilizado o LEVITUS e as demais variáveis, a comparação foi realizada com o Climate Forecast System Reanalysis (CFSR).

Os dados que compõem o conjunto de dados sobre precipitação do GPCP envolve dados de estações pluviométricas, satélites e observações de radiossondagem, que foram reunidas para estimar a precipitação mensal em uma grade global de 2,5° a partir de 1979 até o presente. A combinação cuidadosa de estimativas de precipitação por satélite fornece uma análise mais completa da precipitação disponível, incluindo regiões sobre os oceanos, além de incluir detalhes espaciais necessários para a análise da precipitação sobre os continentes. Além da combinação destes conjuntos de dados, as estimativas das incertezas na análise da precipitação são fornecidas como uma parte dos produtos. O conjunto de dados de precipitação do GPCP é um dos mais utilizados para estudos de variabilidade climática e para validação de precipitação global em modelos climáticos (ADLER et al., 2003; 2012; ALLAN et al., 2014).

Para a temperatura do oceano utilizou-se o Atlas Oceânico Global 94 (WOA, em inglês), cuja climatologia de 1900 a 1992 consiste de dados das propriedades dos oceanos, fornecidos pelo laboratório do clima oceânico da Administração Nacional Oceânica e Atmosférica (NOAA, em inglês). O WOA (também denominado LEVITUS, em homenagem ao pesquisador Sydney Levitus), baseia-se em grades globais espacialmente analisadas e produzidas em escalas temporais mensais, sazonais e anuais. Na distribuição dos campos médios mensais, a cobertura espacial é de 1° de latitude por 1° de longitude (180 X 360 pontos de grade) (MONTEREY & LEVITUS, 1997; LEVITUS et al., 2000).

Esta versão do LEVITUS foi escolhida por distribuir dados tridimensionalmente, interpolados em 19 níveis verticais padronizados desde a superfície (0 m) até a profundidade de 1000 metros. Além dos campos médios das propriedades oceânicas, o LEVITUS também fornece informações estatísticas sobre tais dados constituintes. Há, por exemplo, a origem das médias geradas para as quantidades de pontos dos dados, seus cálculos do desvio padrão e do erro padrão. Este Atlas Oceânico Global está disponível em <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.nodc.woa94.html>.

Já o CFSR é um produto da terceira geração de reanálises do National Centers for Environmental Prediction (NCEP), é uma reanálise global, de alta resolução, com acoplamento entre os sistemas atmosfera – oceano – superfície terrestre – gelo marinho, destinado para fornecer a melhor estimativa do estado destes domínios acoplados ao longo do tempo. A reanálise foi inicialmente concluída para o período de 31 anos 1979 –

2009 e posteriormente estendida até março de 2011. O CFSR é inicializado 4 vezes por dia (00, 06, 12 e 18 UTC), possui um acoplamento entre os produtos que envolvem a atmosfera, oceano e fluxo em superfície e estão disponíveis a cada 6h, possui também uma assimilação de irradiância via satélite, além de um modelo de gelo marinho interativo (SAHA et al., 2010; DECKER et al., 2012).

A resolução do componente atmosférico do CFSR é de aproximadamente 38 km (T382) com 64 níveis. O componente oceânico é de 0.25° de resolução no equador, estendendo-se até 0.5° para além dos trópicos, com 40 níveis. A parte da superfície terrestre global possui 4 níveis de solo e o modelo de gelo marinho global tem 3 níveis. Na a parte atmosférica o CFSR contém variações observadas em CO₂, juntamente com alterações nos aerossóis e outros gases traços e variações solares (SAHA et al., 2010).

2.1.3. Testes de Sensibilidades

Compõem os testes de sensibilidades 3 simulações, a saber: 1) Simulação que envolve alterações da topografia no setor oeste da Antártica e nos parâmetros orbitais da Terra (excentricidade, obliquidade e precessão), na qual chamamos de simulação MIS31, por representar características semelhantes ao Marine Isotope Stage 31; 2) Simulação que altera apenas os parâmetros orbitais, que chamamos de ORBIT; e 3) Simulação que modificamos apenas a topografia da Antártica, para esta simulação, chamamos de TOPO. A finalidade de realizarmos estes 3 experimentos está no fato de podermos avaliar o papel exercido por cada uma destas alterações nos componentes do sistema climático da Terra, tanto na componente atmosférica, quanto na parte oceânica.

O MIS-31 foi um período com fortes períodos de interglaciais durante os períodos de 1,08 – 1,06 Ma (linha vermelha na Tabela 1.1) e é um dos interglaciais mais recente e conhecido da história geológica da Terra, por apresentar evidências de retiradas de plataforma de gelo e redução de gelo marinho na região do Mar de Ross. O MIS-31 também coincide com uma das combinações orbitais mais extremas do Pleistoceno, com altos valores de obliquidade e excentricidade, produzindo fortes anomalias de radiação durante os verões de altas latitudes, alternando entre os hemisférios (Figura 2.1). Assim reproduzindo um pico duplo de verões quentes austrais em ~ 1,08 e 1,06 Ma e que pode ter influenciado significativamente no aumento nos níveis médios dos mares globais,

devido a uma redução do volume dos componentes da criosfera em ambos hemisférios (LISIECKI & RAYMO, 2005; SCHERER et al., 2008; DECONTO et al., 2012).

Identificar e analisar registros geológicos e representar através de modelos climáticos os eventos quentes (interglaciais) do clima passado da Terra se tornam cada vez mais importantes, por apresentarem semelhanças com alterações climáticas atuais e com possíveis modificações no clima futuro. Alterações climáticas significativas nas regiões polares são de particular importância devido aos seus potenciais impactos sobre as camadas de gelo continentais e nas configurações do gelo marinho. Estima-se que a duração do ritmo da obliquidade do verão (HUYBERS, 2006) ou a intensidade da radiação recebida nas altas latitudes devido a precessão (RAYMO et al., 2006) podem ter exercido um papel fundamental no derretimento das regiões polares, especialmente durante os intervalos interglaciais do Pleistoceno.

O conhecimento da influência dos parâmetros orbitais no clima da Terra se dão principalmente devido a Teoria de Milankovitch. A teoria afirma que a excentricidade, a precessão e a obliquidade da Terra influenciam o nosso clima. Variações nesses parâmetros orbitais podem causar alterações climáticas, por exemplo: modulando a quantidade de radiação recebida durante o verão nas altas latitudes do HN, através de vários mecanismos de resposta climática. Apesar do sucesso considerável desta teoria para explicar as mudanças climáticas durante o Pleistoceno, ela é inconclusiva em relação à qual combinação de parâmetros orbitais influenciaram para a ocorrência dos ciclos interglaciais durante o final do Pleistoceno (HUYBERS & CURRY, 2006).

Através da Tabela 2.1 e Figura 2.2, observa-se as alterações nos parâmetros orbitais (simulações ORBIT e MIS31) neste estudo, e na Figura 2.3 as alterações na topografia da Antártica (simulações TOPO e MIS31).

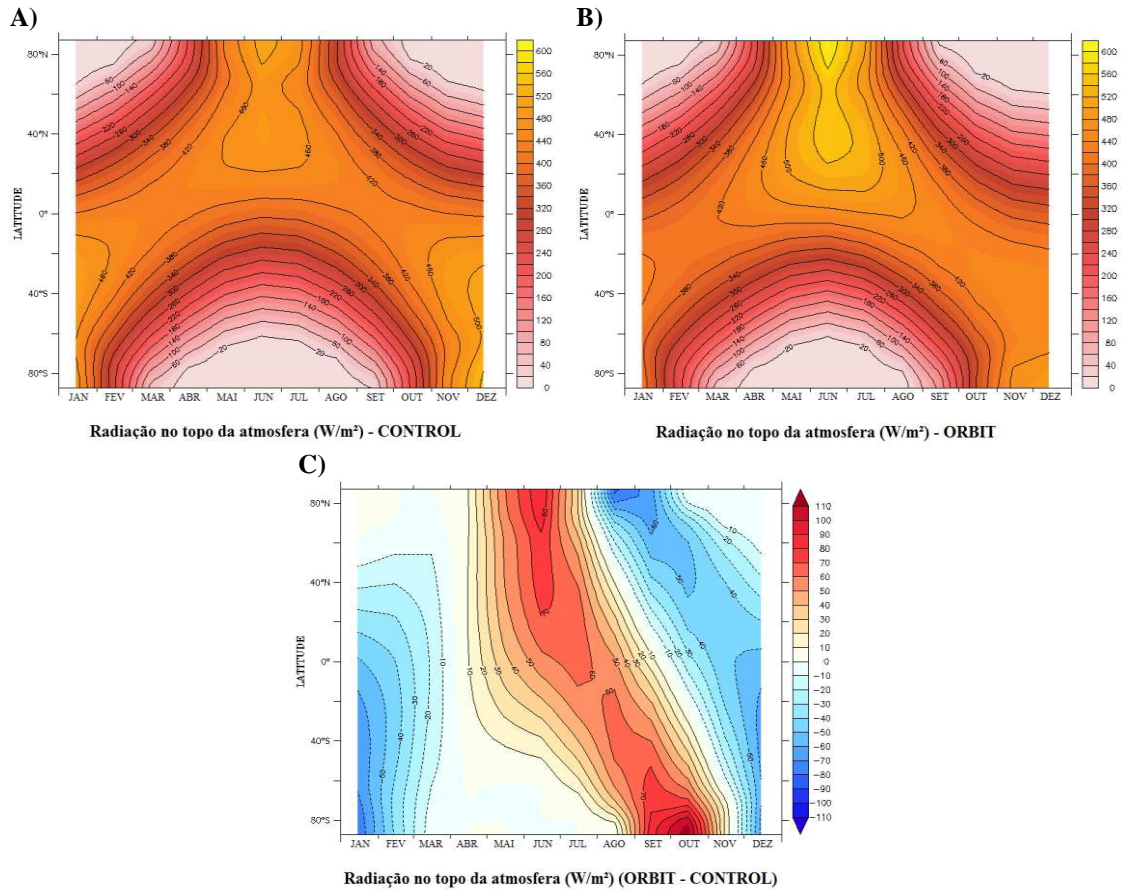


Figura 2.1 – Radiação solar incidente no topo da atmosfera, **A)** CONTROL, **B)** ORBIT e **C)** Diferença entre ORBIT e CONTROL.

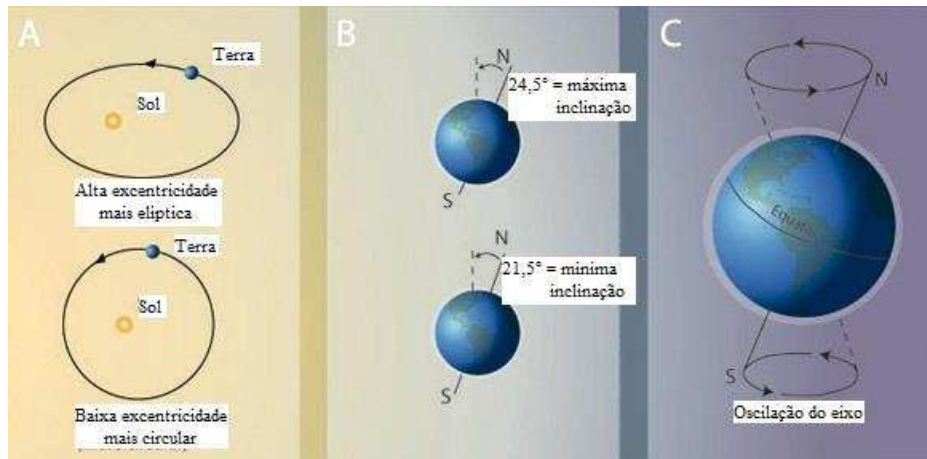


Figura 2.2 – Parâmetros orbitais utilizados no estudo, **A)** Excentricidade da órbita da Terra, figura superior (inferior) alta (baixa) excentricidade o que torna a órbita mais elíptica (mais circular); **B)** Obliquidade da Terra, figura superior (inferior) é o valor máximo (mínimo) da obliquidade da Terra com um valor de 24,5° (21,5°); e **C)** Precessão da Terra. Adaptação de Stevens, A., 2011.

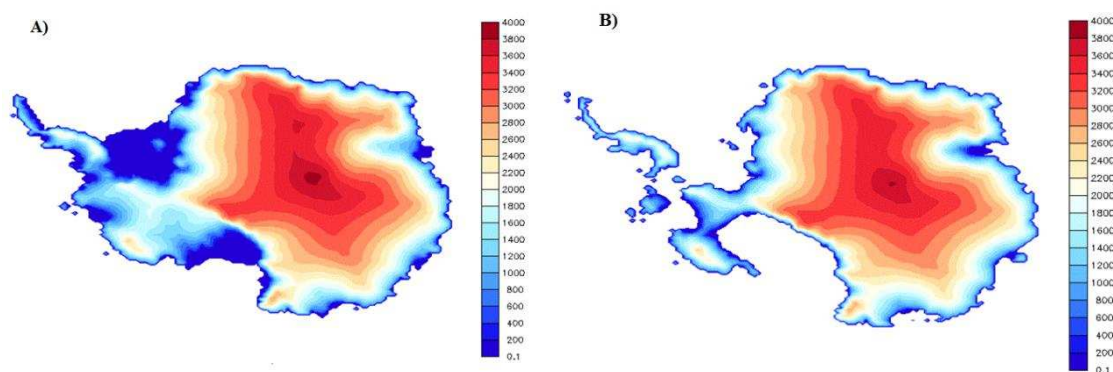


Figura 2.3 – Topografia da Antártica. A) Período atual e B) Período de 1,080ka.

Tabela 2.1 – Os valores dos parâmetros orbitais foram obtidos através de Coletti et al., 2014.

Nome da simulação	Excentricidade	Obliquidade	Precessão
CONTROL	0,016706	23,438	102,94
MIS31	0,05597	23,898	289,79
ORBIT	0,05597	23,898	289,79
TOPO	0,016706	23,438	102,94

2.1.4. Análises dos resultados

Diferentes métodos foram utilizados para a análise dos resultados. Entre os dados considerados como observados – os dados de reanálises – e os dados da simulação CONTROL foram feitas médias anuais e desvio padrão entre as variáveis (temperatura e precipitação, por exemplo, e médias zonais (temperatura da superfície do mar e vento zonal próximo à superfície).

A análise entre a simulação CONTROL e as simulações com sensibilidade foram utilizados testes estatísticos como regressão linear simples, EOF e test t de Student para médias sazonais, divididas entre os meses de dezembro – janeiro – fevereiro, que chamamos de verão (DJF) e entre os meses de junho – julho – agosto que denominamos como inverno (JJA).

2.1.5. Desvio Padrão

Se um valor x for medido em uma dada unidade de medida (por exemplo, m), então a variância de x será medida em valores ao quadrado desta unidade (m^2). Por isto, às vezes é comum se utilizar o desvio-padrão de uma variável aleatória como medida de

sua variabilidade. Logo, o desvio padrão se expressa na mesma unidade da variável, sendo por isso, de maior interesse que a variância nas aplicações práticas. É mais realístico para efeito de comparação de dispersões, ou seja, o desvio-padrão é um exemplo destas medidas e indica a variação dos dados à volta da média (WILKS, 1995).

2.1.6. Funções Ortogonais Empíricas (EOF – Empirical Orthogonal Functions)

A finalidade original da EOF foi de reduzir o elevado número de variáveis nos dados originais para alguma determinada variável, mas sem comprometer a variância apresentada pela variável. No entanto, as análises utilizando EOF se tornaram muito úteis para extrair as principais características dos modos de variabilidade climática, tais como a Oscilação da Antártica, Oscilação do Ártico, El Niño Oscilação Sul, Dipolo do Atlântico e Dipolo do Índico. A EOF baseia-se principalmente sobre a utilização da correlação espacial do tempo, uma característica importante em dados climáticos. É uma técnica que tenta incorporar tanto a correlação espacial quanto a correlação temporal, fazendo com que o método se torne uma ferramenta útil para extrair estruturas dinâmicas, tendências e oscilações, e para filtrar dados (HANNACHI et al., 2007).

O método da EOF baseia-se na resolução do problema de autovalores da matriz de covariância (S) do campo de anomalias de uma determinada variável X . O cálculo dessas anomalias é realizado retirando-se o ciclo sazonal médio do campo original de X através da subtração do valor de X de cada mês pelo respectivo valor do mês climatológico. Assim, dada a matriz de dados de anomalias $X_{n \times m}$ para n meses em m pontos, a matriz de correlação fica:

$$S = \frac{1}{n} X^T X$$

Os autovetores são encontrados a partir da seguinte decomposição,

$$SP = P\Lambda$$

Onde, S = Matriz de covariância; P = Matriz de autovetores e Λ = Matriz de diagonal contendo os autovetores.

Os autovetores são ortogonais entre si e representam padrões espaciais estacionários ou mapas de variabilidade (EOF). A variância explicada por cada EOF é dada pelo respectivo autovalor (λ_i). Para cada autovalor λ_i escolhido, encontra-se o

correspondente autovetor p_i , denominado EOF. A primeira EOF é o autovetor associado com o maior autovalor, a segunda EOF é associada com o segundo maior autovalor, subsequentemente, de forma que os menores autovalores são considerados como ruído. Cada autovalor λ_i determina uma medida da fração da variância total em C explicada pelo modo. Essa fração é obtida dividindo-se o λ_i pela soma de todos os outros valores, sendo que a primeira EOF explica a maior fração da variância total. A matriz de autovetores P tem a propriedade de identidade I, isto é, $P^tP = PP^t = I$, mostrando que as EOF's não são correlacionadas no espaço, ou seja, os autovetores são ortogonais entre si, originando o nome do método Funções Ortogonais Empíricas. O padrão espacial obtido a partir da EOF representa uma estrutura estacionária. Para se ver como um dado padrão espacial evolui no tempo, o autovetor é projetado no campo original para se obter a série temporal, os chamados coeficientes de expansão. Assim como as EOFs são ortogonais no espaço (matriz simétrica e diagonal, possui uma base ortogonal associada aos autovalores), as séries temporais associadas são ortogonais no tempo. A fração da variabilidade do campo total explicada por uma dada EOF é proporcional ao seu autovalor associado. Juntos, um autovalor com sua correspondente EOF e coeficiente de expansão, definem um modo de variabilidade. O uso da EOF como ferramenta estatística já foi utilizado em outros trabalhos para o cálculo de variáveis atmosféricas e oceânicas (HANNACHI, et al., 2007; JUSTINO & PELTIER, 2008; MONAHAN, et al., 2009; MACHADO, 2013).

2.1.7. Regressão Linear Simples

Na grande maioria dos trabalhos o que pretendemos investigar é como as mudanças em uma variável afeta uma outra variável, e em muitos aspectos na estatística é necessário assumir um modelo matemático para obtermos progresso. Dentro deste contexto, a regressão linear simples constitui uma tentativa de estabelecer uma equação matemática linear (linha reta) que descreva o relacionamento entre duas variáveis: uma chamada variável resposta, ou dependente, e a outra, chamada variável explicativa, ou independente. E existem diversas formas de utilização de equações de regressão, como estimar valores de uma variável, com base em valores conhecidos da outra. Em situações em que as duas variáveis medem aproximadamente a mesma coisa, mas uma delas é relativamente dispendiosa, ou difícil de lidar, enquanto que a outra não. Ou a tentativa de explicar valores de uma variável em termos da outra, ou seja, confirmar uma relação de

causa e efeito entre duas variáveis. E por fim, buscar predizer valores futuros de uma variável (DRAPER & SMITH, 1998).

Aqui, a regressão linear simples é utilizada para determinar as respostas das anomalias ocasionadas nas circulações oceânica e atmosférica, devido as alterações na topografia da Antártica e na quantidade de radiação de onda curta recebida no HN, no modo de variabilidade climática ENOS.

2.2. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ADLER, R. F.; GU, G. and HUFFMAN, G. J. Estimating Climatological Bias Errors for the Global Precipitation Climatology Project (GPCP). **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, 51, 84 – 99, doi: 10.1175/JAMC-D-11-052.1, 2012.

ADLER, R. F.; HUFFMAN, G. J.; CHANG, A.; FERRARO, R.; XIE, P-P.; JANOWIAK, J.; RUDOLF, B.; SCHNEIDER, U.; CURTIS, S.; BOLVIN, D.; GRUBER, A.; SUSSKIND, J.; ARKIN, P. and NELKIN, E. The Version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation Analysis (1979 – Present). **Journal of Hydrometeorology**, 4, 1147 – 1167, 2003.

ALLAN, R. P.; LIU, C.; ZAHN, M.; LAVERS, D. A.; KOUKOUVAGIAS, E. and BODAS-SALCEDO, A. Physically Consistent Responses of the Global Atmospheric Hydrological Cycle in Models and Observations. **Surveys in Geophysics**, 35, 533 – 552, doi: 10.1007/s10712-012-9213-z, 2014.

BRACCO, A.; KUCHARSKI, F.; KALLUMMAL, R. and MOLTENI, F. Internal variability, external forcing and climate trends in multi-decadal AGCM ensembles. **Climate Dynamics**, 23, 659 – 678, doi: 10.1007/s00382-004-0465-2, 2004.

BRACONNOT, P.; HARRISON, S. P.; KAGEYAMA, M.; BARTLEIN, P. J.; MASSON-DELMOTTE, V.; ABE-OUCHI, A.; OTTO-BLIESNER, B. and ZHAO, Y. Evaluation of climate models using palaeoclimatic data. **Nature Climate Change**, 2, 417 – 424, doi: 10.1038/nclimate1456, 2012.

CANE, M. A. The evolution of El Niño, past and future. **Earth and Planetary Science Letters**, 230, 227 – 240, doi: 10.1016/j.espl.2004.12.003, 2005.

CLAUSSEN, M.; MYSAK, L.; WEAVER, A.; CRUCIFIX, M.; FICHEFET, T.; LOUTRE, M. F.; WEBER, S.; ALCAMO, J.; ALEXEEV, V.; BERGER, A.; CALOV, R.; GANOPOLSKI, A.; GOOSSE, H.; LOHMANN, G.; LUNKEIT, F.; MOKHOV, I.; PETOUKHOV, V.; STONE, P. and WANG, Z. Earth system models of intermediate

complexity: closing the gap in the spectrum of climate models. **Climate Dynamics**, 18, 579 – 568, 2002.

DECKER, M.; BRUNKE, M. A.; WANG, Z.; SAKAGUCHI, K.; ZENG, X. and BOSILOVICH, M. G. Evaluation of the Reanalysis Products from GSFC, NCEP, and ECMWF Using Flux Tower Observations. **Journal of Climate**, 25, 1916 – 1944, doi: 10.1175/JCLI-D-11-00004.1, 2012.

DECONTO, R. M.; POLLARD, D. and KOWALEWSKI, D. Reprint of: Modeling Antarctic ice sheet and climate variations during Marine Isotope Stage 31. **Global and Planetary Change**, 96 – 97, 181 – 188, doi: 10.1016/j.gloplacha.2012.05.018, 2012.

DRAPER, N. R. and SMITH, H. Applied Regression Analysis. 3 ed. **Wiley series in probability and statistics**. United States, pp. 705, 1998.

GOELZER, H.; HUYBRECHTS, P.; RAPER, S. C. B.; LOUTRE, M. –F.; GOOSSE, H. and FICHEFET, T. Millennial total sea-level commitments projected with the Earth system model of intermediate complexity LOVECLIM. **Environmental Research Letters**, 7 (4), doi: 10.1088/1748-9326/7/4/045401, 2012.

HANNACHI, A.; JOLLIFFE, I. T. and STEPHENSON, D. B. Empirical orthogonal functions and related techniques in atmospheric science: A review. **International Journal of Climatology**, 27, 1119 – 1152, doi: 10.1002/joc.1499, 2007.

HUYBERS, P. J. and CURRY, W. Links between annual, Milankovitch and continuum temperature variability, **Nature**, 441, 329 – 332, doi: 10.1038/nature04745, 2006.

HUYBERS, P. J. Early Pleistocene Glacial Cycles and the Integrated Summer Insolation Forcing. **Science**, 313, 508 – 511, doi: 10.1126/science.1125249, 2006.

JUSTINO, F. and PELTIER, R. W. Climate Anomalies Induced by the Arctic and Antarctic Oscillations: Glacial Maximum and Present-Day Perspectives. **Journal of Climate**, 21, 459 – 475, doi: 10.1175/2007JCLI1703.1, 2008.

JUSTINO, F. and PELTIER, R. W. Influence of present day and glacial surface conditions on the Antarctic Oscillation/Southern Annular Mode. **Geophysical Research Letters**, 33, L22702, doi: 10.1029/2006GL027001, 2006.

JUSTINO, F. B. and MACHADO, J. P. Climate feedbacks induced by the North Atlantic freshwater forcing in a coupled model of intermediate complexity. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 25, 103 – 113, 2010.

JUSTINO, F. The influence of boundary conditions on the Last Glacial Maximum. **Thesis**, Leibniz-Institute of Marine Research – CAU – Germany, 2004.

JUSTINO, F.; SILVA, A. S.; PEREIRA, M. P.; STORDAL, F.; LINDEMANN, D. and KUCHARSKI, F. The large-scale in response to the retreat of the West Antarctic Ice Sheet. **Journal of Climate**, 28, 637 – 650, doi: 10.1175/JCLI-D-14-00284.1, 2014.

KOENIGK, T.; BRODEAU, L.; GRAVERSEN, R. G.; KARLSSON, J.; SVENSSON, G.; TJERNSTRÖM, M.; WILLÉN, U. e WYSER, K. Artic climate change in 21 st century CMIP5 simulations with EC-Earth. **Climate Dynamics**, 40, 2719 – 2743, doi: 10.1007/s00382-012-1505-y, 2013.

KRÖGER, J. and KUCHARSKI, F. Sensitivity of ENSO characteristics to a new interactive flux correction scheme in a coupled GCM. **Climate Dynamics**, 36, 119 – 137, doi: 10.1007/s00382-010-0759-5, 2011.

KUCHARSKI, F.; IKRAM, F.; MOLTENI, F.; FARNETI, R.; KANG, I. –S.; NO, H. – H.; KING, M. P.; GIULIANI, G. and MOGENSEN, K. Atlantic forcing of Pacific decadal variability. **Climate Dynamics**, doi: 10.1007/s00382-015-2705-z, 2015.

KUCHARSKI, F.; MOLTENI, F. and BRACCO, A. Decadal interactions between the western tropical Pacific and the North Atlantic Oscillation. **Climate Dynamics**, 26, 79 – 91, 2006.

LEGRANDE, A. N. and SCHMIDT, G. A. Ensemble, water isotope-enabled, coupled general circulation modeling insights into the 8.2 ka event. **Paleoceanography**, 23(3), PA3207, doi: 10.1029/2008PA001610, 2008.

LEVITUS, S.; ANTONOV, J. I.; BOYER, T. P. and STEPHENS, C. Warming of the World Ocean. **Science**, 287, 2225 – 2230, doi: 10.1029/2004GL021592, 2000.

LISIECKI, L. E. and RAYMO, M. E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. **Paleoceanography**, 20, PA1003, doi: 10.1029/2004PA001071, 2005.

MACHADO, J. P. Resposta das circulações oceânica e atmosférica associada ao enfraquecimento da Circulação Termohalina Global. **Dissertação de Mestrado**, Universidade Federal de Viçosa, 80p, 2009.

MACHADO, J. P. Resposta das circulações oceânica e atmosférica associada às mudanças na tensão de cisalhamento do vento sobre o oceano. **Tese de Doutorado**, Universidade Federal de Viçosa, 143p, 2013.

MACHADO, J. P.; JUSTINO, F. and PEZZI, L. P. Changes in the global heat transport and eddy-mean flow interaction associated with weaker thermohaline circulation. **International Journal of Climatology**, 32, 2255 – 2270, doi: 10.1002/joc.3411, 2011.

MADEC, G., NEMO ocean engine. **Note du Pole de modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France**, 27, 1288 – 1619, 2012.

MADEC, G.; DELECLUSE, P.; IMBARD, M. and LEVY, C., Opa 8 ocean general circulation model-reference manual. Tech. rep., **LODYC/IPSL Note 11**, 1998.

MOLTENI, F. Atmospheric simulations using GCM with simplified physical parametrizations. I: model climatology and variability in multi-decadal experiments. **Climate Dynamics**, 20, 175 – 191, doi: 10.1007/s00382-002-0268-2, 2003.

MONAHAN, A. H.; FYFE, J. C.; AMBAUM, M. H. P.; STEPHENSON, D. B. and NORTH, G. R. Review: Empirical Orthogonal Functions: The Medium is the Message. **Journal of Climate**, 22, 6501 – 6514, doi: 10.1175/JCLI3062.1, 2009.

MONTEREY, G. and LEVITUS, S. Climatological cycle of mixed layer depth in the world ocean. **U. S. Gov. Printing Office**, NOAA NESDIS, pp. 5, 1997.

PEZZI, L. P. and RICHARDS, K. J. Effects of lateral mixing on the mean state and eddy activity of an equatorial ocean. **Journal of Geophysical Research**, 108, doi: 10.1029/2003JC001834, 2003.

RAYMO, M. E.; LISIECKI, L. E. and NISANCIOGLU, K. H. Plio-Pleistocene ice volume, Antarctic climate, and the global $\delta^{18}\text{O}$ record. **Science**, 313, 492 – 495, doi: 10.1126/science.1123296, 2006.

SAHA, et al. The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, 91, 1015 – 1057, doi: 10.1175/2010BAMS3001.1, 2010.

SCHERER, R. P.; BOHATY, S. M.; DUNBAR, R. B.; ESPER, O.; FLORES, J. –A.; GERSONDE, R.; HARWOOD, D. M.; ROBERTS, A. P. and TAVIANI, M. Antarctic records of precession-paced insolation-driven warming during early Pleistocene Marine Isotope Stage 31. **Geophysical Research Letters**, 35, L03505, doi: 10.1029/2007GL032254, 2008.

SEVERIJNS, C. A. and HAZELEGER, W. The eficiente global primitive equation climate model SPEEDO. **Geoscientific Model Development**, 3, 105 – 122, 2010.

SILVA, A. S. Clima do Hemisfério Sul há 1.080 milhão de anos: Impacto do derretimento da geleira Antártica. **Dissertação de Mestrado**, Universidade Federal de Viçosa, 74p, 2013.

SOMMER, J. L.; PENDUFF, T.; THEETTEN, S.; MADEC, G. and BARNIER, B. How momentum advection schemes influence current-topography interactions at eddy permitting resolution. **Ocean Modelling**, 29, 1 – 14, doi: 10.1016/j.ocemod.2008.11.007, 2009.

TRENBERTH, K. E. The use and abuse of climate models. **Nature**, 386, 131 – 133, doi: 10.1038/386131a0, 1997.

VALCKE, S. Oasis3 user guide (prism 2-5). Tech. rep., PRISM Support Initiative Report, 3, **CERFACS**, Toulouse, France, 2006.

WILKS, D. S. Statistical Methods in the Atmospheric Sciences. 2° ed. International Geophysics Series, **Academic Press**, 649 pp., 1995.

Capítulo 3 – COMPARAÇÃO ENTRE AS REANÁLISES E SIMULAÇÃO CONTROL

Para avaliação do desempenho do modelo SPEEDY-NEMO na simulação CONTROL, será comparado os resultados da simulação com as reanálises, tomando como referência a climatologia de dados anuais das reanálises entre o período de 1980 – 2010. Como será demonstrado abaixo, a variável precipitação será comparada com o GPCP. O perfil vertical da temperatura dos oceanos será avaliada de acordo com os dados do LEVITUS, e as demais variáveis analisadas serão comparadas com o CFSR.

3.1. TEMPERATURA DO AR PRÓXIMO À SUPERFÍCIE (T_{ar})

Ao verificar a variação zonal da T_{ar} (Figura 3.1) fica evidente a superestimação do SPEEDY-NEMO em duas regiões distintas, uma entre as latitudes $40^{\circ}S - 0^{\circ}$ e a outra entre $5^{\circ}N - 45^{\circ}N$, que são regiões onde encontra-se maiores quantidades de continentes. Essa superestimação da T_{ar} por parte do SPEEDY-NEMO é mais evidente devido ao fato do CFSR apresentar tendência de subestimação da T_{ar} sobre os continentes (DECKER et al., 2012).

Entre os principais resultados esperados de um modelo de complexidade intermediária como o SPEEDY-NEMO, é que o ele consiga representar as principais características do sistema climático global. Devida à baixa resolução espacial de sua grade, não se pode esperar que o modelo represente com detalhes os processos que existem em pequenas escalas e que seriam possíveis de serem representados apenas em modelos de alta resolução espacial.

Ao se comparar as Figuras 3.2A e 3.2B, observa-se que o SPEEDY-NEMO representa bem a T_{ar} . Com algumas superestimações da T_{ar} sobre os continentes, como na Austrália, nas regiões norte e sul da África e norte do Canadá. Também devido a sua baixa resolução, o modelo apresenta restrições na representação da T_{ar} sobre regiões montanhosas, como na região da Cordilheira dos Andes e na região do Himalaia.

De acordo com Molteni (2003), a superestimação da T_{ar} sobre os continentes é um processo comum nos modelos globais de média complexidade. Por outro lado, em altas latitudes ocorre subestimação do SPEEDY-NEMO ao compararmos com o CFSR,

principalmente sobre o oceano Austral em torno da Antártica e também no nordeste da Rússia e Ártico. As altas latitudes são um problema ainda recorrente aos modelos, independente da sua resolução espacial, isso porque ainda existem poucos dados observados para que se possa melhor avaliar os modelos.

Algumas diferenças são observadas ao analisarmos o desvio padrão. Para o CFSR (Figura 3.2C) verifica-se maior variação em relação à média nas regiões polares, como por exemplo, entre o Canadá e a Groelândia e próximo ao Mar de Weddell e Mar de Ross na Antártica. Além dessas outras regiões no Polo Norte próximo à Rússia e na região do Himalaia. Na simulação CONTROL ocorre um alto valor do desvio padrão na região do Mar de Weddell (Figura 3.2D). Outros pontos que merecem destaque é a ausência da variação observada no CFSR próximo a Groelândia e na região do Himalaia. Na região do Oceano Pacífico equatorial também não é verificado maior variação da T_{ar} porque modelos de complexidade intermediária ainda apresentam alguma dificuldade em representar o ENOS (BELLENGER et al., 2014).

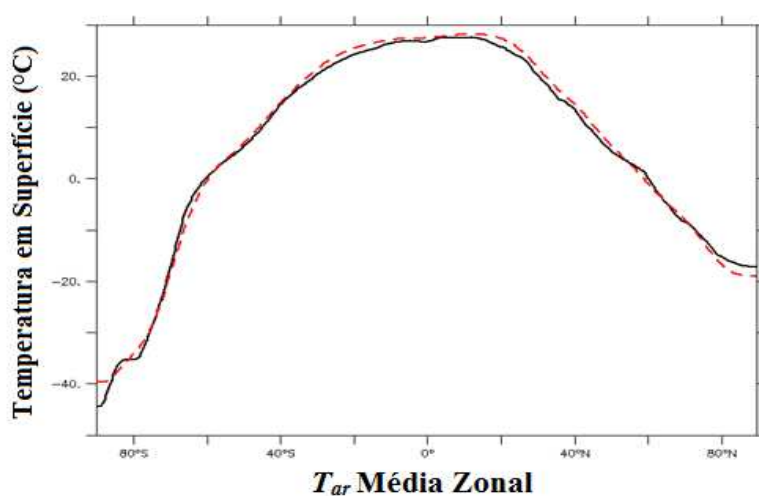


Figura 3.1 – Média zonal da T_{ar} , linha preta (vermelha) é o CFSR (CONTROL).

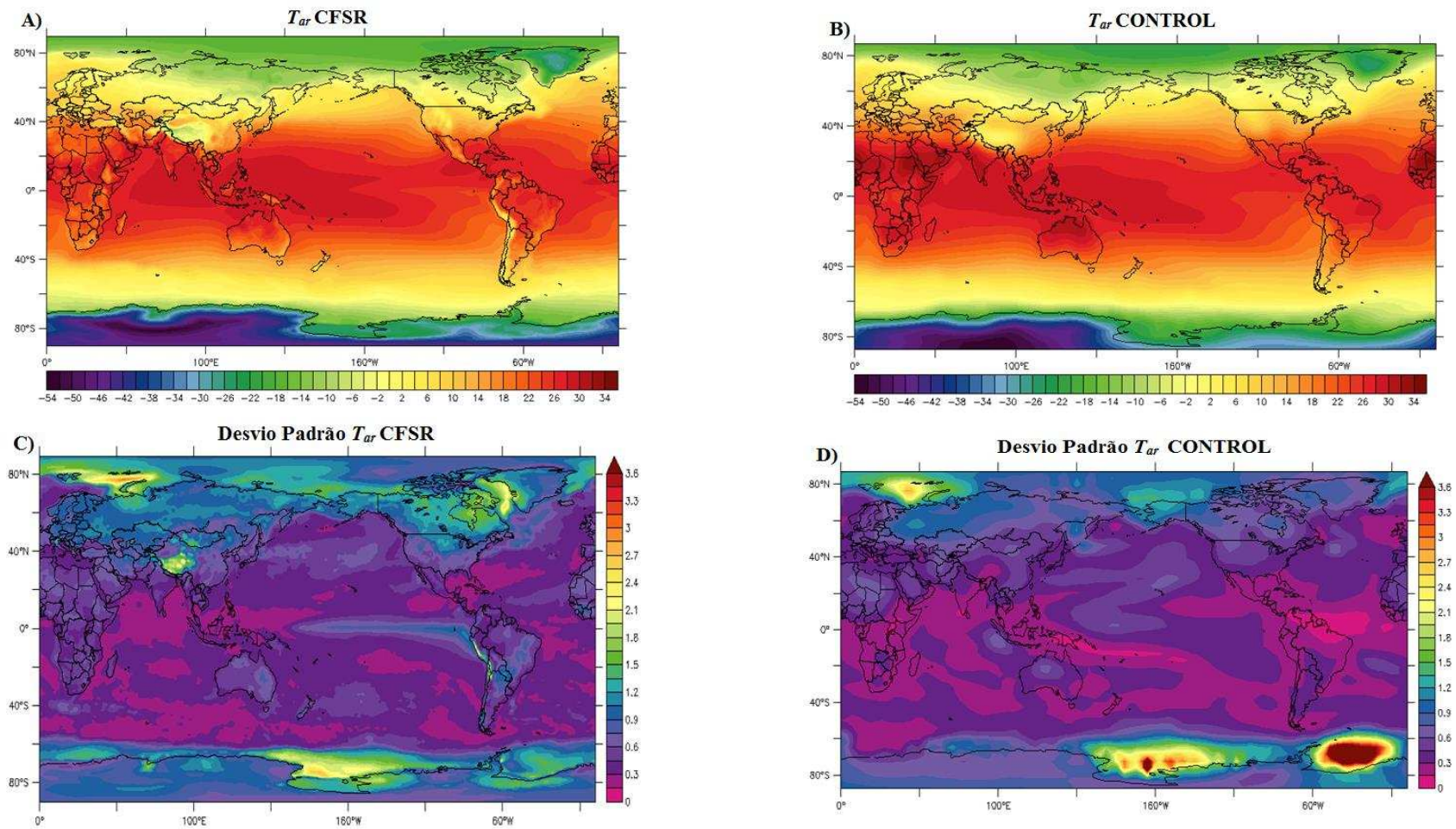


Figura 3.2 – Temperatura do ar próximo à superfície (T_{ar}) em °C, A) CFSR, B) CONTROL, C) Desvio Padrão para o CFSR e D) para o CONTROL

3.2. PRECIPITAÇÃO (Prec)

Até mesmo os modelos mais complexos apresentam alguma dificuldade em representar a variável precipitação (Prec), devido a sua grande variação espacial e temporal, além das complexas interações físicas que envolvem esta variável. Obviamente então, em modelos mais simplistas e de complexidade intermediária essa dificuldade também é observada. Mas, apesar das limitações impostas ao compararmos o estado médio da Prec entre o GPCP (Figura 3.3A) e o CONTROL (Figura 3.3B) observa-se que o SPEEDY-NEMO consegue representar satisfatoriamente as principais características do sistema climático que envolve a Prec. Com alguma superestimação do CONTROL na região equatorial entre as latitudes 20°S e 20°N, principalmente sobre a costa oeste da América do Sul, norte do Brasil e oeste do Oceano Pacífico. Por outro lado, o CONTROL apresenta subestimação da Prec em médias latitudes em ambos hemisférios ao compararmos com o GPCP.

Este padrão de superestimação (subestimação) na região equatorial (extratropical) fica mais nítido ao compararmos as médias zonais dos dois conjuntos de dados na Figura 3.4. A superestimação do CONTROL fica ainda mais evidente próximo da latitude de 0°, quando o aumento médio de até 1 mm por dia é observado. Superestimação da Prec também foi encontrado por Rauscher et al., (2011) ao comparar o componente atmosférico do SPEEDY-NEMO com reanálises (GPCP, CMAP) e modelos do CMIP3 para a região da América Central. Ainda de acordo com os mesmos autores, esta diferença na Prec está relacionada com a representação da alta subtropical do Atlântico Norte, pois o SPEEDY não mostra suficientemente o deslocamento do sistema de alta pressão até próximo à costa do continente norte-Americano, que por consequência, pode estar relacionado com uma representação de uma Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) mais estreita.

Ao compararmos o desvio padrão do GPCP (Figura 3.3C) com o CONTROL (Figura 3.3D), observa-se alta variação em relação à média principalmente na região centro-oeste do Oceano Pacífico no CONTROL, e também sobre a região leste do Oceano Índico. Esta grande variação não é verificada no GPCP, no qual percebe-se uma pequena variação no oeste do Oceano Pacífico. De acordo com Allan et al., (2014), estas alterações locais na Prec e seus extremos são altamente dependentes de pequenas variações na circulação atmosférica em grande escala e em feedbacks regionais.

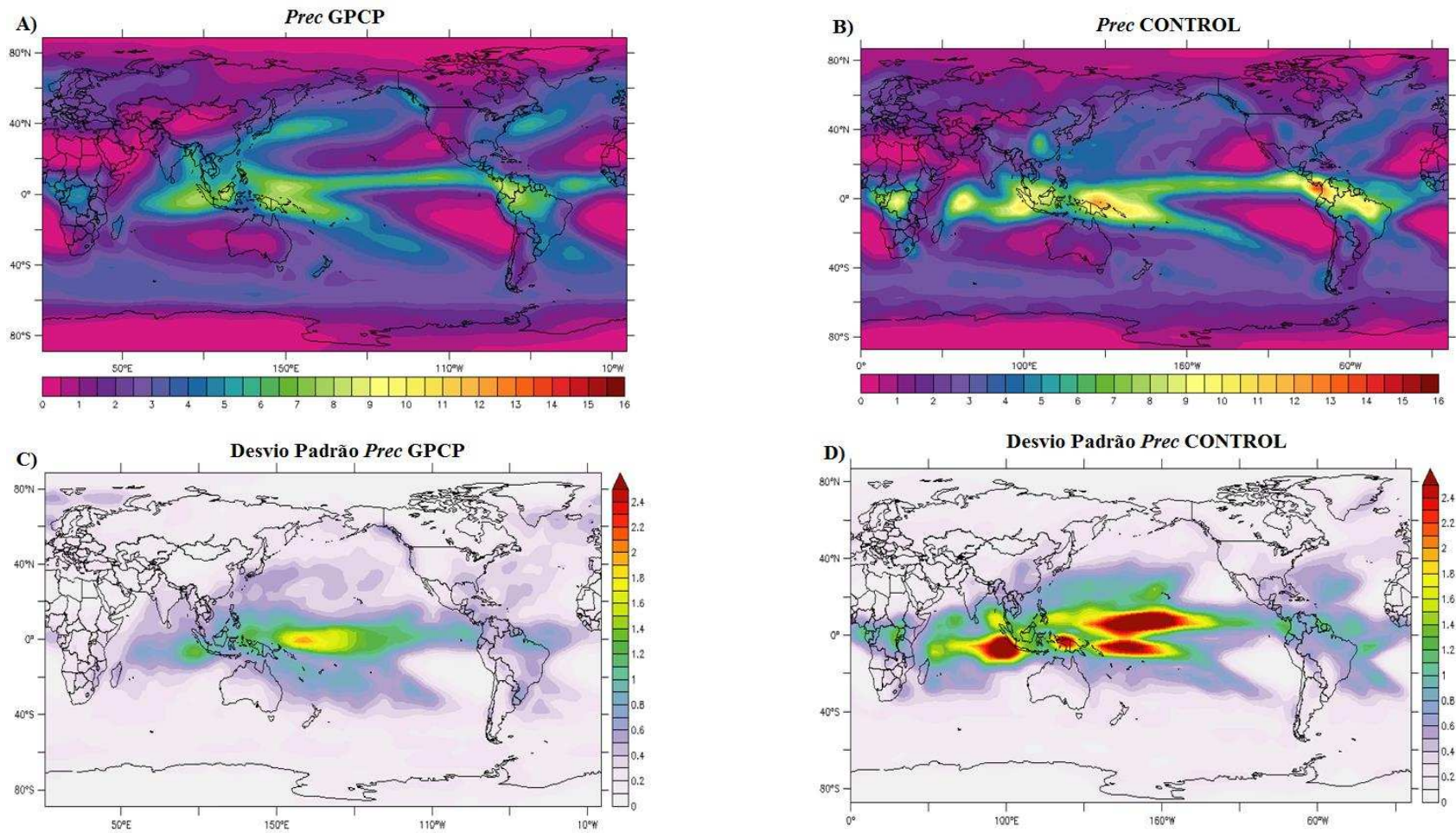


Figura 3.3 – Precipitação (Prec) em mm/dia, A) GPCP, B) CONTROL, C) Desvio Padrão para o GPCP e D) para o CONTROL.

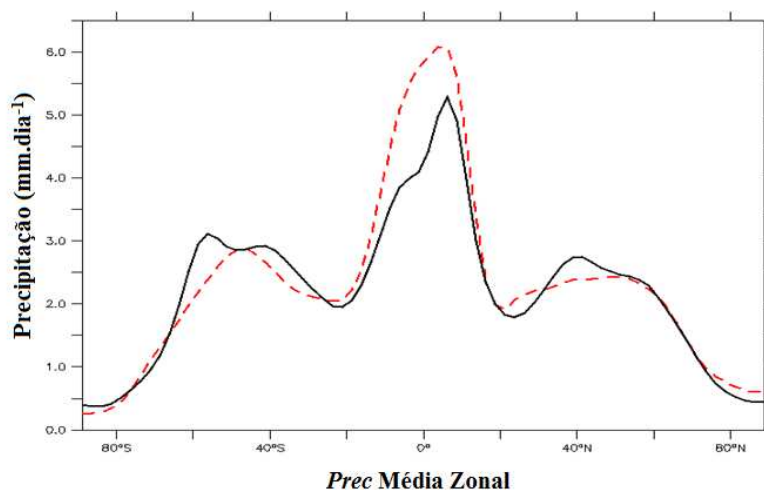


Figura 3.4 - Média zonal da Prec, linha preta (vermelha) é o GPCP (CONTROL).

3.3. EVAPORAÇÃO MENOS PRECIPITAÇÃO (E – P)

Um importante componente do ciclo hidrológico é a taxa de evaporação menos precipitação (E – P) sobre os oceanos, pois grande parte da água evaporada sobre os oceanos acaba por tornar-se fonte para precipitações sobre os continentes. O CFSR apresenta grandes áreas sobre os oceanos com altas taxas positivas de E – P, ou seja, regiões onde a evaporação é maior que a precipitação (Figura 3.5A). Estas áreas estão localizadas na região tropical, a oeste dos continentes e entre 35°N e 35°S, que são as mesmas áreas onde estão situados os centros de alta pressão, que são caracterizados por condições de tempo estável e céu claro.

O SPEEDY-NEMO também representa estas áreas com maiores índices de evaporação (Figura 3.5B), porém, com valores de E – P menores ao compararmos com o CFSR. Além da boa representação destas regiões por parte do SPEEDY-NEMO, o modelo indica também uma pequena diferença no posicionamento da ZCIT, o que pode justificar maior taxa de precipitação mais ao norte (em torno de 10°N) se comparado ao CFSR.

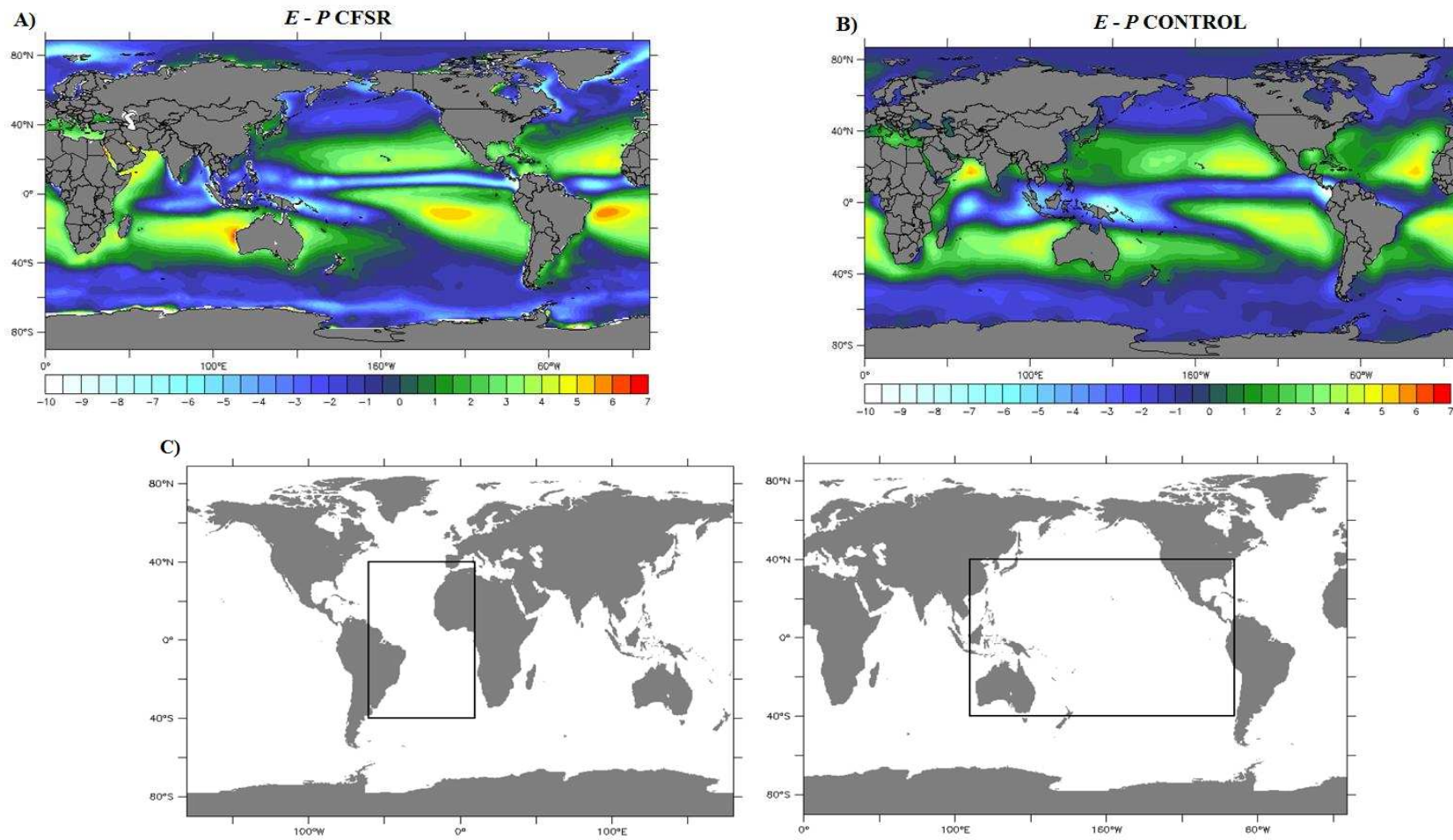


Figura 3.5 – Evaporação menos precipitação ($E - P$) em $\text{mm}\cdot\text{dia}^{-1}$, **A)** CFSR, **B)** CONTROL e **C)** Retângulos selecionados onde foram calculados os valores da Tabela 1a.

Trenberth et al., (2011) mostraram que o CFSR apresenta valores mais elevados de $E - P$ sobre os oceanos se comparado com outras reanálises, o que justificaria os valores de $E - P$ da reanálise serem maiores do que os do modelo, principalmente na costa do Brasil, a oeste da África e entre as latitudes de 0° e 20°S no Oceano Pacífico. Ainda de acordo com esses autores, o CFSR apresenta taxas de P maiores que E em algumas regiões dos oceanos, o que pode ser observado nas altas latitudes de ambos os hemisférios, e pode estar relacionado também com a forma que a reanálise representa a diferença entre a precipitação líquida e a precipitação na forma de neve.

Um exemplo destas maiores taxas de $E - P$ apresentadas pelo CFSR está na comparação dos valores de $E - P$ de duas regiões nos oceanos Atlântico e Pacífico (Figura 3.5C), pode-se observar na Tabela 3.1 que na região do Oceano Pacífico a reanálise e o modelo apresentam valores próximos de $E - P$, a principal diferença está no Oceano Atlântico, enquanto o CFSR indica um valor de 1,81 mm/dia de $E - P$, e o SPEEDY-NEMO apresenta um valor de 1,35 mm/dia. O que acaba por influenciar a subtração dos valores de $E - P$ entre os oceanos Atlântico e Pacífico.

Tabela 3.1 – Valores de $E - P$ para os oceanos Atlântico e Pacífico.

evap – prec (mm/dia)	Atlântico	Pacífico	Atlântico - Pacífico
CFSR	1,812	0,6280	1,184
CONTROL	1,346	0,5396	0,806

3.4. VENTO ZONAL PRÓXIMO À SUPERFÍCIE (u_0)

Como uma das variáveis responsáveis na distribuição de calor no sistema climático, o vento zonal próximo à superfície (u_0) aparece muito bem representado na simulação CONTROL do SPEEDY-NEMO. A diferença entre o modelo e a reanálise fica mais evidente na Figura 3.6 quando observar-se a média zonal da variável u_0 . Estas diferenças no u_0 em altas latitudes podem estar relacionadas a superestimação do gelo marinho do SPEEDY-NEMO, o qual segundo Justino et al., (2014) pode aumentar o contraste térmico meridional sazonal. Nota-se que as regiões dos westerlies (ventos de oeste) são bem nítidos em ambos os hemisférios (entre as latitudes 40° e 60°). O u_0 simulado pelo modelo (Figura 3.7B) na região citada é um pouco mais alto se comparado

com o CFSR (Figura 3.7A) em ambos os hemisférios, principalmente na região do jato polar no HN, na qual a diferença é superior a reanálise em torno de 2 m.s^{-1} .

O desvio padrão do CFSR e o CONTROL indicam pequenas variações, enquanto o CFSR (Figura 3.7C) apresenta maiores variações nas regiões oeste e sul do Oceano Pacífico e no Oceano Atlântico Norte, o CONTROL (Figura 3.7D) mantém variações nestas regiões citadas anteriormente com variações discretas, e apresenta também um aumento no desvio padrão sobre o Oceano Índico leste, no Oceano Pacífico norte e um padrão mais zonal em torno da Antártica, o que pode justificar os ventos mais intensos (Figura 3.7B) em relação ao CFSR (Figura 3.7A). Os maiores valores encontrados para o CONTROL no u_0 médio e no desvio padrão eram esperados, isso porque, de acordo com Decker et al., (2012), as reanálises de um modo geral tendem a subestimar a variabilidade da velocidade do vento.

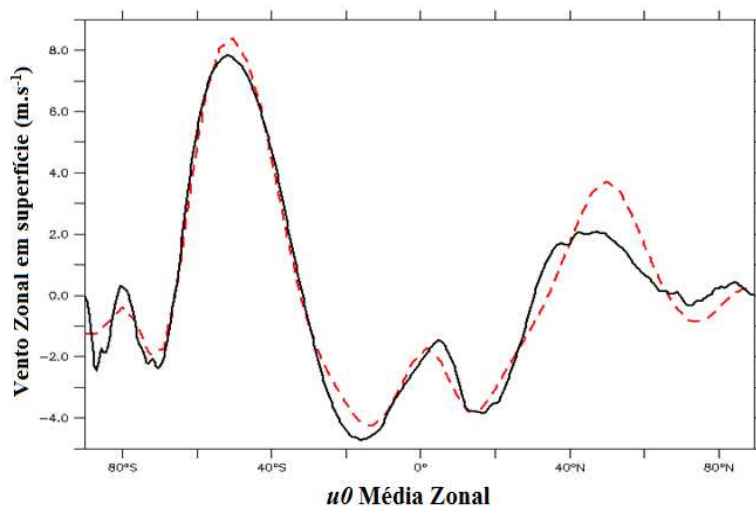


Figura 3.6 – Média zonal do u_0 , linha preta (vermelha) é o CFSR (CONTROL).

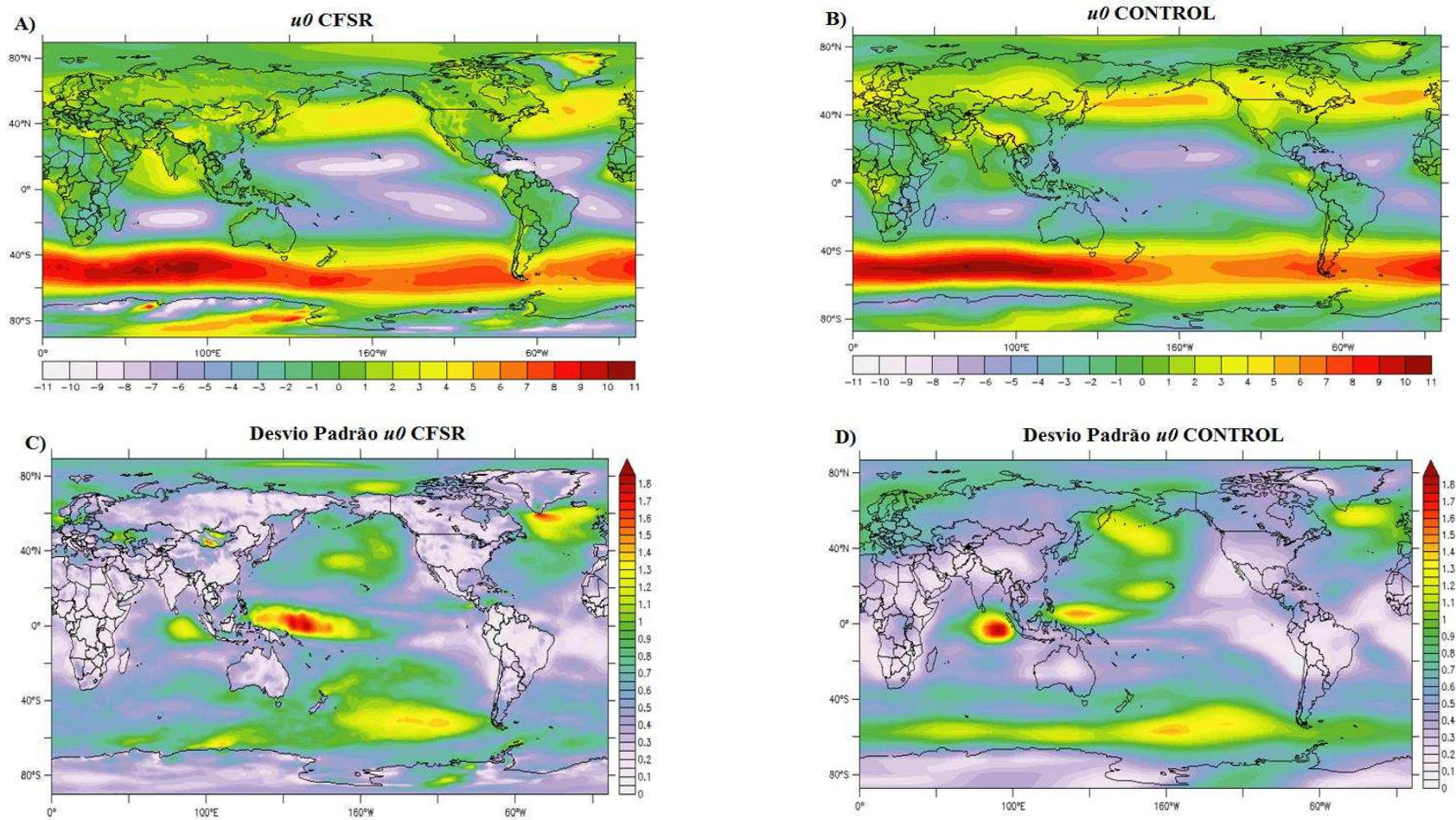


Figura 3.7 – Vento zonal em superfície (u_0) em m.s^{-1} , A) CFSR, B) CONTROL, C) Desvio Padrão para o CFSR e D) para o CONTROL

3.5. PERFIL VERTICAL DO VENTO ZONAL (u)

Avaliar o desempenho do SPEEDY-NEMO no perfil vertical é tão importante quanto analisar o seu desempenho próximo à superfície, para entender como o modelo representa as interações e movimentos atmosféricos em diferentes níveis de pressão.

Como citado anteriormente na descrição do modelo, o SPEEDY-NEMO apresenta 8 níveis verticais na atmosfera e pode-se observar na Figura 3.8B que o modelo indica boa representação do estado médio do perfil vertical do vento, apenas com uma superestimação do vento zonal próximo ao nível de 200 hPa entre as latitudes de 40°S – 20°S, com velocidade média de 36 m.s⁻¹, enquanto o CFSR indica uma velocidade em torno de 30 m.s⁻¹ para a mesma região (Figura 3.8A). Este resultado apresentado pelo Speedy está de acordo com Kucharski et al. (2006) que indicaram uma tendência de intensificação no HS da corrente de jato subtropical. Assim como apresentado para u0, os ventos de leste na região equatorial para o CONTROL são menos intensos em todo o perfil vertical.

Para o desvio padrão do CFSR (Figura 3.8C) verifica-se grande variação entre os níveis de 300 hPa e 200 hPa, na região entre as latitudes de 60°S e 60°N. No CONTROL essa variação em altos níveis é mais moderada (Figura 3.8D), além disso, o SPEEDY-NEMO consegue representar bem a variação que ocorre em torno do perfil vertical localizado em 60°S, assim como a variação que ocorre em baixos níveis próximo a latitude de 0°.

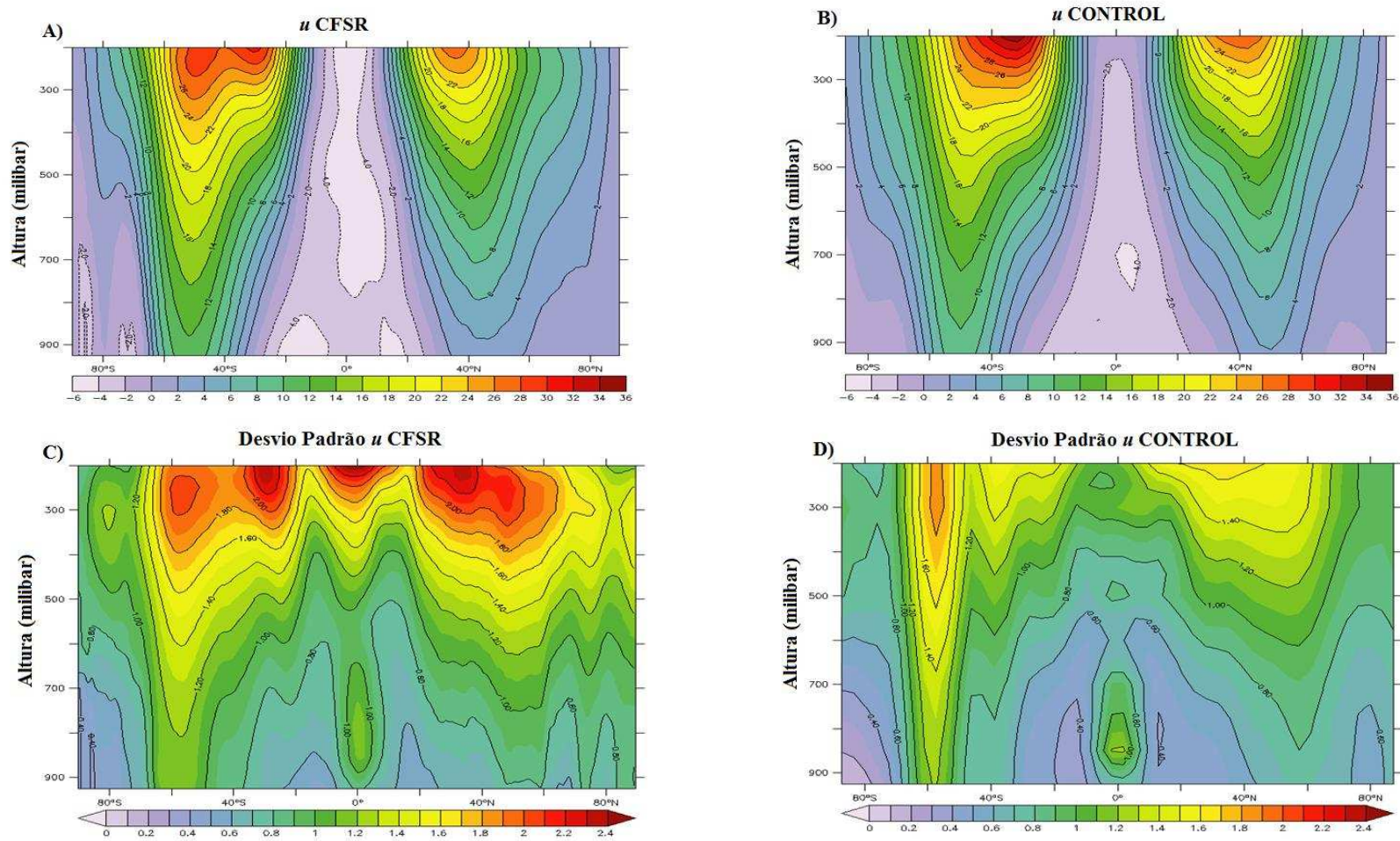


Figura 3.8 – Perfil vertical do vento zonal (u) em m.s⁻¹, A) CFSR, B) CONTROL, C) Desvio Padrão para o CFSR e D) para o CONTROL.

3.6. TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR (TSM) E COBERTURA DE GELO MARINHO

A boa representação da simulação CONTROL é verificada também na Figura 3.9, onde o CONTROL e o CFSR apresentam praticamente o mesmo comportamento ao calcular a média zonal das variáveis. O SPEEDY-NEMO possui uma consistente literatura sobre o seu desempenho em relação as variações de TSM (KUCHARSKI et al., 2006; RAUSCHER et al., 2011), outras referências podem ser verificadas no próprio site do modelo (<http://users.ictp.it/~kucharsk/speedy-doc.html>).

Assim como ocorreu com a T_{ar} , o SPEEDY-NEMO por meio da simulação CONTROL representou satisfatoriamente a climatologia da TSM, ao comparar com as variações do CFSR. Verifica-se comportamentos semelhantes da TSM, com valores mais elevados na região oeste do Oceano Pacífico e leste do Oceano Índico (Figuras 3.10A e 3.10B), além do gradiente meridional nos oceanos Pacífico e Atlântico, com a TSM diminuindo em direção aos polos.

Outro componente do sistema climático que é difícil de ser bem representado pelos modelos é a cobertura de gelo marinho, isso porque ainda não existem séries históricas de dados observados com longos registros sobre esta variável. Este problema acaba por dificultar boa representação dos modelos climáticos globais. Mas apesar destas limitações, o SPEEDY-NEMO consegue boa representação da cobertura do gelo marinho no HN, seja na concentração, quanto na cobertura espacial, com pequenas diferenças em torno da Groelândia (Figuras 3.10C e 3.10D).

O SPEEDY-NEMO apresenta alguma limitação em representar melhor a cobertura e concentração de gelo marinho no HS em torno da Antártica, mas como mencionado antes, essa região precisa ainda de bons conjuntos de dados observados sobre o clima das altas latitudes no HS. A região do Mar de Weddell é o principal ponto onde o modelo apresentou alguma deficiência em melhor representar as características da cobertura de gelo marinho.

Ao verificar o desvio padrão da TSM nas Figuras 3.10C e 3.10D, percebe-se que a principal diferença está na melhor representação da TSM na região equatorial do Oceano Pacífico por parte do SPEEDY-NEMO, assim como ocorreu na T_{ar} . Como mencionado anteriormente, melhor representação do ENOS por parte dos modelos climáticos intermediários ainda é uma dificuldade encontrada, e existem diferentes razões para que

isso ocorra, seja a resolução do modelo, as condições iniciais de simulação, representação de cobertura de nuvens stratus, e, ou representação dos parâmetros atmosféricos e oceânicos (DAVEY et al., 2002; JIN et al., 2008).

Mas em contrapartida, o SPEEDY-NEMO apresentou boa representação do desvio padrão da cobertura do gelo marinho (Figura 3.10F) ao comparar com o CFSR (Figura 3.10E). Assim como ocorreu com a climatologia, o desvio padrão do CONTROL apresentou grandes variações na região do Mar de Weddell, que é uma anomalia bem diferente ao compararmos com o CFSR.

Melhorias na representação da cobertura de gelo marinho é uma das propostas futuras por partes dos autores que desenvolveram o modelo, para que seja possível uma melhor representação desta variável, que atualmente necessita de melhores estudos.

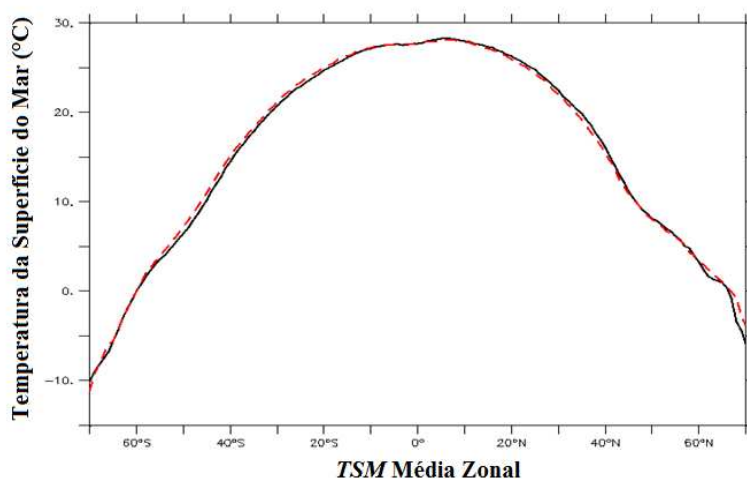


Figura 3.9 – Média zonal da TSM, linha preta (vermelha) é o CFSR (CONTROL).

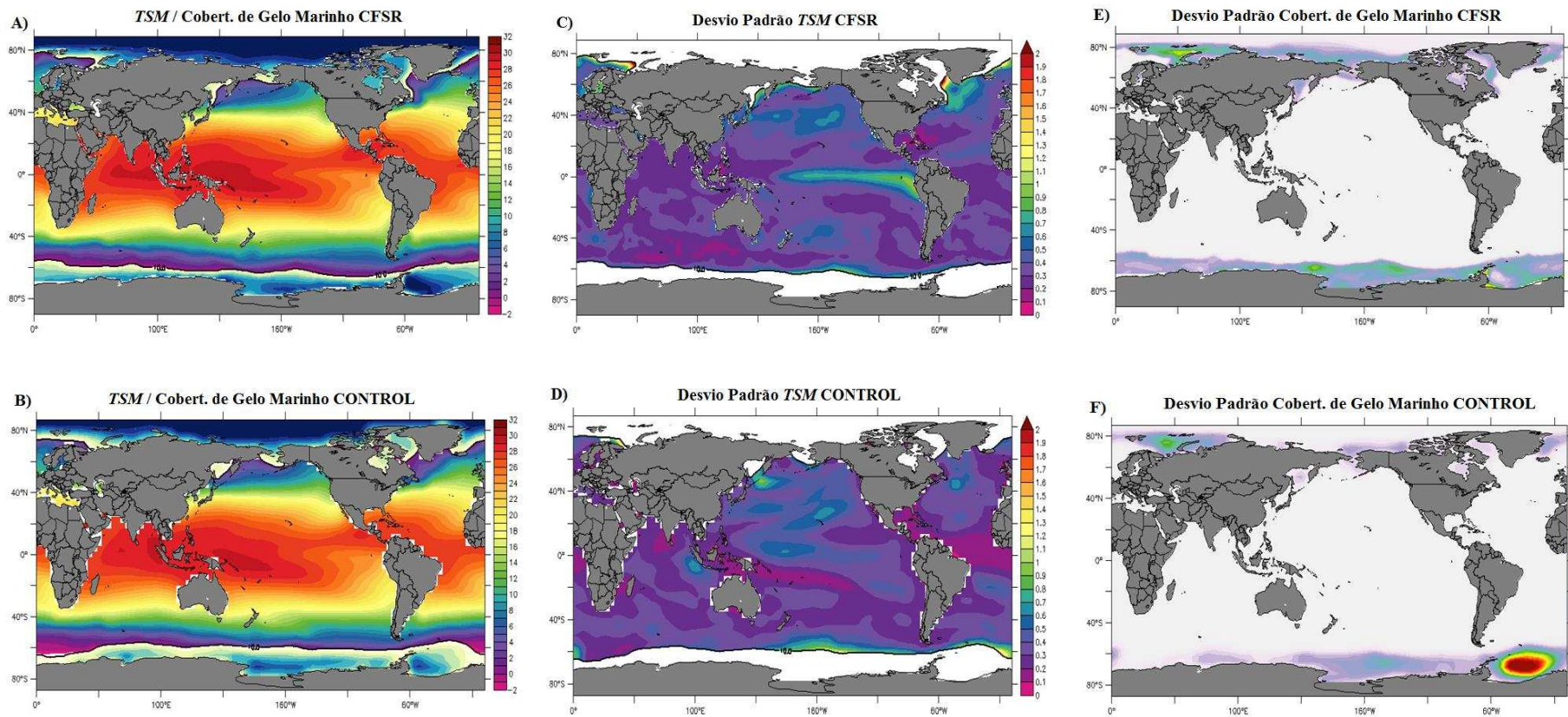


Figura 3.10 – Temperatura da superfície do mar (TSM) em °C e cobertura do gelo marinho em %, **A)** CFSR, **B)** CONTROL, **C)** Desvio Padrão da TSM para o CFSR, **D)** para o CONTROL, **E)** Desvio Padrão do gelo marinho para o CFSR e **F)** para o CONTROL. 5,3 8

3.7. PERFIL VERTICAL DA TEMPERATURA DOS OCEANOS (T_{mar})

Semelhante ao que ocorre na atmosfera, um entendimento do perfil vertical da temperatura dos oceanos é importante, para que se possa compreender as trocas de energia que ocorrem entre as camadas superiores que são mais aquecidas pela radiação solar, com camadas mais profundas que apresentam temperaturas amenas. Foi analisado uma secção transversal nos primeiros 1.000 metros do perfil vertical da T_{mar} nos oceanos Atlântico e Pacífico. Para o Oceano Atlântico foram fixadas as longitudes de 20°W e para o Oceano Pacífico 170°W.

Como o esperado, as T_{mar} mais elevadas foram encontradas nas camadas superiores dos oceanos (nos primeiros 100 metros) e vai diminuindo em direção ao fundo oceânico, no entanto, um padrão de menor taxa de resfriamento é observado em níveis mais profundos do Oceano Atlântico Norte próximo a 40°N (Figura 3.11A) no LEVITUS. O mesmo padrão é observado na simulação CONTROL (Figura 3.11B), embora, com um pouco mais de intensidade, no entanto, o modelo retrata muito bem as principais características da T_{mar} no Oceano Atlântico.

As variações de T_{mar} para o Oceano Pacífico também são bem representadas pela simulação CONTROL (Figura 3.11D), com um padrão de aquecimento bem definido nos primeiros 300 metros do oceano. A diferença entre o LEVITUS (Figura 3.11C) e o CONTROL encontra-se abaixo de 400 metros de profundidade. No CONTROL observa-se T_{mar} mais frias a partir dos 400 metros e uma T_{mar} mais fria também a partir de 40°S até latitudes próximas a Antártica.

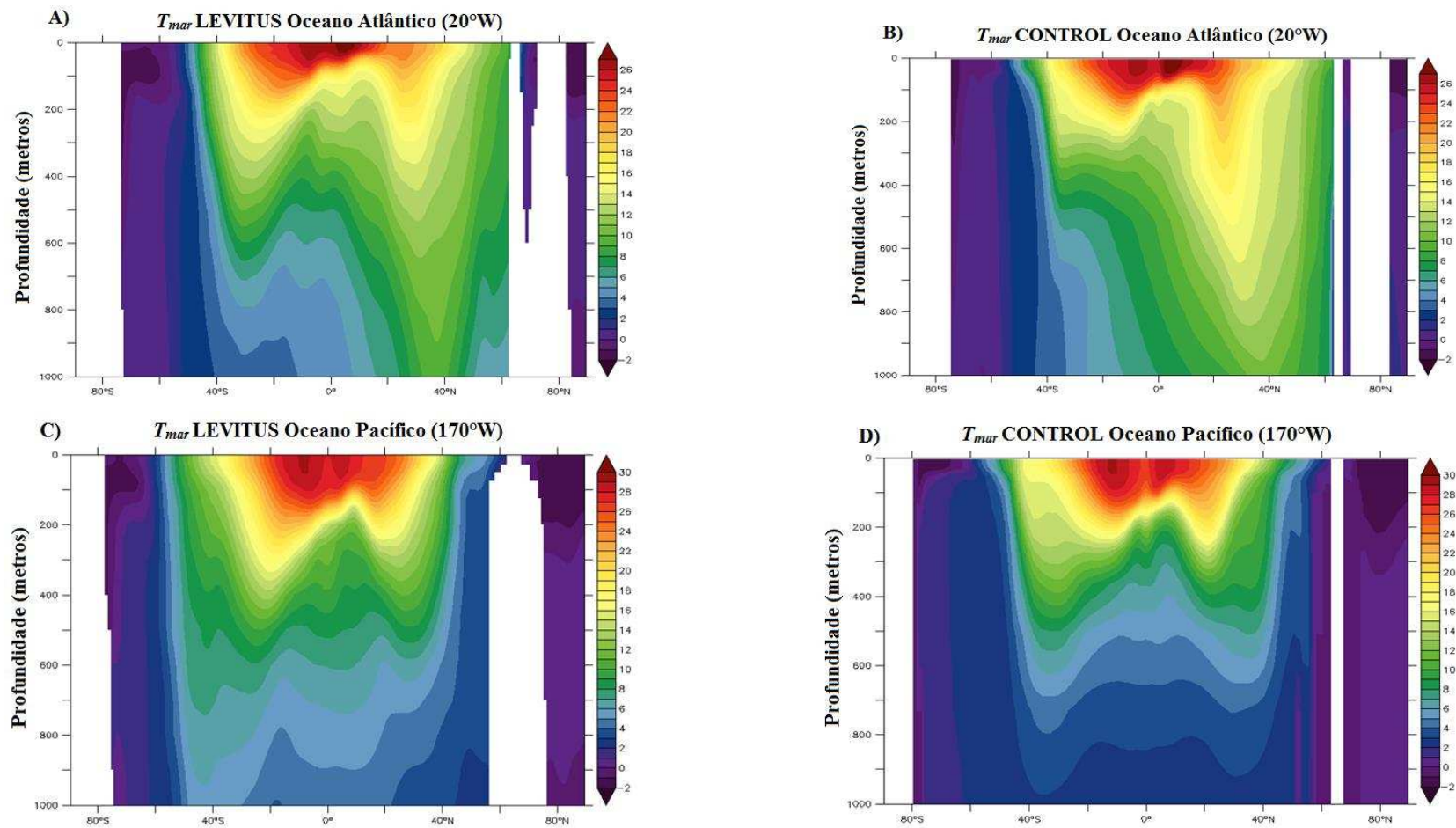


Figura 3.11 – Secção vertical da temperatura dos oceanos (T_{mar}) em °C, figuras superiores (inferiores) para o Oceano Atlântico (Pacífico) fixada em 20°W (170°W), (A e C) LEVITUS e (B e D) CONTROL.

3.8. SALINIDADE (sss)

Como um indicador do ciclo hidrológico global, a sss é um componente importante na distribuição de calor e energia pelos oceanos por interferir diretamente na variação de temperatura do mar e na evaporação (SCHIMITT, 2008). Desta forma, é de grande relevância que o modelo seja capaz de representar satisfatoriamente as principais características da variável.

O Oceano Atlântico apresenta como principal característica maior sss entre as latitudes de 40°S até 40°N, como observado na Figura 3.12A do CFSR, enquanto no Oceano Pacífico a principal evidência na característica na sss são as maiores concentrações em médias latitudes em torno de 30°S e 30°N. Já sobre o Oceano Índico percebe-se maiores valores de sss na região oeste do oceano, junto à costa da África e Ásia.

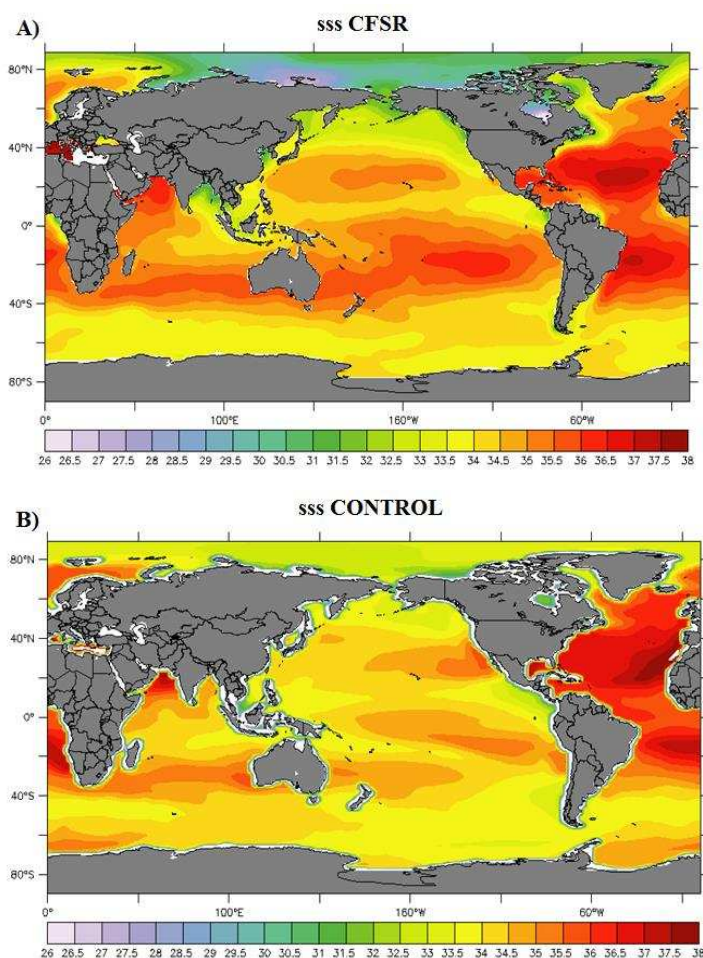


Figura 3.12 – Salinidade (psu), A) CFSR e B) CONTROL.

Um padrão muito semelhante para a sss é observado no CONTROL (Figura 3.11B), as diferenças ficam mais evidentes apenas no Oceano Atlântico Norte (Pacífico), onde o CONTROL apresenta valores maiores (menores) de sss. Estas pequenas diferenças sobre os oceanos podem estar relacionadas a relação $E - P$. Como mencionado anteriormente, o SPEEDY-NEMO apresenta tendência de mostrar maior precipitação na região equatorial se comparado ao CFSR (Figura 3.5B). Além disso, variações na circulação atmosférica podem contribuir para alterações na sss (DU et al., 2015). O CONTROL indica maiores valores de u_0 em altas latitudes no HN e uma redução dos ventos de leste na região equatorial (Figura 3.7B), essas variações alteram as circulações atmosféricas e contribuem para o aumento ou redução da sss.

3.9. CONCLUSÕES

Dentro da sua limitação em representar os processos dinâmicos da atmosfera, o SPEEDY-NEMO conseguiu reproduzir satisfatoriamente as principais características de grande escala do sistema climático.

Ao analisar-se as médias zonais da T_{ar} , Prec, u_0 e TSM, o SPEEDY-NEMO obteve como resultados valores muito próximos aos obtidos nas reanálises. Ocorreram superestimções próximo da latitude de $40^\circ N$, devido principalmente a maior porção de continentes nesta faixa de latitude, o que proporciona principalmente maiores valores de u_0 e T_{ar} no resultado da simulação.

O SPEEDY-NEMO apresenta tendência em superestimar a Prec sobre a região equatorial, principalmente porque o modelo não consegue representar satisfatoriamente bem a alta subtropical do Atlântico Norte, que por sua vez pode influenciar na representação mais estreita da ZCIT, tal fato é devido principalmente a grande variabilidade temporal e espacial da Prec.

A boa representação do u_0 em médias latitudes no HS pode ser um indício de que o SPEEDY-NEMO pode representar os sistemas transientes que são grandes responsáveis por distribuir a energia acumulada na região equatorial (devido a maior incidência de radiação).

Assim como os demais modelos de complexidade intermediária, o SPEEDY-NEMO apresentou limitações em representar os processos em altas latitudes,

principalmente por falta de maiores séries temporais, além dos intensos processos dinâmicos que ocorrem nestas regiões. Esse conjunto de fatores pode contribuir para a representação pobre do SPEEDY-NEMO para o gelo marinho.

Perfis verticais da atmosfera (e do oceano) indicam a boa capacidade do modelo em representar os níveis superiores (inferiores) da atmosfera (do oceano). No caso em particular da atmosfera, é uma demonstração que a nova versão de 8 camadas do modelo consegue representar melhor as interações existentes em níveis superiores da atmosfera.

A representação mais eficiente de padrões atmosféricos (Prec e u_0 , por exemplo) pode contribuir para uma melhor representação do componente oceânico, o que reflete nas pequenas diferenças entre o CFSR e o SPEEDY-NEMO na sss.

3.10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALLAN, R. P.; LIU, C.; ZAHN, M.; LAVERS, D. A.; KOUKOUVAGIAS, E. and BODAS-SALCEDO, A. Physically Consistent Responses of the Global Atmospheric Hydrological Cycle in Models and Observations. **Surveys in Geophysics**, 35, 533 – 552, doi: 10.1007/s10712-012-9213-z, 2014.

BELLENGER, H.; GUILYARDI, E.; LELOUP, J.; LENGAIGNE, M. and VIALARD, J. ENSO representation in climate models: from CMIP3 and CMIP5. **Climate Dynamics**, 42, 1999 – 2018, doi: 10.1007/s00382-013-1783-z, 2014.

DAVEY, M., et al. A study of coupled model climatology and variability in tropical ocean region. **Climate Dynamics**, 18, 403 – 420, 2002.

DECKER, M.; BRUNKE, M. A.; WANG, Z.; SAKAGUGHI, K.; ZENG, X. and BOSILOVICH, M. G. Evaluation of the Reanalysis Products from GSFC, NCEP, and ECMWF Using Flux Tower Observations. **Journal of Climate**, 25, 1916 – 1944, doi: 10.1175/JCLI-D-11-00004.1, 2012.

DU, Y.; ZHANG, Y.; FENG, M.; WANG, T.; ZHANG, N. and WIJFFELS, S. Decadal trends of the upper ocean salinity in the tropical Indo-Pacific since mid-1990s. **Scientific Reports**, 5, doi: 10.1038/srep16050, 2015.

JIN, E. K.; KINTER, J. L.; WANG, B.; PARK, C. –K.; KANG, I. –S.; KIRTMAN, B. P.; KUG, J. –S.; KUMAR, A.; LUO, J. –J.; SCHEMM, J.; SHUKLA, J. and YAMAGATA, T. Current status of ENSO prediction skill in coupled ocean – atmosphere models. **Climate Dynamics**, 31, 647 – 664, doi: 10.1007/s00382-008-0397-3, 2008.

JUSTINO, F.; SILVA, A. S.; PEREIRA, M. P.; STORDAL, F.; LINDEMANN, D. and KUCHARSKI, F. The large-scale in response to the retreat of the West Antarctic Ice Sheet. **Journal of Climate**, 28, 637 – 650, doi: 10.1175/JCLI-D-14-00284.1, 2014.

KUCHARSKI, F.; MOLTENI, F. and BRACCO, A. Decadal interactions between the western tropical Pacific and the North Atlantic Oscillation. **Climate Dynamics**, 26, 79 – 91, 2006.

MOLTENI, F. Atmospheric simulations using GCM with simplified physical parametrizations. I: model climatology and variability in multi-decadal experiments. **Climate Dynamics**, 20, 175 – 191, doi: 10.1007/s00382-002-0268-2, 2003.

RAUSCHER, S. A.; KUCHARSKI, F. and ENFIELD, D. B. The Role of Regional SST Warming Variations in the Drying of Mese-America in Future Climate Projections*. **Journal of Climate**, 24, 2003 – 2016, doi: 10.1175/2010JCLI3536.1, 2011.

SCHMIDTT, R. N. W. Salinity and the global water cycle. **Oceanography**, 21, 12 – 19, 2008.

TRENBERTH, K. E.; FASULLO, J. T. and MACKARO, J. Atmospheric Moisture Transports from Ocean to Land and Global Energy Flows in Reanalyses. **Journal of Climate**, 24, 4907 – 4924, doi: 10.1175/2011JCLI4171.1, 2011.

Capítulo 4 – COMPARAÇÃO ENTRE A SIMULAÇÃO CONTROL E OS TESTES DE SENSIBILIDADES

4.1. VERÃO AUSTRAL (DJF)

4.1.1. Temperatura do ar próximo à superfície (T_{ar})

Altos valores de T_{ar} são observados na região tropical da simulação CONTROL (Figura 4.1A), com valores que superam os 30°C na região ocidental (oriental) do Oceano Pacífico (Índico). Os valores de T_{ar} diminuem em direção aos polos, até atingir valores próximos de -40°C em altas latitudes de ambos os polos. Este gradiente meridional que é observado na simulação CONTROL (Figura 4.1A) com temperaturas mais altas na região equatorial e diminuindo em direção aos polos, não foi observado nas simulações com sensibilidades. Pois quando altera-se a quantidade radiação incidente no sistema climático ou quando modifica-se a topografia de uma determinada região, consequentemente estaríamos modificando diretamente a variação da T_{ar} .

Devido aos parâmetros orbitais propostos, os verões são mais curtos no HS, o que de certa forma dificulta o armazenamento de energia neste hemisfério, o pouco que é acumulado, é perdido durante os invernos mais longos. Nas simulações MIS31 (Figura 4.1B) e ORBIT (Figura 4.1D) o HS apresenta anomalias negativas, ou seja, a T_{ar} durante os dois experimentos foram menores, se compararmos com o CONTROL sobre os continentes do HS e principalmente no setor do Mar de Weddell. Isso ocorre porque a energia que o HN recebe durante JJA em altas latitudes aumenta quando o valor da obliquidade é mais alto, mas durante DJF a energia diminui devido à redução dos dias de inverno no HN (HUYBERS, 2006). Enquanto isso no HS os dias de verão também diminuem com uma maior obliquidade, influenciando na redução da T_{ar} , causando também redução da umidade na atmosfera e no acúmulo de gelo em altas latitudes.

O clima mais ameno na região do Mar de Ross em MIS31 é uma influência direta da variação da topografia, assim como também é observado na simulação TOPO (Figura 4.1C), onde nota-se em TOPO uma forte anomalia positiva, com valores acima dos 5°C, e com valores em torno de 1°C sobre as demais regiões da Antártica. Esse forte aquecimento sobre o Mar de Ross se deve ao fato da redução da topografia nesta região

que altera a taxa de lapse-rate na atmosfera (JUSTINO et al., 2014). As alterações na topografia gerariam modificações no albedo nas altas latitudes. Esta hipótese tem sido testada com o uso de modelos de circulação geral da atmosfera. Os resultados de alguns estudos indicam que a remoção das camadas de gelo aumentam as temperaturas apenas nas regiões inicialmente cobertas com gelo. Além disso, se a TSM é modificada para ser elevada apenas nas altas latitudes como condição de início da simulação, mas inalterada em baixas latitudes, favorece para que a atmosfera seja mais quente sobre as altas latitudes, com alguns efeitos que se estendem para os trópicos (FEDOROV et al., 2006).

Percebe-se que as Figuras 4.1B (MIS31) e 4.1D (ORBIT) são praticamente idênticas, o que reforça a hipótese de que alterações dos parâmetros orbitais exercem uma grande influência no comportamento da T_{ar} no HN. Um forte aquecimento é observado sobre o leste da Rússia e no Polo Norte, principalmente ao leste da Groelândia com anomalias acima de 5°C.

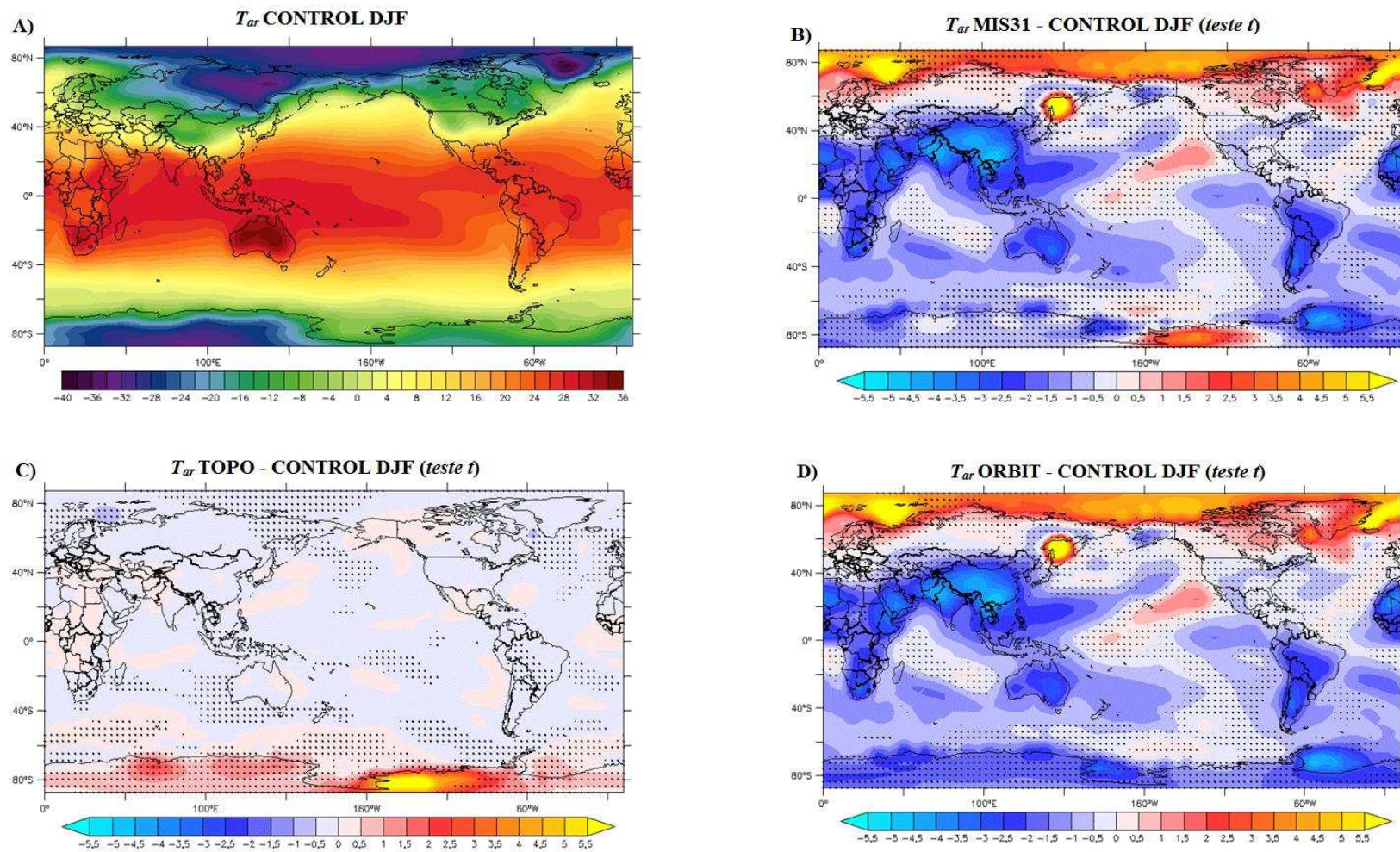


Figura 4.1 – Temperatura do ar próximo à superfície (T_{ar}) em °C, A) CONTROL, B) MIS31 – CONTROL, C) TOPO – CONTROL e D) ORBIT – CONTROL.

4.1.2. Precipitação (Prec)

Alterações na T_{ar} acabam por influenciar diretamente o regime de precipitação (Prec) global. As monções, sul-americana e africana, que são comuns de ocorrer durante o clima presente (Figura 4.2A), apresentaram reduções significativas durante o MIS31 (Figura 4.2B) e ORBIT (Figura 4.2D). Também ocorreram reduções de Prec sobre o norte da Austrália, Filipinas, Vietnã e ao longo da latitude de 0° no Oceano Pacífico.

Esta redução da Prec no oeste do Oceano Pacífico em MIS31 e ORBIT pode ser uma consequência na redução da diferença leste – oeste da TSM e pela anomalia positiva na região central do Oceano Pacífico tropical. Estes fatores contribuiriam para a redução da Prec sobre a Ásia e ao oeste do Oceano Pacífico devido ao enfraquecimento da teleconexão entre o Oceano Pacífico tropical e a região leste da Ásia; um panorama inverso ao encontrado por Karami et al., (2015). Isso porque segundo Alexander et al., (2002) e Seager et al., (2010), alterações na convecção do Oceano Pacífico tropical afetariam a circulação atmosférica nas regiões extratropicais através de teleconexões atmosféricas e que podem variar com o ciclo sazonal.

Por outro lado, ocorrem significativos aumentos de Prec na costa norte – nordeste do Brasil, no Oceano Pacífico em torno das latitudes de $20^\circ S$ e $20^\circ N$ até a costa oeste dos EUA, além do aumento de Prec que ocorre sobre o Oceano Índico. De acordo com Montade et al., (2015), estes aumentos da Prec podem ser uma consequência do deslocamento para o norte da ZCIT, que por sua vez é influenciada pelo aumento da Circulação de Revolvimento Meridional (MOC), como será apresentado no Capítulo 6.

Percebe-se também pela Figura 4.2C que a simulação TOPO exerce pequena influência na Prec global, com pequenos aumentos sobre o Brasil e também no Oceano Índico. De acordo com Silva (2013), as alterações nos padrões de Prec são resultados de uma série de eventos com escalas temporal e espacial bastante diversas, de modo que as causas dessas Prec podem ser uma interação de fatores locais e remotos.

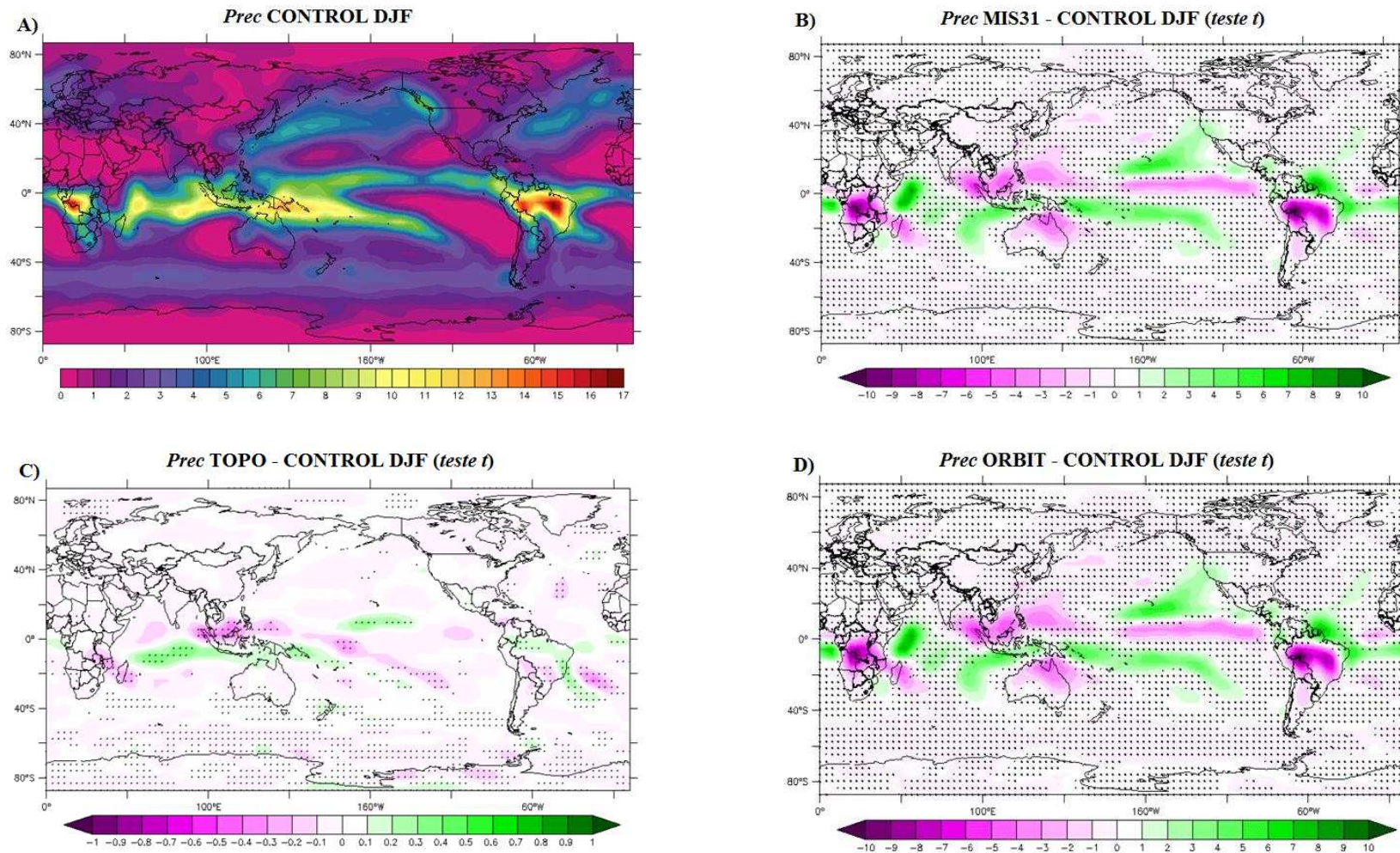


Figura 4.2 – Precipitação (Prec) em mm/dia, A) CONTROL, B) MIS31 – CONTROL, C) TOPO – CONTROL e D) ORBIT – CONTROL.

4.1.3. Vento zonal em superfície (u_0)

Os fortes ventos de oeste (leste) sobre altas (baixas) latitudes são bem representados na simulação CONTROL (Figura 4.3A). Assim como os ventos de oeste sobre o Oceano Índico, que é um padrão inicial importante para a formação da fase positiva do Dipolo do Oceano Índico (CAI et al., 2015).

Um aumento nos ventos de oeste é observado ao longo da Rússia e ao norte do Oceano Pacífico durante o MIS31 (Figura 4.3B) e ORBIT (Figura 4.3D), até sofrer uma redução sobre a costa oeste do Canadá e EUA. No entanto, é sobre a região centro – oeste do Oceano Pacífico a principal alteração no padrão: um aumento dos ventos de leste é observado. Essa forte anomalia positiva pode estar relacionada com a diferença do aquecimento do ar e do oceano. Além disso, esta alteração no padrão de aquecimento ocorre junto a superfície e em altos níveis. Também observa-se uma redução dos ventos de leste entre as latitudes de 0° e 20°S entre a África e a América do Sul, assim como a oeste do Oceano Índico, o que segundo Deser et al., (2006), indica uma alteração nos padrões de circulação atmosférica.

Um fortalecimento dos ventos de leste também é observado ao longo da latitude de 40°S , principalmente sobre a América do Sul e na costa oeste da Austrália, além de um anômalo aumento do u_0 sobre o leste do Oceano Índico em torno de 20°S . No entanto, em latitudes acima de 40°S percebe-se um enfraquecimento do u_0 em todas as simulações com sensibilidade, principalmente ao longo de 60°S , além da simulação ORBIT, a simulação TOPO (Figura 4.3C) também indica uma redução dos ventos de oeste em relação ao CONTROL.

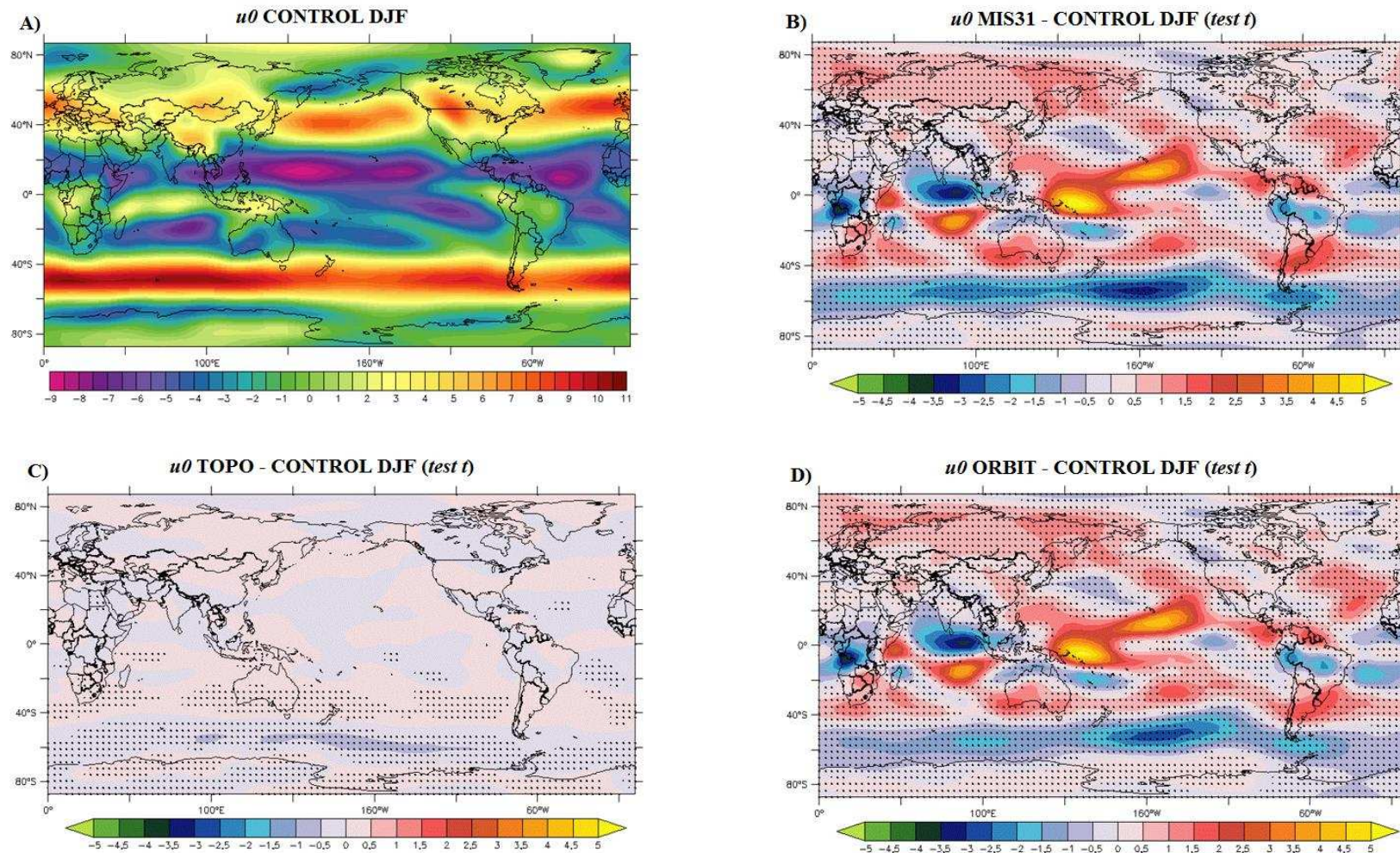


Figura 4.3 – Vento zonal em superfície (u_0) em m.s^{-1} , A) CONTROL, B) MIS31 – CONTROL, C) ORBIT – CONTROL e D) TOPO – CONTROL.

Este novo padrão na circulação do u_0 que é observado nas simulações com sensibilidade poderia ser um fator importante para a formação de trens de onda sobre o Oceano Pacífico em direção às altas latitudes no HN. Uma vez que, segundo Shukla et al., (2011), esta formação é observada durante o período de inverno do hemisfério em análise. Além disso, Justino et al., (2014) justificam que as alterações do u_0 em altas latitudes no HS podem estar associadas com o padrão anômalo da T_{ar} (Figuras 4.1B e 4.1C) nas simulações MIS31 e TOPO, que modifica o gradiente térmico meridional e por consequência altera a configuração do u_0 . Estas mudanças na estrutura térmica da atmosfera estariam relacionadas com o vento térmico (JUSTINO et al., 2014), sugerindo um enfraquecimento dos ventos de oeste em torno da Antártica, o que fica comprovado com a redução significativa do jato polar e os ventos extratropicais de oeste em MIS31, apesar do jato subtropical sofrer aumento em torno de 40°S .

4.1.4. Perfil vertical do vento zonal (u)

Os maiores valores do vento zonal foram encontrados em altos níveis próximos a 200hPa em ambos hemisférios em torno das latitudes de 40°N e 40°S . São regiões caracterizadas por fortes ventos, por estarem numa zona de transição entre as baixas (altas) temperaturas das altas (baixas) latitudes (Figura 4.4A).

Devido a diferença no aquecimento entre os hemisférios durante DJF nas simulações MIS31 e ORBIT, com verões mais curtos no HS, espera-se uma alteração no padrão do perfil vertical do vento zonal. Como observado nas Figura 4.4B e 4.4D, os ventos zonais ocorrem mais intensos entre as latitudes de 35°S até 15°N e entre as altitudes de 500 hPa até 200 hPa. Este aumento do vento zonal se mantém até próximo a superfície na região citada anteriormente. Em contrapartida, os característicos ventos zonais em altas latitudes do HS sofrem redução em todo o perfil vertical e próximo a latitude de 55°S nas simulações com alterações nos padrões orbitais. Esta modificação no perfil vertical pode ser uma explicação plausível para alterações nos movimentos atmosféricos e trocas de energia entre a região equatorial e a região polar do HS. Além disso, observa-se um deslocamento mais para o sul dos ventos zonais no HS, isso porque de acordo com Toggweiler et al., (2006), em períodos interglaciais o gradiente de temperatura polo – equador é reduzido.

Como será analisado no Capítulo 6, quando a MOC (Figura 6.2) no Oceano Atlântico aumenta o transporte de calor oceânico (Figura 6.4) em direção ao HN, a atmosfera compensaria, retraindo a célula de Hadley. Desta maneira, a ZCIT deslocar-se-ia mais para o sul, o que explica o aumento de Prec sobre o norte da América do Sul (Figura 4.2). Estas mudanças das características da circulação atmosférica tropical também são encontradas na corrente de jato tropical sul (Figuras 4.4B e 4.4D). Este padrão encontrado é inverso ao descrito por Montade et al., (2015).

Estas duas características da circulação atmosférica do HS apresentadas anteriormente estão, portanto, fortemente conectadas. Isto porque a corrente de jato de nível superior, que também está ligada à célula de Hadley pela conservação do momento angular, sendo um diagnóstico útil para a análise de interações na circulação tropical-extratropical. Isso ocorre porque segundo Montade et al., (2015), a latitude do vento zonal máximo de 200 hPa é não correlacionado (correlacionado) com a Prec no norte (sul) da América do Sul (Figuras 4.4B e 4.4D).

Pode ser observado na Figura 4.4C que alterações na topografia da Antártica induzem a uma redução da circulação zonal entre 50°S – 60°S. Esta redução é observada em todos os níveis da atmosfera, da superfície até os níveis superiores. De acordo com Justino et al., (2014) este resultado está em concordância com o vento térmico e, portanto, com o enfraquecimento do contraste térmico meridional devido a alteração na topografia.

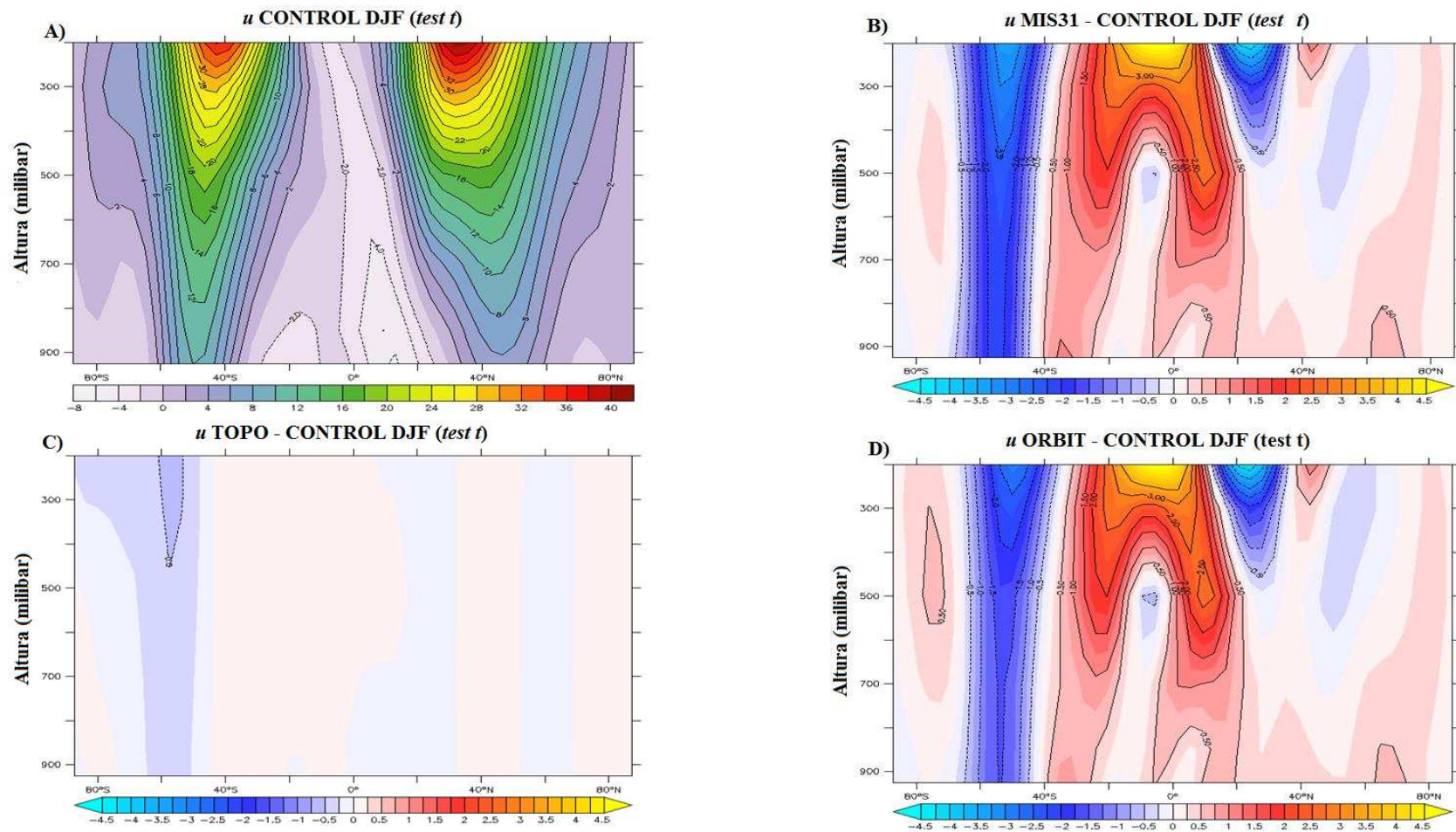


Figura 4.4 – Perfil vertical do vento zonal (u) em $m.s^{-1}$, A) CONTROL, B) MIS31 – CONTROL, C) TOPO – CONTROL e D) ORBIT – CONTROL.

4.1.5. Temperatura da superfície do mar (TSM) e cobertura de gelo marinho

Os oceanos são responsáveis por armazenar grandes quantidades de energia proveniente da radiação solar devido a sua maior capacidade calorífica se comparado com os continentes. Esta energia absorvida interage entre a superfície com a parcela de ar adjacente logo acima dos oceanos. Durante DJF a TSM apresenta maiores valores na região oeste do Oceano Pacífico e sobre o Oceano Índico, com valores próximos dos 30°C na superfície (Figura 4.5A). Conforme se desloca em direção aos polos, gradientes de TSM são observados até as altas latitudes onde a baixa temperatura do ar e dos oceanos propiciam a formação de gelo marinho.

Uma maior (menor) cobertura de gelo marinho é encontrado na região do Ártico (da Antártica), pois é durante DJF que o gelo marinho começa a aumentar (diminuir) de área até atingir o seu máximo (mínimo) em março. Sobre boa parte do Ártico os valores de cobertura de gelo marinho são próximos a 100%, enquanto na Antártica as regiões que apresentam total ausência de cobertura gelo marinho estão no setor do Oceano Atlântico, próximo da região do Mar de Weddell.

Ao analisar as diferenças entre as simulações com as variações orbitais e o CONTROL, a TSM apresenta valores de anomalias negativas sobre a maior parte dos oceanos, exceto sobre altas latitudes no HN, na costa oeste dos Estados Unidos e México em direção ao Oceano Pacífico central (Figuras 4.5B e 4.5D). Os valores negativos da TSM podem ser uma resposta à configuração orbital imposta, uma vez que sobre as condições estabelecidas ocorre um período de verão (inverno) mais curto sobre o HS (HN) e desta forma o HS não acumula energia suficiente durante DJF, além de contar com invernos mais longos na sequência, o que segundo Huybers & Denton (2008), acaba por afetar o balanço de radiação e a cobertura de gelo marinho.

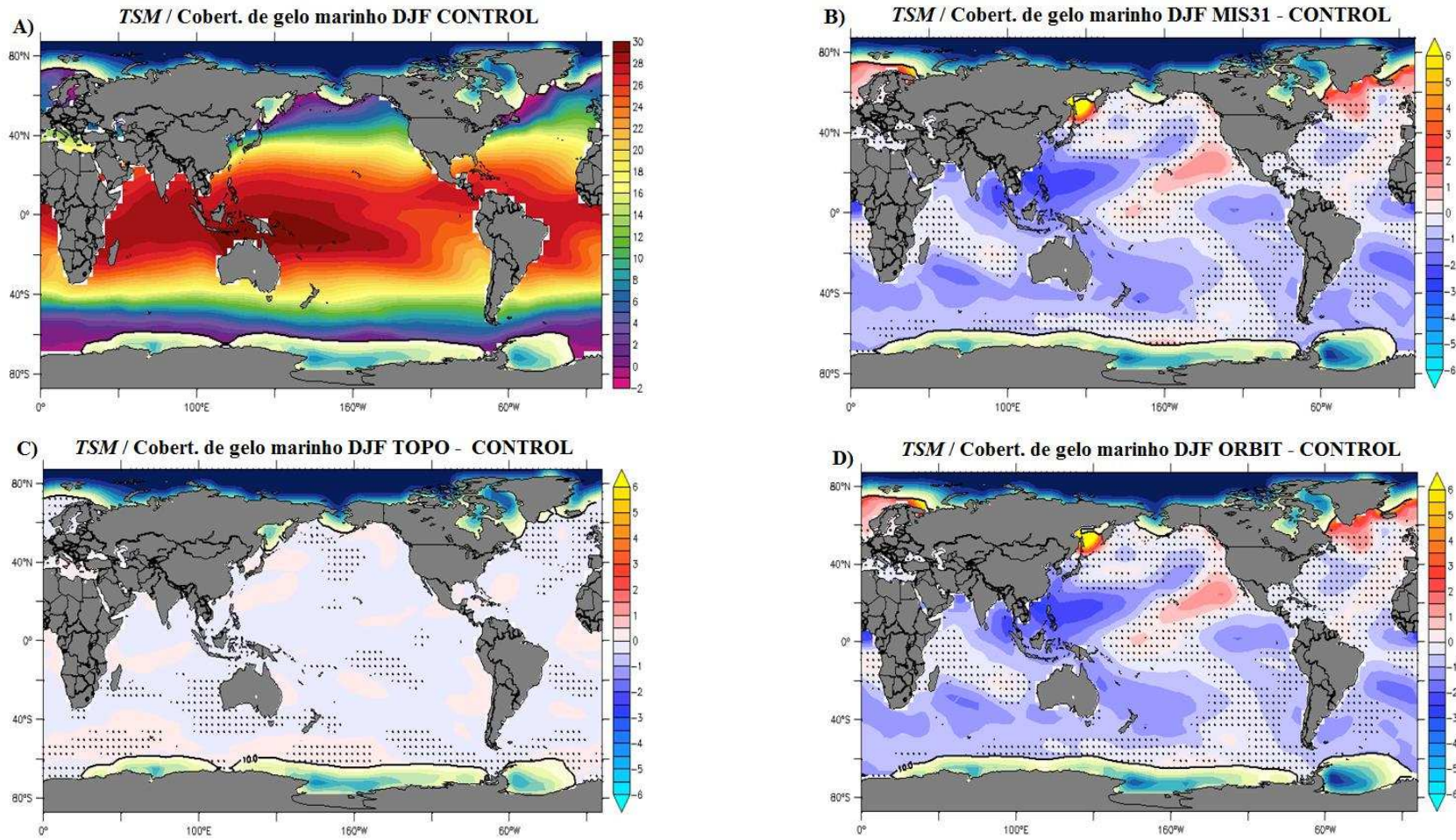


Figura 4.5 – Temperatura da superfície do mar (TSM) em °C e cobertura do gelo marinho em %, A) CONTROL, B) MIS31 – CONTROL, C) TOPO – CONTROL e D) ORBIT – CONTROL.

Um indicativo desta alteração de radiação solar incidente é a cobertura de gelo marinho. Ocorrem reduções na cobertura ao norte dos países nórdicos, no leste da Rússia e em torno da Groelândia, o que justifica os maiores valores de TSM nas simulações MIS31 e ORBIT, pois durante o CONTROL a cobertura de gelo marinho é maior, e com as simulações de sensibilidades, o que antes era gelo marinho torna-se mar aberto. Desta maneira a radiação que era refletida de volta para o espaço, agora é absorvida pelos oceanos. O que também justifica o grande derretimento de gelo marinho no HN é a maior quantidade de radiação incidente neste hemisfério durante JJA, devido a influência da precessão e obliquidade (RAYMO et al., 2006; PATTERSON et al., 2014). Enquanto no HN o gelo marinho diminui, no HS ocorre um pequeno aumento na cobertura, principalmente sobre o Mar de Weddell e no setor do Oceano Índico, pois com verões mais curtos, o tempo para o derretimento deste gelo marinho é reduzido, permanecendo então para o inverno seguinte.

Para a simulação TOPO as variações de topografia da Antártica não exercem grandes influências sobre a TSM e cobertura de gelo marinho (Figura 4.5C), as variações de TSM não ultrapassam 1°C, as principais alterações ocorrem em torno da Antártica. Assim como a TSM, a variação de cobertura de gelo marinho é mínima em torno da Antártica, com alterações sobre o Mar de Weddell e no setor do Oceano Atlântico. Este resultado difere em partes dos resultados encontrados por DeConto et al., (2012). Estes autores ao utilizarem um modelo global, encontraram maior aquecimento em torno da Antártica durante DJF. Quanto a cobertura de gelo marinho, os mesmos autores encontraram redução da cobertura, principalmente na região do Mar de Ross onde observaram ausência de cobertura sazonal de gelo marinho. No presente estudo também foi encontrada certa redução em torno da Antártica. No entanto, verifica-se que próximo a região de Mar de Ross a cobertura se manteve presente.

As diferenças encontradas no presente trabalho e no de DeConto et al., (2012) sobre os resultados de TSM e principalmente em relação ao gelo marinho, podem estar associadas aos modelos utilizados e sua representação de gelo marinho. Enquanto o SPEEDY-NEMO é um modelo global que ainda necessita de um melhor aprimoramento da representação do gelo marinho, o modelo utilizado por DeConto (GENESIS) é um modelo que possui melhor representação do gelo marinho.

4.2. INVERNO AUSTRAL (JJA)

4.2.1. Temperatura do ar próximo à superfície (T_{ar})

Durante o período de JJA o HN recebe maior quantidade de radiação solar, o que favorece o aumento da T_{ar} . Acrescenta-se a isto, o fato do HN possuir uma maior quantidade de continentes se comparado ao HS, o que acaba por contribuir ainda mais para um maior aquecimento.

Para o período atual, as maiores T_{ar} durante JJA são encontradas sobre os continentes situados entre as latitudes de 20°N e 40°N (Figura 4.6A), onde a T_{ar} pode ultrapassar os 40°C em determinadas condições. Quando altera-se os parâmetros orbitais, a T_{ar} aumenta significativamente sobre as regiões citadas anteriormente, principalmente sobre os continentes localizados no HN, com aumentos de T_{ar} próximos a 7°C no norte da África, Oriente Médio, parte da China e sul da Rússia (Figuras 4.6B e 4.6D). Sobre o Ártico ocorre aquecimento em praticamente toda a sua extensão. Por outro lado, observa-se resfriamento sobre o Mar de Weddell nas simulações MIS31 e ORBIT, o que pode indicar uma consequência de alterações na circulação oceânica, ou simplesmente pela menor quantidade de radiação recebida no mesmo período.

A grande diferença observada na T_{ar} entre os hemisférios pode ser explicada pela variação na duração do verão entre os hemisférios e a intensidade da radiação ao longo do verão, que é controlada principalmente pela obliquidade (FEDOROV et al., 2006; HUYBERS, 2006). Desta forma, era esperado para a aplicação de fato do "padrão do modelo de Milankovitch" que o volume de gelo global varia linearmente e de forma coerente com alta radiação incidente no HN durante JJA. No entanto, a comparação de dados observados com vários registros de insolação mostram que, enquanto os proxies de volume de gelo são dominados quase exclusivamente pela obliquidade, e a insolação, durante JJA, é dominada em quase todas as latitudes, pela precessão segundo Raymo & Nisancioglu (2003), qualquer resposta linear do clima para a radiação recebida em alta latitude do HN durante o verão exige a forte presença de precessão no registro geológico.

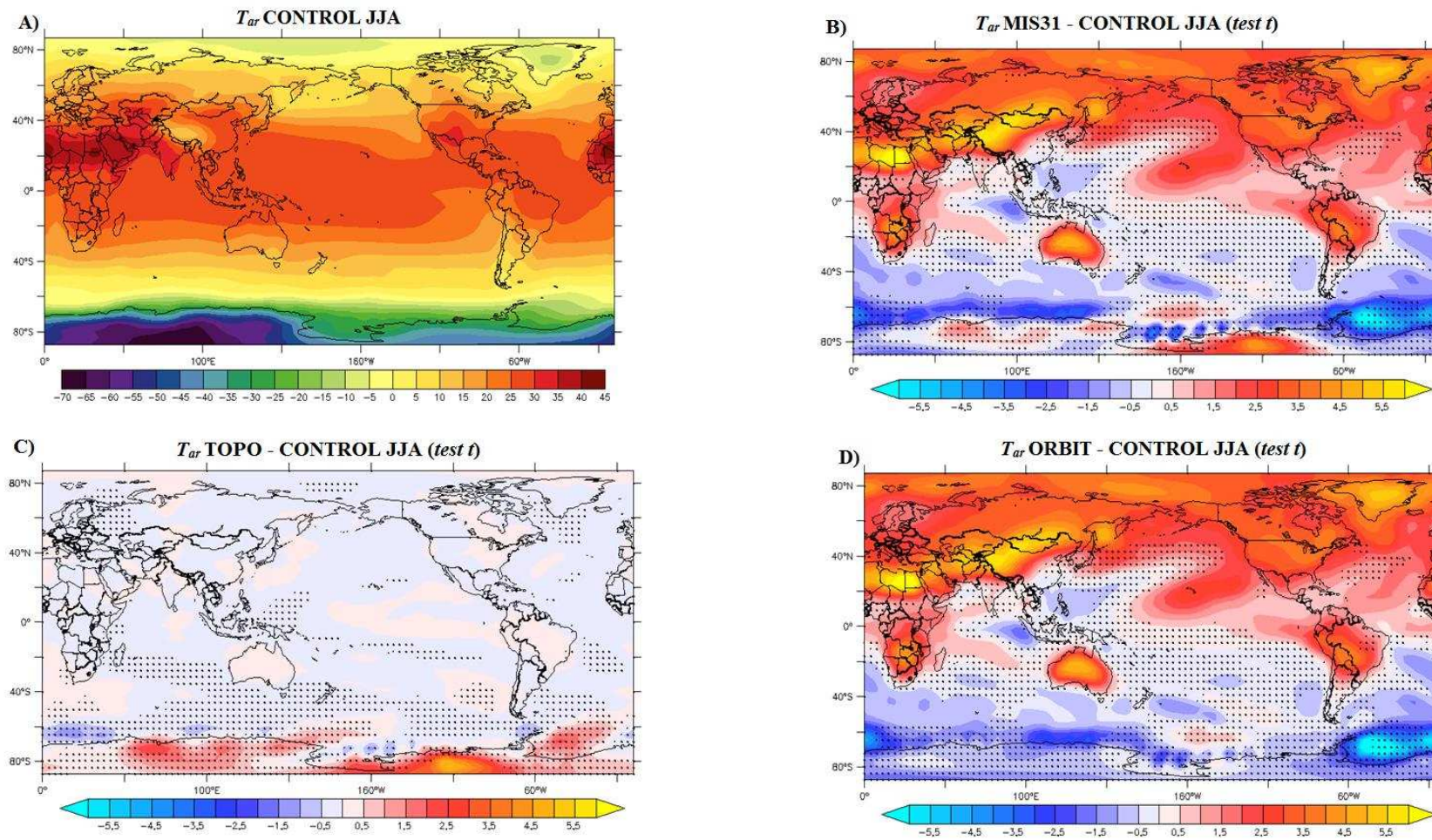


Figura 4.6– Temperatura do ar próximo à superfície (T_{ar}) em °C, A) CONTROL, B) MIS31 – CONTROL, C) TOPO – CONTROL e D) ORBIT – CONTROL.

Ainda de acordo com Huybers (2006), a duração e intensidade da radiação recebida são anticorrelacionadas. Esta relação é um problema da precessão no controle da glaciação, pois justamente quando a Terra está mais próxima do Sol durante o verão, mais curta é a duração do verão. Quando a intensidade da radiação recebida é integrada sobre o período de verão, alterações relacionadas à precessão na duração e intensidade quase se equivalem uma a outra e, desta forma, a obliquidade é o componente dominante.

No HS também são observados aquecimentos sobre os continentes, como por exemplo, ao sul da África, Austrália e parte da América do Sul. Anomalia positiva também foi observada sobre a Antártica na simulação MIS31 e TOPO (Figuras 4.6B e 4.6C). De acordo com Justino et al., (2014) este aquecimento no oeste da Antártica e no Oceano Austral está associado com a maior advecção de ar quente devido à redução da topografia na região oeste da Antártica e o aumento do fluxo de calor oceânico devido às reduções na espessura de gelo marinho, e esta redução da área induz a um feedback (albedo: gelo marinho – oceano), levando a um maior aquecimento. No entanto, como observa-se nas Figuras 4.10B e 4.10C não ocorre uma redução do gelo marinho nas simulações MIS31 e TOPO durante JJA, o que significa que este aquecimento adicional pode ser um reflexo direto da variação de topografia da Antártica.

4.2.2. Precipitação (Prec)

Com a ZCIT deslocada mais para o HN durante o JJA devido à maior incidência de radiação neste hemisfério, a Prec também se desloca para o HN, com aumento no regime de chuvas sobre as Américas Central e Norte e sobre a parte norte da África Subsaariana (Figura 4.7A). As características monções da América do Sul que ocorrem durante DJF não estão presentes durante JJA, ficando os maiores volumes de Prec restritos ao norte do continente.

O aumento da Prec observado sobre a China, com valores próximos de 10 mm.dia⁻¹, é influenciado por um modo dominante de variabilidade interanual que atua principalmente durante JJA sobre a Prec desta região. Esta circulação é conhecida como anticiclone (WPAC)/ciclone (WPC) do Pacífico Noroeste. O WPAC indica um fortalecimento da alta subtropical e assim intensifica os ventos anticiclônicos em 850 hPa, que por sua vez aumentam o transporte de umidade do Oceano Pacífico tropical ocidental

para a região frontal subtropical, e aumenta a Prec sobre a China, o que segundo Fan et al., (2013), pode estar relacionado com as principais enchentes sobre esta região.

O aumento da radiação incidente (MIS31 e ORBIT) no HN durante JJA contribui para a tendência de aumento na Prec sobre este hemisfério, o que acaba por ocorrer sobre os EUA, África e principalmente sobre o sul da China, com valores que superam os 12 mm.dia⁻¹ (Figuras 4.7B e 4.7D). Este significativo aumento da Prec sobre a China e outros países da Ásia pode ser uma consequência do posicionamento mais ao norte da ZCIT, além da alteração de posição e aumento da área de atuação da WPAC, que segundo Fan et al., (2013), é conhecida por desempenhar um papel importante na variabilidade e distribuição da monção asiática.

Este comportamento da WPAC durante JJA é sensível ao aquecimento na região tropical do Oceano Índico (XIE et al., 2009), além do padrão de resfriamento no Oceano Pacífico tropical centro-oeste que é importante na formação e manutenção da WPAC, isso pode ser entendido como uma resposta para a indução das ondas de Rossby e variações locais de TSM. O Oceano Pacífico tropical oriental, por outro lado, desempenha um papel menos significativo neste processo (FAN et al., 2013).

Ao analisar o período conhecido como MIS-13 (0,5 Ma), Karami et al., (2015) também verificaram uma ampliação e fortalecimento, em direção à Ásia, da alta subtropical no Oceano Pacífico ocidental. Esta mudança favoreceu o aumento e a intensidade das monções, trazendo mais umidade dos Oceanos Índico e Pacífico para o leste da Ásia.

As reduções na Prec ocorreram principalmente sobre o oeste do Oceano Pacífico e leste do Oceano Índico, além do litoral norte do Brasil. Esta configuração está associada a maior capacidade dos continentes em aquecer-se mais rapidamente que os oceanos, e assim acabam causando um contraste térmico, e por consequência ocorre uma maior Prec sobre os continentes e uma redução sobre os oceanos, assim como Yin et al., (2008) encontraram para o padrão da monção asiática.

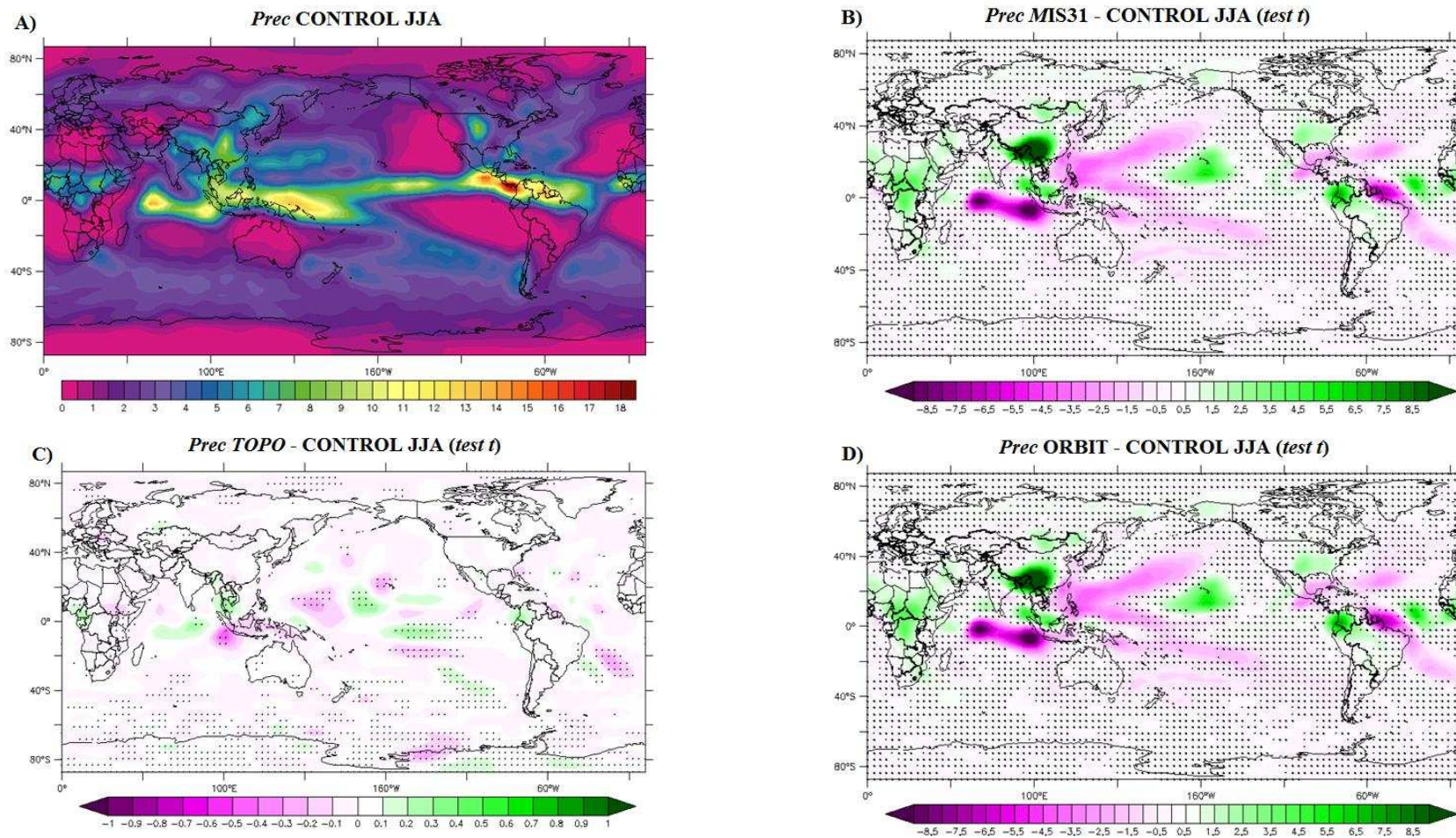


Figura 4.7 – Precipitação (Prec) em mm/dia, A) CONTROL, B) MIS31 – CONTROL, C) TOPO – CONTROL e D) ORBIT – CONTROL.

As alterações na Prec ocorridas por influência da simulação TOPO (Figura 4.7C), são menos significativas se compararmos com as outras sensibilidades; os valores de Prec não ultrapassam 1 mm.dia^{-1} se analisarmos a sua alteração em relação à CONTROL. De acordo com Schneider et al., (2012) estas variações na Prec estão relacionadas à distribuição dos sistemas de baixa pressão ao nível médio do mar. Como a modificação na topografia da Antártica pouco altera a pressão atmosférica além da região próxima da Antártica, as variações de Prec não foram muito significativas se comparadas as simulações com alterações nos parâmetros orbitais.

4.2.3. Vento zonal próximo à superfície (u_0)

Os ventos zonais (u_0) foram mais intensos no HS durante JJA na simulação CONTROL, principalmente nas regiões de altas latitudes próximas de 50°S . Estes u_0 de oeste contribuem para a formação dos storm-tracks, que são regiões com fortes instabilidades (Figura 4.8A). Também foram observados significativos u_0 de leste na região equatorial, principalmente sobre o Oceano Índico. É sobre esta região que ocorre um forte contraste entre os u_0 de oeste próximos de 10°S e u_0 de leste em 10°N , devido ao aquecimento diferencial que ocorre entre o oceano e os continentes adjacentes.

O aumento dos u_0 surge como uma consequência de verões mais longos no HN e com alteração na radiação incidente. Com este novo padrão climático, as principais alterações ocorreram na região equatorial, com alternâncias de aumentos e redução na velocidade do u_0 . Um exemplo desta variação é observado nas Figuras 4.8B e 4.8D sobre os oceanos Pacífico e Índico, o que indica fortes alterações na circulação da Célula de Walker. Devido a sensibilidade no gelo marinho e TSM, Naish et al., (2009) sugerem que ciclos orbitais podem regular significativamente o transporte de calor oceânico para as altas latitudes, o que contribui para um maior derretimento do gelo marinho. Além disso, Naish e colaboradores propuseram um mecanismo que teria ocorrido no HS durante o interglacial do Plioceno, em que a associação da expansão para o sul dos ventos de oeste e para o norte do transporte de Ekman teria sido compensado pelo aumento da ressurgência de água de fundo oceânica mais fria e rica em CO_2 , o que teria colaborado para o aquecimento da atmosfera. Este feedback positivo é mantido pela forte correlação entre T_{ar} e CO_2 em registros de amostras de gelo da Antártica. Essa correlação teria

acelerado a perda de gelo marinho e por consequência ocasionado alterações no albedo, aumentando ainda mais o aquecimento da atmosfera e do oceano.

O mesmo raciocínio utilizado por Naish et al., (2009) para o HS, pode ser aplicado no nosso caso para o HN, pois a partir da análise das Figuras 4.8B e 4.8D verifica-se uma intensificação dos u_0 de oeste mais para o norte no Oceano Atlântico, próximo à Groelândia, além dos altos valores de T_{ar} (Figuras 4.6B e 4.6D) durante o período de JJA.

Segundo Shukla et al., (2009), um contraste meridional é observado sobre o Oceano Pacífico sul, com alternâncias no u_0 , o que de certa forma pode impedir que a energia produzida sobre as regiões equatoriais sejam transmitidas para as altas latitudes do HS.

Na simulação TOPO (Figura 4.8C) as variações no u_0 ficam restritas em torno da Antártica, com o aumento dos ventos na borda do continente, que também é observado na simulação MIS31. O aumento do u_0 na simulação TOPO ocorre porque segundo Deconto et al., (2007), a alteração na topografia da Antártica favorece a intensificação dos ventos catabáticos provenientes do interior do continente, devido a maior diferença de altura na topografia.

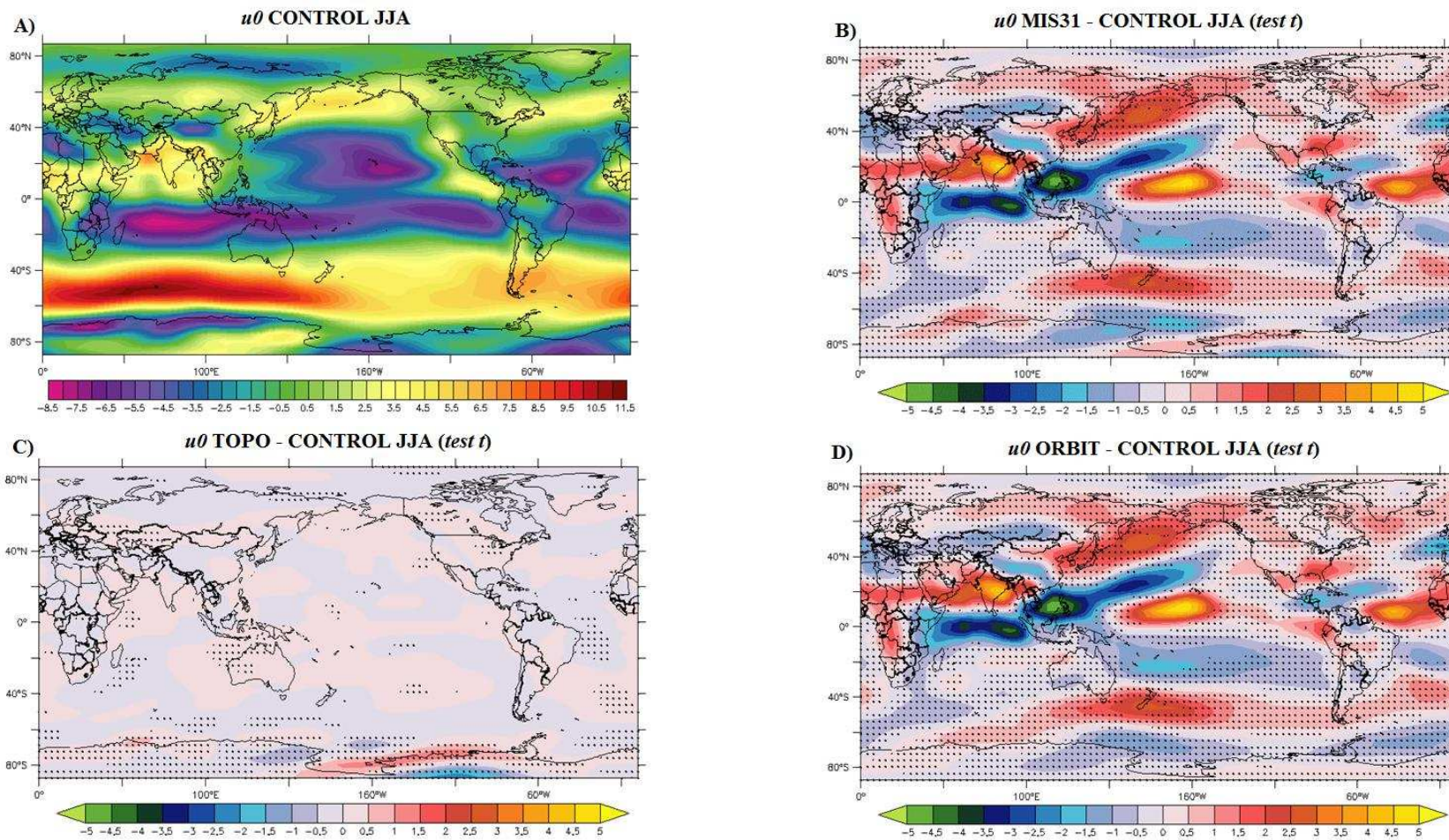


Figura 4.8 – Vento zonal em superfície (u_0) em m/s, A) CONTROL, B) MIS31 – CONTROL, C) TOPO – CONTROL e D) ORBIT – CONTROL.

4.2.4. Perfil vertical do vento zonal (u)

Ventos zonais (u) em altos níveis são intensificados durante o JJA, o que caracteriza a presença de jatos de altos níveis sobre o HS, estes jatos estão localizados entre as latitudes de 40°S e 20°S à altura de 200hPa (Figura 4.9A).

Os jatos de altos níveis são intensificados nas simulações com alterações de parâmetros orbitais e esta intensificação vai até níveis próximos à superfície (Figuras 4.9B e 4.9D). Intensos u de oeste são acompanhados por também u de leste na região equatorial, que se ampliam de 0° até próximo de 40°N, o que por sua vez também é acompanhado por uma intensificação dos u de oeste no HN que se estendem até próximo à superfície. Este aumento dos u de oeste no HN, de acordo com McKay et al., (2012) ocorre sob a redução do gradiente meridional de temperatura, que é associado com a redução do gelo marinho.

No caso do aumento dos u no HS, Naish et al., (2009) propuseram que mudanças na intensidade e distribuição meridional da radiação média anual, que é controlada pela obliquidade, pode ter uma profunda influência na posição e intensidade dos ventos zonais de oeste no HS.

As alterações na simulação TOPO ficaram limitadas as altas latitudes do HS (Figura 4.9C). Esperava-se que a influência da topografia da Antártica poderia modificar a circulação atmosférica do HS como um todo. Este enfraquecimento dos ventos de oeste em altos níveis próximo a Antártica, segundo Silva (2013), podem estar relacionados ao menor gradiente térmico meridional na região extratropical.

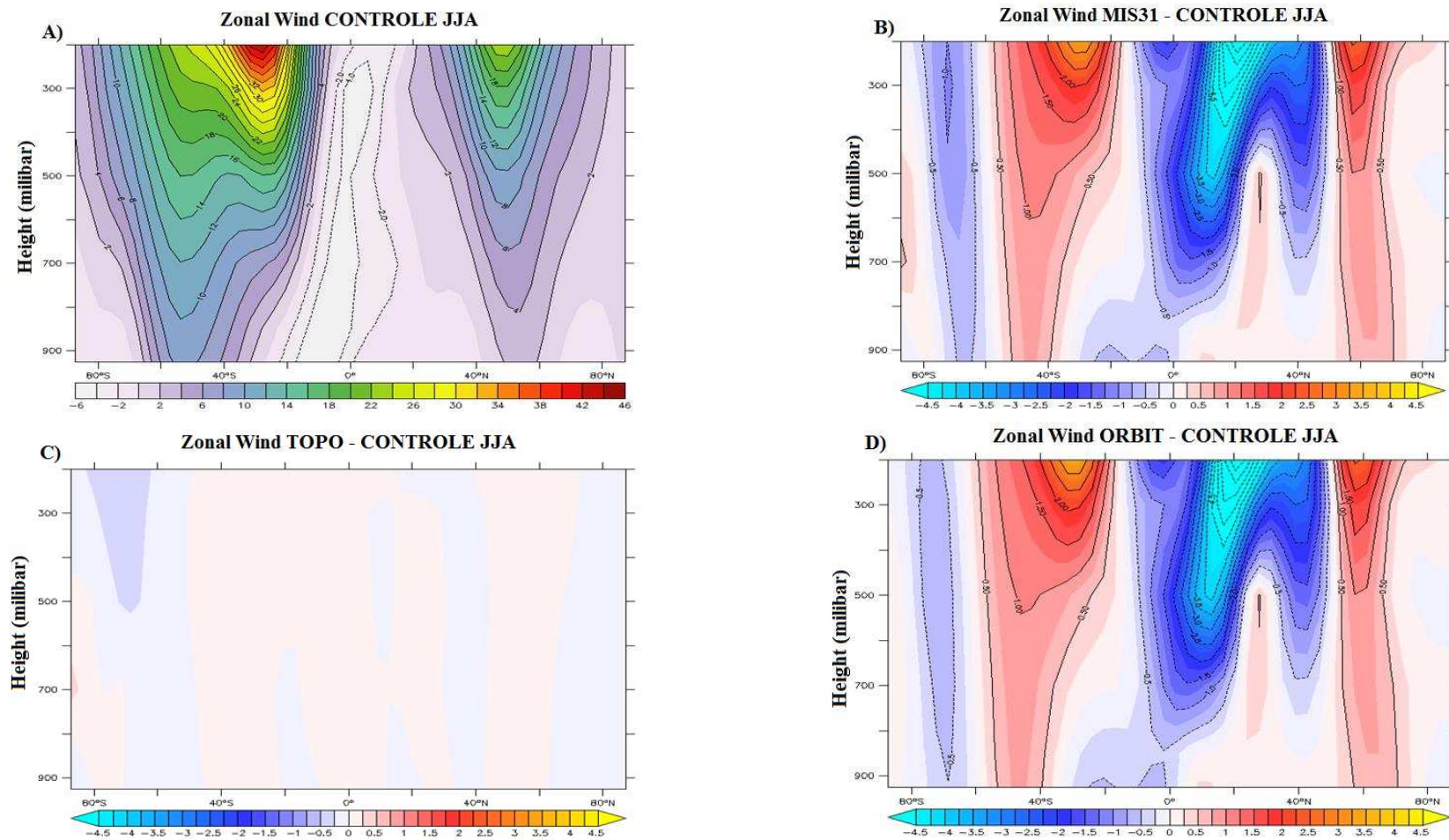


Figura 4.9 – Perfil vertical do vento zonal (u) em m/s, A) CONTROL, B) MIS31 – CONTROL, C) TOPO – CONTROL e D) ORBIT – CONTROL.

4.2.5. Temperatura da superfície do mar (TSM) e cobertura de gelo marinho

Maiores gradientes de TSM são observados da região tropical em direção ao Polo Sul. Além disso, na região tropical do Oceano Pacífico ocidental os valores de TSM chegam próximos a 32°C, sendo esta é a região com valores mais elevados de TSM (Figura 4.10A). Em contrapartida, os valores encontrados em torno da Antártica são muito próximo ao ponto de congelamento da água na latitude de 50°S. No Polo Norte este gradiente é atenuado pelo fato de ser verão durante JJA, desta forma é reduzida a área de abrangência do gelo marinho, possibilitando uma quantidade maior de absorção de radiação solar dos oceanos (Figura 4.10A).

Uma significativa alteração ocorre ao se impor as forçantes com alterações dos parâmetros orbitais – com verões mais longos e intensos – a maior quantidade de radiação que chega ao HN faz com que as anomalias positivas da TSM fiquem próximas de 6°C ao norte dos oceanos Atlântico e Pacífico (Figuras 4.10B e 4.10D). As anomalias positivas se espalham até as regiões equatoriais dos oceanos citados anteriormente, com anomalias variando em torno de 1°C a 3°C, com exceção da parte oeste (leste) do Oceano Pacífico (Índico). De acordo com Raymo et al., (2006), variações na cobertura de gelo e TSM ocorrem por influência da radiação recebida durante o período de verão no hemisfério correspondente, e que variações na TSM no Oceano Atlântico são consequências das variações da obliquidade e precessão. Enquanto a obliquidade tem maior influência para latitudes ao norte de 50°N, a precessão domina para latitudes ao sul de 40°N.

Como consequência do aumento de radiação recebida no HN durante JJA, a cobertura de gelo marinho reduz significativamente a sua área. Em condições normais como as apresentadas no CONTROL, a cobertura de gelo marinho fica limitada as altas latitudes do HN. Com as condições das simulações MIS31 e ORBIT, esta cobertura é quase inexistente, com valores máximos próximos de 60% de cobertura na região do Ártico. Também é importante ressaltar que a Groelândia perde boa parte da cobertura de gelo marinho em seu entorno devido principalmente ao aumento da TSM.

Outro fator controlado pela obliquidade é a variação no gradiente de temperatura equador-polo. Este gradiente torna-se um parâmetro chave se o foco não for o transporte de calor em direção aos polos, o que envolve um feedback negativo, mas sim o transporte de umidade de baixas latitudes, que pode amplificar as variações das camadas de gelo em altas latitudes (RAYMO & NISANCIOGLU, 2003; FEDOROV et al., 2006).

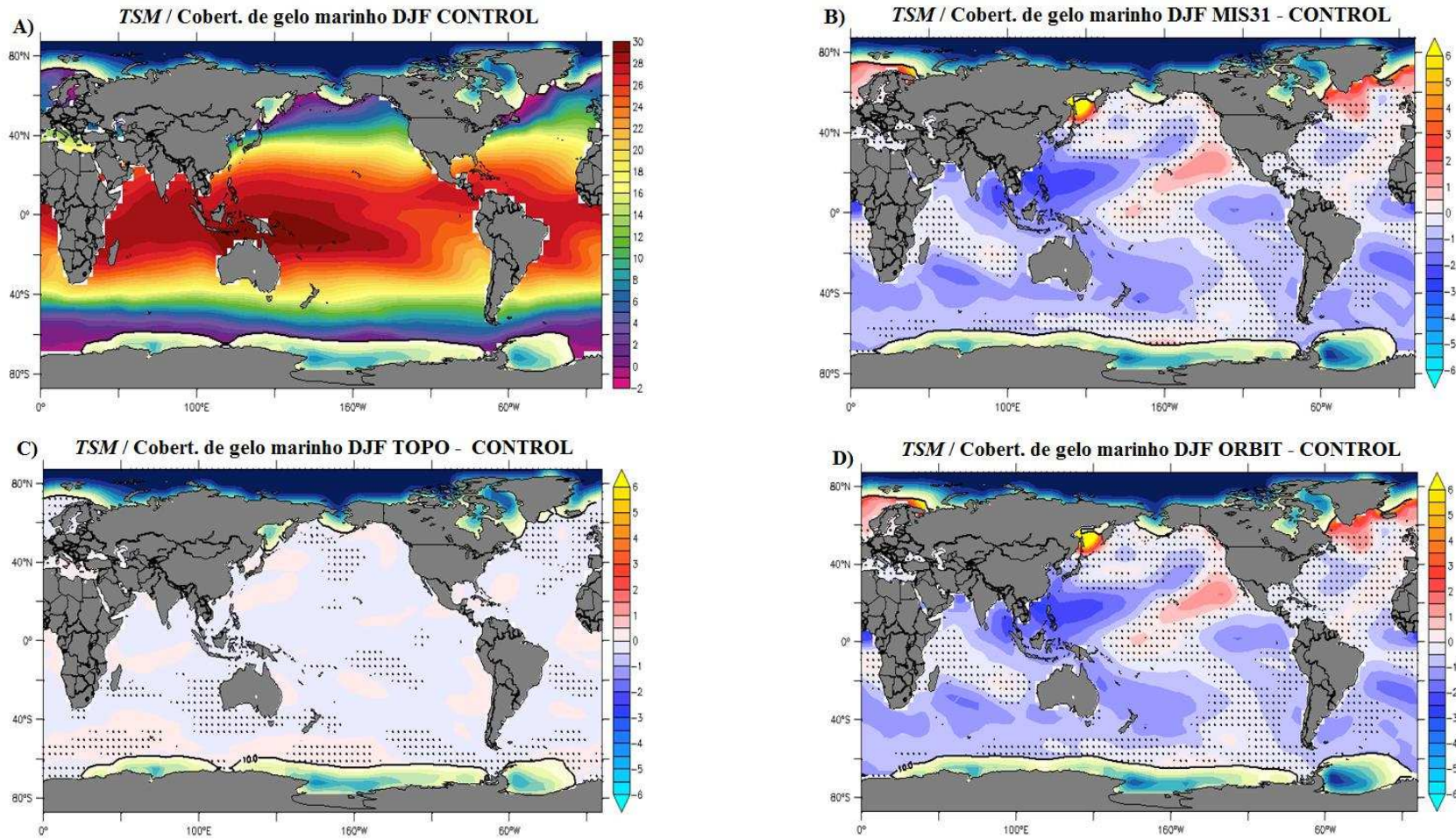


Figura 4.10 – Temperatura da superfície do mar (TSM) em °C e cobertura do gelo marinho em %, **A) CONTROL**, **B) MIS31 – CONTROL**, **C) TOPO – CONTROL** e **D) ORBIT – CONTROL**.

Enquanto o HN sofre alterações importantes como o aumento da TSM e redução de gelo marinho, o HS apresenta anomalias negativas de TSM das altas latitudes até próximos de 10°S, com maiores valores negativos sobre o Oceano Atlântico (-1°C). A cobertura de gelo marinho sofre um aumento na sua extensão em torno da Antártica, principalmente em torno da Península Antártica e Mar de Weddell, com a sua extensão se aproximando da América do Sul.

Estes comportamentos da TSM e cobertura do gelo marinho no HS são, segundo Raymo et al., (2006), um reflexo de invernos mais longos, com a menor quantidade de radiação incidente sobre o HS, o que possibilita a manutenção e expansão do gelo marinho em torno da Antártica. Estas variações na TSM e gelo marinho no HS podem ser consequências das grandes alterações na extensão do gelo marinho durante JJA, possivelmente sensíveis a média anual ou a radiação durante JJA em altas latitudes, exercendo uma maior influência direta na TSM polar e subpolar.

Assim como ocorreu durante DJF, as alterações de TSM e cobertura de gelo marinho na simulação TOPO (Figura 4.10C), não sofrem grandes alterações se compararmos com o CONTROL. Os valores de TSM não ultrapassam $\pm 1^\circ\text{C}$, com os maiores valores sobre o sul do Oceano Pacífico e um pequeno aumento na concentração de gelo marinho sobre a região do Mar de Ross. Pequenas alterações na TSM e gelo marinho podem, segundo Silva (2013), estar associadas a uma distribuição horizontal do vento em baixos níveis (enfraquecidos) e também influenciados pela redução da advecção térmica das latitudes médias.

4.3. CONCLUSÕES

Verão austral (DJF)

Temperatura do ar (T_{ar}): Invernos (verões) mais curtos no HN (HS) favoreceram para que a T_{ar} apresente anomalias negativas nas simulações com alterações orbitais (MIS31 e ORBIT), tal fato é influenciado pela alta obliquidade, que favorece a menor quantidade de radiação incidente durante DJF. Na simulação TOPO, anomalias positivas estão presentes sobre toda a Antártica, com anomalias positivas sobre o continente, especialmente no setor oeste da Antártica, com valores superando +5°C. Este padrão

encontrado reforça o papel importante que a topografia do continente antártico exerce sobre T_{ar} e TSM da região.

Precipitação (Prec): Redução nas monções sul-americana e africana foram encontradas durante DJF como consequência da alteração na posição da ZCIT e do transporte calor nos oceanos Atlântico e Pacífico. Esta associação de fatores pode ser uma causa das anomalias negativas de Prec sobre o setor oeste do Oceano Pacífico, isso porque alterações na convecção do Oceano Pacífico tropical afetam a circulação atmosférica nas regiões extratropicais através de teleconexões atmosféricas que podem variar com o ciclo sazonal.

Vento zonal em superfície (u_0): Diferenças no aquecimento entre oceanos e continentes favorecem para alterações no u_0 , principalmente sobre o Oceano Pacífico equatorial, com anomalias acima de 5 m.s^{-1} nas simulações MIS31 e ORBIT. As modificações do u_0 na região equatorial pode influenciar na formação de trens de ondas em direção às altas latitudes que estão durante o período de inverno. As anomalias negativas de u_0 observadas em todas as simulações com sensibilidade no entorno da Antártica podem estar associadas com mudanças no gradiente térmico meridional equador-polo, além de alterações no vento térmico, que também contribui para que esta redução do u_0 ocorra em altas latitudes do HS.

Perfil vertical do vento zonal (u): Alterações no perfil vertical da atmosfera são esperados nas simulações com alterações nos parâmetros orbitais, devido a diferente distribuição da radiação solar. Com a redução do gradiente térmico equador-polo, ocorre um deslocamento em direção ao polo sul dos ventos zonais e determinada intensificação nos níveis superiores da atmosfera. Este comportamento pode ser uma resposta da atmosfera retraindo a célula de Hadley, devido ao maior transporte de calor oceânico para o HN. Na simulação TOPO a redução da topografia favorece a diminuição do contraste térmico meridional entre o continente e o oceano em torno da Antártica.

Temperatura da superfície do mar (TSM) e gelo marinho: Pela condição orbital imposta, o HS têm verões mais curtos, e desta forma não acumula energia suficiente para trocar com a atmosfera. Esta redução na distribuição de radiação solar no HS além de favorecer as anomalias negativas de TSM, pode contribuir para o aumento de gelo marinho em torno da Antártica se comparado com o CONTROL. Por outro lado, em altas latitudes do HN,

anomalias positivas de TSM contribuem para a redução do gelo marinho e do albedo, que por sua vez favorecem para que ocorra um feedback positivo na região.

Inverno austral (JJA)

Temperatura do ar (T_{ar}): Aumentos significativos de T_{ar} são observados sobre o HN nas simulações com alterações nos parâmetro orbitais. Devido principalmente à obliquidade, os verões são mais longos e intensos, e por apresentar uma maior área continental, as anomalias positivas ultrapassam os 5°C sobre o norte da África e grande parte da Ásia. Na simulação TOPO, assim como ocorreu em DJF, a influência da topografia da Antártica é mais local, com anomalias positivas sobre o continente antártico e o Oceano Austral.

Precipitação (Prec): pela diferença de aquecimento entre oceanos e continentes, alterações na Prec são observadas principalmente sobre a Ásia, com um aumento significativo da Prec sobre o sul da China, muito por influência da alta subtropical do Oceano Pacífico e o deslocamento da ZCIT para o norte. Também devido à maior capacidade dos continentes em aquecer-se mais rapidamente que os oceanos, propiciam um contraste térmico, e por consequência ocorre uma maior Prec sobre os continentes e certa redução sobre os oceanos.

Vento zonal próximo à superfície (u_0): Alterações na célula de Hadley na região equatorial nas simulações MIS31 e ORBIT, contribuem para significativas alterações na circulação atmosférica. Estas modificações no u_0 podem estar associadas ao maior transporte de calor oceânico em direção às altas latitudes do HN, que pode ser uma forma que a atmosfera encontra para equalizar a energia do sistema, o que acaba intensificando os ventos nas regiões equatoriais.

Perfil vertical do vento zonal (u): Intensificação dos jatos em altos níveis sobre as altas latitudes do HN é observado, segundo Naish et al., (2009) mudanças na intensidade e distribuição meridional da radiação média anual que é controlada pela obliquidade pode ter uma profunda influência na posição e intensidade dos ventos zonais de oeste.

Temperatura da superfície do mar (TSM) e gelo marinho: a associação de menor cobertura de gelo marinho e maior capacidade calorífica dos oceanos, favorece para que um forte feedback positivo ocorra sobre altas latitudes do HN, com anomalias positivas de TSM superando os 5°C em torno da Groelândia. A cobertura de gelo marinho também reduz significativamente sobre a região do Ártico. Em contrapartida, anomalias negativas

e aumento na concentração de gelo marinho em torno da Antártica é uma resposta a invernos mais longos no HS.

4.4. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALEXANDER, M. A.; BLADÉ, I.; NEWMAN, M.; LANZANTE, J. R.; LAU, N.-G. and SCOTT, J. D. The Atmospheric Bridge: The Influence of ENSO Teleconnections on Air-Sea Interaction over the Global Oceans. **Journal of Climate**, 15, 2205 – 2231, 2002.

CAI, W.; SANTOSO, A.; WANG, G.; YEH, S.-W.; AN, S.-I.; COBB, K. M.; COLLINS, M.; GUILYARDI, E.; JIN, F.-F.; KUG, J.-S.; LENGAINNE, M.; MCPHADEN, M. J.; TAKAHASHI, K.; TIMMERMANN, A.; VECCHI, G.; WATANABE, M. and WU, L. ENSO and greenhouse warming. **Nature**, 5, 849 – 859, doi: 10.1038/NCLIMATE2743, 2015.

DECONTO, R. M.; POLLARD, D. and HARWOOD, D. Sea ice feedback and Cenozoic evolution of Antarctic climate and ice sheets. **Paleoceanography**, 22, doi: 10.1029/2006PA001350, 2007.

DECONTO, R. M.; POLLARD, D. and KOWALEWSKI, D. Reprint of: Modeling Antarctic ice sheet and climate variations during Marine Isotope Stage 31. **Global and Planetary Change**, 96 – 97, 181 – 188, doi: 10.1016/j.gloplacha.2012.05.018, 2012.

DESER, C.; CAPOTONDI, A.; SARAVANAN, R. and PHILLIPS, A. S. Tropical Pacific and Atlantic Climate Variability in CCSM3. **Journal of Climate**, 19, 2451 – 2481, 2006.

FAN, L.; SHIN, S.-I.; LIU, Q. and LIU, Z. Relative importance of tropical SST anomalies in forcing East Asian summer monsoon circulation. **Geophysical Research Letters**, 40, 2471 – 2477, doi: 10.1002/grl.50494, 2013.

FEDOROV, A. V.; DEKENS, P. S.; MCCARTHY, M.; RAVELO, A. C.; DEMENOCAL, P. B.; BARREIRO, M.; PACANOWSKI, R. C. and PHILANDER, S. G. The Pliocene Paradox (Mechanisms for a Permanent El Niño). **Science**, 312, 1485 – 1489, 2006.

HUYBERS, P. Early Pleistocene Glacial Cycles and the Integrated Summer Insolation Forcing. **Science**, 313, 508 – 511, doi: 10.1126/science.1125249, 2006.

HUYBERS, P. and DENTON, G. Antarctic temperature at ORBITal timescales controlled by local summer duration. **Nature Geoscience**, 1, 787 – 792, doi: 10.1038/ngeo311, 2008.

JUSTINO, F.; SILVA, A. S.; PEREIRA, M. P.; STORDAL, F.; LINDEMANN, D. and KUCHARSKI, F. The large-scale in response to the retreat of the West Antarctic Ice Sheet. **Journal of Climate**, 28, 637 – 650, doi: 10.1175/JCLI-D-14-00284.1, 2014.

KARAMI, M. P.; HEROLD, N.; BERGER, A.; YIN, Q. Z. and MURI, H. State of the tropical Pacific Ocean and its enhanced impact on precipitation over East Asia during marine isotopic stage 13. **Climate Dynamics**, 44, 807 – 825, doi: 10.1007/s00382-014-2227-0, 2015.

MCKAY, R.; NAISH, T.; CARTER, L.; RIESSELMAN, C.; DUNBAR, R.; SJUNNESKOG, C.; WINTER, D.; SANGIORGI, F.; WARREN, C.; PAGANI, M.; SCHOUTEN, S.; WILLMOTT, V.; LEVY, R.; DECONTO, R. and POWELL, R. D. Antarctic and Southern Ocean influences on Late Pliocene global cooling. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, 109, 6423 – 6428, doi: 10.1073/pnas.1112248109, 2012.

MONTADE, V.; KAGEYAMA, M.; COMBOURIEU-NEBOUT, N.; LEDRU, M.-P.; MICHEL, E.; SIANI, G. and KISSEL, C. Teleconnection between the Intertropical Convergence Zone and southern westerly winds throughout the last deglaciation. **Geology**, 43, 735 – 738, doi: 10.1130/G36745.1, 2015.

NAISH, T. et al.. Obliquity-paced Pliocene West Antarctic ice sheet oscillations. **Nature**, 458, 322 – 328, doi: 10.1038/nature07867, 2009.

PATTERSON, M. O.; MCKAY, R.; NAISH, T.; ESCUTIA, C.; JIMENEZ-ESPEJO, F. J.; RAYMO, M. E.; MEYERS, S. R.; TAUXE, L.; BRINKHUIS, H. and IODP Expedition 318 Scientists. ORBITal forcing of the East Antarctic ice sheet during the Pliocene and Early Pleistocene. **Nature Geoscience**, 7, 841 – 847, doi: 10.1038/ngeo2273, 2014.

RAYMO, M. E. and NISANCIOGLU, K. The 41 kyr world: Milankovitch's other unsolved mystery. **Paleoceanography**, 18, doi: 10.1029/2002PA000791, 2003.

RAYMO, M. E.; LISIECKI, L. E. and NISANCIOGLU, K. H. Plio-Pleistocene Ice Volume, Antarctic Climate, and the Global $\delta^{18}O$ Record. **Science**, 313, 492 – 495, 2006. SCHNEIDER, D. P.; DESER, C. and OKUMURA, Y. An assessment and interpretation of the observed warming of West Antarctic in the austral spring. **Climate Dynamics**, 38, 323 – 347, 2012.

SEAGER, R.; NAIK, N.; TING, M.; CANE, M. A.; HARNIK, N. and KUSHNIR, Y. Adjustment of the atmospheric circulation to tropical Pacific SST anomalies: Variability

of transiente eddy propagation in the Pacific – North America sector. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, 136, 277 – 296, doi: 10.1002/qj.588, 2010.

SHUKLA, S. P.; CHANDLER, M. A.; JONAS, J.; SOHL, L. E.; MANKOFF, K. and DOWSETT, H. Impact of permanent El Niño (El Padre) and Indian Ocean Dipole in warm Pliocene climates. **Paleoceanography**, 24, PA2221, doi: 10.1029/2008PA001682, 2009.

SHUKLA, S. P.; CHANDLER, M. A.; RIND, D.; SOHL, L. E.; JONAS, J. and LERNER, J. Teleconnections in a warmer climate: the pliocene perspective. **Climate Dynamics**, 37, 1869 – 1887, doi: 10.0007/s00382-010—0976-y, 2011.

SILVA, A. S. Clima do Hemisfério Sul há 1.080 milhão de anos: Impacto do derretimento da geleira Antártica. **Dissertação de Mestrado**, Universidade Federal de Viçosa, 74p, 2013.

TOGGWEILER, J. R.; RUSSELL, J. L. and CARSON, S. R. Midlatitude westerlies, atmospheric CO₂, and climate change during the ice ages. **Paleoceanography**, 21, PA2005, doi: 10.1029/2005PA001154, 2006.

XIE, S.-P.; HU, K.; HAFNER, J.; TOKINAGA, H.; DU, Y.; HUANG, G. and SAMPE, T. Indian Ocean Capacitor Effect on Indo-Western Pacific Climate during the Summer following El Niño. **Journal of Climate**, 22, 730 – 747, doi: 10.1175/2008JCLI2544.1, 2009.

YIN, Q.; BERGER, A.; DRIESSCHAERT, E.; GOOSSE, H.; LOUTRE, M. F. and CRUCIFIX, M. The Eurasian ice sheet reinforces the East Asian summer monsoon during the interglacial 500 000 years ago. **Climate of the Past**, 4, 79 – 90, 2008.

Capítulo 5 – MODO DE VARIABILIDADE ATMOSFÉRICA

Como visto anteriormente, as principais características do interglacial MIS31 foram as alterações nos parâmetros orbitais e na topografia da Antártica, e como uma consequência destas forçantes ocorrem alterações no estado médio do clima, assim como modificações nos padrões de circulação atmosférica e oceânica. Desta forma, é de grande importância em analisar as respostas dos principais modos de variabilidade climática a este novo padrão climático imposto. Aqui no presente estudo, serão analisadas as variações sazonais (DJF e JJA) do ENOS.

Além dos padrões atmosféricos, também serão analisadas as médias anuais dos principais componentes oceânicos responsáveis pela distribuição de calor e energia entre os oceanos e na interação oceano – atmosfera, os componentes analisados aqui serão a MOC e TOC no Atlântico, Indo-Pacífico e a nível global.

5.1. EL NIÑO OSCILAÇÃO SUL (ENOS)

5.1.1. Verão (DJF)

A dinâmica e as propriedades do ENOS estão diretamente ligadas a variações do estado médio do clima na região equatorial do Oceano Pacífico, que por sua vez afeta os processos de feedback do ENOS. Para avaliar tais variações no Oceano Pacífico, foram calculadas EOF com o intuito de analisar-se o comportamento do estado médio do clima. Foram calculadas as duas primeiras componentes principais da TSM para a região situada entre as latitudes de 20°S – 20°N e as longitudes 140°E – 290°E, que corresponde a região de ocorrência do ENOS.

Através da EOF1 do CONTROL durante o período de DJF, verifica-se um padrão de aquecimento principalmente na região do Oceano Pacífico central, o que é uma característica comum entre os modelos climáticos globais (DESER et al., 2006). Ainda de acordo com esses autores, as principais justificativas para que isso ocorra pode estar relacionado com a insuficiência da variabilidade atmosférica, redução da extensão meridional e amplitude das anomalias zonais dos ventos no Oceano Pacífico equatorial

central e oeste, além do aumento da “língua fria” da TSM na costa da América do Sul em direção ao Oceano Pacífico equatorial.

O aquecimento observado do Oceano Pacífico na simulação CONTROL, caracteriza as condições propícias para a fase positiva do ENOS, na principal região de aquecimento entre 180°E e 200°E, com anomalia de temperatura em torno de 0,6°C e variância de 55,5%, ou seja, pelo menos a metade das variações ocorridas nesta região estão associadas com a fase positiva do ENOS (Figura 5.1A). Para a EOF2 (com variância de apenas 10,2%) forma-se um dipolo com anomalias negativas próximas a costa da América do Sul e anomalias positivas na região oeste do Oceano Pacífico.

Durante o MIS31 e ORBIT (Figuras 5.1B e 5.1D) a significância da EOF1 reduziu para 47,5% e 45,2% respectivamente, havendo uma redução na área da anomalia positiva e um aumento da anomalia negativa, o que pode induzir à conclusão que ocorre redução dos eventos positivos do ENOS. A principal região com anomalias positivas também deslocou-se para o leste do Oceano Pacífico, agora permanecendo em torno de 220°E e mantendo anomalia positiva um pouco maior no MIS31. Na EOF2 das simulações citadas anteriormente, destaca-se a anomalia positiva no Oceano Pacífico ocidental, os demais setores da região tropical não apresentam grandes variações de TSM, o que de certa forma pode justificar a sua baixa variância de 8% (9,4%) no MIS31 (ORBIT).

Esta redução na variância do ENOS nas simulações MIS31 e ORBIT podem estar associadas a redução do gradiente zonal da TSM na região equatorial do Oceano Pacífico. Brierley (2015) ao analisar o período do Plioceno também encontrou resultados semelhantes ao apresentado neste estudo do Pleistoceno. Isso ocorreu porque durante o Plioceno o gradiente zonal da TSM também foi reduzido, aumentando a área com valores positivos de TSM, porém, com menor variância.

Se ocorrem alterações espaciais e intensidade nas simulações com variações nos parâmetros orbitais, ao comparar-se a simulação TOPO (Figura 5.1C) com o CONTROL, as variações são insignificantes, com pequenas alterações nas duas componentes da EOF, tanto nas variações espaciais quanto na variância.

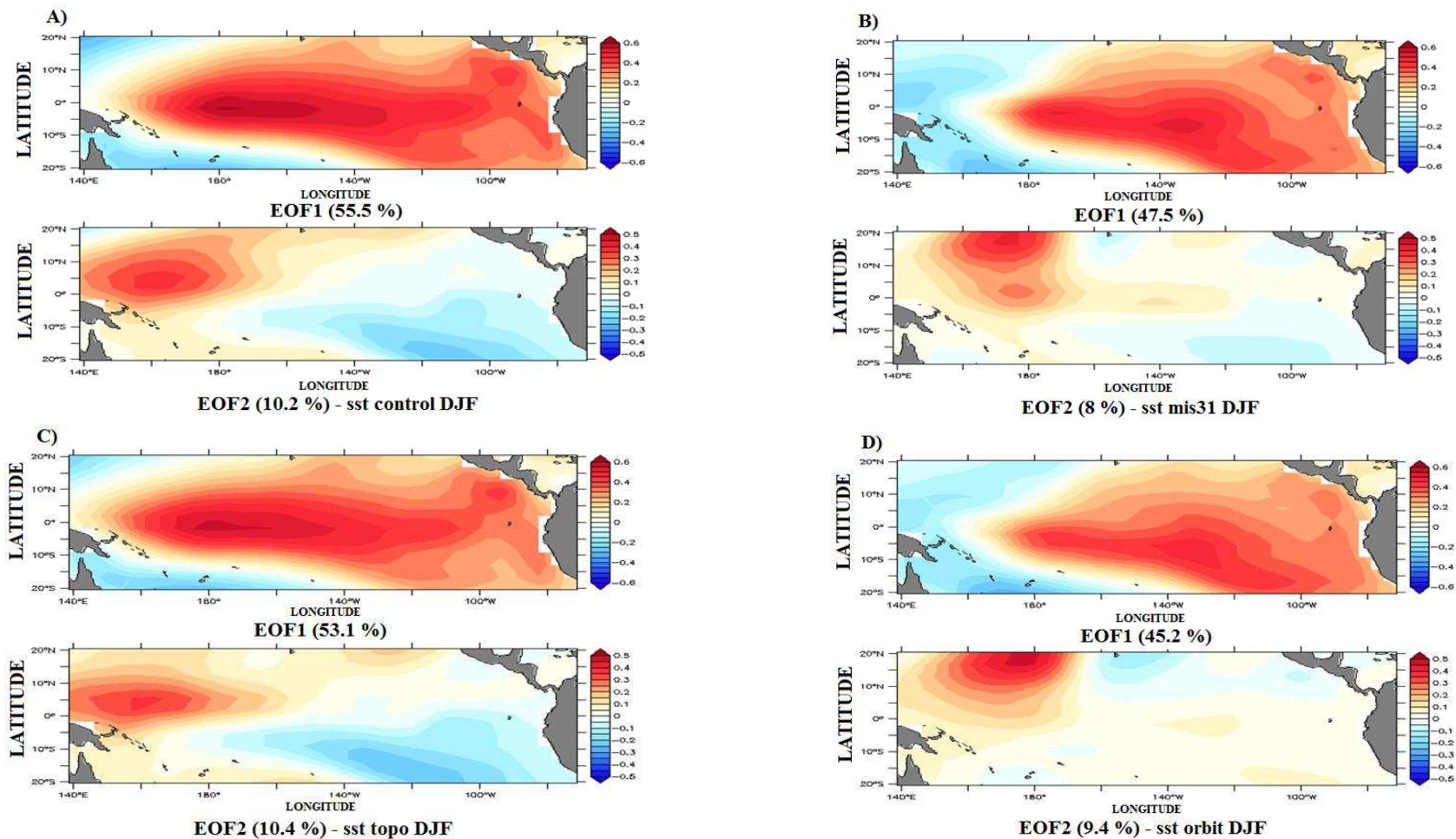


Figura 5.1 – Primeira e segunda componentes principais das Funções Ortogonais Empíricas para a região do Oceano Pacífico equatorial (20°S – 20°N; 140°E – 290°E) durante DJF, **A)** CONTROL, **B)** MIS31, **C)** TOPO e **D)** ORBIT.

5.1.2. Regressão linear (DJF)

Variações climáticas que ocorrem na região equatorial não ficam restritas a esta região. Os distúrbios que ocorrem nestas regiões podem gerar consequências em diferentes pontos da Terra (SHUKLA et al., 2011). E a capacidade dos modelos climáticos globais, como no caso do SPEEDY-NEMO, em representar corretamente a resposta da circulação atmosférica extratropical em relação as variações do ENOS, depende de diversos fatores, como por exemplo a distribuição espacial das anomalias de precipitação tropical, a intensidade e a localização das ondas estacionárias de médias latitudes e storm tracks, além da instabilidade baroclínica relacionada aos fluxos próximos a superfície (DEWEAVER & NIGAM, 2004; DESER et al., 2006).

Para isto, foi calculado a regressão linear simples entre a primeira componente principal (PC1) da EOF da TSM na região do Oceano Pacífico equatorial (utilizado na Secção 5.1.1.) e as anomalias de algumas das principais variáveis do sistema climático (temperatura, vento zonal em superfície, altura geopotencial em 500 hPa e precipitação).

i) Temperatura do ar próximo à superfície (T_{ar})

A regressão linear entre a PC1 da TSM e a T_{ar} do CONTROL apresenta padrão semelhante ao comportamento da TSM (Figura 5.1A) com anomalias positivas sobre a região oriental do Oceano Pacífico, isso porque a atmosfera se aquece primeiro nas camadas próximas a superfície. Na Figura 5.2A nota-se um forte padrão de aquecimento sobre o norte da África, e que estende-se sobre a Península Arábica e parte da Ásia. Estas anomalias positivas nas regiões extratropicais podem ser influenciadas por alterações na circulação atmosférica local associadas com padrões de teleconexões do ENOS (ALEXANDER et al., 2006; DESER et al., 2006).

Ocorre também uma influência das regiões equatoriais no aumento da T_{ar} (acima de 1,0°C) próximo ao Mar de Ross na Antártica, e também sobre o Estreito de Bering no HN. Essas conexões são estabelecidas através de trens de onda que se originam na região equatorial e se deslocam até as altas latitudes durante o inverno boreal.

A influência da variação da TSM equatorial durante MIS31 e ORBIT é menor nas regiões da globo, se comparado com o CONTROL. Isso se deve ao fato da EOF1 em MIS31 e ORBIT apresentarem menor variância. No entanto, alguns pontos merecem

destaque como a redução na área com anomalias positivas sobre a África, no Estreito de Bering e Mar de Ross (Figuras 5.2B e 5.2D). Quanto às anomalias negativas, também ocorre uma redução sobre grande parte do Oceano Pacífico Norte e sobre o continente asiático. Pequenas alterações ocorrem na simulação TOPO (Figura 5.2C), como um aumento da anomalia sobre a Antártica.

Essa redução da influência da região equatorial nas altas latitudes do HN nas simulações com alterações nos parâmetros orbitais pode ser explicada pelo fato de que regiões equatoriais experimentam aquecimentos anômalos da TSM. E segundo Annamalai et al., (2007), as ondas geradas dessas diferentes regiões podem interagir entre si. Os mesmos autores encontraram evidências para essa interação de ondas testando os efeitos isolados e combinados entre o aquecimento na região centro / leste do Pacífico (El Niño) e do Oceano Índico. O estudo concluiu que as ondas se propagam a partir de anomalias de TSM do Oceano Índico e se opõem diretamente e de forma destrutiva com as anomalias resultantes do Oceano Pacífico equatorial, ou seja, as ondas geradas por setores com aquecimento anômalos dos oceanos Pacífico e Índico tendem a anular-se mutuamente para o caso do Oceano Pacífico Norte.

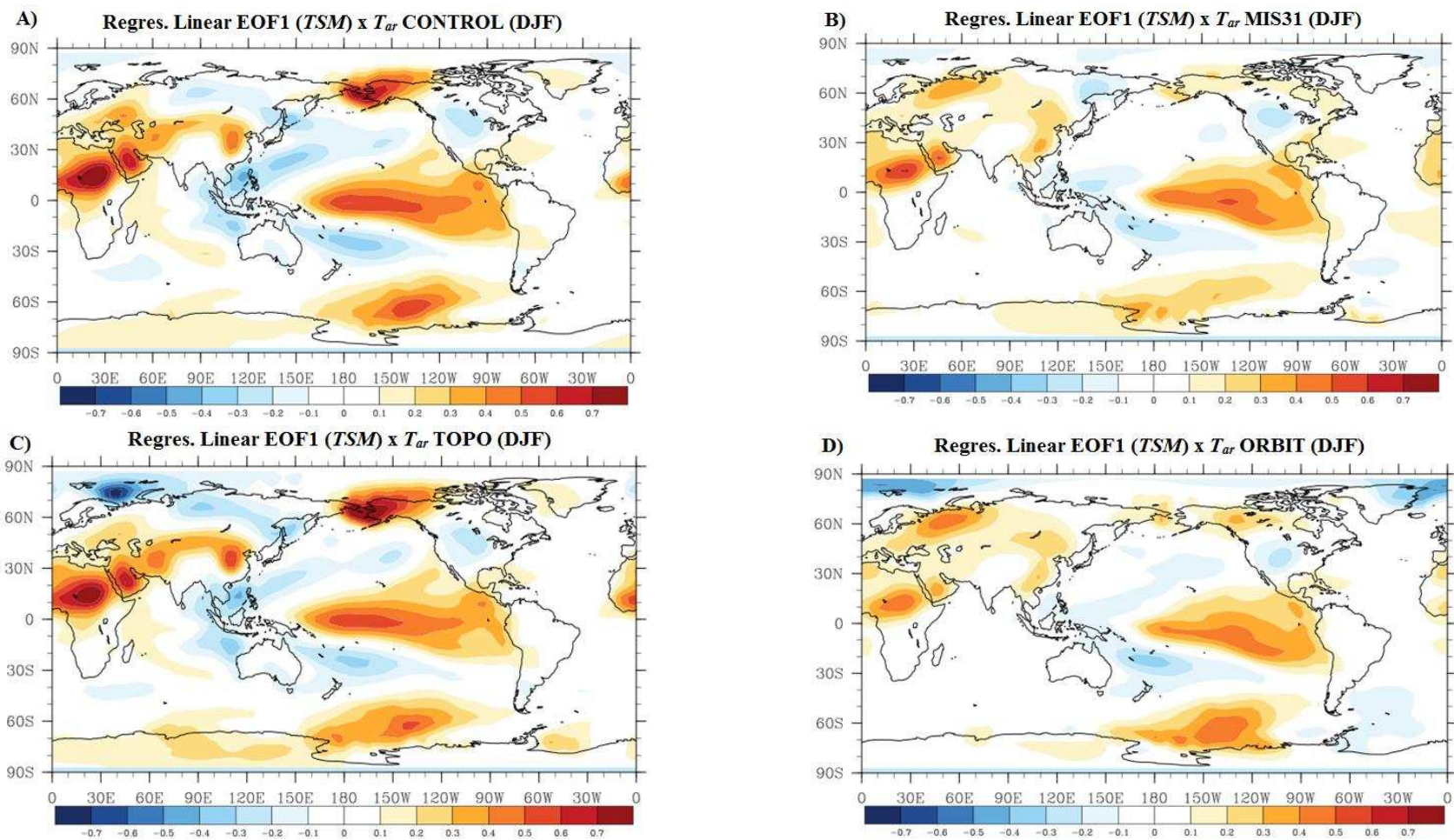


Figura 5.1 – Regressão linear simples entre a PC1 da EOF da TSM na região do Oceano Pacífico equatorial e anomalia da T_{ar} para DJF, A) CONTROL, B) MIS31, C) TOPO e D) ORBIT.

ii) Vento zonal em superfície (u_0)

Na regressão entre TSM e vento zonal (u_0), durante o CONTROL (Figura 5.3A) um dipolo é formado entre os oceanos Pacífico ocidental e Índico oriental. Este padrão ocorre principalmente devido as anomalias de fluxo de calor em superfície que contribuem para alterações na TSM, exceto ao longo da zona de ressurgência no Oceano Pacífico oriental. No entanto, os fluxos são mais fracos em torno das latitudes de 10° e resultam em pequenas tendências de anomalias da TSM fora da faixa equatorial. Essa relativa redução das anomalias de fluxo fora da zona equatorial é provavelmente resultado da estreita escala meridional dos ventos em baixos níveis e precipitação (DESER et al., 2006; HE et al., 2015).

Nas simulações MIS31 e ORBIT os ventos de oeste no HS ficam menos intensos observando a regressão com a TSM (Figuras 5.3B e 5.3D). Ocorreria ausência do dipolo observado na região equatorial entre os oceanos Pacífico e Índico, principalmente a parte positiva sobre o Oceano Índico. Esta alteração pode estar associada ao aumento uniforme da temperatura ao sul de 30°N . Segundo He et al., (2015), o aquecimento uniforme nos trópicos é causado por ondas equatoriais que suavizam de forma eficiente o gradiente de temperatura horizontal. Em contraste, o aquecimento mais intenso em altas latitudes do HN enfraquece o gradiente de temperatura e, portanto, enfraquece os ventos de oeste na troposfera de acordo com a lei do vento térmico.

Se a TSM aumentar nas regiões mais frias dos oceanos nas regiões equatoriais, um feedback deverá ocorrer; as águas mais aquecidas irão causar uma diminuição na cobertura de nuvens de baixos níveis, permitindo assim que mais radiação solar possa atingir a superfície, o que favorece ainda mais o aumento da TSM. A TSM mais alta também tenderá a aumentar o teor de vapor d'água atmosférico. Este padrão de maior aquecimento, segundo Barreiro et al., (2006), favorece o aumento do efeito estufa na atmosfera, que por sua vez aumenta a evaporação, o que se torna mais um feedback positivo. Estes processos indicam que os padrões de TSM tropicais podem ter um efeito profundo sobre a circulação atmosférica e, portanto, o clima global.

Devido as alterações na topografia da Antártica, os ventos de oeste que circundam a região são intensificados em TOPO (Figura 5.3C), devido à redução do gradiente meridional existente entre o continente e oceano (JUSTINO et al., 2014).

Estes u_0 sobre o Oceano Pacífico na simulação CONTROL fazem parte da chamada Circulação de Walker, que inicia nas águas superficiais mais frias presentes no Oceano Pacífico equatorial oriental, que contribuem para que os ventos de leste mais intensos advectem umidade em direção à piscina quente do Oceano Pacífico ocidental, onde a convecção é mais intensa. Este ar sobe no oeste do Oceano Pacífico e tende a descer no lado oriental do Pacífico, fechando desta forma a circulação. Este movimento é acoplado à superfície do oceano e mantêm o gradiente leste-oeste da TSM sendo responsável por reforçar os ventos zonais na região equatorial. Estes movimentos verticais na atmosfera estão representados nas Figuras 5.4A (CONTROL) e 5.4B (MIS31), onde as linhas vermelhas (pretas) representam a convergência (divergência) das parcelas de ar.

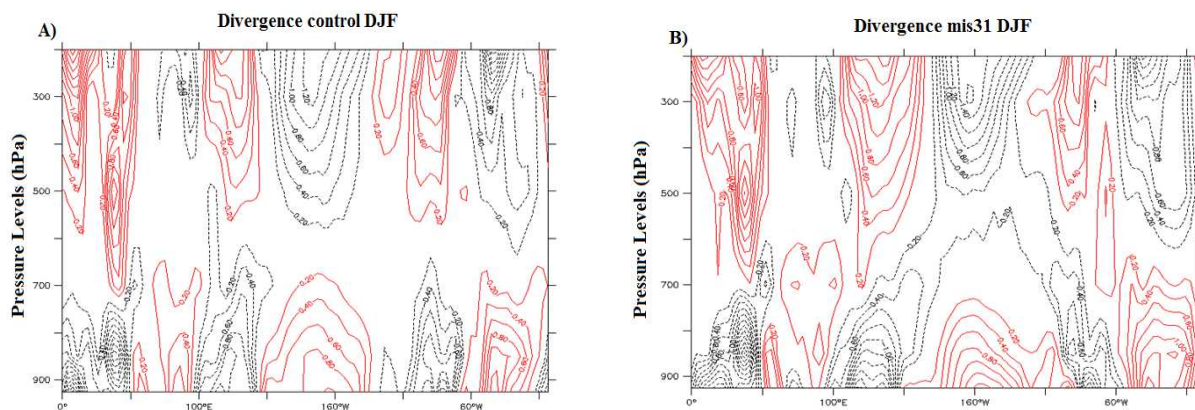


Figura 5.3 – Representação dos movimentos verticais na atmosfera sobre a região equatorial do Oceano Pacífico. As linhas contínuas (pontilhadas) vermelhas (pretas) representam a convergência (divergência). A) CONTROL, B) MIS31.

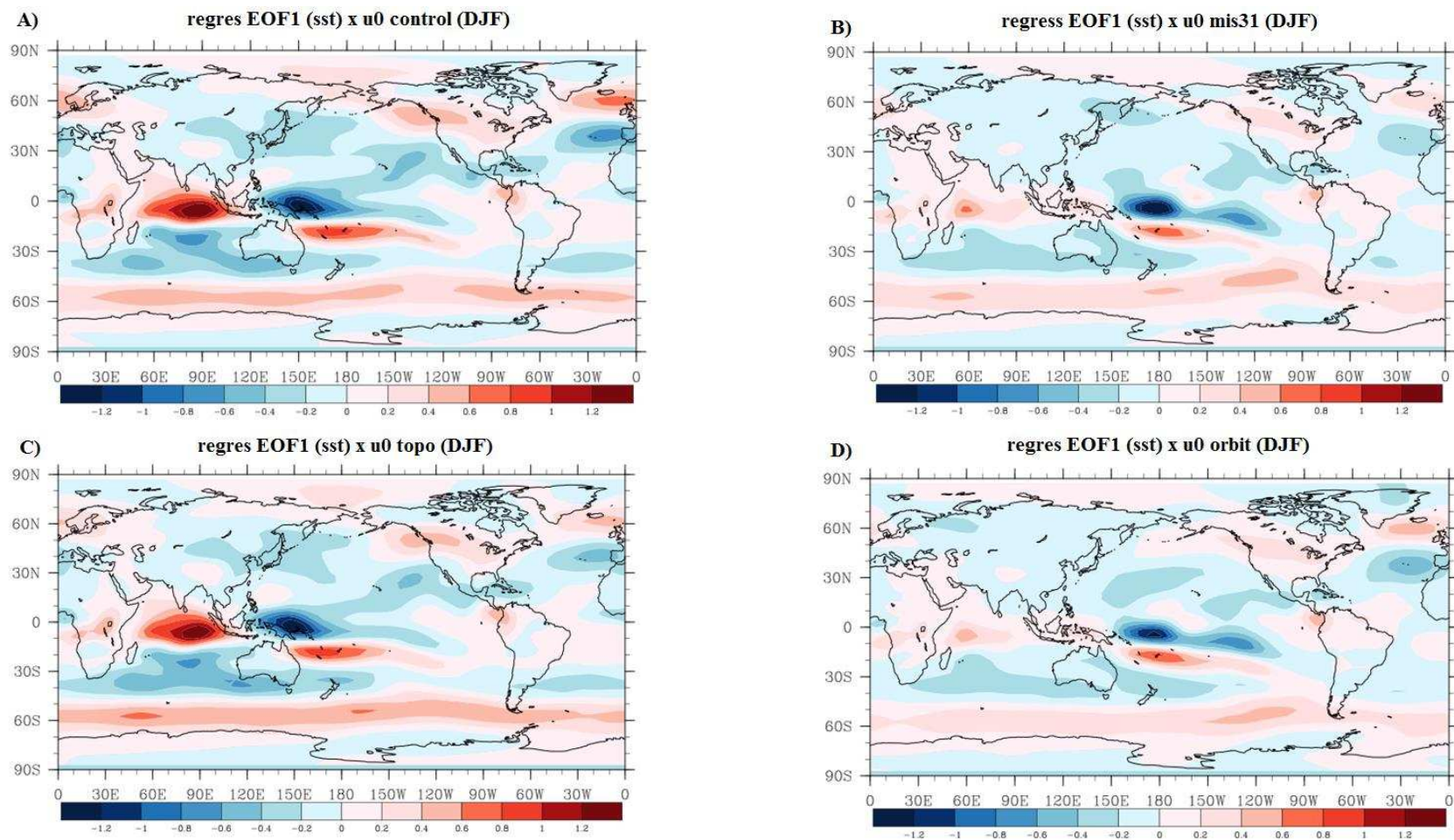


Figura 5.4 – Regressão linear simples entre a PC1 da EOF da TSM na região do Oceano Pacífico equatorial e anomalia do u0 para DJF, **A)** CONTROL, **B)** MIS31, **C)** TOPO e **D)** ORBIT.

iii) Altura geopotencial em 500 hPa (geop)

Quanto à regressão entre a TSM e a altura geopotencial em 500 hPa (Figura 5.5A) observa-se que um padrão de anomalias positivas pode ser vista sobre a Antártica, principalmente na região do Mar de Ross. Segundo Wallace & Gutzler (1981), anomalias positivas também são encontradas na região entre o leste da Europa e oeste da Ásia e também ao norte da América do Norte, além de um forte centro de anomalias negativas que é observado sobre o Oceano Pacífico norte, que se assemelha ao padrão de teleconexão Pacific – North American (PNA).

Um padrão negativo ocorre sobre o norte do Oceano Atlântico. Esta influência remota do ENOS é iniciada por anomalias de fluxo de ar em superfície sobre o Oceano Atlântico tropical e é mais forte no HN. Este processo ocorre durante DJF quando a amplitude do ENOS no Oceano Pacífico tropical está no máximo. Este mecanismo de influência em regiões remotas no HN acredita-se ser uma combinação de alterações na Circulação de Walker e outras teleconexões atmosféricas (ENFIELD & MAYER, 1997; SARAVANAN & CHANG, 2000). Um padrão anômalo mais fraco também é observado em médias latitudes no HS, circundando a Antártica.

Em MIS31 estes padrões são mantidos (Figura 5.5B), porém, a intensidade é reduzida em todas as regiões observadas no CONTROL, principalmente sobre a região norte do Oceano Pacífico.

Diferentemente das demais variáveis, ocorrem algumas diferenças entre as simulações MIS31 e ORBIT (Figura 5.5D) para a geop, por exemplo, a redução da intensidade das anomalias negativas sobre o costa oeste dos EUA, e sobre as latitudes médias do HS (~40°S). Também ocorre uma redução da anomalia positiva sobre grande parte da Antártica, exceto sobre a região do Mar de Ross, que em ORBIT os valores encontrados são mais significativos.

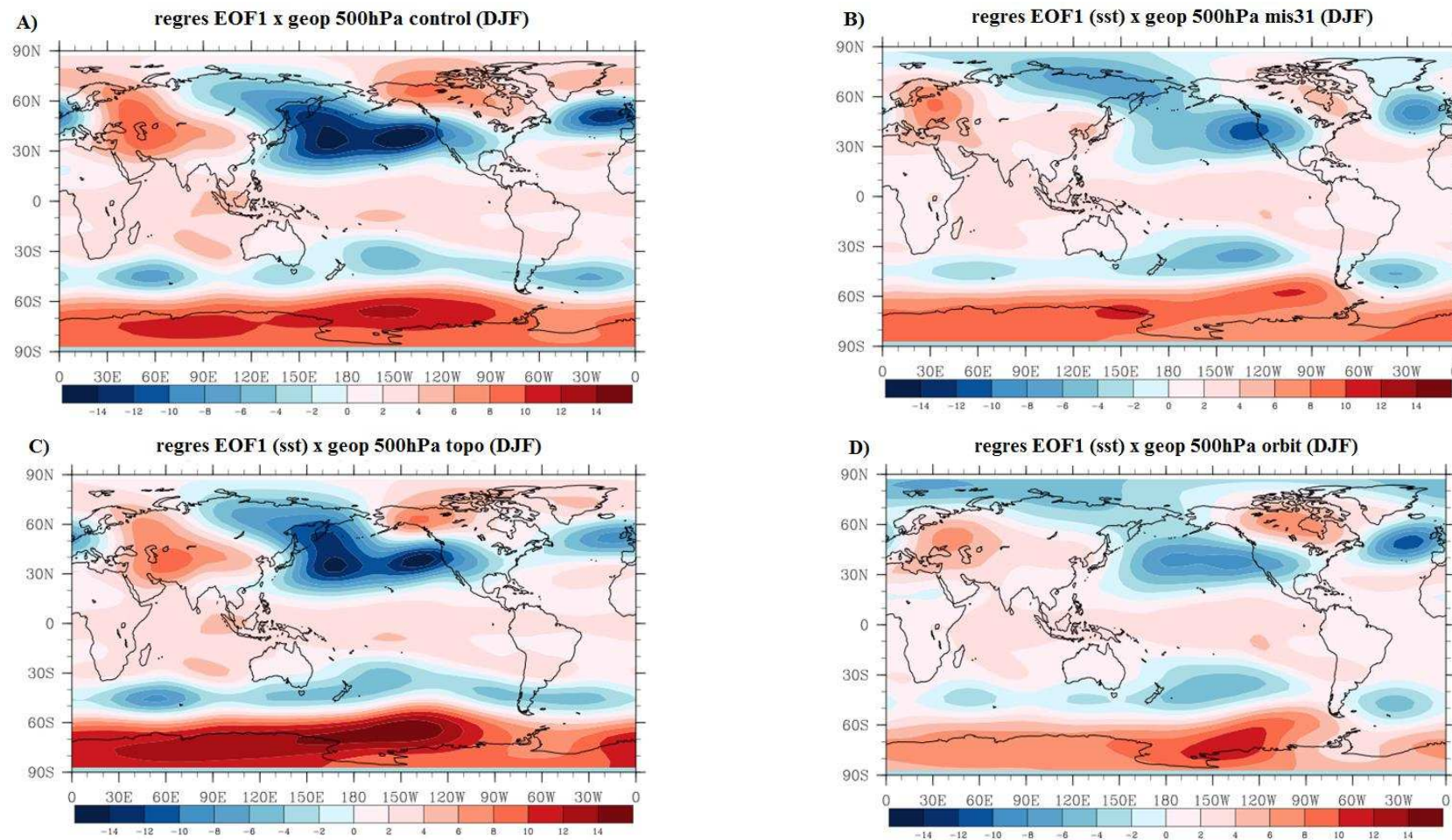


Figura 5.5 – Regressão linear simples entre a PC1 da EOF da TSM na região do Oceano Pacífico equatorial e anomalia da geop para DJF, **A)** CONTROL, **B)** MIS31, **C)** TOPO e **D)** ORBIT.

A redução nos valores encontrados na regressão entre a geop e a TSM das simulações com variações nos parâmetros orbitais pode ser uma consequência do aumento de temperatura do ar e oceanos na região tropical. Shukla et al., (2011) ao analisarem o Plioceno, associaram que teleconexões atmosféricas de origem tropical apresentaram uma menor influência em climas extratropicais, se comparados com o clima atual. Além disso, as reconstruções das séries de dados de TSM indicaram uma diminuição do gradiente meridional de temperatura, associado com a possibilidade do enfraquecimento dos ventos de oeste em médias latitudes. Acrescentando aos fatores anteriormente expostos, as anomalias dos ventos de leste, que poderiam refratar as ondas tropicais geradas em direção aos polos, atuam para redirecionar de volta para o equador tais ondas e desta forma acabam bloqueando, a energia gerada nos trópicos, de alcançar as altas latitudes.

Os padrões da geop em TOPO (Figura 5.5C) são mantidos quando comparados com o CONTROL, no entanto, se tornam mais intensos sobre as médias latitudes no HS (anomalias negativas) e sobre a Antártica (anomalias positivas), com valores superando 14 m (JUSTINO et al., 2014).

iv) **Precipitação (Prec)**

A regressão com a precipitação (Prec) (Figura 5.6A) apresenta significativas anomalias positivas sobre a região central e oeste do Oceano Pacífico, o que de certa forma coincide com a região de grandes convecções. Maiores valores de Prec ao longo do Oceano Pacífico equatorial pode estar associado também às mudanças da ZCIT e da Zona de Convergência do Pacífico Sul, que estão diretamente relacionadas com o aquecimento mais próximo ao equador da TSM durante DJF (DESER et al., 2006). Outras regiões com anomalias positivas estão presentes sobre a América do Sul, que estão associadas a monção sul-americana. Além de valores positivos de Prec encontrados entre a costa oeste da América do Sul até a América Central.

As anomalias positivas observadas da Prec na região oeste dos EUA podem estar relacionados com a variação do centro de baixa pressão localizado sobre a região das Ilhas Aleutas que se intensifica e estende-se em direção a leste durante a fase positiva do ENOS. Esta circulação anômala contribui para o aumento da Prec sobre esta região (MINOBE, 1997; ALEXANDER et al., 2002). Outra região com valores positivos está

localizada sobre o Golfo do México e estendendo-se sobre o Oceano Atlântico Norte influenciando até a Europa.

As anomalias negativas estão presentes no norte da América do Sul, Austrália e leste do Oceano Índico. Na região da costa leste da Ásia as anomalias negativas de Prec estão relacionadas com o ar descendente do giro proveniente da alta subtropical sobre o Oceano Pacífico, que favorece a redução de Prec nesta região em períodos de El Niño (DEWEAVER & NIGAM, 2004).

Durante o MIS31 e ORBIT (Figuras 5.6B e 5.6D) as principais diferenças observadas, ao compararmos com o CONTROL, estão relacionadas com a redução do dipolo de Prec característico no Oceano Índico, além do aumento da Prec sobre o Oceano Pacífico central e ao longo da metade sul dos EUA. Redução na Prec é encontrada sobre o Oceano Pacífico oeste e em médias latitudes também no Oceano Pacífico. Estes resultados são similares aos encontrados por Shukla et al., (2009).

Os padrões de Prec não são alterados durante a simulação TOPO (Figura 5.6C), quando calculado a regressão entre a TSM no Oceano Pacífico equatorial, se comparados com as alterações nos parâmetros orbitais. Isso reforça a ideia de que a alteração na topografia da Antártica não exerce influência tão significativa na Prec global. Alterações que ocorrem na Prec em TOPO, no entanto, são menos consistentes quando se procede modificações em altas latitudes ou em outras regiões remotas, distantes da região equatorial. Isso aconteceria por causa de interferência de ruídos no tempo ou por influência de outros modos regionais de variabilidade climática. Teleconexões também podem variar com o tempo por causa de mudanças de longo prazo na estrutura e amplitude de anomalias de TSM ou por causa de mudanças na circulação atmosférica que afeta as respostas das regiões distantes da TSM tropical (DIAZ et al., 2001; MCPHADEN et al., 2006).

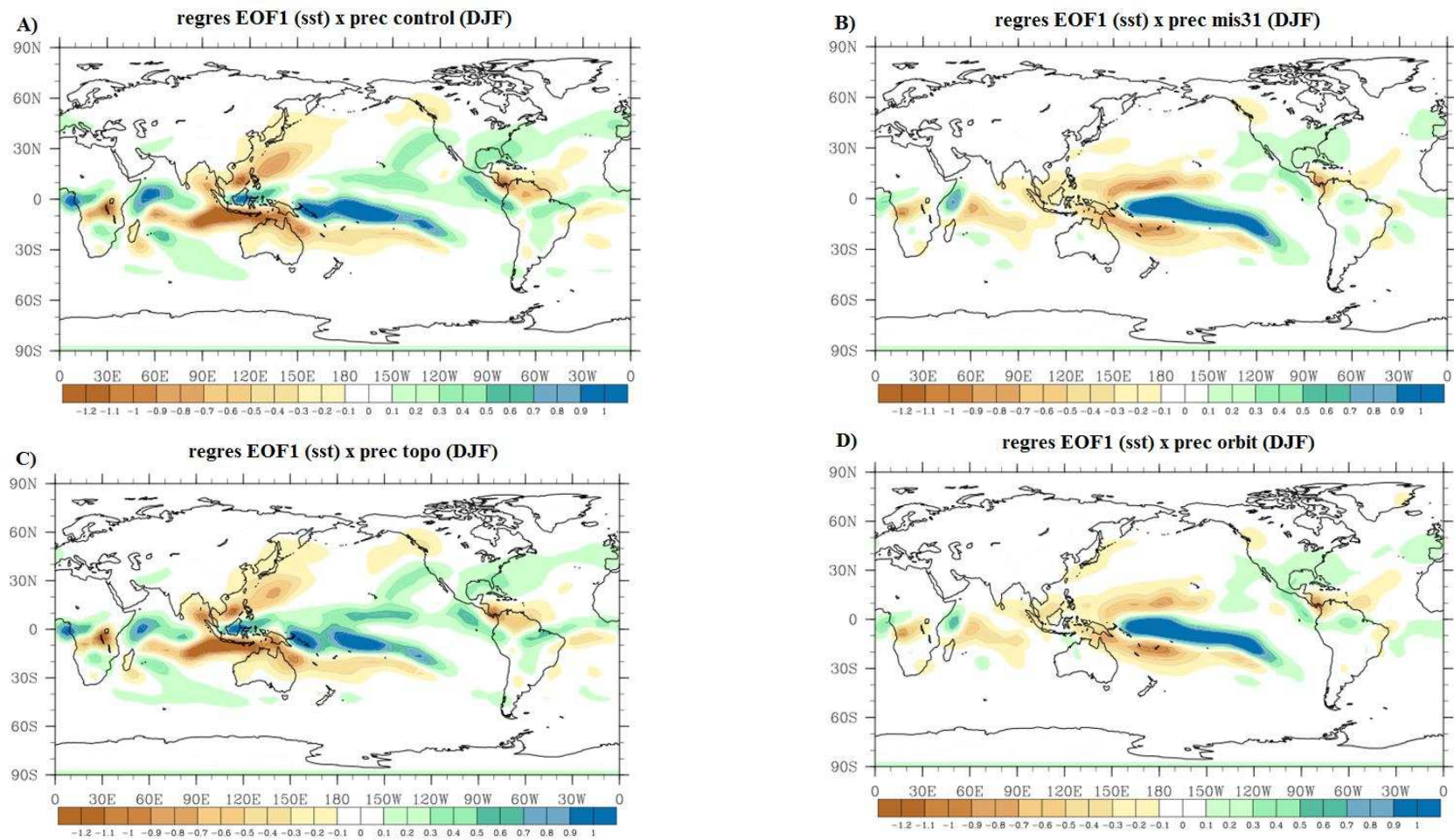


Figura 5.6 – Regressão linear simples entre a PC1 da EOF da TSM na região do Oceano Pacífico equatorial e anomalia da Prec para DJF, **A)** CONTROL, **B)** MIS31, **C)** TOPO e **D)** ORBIT.

5.1.3. Inverno (JJA)

A EOF calculada para o CONTROL durante o período de JJA (Figura 5.7A), apresenta uma região de maior aquecimento localizada na região do Pacífico central (entre 180°E e 200°E), que se estende em direção a costa da América do Sul e com variância de 50,7%. Este posicionamento mais central encontrado na EOF, está relacionado com a precisão do modelo. Segundo Jin et al., (2008), a precisão da variabilidade da TSM simulada em modelos acoplados está relacionada com a representação do estado médio simulado. Quase todos os modelos têm problemas em simular o estado médio do clima e o ciclo anual médio da TSM, apesar da influência das condições iniciais realistas. Como resultado, a simulação da variabilidade da TSM interanual (e as vezes sazonal) está também longe de ser perfeito inclusive nos melhores modelos climáticos acoplados.

A EOF2 do CONTROL indica um padrão de dipolo, com menores valores de anomalias positivas na costa da América do Sul, entre as latitudes de 20°S e 0° chegando até próximo a longitude de 180°E. Um centro com anomalias negativas é observado na região oeste do Oceano Pacífico, a EOF2 do CONTROL apresenta uma variância de 11,7%.

Para a simulação TOPO (Figura 5.7C) o padrão foi mantido se compararmos com o CONTROL, com uma pequena redução na variância na EOF1. As alterações na topografia do setor oeste da Antártica podem ser mascaradas por algum outro fator de contorno. Resultado semelhante foi demonstrado por Feng and Poulsen (2014) na qual a redução da topografia da Cordilheira dos Andes resultou na diminuição da frequência do ENOS.

A principal diferença ocorreu na EOF2, que mostrou um padrão de dipolo invertido; enquanto o CONTROL indicou valores positivos próximos à costa da América do Sul, em TOPO as anomalias positivas ocorreram no setor ocidental do Oceano Pacífico e anomalias negativas junto a costa sul americana.

A EOF1 do MIS31 (Figura 5.7B) indica anomalias positivas que abrangem boa parte do Oceano Pacífico central, os valores superaram os 0,6°C. Ao comparar com o CONTROL, os valores das anomalias do MIS31 são mais altas e localizadas entre 180°E e 220°E. No entanto a sua variância reduziu para 46,5%, enquanto que no CONTROL a

redução foi de 50,7%. Para a EOF2, o MIS31 apresenta um padrão de dipolo na região norte do Oceano Pacífico, em torno de 20°N e sua significância é um pouco maior se comparado com o CONTROL, chegando a 12,3%.

Durante a simulação ORBIT, as anomalias positivas se mantiveram na região equatorial do Oceano Pacífico (Figura 5.7D). No entanto, a intensidade foi reduzida assim como a sua variância. Enquanto para o MIS31 ocorrem significativas anomalias positivas, o ORBIT apresentou um padrão mais uniforme, porém, com menos intensidade (não ultrapassando 0,55°C). Sua variância também foi menor que nas outras simulações, permanecendo em 43,9%. A EOF2 manteve o mesmo padrão indicado em MIS31, com variância de 14,3%.

Grande parte do interesse em estudar as variações do ENOS durante os períodos interglaciais que ocorreram durante o Pleistoceno e no Plioceno, são impulsionados pela redução no gradiente zonal de TSM, que é uma expectativa que ocorra em condições climáticas futuras (BRIERLEY, 2015).

Sabe-se que o enfraquecimento dos ventos de leste atua como um dos pontos fundamentais para a formação da piscina de água quente no Oceano Pacífico ocidental, que por consequência favorece a ocorrência da fase positiva do ENOS (El Niño). No entanto, como visto anteriormente, ocorre também um aumento nas temperaturas do ar e oceano em altas latitudes do HN, ocasionados pela maior incidência de radiação neste hemisfério. Estes fatores contribuem para distribuição mais uniforme de altas temperaturas da TSM na região equatorial do Oceano Pacífico (FEDOROV et al., 2006).

Esta distribuição zonal mais uniforme da TSM na região do Oceano Pacífico durante o MIS31 (Figura 5.7B) pode ser uma das razões, além dos ventos de leste em superfície (Figura 4.3B), para que ocorra uma diminuição na significância da EOF1 do MIS31. Observa-se que a TSM para o MIS31 entre as latitudes 5S° – 15°N e entre as longitudes 160°E – 290°E é maior se comparada com o CONTROL, com um aumento médio de 0,5°C.

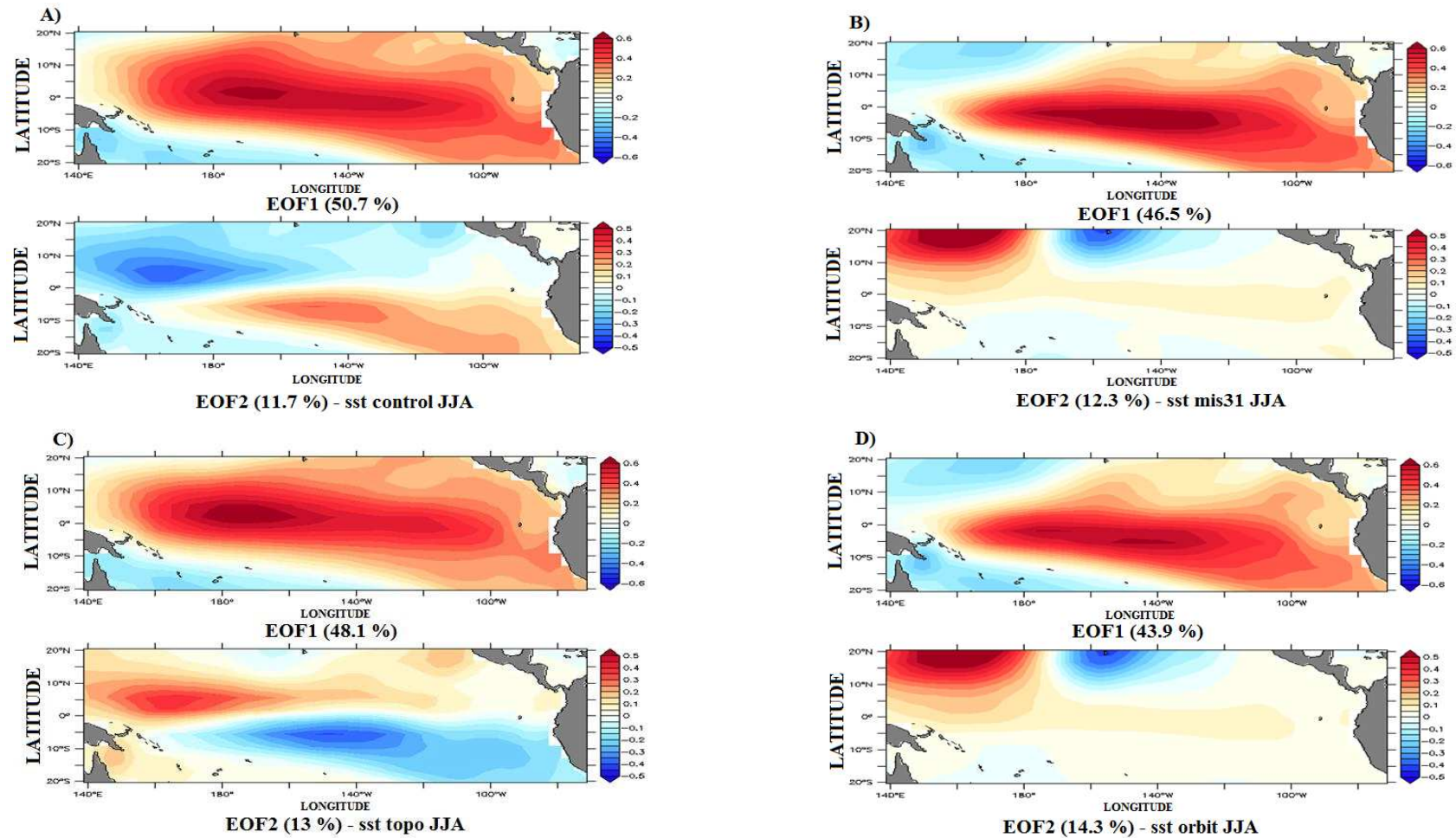


Figura 5.7 – Primeira e segunda componentes principais das Funções Ortogonais Empíricas para a região do Oceano Pacífico equatorial (20°S – 20°N; 140°E – 290°E) durante JJA, **A) CONTROL**, **B) MIS31**, **C) TOPO** e **D) ORBIT**.

De acordo com Shukla et al., (2009), alterações na convecção e movimentos verticais modificam a forma de aquecimento da atmosfera nas regiões tropicais. Estes centros de divergência/convergência podem agir como uma fonte de ondas de Rossby que transportam calor diretamente dos trópicos para altas latitudes. Ainda de acordo com os autores, variações na TSM são particularmente eficazes na produção de ondas que influenciam climas regionais que estão distantes do centro original da perturbação. Esta influência é referida como uma teleconexão, e é considerada como o principal meio pelo qual eventos como o El Niño pode impactar altas latitudes. Como as teleconexões se movem através da atmosfera, elas podem alterar certas características da coluna atmosférica, tais como temperatura ou até mesmo a umidade, que por fim pode influenciar as camadas subjacentes da atmosfera.

5.1.4. Regressão linear (JJA)

i) Temperatura do ar próximo à superfície (T_{ar})

A EOF1 da TSM da região equatorial do Oceano Pacífico exerce influência direta na T_{ar} desta região (Figura 5.8A). Outra região que apresenta uma anomalia positiva da T_{ar} quando feita a regressão é sobre a América do Sul, exceto o extremo sul do continente, ao sul de 40°S.

Destaca-se também a forte anomalia positiva sobre a região do Mar de Ross na Antártica e sul do Oceano Pacífico, com anomalias de T_{ar} acima de 1,0°C. Esta forte anomalia positiva sobre altas latitudes do HS é uma influência direta das Ondas de Rossby produzidas pelos centros convectivos localizados na região equatorial dos oceanos Pacífico e Índico. Estas ondas propagam-se para as altas latitudes, principalmente durante o período de inverno do hemisfério em questão (SHUKLA et al., 2009). Ainda na Antártica, verifica-se uma anomalia negativa sobre a região da Península Antártica, o que pode favorecer uma formação de dipolo entre as regiões do Mar de Ross e a Península, isso por sua vez pode influenciar na formação da Oscilação Antártica.

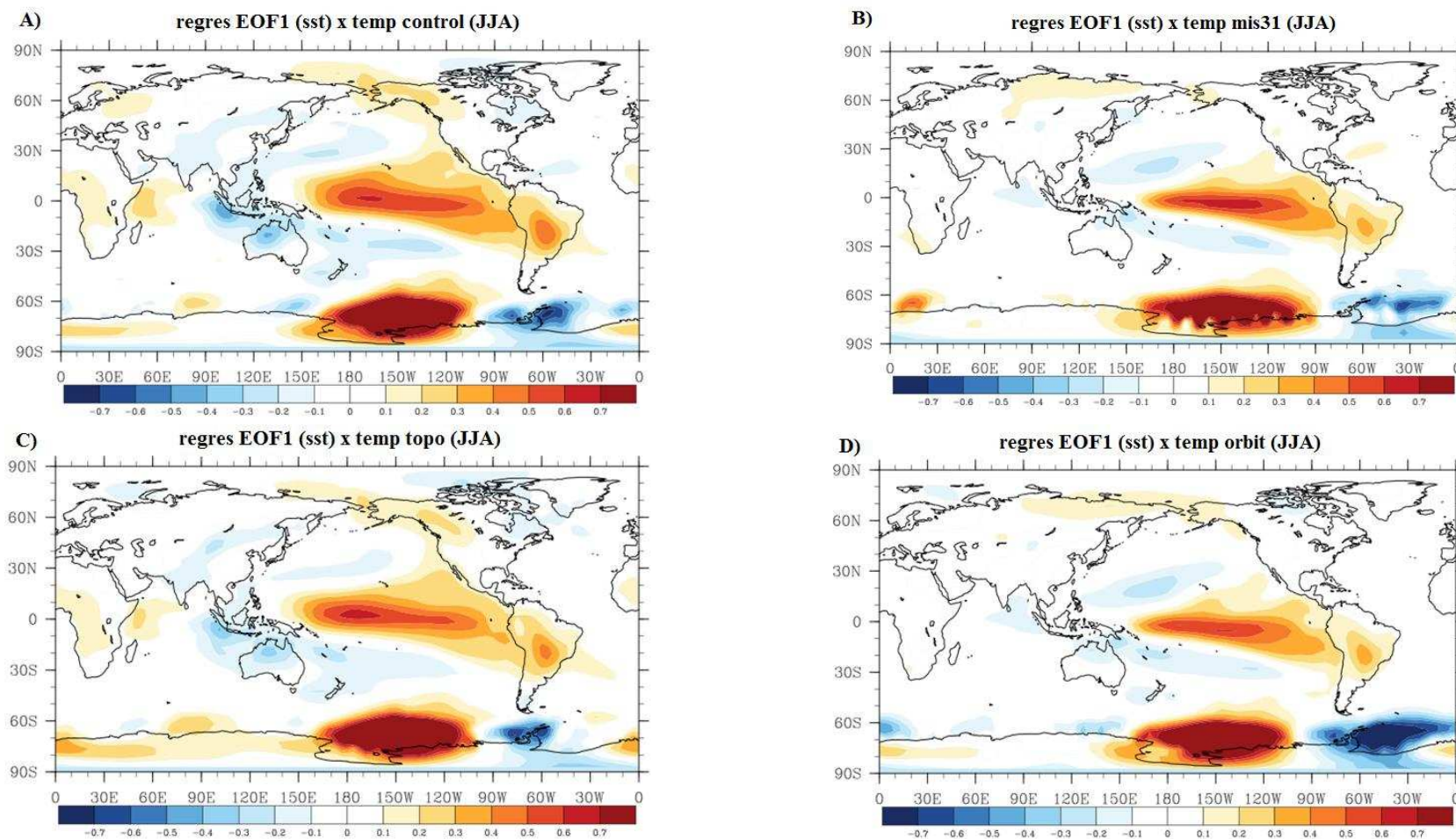


Figura 5.8 – Regressão linear simples entre a PC1 da EOF da TSM na região do Oceano Pacífico equatorial e anomalia da T_{ar} para JJA, A) CONTROL, B) MIS31, C) TOPO e D) ORBIT.

Para as simulações com sensibilidade (Figuras 5.8B, 5.8C e 5.8D) o padrão apresentado não difere muito ao que foi encontrado durante o CONTROL. Vale destacar o aumento do valor da anomalia positiva no Oceano Pacífico central em MIS31, e um comportamento de anomalia positiva (negativa) mais zonal na região do Mar de Ross (Península Antártica), principalmente a anomalia negativa em ORBIT. Há certa redução no valor da anomalia positiva sobre a América do Sul, também sobre o Estreito de Bering, além da não observância de formação de dipolo sobre o Oceano Índico, como foi observado durante o CONTROL.

A forçante de Milankovitch (variações nos parâmetros orbitais) não envolve apenas o aumento ou redução das geleiras em altas latitudes, mas também variações da TSM na região tropical, mesmo que de forma discreta, como aqui apresentado. Estes fenômenos poderiam ser separados em algum grau de intensidade e importância, cada um envolvendo seus próprios processos físicos e feedbacks, da mesma maneira que a resposta às variações sazonais de radiação solar envolve vários fenômenos diferentes, como por exemplo as monções indianas. Em outras palavras, uma explicação para as monções não é suficiente para outras características do ciclo sazonal. É igualmente improvável que os processos que envolvem as variações de camadas de gelo por influência da radiação solar incidente podem por si só explicar todos os aspectos que envolvem a forçante de Milankovitch. Processos adicionais importantes são susceptíveis por outros fatores, como os ciclos biogeoquímicos, bem como as interações oceano – atmosfera tropical (FEDOROV et al., 2006).

ii) Vento zonal próximo à superfície (u_0)

A variação no padrão de anomalias da T_{ar} pode ser uma consequência na alteração no campo do vento zonal em superfície (u_0). Durante o CONTROL e TOPO verificou-se um nítido trem de onda sobre a região oeste do Oceano Pacífico, iniciando sobre o Japão e estendendo-se meridionalmente até a região do Mar de Ross na Antártica (Figura 5.9A e 5.9C). O trem de onda também é observado em MIS31 e ORBIT, porém, com uma menor intensidade (Figura 5.9B e 5.9D). Outra característica observada no CONTROL é o dipolo formado entre o oeste do Oceano Pacífico e leste do Oceano Índico, e que por sua vez não é representada nas simulações com variação nos parâmetros orbitais.

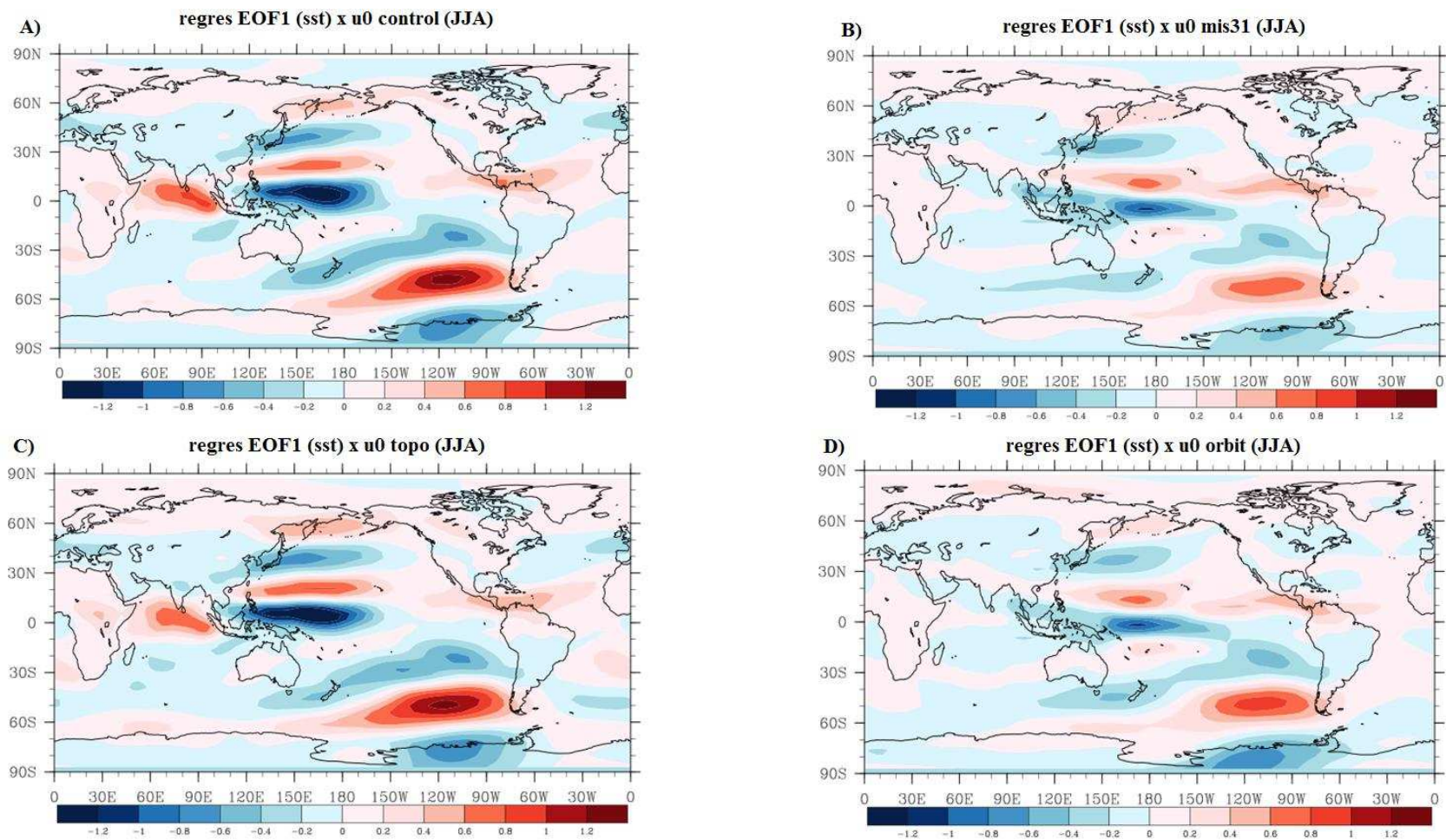


Figura 5.9 – Regressão linear simples entre a PC1 da EOF da TSM na região do Oceano Pacífico equatorial e anomalia do u_0 para JJA, A) CONTROL, B) MIS31, C) TOPO e D) ORBIT.

A redução no trem de onda sobre o Oceano Pacífico Sul é possível porque as teleconexões da região tropical para altas latitudes sob climas mais quentes são totalmente bloqueadas devido as alterações nos ventos zonais (Figura 5.10B). Segundo Shukla et al., (2011), os mecanismos de teleconexão atmosférica podem ser modificados por alterações na circulação zonal próxima à superfície, porque ondas de Rossby exigem um forte fluxo de oeste, isso é uma das explicações das teleconexões serem mais fortes durante JJA no HS, pois é o período em que o campo de fluxo de oeste é mais intenso e as condições são mais baroclínicas em altas latitudes. Caso o fluxo torne-se no sentido de leste, as ondas tropicais são menos propensas a se propagarem em direção aos polos e seguem em direção ao equador. Ainda de acordo com os autores, alterações no fluxo em médias latitudes podem ser consequências na variação de aquecimento entre terra / mar, o que poderia gerar maiores anomalias de ondas estacionárias em latitudes mais elevadas, do que causadas pelo aumento da TSM na região tropical.

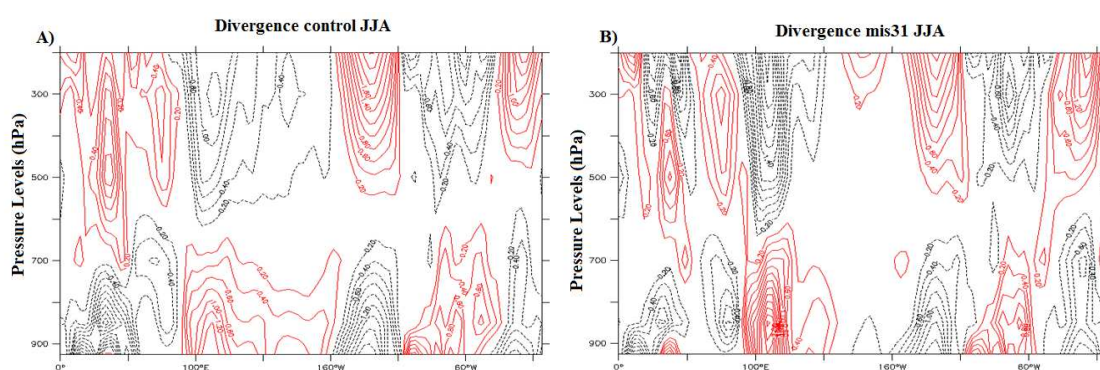


Figura 5.10 – Representação dos movimentos verticais na atmosfera sobre a região equatorial do Oceano Pacífico. As linhas contínuas (pontilhadas) vermelhas (pretas) representam a convergência (divergência). A) CONTROL, B) MIS31.

No CONTROL (Figura 5.10A), existem duas regiões de convergência de vento sobre a região equatorial: uma entre a região oriental (ocidental) do Oceano Índico (Pacífico), que coincide com a região de TSM mais quente, e a outra região com convergência localizada próxima a costa oeste da América do Sul. Na ausência do gradiente leste-oeste da TSM nos trópicos os ventos alísios de superfície na região equatorial tornam-se mais fracos, a Circulação de Walker enfraquece e a divergência em altos níveis é substituída por convergência.

iii) Altura geopotencial em 500 hPa (geop)

Um trem de onda zonal é observado para a regressão entre a PC1 da TSM e a geop (Figura 5.11A). Este trem de onda é observado circundando a Antártica, com um grande centro de anomalia positiva próximo a região do Mar de Ross. Geralmente estes trens de ondas são observados sobre o hemisfério que está no período de inverno. Esta é uma das razões para que fracos sinais sejam observados sobre o HN.

As anomalias negativas observadas sobre médias latitudes atuam como uma resposta à convecção que ocorre na região equatorial. Esta convecção dá origem a subsidência nas regiões circunvizinhas o que acaba por suprimir a convecção nas médias latitudes e produzir anomalias negativas como forma de compensação (DEWEAVER & NIGAM, 2004).

Em TOPO o trem de onda zonal é mantido em altas latitudes no HS e ocorre também uma intensificação das anomalia negativa sobre o sul do Oceano Pacífico (Figura 5.11C). Por outro lado, nas simulações com variações nos parâmetros orbitais (Figuras 5.11B (MIS31) e 5.11D (ORBIT)) a anomalia negativa perde força ao sul do Oceano Pacífico, assim como a anomalia positiva sobre o Mar de Ross. Também verifica-se que o trem de onda em torno da Antártica desaparece nestas simulações como uma provável consequência das alterações dos ventos zonais em altas latitudes, principalmente em torno da Antártica.

A redução das anomalias da geop nas simulações MIS31 e ORBIT ocorrem porque em climas mais quentes os gradientes meridionais de temperatura são muito reduzidos em comparação ao clima atual, e como as ondas geradas nas regiões tropicais são mais propensas a se deslocar sob fortes gradientes de temperatura e ventos de oeste, a inibição destas condições faz com que teleconexões de origem tropical sejam inibidas de forma drástica (TRENBERTH et al., 1998).

A anomalia negativa presente nas simulações CONTROL e TOPO ao norte do Oceano Pacífico também perde intensidade quando altera-se os parâmetros orbitais, o que é um indicativo da alteração no sistema de ventos zonais sobre esta região.

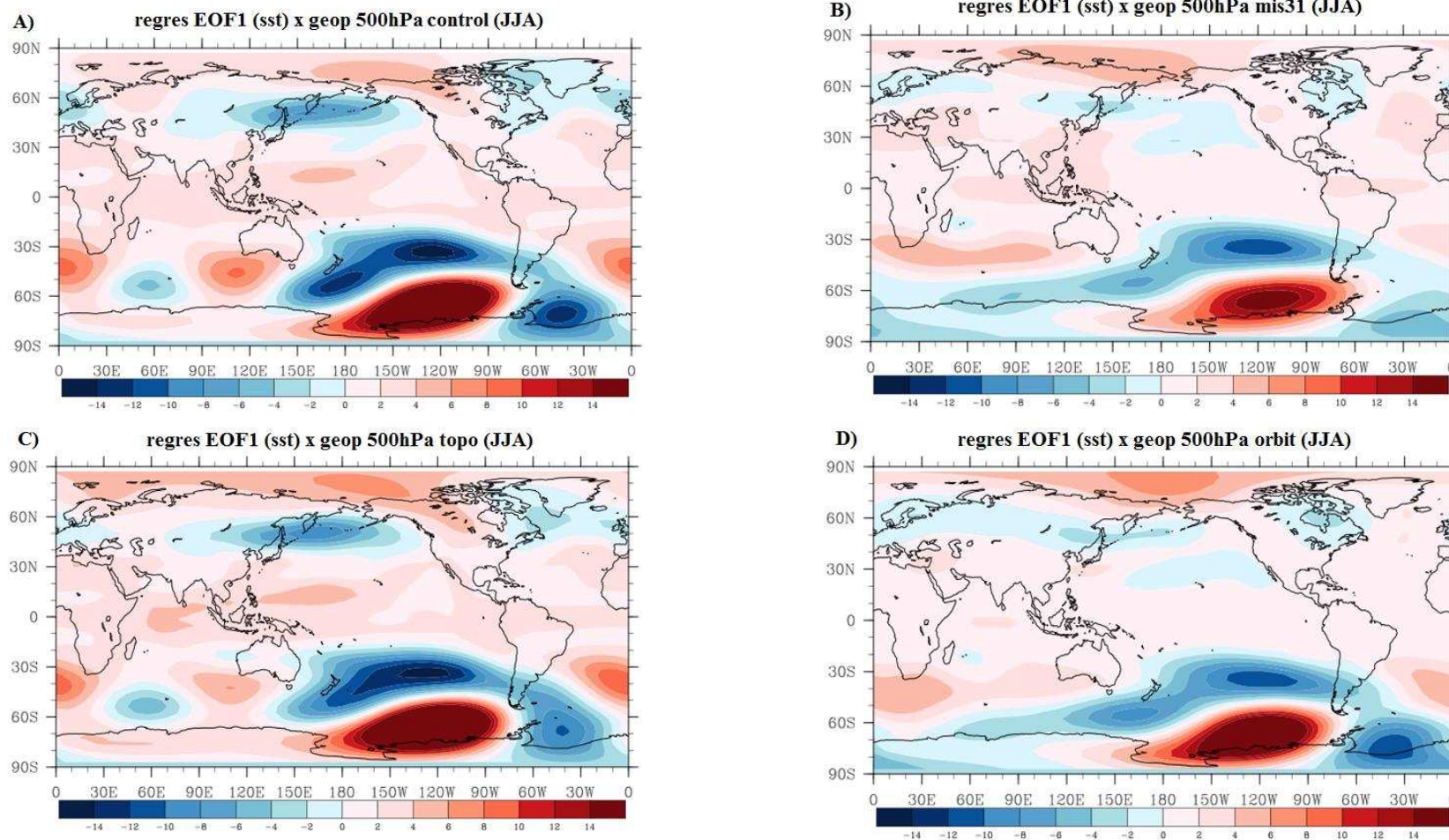


Figura 5.11 – Regressão linear simples entre a PC1 da EOF da TSM na região do Oceano Pacífico equatorial e anomalia da geop para JJA, A) CONTROL, B) MIS31, C) TOPO e D) ORBIT.

iv) Precipitação (Prec)

Na regressão com a precipitação (Prec) em superfície, observa-se no CONTROL (Figura 5.12A) uma região com altos valores positivos sobre o Oceano Pacífico central, com uma bifurcação no setor oriental que se divide entre a costa oeste da América do Sul sobre a Colômbia e Venezuela e outra que abrange Chile, Argentina, Uruguai, Paraguai e sul do Brasil. Também ocorrem valores positivos de Prec no setor ocidental do Oceano Índico, ao sul da Península Arábica e Golfo Pérsico.

As alterações na localização e intensidade da Prec, associado com a liberação de calor latente para a atmosfera também induzem mudanças generalizadas na circulação e padrões atmosféricos além do Oceano Pacífico tropical, as teleconexões (TRENBERTH et al., 1998; McPHADEN et al., 2006). Por outro lado, anomalias negativas são encontradas principalmente sobre a região da Malásia e Cingapura no Oceano Índico oriental, e também sobre as médias latitudes (em torno de 20°) nos dois hemisférios do Oceano Pacífico (McPHADEN et al., 2006).

Um aumento na área com altos valores de Prec é observado sobre o Oceano Pacífico para o MIS31 e ORBIT (Figuras 5.12B e 5.12D) e este aumento espacial ocorre em direção ao Vietnã e Tailândia entre 90°E – 120°E. Outra região com valores positivos de Prec é encontrado no Oceano Pacífico oriental e estendendo-se em direção ao Brasil.

Estes resultados encontrados são semelhantes aos que Barreiro et al., (2006) propuseram ao investigar o papel que a TSM tropical mais aquecida pode ter desempenhado na alteração da circulação atmosférica em regiões extratropicais. Os autores utilizaram um modelo climático global atmosférico e a hipótese inicial sugerida por eles era que a ausência de águas mais frias provenientes de ressurgência no Oceano Pacífico tropical oriental reduziria a cobertura de nuvens de baixos níveis, permitindo que mais radiação solar alcance as águas oceânicas superficiais.

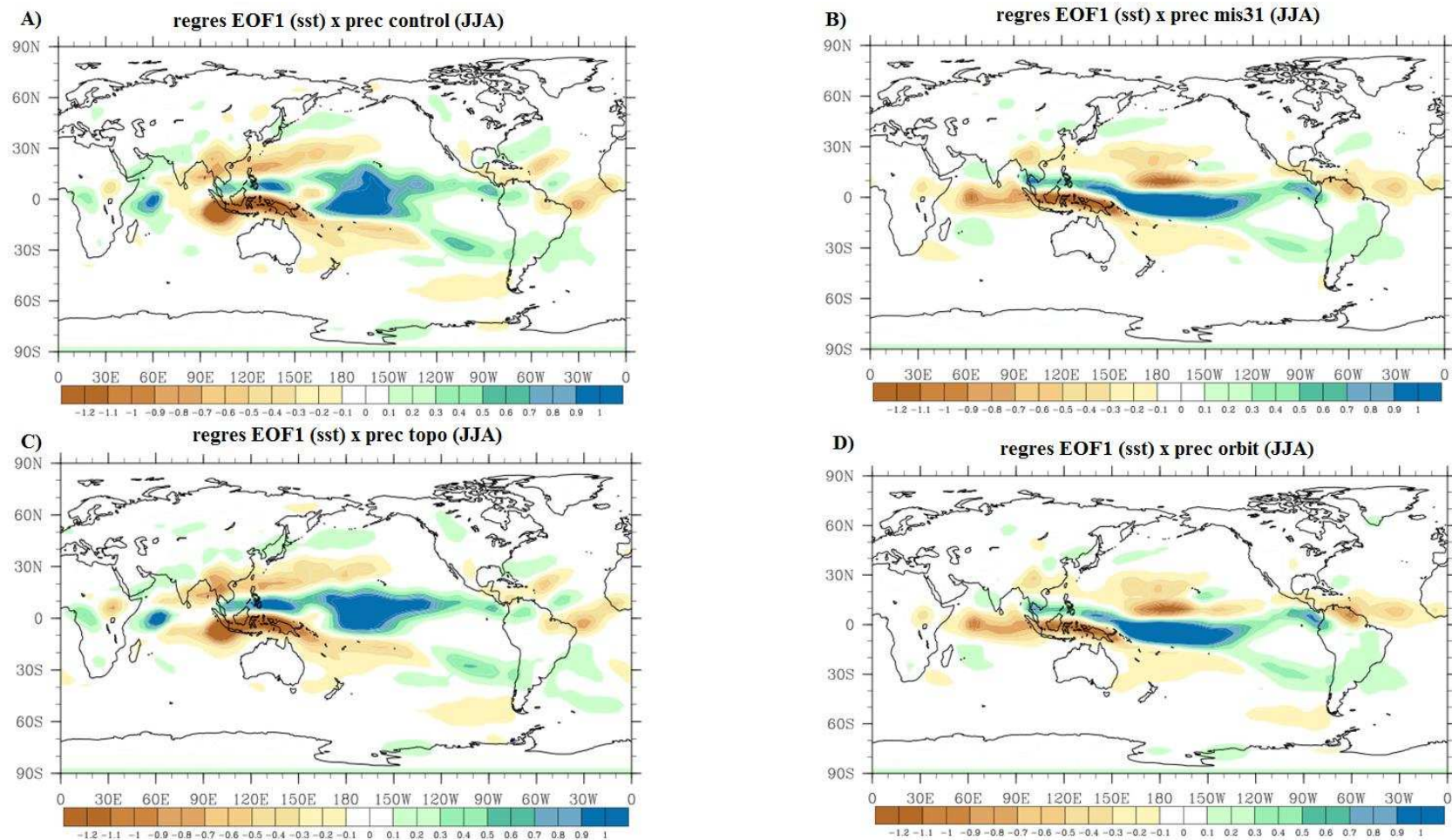


Figura 5.12 – Regressão linear simples entre a PC1 da EOF da TSM na região do Oceano Pacífico equatorial e anomalia da Prec para JJA, **A)** CONTROL, **B)** MIS31, **C)** TOPO e **D)** ORBIT.

Ainda de acordo com Barreiro et al., (2006), estas águas de superfície ainda mais quentes, favoreceriam o aumento do vapor d'água atmosférico, agindo como um feedback positivo para um clima mais quente. Utilizando dados de TSM tropicais para conduzir simulações, os autores descobriram que um colapso do gradiente de temperatura oeste – leste no Oceano Pacífico tropical levaria à formação de duas ZCITs (ao norte e ao sul do equador). O aparecimento desta segunda ZCIT permitiria que o oceano acumulasse mais água doce no leste do Oceano Pacífico tropical, que normalmente tem um excesso de evaporação. Os autores também descobriram que a circulação de Walker reduziria na ausência do gradiente oeste – leste da TSM no Oceano Pacífico tropical, resultando na redução de cobertura de nuvens stratus de baixos níveis.

Pequenas diferenças são observadas entre o CONTROL e TOPO, principalmente a anomalia positiva sobre o Oceano Pacífico oriental e que avança sobre a Bacia do Prata no CONTROL, essa anomalia perde força em TOPO (Figura 5.12C), reduzindo a quantidade de Prec sobre o sul do Brasil. Outra região que sofre redução nos valores positivos de Prec é a região do Oceano Índico e sobre a Península Arábica.

5.2. CONCLUSÕES

ENOS é a variação natural mais forte e mais previsível do clima da Terra em escalas de tempo de ano para ano, afetando processos geológicos físicos, biológicos e químicos nos oceanos e na atmosfera. É uma peça chave do complexo quebra-cabeça que é o clima da Terra (CAI et al., 2015).

Sob condições climáticas de altas temperaturas do ar e dos oceanos sobre o HN, como ocorreu durante o interglacial MIS-31, favorece uma diminuição da intensidade do ENOS nestas condições, como observado na redução da significância da EOF1 nas simulações MIS31 e ORBIT em ambos períodos sazonais, DJF e JJA.

Em contrapartida, como pode ser observado na EOF1 de DJF, e JJA, ocorre um aumento na área de atuação deste fenômeno, o que induz a maior frequência, como uma condição de El Niño permanente. Esta alteração no padrão do ENOS afeta o clima global, como observado nas regressões lineares. Sobre as condições das simulações MIS31 e ORBIT, ocorre redução do transporte de energia da região equatorial do Oceano Pacífico em direção das altas latitudes.

Neste processo ocorre como consequência da alteração no padrão de ventos zonais próximo à superfície, que inibe a formação dos trens de ondas que são responsáveis por transportar esta energia para as altas latitudes. Associado à redução dos u_0 , o enfraquecimento da altura geopotencial em torno das altas latitudes durante os períodos de inverno de seus respectivos hemisférios também ocorre, como consequência da redução do gradiente meridional da TSM.

O regime de Prec global também sofre significativas alterações nas simulações que representam as condições orbitais do MIS-31, como a ausência das monções sul-americana e africana durante DJF. Em JJA, ocorre o processo inverso, uma intensificação da ZCIT na região equatorial, colaborando para o aumento das anomalias positivas da Prec sobre a América do Sul e região equatorial do Oceano Pacífico.

Estudos com alterações orbitais que remetem a períodos interglaciais como o MIS-31 podem ser uma ferramenta útil para o entendimento do sistema oceano-atmosfera. Apesar do CO_2 ser mantido fixo, estes experimentos com alterações orbitais esboçam quais as respostas do sistema climático para condições com maiores aumentos de temperatura do ar e dos oceanos, que são condições semelhantes às projeções do clima futuro.

5.3. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALEXANDER, M. A.; BLADÉ, I.; NEWMAN, M.; LANZANTE, J. R.; LAU, N.-G. and SCOTT, J. D. The Atmospheric Bridge: The Influence of ENSO Teleconnections on Air-Sea Interaction over the Global Oceans. **Journal of Climate**, 15, 2205 – 2231, 2002.

ALEXANDER, M.; YIN, J.; BRANSTATOR, G.; CAPOTONDI, A.; CASSOU, C.; CULLATHER, R.; KWON, Y.; NORRIS, J.; SCOTT, J. and WAINER, I. Extratropical Atmosphere – Ocean Variability in CCSM3. **Journal of Climate**, 19, 2496 – 2525, 2006.

ANNAMALAI, H.; HAMILTON, K. and SPERBER, K. R. The South Asian Summer Monsoon and Its Relationship with ENSO in the IPCC AR4 Simulations. **Journal of Climate**, 20, 1071 – 1092, doi: 10.1175/JCLI4035.1, 2007.

BARREIRO, M.; PHILANDER, G.; PACANOWSKI, R. and FEDOROV, A. Simulations of warm tropical conditions with application to middle Pliocene atmospheres. **Climate Dynamics**, 26, 349 – 365, doi: 10.1007/s00382-005-0086-4, 2006.

BELLENGER, H.; GUILYARDI, E.; LELOUP, J.; LENGAIGNE, M. and VIALARD, J. ENSO representation in climate models: from CMIP3 and CMIP5. **Climate Dynamics**, 42, 1999 – 2018, doi: 10.1007/s00382-013-1783-z, 2014.

BRIERLEY, C. M. Interannual climate variability seen in the Pliocene Model Intercomparison Project. **Climate of the Past**, 11, 605 – 618, doi: 10.5194/cp-11-605-2015, 2015.

CAI, W.; SANTOSO, A.; WANG, G.; YEH, S.-W.; AN, S.-I.; COBB, K. M.; COLLINS, M.; GUILYARDI, E.; JIN, F.-F.; KUG, J.-S.; LENGAIGNE, M.; MCPHADEN, M. J.; TAKAHASHI, K.; TIMMERMANN, A.; VECCHI, G.; WATANABE, M. and WU, L. ENSO and greenhouse warming. **Nature**, 5, 849 – 859, doi: 10.1038/NCLIMATE2743, 2015.

CANE, M. A. The evolution of El Niño, past and future. **Earth and Planetary Science Letters**, 230, 227 – 240, doi: 10.1016/j.espl.2004.12.003, 2005.

DESER, C.; CAPOTONDI, A.; SARAVANAN, R. and PHILLIPS, A. S. Tropical Pacific and Atlantic Climate Variability in CCSM3. **Journal of Climate**, 19, 2451 – 2481, 2006.

DEWEAVER, E. and NIGAM, S. On the Forcing of ENSO Teleconnections by Anomalous Heating and Cooling. **Journal of Climate**, 17, 3225 – 3235, 2004.

DIAZ, H. F.; HOERLING, M. P. and EISCHEID, J. K. ENSO Variability, Teleconnections and Climate Change. **International Journal of Climatology**, 21, 1845 – 1862, doi: 10.1002/joc.631, 2001.

ENFIELD, D. B. and MAYER, D. A. Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Niño-Southern Oscillation. **Journal of Geophysical Research**, 102, 929 – 945, 1997.

FEDOROV, A. V.; DEKENS, P. S.; MCCARTHY, M.; RAVELO, A. C.; DEMENOCAL, P. B.; BARREIRO, M.; PACANOWSKI, R. C. and PHILANDER, S. G. The Pliocene Paradox (Mechanisms for a Permanent El Niño). **Science**, 312, 1485 – 1489, 2006.

FENG, R. POULSEN, C. J. Andean elevation control on tropical Pacific climate and ENSO. **Paleoceanography**, 29, 795 – 809, doi: 10.1002/2014PA002640, 2014.

HE, C.; ZHOU, T.; LIN, A.; WU, B.; GU, D.; LI, C. and ZHENG, B. Enhanced or Weakened Western North Pacific Subtropical High under Global Warming? **Scientific Reports**, 5, doi: 10.1038/srep16771, 2015.

JIN, F.-F. An Equatorial Ocean Recharge Paradigm for ENSO. Part I: Conceptual Model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 54, 811 – 829, 1997.

JIN, E. K.; KINTER, J. L.; WANG, B.; PARK, C. -K.; KANG, I. -S.; KIRTMAN, B. P.; KUG, J. -S.; KUMAR, A.; LUO, J. -J.; SCHEMM, J.; SHUKLA, J. and YAMAGATA, T. Current status of ENSO prediction skill in coupled ocean – atmosphere models. **Climate Dynamics**, 31, 647 – 664, doi: 10.1007/s00382-008-0397-3, 2008.

MCPHADEN, M. J.; ZEBIAK, S. E. and GLANTZ, M. H. ENSO as an Integrating Concept in Earth Science. **Science**, 314, 1740 – 1745, 2006.

MINOBE, S. A 50 – 70 year climatic oscillation over over the North Pacific and North America. **Geophysical Research Letters**, 24, 683 – 686, 1997.

NEELIN, J. D.; BATTISTI, D. S.; HIRST, A. C.; JIN, F.-F.; WAKATA, Y.; YAMAGATA, T. and ZEBIAK, S. E. ENSO theory. **Journal of Geophysical Research**, 103, 14261 – 14290, 1998.

SARAVANAN, R. and CHANG, P. Interaction between Tropical Atlantic Variability and El Niño-Southern Oscillation. **Journal of Climate**, 13, 2177 – 2194, 2000.

SHUKLA, S. P.; CHANDLER, M. A.; JONAS, J.; SOHL, L. E.; MANKOFF, K. and DOWSETT, H. Impact of permanent El Niño (El Padre) and Indian Ocean Dipole in warm Pliocene climates. **Paleoceanography**, 24, PA2221, doi: 10.1029/2008PA001682, 2009.

SHUKLA, S. P.; CHANDLER, M. A.; RIND, D.; SOHL, L. E.; JONAS, J. and LERNER, J. Teleconnections in a warmer climate: the pliocene perspective. **Climate Dynamics**, 37, 1869 – 1887, doi: 10.0007/s00382-010—0976-y, 2011.

SUN, D.-Z. A coupled response to radiative heating? **Geophysical Research Letters**, 24, 2031 – 2034, 1997.

TRENBERTH, K. E.; BRANSTATOR, G. W.; KAROLY, D.; KUMAR, A.; LAU, N.-C. and ROPELEWSKI, C. Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated whit tropical sea surface temperatures. **Journal of Geophysical Research**, 103, 14291 – 14324, 1998.

WALLACE, J. M. and GUTZLER, D. S. Teleconnections in the Geopotential Height Field during the Northern Hemisphere Winter. **Monthly Weather Review**, 109, 784 – 812, 1981.

Capítulo 6 – COMPONENTE OCEÂNICO

6.1. SALINIDADE (sss)

Diferenças na sss podem ser essenciais para alterações nos padrões de circulação oceânica. Na atual climatologia, o Atlântico é mais salino que os demais oceanos (Figura 6.1A), principalmente entre as latitudes 40°S e 40°N. Porém, ao analisar as simulações com alterações nos parâmetros orbitais (Figuras 6.1B e 6.1D), os maiores valores de sss são encontradas no Oceano Atlântico Norte, na região do Mar do Labrador. De acordo com Danabasoglu et al., (2014), os maiores valores de sss na região do Mar do Labrador estão associados com o aumento da Circulação de Revolvimento Meridional (MOC) e com o aprofundamento da camada de mistura.

Outra região com altos valores observados de sss são observados sobre o Oceano Pacífico Norte, se estendendo pela região oeste do Oceano Pacífico equatorial e incluindo grande parte do Oceano Índico. Estas alterações sobre os oceanos Índico e Pacífico podem ser uma resposta a alterações na circulação atmosférica na região, representada pela Circulação de Walker, que está intimamente interligada ao enfraquecimento/ fortalecimento dos ventos alísios na região equatorial (DU et al., 2015) nas simulações MIS31 e ORBIT.

Também se observa nestas mesmas figuras que menores valores de sss são encontrados ao longo do Oceano Atlântico Sul e no Oceano Pacífico leste (entre as latitudes de 0° e 30°N e entre as longitudes de 160°E e 280°E). Sobre esta região do Oceano Pacífico, as alterações na sss estão relacionadas com aumento da Prec nas simulações com alterações nos parâmetros orbitais, pois com o aumento da Prec, a taxa de evaporação diminui deixando o oceano menos salino nesta região (DU et al., 2015).

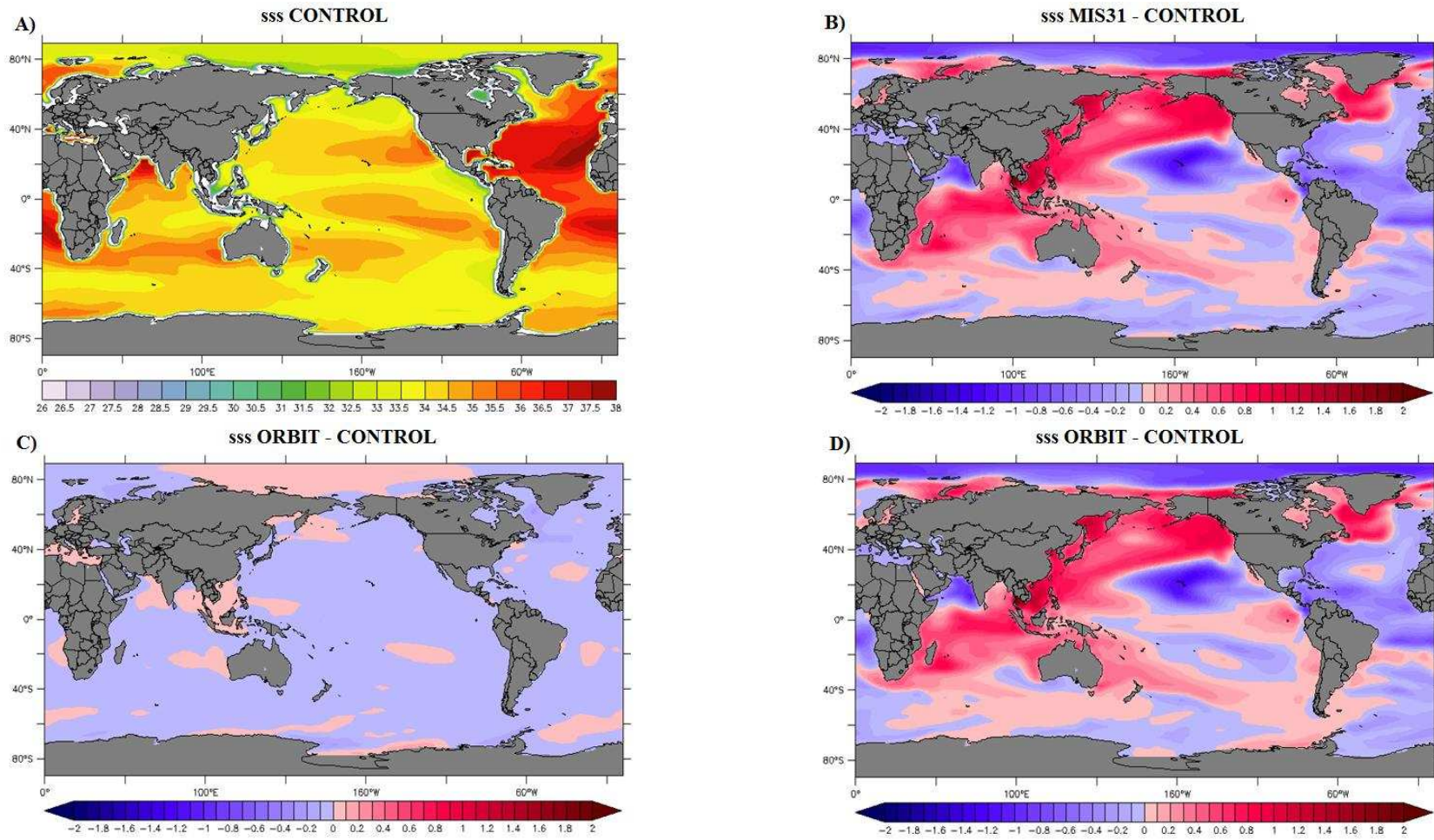


Figura 6.1 – Salinidade (sss) em psu, A) CONTROL, B) MIS31 – CONTROL, C) TOPO – CONTROL e D) ORBIT – CONTROL.

Pequenas alterações na sss durante a simulação TOPO (Figura 6.1C) foram observadas, principalmente porque a alteração da topografia da Antártica não é suficiente para alterar as concentrações de sss nos oceanos. As poucas alterações que ocorrem não superam os valores de 0,2 sverdrup. E, como o gelo marinho – que é um componente que exerce uma grande influência e é uma das principais variáveis que afetam a sss – este sofre pequenas alterações no HS, e acaba por não contribuir para grandes alterações na sss (HAUPT & SEIDOV, 2012).

6.2. CIRCULAÇÃO DE REVOLVIMENTO MERIDIONAL (MOC) NOS OCEANOS

Mudanças nas teleconexões globais devido à dinâmica de grande escala sobre os oceanos estão associadas a anomalias climáticas durante os intervalos glaciais e interglaciais (MELLES et al., 2012; FORD et al., 2015). O aumento do transporte de calor oceânico do Oceano Pacífico para o Ártico, que está associado com alterações no volume de gelo da Antártica, foi o responsável por afetar o clima no extremo oeste da Rússia durante épocas interglaciais (COLETTI et al., 2015). Da mesma maneira, as mudanças na circulação de Walker no Oceano Pacífico equatorial entre 1,5 e 0,9 Ma foram associadas ao aumento do transporte de calor, mas reduziu o transporte de umidade a altas latitudes (MCCLYMONT & ROSELL-MELÉ, 2005).

Climas passados e atuais também têm experimentado efeitos em todo o mundo relacionados com alterações no estado médio e no ciclo sazonal do Oceano Pacífico (FORD et al., 2015). Além disso, já foi demonstrado que os padrões anômalos da TSM no Oceano Atlântico e a MOC podem controlar o Oceano Pacífico equatorial através de uma reorganização da grande escala na circulação atmosférica tropical e vice-versa (ALEXANDER et al., 2002; TIMMERMANN et al., 2007).

Quando refere-se a MOC, trata-se de um fluxo norte-sul em função da latitude e profundidade, muitas vezes integrado na direção leste – oeste através de uma parte do oceano ou do globo inteiro e representando graficamente no forma de função de corrente. As linhas de corrente tipicamente mostram um movimento lento de revolvimento do oceano, mas em grande escala espacial. A MOC pode ser facilmente diagnosticada a partir de um modelo, e, em princípio, pode ser medida no oceano (RAHMSTORF, 2006).

Mudanças na circulação atmosférica, TSM e gelo marinho podem modificar a MOC. Há especial interesse em avaliar alterações na MOC relacionando-a com o aquecimento e/ou resfriamento das águas superficiais de altas latitudes no HN devido à variabilidade natural e/ou antropogênica incluindo aí o aquecimento global na parte que concerne à origem antrópica. A MOC no Oceano Atlântico é um elemento-chave do sistema climático, porque carrega uma quantidade substancial de calor em direção aos polos, e em grandes escalas de tempo desempenha um papel importante no acoplamento do HS e HN (BROECKER, 1998).

O efeito climático ocasionado pela MOC é devido ao seu grande transporte de calor de até 1 PW no Oceano Atlântico Norte. Cálculos sugerem que esta quantidade de calor transportado para o norte do Oceano Atlântico (norte de 24°N) deve aquecer esta região em aproximadamente 5K. Isso é aproximadamente a diferença entre a TSM no Oceano Atlântico Norte em comparação com o Oceano Pacífico Norte em latitudes semelhantes. Ao analisar as margens do gelo marinho, é percebido que ele não se expande em decorrência das correntes quentes superficiais do setor do Oceano Atlântico em comparação com o Oceano Pacífico Norte, o que por sua vez leva à redução do albedo e, portanto, ao aquecimento (RAHMSTORF, 2006).

Na Figura 6.2A é mostrado que o SPEEDY-NEMO reproduz adequadamente a magnitude do ramo sul da MOC (ou seja, a Água Profunda do Atlântico Norte (NADW, 20 Sv) em comparação com os dados observados (TALLEY et al., 2003). Análises da contribuição da densidade nos principais locais de formação da NADW demonstram que as mudanças térmicas dominam. Os ventos extratropicais mais fortes aumentariam o contraste vertical da temperatura na interação ar-oceano, e assim, a troca de calor oceano-atmosfera reproduz uma forte mistura convectiva, especialmente no Oceano Atlântico Norte. A simulação CONTROL demonstra duas regiões de ganho de densidade: a parte oeste do Oceano Atlântico Norte e do Mar Nórdico, onde massas de ar frios e secos escoam sobre água relativamente quente.

A distribuição da densidade da água do mar que determina os gradientes de pressão e desta forma a circulação, é em si afetada por correntes e pela mistura. A circulação termohalina e as correntes geradas pelo vento, portanto, interagem de modo não-linear e não podem ser separadas por medições oceanográficas. Há, portanto, dois distintos mecanismos de atuação física, mas, não duas circulações exclusivamente

separáveis. Alterar o vento alterará a circulação termohalina; alterando a termohalina também irá modificar as correntes geradas pelo vento (RAHMSTORF, 2006).

A modificação da topografia da Antártica na simulação TOPO (Figura 6.2C) conduz a uma redução da taxa de formação da NADW e a uma célula mais rasa em comparação com a simulação CONTROL. Esta variação pode estar associada ao aumento de gelo marinho e por isso também pode estar associado com o aumento da salinidade e, potencialmente, com pequenos aumentos na densidade da água do mar na simulação TOPO. No entanto, as mudanças na salinidade na superfície dominam as anomalias de densidade da água somente sobre as margens do gelo marinho (SPEER & TZIPERMAN, 1992). O enfraquecimento da NADW na simulação TOPO estaria associada à redução de troca de calor entre o oceano e a atmosfera no Mar do Labrador e Groelândia, Islândia e Noruega (GIN) devido ao aumento de gelo marinho e insolação, reduzindo assim a mistura convectiva.

Este padrão também foi demonstrado pelas anomalias de densidade de superfície, uma combinação das contribuições de densidade termal e halina (SPEER & TZIPERMAN, 1992; JUSTINO et al., 2014). Também pode-se argumentar que intensificação da intrusão de água da Antártica entre 3000-4000 m no Oceano Atlântico norte resulta no aumento da estabilidade/estratificação vertical oceânica, dificultando a convecção oceânica. Resultados semelhantes foram relatados para as condições do Último Máximo Glacial em que as condições mais frias no Oceano Atlântico Norte levaram a um fluxo NADW mais fraco (MCMANUS et al., 2004; PELTIER & SOLHEIM, 2004).

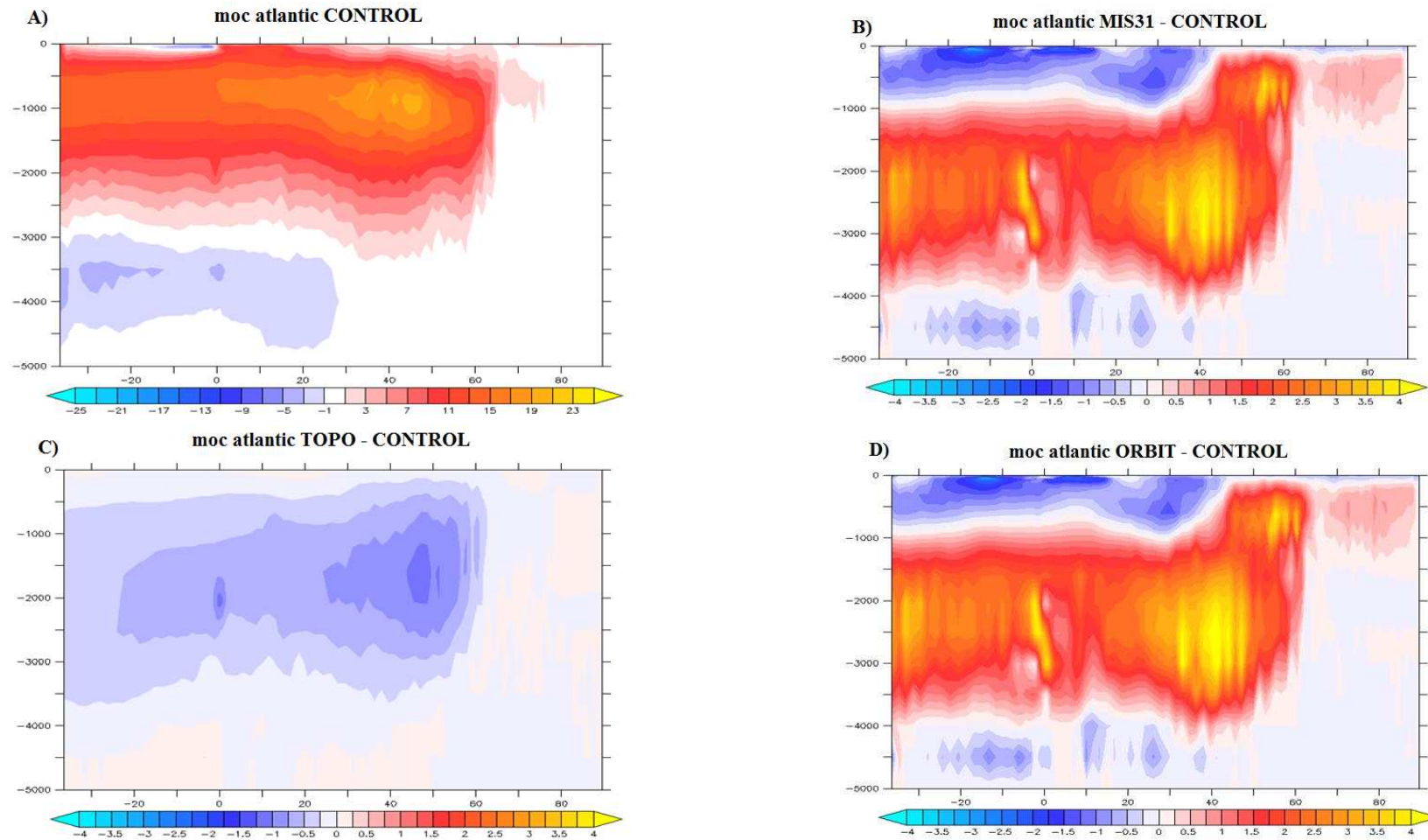


Figura 6.2 – Circulação de Revolvimento Meridional (MOC) para o Oceano Atlântico, A) CONTROL, B) MIS31 – CONTROL, C) TOPO – CONTROL e D) ORBIT – CONTROL.

Durante os experimentos ORBIT e MIS31 (Figuras 6.2B e 6.2D), foi observado que, apesar da redução do gelo marinho, há aumentos de anomalias térmicas de densidade da água de superfície nos principais locais de formação de águas profundas, em especial no Mar do Labrador. Assim, a NADW nestas simulações foi mais profunda e intensificada em comparação com a simulação CONTROL. A MOC intensificou e seu transporte de calor associado também impediu o resfriamento no HN durante o intervalo MIS-11 (DICKSON et al., 2009). Segundo Danabasoglu et al., (2016) a intensificação da MOC estaria ligada ao aumento da formação da água de fundo e associado com o aprofundamento da camada de mistura na região subpolar do Oceano Atlântico Norte, particularmente na região do Mar do Labrador, impulsionado por fluxos de fluatibilidade de superfície e tensão do vento, resultante de uma fase positiva persistente da Oscilação do Atlântico Norte (NAO).

É importante relembrar que os principais aumentos da T_{ar} (Figuras 4.6) e TSM (Figuras 4.10) nas simulações MIS31 e ORBIT foram encontrados em altas latitudes do HN. De acordo com Drijfhout (2015), a resposta da temperatura estaria associada com a variação da MOC na região do Mar do Labrador e entorno da Groenlândia. A água doce proveniente do derretimento do gelo marinho e continental reduzia a densidade das águas superficiais, evitando que a instabilidade convectiva ocorresse. Isso faria com que quantidades cada vez menores de água relativamente quente fosse misturada para cima pela convecção do oceano profundo e a perda de calor por convecção associada com a camada atmosférica sobrejacente.

Aumentos térmicos induzidos na MOC estariam relacionados a intensificação de oeste do fluxo atmosférico no Oceano Atlântico norte, levando a uma forte mistura convectiva. Também pode-se argumentar que uma menor intrusão de água proveniente da Antártica no Oceano Atlântico norte resultaria em instabilidade vertical, favorecendo a convecção oceânica (HAUPT & SEIDOV, 2012). Além disso, o transporte de massa para o norte entre 0-1000 m nas latitudes médias do HN foi reforçada nas simulações ORBIT e MIS31 em comparação com o CONTROL. Scherer et al., (2008) também sugeriram uma MOC mais intensificada durante o MIS31 utilizando dados provenientes de paleoreconstruções.

Uma avaliação inicial da NADW nas simulações mostraram que os 1.000 anos de duração dos experimentos apresentaram uma variabilidade de baixa frequência, com

um pico predominante entre 300 – 400 anos para as simulações CONTROL (Figura 6.3A) e TOPO (Figura 6.3C). Este sinal periódico foi, no entanto, ausente nas simulações MIS31 (Figura 6.3B) e ORBIT (Figura 6.3D). Uma possível resposta para este padrão apresentado em MIS31 e ORBIT é que a associação das mudanças na circulação atmosférica no HN e a descarga de água doce do gelo marinho, sejam as principais causas para este comportamento. Naish et al., (2009) relacionaram as alterações na MOC e na circulação circumpolar antártica com variações nos parâmetros orbitais como a obliquidade. E, ainda de acordo com Lisiecki et al., (2008) a obliquidade exerceria forte influência em circulações de média profundidade no Oceano Atlântico (entre 3.000 – 4.010 metros). Em contrapartida, os mesmos autores encontraram uma pequena influência na circulação oceânica exercida pela precessão. Este comportamento apresentado sugere que a MOC no Oceano Atlântico é fortemente sensível a outros fatores além da variação no volume de gelo e forte insolação durante JJA no HN.

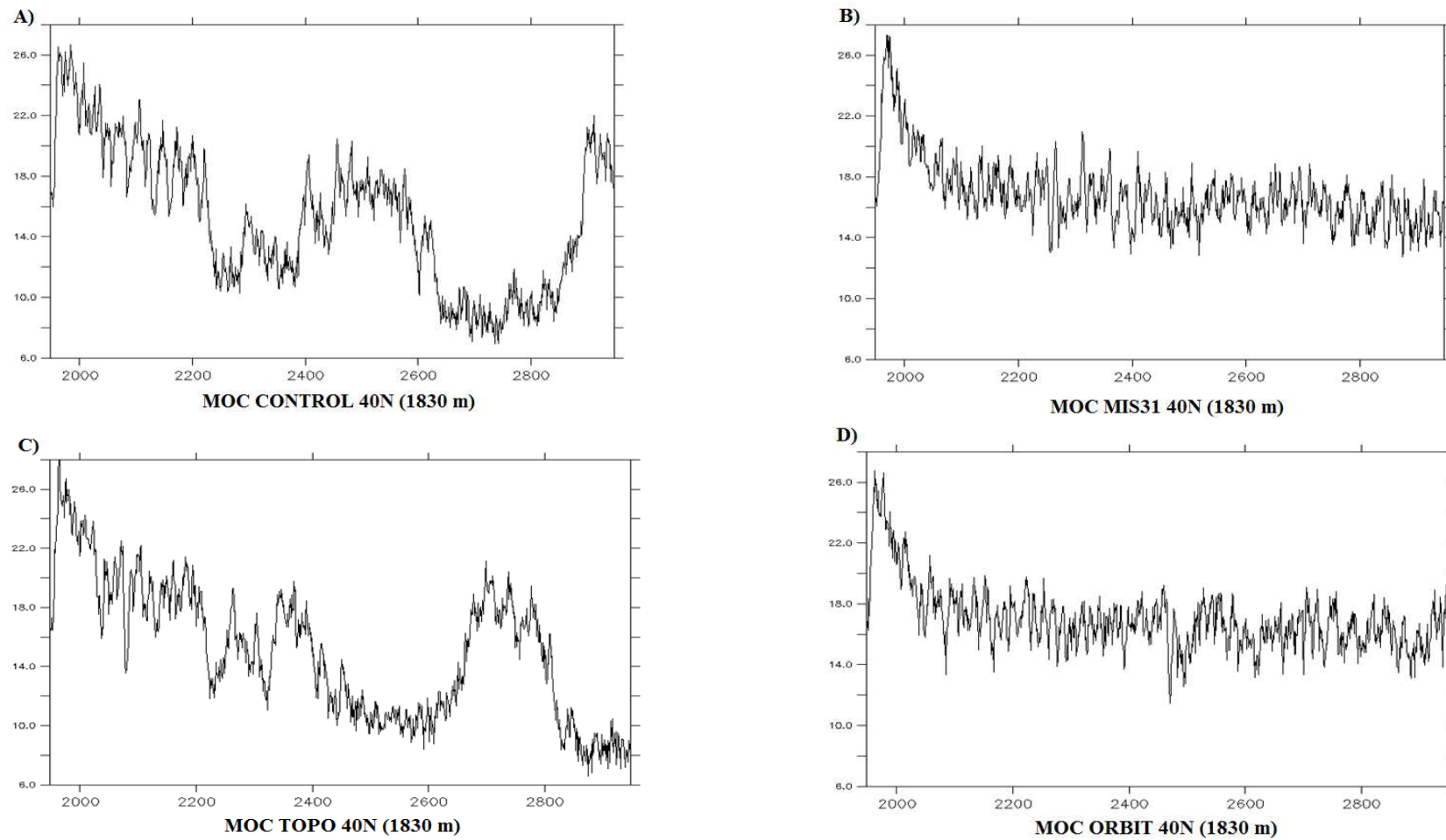


Figura 6.3 – Série temporal de 1.000 anos para a MOC no Oceano Atlântico Norte (em 40°N e na profundidade de 1.830 m). A) CONTROL, B) MIS31, C) TOPO e D) ORBIT.

6.3. TRANSPORTE DE CALOR OCEÂNICO (TCO)

Alterações nas características atmosféricas e oceânicas também produzem modificações no TCO. O TCO no Oceano Atlântico é conduzido principalmente pela MOC, enquanto que no Oceano Pacífico é impulsionado pela circulação acionada pelo vento horizontal (FERRARI & FERREIRA, 2011). Na simulação TOPO (Figura 6.4C) ocorreu uma pequena diferença do TCO se comparado com a simulação CONTROL. No entanto, nas simulações MIS31 e ORBIT (Figura 6.4B e 6.4D) um padrão claro de aumento de TCO é direcionado para o norte.

Como esperado, o aumento do TCO no Oceano Atlântico nas simulações MIS31 e ORBIT está relacionado com uma MOC mais intensa (DANABASOGLU et al., 2016); no entanto, a circulação direcionada pelo vento também desempenha um papel importante. Na Figura 6.4B é mostrado o enfraquecimento do fluxo para o sul nos níveis superiores do oceano (0-900 m), o que indica o fluxo para o norte mais forte ligado à circulação direcionada pelo vento em comparação com a simulação CONTROL. Em latitudes médias, a intensificação do fluxo de oeste do vento zonal são simulados em MIS31 e ORBIT e desta forma contribuem para o TCO reforçado.

Mudanças significativas também aparecem na circulação atmosférica nos trópicos e nas altas latitudes do HS. Quando a MOC (Figura 6.2) e o Oceano Atlântico aumentam o transporte de calor (Figura 6.4) em direção ao HN, a atmosfera compensa, retraindo sua célula de Hadley. Posteriormente, a ZCIT desloca-se para o sul, o que explica o aumento de Prec sobre o norte da América do Sul (Figura 4.2B). Estas mudanças das características da circulação atmosférica tropical também são encontradas na corrente de jato tropical sul (Figura 4.4B). Este padrão estabelecido é inverso ao encontrado por Montade et al., (2015) ao estudarem condições de resfriamento no HN, principalmente sobre o Oceano Atlântico durante a transição do último glacial – interglacial (21 – 10ka).

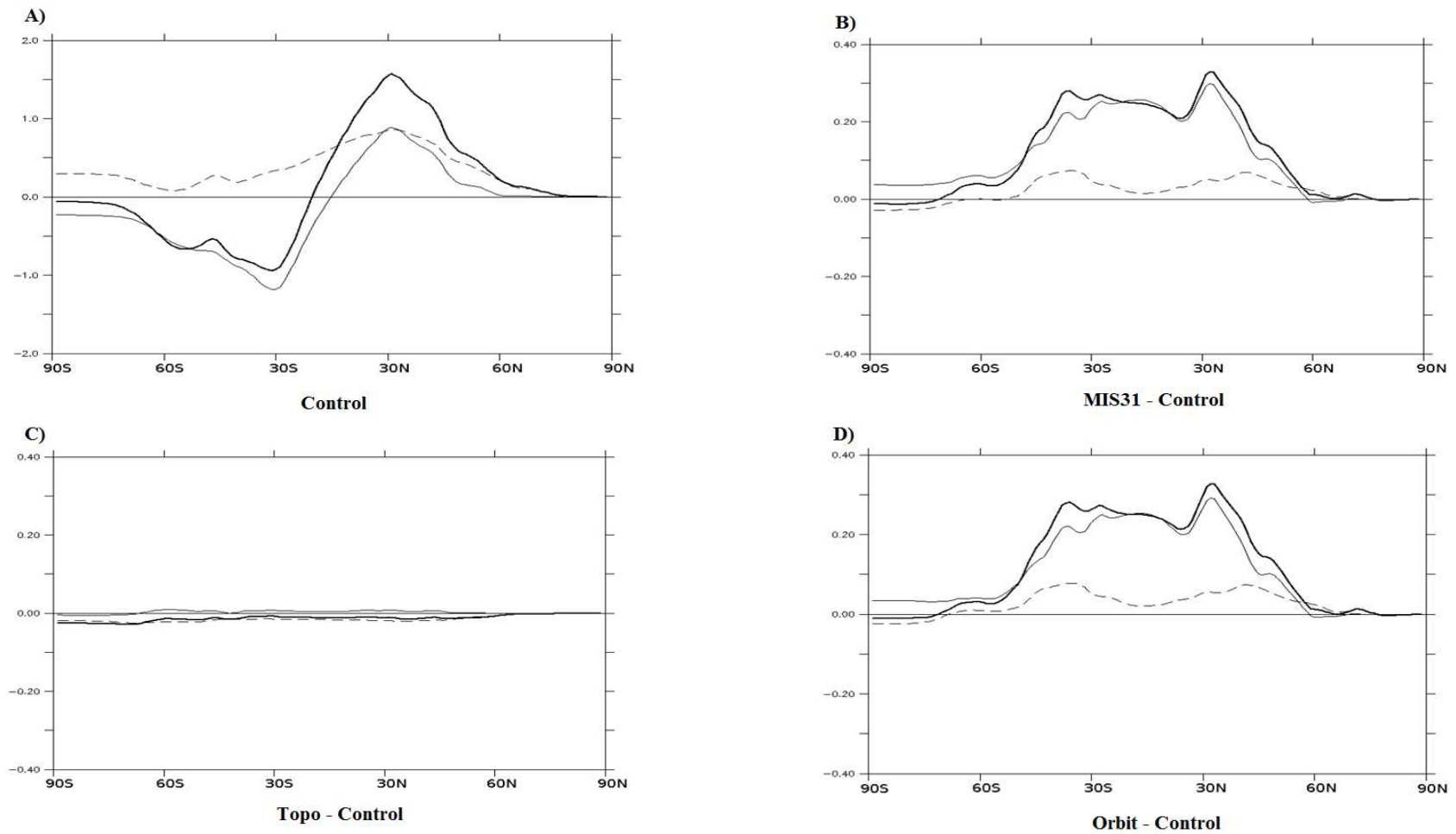


Figura 6.4 – Transporte de calor oceânico no Oceano Atlântico (linha tracejada), Oceano Indo-Pacífico (linha cheia fina) e global (linha cheia grossa). A) CONTROL, B) MIS31 – CONTROL, C) TOPO – CONTROL e D) ORBIT – CONTROL.

Ao analisar-se as simulações com alterações nos parâmetros orbitais, verificou-se uma contribuição substancial do setor Índico-Pacífico às anomalias globais do TCO. Este resultado está em concordância com resultados anteriores que demonstram que um aumento previsto do TCO no Oceano Ártico resulta em uma melhor correspondência entre os resultados de modelagem e reconstrução climática através de dados observados (MCCLYMONT & ROSELL-MELÉ, 2005; COLETTI et al., 2015). Outro ponto que merece destaque é que as anomalias de transporte Sverdrup em MIS31 e ORBIT mostram um aumento global em até 20% do transporte de massa no giro subtropical (25°N-50°N), como resultado do reforço do wind stress. Este, por sua vez aumenta a quantidade de água mais fria, atingindo o Oceano Pacífico norte nas simulações MIS31 e ORBIT. Da mesma maneira, as células subtropicais/tropicais anômalas entre 10°N-25°N contribuem para aumentar a ressurgência equatorial.

Isso resultaria em um aumento notável na circulação termohalina (Figuras 6.5), devido a mudanças de densidade no Oceano Pacífico que estão ausentes no CONTROL. Mudanças de salinidade da superfície associadas com a Prec reduzida no oeste do Oceano Pacífico também estão em concordância com as maiores densidades nas simulações MIS31 e ORBIT.

O aumento do TCO pelos giro oceânicos e/ou pela circulação termohalina são consideradas como hipóteses para o aumento da TSM em altas latitudes do HN durante o Pleistoceno (RAYMO et al., 1996; RAVELO & ANDREASEN, 2000; BARREIRO et al., 2006). No entanto, Kim & Crowley (2000) contestam esta versão apresentada e propõem que o aumento da circulação termohalina foi uma resposta e não a causa do aquecimento em altas latitudes. Posteriormente, Haywood & Valdes (2004) não encontraram um aumento significativo do TCO em relação aos dias atuais, ao utilizarem simulações com um modelo acoplado.

Os resultados apresentados nas Figuras 6.4 sugerem que os altos valores de TSM encontrados em altas latitudes do HN, mais do que a redução do albedo, ajudaram a manter as condições quentes do Pleistoceno.

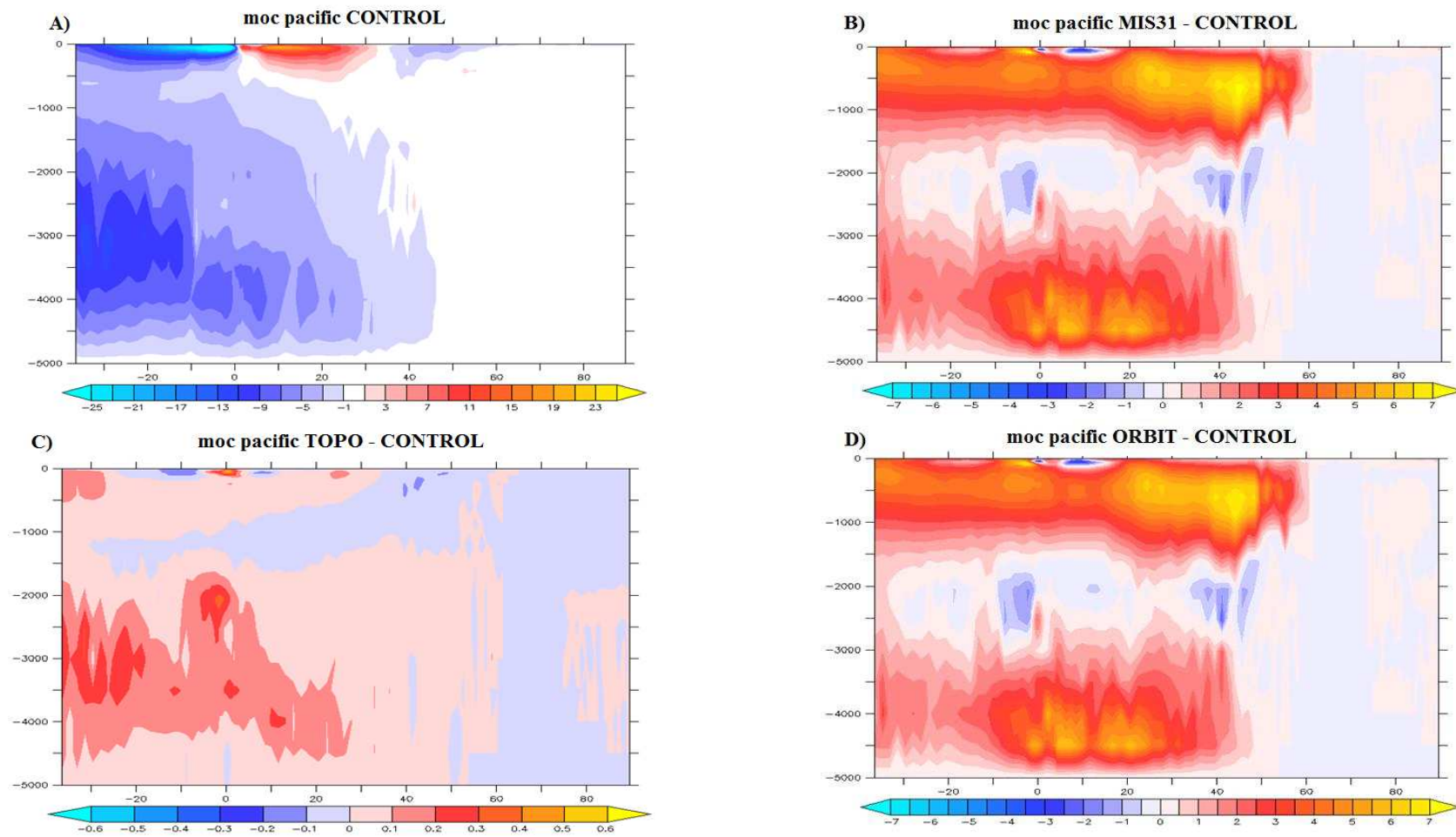


Figura 6.5 – Circulação de Revolvimento Meridional (MOC) para o Oceano Pacífico, A) CONTROL, B) MIS31 – CONTROL, C) TOPO – CONTROL e D) ORBIT – CONTROL.

O TCO é afetado pelas alterações que ocorrem com a MOC. Um resfriamento das águas superficiais nos extratropicais (Figuras 6.2 e 6.5), provoca uma redução no gradiente de densidade meridional em superfície entre baixas e altas latitudes, e este novo padrão pode reduzir o transporte de calor. Isto é verdade para a componente profunda e lenta da termohalina, que compõe a circulação cujas mudanças afetam principalmente o clima do Atlântico Norte (MANABE & STOUFFER, 1995), assim como para a componente rápida e superficial, cujas mudanças afetam principalmente os trópicos. Um resfriamento suficientemente grande nos extratropicais poderia induzir a uma condição de El Niño permanente (FEDOROV et al., 2004).

Fedorov et al., (2006) realizaram cálculos utilizando um modelo de circulação geral oceânico e concluíram que tal resfriamento nas regiões extratropicais poderia reduzir o gradiente zonal da TSM ao longo do equador, reduzir o transporte de calor em direção aos polos e aprofundar a termoclina equatorial. Ainda de acordo com esses autores, quando o fluxo de água doce sobre os oceanos exceder um limiar pré-determinado, o gradiente zonal da TSM desaparecerá e condições permanentemente quentes prevaleceriam nos trópicos. Assim, estes cálculos representam uma potencial condição para a manutenção de um El Niño permanente.

O surgimento de águas superficiais frias nas zonas de ressurgência equatoriais conduzem a feedbacks que afetam a resposta da TSM tropical em relação a forçante de Milankovitch. Os ventos influenciam a TSM, porque eles sopram de regiões frias em direção às regiões quentes ao longo do equador, onde a força de Coriolis desaparece. Esta condição implica numa interação positiva entre o oceano e a atmosfera, que também é conhecido como feedback de Bjerknes (FEDOROV et al., 2006). Em situações de El Niño, o feedback TSM-vento depende de uma redistribuição adiabática das águas superficiais mais quentes. Em escalas de tempo muito longas que envolve a diabática, movimentos verticais da termoclina influenciam a resposta climática à variações da obliquidade (PHILANDER & FEDOROV, 2003). Durante os períodos em que a obliquidade e o aquecimento solar em altas latitudes são máximos, ocorre a redução da perda de calor do oceano para a atmosfera, o que pode induzir a um aprofundamento da termoclina equatorial e uma tendência para condições de El Niño. Isso só é possível em escalas de tempo suficientemente longas para que os oceanos tropicais se adaptem às mudanças nas altas latitudes do HN (FEDOROV et al., 2006).

6.4. CONCLUSÕES

O fortalecimento da MOC nos oceanos Atlântico e Pacífico associado com um maior transporte de calor para o HN exercem um papel fundamental no sistema climático. São importantes meios de transportes de calor e energia acumulados na região equatorial e que são direcionados para altas latitudes do HN.

Como uma das consequências na alteração da MOC e TOC, maiores valores de sss são encontrados no Oceano Atlântico Norte. No caso do Oceano Pacífico, os maiores valores de sss estão associados com alterações na circulação oceânica e transporte de calor, além de alterações de Prec sobre a região tropical.

Simulações de longo prazo são necessárias e importantes para melhor compreensão da dinâmica que existe na interface oceano – atmosfera. Como o oceano responde de forma mais lenta as alterações impostas, muitas vezes alguns ciclos naturais não são captados em simulações de curto prazo.

6.5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALEXANDER, M. A.; BLADÉ, I.; NEWMAN, M.; LANZANTE, J. R.; LAU, N.-G. and SCOTT, J. D. The Atmospheric Bridge: The Influence of ENSO Teleconnections on Air-Sea Interaction over the Global Oceans. **Journal of Climate**, 15, 2205 – 2231, 2002.

BARREIRO, M.; PHILANDER, G.; PACANOWSKI, R. and FEDOROV, A. Simulations of warm tropical conditions with application to middle Pliocene atmospheres. **Climate Dynamics**, 26, 349 – 365, doi: 10.1007/s00382-005-0086-4, 2006.

BROECKER, W. S. Paleocean circulation during the last deglaciation: A bipolar seesaw? **Paleoceanography**, 13, 119 – 121, 1998.

COLETTI, A. J.; DECONTO, R. M.; BRIGHAM-GRETTE, J. and MELLES, M. A GCM comparison of Pleistocene super-interglacial periods in relation to Lake El'gygytgyn, NE Arctic Russia. **Climate of the Past**, 11, 979 – 989, doi: 10.5194/cp-11-979-2015, 2015.

DANABASOGLU, G. et al.. North Atlantic simulations in Coordinated Ocean-ice Reference Experiments phase II (CORE-II). Part I: Mean states. **Ocean Modelling**, 73, 76 – 107, 2014.

DANABASOGLU, G. et al.. 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, 2016.

DICKSON, A. J.; BEER, C. J.; DEMPSEY, C.; MASLIN, M. A.; BENDLE, J. A.; MCCLYMONT, E. L. and PANCOST, R. D. Oceanic forcing of the Marine Isotope Stage 11 interglacial. **Nature Geoscience**, 2, 428 – 433, doi: 10.1038/ngeo527, 2009.

DRIJFHOUT, S. Competition between global warming and an abrupt collapse of the AMOC in Earth's energy imbalance. **Scientific Reports**, 5, doi: 10.1038/srep14877, 2015.

DU, Y.; ZHANG, Y.; FENG, M.; WANG, T.; ZHANG, N. and WIJFFELS, S. Decadal trends of the upper ocean salinity in the tropical Indo-Pacific since mid-1990s. **Scientific Reports**, 5, doi: 10.1038/srep16050, 2015.

FEDOROV, A. V.; PACANOWSKI, R. C.; PHILANDER, S. G. and BOCCALETTI, G. The Effect of Salinity on the Wind-Driven Circulation and the Thermal Structure of the Upper Ocean. **Journal of Physical Oceanography**, 34, 1949 – 1966, 2004.

FEDOROV, A. V.; DEKENS, P. S.; MCCARTHY, M.; RAVELO, A. C.; DEMENOCAL, P. B.; BARREIRO, M.; PACANOWSKI, R. C. and PHILANDER, S. G. The Pliocene Paradox (Mechanisms for a Permanent El Niño). **Science**, 312, 1485 – 1489, 2006.

FERRARI, R. and FERREIRA, D. What processes drive the ocean heat transport? **Ocean Modelling**, 38, 171 – 186, 2011.

FORD, H. L.; RAVELO, A. C. and POLISSAR, P. J. Reduced El Niño-Southern Oscillation during the Last Glacial Maximum. **Science**, 347, 255 – 258, doi: 10.1126/science.1258437, 2015.

HAUPT, B. J. and SEIDOV, D. Modeling geologically abrupt climate change in the Miocene: Potential effects of high-latitude salinity changes. **Natural Science**, 4, 149 – 158, 2012.

HAYWOOD, A. M. and VALDES, P. J. Modelling Pliocene warmth: contribution of atmosphere, oceans and cryosphere. **Earth and Planetary Science Letters**, 218, 363 – 377, 2004.

JUSTINO, F.; MARENGO, J.; KUCHARSKI, F.; STORDAL, F.; MACHADO, J. and RODRIGUES, M. Influence of Antarctic ice sheet lowering on the Southern Hemisphere climate: modeling experiments mimicking the mid-Miocene. **Climate Dynamics**, 42, 843 – 858, doi: 10.1007/s00382-013-1689-9, 2014.

KIM, S.-J. and CROWLEY, T. J. Increased Pliocene North Atlantic Deep Water: Cause or consequence of Pliocene warming? **Paleoceanography**, 15, 451 – 455, 2000.

LISIECKI, L. E.; RAYMO, M. E. and CURRY, W. B. Atlantic overturning responses to Late Pleistocene climate forcings. **Nature**, 456, 85 – 88, doi: 10.1038/nature07425, 2008.

MANABE, S. and STOUFFER, R. J. Simulation of abrupt climate change induced by freshwater input to the North Atlantic Ocean. **Nature**, 378, 165 – 167, doi: 10.1038/378165a0, 1995.

MCCLYMONT, E. L. and ROSELL-MELÉ, A. Links between the onset of modern Walker circulation and the mid-Pleistocene climate transition. **Geology**, 33, 389 – 392, doi: 10.1130/G21292.1, 2005.

MCMANUS, J. F.; FRANCOIS, R.; GHERARDI, J.-M.; KEIGWIN, L. D. and BROWN-LEGER, S. Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate change. **Nature**, 428, 834 – 837, doi: 10.1038/nature02494, 2004.

MELLES, M. et al.. 2.8 Million Years of Arctic Climate Change from Lake El'gygytgyn, NE Russia. **Science**, 337, 315 – 320, doi: 10.1126/science.1222135, 2012.

MONTADE, V.; KAGEYAMA, M.; COMBOURIEU-NEBOUT, N.; LEDRU, M.-P.; MICHEL, E.; SIANI, G. and KISSEL, C. Teleconnection between the Intertropical Convergence Zone and southern westerly winds throughout the last deglaciation. **Geology**, 43, 735 – 738, doi: 10.1130/G36745.1, 2015.

NAISH, T. et al.. Obliquity-paced Pliocene West Antarctic ice sheet oscillations. **Nature**, 458, 322 – 328, doi: 10.1038/nature07867, 2009.

PELTIER, W. R. and SOLHEIM, L. P. The climate of the Earth at Last Glacial Maximum: statistical equilibrium state and a mode of internal variability. **Quaternary Science Reviews**, 23, 335 – 357, 2004.

PHILANDER, S. G. and FEDOROV, A. V. Role of tropics in changing the response to Milankovich forcing some three million years ago. **Paleoceanography**, 18, doi: 10.1029/2002PA000837, 2003.

RAHMSTORF, S. Thermohaline Ocean Circulation. **Encyclopedia of Quaternary Sciences**, 2006.

RAVELO, A. C. and ANDREASEN, D. H. Enhanced circulation during a warm period. **Geophysical Research Letters**, 27, 1001 – 1004, 2000.

RAYMO, M. E.; GRANT, B.; HOROWITZ, M. and RAU, G. H. Mid-Pliocene warmth: stronger greenhouse and stronger conveyor. **Marine Micropaleontology**, 27, 313 – 326, 1996.

SCHERER, R. P.; BOHATY, S. M.; DUNBAR, R. B.; ESPER, O.; FLORES, J. –A.; GERSONDE, R.; HARWOOD, D. M.; ROBERTS, A. P. and TAVIANI, M. Antarctic records of precession-paced insolation-driven warming during early Pleistocene Marine Isotope Stage 31. **Geophysical Research Letters**, 35, L03505, doi: 10.1029/2007GL032254, 2008.

SPEER, K. and TZIPERMAN, E. Rates of Water Mass Formation in the North Atlantic Ocean. **Journal of Physical Oceanography**, 22, 93 – 104, 1992.

TALLEY, L. D.; REID, J. L. and ROBBINS, P. E. Data-Based Meridional Overturning Streamfunctions for the Global Ocean. **Journal of Climate**, 16, 3213 – 3226, 2003.

TIMMERMANN, A.; OKUMURA, Y.; AN, S.-I.; CLEMENT, A.; DONG, B.; GUILYARDI, E.; HU, A.; JUNGCLAUS, J. H.; RENOLD, M.; STOCKER, T. F.; STOUFFER, R. J.; SUTTON, R.; XIE, S.-P. and YIN, J. The Influence of a Weakening of the Atlantic Meridional Overturning Circulation on ENSO. **Journal of Climate**, 20, 4899 – 4919, doi: 10.1175/JCLI4283.1, 2007.