



**Universidade do Estado do Rio de Janeiro**

Centro de Tecnologias e Ciências

Faculdade de Engenharia

Newton de Magalhães Neto

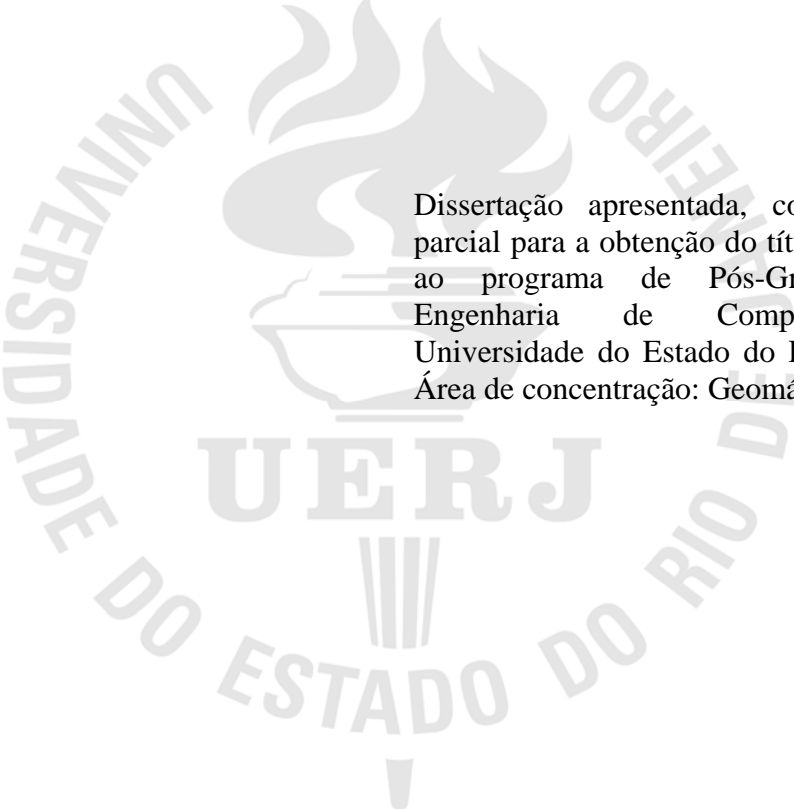
**Análise das mudanças na extensão do gelo marinho antártico e ártico entre  
1979 e 2007 e sua relação com a variabilidade climática global**

Rio de Janeiro

2011

Newton de Magalhães Neto

**Análise das mudanças na extensão do gelo marinho antártico e ártico entre 1979 e 2007  
e sua relação com a variabilidade climática global**



Dissertação apresentada, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre, ao programa de Pós-Graduação em Engenharia de Computação, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro  
Área de concentração: Geomática

Orientador: Prof. Dr. Heitor Evangelista da Silva

Rio de Janeiro

2011

CATALOGAÇÃO NA FONTE  
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC / B

M189 Magalhães Neto, Newton de.

Análise das mudanças na extensão do gelo marinho antártico e ártico entre 1979 e 2007 e sua relação com a variabilidade climática global / Newton de Magalhães Neto. - 2009.

118 f.

Orientador: Heitor Evangelista da Silva  
Dissertação (Mestrado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Engenharia.

1. Mudanças climáticas. 2. Aquecimento global. 3. Antártida – Aspectos ambientais. 4. Ártico, Oceano. 5. Engenharia de Computação. I. Silva, Heitor Evangelista da. II. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. III. Título.

CDU 004.41:551.58(98)(99)

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta tese, desde que citada a fonte.

---

Assinatura

---

Data

Newton de Magalhães Neto

**Análise das mudanças na extensão do gelo marinho antártico e ártico entre 1979 e 2007  
e sua relação com a variabilidade climática global**

Dissertação apresentada, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre, ao programa de Pós-Graduação em Engenharia de Computação, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro  
Área de concentração: Geomática

Aprovado em: 14 de fevereiro de 2011.

Banca Examinadora:

---

Prof. Dr. Heitor Evangelista da Silva (Orientador)  
Instituto de Biologia Roberto Alcântara Gomes – UERJ

---

Prof. Dr. Marcelo Sperle Dias  
Faculdade de Oceanografia – UERJ

---

Prof. Dr. Alexandre Santos de Alencar  
Instituto de Biologia Roberto Alcântara Gomes – UERJ

---

Prof. Dr. Jorge Arigony Neto  
Universidade Federal do Rio Grande – FURG

Rio de Janeiro

2011

## **DEDICATÓRIA**

Dedico à minha família, meus amigos e professores que fazem parte de minha vida, ajudando a torná-la um caminho mais alegre, enriquecedor e prazeroso.

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço a Deus por estar sempre comigo me ajudando e confortando nos momentos de dificuldade e permitindo que possa enxergar sempre o lado bom das coisas.

Agradeço ao meu orientador Heitor Evangelista pela oportunidade de realizar este trabalho, a confiança depositada, a liberdade de trabalho, os ensinamentos passados e pela oportunidade única de conhecer o continente Antártico.

Agradeço a minha orientadora Margareth Simões Pennelo pela oportunidade de ampliar meus conhecimentos e de me aperfeiçoar no prazeroso mundo da Geomática.

Agradeço ao professor Marcelo Sperle Dias pela sua motivação em ensinar (mesmo quando a turma tem apenas um aluno), as ótimas aulas e discussões em sala de aula que contribuíram bastante com a minha compreensão dos fenômenos naturais e a maneira de pensar em ciência.

Agradeço a professora Vivian Castilho pela oportunidade de participar de suas aulas de geoprocessamento, tanto como aluno quanto como professor, pelo carinho e atenção.

Agradeço aos meus Pais pelo carinho e amor incondicional, pela educação e o incentivo para continuar estudando e fazendo o que gosto.

Agradeço ao meu irmão por estar sempre comigo, me apoiando ou criticando, sempre de maneira a contribuir para que eu alcance meus objetivos.

Agradeço aos meus amigos e colegas de Laboratório (LARAMG) pelas palavras de apoio, e os momentos divertidos juntos, tornando o caminho da ciência mais prazeroso.

Agradeço aos meus amigos (Aline, Bruno, Felipe, João Paulo e Ricardo) pela amizade sincera de tantos anos e por estarem sempre participando dos momentos mais importantes de minha vida.

## RESUMO

MAGALHÃES NETO, Newton de. *Análise das mudanças na extensão do gelo marinho Antártico e Ártico entre 1979 e 2007 e sua relação com a variabilidade climática global*. 2011. 118 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia de Computação) – Faculdade de Engenharia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2011.

Recentes observações satelitais têm demonstrado um aumento na extensão total do gelo marinho Antártico e redução do gelo marinho no Ártico. Apesar destas constatações, no Oceano Sul análises regionais apontam tendências negativas nos mares de Bellingshausen-Amundsen e positivas no mar de Ross, enquanto que para o Ártico ocorrer uma redução uniforme do gelo marinho. Neste estudo, foi realizada uma análise multivariada para identificar as mudanças na extensão do gelo marinho Antártico e Ártico em resposta à variabilidade de um conjunto de forçantes/parâmetros/índices climáticos de reconhecida importância em escala global. Especificamente, as associações entre o gelo marinho e os parâmetros e forçantes climáticos foram examinadas através da correlação linear e da análise de agrupamento. Diferentes respostas em diferentes setores foram examinadas e discutidas. Os resultados indicam que a variabilidade do gelo marinho Antártico e Ártico é um fenômeno multivariado e que a extensão de gelo marinho mínima, média e máxima podem apresentar diferentes padrões espaciais e responderem a diferentes conjuntos de parâmetros e forçantes climáticos. Foi identificado um significativo impacto de forçantes/parâmetros/índices climáticos sobre o gelo marinho no Oeste Antártico. No hemisfério Norte o aumento da temperatura média global e do CO<sub>2</sub> atmosférico são os principais responsáveis pela redução na extensão do gelo marinho.

Palavras-chave: Gelo marinho; Mudanças climáticas; Interação atmosfera-oceano; Aquecimento global.

## ABSTRACT

Recent satellite observations have shown an increase in the total extent of Antarctic sea ice and a reduction of sea ice in the Arctic. Despite these findings, regional analyses in the Southern Ocean indicates negative trends in the Bellingshausen-Amundsen Sea and positive trends in the Ross Sea, while in the Arctic seems to occur a uniform reduction of sea ice. In this study, multivariate analysis was performed to identify changes in Antarctic sea ice in response to changes in a set of climate forcings/parameters/indices. More specifically, the relationships between sea ice and climate forcings and parameters were examined by linear correlation and cluster analysis. Different responses in different sectors were examined and discussed. The findings indicate that Antarctic sea ice variability is a multivariate phenomenon and that the minimum, maximum, and mean sea ice extent depicts different spatial pattern and may respond to a different set of climate forcings/parameters/indices. A significant impact of climate forcings/parameters/indices occurs over western Antarctic. In the northern hemisphere the increase in global mean temperature and atmospheric CO<sub>2</sub> seems to be the major responsible for the reduction in sea ice extent.

Keywords: Sea ice; Climate changes; Ocean-atmosphere interactions; Global warming.



## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 - Anomalias da temperatura da superfície relativas a 1951-1980 medidas através de estações meteorológicas, navios e satélites. (A) Anomalia global anual média. (B) Distribuição espacial das Anomalias de temperatura da superfície para o Período de 2001-2005 .....17
- Figura 2 - aquecimento no hemisfério Norte observado apartir de dados de infravermelho coletados através do sensor orbital Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) .....19
- Figura 3 - Tendências para a temperatura atmosférica medida em diversas estações meteorológicas Antárticas no período de 1971-2000 .....20
- Figura 4 - (a) Representação esquemática do sistema de retroalimentação climática gelo-albedo-oceano. (b) alguns fluxos chaves que afetam os sistemas polares e que são influenciados pelo sistema de retroalimentação gelo-albedo-oceano.....22
- Figura 5 - A integração entre a informação georreferenciada ao ambiente geográfico ou geoespacial (GEO) e a informática (MÁTICA) possibilitando a manipulação destas informações em ambiente computacional deu origem a ciência e tecnologia denominada GEOMÁTICA .....25
- Figura 6 - Fluxograma dos processos que permeiam a geomática, destacando a localização do geoprocessamento e dos sistemas de informação geográfica, e a representação da integração entre o SGBDE e a internet como importante meio de distribuição de dados e informação10 .....26
- Figura 7 - Componentes geralmente encontrados em um Sistema de informação geográfica e como interação entre si.....29
- Figura 8 - Imagem do gelo marinho do Ártico registrada pelo sensor AVHRR com resolução espacial de 2.5 km<sup>2</sup> a) Cena durante o Inverno em 28 de fevereiro de 2002 e b) Cena durante o verão (16 de junho de 2001). A borda de gelo derivada do sensor SSM/I está representada pelos esparsos pontos em verde, demonstrando

	uma boa coerência com a localização da borda de gelo observada nas imagens .....	34
Figura 9	- (a) mapa de concentração de gelo marinho Antártico derivado de imagem obtida pelo sensor SSM/I em 6 de maio de 1998; (b) Imagem RADARSAT (resolução de 28 metros) obtida em 6 de maio de 1998 representando a mesma área de cobertura de (a). Os contornos de concentração de gelo marinho mostrados na imagem RADARSAT representam o limiar de 15% e 30% no contorno da borda de gelo marinho extraídas da imagem (a).....	35
Figura 10	- Imagens mensais de concentração de gelo marinho, através das quais são extraídas as informações acerca da extensão de gelo marinho. a) concentração de gelo marinho durante o inverno Antártico b) concentração de gelo marinho durante o inverno no Ártico .....	39
Figura 11	- Divisão dos setores de gelo marinho definidos neste trabalho (setores de 15°) (a) Divisão do gelo marinho para Antártica e (b) divisão do gelo marinho para o Ártico.....	41
Figura 12	- Regiões geográficas consideradas tradicionalmente na análise do gelo marinho .....	41
Figura 13	- Método para obtenção das séries temporais de extensão de gelo marinho .....	42
Figura 14	- Dendograma representando o agrupamento entre a extensão média total de gelo marinho Antártico (EGM total) e os forçantes/parâmetros climáticos, obtido pelo método de Ward como regra para o agrupamento e a distância euclidiana como distância de similaridade entre os grupos de dados .....	47
Figura 15	- Variação anual da EGM para toda Antártica para o período de 1979-2007. (a) EGM mínima, (b) EGM média e (c) EGM máxima.....	49
Figura 16	- Variação anual da EGM mínima, média e máxima para o período de 1979-2007 em cada setor definido neste trabalho .....	50
Figura 17	- Correlação entre as series de extensão mínima anual de gelo marinho Antártico e a variabilidade climática no período de 1979-2007 .....	52

Figura 18 - Correlação entre as series de extensão média anual de gelo marinho Antártico e a variabilidade climática no período de 1979-2007.....	53
Figura 19 - Correlação entre as series de extensão máxima anual de gelo marinho Antártico e a variabilidade climática no período de 1979-2007.....	53
Figura 20 - Séries temporais representando a evolução das correlações entre a extensão de gelo marinho média no mar de Bellingshausen-Amundsen e (a) CO <sub>2</sub> , TGSA, TGSO, IST (b) ADO <sub>3</sub> , O <sub>3</sub> min (C) MAS, IOS, IME, Niño 4.....	55
Figura 21 - Séries temporais representando a evolução das correlações entre a extensão de gelo marinho média no mar de Weddell e (A) CO <sub>2</sub> , TGSA, TGSO, IST (B) ADO <sub>3</sub> , O <sub>3</sub> min (C) MAS, IOS, IME, Niño 4.....	56
Figura 22 - Séries temporais representando a evolução das correlações entre a extensão de gelo marinho média no Oceano Índico e (A) CO <sub>2</sub> , TGSA, TGSO, IST (B) ADO <sub>3</sub> , O <sub>3</sub> min (C) MAS, IOS, IME, Niño 4.....	56
Figura 23 - Séries temporais representando a evolução das correlações entre a extensão de gelo marinho média no Oceano Pacífico Oeste e (A) CO <sub>2</sub> , TGSA, TGSO, IST (B) ADO <sub>3</sub> , O <sub>3</sub> min (C) MAS, IOS, IME, Niño 4.....	57
Figura 24 - Séries temporais representando a evolução das correlações entre a extensão de gelo marinho média no mar de Ross e (A) CO <sub>2</sub> , TGSA, TGSO, IST (B) ADO <sub>3</sub> , O <sub>3</sub> min (C) MAS, IOS, IME, Niño 4.....	57
Figura 25 - Análise de ondaletas das séries temporais de EGM média anual para os mares de (a) Bellingshausen-Amundsen; (b) Weddell; (c) Oceano Índico; (d) mar de Ross; (e) Oceano Pacífico Oeste. O contorno em preto indica as ciclicidades encontradas com nível de confiança de 95%.....	62
Figura 26 - Análise de ondaletas das séries temporais do IOS (A) e IST (B). O contorno em preto indica as ciclicidades encontradas com nível de confiança de 95%.....	63
Figura 27 - (A) Resposta da pressão atmosférica devido à redução do ozônio estratosférico produzida pelo modelo HadAM3 (Turner et al., 2009); (B) Correlação encontrada neste trabalho entre a EGM média e a área de depleção de ozônio sobre a Antártica;	

(C) representação da resposta do gelo marinho às mudanças na circulação atmosférica induzida pela redução do ozônio estratosférico .....	64
Figura 28 - Esquema do padrão da circulação atmosférica associada a um evento de El Niño .....	69
Figura 29 - (a) mapa de regressão de anomalias no deslocamento do gelo marinho associadas ao índice do MAS; (b) Correlação entre a temperatura na baía do almirantado e o Índice do MAS .....	69
Figura 30 - Padrão espacial da variação de temperatura que melhor distingue anos de máximo e mínimo Solar baseado nos dados do (a) NCEP-NCAR e (b) ECMWF. (c) Correlação encontrada entre a EGM média anual e a IST .....	71
Figura 31 - Variação anual da EGM para todo Ártico no período de 1979-2007. (a) EGM mínima, (b) EGM média e (c) EGM máxima.....	72
Figura 32 - Variação anual da EGM mínima, média e máxima para o período de 1979-2007 em cada setor definido neste trabalho .....	73
Figura 33 - Correlação entre as series de extensão mínima anual de gelo marinho Ártico e a variabilidade climática no período de 1979-2007 .....	75
Figura 34 - Correlação entre as series de extensão média anual de gelo marinho Ártico e a variabilidade climática no período de 1979-2007 .....	75
Figura 35 - Correlação entre as series de extensão máxima anual de gelo marinho Ártico e a variabilidade climática no período de 1979-2007 .....	56
Figura 36 - Séries temporais representando a evolução das correlações entre a extensão de gelo marinho média nos mares de Okhotsk e Japão e (a) CO <sub>2</sub> , TGSA, TGSO e IST; (b) MAN e OAN;(c) IOS, IME e Niño 4 .....	78
Figura 37 - Séries temporais representando a evolução das correlações entre a extensão de gelo marinho média no mar de Bering e (a) CO <sub>2</sub> , TGSA, TGSO e IST; (b) MAN e OAN; (c) IOS, IME e Niño 4 .....	78

Figura 38 - Séries temporais representando a evolução das correlações entre a extensão de gelo marinho média no Oceano Ártico e (a) CO <sub>2</sub> , TGSA, TGSO e IST; (b) MAN e OAN; (c) IOS, IME e Niño 4 .....	79
Figura 39 - Séries temporais representando a evolução das correlações entre a extensão de gelo marinho média nos mares de Kara e Barents e (a) CO <sub>2</sub> , TGSA, TGSO e IST; (b) MAN e OAN;(c) IOS, IME e Niño 4 .....	79
Figura 40 - Séries temporais representando a evolução das correlações entre a extensão de gelo marinho média no mar da Groelândia e (a) CO <sub>2</sub> , TGSA, TGSO e IST; (b) MAN e OAN; (c) IOS, IME e Niño4 .....	80
Figura 41 - Séries temporais representando a evolução das correlações entre a extensão de gelo marinho média na Baía Baffin/ mar do Labrador e (a) CO <sub>2</sub> , TGSA, TGSO e IST; (b) MAN e OAN; (c) IOS, IME e Niño 4 .....	80
Figura 42 - Séries temporais representando a evolução das correlações entre a extensão de Gelo marinho média no Golfo de Lawrence e (a) CO <sub>2</sub> , TGSA, TGSO e IST; (b) MAN e OAN; (c) IOS, IME e Niño4 .....	81
Figura 43 - Séries temporais representando a evolução das correlações entre a extensão de gelo marinho média na Baía de Hudson e (a) CO <sub>2</sub> , TGSA, TGSO e IST; (b) MAN e OAN; (c) IOS, IME e Niño 4 .....	81
Figura 44 - Séries temporais representando a evolução das correlações entre a extensão de gelo marinho média no Arquipélago do Canadá e (a) CO <sub>2</sub> , TGSA, TGSO e IST; (b) MAN e OAN; (c) IOS, IME e Niño 4 .....	82
Figura 45 - Análise de ondaletas das séries temporais de EGM média anual para os mares de (a) Okhotsk e Japão; (b) mar de Bering; (c); (d) mares de Kara e Barents; (e) mar da Groelândia; (f) mar do Labrador; (g) golfo de Lawrence; (h) baía de Hudson e arquipélago do Canadá.O contorno em preto indica as ciclicidades encontradas com nível de confiança de 95% .....	87
Figura 46 - (a) Efeitos da fase positiva da Oscilação do Ártico; (b) Efeitos da fase negativa da Oscilação do Ártico .....	89

Figura 47 - (a) Anomalias da temperatura da superfície para dezembro de 2009 baseadas na média para o período de 2000-2008; (b) Anomalias da temperatura da superfície para dezembro de 2006 baseadas na média para o período de 2000 2005.....	91
Figura 48 - Comparação do Índice de oscilação do Ártico para o mês de dezembro ao longo do período de 1979-2009 .....	91
Figura 49 - Padrão espacial da variação de temperatura que melhor distingue anos de máximo e mínimo Solar baseado nos dados do (a) NCEP-NCAR e (b) ECMWF (c) Correlação encontrada entre a EGM média anual e a IST.....	93
Figura 50 - Resumo da resposta do gelo marinho Antártico para cada forçante/parâmetro/Índice climático individualmente, através do método de correlação linear. (a), (b) e (c) representam as correlações positivas estatisticamente significantes entre cada forçante/parâmetro/índice climático e a EGM mínima, média e máxima, respectivamente. (d), (e), e (f) representam as correlações negativas estatisticamente significantes entre cada forçante/parâmetro/índice climático e a EGM mínima, média e máxima, respectivamente .....	97
Figura 51 - Resumo da resposta do gelo marinho do Ártico para cada forçante/parâmetro/índice climático individualmente, através do método de correlação linear. (a), (b) e (c) representam as correlações positivas estatisticamente significantes entre cada forçante/parâmetro/índice climático e a EGM mínima, média e máxima, respectivamente. (d), (e), e (f) representam as correlações negativas estatisticamente significantes entre cada forçante/parâmetro/índice climático e a EGM mínima, média e máxima, respectivamente.....	98

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Forçantes/parâmetros/índices climáticos agrupados com a EGM mínima anual de acordo com o método de Ward como regra para o agrupamento.....	59
Tabela 2 - Forçantes/parâmetros/índices climáticos agrupados com a EGM média anual de acordo com o método de Ward como regra para o agrupamento.....	60
Tabela 3 - Forçantes/parâmetros/índices climáticos agrupados com a EGM máxima anual de acordo com o método de Ward como regra para o agrupamento.....	60
Tabela 4 - Forçantes/parâmetros/índices climáticos agrupados com a EGM total para Antártica (sem setorização) de acordo com o método de Ward como regra para o agrupamento .....	61
Tabela 5 - Forçantes/parâmetros/índices climáticos agrupados com a EGM mínima anual de acordo com o método de Ward como regra para o agrupamento.....	84
Tabela 6 - Forçantes/parâmetros/índices climáticos agrupados com a EGM média anual de acordo com o método de Ward como regra para o agrupamento.....	84
Tabela 7 - Forçantes/parâmetros/índices climáticos agrupados com a EGM máxima anual de acordo com o método de Ward como regra para o agrupamento.....	85
Tabela 8 - Forçantes/parâmetros/índices climáticos agrupados com a EGM total para o Ártico (sem setorização) de acordo com o método de Ward como regra para o agrupamento .....	85

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ADO <sub>3</sub>	Área de depleção da camada de ozônio sobre a Antártica
AMSR-E	Advanced Microwave Scanning Radiometer-Earth Observing System
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
AWS	Automatic Weather Station
DMSP	Defense Meteorological Satellite Program
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecast
EGM	Extensão de Gelo Marinho
ENSO	El Niño-Oscilação Sul
ESMR	Electrically Scanning Microwave Radiometer
GHz	Gigahertz
IME	Índice Multivariado de El Niño-Oscilação Sul
IOS	índice de Oscilação Sul
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
IST	Irradiância Solar Total
MAN	Modo Anular do Norte
MAS	Modo Anular do Sul
NCEP-NCAR	National Center for Environmental Prediction-National Center for atmospheric Research
AO	Oscilação do Ártico
OAN	Oscilação do Atlântico Norte
PDI	Processamento Digital de Imagens
RE	Razão Espectral
RP	Razão de Polarização
SIG	Sistema de Informação Geográfica
SMMR	Scanning Multichannel Microwave Radiometer
SSM/I	Special Sensor Microwave/Imager
TB	Temperatura de Brilho
TGSA	Temperatura Global da Superfície Atmosférica
TGSO	Temperatura Global da Superfície Oceânica



## SUMÁRIO

	<b>INTRODUÇÃO</b> .....	17
1	<b>OBJETIVO</b> .....	37
2	<b>JUSTIFICATIVA</b> .....	37
3	<b>MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....	39
3.1	<b>Regressão linear</b> .....	43
3.2	<b>Coefficiente de Correlação</b> .....	43
3.3	<b>Análise de Agrupamento (clusters)</b> .....	45
3.4	<b>Análise de Ondaletas (Wavelets)</b> .....	47
4	<b>VARIABILIDADE DE GELO MARINHO ANTÁRTICO</b> .....	49
4.1	<b>Resultados</b> .....	49
4.1.1	<u>Variação de gelo marinho para o período de 1979-2007</u> .....	49
4.1.2	<u>Correlação entre a variabilidade do gelo marinho e forçantes/parâmetros/índices climáticos</u> .....	52
4.1.3	<u>Análise de agrupamento dos parâmetros</u> .....	58
4.1.4	<u>Análise das ciclicidades na variabilidade do gelo marinho</u> .....	61
4.2	<b>Discussão</b> .....	63
4.2.1	<u>Gelo marinho Antártico e ozônio</u> .....	63
4.2.2	<u>Gelo marinho Antártico, temperatura global da superfície atmosférica e oceânica e o CO<sub>2</sub></u> .....	64
4.2.3	<u>Gelo marinho Antártico, ENOS e MAS</u> .....	66
4.2.4	<u>Gelo marinho Antártico e a IST</u> .....	69
5	<b>VARIABILIDADE DE GELO MARINHO NO ÁRTICO</b> .....	72
5.1	<b>Resultados</b> .....	72
5.1.1	<u>Variação de gelo marinho para o período de 1979-2007</u> .....	72
5.1.2	<u>Correlação entre a variabilidade do gelo marinho e forçantes/parâmetros/índices climáticos</u> .....	74
5.1.3	<u>Análise de agrupamento dos parâmetros</u> .....	83
5.1.4	<u>Análise das ciclicidades na variabilidade do gelo marinho</u> .....	85
5.2	<b>Discussão</b> .....	88
5.2.1	<u>Gelo marinho no Ártico, temperatura global da superfície atmosférica e oceânica e o CO<sub>2</sub></u> .....	88

5.2.2	<u>Gelo marinho no Ártico, ENOS, OA e OAN</u> .....	89
5.2.3	<u>Gelo marinho no Ártico e a IST</u> .....	92
6	<b>CONCLUSÕES</b> .....	94
	<b>REFERÊNCIAS</b> .....	99
	<b>APÊNDICE 1 - Séries Temporais de Extensão Mínima Anual de Gelo Marinho</b>	
	Antártico.....	107
	<b>APÊNDICE 2 - Séries Temporais de Extensão Média Anual de Gelo Marinho</b>	
	Antártico.....	109
	<b>APÊNDICE 3 - Séries Temporais de Extensão Máxima Anual de Gelo Marinho</b>	
	Antártico.....	111
	<b>APÊNDICE 4 - Séries temporais de Extensão Mínima Anual de Gelo Marinho</b>	
	Ártico.....	113
	<b>APÊNDICE 5 - Séries temporais de Extensão Média Anual de Gelo Marinho</b>	
	Ártico.....	115
	<b>APÊNDICE 6 - Séries temporais de Extensão Máxima Anual de Gelo Marinho</b>	
	Ártico.....	117

## INTRODUÇÃO

### Mudanças climáticas nas regiões polares e a relevância do gelo marinho como componente do sistema global.

Segundo o Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (Intergovernmental Panel on Climate Change – IPCC) 11 dos 12 anos entre 1995 e 2006 estiveram entre os mais quentes desde 1850. A tendência linear da temperatura globalmente calculada encontrada para o período de 1956-2005 revela um aquecimento de  $0,1-0,16$  °C/década, sendo o aumento da temperatura maior nas altas latitudes Norte do que em outras partes do globo (IPCC report, 2007). Segundo Hansen et al. (2006), o aquecimento global tem assumido um padrão espacial esperado, com maior aquecimento nas altas latitudes, figura 1.

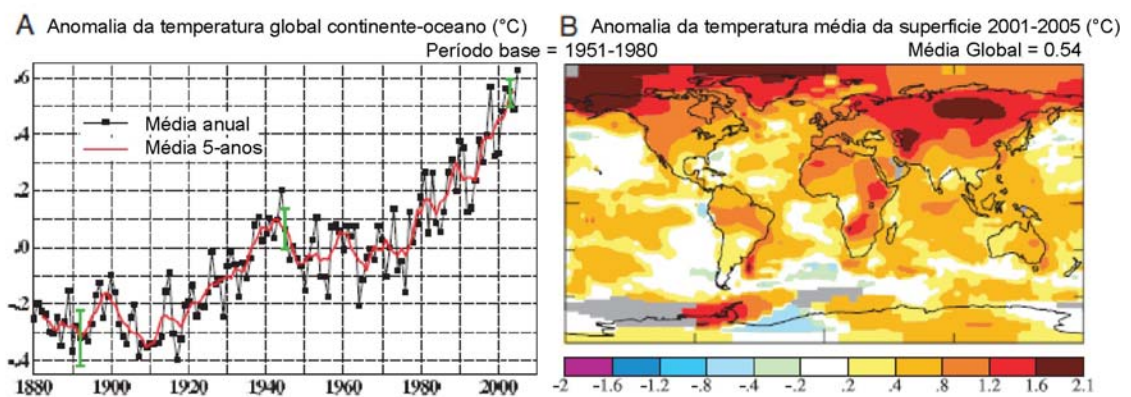


Figura 1 - Anomalias da temperatura da superfície relativas a 1951-1980 medidas através de estações meteorológicas, navios e satélites. (A) Anomalia global anual média. (B) Distribuição espacial das Anomalias de temperatura da superfície para o período de 2001-2005 (fonte: Hansen et al., 2006).

Nos últimos anos as causas do aquecimento global moderno têm sido discutidas sobre duas visões. A primeira considera o aquecimento global observado como um fenômeno natural e exclui as influências antrópicas, principalmente quanto à emissão do  $\text{CO}_2$ . Este ponto de vista se baseia na teoria da influência solar sobre o clima e no fato de que as concentrações de  $\text{CO}_2$  até então ainda não tinham ultrapassado as observadas nos últimos 400.000 anos, justificando a forte correlação entre o  $\text{CO}_2$  e as temperaturas encontradas no testemunho de gelo em Vostok (Petit et al., 1999), como uma relação em que o aumento inicial de temperatura eleva as concentrações do  $\text{CO}_2$  através da diminuição da solubilidade dos oceanos. Já o segundo ponto de vista aponta o efeito estufa causado pelo aumento nas

Concentrações do CO<sub>2</sub> e outros gases estufas, produzidos pela atividade humana, como principais responsáveis pelo moderno aquecimento global.

O aquecimento global observado no Século XX correu em dois períodos, o primeiro no começo do século entre aproximadamente 1900 até 1940, e o outro aproximadamente a partir do final dos anos 60 até o final do século, permanecendo até os tempos atuais. Meehl et al., (2002) apontam que o aquecimento durante o começo do século XX ocorreu em resposta à combinação entre a forçante Solar e a ação antropogênica devido aos gases estufas, enquanto que o segundo período de aquecimento observado responde principalmente ao aumento dos gases estufa. Em acordo com Meehl et al. (2002), Mendoza (2004) demonstrou que variações na irradiância Solar total apresentaram um papel considerável nas variações da temperatura atmosférica Terrestre na era pré-industrial. Porém a influência da atividade Solar sobre as mudanças de temperatura parece ter diminuído consideravelmente durante o século XX. Segundo Solanki e Krivova (2003) a influência solar sobre a temperatura global a partir de 1970 correspondeu com menos de 30% do aumento da temperatura observada. A partir de 2007, baseado nos registros em testemunhos de gelo (Petit et al., 1999) e em observações realizadas no observatório de Mauna Loa, as concentrações de CO<sub>2</sub> ultrapassaram as observadas para os últimos 420.000 anos, sugerindo que o aumento do CO<sub>2</sub> observado seja efeito da atividade antrópica. O grupo de trabalho I do IPCC, em seu 4º relatório, responsabiliza o aumento das concentrações dos gases responsáveis pelo efeito estufa, provenientes de atividades antrópicas, pela maior parte do aumento observado na temperatura globalmente calculada desde a metade do século XX (IPCC report, 2007).

No Ártico, as temperaturas médias aumentaram quase o dobro da taxa média global nos últimos 100 anos. Evidências de que o planeta está aquecendo podem ser observadas tanto nos oceanos quanto nos continentes e incluem a diminuição da cobertura de neve e da Extensão de Gelo Marinho (EGM) no Hemisfério Norte, diminuição da espessura do gelo marinho, redução das estações de congelamento de rios e lagos, derretimento de geleiras, diminuição da extensão do permafrost, o aumento da temperatura dos solos e o aumento do nível do mar (IPCC report, 2007).

Comiso (2003) revelou através de informações extraídas pelo sensor orbital Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) que as temperaturas no Ártico foram mais quentes no período de 1992-2003 do que no período de 1981-1992, com exceção apenas de algumas partes da Rússia (figura 2). Mais especificamente, considerando o período de 1981-2003, as tendências encontradas foram  $0,50 \pm 0,22^{\circ}\text{C}/\text{década}$  na Eurásia,  $1,06 \pm 0,22^{\circ}\text{C}/\text{década}$  na América do Norte e sobre o gelo marinho um aquecimento de  $0,33 \pm 0,16$

°C/década. A Groelândia apresentou uma tendência não estatisticamente significativa de  $-0.9 \pm 0.25^{\circ}\text{C}/\text{década}$ , principalmente devido às altas elevações (Comiso, 2003). Estas constatações condizem com as evidências reportadas pelos relatórios do IPCC sobre o aquecimento no Ártico.

Diferença de Temperatura entre o período de agosto 1981 - julho 1992 e agosto 1992 - julho 2003 (°C)

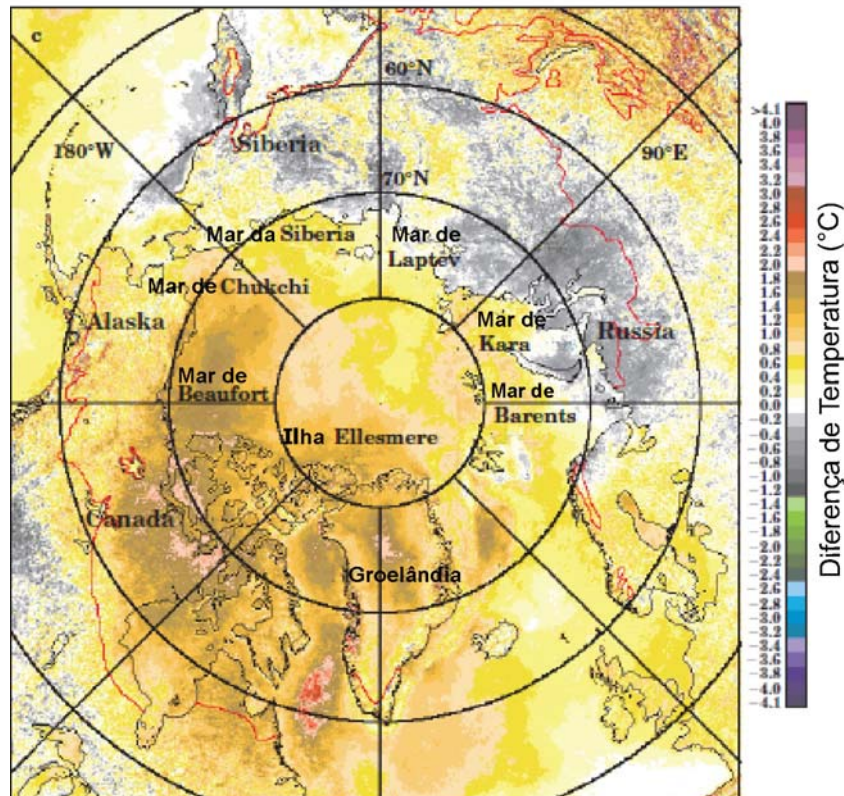


Figura 2 - Aquecimento no hemisfério Norte observado a partir de dados de infravermelho coletados através do sensor orbital Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR); (Fonte: Comiso 2003).

Atualmente no Hemisfério Sul, tem sido observado um rápido aquecimento do Oceano Sul (Gille, 2002). Particularmente em torno da Península Antártica, o mesmo tem sido registrado para a temperatura atmosférica, onde um aumento de  $+0,56^{\circ}\text{C}/\text{década}$  vem sendo observado ao longo dos últimos 50 anos (Turner et al., 2005), e tem sido apontado como principal causa do colapso das plataformas de gelo Larsen A e Larsen B (ROTT et al., 1996; RACK e ROTT, 2004; RIEDL et al., 2004), Figura 3.

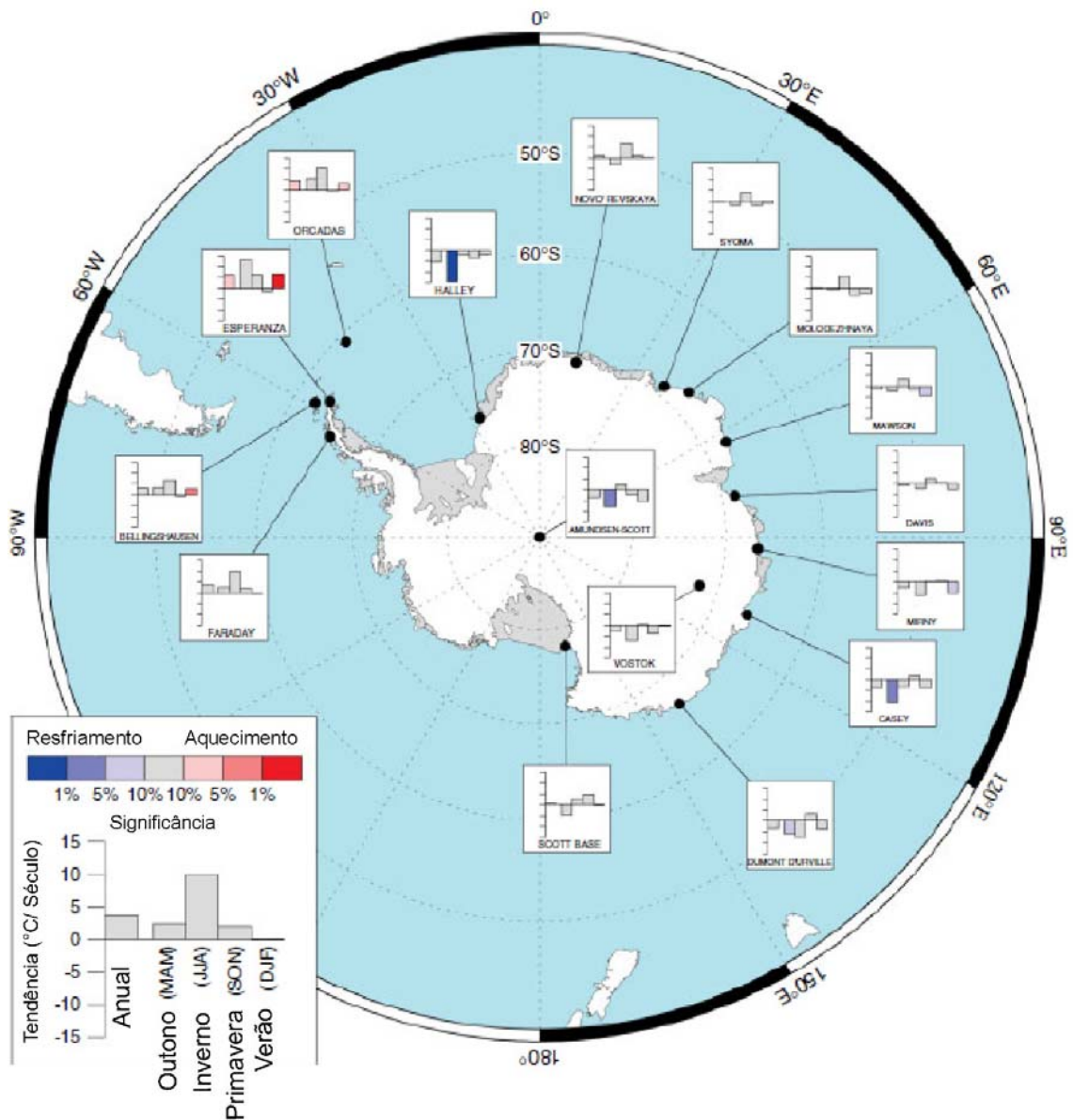


Figura 3 - Tendências para a temperatura atmosférica medida em diversas estações meteorológicas Antárticas no período de 1971-2000; (Fonte: Turner et al., 2005).

Apesar deste rápido aquecimento da Península Antártica ser normalmente atribuído ao moderno aquecimento global (Alley et al., 2003), outras regiões da Antártica não apresentam aumento da temperatura (Turner et al., 2005), indicando que alguns aspectos do clima parecem não ter mudado ou que há insuficiência de dados impossibilitando a determinação de mudanças. Por exemplo, a extensão do gelo marinho na Antártica apresenta variabilidade inter-anual e mudanças localizadas, mas nenhuma tendência média multi-decadal significativa, consistente com a falta do aumento da temperatura atmosférica média no continente (IPCC report 2007).

Atualmente grande atenção tem sido voltada ao estado da criosfera. A importância climática da criosfera fica evidente a partir de estudos usando modelos de circulação geral do

clima que geralmente mostram um aquecimento maior nas regiões polares do que nas regiões tropicais para um cenário futuro de aquecimento global, o que torna a criosfera um sensível indicador das mudanças climáticas (IPCC report 2007).

Neste contexto o gelo marinho é um importante e dinâmico elemento da criosfera, sendo considerado um indicador de mudanças climáticas e do aquecimento global. O sistema de retroalimentação climática gelo-albedo-oceano amplifica a resposta do gelo marinho a mudanças de temperatura. Um aumento inicial da temperatura leva ao derretimento superficial e redução na cobertura de gelo, diminuindo a fração de luz refletida por o espaço, o que aumenta o fluxo de energia solar que alcança os oceanos, aquecendo-o e resultando em uma diminuição ainda maior do gelo marinho (COMISO e PARKINSON, 2004), Figura 4.

A relevância do gelo marinho para o sistema global vai além de sua capacidade como indicador de mudanças climáticas. O gelo marinho tem papel fundamental para a circulação termohalina global, que constitui um dos principais mecanismos no transporte oceânico de calor (Rintoul e Church, 2002). Durante o processo de formação do gelo marinho grande quantidades de sais são expelidas para o oceano. A produção das águas mais densas do planeta, as quais contribuem para manutenção da circulação termohalina global, ocorrem preferencialmente em regiões onde as águas não apenas estão congeladas pelo contato com a atmosfera, mas também ocorre o aumento de salinidade devido ao processo de rejeição de sais durante a formação do gelo marinho. (GILL, 1973; FAHRBACH et al., 1995).



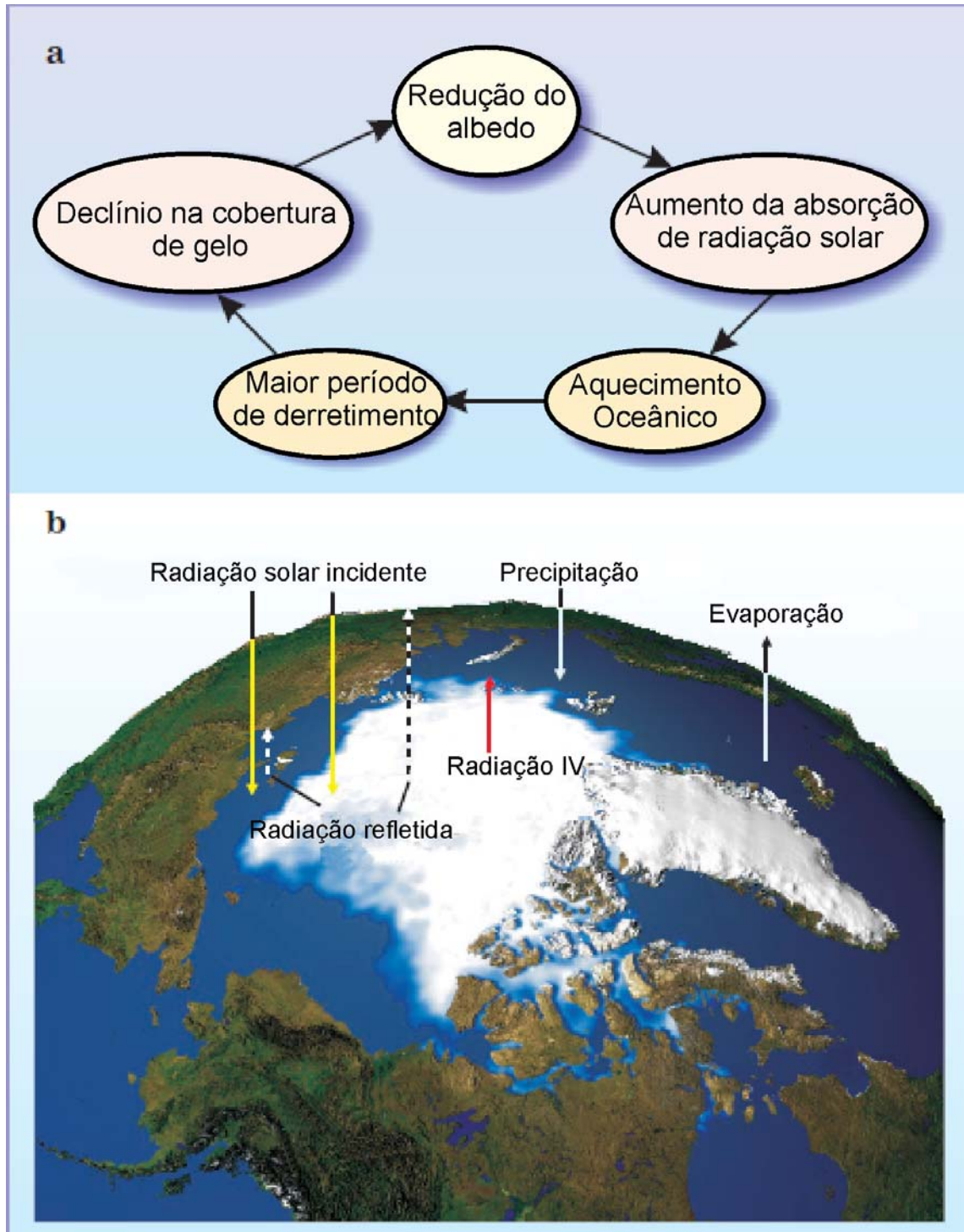


Figura 4 - (a) Representação esquemática do sistema de retroalimentação climática gelo-albedo-oceano. (b) alguns fluxos chave que afetam os sistemas polares e que são influenciados pelo sistema de retroalimentação gelo-albedo-oceano; (Fonte: Comiso e Parkinson, 2004).

O gelo marinho se estende por uma vasta área dos oceanos circumpolares, alcançando em alguns períodos  $30 \times 10^6 \text{ km}^2$  da superfície Terrestre (Gloersen et al., 1993). No Oceano Sul a cobertura de gelo marinho varia de  $\sim 3,9 \times 10^6 \text{ km}^2$  no verão e  $\sim 17,1 \times 10^6 \text{ km}^2$  no inverno (Zwally et al., 2002), enquanto que no Hemisfério Norte cobre cerca de  $5-7 \times 10^6 \text{ km}^2$



no verão e  $\sim 15 \times 10^6 \text{ km}^2$  no Inverno (Parkinson e Cavalieri, 2008). Esta extensa camada de gelo sobre os oceanos atua como barreira física, modulando as trocas de gases entre a atmosfera e o oceano, podendo afetar os níveis atmosféricos de gases estufa e ainda atua no balanço energético refletindo boa parte da radiação de ondas curtas para o espaço, limitando o aquecimento do oceano (BRADT et al., 2005; PIRAZZINI et al., 2006).

Blank (2009), ainda aponta o possível efeito das variações sazonais e interanuais na distribuição do gelo marinho sobre o clima da América do Sul, através de mecanismos ainda desconhecidos, sugerindo o uso da concentração de gelo marinho para aplicações de previsão e monitoramento do tempo.

Assim como o gelo marinho tem um papel fundamental no sistema climático global, também é um elemento importante para a manutenção dos ecossistemas polares. Sua variabilidade interanual é um fator chave para o ecossistema marinho Antártico, determinando quando e onde um aumento significativo de fitoplâncton poderá ocorrer (Smith et al., 2008). O gelo marinho pode fornecer uma entrada significativa de Fe para as águas superficiais antárticas durante a primavera (Lannuzel et al., 2006), sendo o Fe um elemento fundamental para o aumento da biomassa fitoplanctônica (MARTIN, 1990).

No Oceano Sul a densidade do Krill Antártico, base da cadeia alimentar está positivamente correlacionada com a concentração de clorofila-a e com a extensão de gelo marinho durante o inverno (Loeb et al., 1997). A superfície de gelo marinho e sua matrix interna, constituída pelo sistema de canais de extrusão de brine servem como habitat para comunidades de microorganismos, incluindo algas e bactérias, que servem como fonte de alimentos para o Krill, principalmente durante o inverno, quando o suprimento de alimento na coluna d'água é baixo (BRIERLEY e THOMAS, 2002).

Desta forma o gelo marinho regula o ecossistema e as mudanças de temperatura, umidade e salinidade nos oceanos polares, sendo parte integral do sistema ambiental global e um dos principais controladores da circulação oceânica e atmosférica globais. Isto faz com que, possivelmente, as regiões polares sejam áreas que modulem ou tamponem as mudanças climáticas do planeta.

Atualmente, um grande desafio mundial são as questões relacionadas as mudanças climáticas globais. Estas questões partem do pressuposto que a Terra funciona como um sistema único complexo, em que as mudanças climáticas, de fauna, flora e recursos naturais só podem ser explicadas em uma escala global e de forma interdisciplinar (IPCC report, 2007).

Neste contexto a variabilidade do gelo marinho entra como um importante fenômeno geográfico, ainda incompreendido completamente, capaz de influenciar as correntes marinhas, ciclos biogeoquímicos, a produtividade primária dos oceanos polares e possivelmente a temperatura de diferentes regiões do globo, sendo um indicador de mudanças climáticas e fazendo parte do sistema global. Estes processos que envolvem ou dependem do gelo marinho podem ser alterados caso haja uma mudança significativa na cobertura do mesmo. Desta forma torna-se importante compreender as relações entre o gelo marinho Antártico e Ártico e as recentes mudanças climáticas.

## **A Geomática no estudo do gelo marinho**

### **Geomática, Geoprocessamento e Sistema de Informação Geográfica.**

O ramo do conhecimento contemporâneo, denominado Geomática surgiu da necessidade de associar as ciências formais às tecnologias disponíveis, principalmente representadas pela informática, com o intuito de instrumentar o homem a analisar, compreender e gerenciar o espaço geográfico em que vive. A Geomática é a ciência e tecnologia que trabalha com informações derivadas e referenciadas ao meio geográfico, procura harmonizar e metodizar procedimentos de coleta, análise dos dados, distribuição e uso destas informações que apresentam foco espacial (AZEVEDO, 2009).

Até meados dos anos 1950, os documentos, cartas e mapas eram elaborados apenas na forma analógica, impossibilitando análises mais precisas e detalhadas resultantes da extração da informação de diferentes mapas e dados. Já a partir dos anos de 1970, com a evolução da tecnologia da informática e do sensoriamento remoto, tornou-se possível obter, armazenar e representar informações geográficas em ambiente computacional, abrindo espaço para o surgimento da Geomática (ROSA, 2009).

Segundo o Ministério da Educação Brasileira (2009), a geomática pode ser definida como: *“um campo de atividade que, usando uma Abordagem Sistemática, integra todos os meios utilizados para a aquisição e gerenciamento de dados espaciais necessários como parte de operações científicas, administrativas, legais e técnicas envolvidas no processo de produção e gerenciamento de informação espacial. Trata-se, portanto, da área tecnológica que visa à aquisição, o armazenamento, a análise, a disseminação e o gerenciamento de dados espaciais”*. Já o conceito internacional, promovido pelo Departamento de geografia da

Universidade de Brandon, no Canadá, é mais simplificado e considera a geomática como a ciência e tecnologia de obter, analisar, interpretar, distribuir e usar a informação geográfica.

Dentro das etapas que envolvem o campo da geomática, podemos destacar as seguintes geotecnologias: O sensoriamento remoto, o aerolevanteamento e o GPS como ferramentas para coleta de dados; Os sistemas de informação geográfica (SIG), softwares de processamento digital de imagem (PDI) e sistemas gerenciadores de banco de dados espaciais (SGBDE) servindo como ferramentas para análise e geração da informação; e o uso da internet associada aos SGBDE como forma de distribuição de dados espaciais e informação.

A informática tem um importante papel ao longo de todo método proposto pela geomática, sendo responsável pelas técnicas de automação e permeação dos procedimentos. A geomática pode ser entendida como a zona de interseção entre o Geo (referente à informação georreferenciada ou geoespacial) e a Mática (referente à informática), figura 5 (AZEVEDO, 2009).

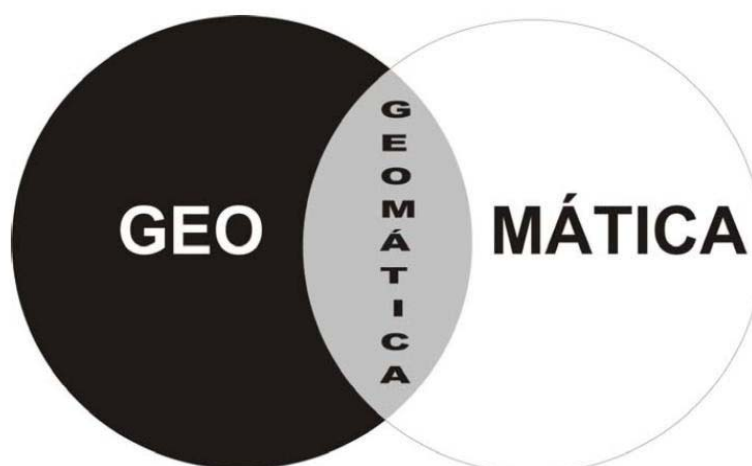


Figura 5 - A integração entre a informação georreferenciada ao ambiente geográfico ou geoespacial (GEO) e a informática (MÁTICA) possibilitando a manipulação destas informações em ambiente computacional deu origem a ciência e tecnologia denominada GEOMÁTICA (Fonte: Azevedo, 2009).

O termo geoprocessamento é muitas vezes confundido com a própria geomática, porém não é tão abrangente. Segundo Câmara et, al. (2001), o termo Geoprocessamento denota a disciplina do conhecimento que utiliza técnicas matemáticas e computacionais para o tratamento da informação geográfica. Dessa forma seu campo de atuação restringe-se às técnicas de processamento dos dados para a produção da informação. O geoprocessamento se insere ao longo do método proposto pela geomática. Faz parte da etapa de análise, não se preocupando com os mecanismos de coleta, mas com o processo de produção da informação

georreferenciada. A figura 6 representa as etapas dos processos que permeiam a geomática e as geotecnologias associadas.

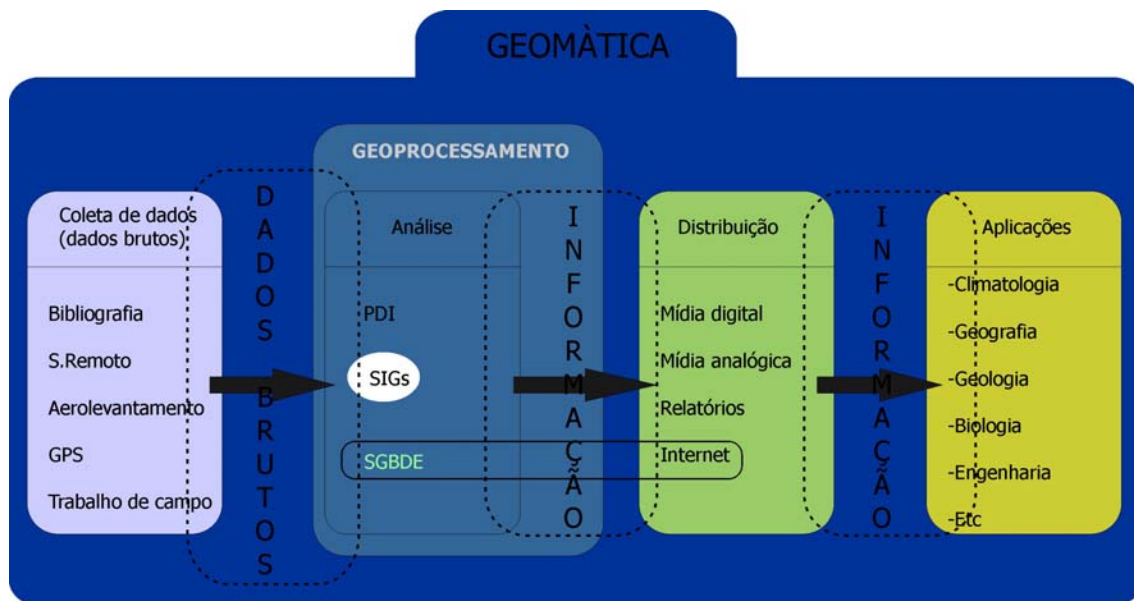


Figura 6 - Fluxograma dos processos que permeiam a geomática, destacando a localização do geoprocessamento e dos sistemas de informação geográfica, e a representação da integração entre o SGBDE e a internet como importante meio de distribuição de dados e informação (Modificado de: Azevedo, 2009).

O Geoprocessamento representa, dessa forma, um conjunto de tecnologias que permitem processar dados geográficos de naturezas diferentes, em ambiente digital (Ribeiro, 2005). Essas tecnologias são representadas principalmente pelos Sistemas de Informação Geográfica.

Segundo Câmara et, al. (2001), o geoprocessamento pode ser considerado uma ferramenta de trabalho sempre que a localização do fenômeno ou evento em questão seja importante para sua compreensão. Desta forma as capacidades de análise espacial que um SIG apresenta fazem com que esta seja a tecnologia quase sempre adotada em estudos que possuem foco espacial, (CÂMARA et, al., 2001)

As funcionalidades e aplicações dos SIGs são inúmeras e crescem ao longo do tempo, tornando desta forma difícil encontrar uma única definição para estes sistemas (Câmara et, al.,1997). Diferentes autores definem os SIGs priorizando um aspecto distinto destes sistemas. Smith et al. (1987) prioriza o aspecto do banco de dados definindo um SIG como: “Um sistema de banco de dados em que a maior parte dos dados possui indexação espacial, sobre os quais se aplica uma série de procedimentos operacionais para responder consultas sobre as entidades espaciais”; Já a abordagem “toolbox” considera um SIG como sendo um conjunto poderoso de ferramentas e algoritmos computacionais para manipular dados sobre o mundo

real, com um propósito específico (Burrough, 1986); Outras definições se baseiam nas aplicações, caracterizando o sistema segundo o tipo de dado manipulado, ou a sua utilização. Para Parente (1988) um SIG é um sistema que contém dados referenciados espacialmente que podem ser analisados e convertidos em informação para um propósito específico ou aplicação. A feição chave de um SIG é a análise de dados para produzir nova informação; E há ainda o enfoque orientado a processos que se baseia no fato de que os SIGs são um conjunto de subsistemas integrados, onde os dados espaciais passam por uma sequência de tratamentos. Esta última abordagem pode ser exemplificada pela definição de Aronoff (1989): “*são sistemas de informação construídos especialmente para armazenar, analisar e manipular dados geográficos*”.

Outras definições sobre SIG mais abrangentes e bem aceitas pela comunidade acadêmica no campo da geomática são expostas a seguir:

Novo e Leste (1996): “*É um sistema computacional que permite o gerenciamento de dados espaciais. A palavra “geográfica” significa que os dados armazenados no sistema encontram-se referenciados a um sistema de coordenadas geográficas (latitude e longitude). A palavra sistema implica que um dado SIG comporta um conjunto de componentes que permite não apenas armazenar dados, mas, sobretudo, manipular espacialmente tais dados de modo a produzir informações relevantes*”.

Ribeiro (2005): “*SIGs são sistemas computacionais desenvolvidos com o propósito de processamento digital da informação geográfica, considerando seus aspectos geométricos, topológicos e temporais. É composto por ferramentas de software desenvolvidas para potencializar a aquisição de dados geográficos, pesquisa e análise espacial de fenômenos e fatos geográficos, além de gerar mapas, cartas, plantas digitais, ou relatórios diversos, alcançando a integração de informações geográficas em vários níveis temáticos*”.

Apesar de pensarmos em um SIG como um único software, ele é tipicamente construído de diferentes componentes (EASTMAN, 2006):

(1) Sistema de exibição cartográfica (Mapas): O sistema de exibição cartográfica permite selecionar elementos do banco de dados e produzir como saída mapas. Softwares que são capazes de acessar e exibir elementos cartográficos do banco de dados são chamados de visualizadores ou Atlas Eletrônicos.

(2) Sistema digitalizador de mapas: Podem-se usar mapas de papel e converter para a forma digital, dessa maneira ampliando o banco de dados. Os softwares digitalizadores permitem a utilização de mesa digitalizadora e scanners, assim como editar e digitalizar feições. Um exemplo de sistema digitalizador com capacidade para cartografia é o Computer Assisted Design (CAD).

(3) Sistema gerenciador de banco de dados: Tradicionalmente este termo se refere a um tipo de software que é usado para entrada, manipulação e análise de dados alfanuméricos. Um SIG tipicamente incorpora não apenas um SGBD tradicional, mas também uma variedade de utilidades de gerenciamento de componentes alfanuméricas e espaciais de dados geográficos. Software, que fornecem exibição cartográfica, digitalização de mapas, e consulta a banco de dados são chamados de gerenciadores automatizados de mapas.

(4) Sistema de análise espacial: Com um sistema de análise espacial, nós estendemos as capacidades de consulta em um banco de dados, para incluir a capacidade de analisar dados baseados em sua localização. Em fato é a capacidade de comparar diferentes feições baseado em sua ocorrência geográfica que é a marca de um SIG.

Em adição a estes elementos essenciais de um SIG, alguns softwares também incluem a capacidade de analisar imagens de sensoriamento remoto e fornecem ferramentas de estatística especializada, e de suporte a decisão. Dessa forma, outros sistemas podem ser implementados em um SIG:

(5) Sistema de análise estatística.

(6) Sistema de processamento digital de imagens.

(7) Sistema de suporte a decisão (modelagem e simulação).

De certa forma pode-se considerar um SIG completo aquele que apresente todos estes subsistemas de forma integrada (Eastman, 2006), figura 7.

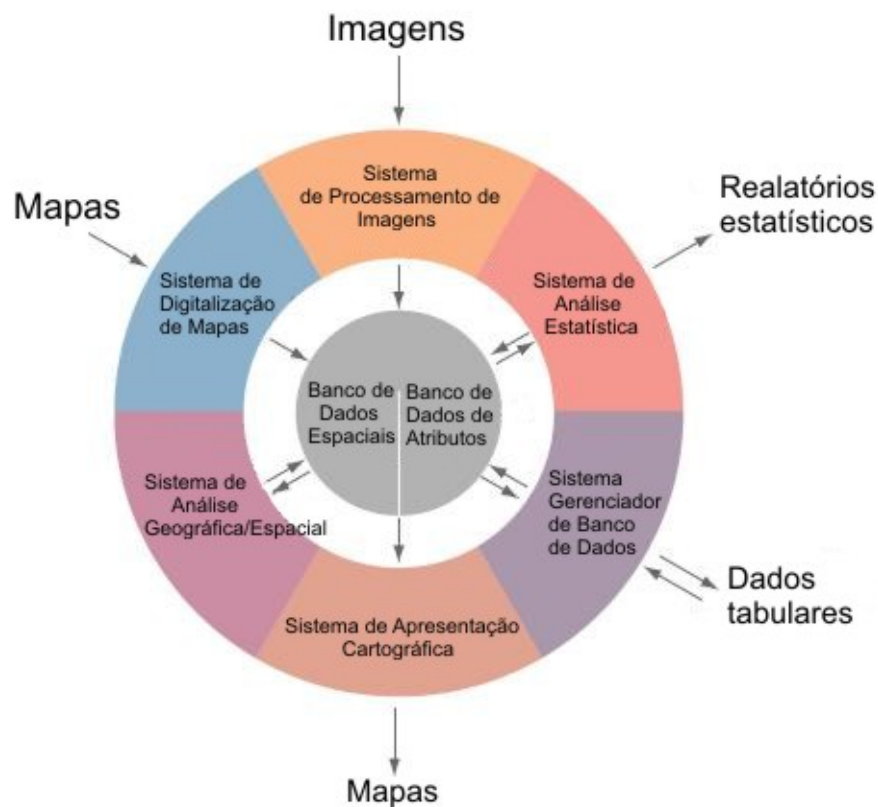


Figura 7 - Componentes geralmente encontrados em um Sistema de informação geográfica e como interagem entre si.

Os SIGs dessa forma permitem integrar e manipular dados provenientes de diversas fontes, principalmente imagens de satélites, fornecendo ferramentas que permitem a extração da informação necessária para compreender fenômenos que possuem dinâmica espacial.

### **Uso do Geoprocessamento e do Sensoriamento Remoto passivo na faixa das microondas no estudo da Extensão do Gelo Marinho.**

Durante a era pré-satélite, as informações registradas sobre o gelo marinho se referiam principalmente a sua extensão, sendo reportada por navios expedicionários e baleeiros (Parkinson, 1990). Atualmente as informações sobre a localização da borda de gelo e do local de captura de baleias são usadas para estender os registros históricos sobre a extensão do gelo marinho (Parkinson, 1990; De La Mare, 1997). Os registros da localização de baleias são usados como proxy (indicador indireto) se baseando principalmente no fato destas tenderem a se localizar próximas a borda do gelo para se alimentar (De La Mare, 1997). Outros trabalhos “in situ” são realizados com o mesmo objetivo de coletar informações históricas sobre o gelo marinho. Registros paleoambientais podem ser extraídos de testemunhos de sedimento

retirados do fundo dos oceanos, recuperando informações de milhões de anos sobre a extensão de gelo marinho (Sarnthein et al., 2003; Leventer et al., 2007; Justwan and Koç, 2008). Outras medições usando proxies de alta resolução derivados de testemunho de gelo, extraído do manto de gelo Antártico, permitem recuperar a variabilidade anual durante décadas, baseando-se na produção do ácido metanossulfônico, derivado da oxidação do sulfeto de dimetila originário da atividade biológica fitoplanctônica, e sua correlação com o gelo marinho (CURRAN et al., 2003).

Apesar de importante, as medições *in situ* e o uso de proxies sobre o gelo marinho fornecem limitada cobertura espacial e/ou temporal, considerando-se a vasta área de cobertura do gelo e sua variabilidade. Nos últimos 30 anos, satélites de órbita polar revolucionaram o estudo do gelo marinho fornecendo uma visão ampla dos oceanos congelados (LUBIN e MANSSOM, 2006).

Os primeiros satélites meteorológicos operavam nas faixas do visível ao infravermelho termal do espectro eletromagnético, o que os tornava limitados para observação dos ambientes polares devido à escuridão durante o inverno e a grande cobertura de nuvens, principalmente no verão (Lubin e Manssom, 2006). Apenas com o surgimento dos sistemas radiômetros de microondas que a escuridão e as nuvens puderam ser penetradas permitindo a visão global da distribuição do gelo marinho.

As principais classes de sensores remotos aplicados no estudo dos oceanos polares são: Microondas-passivo; Microondas-ativo (radar de abertura sintética e altimetria por radar); e visível ao infravermelho termal. Destes, os sensores de microondas passivo e ativo se destacam pela sua capacidade de penetrar a escuridão e a cobertura de nuvens (Jensen, 2009). Os sensores ativos que operam na faixa das microondas possuem maior resolução espacial quando comparados com os sensores passivos de microondas. Isto faz com que estes sejam usados para a classificação dos diferentes tipos de gelo marinho, porém impossibilita a comparação de medições realizadas em diferentes regiões, já que cobrem uma área limitada do oceano (Worby e Comiso, 2004). Os sensores passivos de microondas apesar de não permitirem a classificação do tipo de gelo, fornecem cobertura global diária do gelo marinho, possibilitando o estudo de sua variabilidade global (MANSSOM e LUBIN, 2006).

O satélite meteorológico Nimbus-5, lançado em 1972, foi o primeiro de uma série de satélites a coletar informações acerca da variabilidade global da cobertura do gelo marinho usando sensores passivos que operavam na faixa das microondas. Nimbus-5 portava o sensor Electrically Scanning Microwave Radiometer (ESMR) que media a radiação polarizada horizontalmente na frequência de 19.35 GHz, e com uma cena de 1.400 km em uma resolução



espacial de ~30km. Informações mais apuradas passaram a ser disponíveis com o lançamento do primeiro instrumento multicanal, o sensor Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR), a bordo do satélite Nimbus-7 em 1978. Em operação até 1987, o sensor SMMR forneceu informação sobre a temperatura de brilho tanto com polarização horizontal (H) e vertical (V) em 5 frequências, 6,6, 10,7, 18, 21, e 37 GHz, com os dados de 21GHz sendo usado para correção atmosférica. Esta seqüência continuou com o advento do U.S. Defense Meteorological Satellite Program (DMSP) (1987-presente), portando o sensor Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) operando nas frequências de 19,35, 37, e 85.5 GHz (polarização V e H) e 22,235 GHz (polarização V). Esta importante série temporal é atualmente complementada com o sensor Advanced Microwave Scanning Radiometer-Earth Observing System (AMSR-E) a bordo do satélite Aqua lançado em 2002. Este último sensor possui uma melhora na resolução espacial, 12,5 km de resolução, enquanto os sensores SMMR e SSM/I possuem resolução de 25 km. Apesar da série de dados ter começado em 1972 com o sensor ESMR, estes não podem ser diretamente comparados com os dados provenientes do SSMR e SSM/I, dessa forma de maneira prática a série começa no final de 1978 (Gloersen et al., 1993). A intercalibração entre estes diferentes sensores torna possível a integração dos dados e uma detalhada análise temporal da distribuição do gelo marinho.

Considerando os dados obtidos através do sensoriamento remoto passivo na faixa das microondas, a extensão de gelo marinho representa a região onde se encontra concentração de gelo maior que um limiar pré-definido. Este limiar é geralmente de 15% (Cavalieri et al. 1991) e é utilizado com intuito de eliminar valores de concentração de gelo não reais causados pela influência da zona de transição entre o gelo e o oceano aberto (Worby e Comiso, 2004). A extensão de gelo marinho é obtida multiplicando a área por pixel pelo número de pixels com extensão maior que o limiar de 15%. Dessa maneira o termo extensão define uma região como “coberta de gelo” ou “não coberta de gelo”. A extensão de gelo marinho pode ser obtida das imagens de concentração de gelo marinho através do processo de reclassificação, classificando os pixels que apresentam concentração maior que 15% como região “coberta de gelo” e os pixels com concentração menor que 15% como região “não coberta de gelo”.

Uma das metodologias mais usadas para se extrair a concentração de gelo marinho é o uso do algoritmo conhecido como NASA Team Sea Ice Algorithm (Swift e Cavalieri, 1985; Comiso et al., 1997). Este algoritmo utiliza 3 canais do SSM/I (e do SMMR) para calcular a concentração de gelo marinho (Gloersen et al., 1993; Méier et al., 2001). Os canais utilizados são 19.4-GHz polarizado horizontalmente (H) e verticalmente (V) e o canal de 37.0-GHz polarizado Verticalmente (V). Este algoritmo permite o uso dos dados do sensor SSM/I em

conjunto com os do sensor SMMR (Nimbus-7) já que funcionalmente os algoritmos usados para o tratamento dos dados derivados de ambos os sensores são semelhantes (Cavalieri et al., 1984). Os três canais são usados para calcular 2 variáveis independentes usadas pelo algoritmo. A razão de polarização (RP) e a razão espectral (RE) definidas por:

$$RP = [TB(19V)-TB(19H)]/[TB(19V)+TB(19H)] \quad (1)$$

$$RE = [TB(37V)-TB(19V)]/[TB(37V)+TB(19V)] \quad (2)$$

Onde TB é a temperatura de brilho observada na frequência e polarização indicada. O algoritmo se baseia na equação de transferência radiativa, nas características de emissão contrastantes entre o gelo e o mar, e assume que a temperatura de brilho observada pode ser linearmente relacionada a temperatura de brilho do oceano aberto, do gelo de primeiro ano e do gelo plurianual (GLOERSEN et al., 1993).

Uma alternativa ao método de se extrair informações acerca da extensão de gelo marinho através da concentração de gelo é apresentada por Martin e Drucker (1997). Estes autores mostraram que a localização da borda de gelo marinho pode ser identificada através do processo de transformação de imagens usando a razão de polarização (RP) em 19 GHz:

$$RP = TB(19V)-TB(19H)/TB(19V)+TB(19H) \quad (3)$$

Esta abordagem alternativa é útil ao tratar imagens adquiridas durante o verão, onde a acurácia dos métodos de obter a concentração de gelo marinho diminuem devido ao derretimento superficial do gelo (Steffen e Schweiger, 1991). O gelo durante o verão muitas vezes está parcialmente coberto por água líquida e nuvens, fazendo com que o uso do canal 37 GHz, sensível ao vapor de água, não seja aconselhado (Cavalieri et al., 1984). A RP é sensível ao contraste entre o gelo marinho e o oceano aberto, podendo fornecer maior acurácia na obtenção da localização da borda de gelo (Holt e Martin, 2001). Estes autores definiram um limiar para a localização da borda de gelo marinho de  $RP=0.16$ , considerando gelo marinho valores  $<0,16$ , e oceano aberto valores  $>0,16$ . A desvantagem desta abordagem é a resolução espacial de 50 km do canal de 19 GHz.

As vantagens e desvantagens da utilização de sensores passivos de microondas como forma de obtenção de informação sobre o gelo marinho estão resumidas a seguir (LUBIN e MANSOM, 2006):

**Vantagens:**

- (1) Habilidade de penetrar nuvens e imagear durante períodos de escuridão;
- (2) Excelente aquisição diária da cobertura global de gelo marinho;
- (3) Calibração estável do instrumento;
- (4) Série temporal consistente com dados a partir de 1978.

**Desvantagens:**

(1) Impossibilidade de identificar feições morfológicas individuais como Leads (canais navegáveis através do gelo flutuante) e polyneas (Área de água aberta no meio do gelo marinho) e diferentes tipos de gelo, devido à baixa resolução espacial.

(2) Efeito de contaminação nas regiões da costa do continente, onde pixels contendo gelo marinho sofrem influência da região continente/manto de gelo.

Diversos estudos foram publicados comparando os sensores passivos de microondas com outros sensores objetivando validar o uso destes para obtenção de registros acerca da extensão do gelo marinho. Dentre estes estudos podemos citar Worby e comiso (2004), e Meier e Stroeve (2008) que compararam imagens adquiridas pelos sensores passivos de microondas com imagens de satélites de maior resolução espacial, e demonstraram que apesar da pequena escala de detalhamento na localização da borda de gelo, os sensores passivos de microondas fornecem uma representativa localização da extensão de gelo, consistente com outros sensores, Figuras 8 e 9.

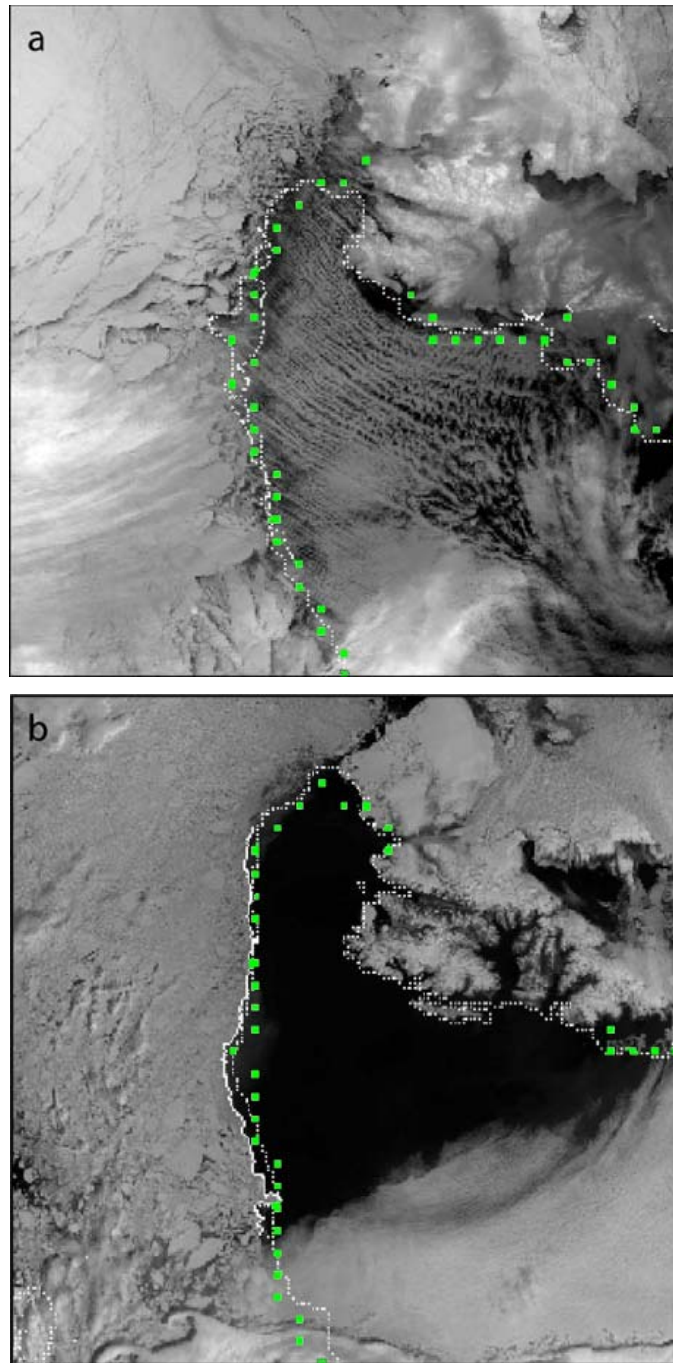


Figura 8 - Imagem do gelo marinho do Ártico registrada pelo sensor AVHRR com resolução espacial de  $2.5 \text{ km}^2$  a) Cena durante o Inverno em 28 de fevereiro de 2002 e b) Cena durante o verão (16 de junho de 2001). A borda de gelo derivada do sensor SSM/I está representada pelos esparsos pontos em verde, demonstrando uma representativa coerência com a localização da borda de gelo observada nas imagens (fonte: Meier e Stroeve, 2008)

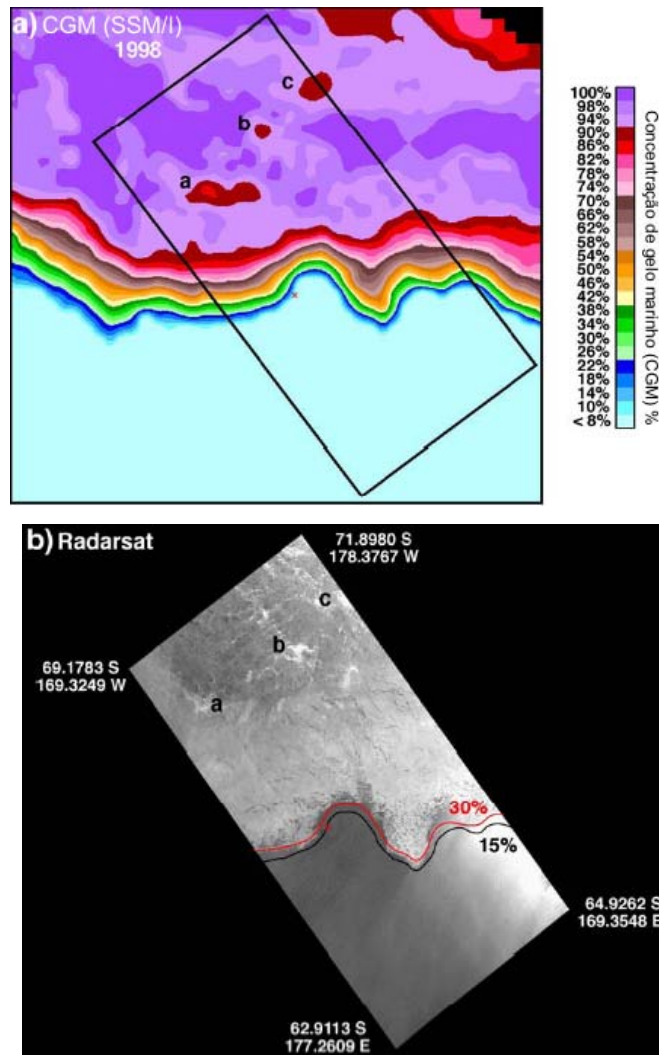


Figura 9 - (a) Mapa de concentração de gelo marinho Antártico derivado de imagem obtida pelo sensor SSM/I em 6 de maio de 1998; (b) Imagem RADARSAT (resolução de 28 metros) obtida em 6 de maio de 1998 representando a mesma área de cobertura de (a). Os contornos de concentração de gelo marinho mostrados na imagem RADARSAT representam o limiar de 15% e 30% no contorno da borda de gelo marinho extraídas da imagem (a) (fonte: Worby e Comiso, 2004).

Para avaliações de longo prazo da extensão do gelo marinho, os dados dos sensores passivos de microondas são uma ferramenta valiosa. Eles fornecem a única cobertura global diária de extensão do gelo marinho em ambos os hemisférios e, assim, fornecem informações sem precedentes sobre as respostas do gelo marinho a variações climáticas (Worby e comiso, 2004).

Os dados de sensoriamento remoto obtidos em múltiplas datas podem ser usados integrados a sistema de informações geográficas para identificar o tipo de distribuição de mudanças que ocorrem na paisagem (Jensen, 2009). Os sistemas de informação geográfica permitem a realização de medições a cerca da variabilidade do gelo marinho nas regiões polares. A informação de mudanças juntamente com a informação sobre os possíveis

forçantes fornecem preciosa intuição compreensiva sobre os processos em ação (Jensen, 2009). A visualização das informações, em geral, através de mapas, faz parte do processo da análise espacial e permite buscar a existência de padrões na distribuição espacial (DRUCK et al., 2004).

Em especial esta pesquisa se insere nas Ciências da Terra, onde é comum monitorar fenômenos e fatos desta natureza, descrevê-los, analisar e compreender o seu comportamento ao longo do tempo, com suporte de tecnologias de sensoriamento remoto e de geoprocessamento.

## 1 OBJETIVO

Este trabalho tem como objetivo investigar, através de uma análise multivariada, as relações entre a variabilidade do gelo marinho e os principais forçantes/parâmetros/índices climáticos de reconhecida importância em escala global.

## 2 JUSTIFICATIVA

Desde os anos de 1970 modelos climáticos e observações satelitais nos permitem estudar a variabilidade de gelo marinho (Zwally et al., 2002; Cavalieri e Parkinson, 2008), assim como sua relação com as recentes mudanças climáticas globais (Yuan e Martinson, 2000, Zhang 2006, Liu et al., 2004). Observações satelitais entre 1979 e 2006 apresentaram um aumento na extensão total de gelo marinho Antártico e uma redução do gelo marinho total no Ártico (Cavalieri e Parkinson, 2008). Enquanto que a redução de gelo marinho total no Ártico representa bem o aquecimento do Hemisfério Norte, o aumento de gelo marinho total no hemisfério sul não condiz com as observações climáticas ao redor da Antártica, já que são observados o aquecimento atmosférico e oceânico ao redor de uma significativa parte do continente (Zhang, 2006). Apesar do aumento na cobertura total de gelo marinho, uma análise regional revela uma redução de gelo marinho no mar de Bellingshausen-Amundsen e uma tendência positiva no mar de Ross (Yuan e Martinson, 2000; Zwally et al., 2002; Cavalieri e Parkinson, 2008). Stammerjoh et al. (2008) apontaram que durante o período de 1979-2004, o gelo marinho retraiu  $31 \pm 10$  dias mais cedo e avançou  $54 \pm 9$  dias mais tarde na região da Península Antártica e no mar de Bellingshausen-Amundsen, enquanto na região oeste do mar de Ross o gelo marinho retraiu  $29 \pm 6$  dias depois e avançou  $31 \pm 6$  dias mais cedo. Tais constatações demonstram que variações no gelo marinho têm ocorrido tanto espacialmente quanto temporalmente, e salientam a importância de uma análise regionalizada.

Os dados disponíveis para o gelo marinho Antártico estão atrelados sobre uma divisão em setores de  $\sim 72^\circ$  (Setor do mar de Weddell, Setor do Oceano Índico, Setor do Pacífico Oeste, Setor do mar de Ross e Setor dos mares de Bellingshausen-Amundsen) enquanto que para o Ártico convencionou-se dividir o gelo marinho nos seguintes setores: Oceano Ártico, Mares de Okhotsk e Japão, mar de Bering, baía hudson, baía Baffin/mar do Labrador, Golfo

de santa Lawrence, mar da Groelândia, mares de Kara e Barents e arquipélago do Canadá. Se por um lado, desta subdivisão obedece a um critério geográfico bem definido, por outro lado (considerando-se suas grandes dimensões) gera uma maior incerteza quando correlacionados com parâmetros climáticos, biogeoquímicos e glacioquímicos do ambiente polar. Assim o presente estudo visa abordar as questões relacionadas à variabilidade da extensão de gelo marinho nas regiões polares através de uma resolução espacial mais fina que permita analisar as tendências na extensão de gelo marinho e identificar sua resposta marinho em relação a uma combinação de forçantes e parâmetros climáticos.



### 3 MATERIAIS E MÉTODOS

Para a realização deste estudo foram compilados dados extraídos a partir de imagens mensais de concentração de gelo marinho Antártico e Ártico (figura 10), derivados dos sensores SMMR e SSM/I instalados no satélite Nimbus-7 e na série de satélites DMSP, respectivamente. Estas imagens foram fornecidas via internet pelo National Snow and Ice Data Center ([http://nsidc.org/data/seaice\\_index/](http://nsidc.org/data/seaice_index/)).

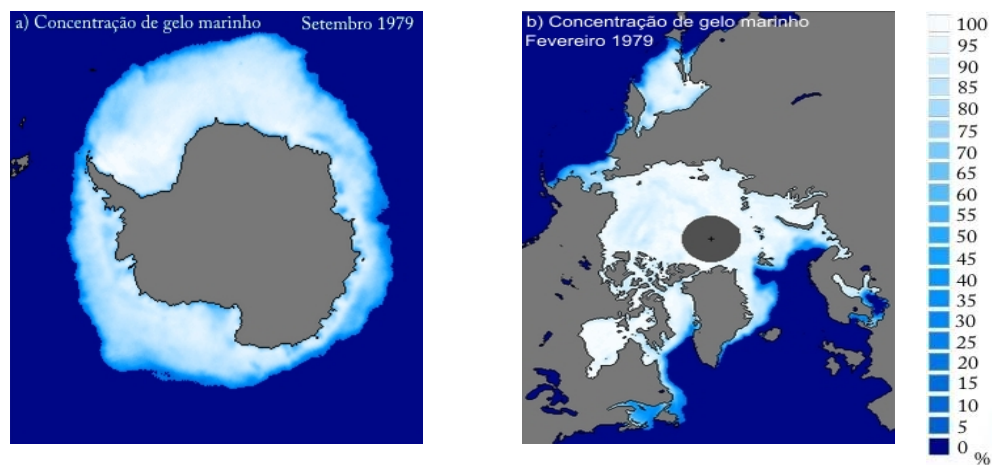


Figura 10 - Imagens mensais de concentração de gelo marinho, através das quais são extraídas as informações acerca da extensão de gelo marinho. a) concentração de gelo marinho durante o inverno Antártico b) concentração de gelo marinho durante o inverno no Ártico.

Foi analisada a resposta do gelo marinho aos forçantes/parâmetros/índices climáticos, considerando uma subdivisão do gelo marinho em setores de  $15^\circ$  (figura 11), ao invés de considerar as regiões geográficas utilizada tradicionalmente (figura 12). A base de dados gerada na forma de séries temporais, com mesma resolução temporal das imagens de gelo marinho, foi obtida através do sistema de informação geográfica “ArcGis 9.3”. Durante o processamento individual das imagens, estas foram divididas em 24 setores radiais de  $15^\circ$  cada, através da sobreposição de uma máscara, como mostra a figura 13. Isto permitiu a construção e a análise de séries temporais de máxima e mínima extensão de gelo marinho anual e de médias anuais, para cada setor. Foram extraídas as tendências lineares de extensão de gelo marinho para o período de 1979-2007 (29 anos), estimadas através do método de regressão linear. Subsequentemente, as séries temporais de mínimo, máxima e média anual foram correlacionadas, através do coeficiente de correlação de Pearson (r-Pearson), com os seguintes forçantes/parâmetros/índices climáticos: Temperatura global da superfície atmosférica (TGSA); Temperatura global da superfície Oceânica (TGSO); Concentração

atmosférica de CO<sub>2</sub> (obtido pelo laboratório de Mauna Loa/NOAA); Modo Anular do Sul (MAS); Modo Anular do Norte/Oscilação do Ártico (MAN/OA); Oscilação do Atlântico Norte (OAN); Niño 3, Niño 3+4, Niño 4; índice de oscilação Sul (IOS); Índice Multivariado de El Niño-Oscilação Sul (IME); Irradiância Solar Total (IST); Área média de depleção da camada de ozônio sobre a Antártica de 07 de setembro-13 de outubro (ADO<sub>3</sub>); e Concentração média de ozônio sobre a Antártica para o período de 21 de setembro-16 de outubro (O<sub>3</sub> min), para cada ano. Para verificar a significância estatística das correlações entre o gelo marinho e os forçantes climáticos foi empregado o teste t-Student ( $t = r\sqrt{n-2} / \sqrt{1-r^2}$ ), considerando o nível de confiança de 95%. Mapas temáticos foram gerados representando os valores encontrados para o coeficiente de Pearson entre cada setor de gelo marinho e os forçantes/parâmetros/índices climáticos. Posteriormente os valores de coeficiente de Pearson foram calculados ao longo do tempo, gerando séries temporais de valores de r-Pearson entre o gelo marinho e cada forçante/parâmetro/índice climático.

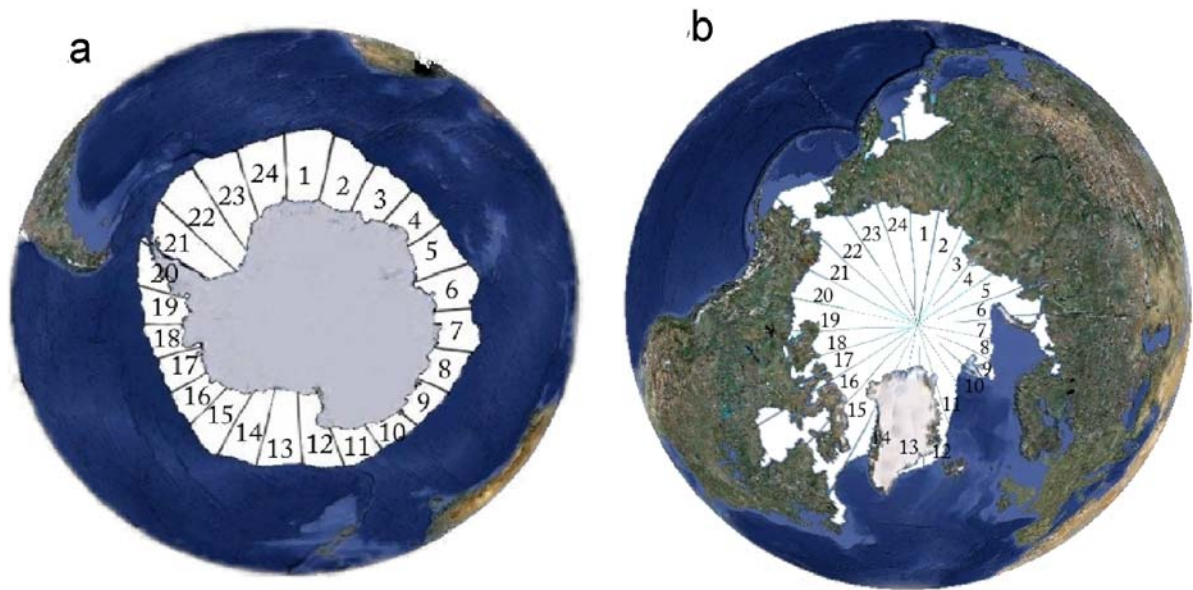


Figura 11 - Divisão dos setores de gelo marinho definidos neste trabalho (setores de 15°). (a) Divisão do gelo marinho para Antártica e (b) divisão do gelo marinho para o Ártico.

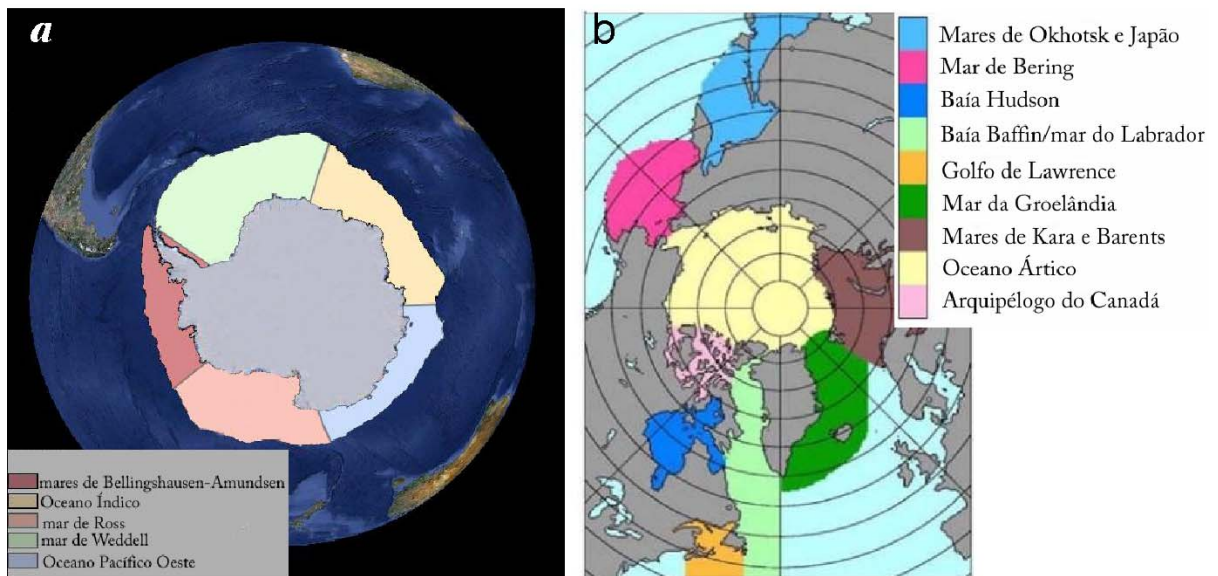


Figura 12 - Regiões geográficas consideradas tradicionalmente na análise do gelo marinho.

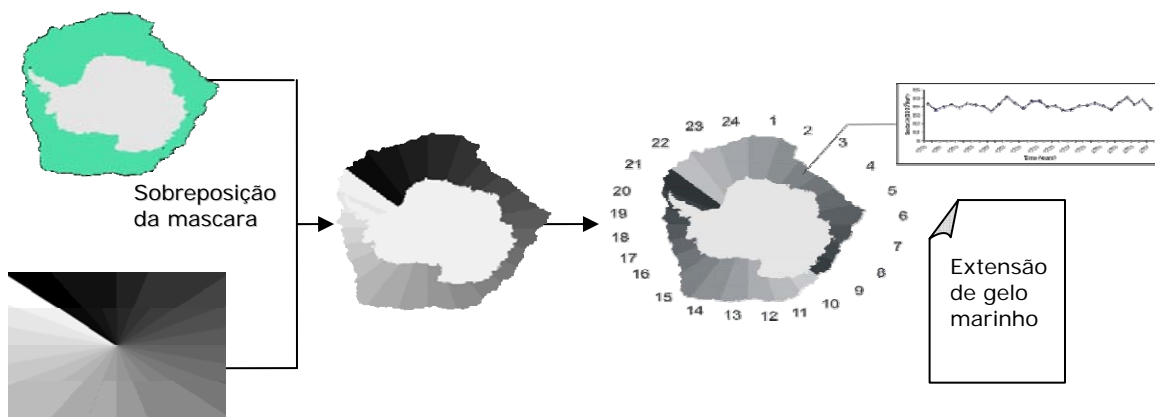


Figura 13 - Método para obtenção das séries temporais de extensão de gelo marinho

Adicionalmente foi utilizada a análise de agrupamento (cluster), usando o método de Ward. O método de Ward é considerado eficiente em estudos geofísicos, usando um algoritmo robusto baseado na análise da variância para validar a distância entre grupos de dados, se preocupando em minimizar a soma do quadrado dos desvios do centróide de agrupamento gerado a cada passo do método (Digby e Kempton, 1987). Parâmetros agrupados com a extensão de gelo marinho foram extraídos de dendogramas e compilados em tabelas. Por fim foi realizada a análise de Ondas (wavelets) para descrever as periodicidades nas séries temporais de gelo marinho e dessa forma investigar a relação destas com os parâmetros e índices climáticos de conhecida periodicidade, como os ciclos de 11 anos para a irradiância Solar total e os ciclos de ~3-5 anos do fenômeno El Niño-Oscilação Sul (ENSO). As fontes das bases de dados usadas neste trabalho foram:

- (1) <http://www.nsidc.org> (imagens de gelo marinho);
- (2) <http://www.data.giss.nasa.gov/gistemp/tabledata> (Temperatura global da superfície atmosférica);
- (3) [http://www.emc.ncep.noaa.gov/research/cmb/sst\\_analysis/](http://www.emc.ncep.noaa.gov/research/cmb/sst_analysis/) (Temperatura global da superfície do oceano);
- (4) <http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/> (concentração atmosférica de CO<sub>2</sub>);
- (5) <http://www.cdc.noaa.gov/people/klaus.wolter/MEI> (índice multivariado de El Niño-Oscilação Sul);
- (6) <http://www.cpc.noaa.gov/data/indices/> (Índice de Oscilação Sul, Niño3, Niño3+4, Niño4);

(7) [http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily\\_ao\\_index/ao/ao\\_index.html](http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/ao/ao_index.html) (Índice de Oscilação Antártica/ Modo anular Sul);

(8) [http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily\\_ao\\_index/ao\\_index.html](http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/ao_index.html) (Índice de Oscilação do Ártico/ Modo anular Norte)

(9) <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/nao.shtml> (Oscilação do Atlântico Norte)

(10) <http://lasp.colorado.edu/sorce> (Irradiância Solar Total);

(11) [http://ozonewatch.gsfc.nasa.gov/meteorology/annual\\_data.html](http://ozonewatch.gsfc.nasa.gov/meteorology/annual_data.html) (Área de depleção da camada de ozônio e concentração mínima anual de ozônio sobre a Antártica).

### 3.1 Regressão linear

Na regressão linear simples pressupõe-se que uma variável  $y$  varia em função de uma variável  $x$  e que esta relação pode ser expressa matematicamente de forma linear, ou seja, descrita por uma reta. O método mais utilizado para determinar a equação da reta que define a relação entre as variáveis  $x$  e  $y$  é o método dos mínimos quadrados. O método dos mínimos quadrados permite encontrar o coeficiente linear ( $a$ ) e angular ( $b$ ) da reta que melhor se ajusta a distribuição do conjunto de dados, garantindo dessa forma que a reta obtida seja aquela para qual se tem as menores somas dos quadrados dos resíduos.

A regressão é usada comumente com a finalidade de prever o valor da variável dependente ( $y$ ) a partir do valor da variável independente ( $x$ ), podendo também ser usada para estimar o quanto a variável  $y$  variou em relação a variável  $x$ . No nosso trabalho usamos a regressão linear para estimar quanto o gelo marinho (variável dependente) variou ao longo do período de 1979 a 2007 (variável independente – tempo).

### 3.2 Coeficiente de Correlação

O coeficiente de correlação de Pearson mede a magnitude e a direção (se positiva ou negativa) da correlação entre duas variáveis de escala métrica. Este coeficiente, normalmente representado por  $r$  (ou pela letra grega  $\rho$ ) pode assumir valores entre -1 e 1, onde:

$r = 1$  Significa correlação perfeita positiva entre duas variáveis.

$r = -1$  Significa uma correlação negativa perfeita entre duas variáveis, ou seja, uma aumenta enquanto a outra diminui.

$r = 0$  Significa que as duas variáveis não dependem linearmente uma da outra. No entanto pode existir uma dependência não linear.

Em geral, quanto mais próximo de 1, maior a indicação de que existe um relacionamento linear positivo entre as variáveis X e Y e quanto mais próximo de -1, maior a indicação da existência de um relacionamento linear negativo. Cabe ressaltar que, ao contrário da covariância, o coeficiente de correlação é adimensional, dessa maneira não sofre influência das diferenças de escalas de medidas entre as variáveis.

De acordo com Storch e Zwiers (2000) o coeficiente de correlação de Pearson entre duas variáveis X e Y é dado pela seguinte fórmula:

$$\rho = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \cdot \sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} \quad (1)$$

A qual podemos simplificar da seguinte maneira:

$$\rho = \frac{\text{COV}(x, y)}{\sqrt{\text{var}(x) \cdot \text{var}(y)}} \quad (2)$$

Onde:

Cov (X,Y) é a covariância de X e Y

Var (X) é a variância de X

Var (Y) é a variância de Y

Apesar do coeficiente de correlação ser uma medida eficiente de avaliar o grau de relacionamento entre duas variáveis são comuns erros de interpretação envolvendo a correlação (Triola 2005). Por exemplo, uma forte correlação entre duas variáveis nem sempre implica causalidade, já que se pode estar diante de uma variável oculta que influencia ambas as variáveis em estudo. Outro erro envolve a propriedade da linearidade, pois mesmo que não

seja encontrado uma correlação linear entre as variáveis em estudo, não significa que não possa haver uma correlação não linear entre estas.

A significância do coeficiente de correlação pode ser testada através de um teste de hipótese. Assim, se  $r_{ij}$  representa a correlação teórica entre as variáveis  $X_i$  e  $X_j$ , as hipóteses:  $H_0: r_{ij} = 0$  contra  $H_1: r_{ij} \neq 0$  podem ser testadas pelo teste estatístico t de Student (STORCH e ZWIERS 2000):

$$t = r_{ij} \frac{\sqrt{n-2}}{\sqrt{1-r_{ij}^2}} \quad (3)$$

Supondo a hipótese nula, a estatística em (3) tem uma distribuição t de Student com (n-2) graus de liberdade, em que n representa o número da amostragem de dados (anos). Assim para um nível de significância determinado, encontra-se na tabela t de Student o correspondente valor crítico  $t^c$ . Se o valor calculado da estatística t em (3) exceder em valor absoluto o valor crítico  $t^c$ , a hipótese nula deve ser rejeitada. Desse modo, pode-se fazer o teste t de Student para verificar se as correlações entre as variáveis são significativas ou não.

No presente trabalho, sendo  $n = 29$  (período de 1979 a 2007), foi testado o nível de confiança de 95%, conforme segue:

$$95\% \leftrightarrow t^c = 2,052 \leftrightarrow \rho_{ij} = 0,37$$

Dessa forma, considerando que para um nível de confiança igual a 95% o valor crítico na tabela t de Student com 27 graus de liberdade é igual a 2,052, rejeita-se a hipótese nula, de que a correlação entre as variáveis é igual a zero, quando, em valor absoluto, o valor de t calculado for maior que o valor crítico. No caso deste trabalho, a correlação entre as variáveis será estatisticamente significativa a um nível de confiança de 95% quando  $r_{ij} \geq 0,37$  ou  $r_{ij} \leq -0,37$ .

### 3.3 Análise de Agrupamento (clusters)

A análise de agrupamento, ou análise de clusters, é uma técnica usada para classificar um conjunto de dados em grupos chamados de agrupamentos. Os objetos em cada agrupamento tendem a ser semelhantes entre si, mas diferentes de objetos em outros

agrupamentos. Conforme Hair et al. (2005), as características de cada objeto são combinadas através de uma medida de semelhança, calculada para todos os pares de objetos, possibilitando a comparação de qualquer objeto com outro pela medida de similaridade. A associação dos objetos semelhantes depende do método de análise de agrupamento. Dessa forma, três questões fundamentais devem ser consideradas na aplicação da análise de agrupamento: (1) qual será a medida de similaridade entre os dados; (2) qual o método para a formação dos agrupamentos; (3) como decidir quantos grupos formar.

Neste trabalho a distância euclidiana foi utilizada para calcular as medidas de similaridade entre o gelo marinho e as variáveis climáticas (conjunto de dados). A distância euclidiana é a medida mais frequentemente empregada quando todas as variáveis são quantitativas (Hair et al., 2005). A distância euclidiana é definida por:

$$DE = \sqrt{\sum_{j=1}^p (w_k \cdot (x_{ij} - x_{i'j}))^2} \quad (4)$$

Onde:

$x_{ij}$  é a j-ésima informação da i-ésima variável.

$x_{i'j}$  é a j-ésima informação da i'-ésima variável.

$w_k$  é um fator de adequação de escalas.

Quanto mais próximo de zero for a distância euclidiana, mais similares são os conjuntos de dados comparados.

Para a formação dos agrupamentos foi utilizado o método de Ward. Este método é considerado eficiente em estudos geofísicos, usando um algoritmo robusto baseado na análise da variância para validar a distância entre grupos de dados, se preocupando em minimizar a soma do quadrado dos desvios do centróide de agrupamento gerado a cada passo do método (Digby and Kempton, 1987). O método de Ward começa com a formação de um agrupamento para cada vetor componente da base de dados (n agrupamentos). Neste estágio inicial o erro interno de cada agrupamento é nulo, pois cada vetor que compõe cada agrupamento é o próprio vetor médio do grupo. Na etapa subsequente, n-1 agrupamentos são formados, um com dois vetores e os restantes com um vetor. Cada possibilidade de agrupamento entre os grupos, 2 a 2 é verificada, e é escolhido o agrupamento que causa o menor aumento da variância intragrupo. No segundo passo do algoritmo, n-2 agrupamentos são formados a partir dos n-1 agrupamentos definidos no passo anterior. Isto pode incluir dois agrupamentos com 2



vetores, ou um único agrupamento com 3 vetores. Novamente a variância interna intragrupo é minimizada. O algoritmo pára quando todos os vetores são combinados em um único agrupamento de tamanho  $n$ . O resultado da aplicação do método consiste em uma árvore hierárquica, denominada dendograma.

Para a determinação do número de grupos a serem formados e das variáveis que os constituem foi usado o método subjetivo. Foi determinado um corte transversal no dendograma considerando a coerência do resultado do agrupamento. Um exemplo da aplicação do método é demonstrado a seguir, onde foi agrupada a extensão média total de gelo marinho ao redor da Antártica com os forçantes/parâmetros/índices climáticos resultando no seguinte dendograma, figura 14.

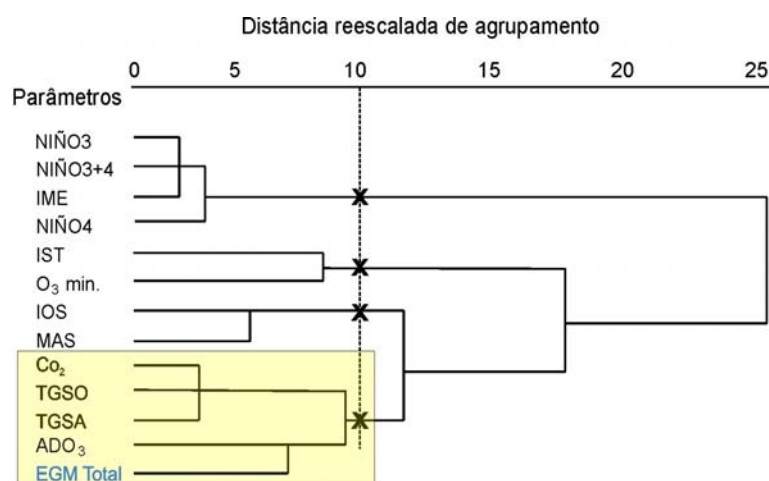


Figura 14 - Dendograma representando o agrupamento entre a extensão média total de gelo marinho Antártico (EGM total) e os forçantes/parâmetros/índices climáticos, obtido pelo método de Ward como regra para o agrupamento e a distância euclidiana como distância de similaridade entre os grupos de dados.

A partir do dendograma gerado no final da análise é possível identificar 4 grupos, composto pelos seguintes parâmetros: (1) IOS e MAS; (2) IST e O<sub>3</sub> min; (3) Niño3, Niño3+4, Niño4 e IME; (4) EGM total, CO<sub>2</sub>, TGSO, TGSA e ADO<sub>3</sub>. Foi empregada a análise de agrupamento para todo o conjunto de forçantes/parâmetros/índices climáticos combinados com a extensão de gelo marinho mínima, média e máxima para cada setor, e para a extensão total (sem divisão em setores).

### 3.4 Análise de Ondaletas (Wavelets)

Uma série temporal pode ser classificada como estacionária ou não estacionária. As séries estacionárias ocorrem quando o conteúdo das frequências dos sinais não muda no

tempo. As séries não-estacionárias (ou estocástica) são séries cujo conteúdo das frequências dos sinais varia no tempo. No caso das séries estacionárias não se precisa saber em quais tempos os componentes frequenciais existem, já que todos os componentes frequenciais existem no tempo. Geralmente no estudo destas séries aplica-se a transformada de Fourier do sinal, a qual fornece o quanto de cada frequência existe no sinal, porém não nos diz quando no tempo estas componentes frequenciais existem. No caso de séries não-estacionárias a transformada de Fourier pode ser usada apenas se o interesse for descobrir em qual o espectro de componentes existe no sinal, mas não interessa quando estes ocorrem. Porém quando se quer saber, qual o componente espectral que ocorre em determinado intervalo de tempo, ou seja, se quer descobrir as ciclicidades ao longo do tempo, é empregada a análise de Ondaletas (Wavelets).

A transformada de ondaleta ou *wavelet* é capaz de fornecer a informação de tempo e de frequência simultaneamente, conseqüentemente dando a representação das ciclicidades-tempo da série. Vem sendo usada em diversos estudos em geofísica, incluindo estudos relacionados ao papel da atividade solar sobre o clima (Velasco e Mendoza, 2008; Rigozo et al., 2007) e ao El Niño-Oscilação Sul (Wang e Wang, 1996). A análise aplicada foi a de Morlet wavelet que consiste em uma ondaleta plana modulada por funções gaussianas. Foi aplicada neste estudo por ser reconhecida como uma técnica adequada para detectar mudanças nos padrões de tempo e de ciclicidades em sinais geofísicos em uma forma contínua ao longo das escalas temporais (TORENCE e COMPO, 1998).

## 4 VARIABILIDADE DE GELO MARINHO ANTÁRTICO

### 4.1 Resultados

#### 4.1.1 Variação de gelo marinho para o período de 1979-2007

A regressão linear foi aplicada para as séries temporais anuais de extensão de gelo marinho (EGM) média, máxima e mínima para toda Antártica (sem subdivisão em setores) e para cada setor definido neste trabalho. Observa-se um aumento da EGM mínima, média e máxima e anual para Antártica em ~4%, ~2% e ~2% respectivamente, figura15.

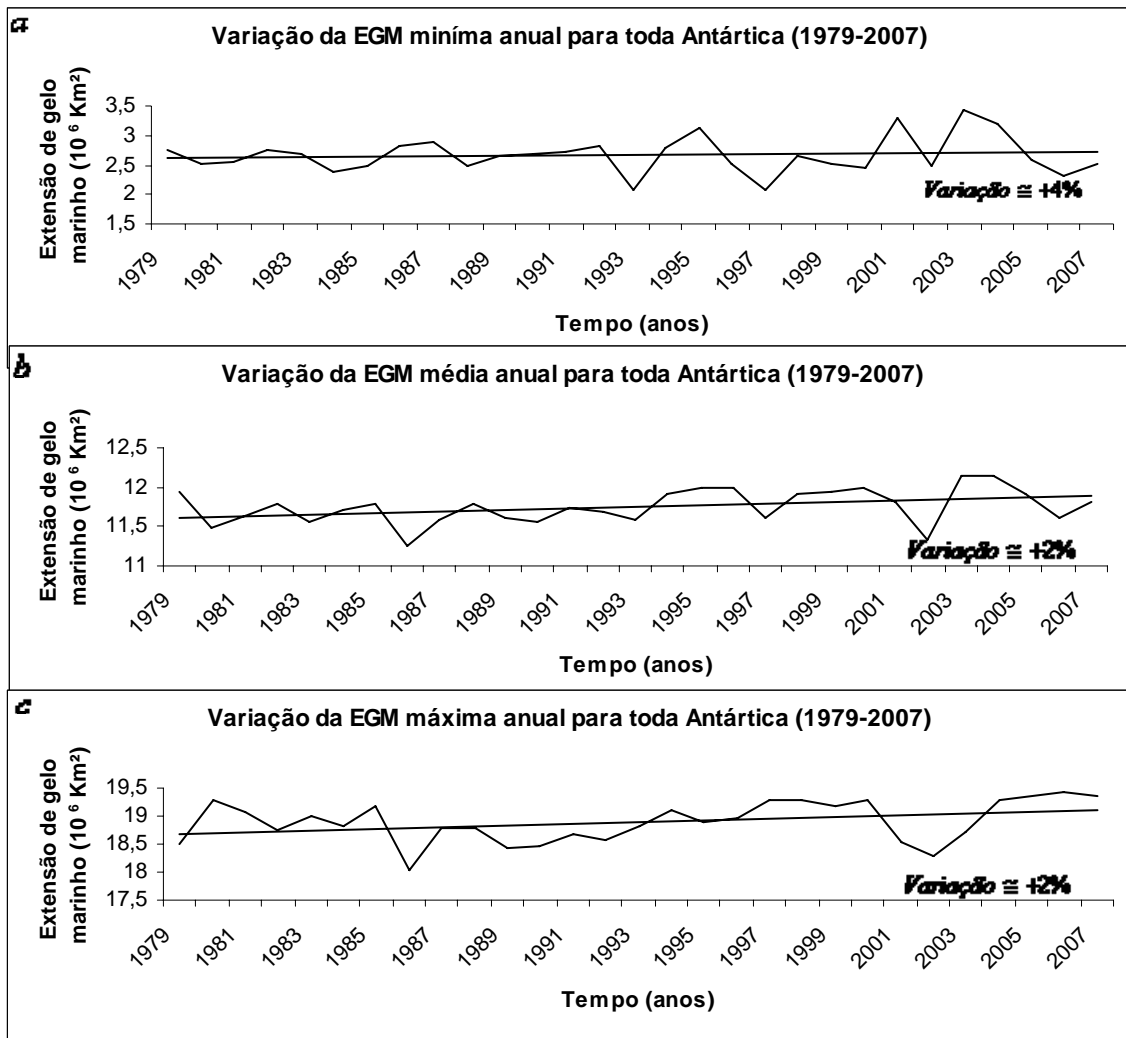


Figura 15 - Variação anual da EGM para toda Antártica para o período de 1979-2007. (a) EGM mínima, (b) EGM média e (c) EGM máxima.

Apesar da EGM para toda Antártica ter variado relativamente pouco ao longo dos 29 anos analisados, a análise setorizada demonstra significantes variações da EGM, Figura16.

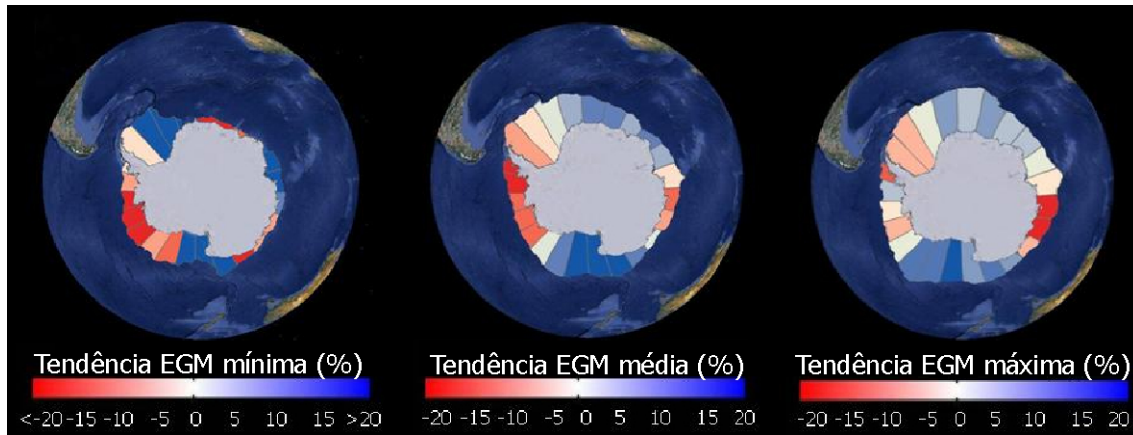


Figura 16 - Variação anual da EGM mínima, média e máxima para o período de 1979-2007 em cada setor definido neste trabalho.

Para a EGM média observa-se uma diminuição em todo mar de Bellingshausen/Amundsen, na região oeste do mar de Weddell (próxima a Península Antártica) e na região de transição entre o oceano Índico e o oceano pacífico oeste. Tendências positivas foram encontradas no leste do mar de Weddell, parte do Oceano Pacífico Oeste, na maior parte do Oceano Índico e no mar de Ross. As tendências observadas aqui para o gelo marinho são consistentes com o aquecimento atmosférico reportado a partir da metade do século XX para as regiões ao redor da Península Antártica, pela base de dados AWS (Vaughan et al., 2003; Turner et al., 2005). Em contraste, as tendências negativas observadas para a região de transição entre o oceano Índico e o Pacífico Oeste não apresentam o mesmo padrão, já que a base de dados AWS para essas regiões indicam redução ou estabilidade na temperatura do ar. Embora não ter sido reportado o aquecimento do continente Antártico no setor Oceano Índico/Pacífico Oeste na base de dados AWS, o Oceano Índico tem aquecido nas últimas 4 décadas (Leviatus et al., 2005), assim como tem sido observado para o padrão espacial da temperatura global uma migração no sentido Norte-Sul das isotermas de temperatura com uma velocidade de  $\sim 30\text{km/década}$  para o período de 1975-2005, principalmente na região dos mares de Bellingshausen/Amundsen e na região de transição entre o Oceano Índico e o Pacífico Oeste (Hansen, 2006). As isotermas de temperatura, reportadas por Hansen (2006), também apresentam uma migração no sentido Sul-Norte na região do mar de Weddell, consistente com o aumento da EGM. A variação da EGM máxima anual apresentou um padrão espacial similar ao da EGM média anual, porém com menor redução de gelo nos mares de Bellingshausen/Amundsen e maior no Oceano Pacífico Oeste. Pode ser observada claramente a presença de uma polaridade no padrão da variação da EGM média e máxima anual, com uma redução por volta dos eixos  $060^{\circ}\text{W}$ - $120^{\circ}\text{E}$  e um aumento por volta dos eixos  $0^{\circ}\text{W}$ - $180^{\circ}\text{E}$ . Este padrão observado exibe uma associação

com a distância gelo marinho-continente ao redor da Antártica, estando a América do Sul relacionada aos mares de Bellingshausen-Amundsen e a Austrália ao setor Pacífico Oeste. Dessa maneira uma possível causa para esta associação pode estar relacionada ao aumento dos processos de desertificação e aumento da temperatura nestes continentes. No caso da associação América do Sul-Bellingshausen-Amundsen/ Oeste do mar de Weddell, Maconnel et al., (2007) propuseram que o aumento do acúmulo de poeira a partir do começo do século XX, observado no testemunho de gelo de James Ross, esta relacionado ao transporte meridional para Antártica durante um período de aumento de desertificação na América do Sul especialmente em relação a região do semi-deserto da Patagônia. O transporte de poeira da América do Sul para a ilha de James Ross esta relacionado ao aumento da atividade ciclônica e do transporte atmosférico que possivelmente conecta estas duas regiões e dessa maneira pode contribuir para o fluxo de calor para a Península Antártica. Maconnel et al., (2007) também examinou temporalmente as ciclicidades nas variações de aluminossilicatos e encontrou ciclos de aproximadamente 3,55-3,71 anos, correspondentes com o sinal encontrado para o IOS. O El Nino-Oscilação Sul (ENOS) esta relacionado a anomalias regionais na circulação atmosférica causadas pela formação de ciclones estacionários a oeste da Península Antártica, os quais durante eventos de La Niña geram um fluxo anômalo de calor em direção a Península Antártica (Yuan, 2004). Para a EGM mínima anual foram observadas tendências negativas em Bellingshausen-Amundsen, Oceano Índico Oeste, e Oceano Pacífico Oeste, enquanto tendências positivas foram encontradas na região leste do mar de Weddell, Leste do oceano Índico e no mar de Ross. As tendências negativas mais notáveis foram observadas para os mares de Bellingshausen-Amundsen, enquanto o mar de Ross apresentou o maior aumento de gelo marinho. O padrão geral encontrado para a variabilidade da EGM também aponta uma associação com o padrão da circulação atmosférica Antártica (White e Peterson, 1996). A Onda circumpolar Antártica descrita por White e Peterson (1996) representa o padrão da circulação atmosférica como sendo uma interação acoplada oceano-atmosfera associada com a temperatura na superfície, pressão no nível do mar, ventos e anomalias na EGM que se propagam na direção leste como um trem de onda de estrutura 2. Como consequência se formam 2 regiões, opostas geograficamente, de relativo aquecimento atmosférico e oceânico, e outras duas, também opostas geograficamente, de relativo resfriamento, que contornam o Oceano Sul com periodicidade de 4-5 anos, levando 8-9 anos para contornar o globo. Venegas (2002) sugere que a onda circumpolar Antártica se manifesta como uma combinação de dois sinais com diferentes características espaciais e temporais. O primeiro sinal compreende um trem de onda de estrutura 3 e é

representado por uma oscilação atmosférica com centros em locais fixos ao redor da Antártica. Este sinal na circulação atmosférica parece ocorrer principalmente no verão quando é possível observar este mesmo padrão através da pressão média no nível do mar durante o período de 1979-2005 (Bromwich e Wang, 2008). A EGM mínima anual apresenta um padrão similar a um trem de onda de estrutura 3, apresentando de forma intercalada geograficamente três regiões de redução de gelo marinho e três região de aumento. O segundo sinal compreende um trem de onda de estrutura 2 e parece ser remotamente forçado pelo fenômeno tropical ENOS (VENEGAS, 2002).

#### 4.1.2 Correlação entre a variabilidade do gelo marinho e forçantes/parâmetros/índices climáticos.

As correlações entre a EGM mínima, média e máxima anuais, em cada setor, e os forçantes/parâmetros/índices climáticos de reconhecido impacto global são apresentadas a seguir, figuras 17-19. A significância estatística foi baseada no teste t-Student ( $t = r\sqrt{n-2}/\sqrt{1-r^2}$ ), considerando o grau de 95° de confiança. Para  $n = 29$ , os valores do coeficiente r-Pearson estatisticamente significantes variaram no intervalo de  $r > 0.37$  and  $r < -0.37$ .

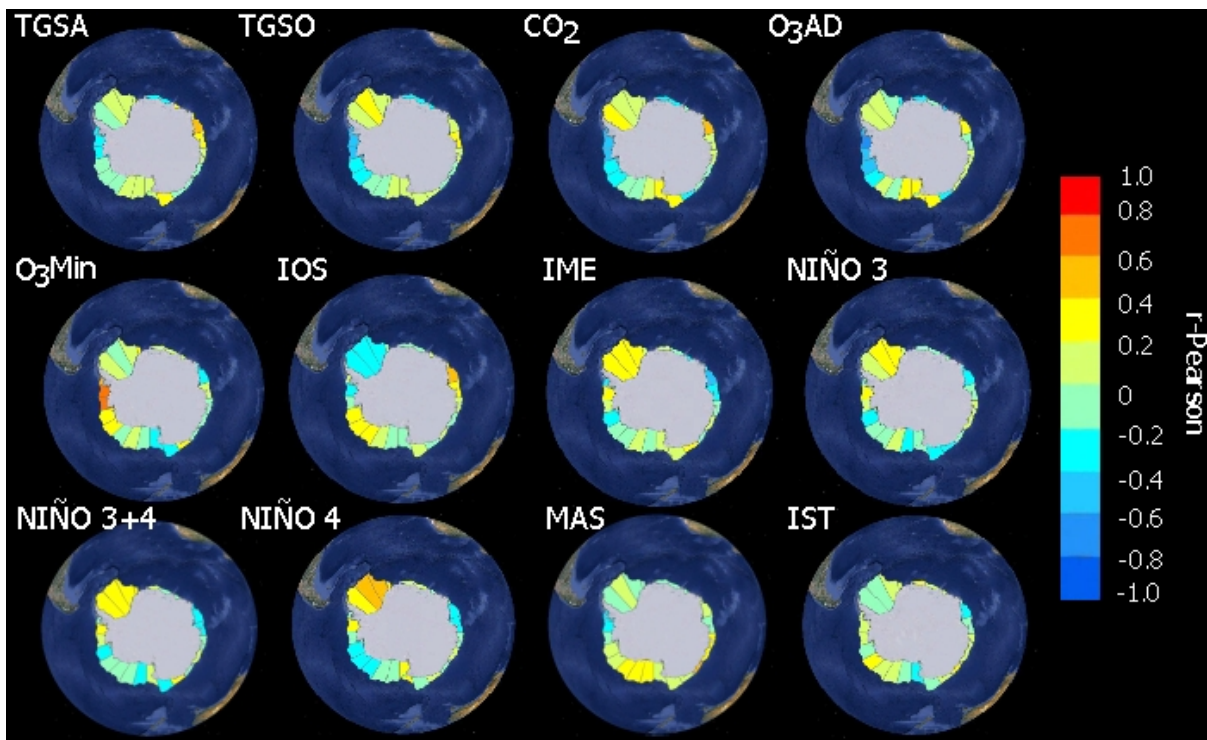


Figura 17 - Correlação entre as séries de extensão mínima anual de gelo marinho Antártico e a variabilidade climática no período de 1979-2007.



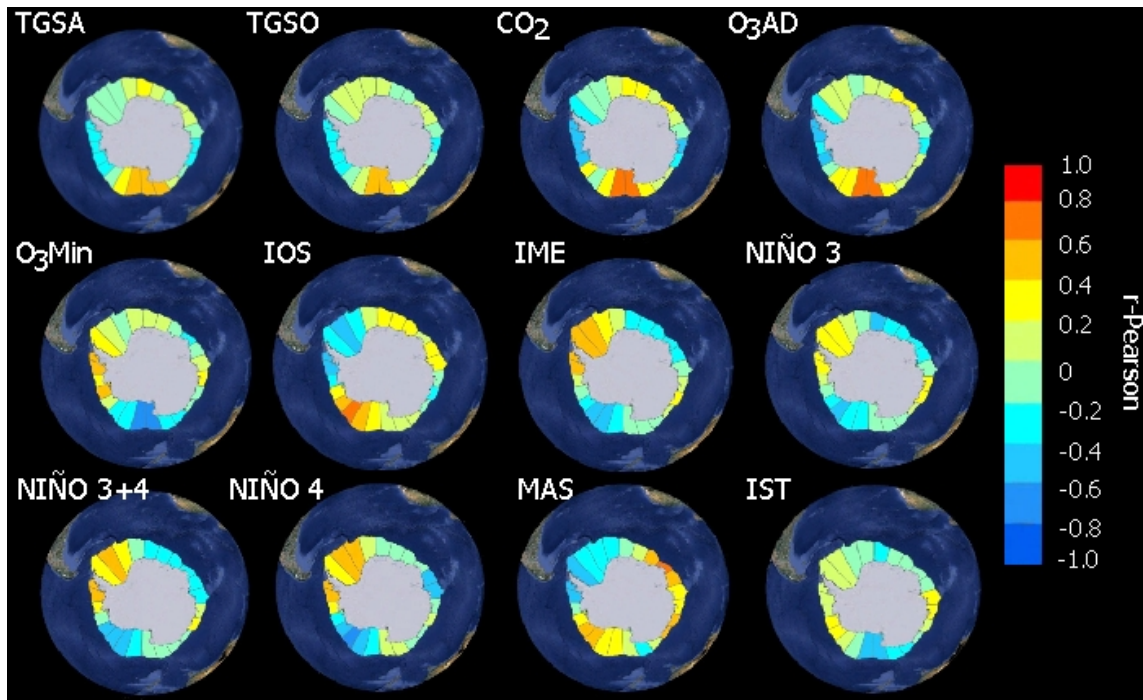


Figura 18 - Correlação entre as séries de extensão média anual de gelo marinho Antártico e a variabilidade climática no período de 1979-2007.

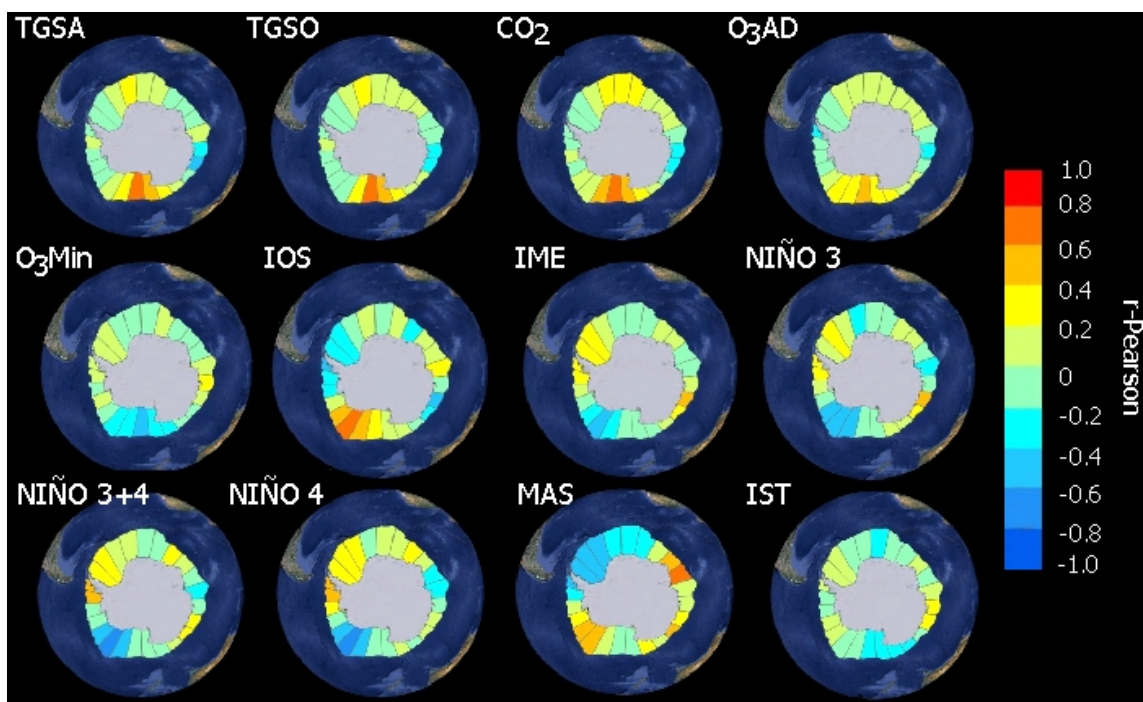


Figura 19 - Correlação entre as séries de extensão máxima anual de gelo marinho Antártico e a variabilidade climática no período de 1979-2007.

Considerando a EGM mínima anual nos mares de Bellingshausen-Amundsen, foi encontrada correlação negativa significativa com a TGSA, TGSO, CO<sub>2</sub> e ADO<sub>3</sub> e correlação positiva significativa com O<sub>3</sub> min. Os demais forçantes/parâmetros/Índices climáticos não apresentaram correlação estatisticamente significativa com o gelo marinho nesta região. Para

a extensão de gelo marinho mínima no mar de Weddell apenas o Niño 4 apresentou correlação significativa (positiva, com  $r = 0.51$  no setor 22, e  $r = 0.42$  no setor 23). No Oceano Índico, a EGM mínima está positivamente correlacionada com a TGSA,  $CO_2$  e o IOS e negativamente correlacionada com o IME. Estas correlações foram observadas apenas em uma região restrita, correspondente ao setor 5. No Oceano Pacífico Oeste a EGM mínima apresentou correlação significativa positiva com o MAS no setor 9 e não apresentou correlações significativas com outros forçantes/parâmetros/Índices climáticos. Na região do mar de Ross nenhuma correlação significativa estatisticamente foi encontrada entre a EGM mínima anual e os forçantes/parâmetros/Índices climáticos.

Observando os resultados da análise de correlação para a EGM média anual, encontramos em Bellingshausen-Amundsen correlação negativa significativa com a TGSA, TGSO,  $CO_2$  e a  $ADO_3$  e correlação positiva significativa com  $O_3$  min. Resultados semelhantes aos encontrados para a EGM mínima. Porém adicionalmente foram encontradas na região próxima a Península Antártica, compreendendo parte do mar de Weddell, correlações negativas com o IOS e o MAS, e correlações positivas com Niño 4 e Niño 3+4. Para o mar de Weddell estas foram as únicas correlações estatisticamente significativas encontradas. No oceano Índico a EGM média apresentou correlação negativa com o Niño 4 (setores 5 e 6), e correlação positiva com o MAS (setores 3, 4 e 5). No Oceano Pacífico Oeste a EGM média apresentou correlação negativa com a TGSA e o  $CO_2$  (setor 7) e correlação positiva com o MAS (setores 8 e 9). Na região central do mar de Ross, região da plataforma de Ross, a EGM média apresentou correlação negativa com a IST e com  $O_3$  min, e correlação positiva com a TGSA, TGSO,  $CO_2$ ,  $ADO_3$ . Correlações significativas também foram encontradas para a EGM média no mar de Ross, porém próximo ao mar de Amundsen, com o Niño 3, Niño 3+4, Niño 4 e IME (negativa), e com o IOS e MAS (positiva).

A EGM máxima anual em Bellingshausen-Amundsen apresentou correlação negativa com o IOS e o MAS, e positiva com Niño 3+4 e Niño 4 (na região próxima a Península Antártica). Para o mar de Weddell o gelo marinho apresentou correlação significativa e negativa apenas com o MAS. No Oceano Índico a EGM apresentou correlação positiva com o MAS (setores 4 e 5). Para o Oceano Pacífico Oeste a EGM máxima apresentou correlação negativa com a TGSA e o IOS (setor 8), e correlação positiva com o MAS, Niño 3 e IME (setor 8). A EGM máxima no mar de Ross apresentou correlação negativa com  $O_3$  min (nos setores 12 e 13), Niño 3, Niño 3+4, Niño 4 e o IME (nos setores 14, 15 e 16) e correlação positiva com a TGSA, TGSO,  $CO_2$ ,  $ADO_3$  (setores 12 e 13), IOS e o MAS (setores 15 e 16).



Em geral as regiões oceânicas que apresentaram um amplo conjunto de forçantes/parâmetros/Índices correlacionados com a EGM foram aquelas que apresentaram também uma maior variação negativa (Bellingshausen-Amundsen com valores  $< -10\%$ ) ou variação positiva (mar de Ross com valores  $> 10\%$ ). Em ambos os casos os parâmetros associados a variação do gelo marinho foram o ENSO, MAS, TGSA, TGSO,  $\text{CO}_2$  atmosférico,  $\text{ADO}_3$ , e a concentração mínima anual de  $\text{O}_3$  ( e adicionalmente a IST para o mar de Ross).

Adicionalmente os valores de coeficiente de Pearson foram calculados ao longo do tempo, gerando séries temporais de valores de r-Pearson entre a EGM média e cada forçante/parâmetro/índice climático para as regiões dos mares de Bellingshausen-Amundsen, Ross, Weddell, Oceano Pacífico Oeste e Oceano Índico. Esta análise possibilitou observar como a correlação se desenvolveu ao longo do período de 1989-2007. Os resultados são apresentados a seguir (figuras 20-24):

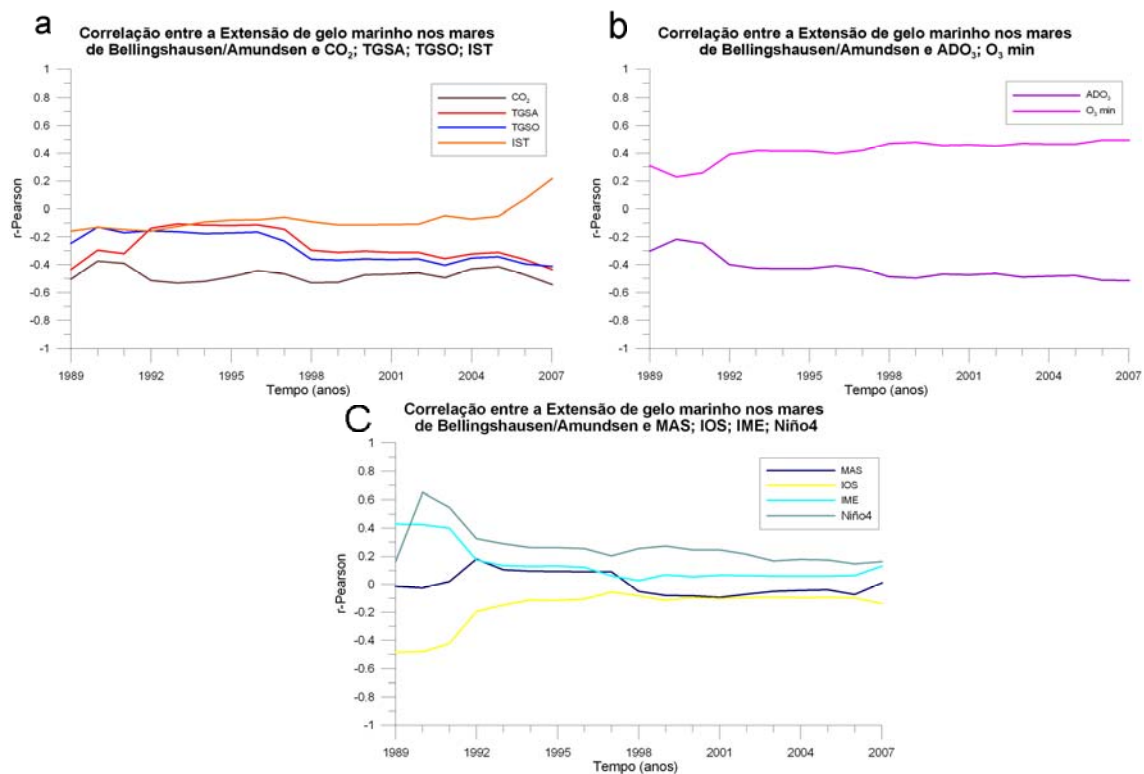


Figura 20 - Séries temporais representando a evolução das correlações entre a extensão de gelo marinho média no mar de Bellingshausen-Amundsen e (a)  $\text{CO}_2$ , TGSA, TGSO, IST (b)  $\text{ADO}_3$ ,  $\text{O}_3$  min (c) MAS, IOS, IME e Niño 4.

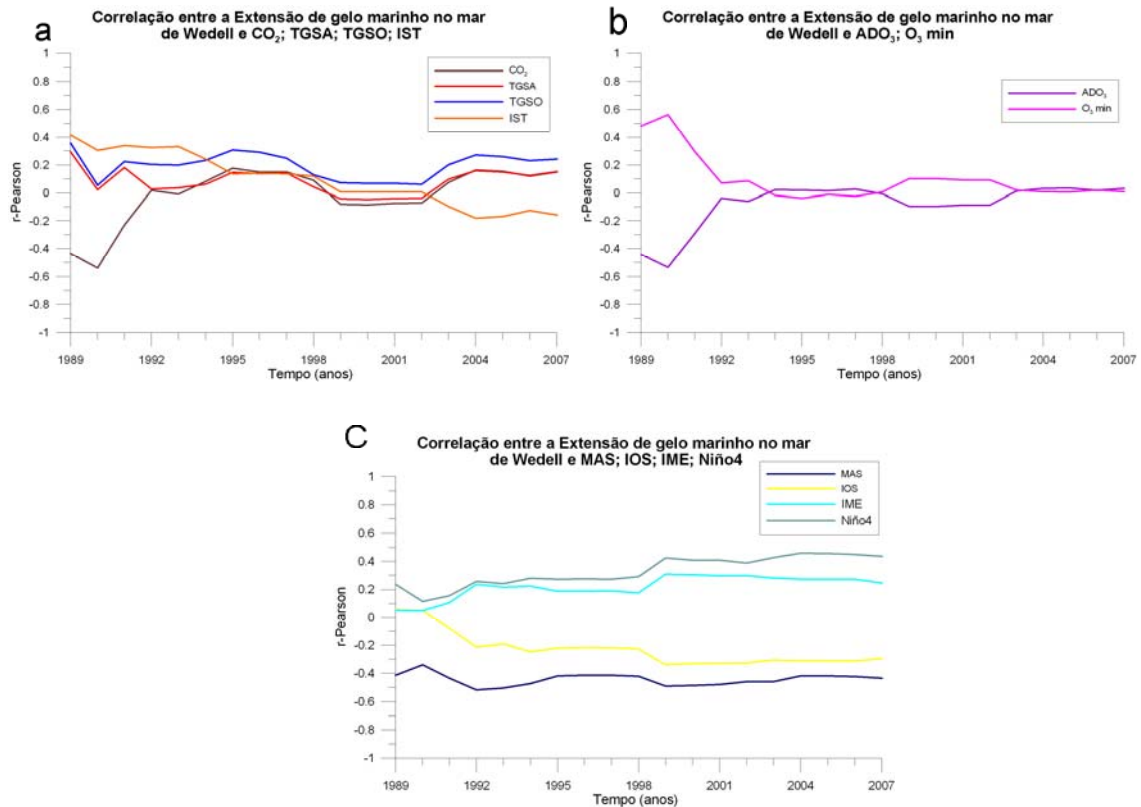


Figura 21 - Séries temporais representando a evolução das correlações entre a extensão de gelo marinho média no mar de Wedell e (A)  $CO_2$ , TGSA, TGSO, IST (B)  $ADO_3$ ,  $O_3$  min (C) MAS, IOS, IME e Niño 4.

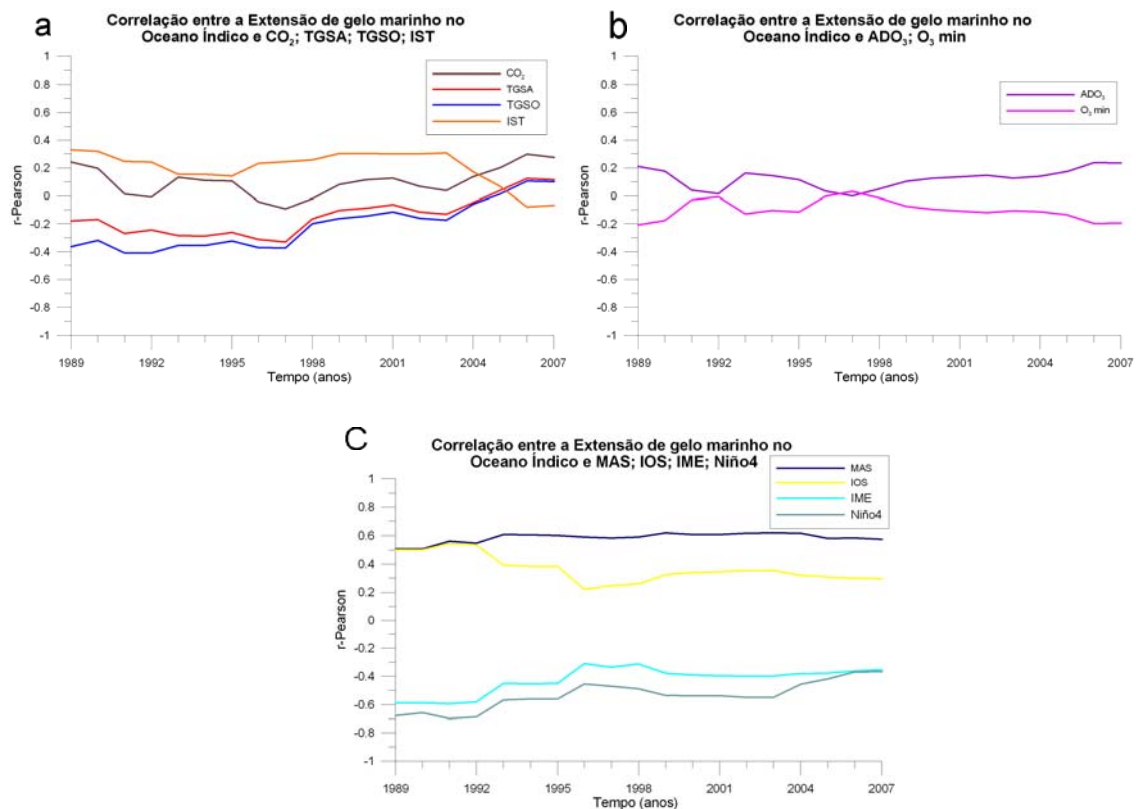


Figura 22 - Séries temporais representando a evolução das correlações entre a extensão de gelo marinho média no Oceano Índico e (A)  $CO_2$ , TGSA, TGSO, IST (B)  $ADO_3$ ,  $O_3$  min (C) MAS, IOS, IME e Niño 4.

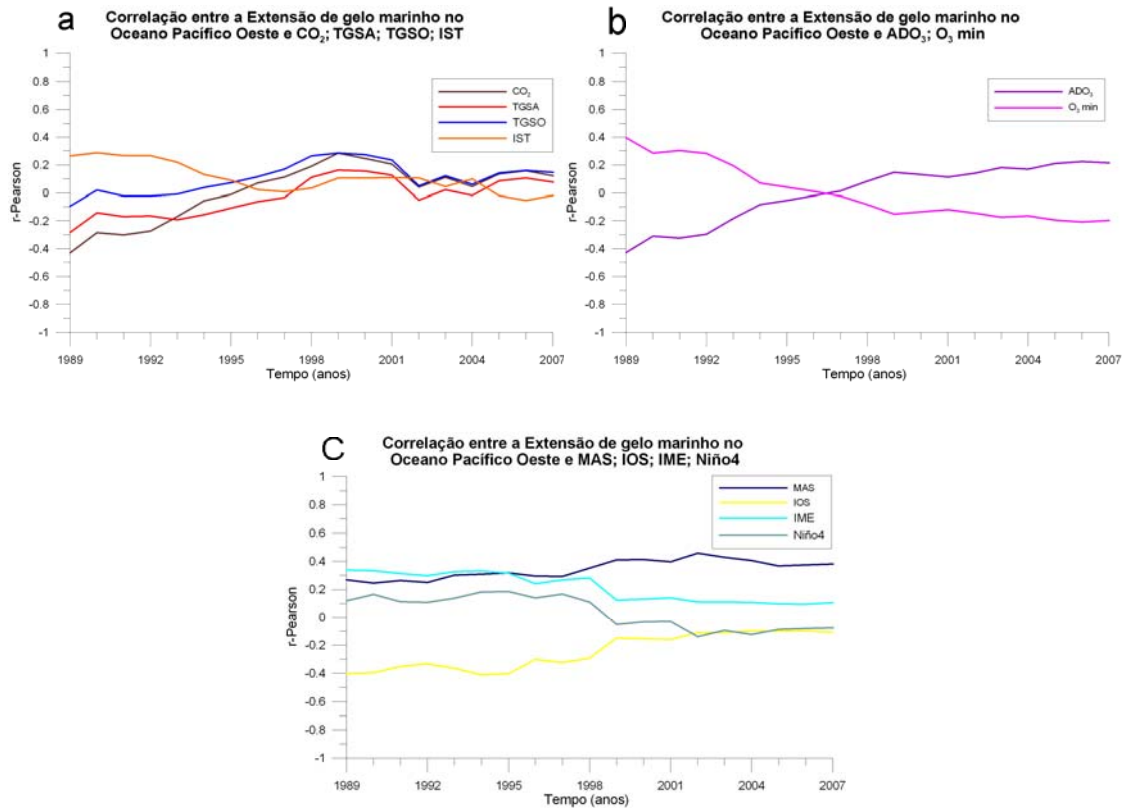


Figura 23 - Séries temporais representando a evolução das correlações entre a extensão de gelo marinho média no Oceano Pacífico Oeste e (A)  $\text{CO}_2$ , TGSA, TGSO, IST (B)  $\text{ADO}_3$ ,  $\text{O}_3$  min (C) MAS, IOS, IME e Niño 4.

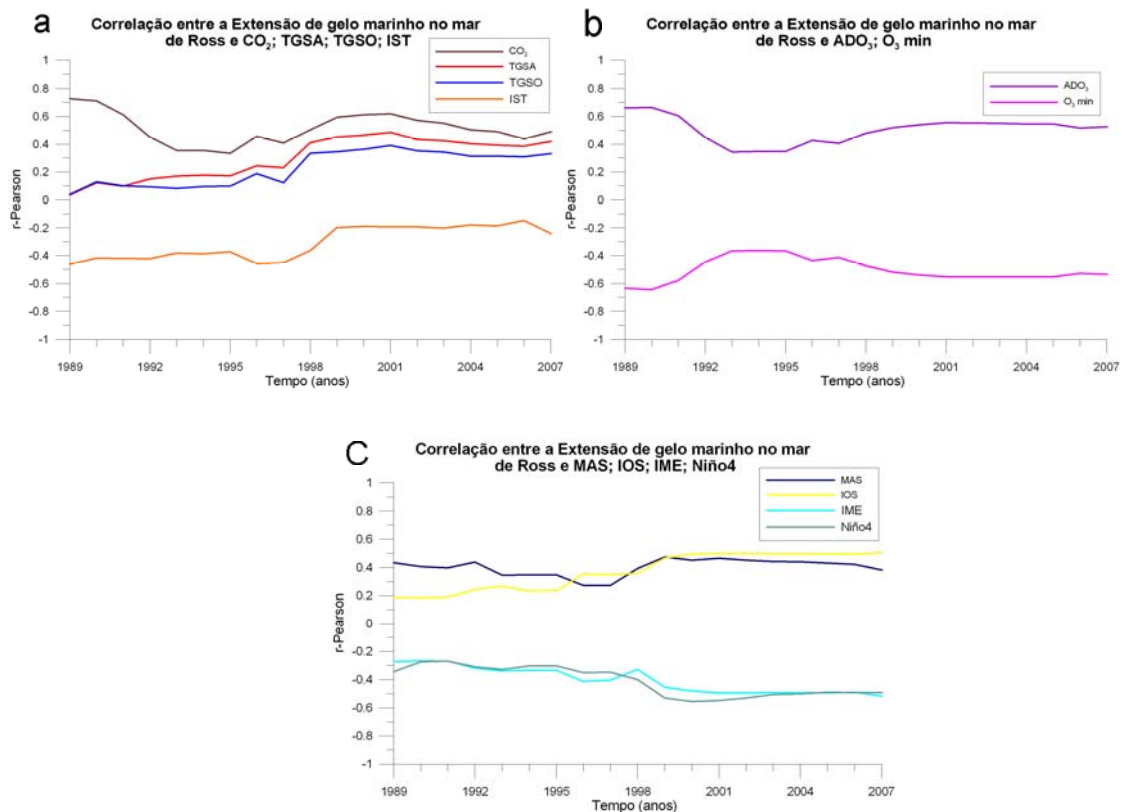


Figura 24 - Séries temporais representando a evolução das correlações entre a extensão de gelo marinho média no mar de Ross e (A)  $\text{CO}_2$ , TGSA, TGSO, IST (B)  $\text{ADO}_3$ ,  $\text{O}_3$  min (C) MAS, IOS, IME, Niño 4.

Nos mares de Bellingshausen-Amundsen a correlação entre o gelo marinho e o CO<sub>2</sub> oscilou pouco se mantendo ao longo do tempo, enquanto que a correlação com a TGSA e a TGSO apresentou valores baixos entre 1992 e 1997, e aumentou desde então alcançando valores negativos estatisticamente significantes de  $r = -0.43$  e  $r = -0.41$  em 2007 (para TGSA e TGSO respectivamente). Já a correlação com a ADO<sub>3</sub> e O<sub>3</sub> min tem aumentado ao longo do tempo, enquanto que a correlação com o ENOS parece ter diminuído. A correlação do gelo marinho com a IST foi baixa durante toda série. No mar de Weddell a correlação entre o gelo marinho e o CO<sub>2</sub>, TGSA, TGSO, IST, ADO<sub>3</sub> e O<sub>3</sub> min diminuiu a partir de 1992 e se manteve baixa, enquanto que para o MAS, IOS, Niño 4 e o IME a correlação tem aumentado ou se mantendo constante alcançando valores estatisticamente significantes de  $r = -0.43$  e  $r = 0.43$ , para o MAS e Niño 4 respectivamente. Considerando o Oceano Índico a correlação entre o gelo marinho e o CO<sub>2</sub>, TGSA, TGSO, IST, ADO<sub>3</sub>, O<sub>3</sub> min, IOS, Niño 4 e IME diminuiu ou se manteve baixa. Enquanto que para o MAS parece ter aumentado, alcançando valor de  $r = 0,57$  em 2007. No Oceano Pacífico Oeste a correlação entre o gelo marinho e o CO<sub>2</sub>, TGSA, TGSO, IST, IOS, Niño 4 e IME diminuiu ou se manteve baixa. Para a ADO<sub>3</sub>, O<sub>3</sub> min a correlação se manteve baixa, porém inverteu de sinal a partir de 1996. Enquanto que para o MAS a correlação parece ter aumentado, alcançando o valor de  $r = 0,38$  em 2007. Para o gelo marinho no mar de Ross a correlação tem diminuído com a IST e se mantido constante ou aumentando com o CO<sub>2</sub>, TGSA, TGSO, ADO<sub>3</sub>, O<sub>3</sub> min, IOS, Niño 4, IME e MAS.

#### 4.1.3 Análise de agrupamento dos Parâmetros.

A análise de agrupamento foi utilizada neste estudo como método para analisar de forma conjunta a associação entre a variabilidade de gelo marinho e os forçantes/parâmetros/Índices climáticos. Foi empregada a análise de agrupamento para todo o conjunto de forçantes/parâmetros/índices climáticos combinados com a extensão de gelo marinho mínima, média e máxima para cada setor, e para a extensão total (sem divisão em setores).

A análise setorizada aponta similaridades entre a EGM mínima nos mares de Bellingshausen-Amundsen, Weddell e no Oceano Índico com a concentração mínima anual de ozônio e a IST, enquanto que no mar de Ross e no Oceano Pacífico Oeste a EGM foi agrupada com o IOS e o MAS, tabela 1. A partir dos resultados da tabela 2, observa-se similaridades entre a EGM média na região de transição mar de Ross/Oceano Pacífico Oeste e a concentração de CO<sub>2</sub>, TGSA, TGSO e a ADO<sub>3</sub>. Na região ao redor da península Antártica, região Bellingshausen-Amundsen/Weddell (setores 19, 20, 21 e 22), similaridades foram





A tabela 4 leva em consideração a EGM mínima, média e máxima para a Antártica com um todo, assim como os forçantes/parâmetros/Índices climáticos e sugere que estas três categorias de EGM podem estar relacionadas a diferentes parametrizações, isto é, a EGM mínima com a concentração mínima de O<sub>3</sub> e a IST, a EGM média com a TGSA, TGSO, concentração de CO<sub>2</sub> e a variabilidade da Área de depleção de O<sub>3</sub>, e a EGM máxima com o IOS e o MAS.

Tabela 4 - Forçantes/parâmetros/Índices climáticos agrupados com a EGM total para Antártica (sem setorização) de acordo com o método de Ward como regra para o agrupamento.

<b>Forçantes/parâmetros/Índices climáticos agrupados com a EGM (de acordo com a análise de cluster)</b>													
EGM	IME	Niño3	Niño3+4	Niño4	CO <sub>2</sub>	TGSA	TGSO	ADO <sub>3</sub>	O <sub>3</sub> Min.	IST	IOS	MAS	
Total													
Mínimo													
Médio													
Máximo													

#### 4.1.4 Análise das ciclicidades na variabilidade do gelo marinho.

Os resultados das ciclicidades para a EGM média são apresentados na figura 25. Estes foram comparados com as ciclicidades do IOS e da IST, que possuem conhecida periodicidade de 3-5 anos e 11 anos respectivamente. Na figura 26 são exibidos os resultados para o IOS e a IST.

Para a EGM média nos mares de Bellingshausen-Amundsen aparecem ciclicidades de 3-5 anos ao longo de todo período de 1979-2007, com significância estatística de 95%. No mar de Ross e no mar de Weddell aparecem sinais da ciclicidade de 11 anos relacionada à atividade Solar, porém não estatisticamente significativa. Para o mar de Weddell ainda podem ser observadas periodicidades de 3-5anos com significância estatística de 95%. Outras ciclicidades encontradas estatisticamente significantes foram ciclos de 3-5 anos no Oceano Índico ao longo de praticamente todo período de 1979-2007 e no Oceano Pacífico Oeste ciclos de 3-5 anos no período correspondente á 1979-1991 e ciclos de 2 anos para o período de 1999-2007. Os ciclos de 3-5 anos encontrados reforçam a existência de uma resposta no gelo marinho a eventos de ENOS, principalmente nas regiões Bellingshausen-Amundsen/Weddell e Amundsen/Ross, onde foram encontradas correlações estatisticamente significantes entre o gelo marinho e o IOS. Os sinais de 11 anos encontrados apontam uma

relação entre a variabilidade solar e o gelo marinho, principalmente no mar de Ross, onde foram encontradas correlações negativas estatisticamente significantes entre o gelo marinho e a IST.

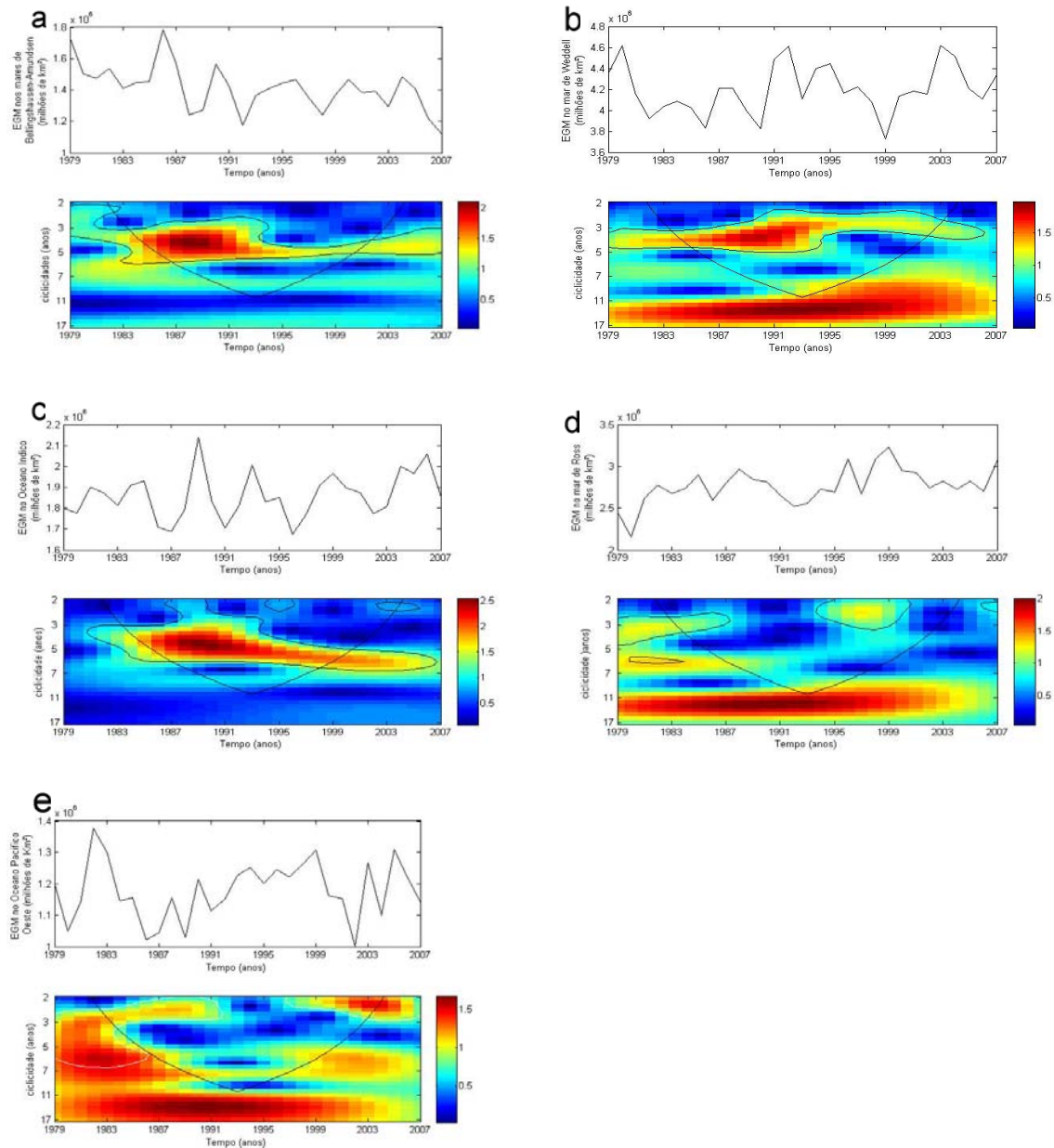


Figura 25 - Análise de ondaletas das séries temporais de EGM média anual para os mares de (a) Bellingshausen-Amundsen; (b) Weddell; (c) Oceano Índico; (d) mar de Ross; (e) Oceano Pacífico Oeste. O contorno em preto indica as ciclicidades encontradas com nível de confiança de 95%.



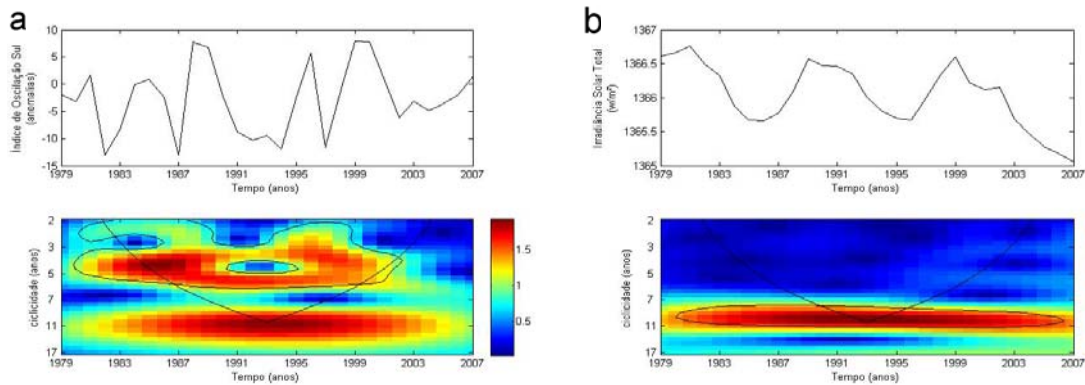


Figura 26 - Análise de ondaletas das séries temporais do IOS (A) e IST (B). O contorno em preto indica as ciclicidades encontradas com nível de confiança de 95%.

## 4.2 Discussão

### 4.2.1 Gelo Marinho Antártico e Ozônio

Desde os anos 1970 observações de satélite tem demonstrado uma dramática redução do ozônio no hemisfério sul durante a primavera (Stolarski et al., 1986; Solomon, 1998). A redução do ozônio estratosférico é altamente dependente da química das nuvens estratosféricas polares, associadas à ação catalítica envolvendo os clorofluorcarbonos produzidos pelo homem (Solomon, 1999). Atualmente se acredita que esta moderna redução do ozônio estratosférico pode influenciar a circulação atmosférica das altas latitudes Sul através de processos associados ao resfriamento estratosférico (Randel e Cobb, 1994). Gillet e Thompson (2003) sugeriram que o ozônio estratosférico pode ter um importante papel no controle da circulação troposférica. Apesar de poucos estudos envolverem os mecanismos da resposta climática à redução do ozônio, alguns modelos climáticos sugerem que a redução do ozônio pode contribuir para mudanças climáticas no Hemisfério Sul através da diminuição da temperatura na baixa estratosfera, aumento na altura da tropopausa, migração em direção ao pólo das correntes de jato de Oeste, expansão da célula de Hadley em direção ao pólo, aumento da precipitação em altas latitudes, e através do aumento do índice do MAS (son et al., 2009). Neste trabalho, encontramos correlações significativas entre a variabilidade do ozônio sobre a Antártica e a EGM. Nós encontramos que a EGM média e máxima anual no mar de Ross está positivamente (negativamente) correlacionada com a  $ADO_3$  ( $O_3$  min). O oposto foi encontrado para a EGM média nos mares de Bellingshausen-Amundsen, ou seja, a EGM esta negativamente (positivamente) correlacionada com a  $ADO_3$  ( $O_3$  min). A análise das correlações ao longo do tempo também aponta que a correlação entre a variabilidade gelo marinho e o ozônio nestas regiões parece estar aumentando, indicando um possível aumento

da influência do ozônio no clima destas regiões. Nossos resultados são consistentes com modelos climáticos que reproduzem a resposta da circulação atmosférica nas altas latitudes Sul em condições de redução de ozônio (Son et al., 2009; Turner et al., 2009). Turner et al. (2009) demonstraram que a circulação atmosférica pode responder de forma não anular à redução do ozônio estratosférico. O modelo de Turner et al. (2009) sugere que a redução do ozônio estratosférico fortalece os centros de baixa pressão no mar de Amundsen, amplificando a circulação ciclônica e resultando na redução do gelo marinho no mar de Bellingshausen-Amundsen e no aumento do gelo marinho no mar de Ross, figura 27. O mesmo padrão foi encontrado neste trabalho através das correlações entre o gelo marinho e o ozônio.

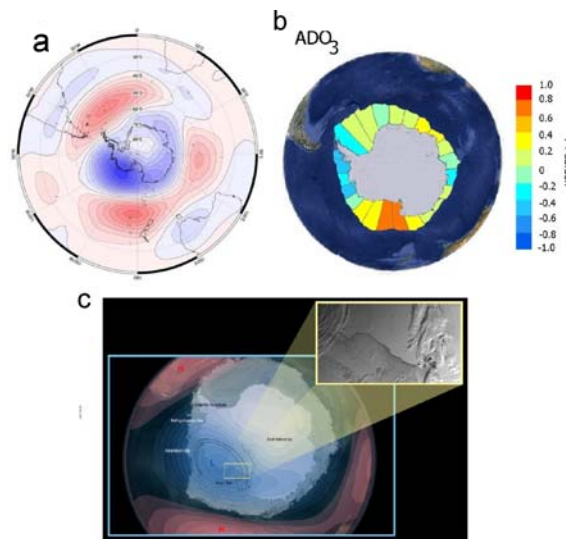


Figura 27 - (A) Resposta da pressão atmosférica devido à redução do ozônio estratosférico produzida pelo modelo HadAM3 (Fonte: Turner et al., 2009); (B) Correlação encontrada neste trabalho entre a EGM média e a área de depleção de ozônio sobre a Antártica; (C) representação da resposta do gelo marinho às mudanças na circulação atmosférica induzida pela redução do ozônio estratosférico.

#### 4.2.2 Gelo Marinho Antártico, Temperatura global da superfície atmosférica e oceânica, e o CO<sub>2</sub>

A temperatura do planeta tem aumentado  $\sim +0.2^{\circ}\text{C}$  por década ao longo dos últimos 30 anos, com amplificação do aquecimento nas altas latitudes (Hansen et al., 2006). De acordo com o aumento da temperatura globalmente calculada na superfície atmosférica, os oceanos do planeta também apresentam tendências positivas de temperatura. Durante 1955-1998 a temperatura média do oceano global aumentou em  $0.037^{\circ}\text{C}$  (na camada correspondente a 0-3000 m), enquanto no Atlântico Sul, Pacífico Sul, e o oceano Índico Sul a temperatura média aumentou (tendências lineares)  $\sim 0.233$ ,  $0.127$  e  $0.154^{\circ}\text{C}$ , respectivamente, nos primeiros 300 metros de profundidade (Levitus et al., 2005). Segundo Zhang (2007), baseado na reanálise

dos dados do National Center for Environmental Prediction-National Center for atmospheric Research (NCEP-NCAR) a temperatura do ar sobre as áreas de cobertura de gelo marinho tem aumentado  $0.027^{\circ}\text{C}/\text{ano}$  para o período de 1979-2004, em conjunto com o aumento da precipitação. No continente Antártico, a temperatura tem aumentado em  $+0.56^{\circ}\text{C}/\text{década}$  na região da Península Antártica, enquanto tem sido observada a redução da temperatura ao longo do continente (Turner et al., 2005). Recentes reanálise indicam que um significativo aquecimento tem ocorrido numa área maior que a reportada anteriormente no continente Antártico, com ocorrência de aquecimento na maior parte do Oeste Antártico excedendo  $0.1^{\circ}\text{C}/\text{década}$  desde 1957 (Steig et al., 2009). Este aquecimento moderno pode influenciar o gelo marinho Antártico através de processos complexos relacionados a dinâmica atmosférica e ao transporte de calor oceânico devido a difusão e ressurgência oceânica (Zhang, 2007). Para explicar a variabilidade do gelo marinho no contexto do aquecimento global causado pelos gases estufa, dois mecanismos são propostos: (1) O gelo marinho deve diminuir devido ao aquecimento das temperaturas superficiais da atmosfera; e (2) O gelo marinho deve aumentar devido ao aumento da precipitação e redução da salinidade na camada superficial do oceano, levando a uma situação que aumenta a estratificação vertical oceânica e reduz o fluxo de calor proveniente das camadas profundas do oceano (Liu et al., 2004). Neste estudo, encontramos que o  $\text{CO}_2$ , a TGSA e a TGSO estão positivamente correlacionadas com a EGM média e máxima no mar de Ross, e negativamente correlacionada com a EGM média e mínima na região de Bellingshausen-Amundsen. Para o mar de Ross nossos resultados corroboram com Zhang (2007), evidenciando que o aumento do gelo marinho na Antártica ocorre em resposta a condições de aquecimento atmosférico e oceânico, embora esta hipótese pareça falhar para a região de Bellingshausen-Amundsen. As correlações positivas encontradas para a EGM com o  $\text{CO}_2$  atmosférico, a TGSA e a TGSO podem estar relacionadas, como proposto por Zhang (2007), com a diminuição da salinidade e o aumento da temperatura do ar na superfície que reduz o mix vertical, retendo calor nas regiões profundas do oceano, permitindo o aumento da produção de gelo marinho. Em fato, a salinidade no mar de Ross tem declinado nas últimas quatro décadas, o que tem sido proposto a ocorrer devido ao aumento da precipitação e a aceleração do derretimento do manto de gelo no Oeste Antártico, como resposta ao aquecimento global (Jacob et al., 2002). Modelos climáticos considerando um cenário com o dobro das concentrações atmosféricas de  $\text{CO}_2$ , também sugerem o resfriamento do mar de Ross devido à redução da mistura vertical e da convecção oceânica (Bitz et al., 2006). As correlações negativas encontradas para a EGM média e mínima em Bellingshausen-Amundsen com o  $\text{CO}_2$ , TGSA e TGSO, sugerem uma resposta direta da variabilidade do gelo

marinho ao processo de aquecimento global, o que parece ser mais sensível durante o verão, já que nenhuma correlação negativa significativa foi detectada para a EGM máxima. Esta maior sensibilidade no verão ao efeito direto do aquecimento global pode ocorrer devido a reduzida extensão de gelo marinho nesta estação, possibilitando maior interação atmosfera-oceano e penetração da radiação solar. A distribuição geográfica das correlações entre a EGM média e o CO<sub>2</sub>, TGSA e TGSO coincidem como o padrão encontrado para as tendências, em outras palavras, regiões onde a EGM está negativamente correlacionada com estes parâmetros são aquelas que apresentam tendências negativas mais marcantes, enquanto as regiões positivamente correlacionadas com estes parâmetros apresentam maiores tendências positivas. O padrão espacial observado na análise de correlação que relaciona a variabilidade da EGM ao moderno aquecimento global também é confirmado pela análise de agrupamento para a EGM média total. A EGM média total apresentou similaridades com o CO<sub>2</sub>, TGSA, TGSO e ADO<sub>3</sub>.

#### 4.2.3 Gelo Marinho Antártico, ENOS e MAS

A EGM média e máxima nas regiões dos mares de Bellingshausen/ Weddell e Ross/ Amundsen apresentaram tendências opostas, refletindo a resposta climática dessas regiões ao ENOS e a variabilidade do MAS (Thompson e Wallace, 2000; Kwok e Comiso, 2002; Stammerjoh et al., 2008). Thompson e Wallace (2000) demonstraram que polaridades positivas do MAS estão associadas com o aumento da temperatura na Península Antártica e com a diminuição da temperatura nas demais regiões Antárticas, enquanto que Kwok e Comiso (2002) estudando a resposta climática a eventos de ENOS observaram que um aumento na temperatura na região Ross/Amundsen é acompanhado da redução da temperatura na região de Bellingshausen/Weddell durante eventos de El Niño, com o oposto ocorrendo durante eventos de La Niña, o que ficou conhecido como Dipolo Antártico. A base de dados de temperatura atmosférica global do NCEP/NCAR, na qual é possível observar pronunciados eventos de ENOS, mostra que um aquecimento de 1.0 a 2.5 °C na região dos mares de Ross/Amundsen e um resfriamento de 1 a 2 °C na região de Bellingshausen/ Weddell são compatíveis com a variabilidade da temperatura no Oceano Pacífico tropical, regiões Niño 3, Niño 3+4 e Niño 4 (Kalnay et al., 1996). Uma aproximação teórica considerando a teleconexão entre o ENOS e o clima Antártico foi descrita por Liu et al. (2002) e Yuan (2004). O mecanismo físico proposto para explicar a formação e manutenção do dipolo

Antártico sugere dois mecanismos principais, (1) mudanças na célula de Ferrel a qual modula o fluxo de calor meridional e (2) anomalias na circulação atmosférica regional, gerada por ciclones estacionários (Liu et al., 2002 e Yuan 2004). Estes processos de alta latitude estariam ligados ao ENOS através de mudanças na célula de Hadley e nas correntes de jato subtropical (Yuan 2004). No caso do El Niño, o aquecimento da temperatura do mar no Pacífico tropical aumenta o gradiente termal meridional equador-pólo. Isto fortalece e contrai a célula de Hadley (Rind et al. 2001). Como consequência, o jato subtropical é fortalecido e ocorre o fortalecimento da célula de Ferrel. O mesmo aquecimento das águas do Pacífico tropical deslocam a circulação zonal para leste, fazendo com que esta descenda no Atlântico tropical, o que enfraquece e expande a célula de Hadley nesta mesma região, enfraquecendo a célula de Ferrel. As mudanças na célula de Hadley resultam no fortalecimento da célula de Ferrel no Pacífico Sul e o enfraquecimento da mesma, no Atlântico Sul. Consequentemente mais (menos) transporte de calor nas regiões polares do Pacífico Sul (Atlântico Sul). Ao mesmo tempo, um evento de El Niño é capaz de gerar um centro de alta pressão anômalo no mar de Bellingshausen, criando uma circulação regional que leva ar aquecido das baixas latitudes para as regiões polares no Pacífico Sul e ar frio do interior da Antártica para a região Bellingshausen/Weddell, figura 28. O oposto ocorre durante eventos de La Niña. O dipolo Antártico pode ser observado em nosso trabalho através da análise de correlação. A EGM média e máxima na região Bellingshausen/Weddell (Ross/Amundsen) apresentou correlação positiva (negativa) estatisticamente significativa com o Niño 4, Niño 3+4, e IME, e correlação negativa (positiva) com o IOS. Periodicidades de 3-5 anos coincidentes com as do IOS também foram encontradas para o gelo marinho nos mares de Bellingshausen-Amundsen, Weddell e o oceano Índico, sugerindo covariabilidade entre o gelo marinho nestas regiões e o ENOS. Para compreender melhor como o gelo marinho poderá mudar em resposta ao aquecimento climático, devemos também compreender como será afetada as ocorrências de El Niño/La Niña. A análise das correlações ao longo do tempo aponta um aumento da relação do gelo marinho nos mares de Weddell e Ross com o ENOS. De maneira geral a análise agrupamento indica que o IOS e o MAS são os principais responsáveis pela variabilidade da EGM máxima ao redor da Antártica. O mesmo padrão na resposta encontrada para o gelo marinho com o ENOS foi encontrada para o MAS, configurando um dipolo entre as regiões de Bellingshausen/Weddell e Ross/Amundsen. Porém o MAS parece atuar sobre a EGM em uma área mais abrangente. Considerando a análise de correlação para o MAS, encontramos correlação negativa com o gelo marinho na região dos mares de Bellingshausen/Weddell, e positiva nas regiões Ross/Amundsen, Ross/ Pacífico Oeste e no Oceano Índico. O aumento da

temperatura e a diminuição do gelo marinho na região Bellingshausen/Weddell, e o oposto ocorrendo na região do mar de Ross/Amundsen estão associados com a presença de um centro de baixa pressão localizado na região leste do mar de Amundsen, quando o MAS está em sua fase positiva, gerando uma forte circulação ciclônica (Liu et al., 2004). Esta circulação ciclônica aumenta o fluxo de calor para a região de Bellingshausen/Weddell e leva ar frio do interior do continente para a região de Ross/Amundsen (Liu et al., 2004). Nós correlacionamos a temperatura do ar a partir de dados coletados na Estação Antártica Brasileira Comandante Ferraz, localizada na ilha Rei George, próxima a Península Antártica (disponível em: <http://antartica.cptec.inpe.br/>), e observamos uma forte correlação positiva de  $r = 0.72$ , figura 29. Para as outras regiões Antárticas onde o MAS está positivamente correlacionado com a EGM, Hall e Visbeck (2002) observaram que anomalias negativas na temperatura do ar para maior parte do Oceano Sul estão associadas a intensificação dos ventos de oeste quando o MAS está em sua fase positiva. A intensificação dos ventos de oeste orientam a corrente de Ekman para norte, dessa forma carregando água fria do Oceano Sul em direção ao equador, reduzindo o transporte de calor oceânico para o Pólo Sul. Esta mudança na corrente de Ekman também carrega o gelo marinho para norte, resultando em áreas abertas no oceano, próxima ao continente, permitindo a produção de mais gelo marinho (Hall e Visbeck, 2002). Fogt e Bromwich (2006) sugerem que uma conexão entre o ENOS e o MAS tende a ocorrer durante estações em que o ENOS é particularmente mais forte. Em termos de gelo marinho, uma resposta amplificada pode ser observada quando fases positivas do MAS coincidem com um evento de La Niña, e fases negativas do MAS coincidem com um evento de El Niño (Stammerjohn et al., 2008). Para o período de 1979-2002, o MAS tende para índices mais positivos (0.18/década), enquanto Niño 4 exibe uma tendência negativa (-0.09 °C/década), levando a redução do gelo marinho na região dos mares de Bellingshausen/Weddell e ao aumento de gelo marinho na região dos mares de Ross/Amundsen (Liu et al., 2004). Estes padrões na variabilidade do gelo marinho são claramente observados nas tendências encontradas para a EGM, principalmente para a EGM máxima anual, que exibiu correlações significativas nestas regiões apenas com o ENOS e o MAS. A análise de agrupamento aplicada para a EGM máxima salienta a relação entre a EGM máxima com o ENOS e o MAS.

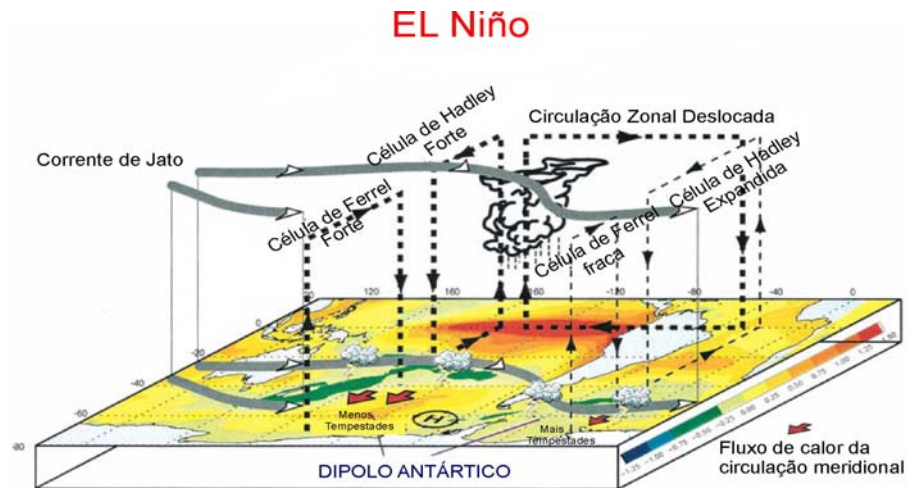


Figura 28 - Esquema do padrão da circulação atmosférica associada a um evento de El Niño (Fonte: Yuan 2004).

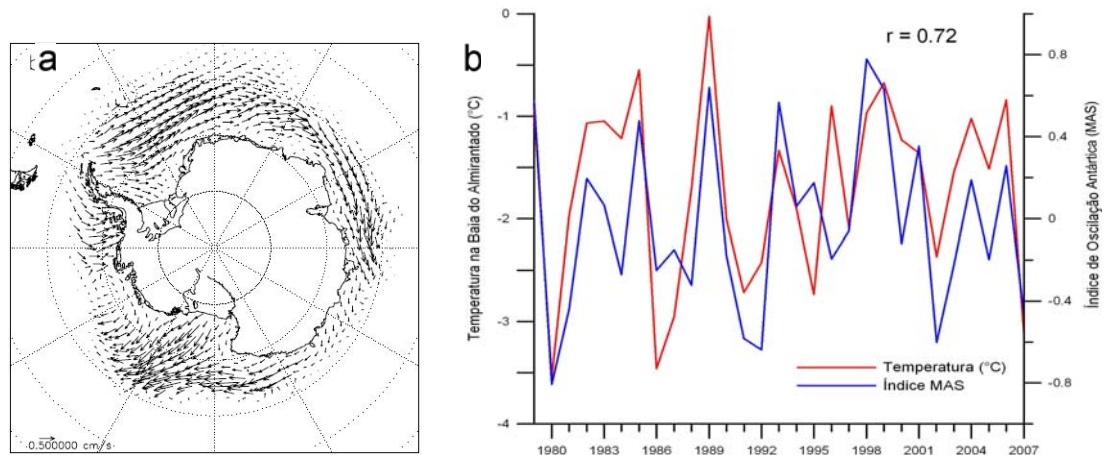


Figura 29 - (a) mapa de regressão de anomalias no deslocamento do gelo marinho associadas ao índice do MAS (Fonte: Liu et al. 2004); (b) Correlação entre a temperatura na baía do almirantado e o Índice do MAS.

#### 4.2.4 Gelo Marinho Antártico e a IST

A atividade Solar vem sendo monitorada desde o século XVII através da contagem das manchas solares (Lean et al., 1995) e foi reconstruída atualmente para todo holoceno a partir do  $^{10}\text{Be}$  em testemunhos de gelo da Groenlândia (Vonmoos et al., 2006). Apesar destes registros, dados sobre a irradiância Solar só foram possíveis de serem mensurados diretamente a partir dos anos 70, com o extensivo uso de radiômetros a bordo de satélites artificiais. Desde então, trabalhos científicos têm sido voltados a estudar a influência Solar sobre a variabilidade climática da Terra. Meehl et al. (2002) e Rigozo et al. (2007) demonstraram que alguns parâmetros climático, hidrológicos e biogeoquímicos parecem ser sensíveis a variabilidade da irradiância Solar, a qual é modulada pela atividade geomagnética Solar com ciclos bem marcados de 11 anos (ciclo de Schwalbe), 22 anos (ciclo de Hale), 80-90 anos (ciclo de

Gleissberg) e 180-200 anos (ciclo de De Vries). Considerando o ciclo Solar de 11 anos, a amplitude encontrada para a Irradiância Solar total, entre a atividade máxima e mínima Solar é de  $\sim 0.1\%$  (Fromlich, 2002). Porém os diferentes comprimentos de onda do espectro eletromagnético variam diferentemente neste período (Lean, 1991; Fligg et al., 2001). Diversos mecanismos, apresentados a seguir, têm sido propostos para explicar como a variabilidade da atividade Solar pode influenciar o clima da Terra (Hoyt and Schatten, 1997; Tung and Camp, 2008; Troshichev and Gabis, 2004; Kristjánsson et al., 2003): (1) Variações na quantidade de energia Solar que afetam diretamente a troposfera; (2) Mudanças na química estratosférica determinada por mudanças na quantidade de radiação ultravioleta; e (3) Mudanças na cobertura de nuvens induzida pelo fluxo de raios cósmicos. O IPCC, apoiado em modelos climáticos (Cubasch et al., 1997; Meehl et al., 2002) sugere que a atividade Solar é um importante forçante natural do clima, que deve ser considerado nas projeções das tendências para o moderno aquecimento global. Meehl et al. (2002) sugerem que o aquecimento global durante o século XX, e especialmente o rápido aquecimento a partir de 1970, não é resultado apenas do aumento das emissões de gases estufa, mas sim uma combinação deste aumento com a variabilidade Solar. Neste trabalho procuramos evidências da influência da atividade Solar sobre o gelo marinho. Nossa base de dados indica a existência de uma correlação negativa estatisticamente significativa entre a EGM média no mar de Ross (na região da plataforma de Ross) e a IST. A EGM no mar de Ross também apresentou sinais da periodicidade de 11 anos da atividade solar, corroborando com o resultado da correlação. Porém a análise das correlações ao longo do tempo indica que à medida que aumenta a correlação entre o gelo marinho no mar de Ross com o  $\text{CO}_2$ , TGSA, TGSO, ENSO e a  $\text{ADO}_3$ , a correlação com a IST diminui. Ainda encontramos através da análise de agrupamento similaridades entre a EGM mínima na região da Península Antártica com a IST e o  $\text{O}_3$  min. Tung e Camp (2008) mostraram que as regiões polares são mais sensíveis à variabilidade Solar do que as regiões tropicais. Os modelos baseados nos dados do NCEP/NCAR e ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecast), apontam duas regiões no Oceano Sul com alta resposta à variabilidade da irradiância Solar, Bellingshausen/Weddell (ao redor da Península Antártica) e o mar de Ross (Tung e Camp, 2008). Para o mar de Ross nossos resultados baseados na correlação direta entre a IST e a EGM corroboram com os encontrados por Tung e Camp (2008), figura 30. Apesar da análise de correlação falhar entre a IST e a região da Península Antártica, a análise de agrupamento indica uma associação entre a EGM mínima anual, a IST e o  $\text{O}_3$  min nesta região.



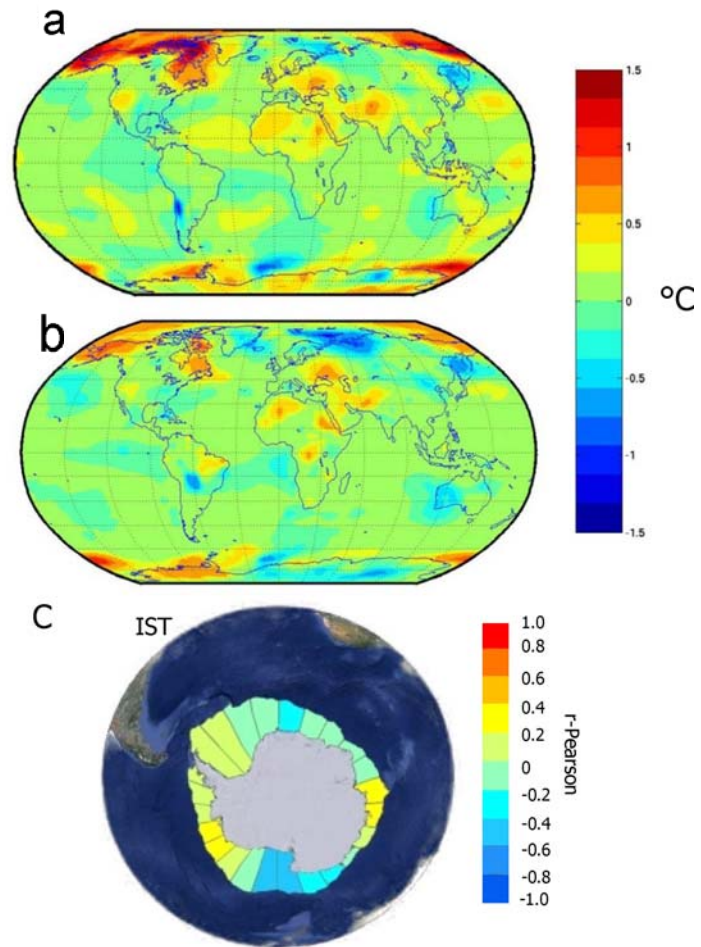


Figura 30 - Padrão espacial da variação de temperatura que melhor distingue anos de máximo e mínimo Solar baseado nos dados do (a) NCEP-NCAR e (b) ECMWF (fonte: Tung e Camp, 2008). (c) Correlação encontrada entre a EGM média anual e a IST (presente trabalho).

## 5 VARIABILIDADE DE GELO MARINHO NO ÁRTICO

### 5.1 Resultados

#### 5.1.1 Variação de gelo marinho para o período de 1979-2007

A regressão linear foi aplicada para as séries temporais anuais de extensão de gelo marinho (EGM) mínima, média e máxima para todo Ártico (sem subdivisão em setores) e para cada setor definido neste trabalho. Observa-se uma redução da EGM mínima, média e máxima anual em -26%, -11% e -9% respectivamente, figura 231.

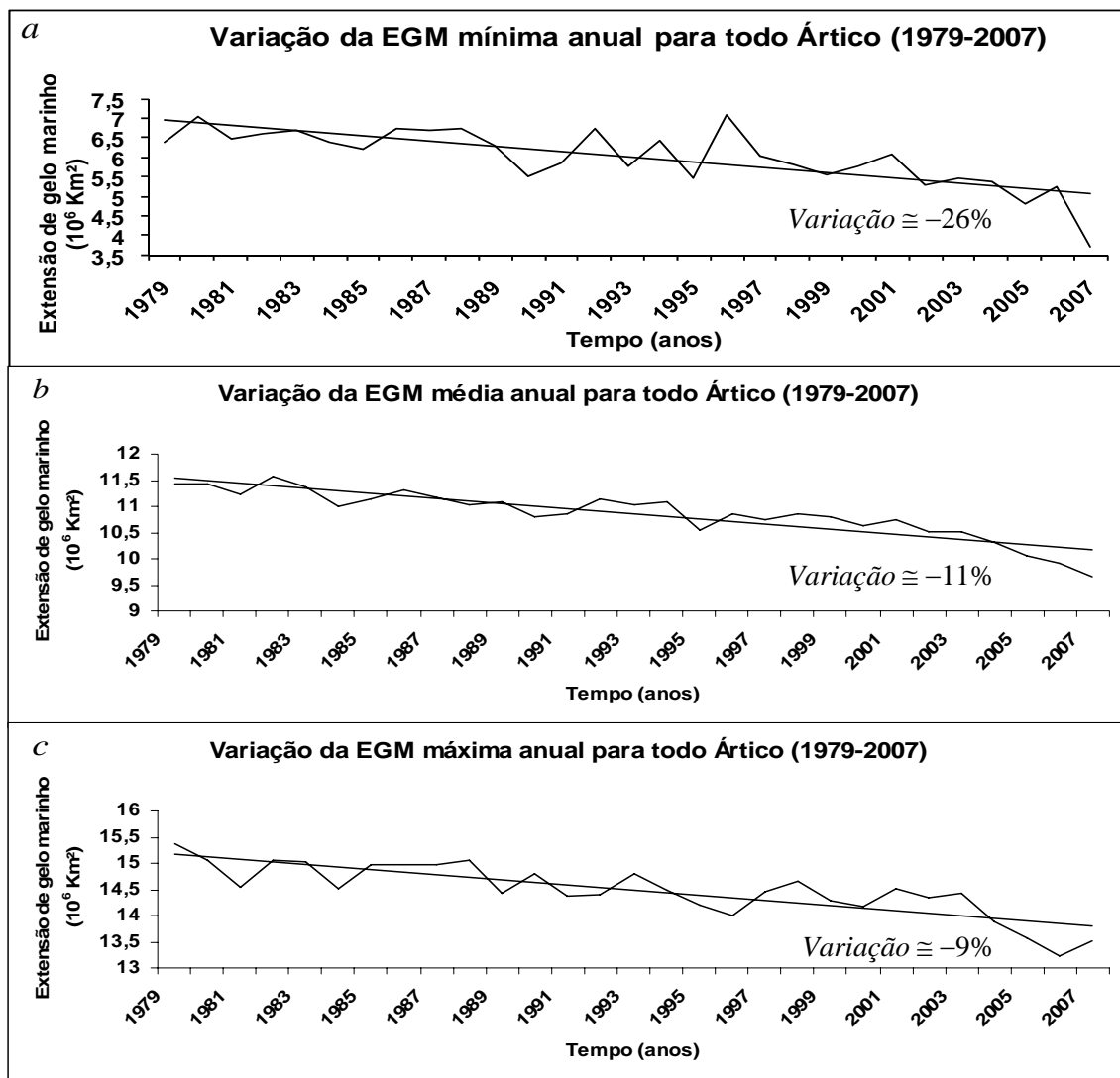


Figura 31 - Variação anual da EGM para todo Ártico no período de 1979-2007. (a) EGM mínima, (b) EGM média e (c) EGM máxima.

Estes resultados corroboram as tendências sazonais na EGM descritas por Parkinson e Cavalieri (2008), onde foram encontradas maiores tendências de redução durante o verão e

menores durante o inverno. A EGM para todo Ártico apresenta considerável redução ao longo dos 29 anos analisados, ao contrário da EGM para Antártica onde foram encontradas tendências positivas. Enquanto as variações de gelo marinho na Antártica apresentam um complexo padrão espacial, já que são observadas regiões de significativa redução e outras de significativo aumento de gelo, no Ártico a análise setorizada indica redução de gelo marinho em todas as regiões, Figura 32.

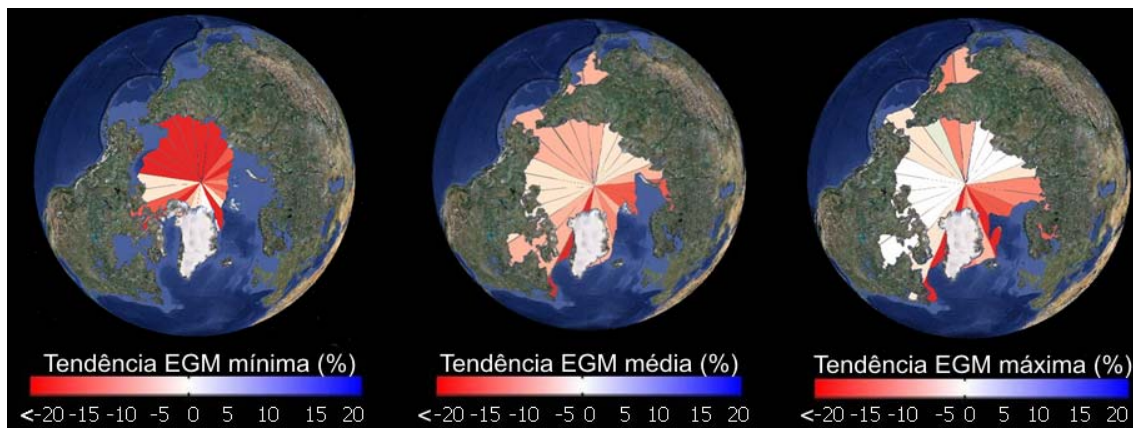


Figura 32 - Variação anual da EGM mínima, média e máxima para o período de 1979-2007 em cada setor definido neste trabalho.

Para a EGM mínima as maiores reduções foram encontradas no quadrante  $135^{\circ}\text{W}-90^{\circ}\text{L}$  onde estão localizados o mar de Bering, os mares de Okhotsk e Japão, e parte do Oceano Ártico. As reduções encontradas nesta região alcançaram -40% de gelo marinho, e correspondem exclusivamente ao Oceano Ártico, já que o mar de Bering e os mares de Okhotsk e Japão não apresentaram gelo marinho durante a fase de mínimo ao longo de todo período (1979-2007). A EGM mínima no mar da Groelândia diminuiu em cerca de -25%, seguida de -19% à -25% na região da baía de Hudson e do Arquipélago do Canadá e de -15% nos mares de Kara e Barents. Para a EGM média anual as reduções na EGM mais marcantes foram encontradas nos mares de Kara e Barents, e na região da Baía Baffin/ mar do Labrador, alcançando -25% e -37%, respectivamente. Nas regiões correspondentes ao mar de Bering, os mares de Okhotsk e Japão, e a baía de Hudson as reduções ficaram entre -8% e -13%, enquanto que nas demais regiões a redução foi de aproximadamente -5%. Considerando a EGM máxima anual foram encontradas reduções de -15% na região dos mares de Kara e Barents, -34% no mar da Groelândia e -35% na região da Baía Baffin/ mar do Labrador. Na região do mar de Bering, dos mares de Okhotsk e Japão, e parte do Oceano Ártico a redução ficou entre -5% e -15%. As demais regiões não apresentaram variações na EGM ao longo do ano, pois esta sempre alcançava seu limite máximo limitado pelos continentes. Podemos

observar que apesar da redução da EGM mínima, média e máxima anual em -26%, -11% e -9% respectivamente, são encontradas tendências negativas mais acentuadas em algumas regiões do que em outras, refletindo a variabilidade climática de cada região.

As tendências encontradas parecem ser em parte respostas ao padrão das mudanças climáticas no Ártico, as quais incluem um pronunciado aquecimento dos continentes sub-Árticos e do Oceano Ártico, redução da pressão ao nível do mar durante o inverno e tendências positivas nos índices de Oscilação do Ártico (OA) e de Oscilação do Atlântico Norte (OAN) (Thompson e Wallace 1998; Moritz et al., 2002). A OA é o principal componente da pressão ao nível do mar no Hemisfério Norte e reflete as trocas de massas atmosféricas entre o Oceano Ártico e as médias latitudes. É considerado a contra parte do MAS na Antártica. A OAN pode ser vista como um componente da OA, apesar de serem modos atmosféricos separados (THOMPSON e WALLACE 1998).

#### 5.1.2 Correlação entre a variabilidade do gelo marinho e forçantes/parâmetros/índices climáticos.

As correlações entre a EGM mínima, média e máxima anuais, em cada setor, e os forçantes/parâmetros/índices climáticos de reconhecido impacto global são apresentadas a seguir, (figuras 33-35). A significância estatística foi baseada no teste t-Student ( $t = r\sqrt{n-2} / \sqrt{1-r^2}$ ), considerando o grau de 95° de confiança. Para  $n = 29$ , os valores do coeficiente r-Pearson estatisticamente significantes variaram no intervalo de  $r > 0,37$  and  $r < -0,37$ .

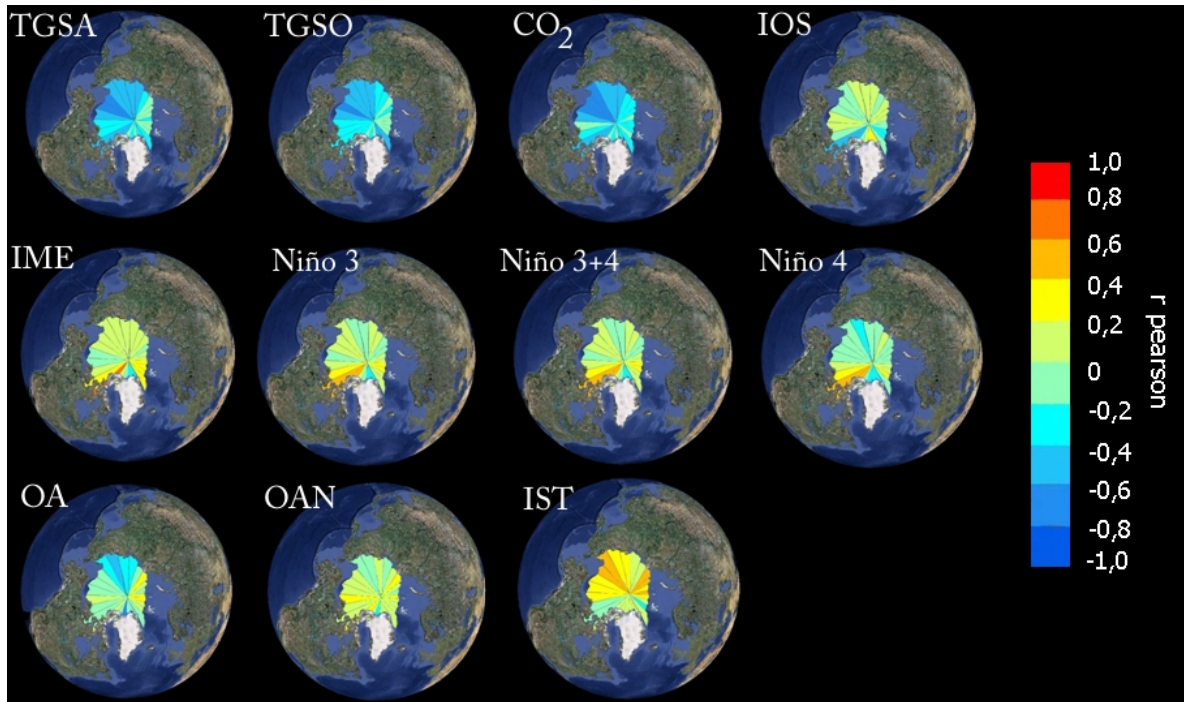


Figura 33 - Correlação entre as séries de extensão mínima anual de gelo marinho Ártico e a variabilidade climática no período de 1979-2007.

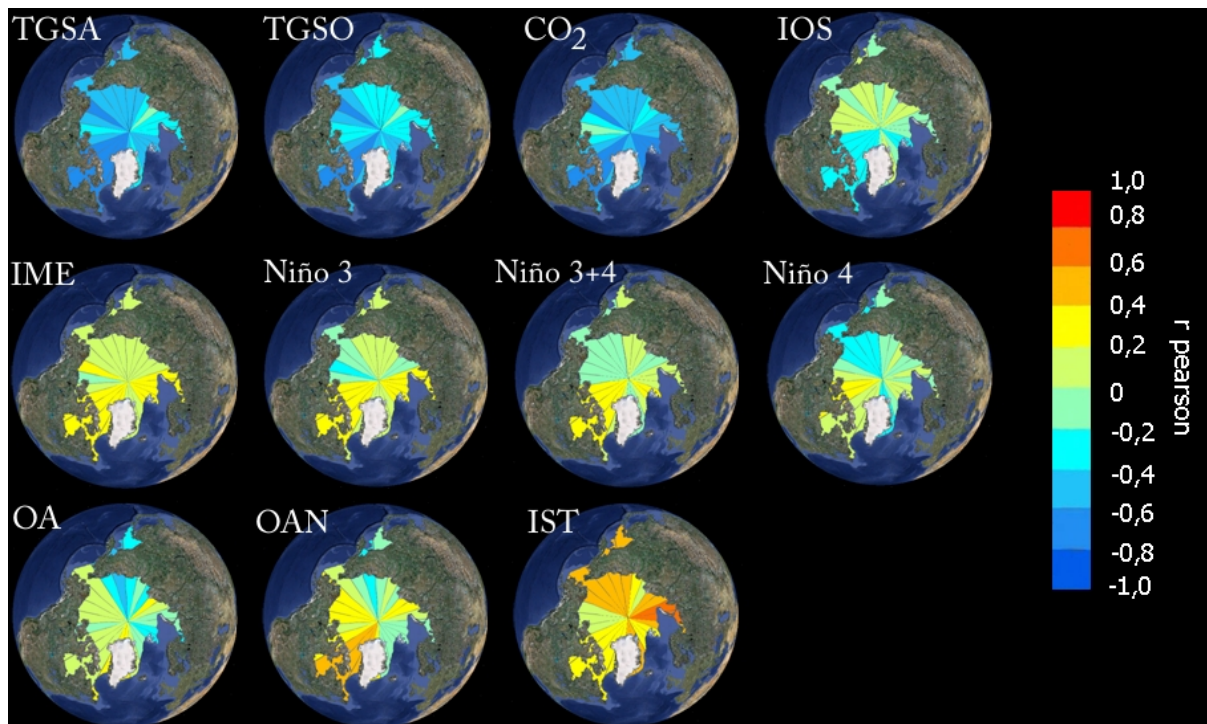


Figura 34 - Correlação entre as séries de extensão média anual de gelo marinho Ártico e a variabilidade climática no período de 1979-2007.



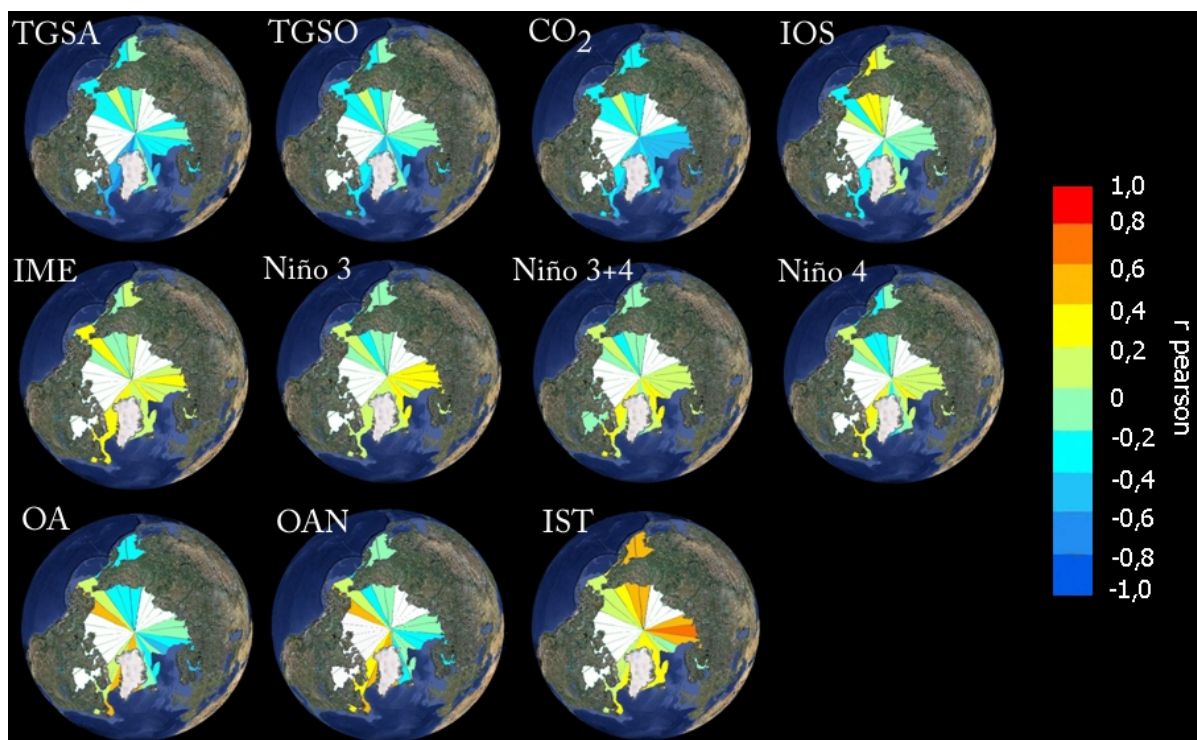


Figura 35 - Correlação entre as séries de extensão máxima anual de gelo marinho Ártico e a variabilidade climática no período de 1979-2007.

Considerando a EGM mínima no quadrante  $135^{\circ}\text{W}-90^{\circ}\text{L}$ , que apresentou a maior redução durante o período de 1979-2007, foram encontradas correlações negativas estatisticamente significantes com a TGSA, TGSO e o  $\text{CO}_2$ , os valores de  $r$  alcançaram -0.62, -0.65 e -0.68 respectivamente. Compreendendo a mesma região, porém em uma área mais restrita, também foram encontradas correlações significantes negativa com a OA e positiva com a IST. Nos mares de Kara e Barents foi encontrada correlação, positiva significativa, apenas com a IST. A EGM mínima no mar da Groelândia (região que também apresentou considerável redução de gelo marinho) apresentou correlação negativa significativa com a TGSO e o  $\text{CO}_2$ . Enquanto que na região da baía de Hudson e do Arquipélago do Canadá foram encontradas correlações negativas com a TGSA, o  $\text{CO}_2$  e o IOS, e positivas com o IME, Niño3, Niño3+4 e Niño4.

Observando os resultados da análise de correlação para a EGM média anual, encontramos no quadrante  $135^{\circ}\text{W}-90^{\circ}\text{L}$  correlações negativas estatisticamente significantes com a TGSA, TGSO e o  $\text{CO}_2$ , e positivas com a IST. Em uma área mais restrita, nesta mesma região, também foi encontrada correlação negativa com a OA. Na região dos mares de Kara e Barents foi encontrada correlação negativa com o  $\text{CO}_2$  e positiva com a IST. No mar da Groelândia foi encontrada correlação negativa com a TGSA, TGSO e o  $\text{CO}_2$ , e positiva em uma região mais restrita, próxima a Groelândia, com a IST. Na região da baía de Hudson, do

Arquipélago do Canadá, da baía Baffin/ mar do Labrador e do Golfo de Santa Lawrence foram encontradas correlações negativas com a TGSA, TGSO, CO<sub>2</sub> e positiva com a OAN. Nesta região foram encontrados os valores de r mais altos com a TGSA, TGSO e CO<sub>2</sub>,  $r = -0,76$ ,  $r = -0,71$ ,  $r = -0,72$  respectivamente.

A EGM máxima anual na região do mar de Bering/ Oceano Ártico apresentou correlação positiva com a OA e a OAN. Já a região dos mares de Okhotsk e Japão/Oceano Ártico a EGM máxima apresentou correlação negativa com a AO e positiva com a IST. Para a Região do mar de Kara e Barents foi encontrada correlação positiva com a IST e negativa com o CO<sub>2</sub>. Na região do mar da Groelândia foram encontradas correlações negativas entre a EGM máxima e a TGSA, TGSO, CO<sub>2</sub> e a OA. Enquanto que para a EGM máxima na região da baía Baffin/ mar do Labrador e do Golfo de Santa Lawrence foram encontradas correlações negativas com a TGSA, TGSO, CO<sub>2</sub> e positiva com a AO e OAN.

Em geral a EGM nas regiões oceânicas do Ártico que apresentaram as maiores variações negativas, se correlaciona fortemente com a TGSA, TGSO e com o CO<sub>2</sub> atmosférico. Isto sugere que as tendências negativas encontradas no Ártico ocorrem principalmente em resposta ao padrão do aquecimento atmosférico e Oceânico e ao aumento do CO<sub>2</sub> atmosférico.

Adicionalmente os valores do coeficiente de Pearson foram calculados ao longo do tempo, gerando séries temporais de valores de r-Pearson entre a EGM média e cada forçante/parâmetro/índice climático para as seguintes regiões do Ártico: Mares de Okhotsk e Japão, mar de Bering, Oceano Ártico, mares de Kara e Barents, mar da Groelândia, baía Baffin/mar do Labrador, Golfo de Santa Lawrence, baía hudson e arquipélago do Canadá. Esta análise possibilitou observar como a correlação se desenvolveu ao longo do período de 1979-2007. Os resultados são apresentados a seguir (figuras 36 – 44).

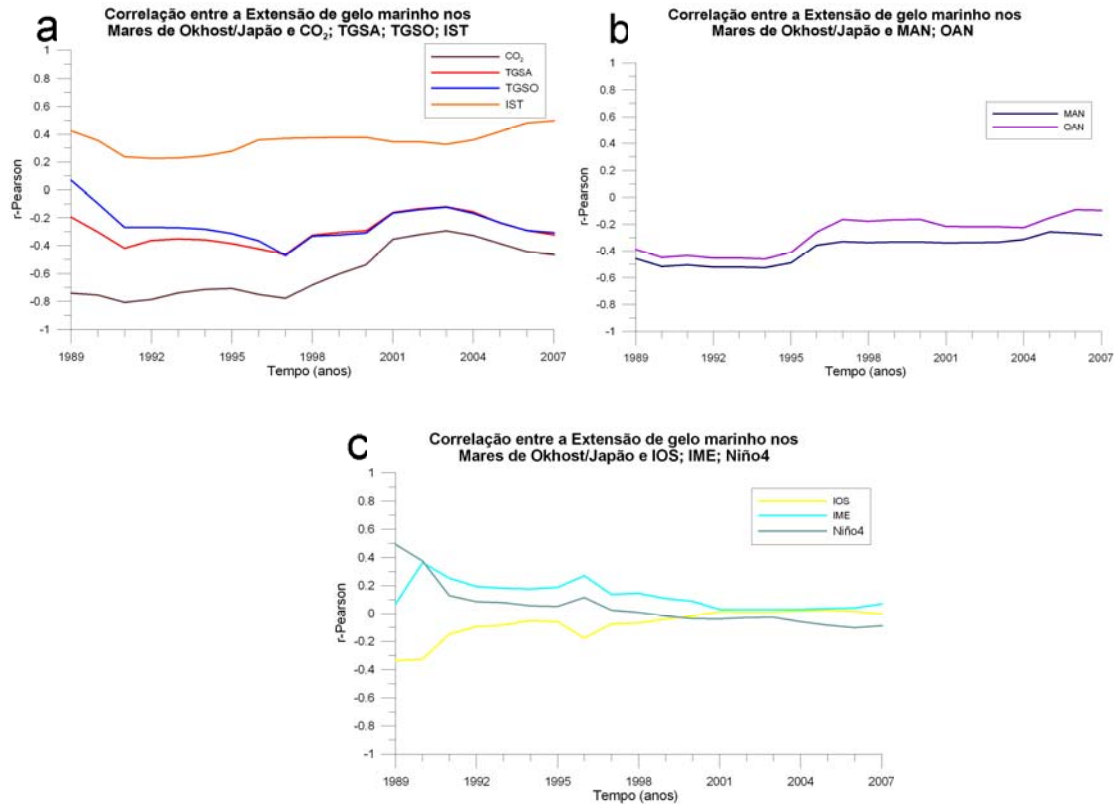


Figura 36 - Séries temporais representando a evolução das correlações entre a extensão de gelo marinho média nos mares de Okhotsk e Japão e (a) CO<sub>2</sub>, TGSA, TGSO e IST; (b) MAN e OAN; (c) IOS, IME e Niño 4.

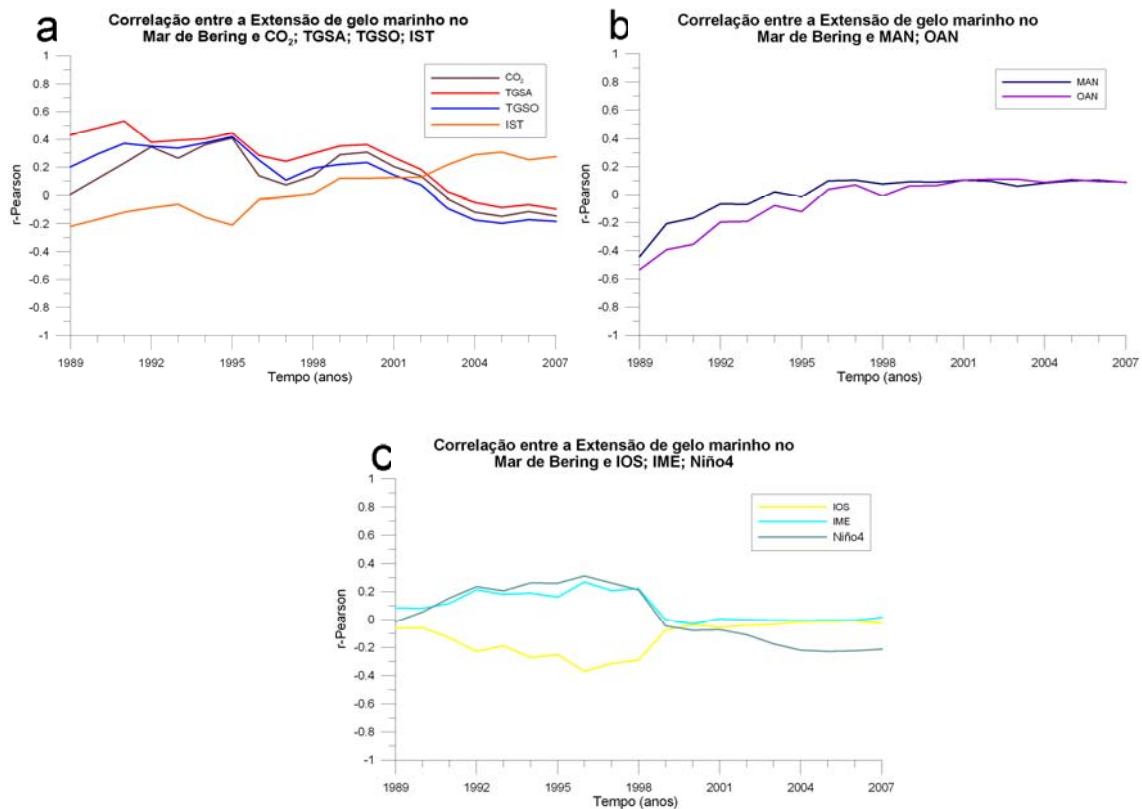


Figura 37 - Séries temporais representando a evolução das correlações entre a extensão de gelo marinho média no mar de Bering e (a) CO<sub>2</sub>, TGSA, TGSO e IST; (b) MAN e OAN; (c) IOS, IME e Niño 4.



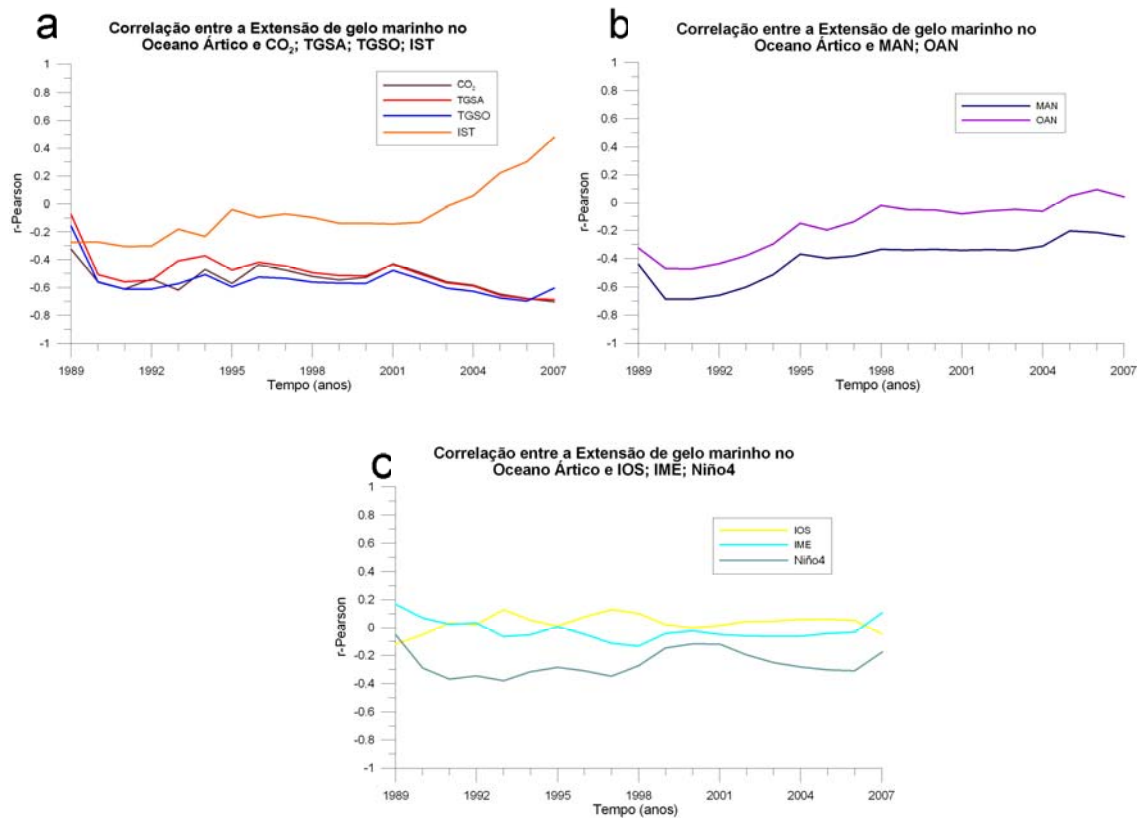


Figura 38 - Séries temporais representando a evolução das correlações entre a extensão de gelo marinho média no Oceano Ártico e (a) CO<sub>2</sub>, TGSA, TGSO e IST; (b) MAN e OAN; (c) IOS, IME e Niño 4.

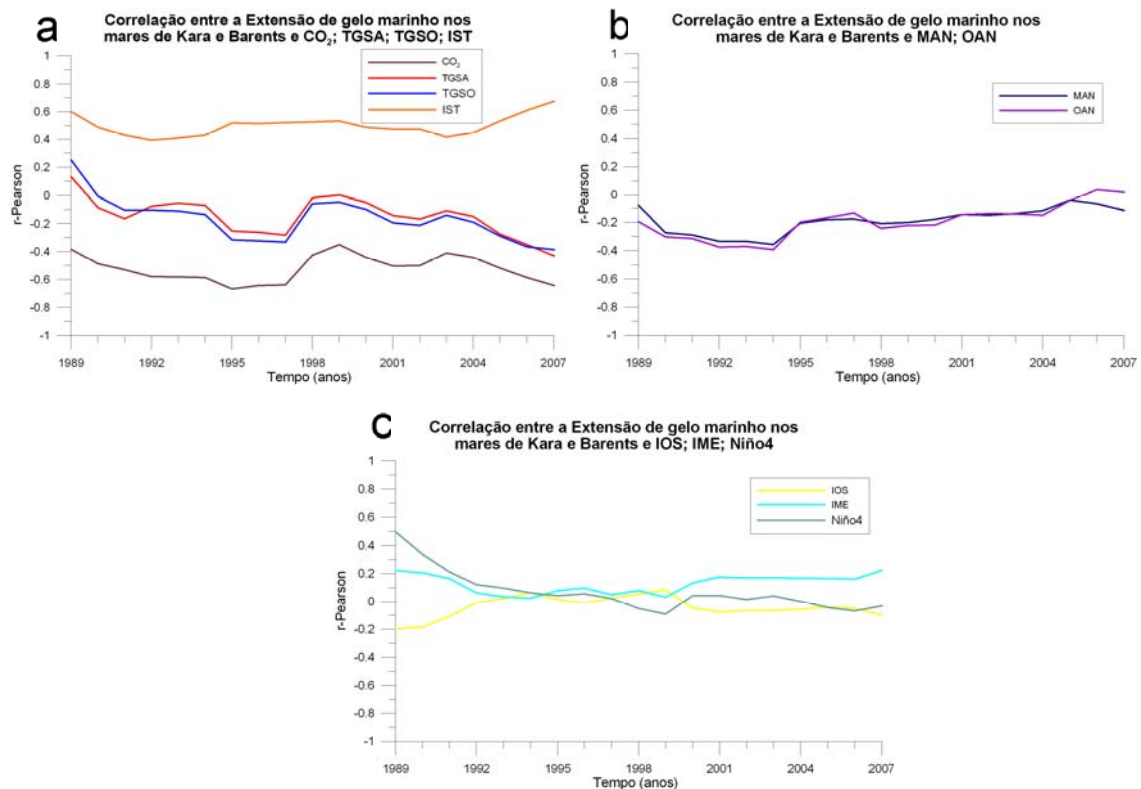


Figura 39 - Séries temporais representando a evolução das correlações entre a extensão de gelo marinho média nos mares de Kara e Barents e (a) CO<sub>2</sub>, TGSA, TGSO e IST; (b) MAN e OAN; (c) IOS, IME e Niño 4.

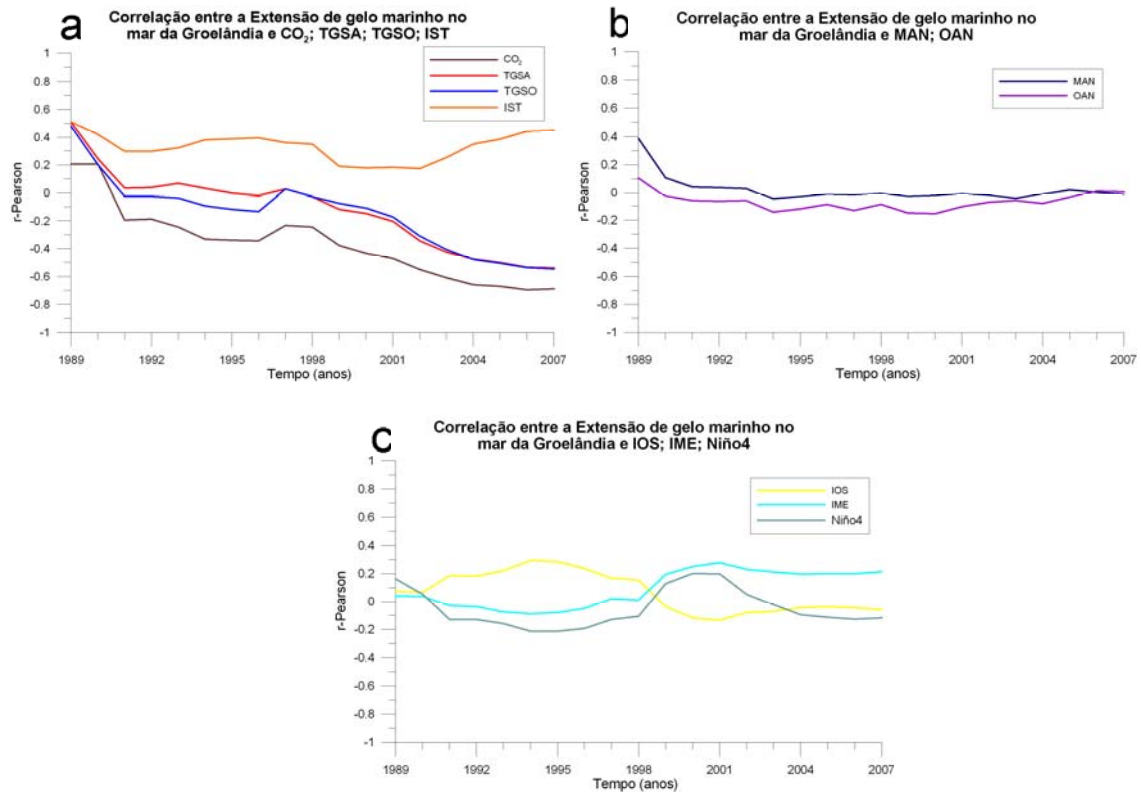


Figura 40 - Séries temporais representando a evolução das correlações entre a extensão de gelo marinho média no mar da Groelândia e (a) CO<sub>2</sub>, TGSA, TGSO e IST; (b) MAN e OAN; (c) IOS, IME e Niño4.

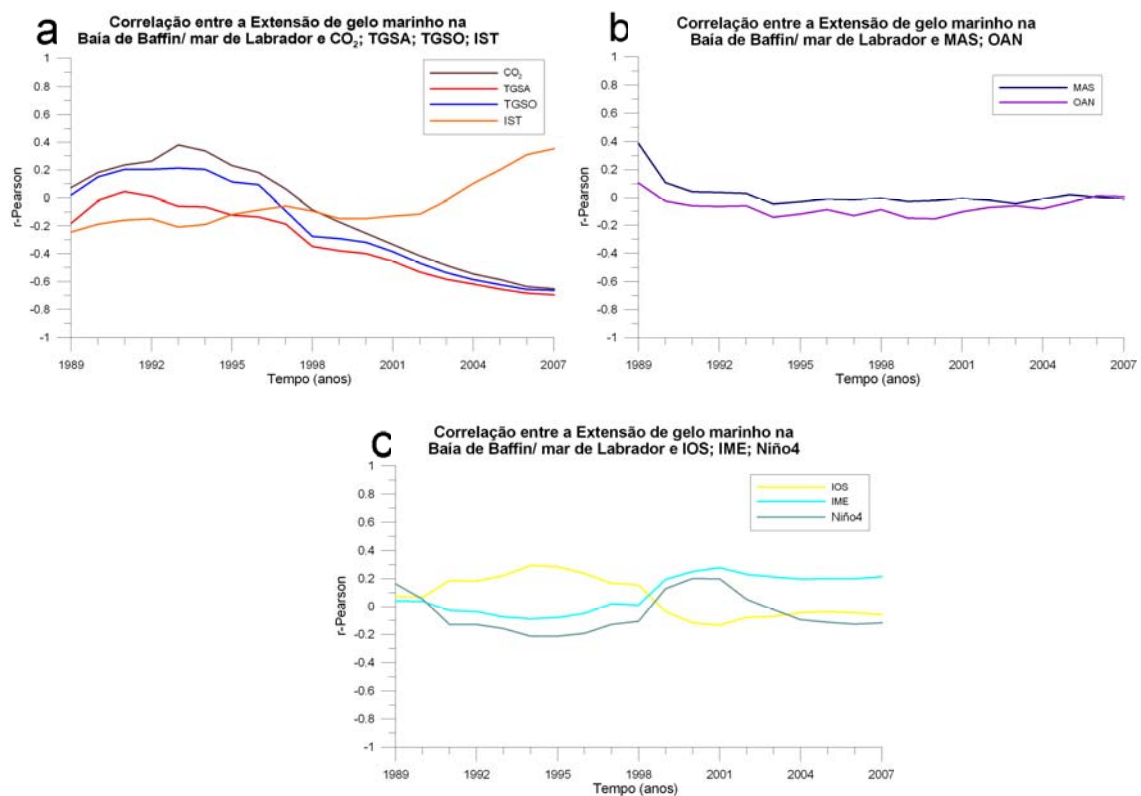


Figura 41 - Séries temporais representando a evolução das correlações entre a extensão de gelo marinho média na Baía Baffin/ mar do Labrador e (a) CO<sub>2</sub>, TGSA, TGSO e IST; (b) MAN e OAN; (c) IOS, IME e Niño 4.

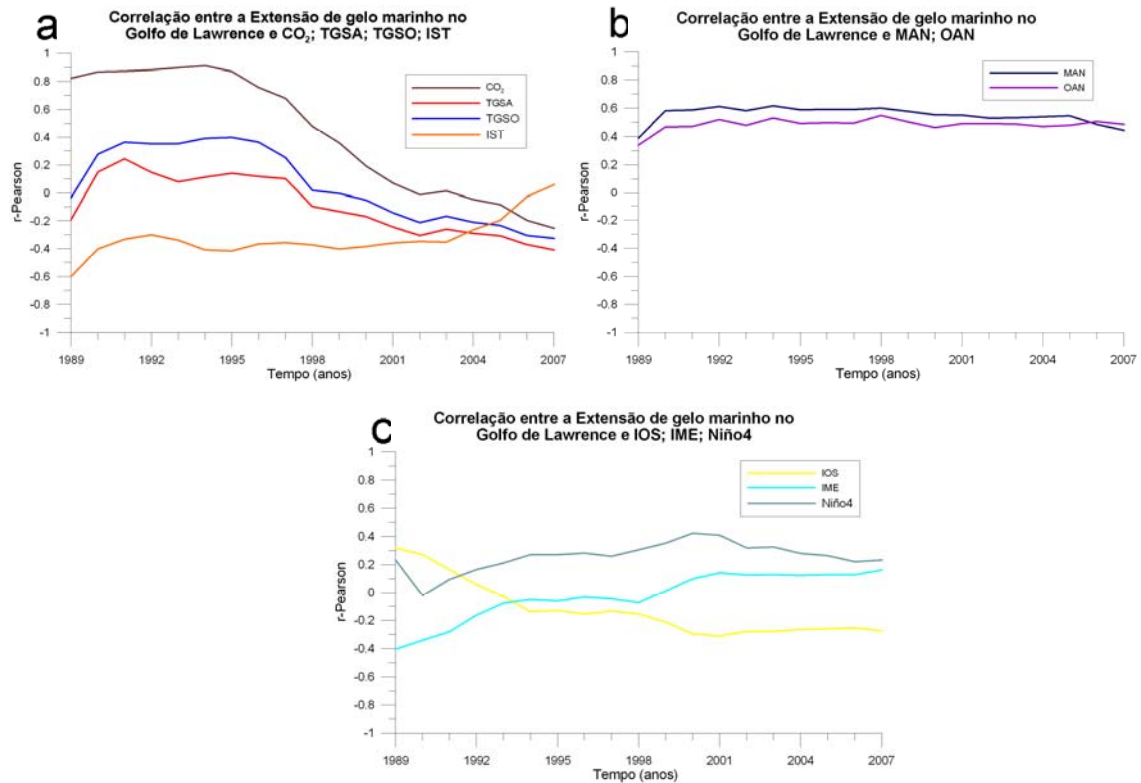


Figura 42 - Séries temporais representando a evolução das correlações entre a extensão de gelo marinho média no Golfo de Lawrence e (a)  $CO_2$ , TGSA, TGSO e IST; (b) MAN e OAN; (c) IOS, IME e Niño4.

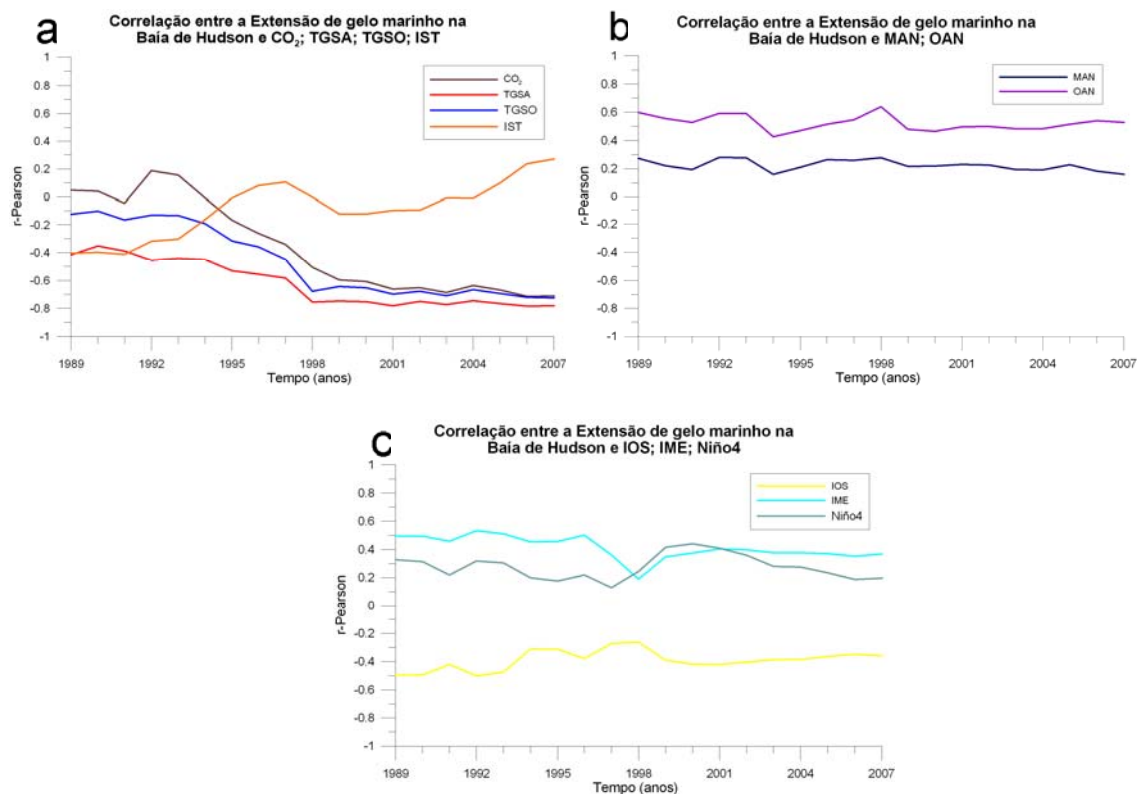


Figura 43 - Séries temporais representando a evolução das correlações entre a extensão de gelo marinho média na Baía de Hudson e (a)  $CO_2$ , TGSA, TGSO e IST; (b) MAN e OAN; (c) IOS, IME e Niño 4.

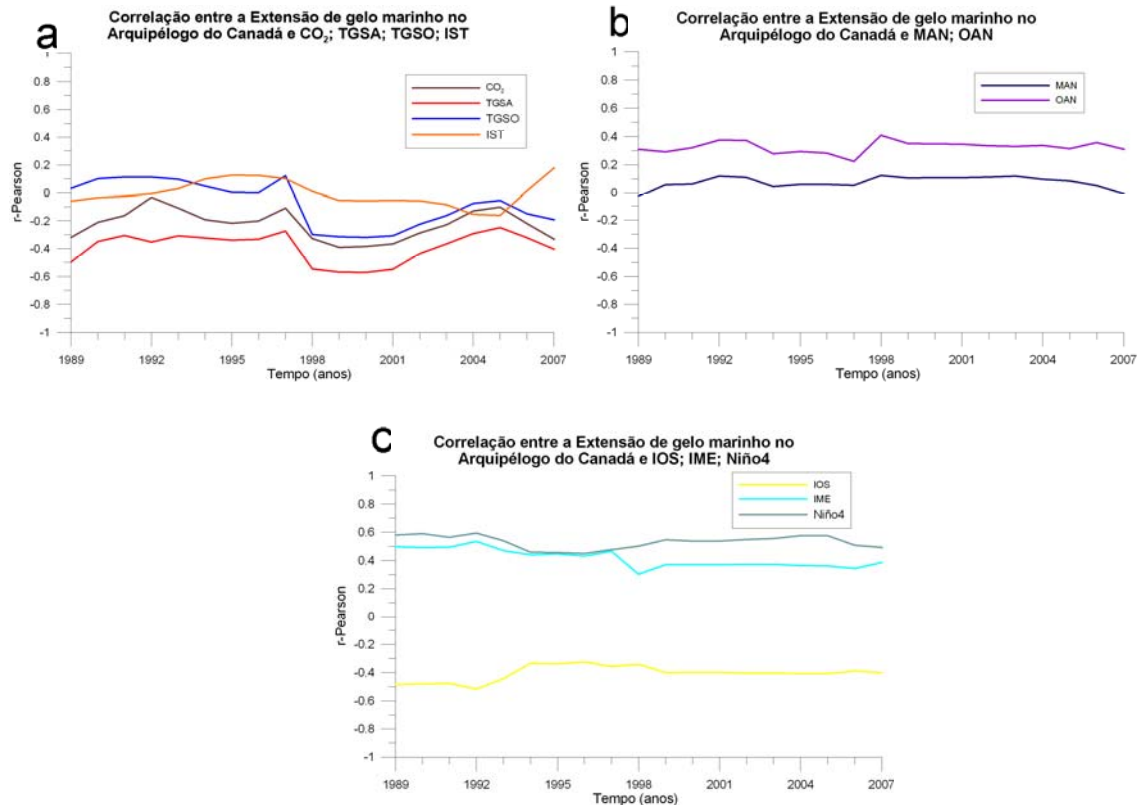


Figura 44 - Séries temporais representando a evolução das correlações entre a extensão de gelo marinho média no Arquipélago do Canadá e (a) CO<sub>2</sub>, TGSA, TGSO e IST; (b) MAN e OAN; (c) IOS, IME e Niño 4.

Nas regiões dos mares de Okhotsk e Japão, Oceano Ártico, mares de Kara e barents, mar da Groelândia e baía Baffin/Labrador a correlação entre o gelo marinho e a TGSA, TGSO, o CO<sub>2</sub> tem apresentado sinal negativo e aumentado ao longo do tempo. Ao mesmo tempo, a correlação com a IST tem apresentado sinal positivo e também aumentado ao longo do tempo, enquanto pode ser observada uma correlação baixa ou diminuição da correlação com o ENOS e os modos atmosféricos representados pela AO e a OAN. No mar de Bering ocorreu inversão do sinal a partir de 2001 da correlação entre o gelo marinho e a TGSA, TGSO, CO<sub>2</sub> e a IST. As correlações ficaram negativas para a TGSA, TGSO e o CO<sub>2</sub> e positiva para a IST. Porém apesar de estarem aumentando desde 2001 se mantiveram baixas. Já as correlações entre o gelo marinho e a OA, OAN e o ENOS nesta região têm diminuído. Na região do Golfo de Santa Lawrence e da baía de Hudson as correlações entre o gelo marinho e a TGSA, TGSO e o CO<sub>2</sub> tem sido negativas e parecem estar aumentando desde 1997. Em especial para a baía de Hudson foram encontrados altos valores de  $r$  entre a EGM média e estes parâmetros. Nestas regiões as correlações com a OA e OAN variaram pouco, se mantendo relativamente constantes. Por fim, para a EGM no arquipélago do Canadá foram encontradas correlações relativamente constantes com os índices de ENOS, a TGSA e a OAN, apresentando valores de  $r$  estatisticamente significantes em 2007. Estes resultados apontam

que na maioria das regiões do círculo polar do Ártico as correlações entre a variabilidade da EGM e a concentração atmosférica de CO<sub>2</sub>, temperatura atmosférica e oceânica globais estão aumentando, na medida em que é observado um rápido declínio do gelo marinho nestas regiões.

### 5.1.3 Análise de agrupamento dos Parâmetros.

A análise de agrupamento foi utilizada neste estudo como método para analisar a associação entre a variabilidade de gelo marinho do Ártico e forçantes/parâmetros/Índices climáticos. Foi empregada a análise de agrupamento para todo o conjunto de forçantes/parâmetros/índices climáticos combinados com a extensão de gelo marinho mínima, média e máxima para cada setor, e para a extensão total (sem divisão em setores).

A análise setorizada aponta similaridades entre a EGM mínima (Tabela 5) na região de Kara e barents/ mar da Groenlândia com a OA e OAN, e o gelo marinho da região do Arquipélago do Canadá/ baía Hudson/ baía Baffin/ mar do Labrador/ S. Lawrence/ Oceano Ártico com a componente oceânica do ENOS e o IME. Para o restante das regiões do Ártico a EGM mínima foi associada à IST. Tanto para a EGM mínima quanto para a EGM média (tabela 6) e máxima (tabela 7) a associação com a forçante solar predominou. Outra associação presente por meio desta análise foi encontrada entre a EGM média nos setores 13 e 14, e a EGM máxima nos setores 13, 14, 15 e 20, respectivamente, com a OA e OAN. Estas associações encontradas com a OA e OAN corroboram com o resultado da correlação entre o gelo marinho e estes parâmetros.

Em acordo com o padrão dominante observado nos resultados da análise setorizada, a EGM mínima, média e máxima para o Ártico como um todo, foi associada com a IST (tabela 8).



Tabela 7 - Forçantes/parâmetros/Índices climáticos agrupados com a EGM máxima anual de acordo com o método de Ward como regra para o agrupamento.

		<b>Forçantes/parâmetros/Índices climáticos agrupados com a EGM máxima (de acordo com a análise de cluster)</b>										
Setores		IME	Niño3	Niño3+4	Niño4	CO <sub>2</sub>	TGSA	TGSO	IST	OA	OAN	IOS
	2											
	3											
	4											
	5											
	6											
	7											
	8											
	9											
	10											
	11											
	12											
	13											
	14											
	15											
	16											
	17											
	18											
	19											
	20											
	21											
	22											
	23											
	24											
	1											

Tabela 8 - Forçantes/parâmetros/Índices climáticos agrupados com a EGM total para o Ártico (sem setorização) de acordo com o método de Ward como regra para o agrupamento.

		<b>Forçantes/parâmetros/Índices climáticos agrupados com a EGM (de acordo com a análise de cluster)</b>										
EGM		IME	Niño3	Niño3+4	Niño4	CO <sub>2</sub>	TGSA	TGSO	IST	OA	OAN	IOS
	Total											
	Mínimo											
	Médio											
	Máximo											

#### 5.1.4 Análise das ciclicidades na variabilidade do gelo marinho.

Os resultados das ciclicidades para a EGM média são apresentados na figura 43. Estes foram comparados com as ciclicidades do IOS e da IST, que possuem reconhecida periodicidade de 3-5 anos e 11 anos respectivamente (figura 26), assim como foi feito para a Antártica.

Para a EGM média no Ártico foram encontrados diferentes padrões de ciclicidades nas séries temporais (Figura 45). Ciclicidades bem definidas de 3-5 anos foram encontradas para o mar de Bering, onde ciclos de 3 anos ocorrem durante o período de 1979-1996, para o

arquipélago do Canadá, onde ciclos de 3-5 anos ocorrem ao longo de toda série (1979-2007) e para a baía de Hudson, onde ciclos de 3-5 anos ocorrem durante os períodos de 1982-1990 e 1995-2000. Para o gelo marinho presente no arquipélago do Canadá e na baía de Hudson os ciclos de 3-5 anos encontrados corroboram com as correlações com o IOS. Apesar da análise de correlação e de agrupamento indicar uma relação entre variabilidade de gelo marinho no Ártico e a IST, não foram encontrados ciclos de 11 anos significativos nas séries de EGM.



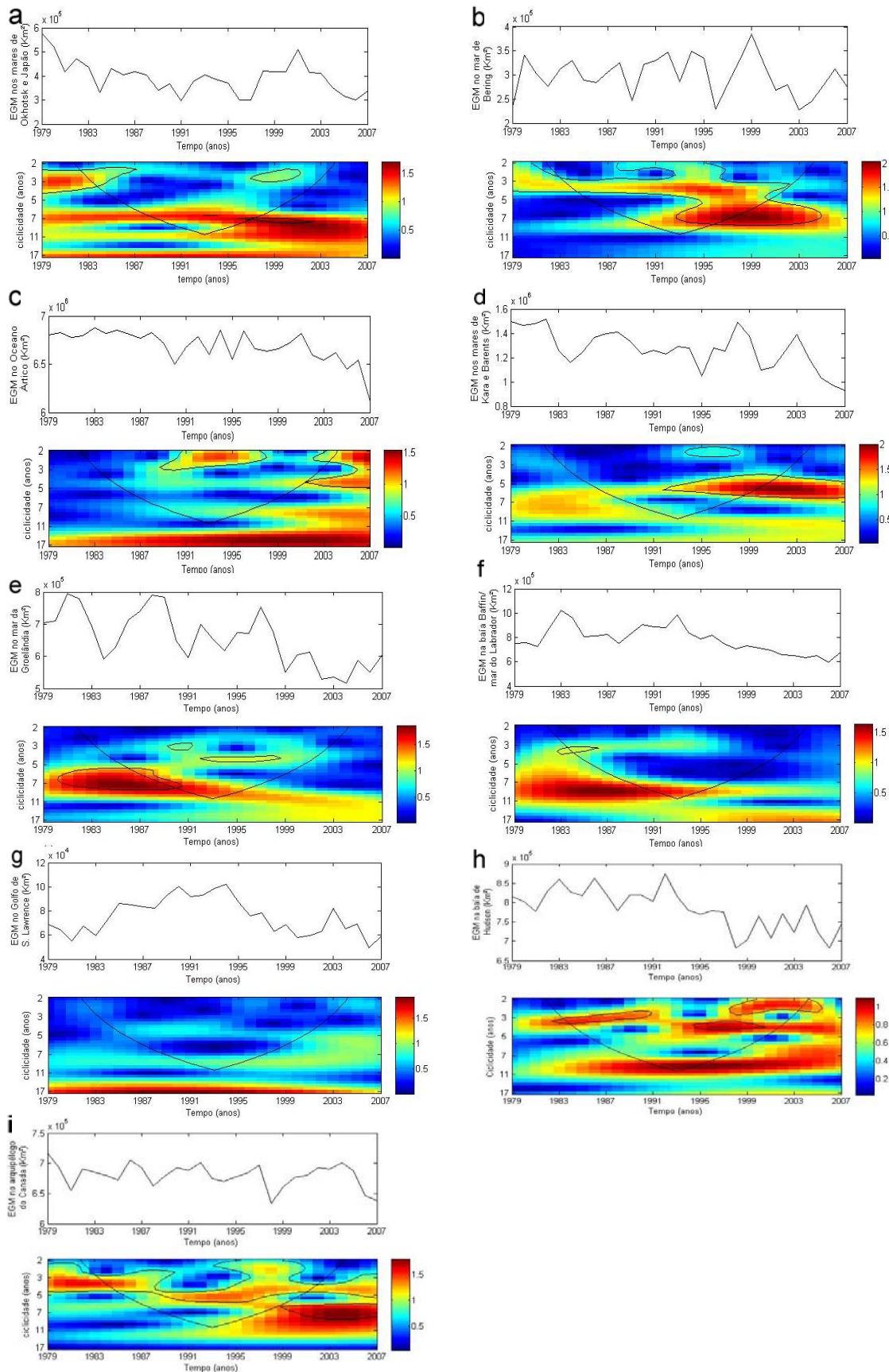


Figura 45 - Análise de ondaletas das séries temporais de EGM média anual para os mares de (a) Okhotsk e Japão; (b) mar de Bering; (c); (d) mares de Kara e Barents; (e) mar da Groelândia; (f) mar do Labrador; (g) golfo de Lawrence; (h) baía de Hudson e (i) arquipélago do Canadá. O contorno em preto indica as ciclicidades encontradas com nível de confiança de 95%.

## 5.2 Discussão

### 5.2.1 Gelo Marinho no Ártico, Temperatura global da superfície atmosférica e oceânica, e o CO<sub>2</sub>

A magnitude do declínio do gelo marinho no Ártico tem sido discutida por diversos autores. Stroeve et al. (2007) estima que 47 a 57% das tendências observadas durante o verão ao longo do período de 1979-2006 ocorreram devido à forçante antropogênica, relacionada ao aquecimento pelo aumento de gases estufa. A recente redução de gelo marinho no Ártico também vem sendo atribuída a fatores relacionados a variabilidade natural do clima devido aos processos envolvendo o sistema de retroalimentação gelo-albedo-oceano (Overland et al., 2008). Overland et al. (2008) argumenta que o aquecimento atmosférico do Ártico pode estar relacionado à redução no albedo, aumentando a absorção de energia solar em áreas onde o gelo marinho tem reduzido. Desta forma a forçante antropogênica sobre o clima é amplificada resultando em maior aquecimento atmosférico e redução do gelo. Predições do clima no Ártico para um cenário de elevada emissão de gases estufa pela atividade humana apontam um contínuo aquecimento e redução da cobertura de gelo (Zhang e Walsh, 2006). Budikova (2009) descreve dois distintos padrões dominantes na variação espaço-temporal do gelo marinho no Ártico durante os períodos de inverno e de verão. No inverno existe uma variação fora de fase nas condições de gelo marinho entre a região do mar do Labrador e a região dos mares da Groelândia-Barents e outra variação fora de fase nas condições de gelo marinho entre as regiões do mar de Bering e dos mares de Okhotsk-Japão. Já durante o verão é observado um padrão fora de fase nas variações de gelo marinho entre os mares de Kara e Brents. O segundo padrão pode ser observado tanto durante o inverno quanto durante o verão e é caracterizado por uma variação uniforme do gelo marinho no Ártico. No presente trabalho foram encontradas tendências negativas para o gelo marinho em todas as regiões do Ártico, tanto para EGM máxima quanto para a mínima e média anual. A variação de gelo marinho apresentou correlação negativa com a TGSA, TGSO e o CO<sub>2</sub> atmosférico, também em todas as regiões do Ártico. Os setores onde as correlações foram mais fortes são os mesmos que apresentaram as tendências negativas mais acentuadas na EGM para o período de 1979-2007. Estes resultados indicam que a variação de gelo marinho no Ártico apresenta um padrão espaço-temporal uniforme dominante de redução em todas as regiões e que este padrão parece estar associado principalmente com o aumento da temperatura atmosférica e oceânica, e com o aumento das concentrações atmosféricas de CO<sub>2</sub>. O aumento das correlações entre a EGM e a TGSA, TGSO e o CO<sub>2</sub> na maior parte das regiões do Ártico pode ser explicada devido aos

processos relacionados ao sistema de retroalimentação gelo-albedo-oceano que amplifica a resposta do gelo marinho ao aquecimento atmosférico e oceânico à medida que o gelo diminui.

### 5.2.2 Gelo Marinho no Ártico, ENOS, OA e OAN

A Oscilação do Ártico (OA) é um indicador climático que influencia o clima do inverno no Hemisfério Norte. A OA é definida pela diferença de pressão entre o ar em latitudes médias (45° norte) e o ar sobre o oceano Ártico. Uma massa de ar de baixa pressão domina o Ártico enquanto que sistemas de alta pressão sobressaem nas latitudes médias. As forças dos sistemas de alta e baixa pressão oscilam. Quando os sistemas estão mais fracos que o normal, a diferença de pressão entre o Ártico e as latitudes médias decresce, permitindo ao ar congelado do Ártico deslizar para o sul enquanto que o ar aquecido se dirige ao norte. Uma Oscilação Ártica é dita negativa quando os sistemas estão mais fracos que o normal. Por outro lado quando os sistemas de alta e baixa pressão estão fortalecidos, o índice OA fica positivo. Um esquema sobre a resposta climática devido a fases positivas e negativas da OA é representado na figura 46.

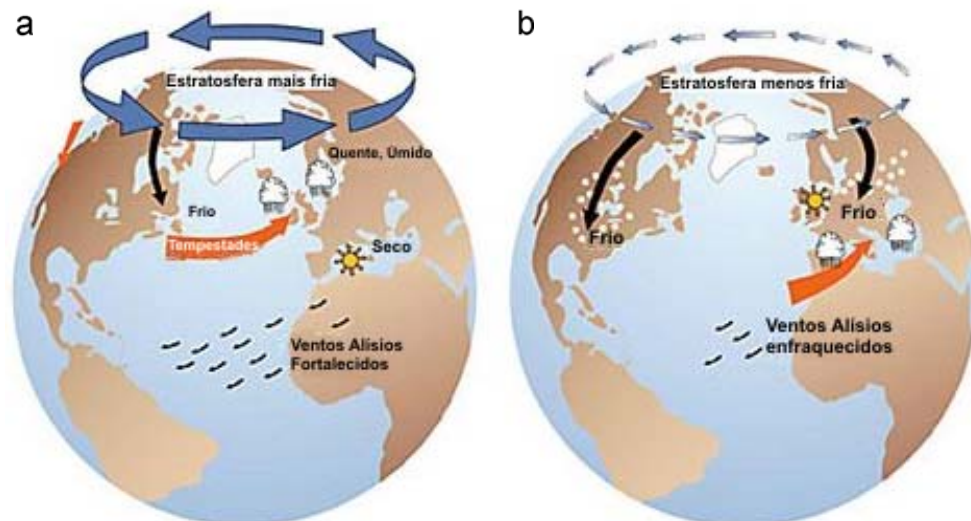


Figura 46 - (a) Efeitos da fase positiva da Oscilação do Ártico; (b) Efeitos da fase negativa da Oscilação do Ártico.

No Hemisfério Norte, diferentes padrões são encontrados na circulação atmosférica durante o inverno e o verão (Bromwich e Wang, 2008). Durante o inverno predominam centros de baixa pressão sobre o Atlântico Norte e o Pacífico (centro de baixa pressão da

Islândia e centro de baixa pressão das ilhas Aleutian), e ainda centros de alta pressão sobre o continente (centro de alta pressão da Sibéria e do Canadá). As altas subtropicais são relativamente fracas durante o inverno. Durante o verão o padrão predominante é o oposto deste; As altas subtropicais se expandem sobre os oceanos e a pressão diminui sobre os continentes. O centro de baixa pressão localizado nas ilhas Aleutian praticamente desaparece, e o centro de baixa pressão localizado no mar da Islândia se enfraquece e se divide em dois, localizados sobre a ilha Baffin e o estreito de Denmark (Bromwich e Wang, 2008). Durante fases positivas da OA/OAN o centro de baixa pressão localizado sobre a Islândia se fortalece (Bromwich e Wang, 2008). Mysak et al. 1996 relaciona as anomalias positivas encontradas na EGM durante o período de 1983-1984 e no começo da década de 90 na região da baía Baffin/ mar do Labrador com eventos de forte El Niño e fases positiva da OAN, os quais fortalecem o centro de baixa pressão sobre a Islândia e resultam em anomalias negativas na temperatura da superfície do mar. Este aumento da EGM na baía Baffin/ mar do Labrador é acompanhado da redução do gelo marinho na região dos mares de Kara e Barents/ mar da Groelândia, formando o dipolo do Atlântico (Parkinson e Cavalieri, 2008). Outro dipolo existe no Hemisfério Norte, conhecido como dipolo do Pacífico (Parkinson e Cavalieri 2008). O dipolo do Pacífico é caracterizado pelo aumento da EGM no mar de Bering enquanto pode ser observada a redução de gelo nos mares de Okhotsk e Japão. Neste trabalho foram encontradas para a EGM máximas correlações significantes e positivas (negativas) com a OA/OAN na região da baía Baffin/ mar do Labrador (mares de Kara e Barents/ mar da Groelândia), caracterizando o dipolo do Atlântico. No entanto não foram encontradas correlações que caracterizassem o dipolo do Pacífico. As correlações encontradas indicam que o dipolo do Atlântico esta relacionado com o fortalecimento do centro de baixa pressão sobre a Islândia durante fases positivas da OA/OAN que altera a circulação atmosférica levando massas de ar quente para região dos mares de Kara e Barents/ mar da Groelândia e massas de ar frio para a região da baía Baffin/ mar do Labrador. Apesar do dipolo do Atlântico poder ser observado através das correlações entre a EGM e a OA/OAN, a variação de gelo marinho ao longo do período estudado apresenta um padrão uniforme de redução de gelo marinho em todas as regiões do hemisfério Norte. Isto indica que as variações na EGM encontradas nestas regiões não podem ser explicadas somente devido à variabilidade da OA/OAN. Porém em alguns anos durante o inverno, as altas subtropicais podem estar relativamente fracas ou fortes, quando isto ocorre a OA pode influenciar fortemente as temperaturas no hemisfério Norte. Um exemplo da influência da OA nas temperaturas do Hemisfério Norte pode ser

observado durante o rigoroso inverno de 2009/2010 e o relativamente quente inverno de 2006/2007 na Europa, Ásia e América do Norte, figura 47.

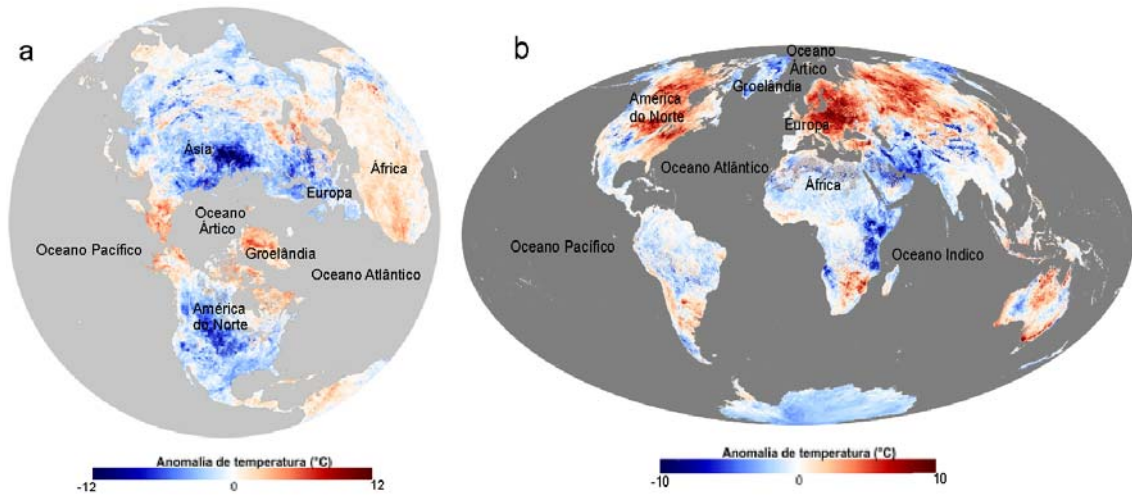


Figura 47 - (a) Anomalias da temperatura da superfície para dezembro de 2009 baseadas na média para o período de 2000-2008; (b) Anomalias da temperatura da superfície para dezembro de 2006 baseadas na média para o período de 2000-2005 (fonte: NASA).

No inverno de 2009/2010, enquanto a maior parte da área terrestre do hemisfério norte sofreu com as baixas temperaturas, o oceano Ártico e suas vizinhanças (Groelândia, estreito de Bering, Alasca e norte do Canadá) estiveram excepcionalmente quentes em relação à média de 2000-2008. Este padrão climático esteve ligado diretamente ao índice de Oscilação do Ártico, que durante dezembro de 2009 apresentou valores fortemente negativos, alcançando o menor valor comparado aos invernos nas ultimas décadas (1979-2009), figura 48. Um padrão oposto pode ser observado durante o inverno de 2006/2007, o qual apresentou valores positivos do índice de Oscilação do Ártico.

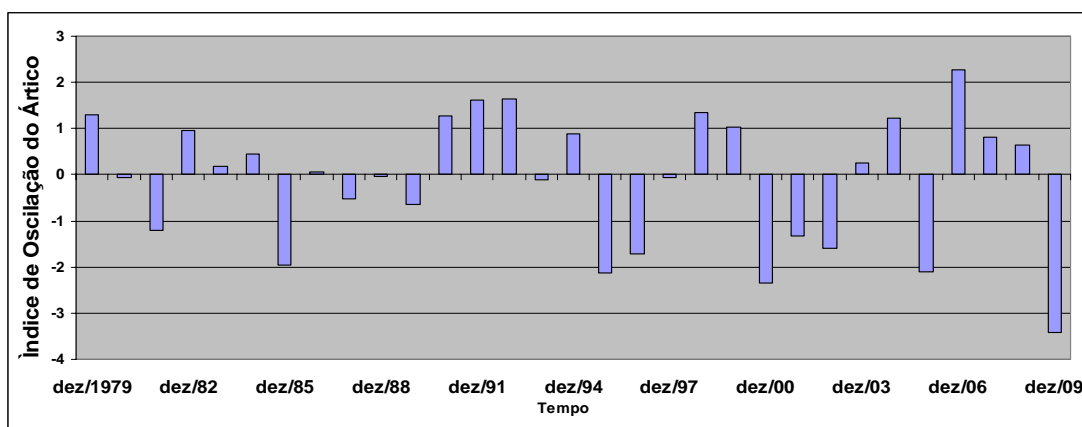


Figura 48 - Comparação do índice de oscilação do Ártico para o mês de dezembro ao longo do período de 1979-2009.

### 5.2.3 Gelo Marinho do Ártico e IST

Entender como as variações da energia Solar podem afetar o gelo marinho e o clima da Terra é um grande desafio. Perovitch et al. (2007), Demonstraram a importância do mecanismo de retroalimentação gelo-albedo-oceano em explicar a redução de gelo marinho no Ártico. A formação de pontos de derretimento superficial de gelo marinho e a redução da concentração de gelo durante o verão aumentam a absorção da energia Solar, contribuindo para uma maior redução do gelo marinho (Perovitch et al., 2007). Apesar de a variabilidade Solar afetar diretamente o clima Terrestre através da quantidade de energia que alcança a troposfera, outros mecanismos indiretos possivelmente podem ocorrer. Boberg e Lundstedt (2002) sugerem que através de um mecanismo ainda não explicado os ventos Solares são capazes de influenciar os sistemas de alta e baixa pressão atmosférica em larga escala. Dessa maneira a atividade Solar pode influenciar a OAN e por consequência o clima no Ártico (Boberg e Lundstedt, 2002). No presente trabalho encontramos correlações positivas entre a IST e a EGM na região no mar de Bering, mares de Okhotsk e Japão, mares de Kara e Barents, mar da groelândia e oceano Ártico. Para a análise de agrupamento os resultados apontam uma associação entre a IST e a EGM mínima, média e máxima no Ártico corroborando as correlações apresentadas. Apesar deste trabalho não focar nos mecanismos nos quais a IST possa influenciar na variação de gelo marinho, as correlações positivas indicam que a resposta climática no Ártico não ocorre em resposta ao efeito direto da atividade Solar sobre o aquecimento atmosférico e oceânico. O sinal positivo das correlações indica que o aumento da irradiância Solar de alguma maneira contribui para o resfriamento destas regiões. Apesar de terem sido encontradas correlações significativas entre a EGM no Ártico e a IST, periodicidades de 11 anos significantes não aparecem nas séries temporais de gelo marinho. As correlações positivas encontradas para o gelo marinho na região de Kara e Barents e no mar da Groelândia estão de acordo com o padrão da resposta da temperatura encontrada por Tung e Camp (2009), que apontam um resfriamento destas regiões em resposta a variações na atividade Solar (figura 49). Porém no trabalho de Tung e Camp (2009) as regiões do mar de Bering, mares de Okhotsk e Japão, mar da groelândia e parte do oceano Ártico apresentam um aquecimento em resposta ao aumento da atividade Solar, o que difere dos resultados aqui encontrados.



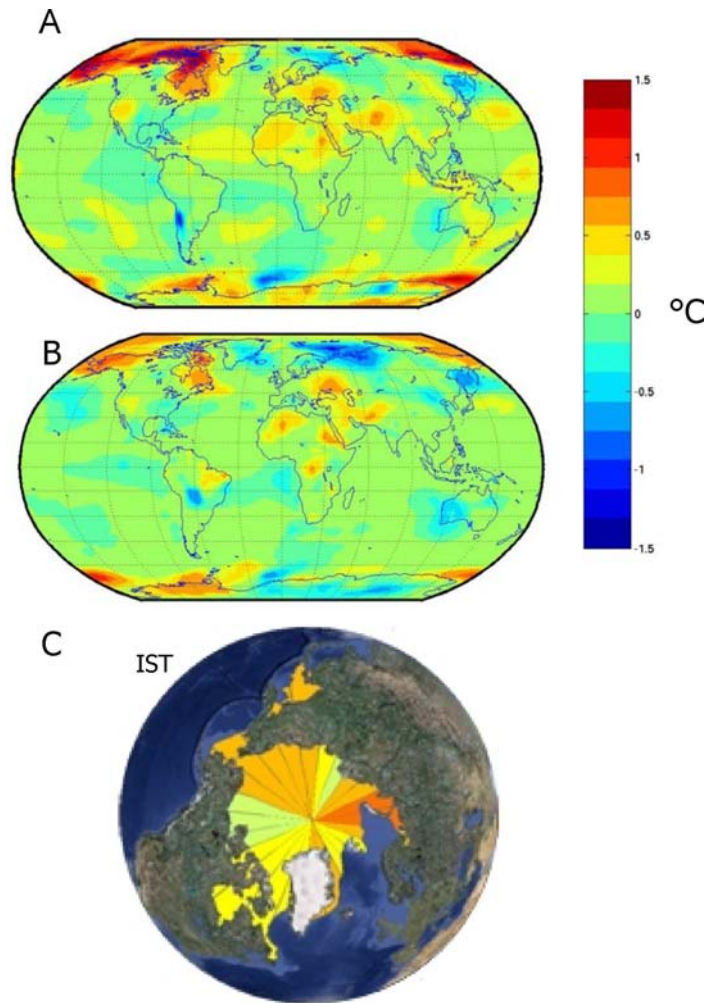


Figura 49 - Padrão espacial da variação de temperatura que melhor distingue anos de máximo e mínimo Solar baseado nos dados do (a) NCEP-NCAR e (b) ECMWF (Fonte: Tung e Camp, 2008). (c) Correlação encontrada entre a EGM média anual e a IST (presente trabalho).

## 6 CONCLUSÃO

O presente trabalho indica que a variabilidade do gelo marinho Antártico e Ártico é um fenômeno multivariado e que a EGM mínima, máxima e média podem apresentar diferentes padrões espaciais e responderem a diferentes conjuntos de parâmetros e forçantes climáticos.

O estudo multivariado realizado possibilitou analisar mudanças no gelo marinho global e sua relação com os principais forçantes/parâmetros/índices climáticos individualmente, através da técnica de correlação linear, e de forma combinada, usando a análise de agrupamento. Através da técnica de correlação linear, foi possível observar que um significativo impacto de forçantes/parâmetros/índices climáticos (Irradiância Solar total, temperatura global da superfície atmosférica e oceânica, El Niño-Oscilação Sul, o Modo anular do Sul, a área de depleção de ozônio e a concentração mínima de ozônio) ocorre sobre o gelo marinho no Oeste Antártico, principalmente nas regiões dos mares de Bellingshausen/Amundsen e do mar de Ross. Para o Ártico é evidente que a redução do gelo marinho ocorre principalmente em resposta ao aumento da temperatura global e da concentração do CO<sub>2</sub> atmosférico e que esta relação está aumentando ao longo do tempo. Um sumário da resposta do gelo marinho aos parâmetros/forçantes/índices climáticos é apresentada na figura 50 para a Antártica e na figura 51 para o Ártico. Para a análise de agrupamento os resultados apontam que a extensão mínima, média e máxima de gelo marinho Antártico está associada a diferentes parametrizações, ou seja, a EGM mínima com a concentração mínima de O<sub>3</sub> e a IST, a EGM média com a TGSA, TGSO, concentração atmosférica de CO<sub>2</sub> e a Área de depleção de O<sub>3</sub>, e a EGM máxima com o IOS e o MAS.

O caráter sazonal dos fenômenos climáticos envolvidos, assim como suas inter-relações são fatores chave para explicar as associações com o gelo marinho. A concentração mínima anual de ozônio sobre a Antártica ocorre a cada primavera (Solomon, 1998) e dependente da formação das nuvens estratosféricas polares, associadas à ação catalítica envolvendo os clorofluorcarbonos (Solomon, 1999). O processo de redução da concentração de ozônio e formação do buraco na camada de ozônio começa durante o inverno, quando a radiação UV não está mais presente para a formação de novas moléculas de ozônio, porém muitas espécies de radicais estão presentes nas nuvens estratosféricas e atuam destruindo o ozônio, principalmente os átomos de Cl liberados pela fotodissociação dos clorofluorcarbonos (Solomon, 1999). Ainda durante o inverno a formação do vortex circumpolar impede que as



massas de ar saturadas de ozônio das médias latitudes se deslocem em direção a região polar austral. A concentração local de ozônio diminui alcançando seu mínimo no início da primavera. Ainda durante a primavera, o aumento da insolação permite que as reações fotoquímicas voltem a ocorrer, recuperando os níveis naturais de ozônio (Troshichev and Gabis, 2004). Segundo estes autores, durante o período de transição das condições de inverno para as de primavera o aumento da radiação UV é suficiente para iniciar um dinâmico processo que resulta no colapso do vortex atmosférico circumpolar típico da estação de inverno. Acreditamos que o colapso do vortex polar no início da primavera tem implicações sobre a circulação troposférica ao redor do continente antártico e dessa maneira seu efeito reflete-se sobre a variabilidade do gelo marinho durante a estação de verão e, portanto, do gelo marinho mínimo.

Para o gelo marinho durante o inverno nossos resultados indicam que o ENSO e o SAM são os principais forçantes de sua variabilidade. Isto pode ser explicado devido aos efeitos de eventos de El Niño e La Niña se manifestarem nas altas latitudes Sul principalmente durante o inverno. Segundo Yuan (2004), para os eventos de La Niña, no contexto sazonal da primavera austral (período setembro-novembro), caracterizada por anomalias frias na TSM no Pacífico tropical, não se observa, simultaneamente, anomalias sobre o gelo marinho no oceano austral. Porém um centro de baixa pressão se desenvolve no mar de Amundsen. Durante a próxima estação (Dezembro-Fevereiro), o Evento La Niña se manifesta completamente no pacífico tropical podendo ser observadas largas anomalias frias na TSA e TSM. Concomitantemente, no Oceano Sul o Centro de baixa pressão se desloca para leste, enquanto começa a se estabelecer anomalias negativas na TSA e TSM no Oceano Pacífico Sul e positivas no mar de Weddell. Uma fraca anomalia positiva na concentração de gelo marinho começa a existir na região Ross/Amundsen, enquanto uma fraca anomalia negativa ocorre no mar de Weddell. Nas próximas três estações (março-maio; junho-Agosto; Setembro-Novembro), o centro de baixa pressão se estabelece e persiste no Pacífico Sul leste, ao mesmo tempo em que anomalias na TSA, TSM e no gelo marinho se amplificam e persistem até que as anomalias frias na TSM no pacífico tropical se enfraqueçam. Os efeitos provocados durante eventos de El Niño ocorrem de forma similar espaço-temporalmente, porém com anomalias opostas. Tanto em resposta a eventos de La Niña quanto aos eventos de El Niño as anomalias mais fortes na concentração de gelo marinho ocorrem no inverno (Yuan 2004). Adicionalmente, ENSO e SAM estão positivamente acoplados durante eventos de forte teleconexão (Fogt e Bromwich, 2005). Em termos de gelo marinho, uma resposta amplificada pode ser observada quando fases positivas do MAS coincide com eventos La Niña, e fases

negativas do MAS com eventos de El Niño. Dessa forma os resultados da análise de cluster apontam similaridades entre ENSO, SAM e o gelo marinho máximo, indicando que o ENSO e SAM são os principais forçantes que atuam na variabilidade do gelo marinho Antártico durante o inverno.

Em relação ao gelo marinho médio, a associação encontrada foi com os parâmetros TGSA, TGSO, CO<sub>2</sub> e ADO<sub>3</sub> o que sugere uma relação com o aquecimento global da atmosfera causado pelos gases de efeito estufa. A atuação deste fenômeno provavelmente não deve obedecer a uma prevalência sazonal. Por exemplo, dados de estações meteorológicas de superfície na Antártica mostram anomalias de temperatura positivas no verão em certas regiões e no inverno em outras. Não existe ainda uma teoria definitiva para explicar este comportamento. Nós acreditamos que alguma influência deva ocorrer durante todo o ano, com a diferença de que para o verão temos um agente adicional, Ozônio e irradiância, como também para o inverno (fenômenos ENSO e a SAM). Para o outono e a primavera onde temos uma configuração do gelo marinho mais próximo de seu médio, aparentemente não há um forçante que atue de forma persistente e desta forma, uma maior associação com o gelo marinho torna-se evidente.

Os resultados da análise de agrupamento para o Ártico apontam uma associação entre o gelo marinho e a irradiância Solar total. Apesar deste resultado, não foram encontradas ciclicidades de 11 anos nas séries temporais de gelo marinho, sugerindo desta forma que outros estudos devem ser realizados para uma melhor compreensão da relação entre a irradiância Solar e o gelo marinho no Ártico.

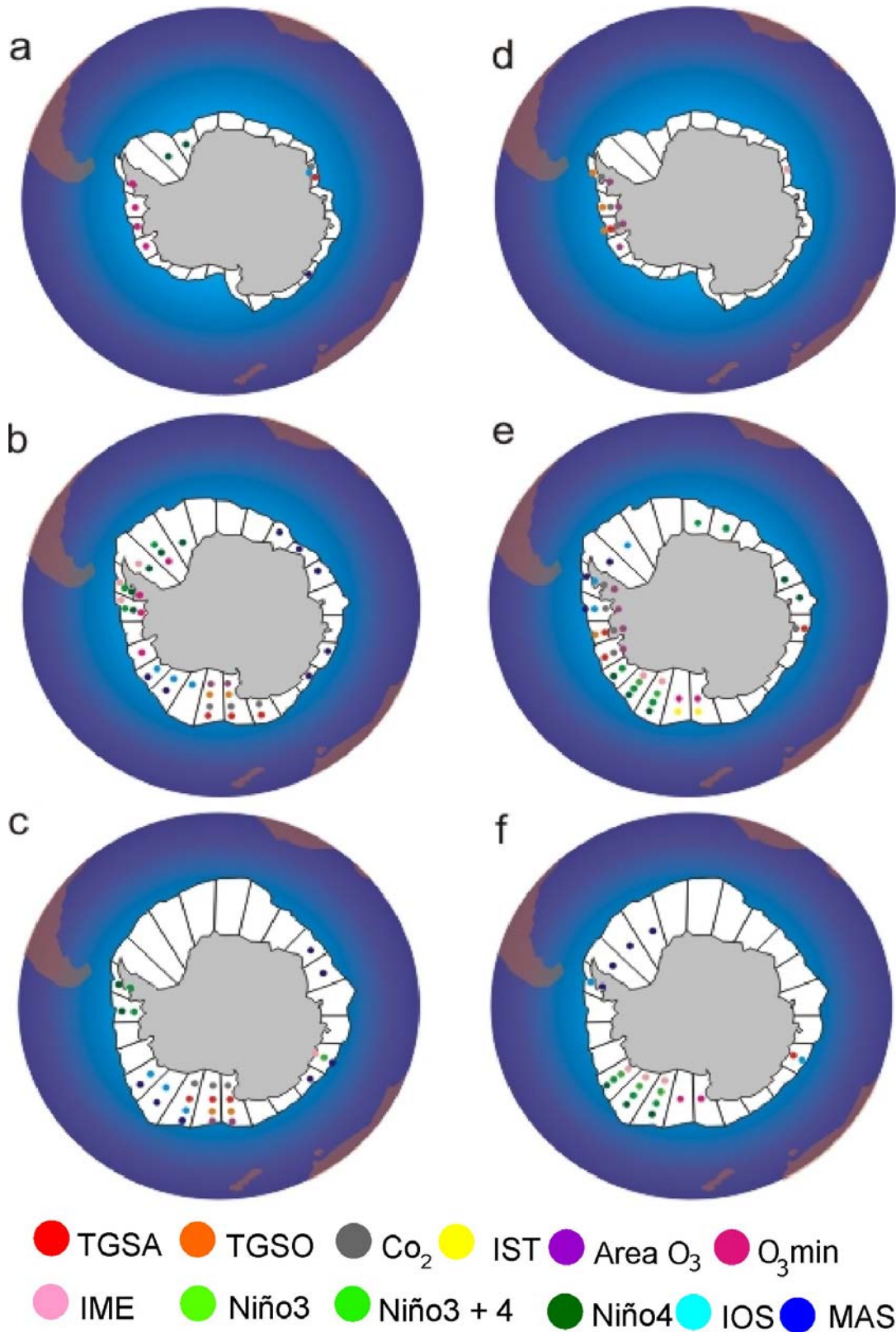


Figura 50 - Resumo da resposta do gelo marinho Antártico para cada forçante/parâmetro/índice climático individualmente, através do método de correlação linear. (a), (b) e (c) representam as correlações positivas estatisticamente significantes entre cada forçante/parâmetro/índice climático e a EGM mínima, média e máxima, respectivamente. (d), (e), e (f) representam as correlações negativas estatisticamente significantes entre cada forçante/parâmetro/índice climático e a EGM mínima, média e máxima, respectivamente.

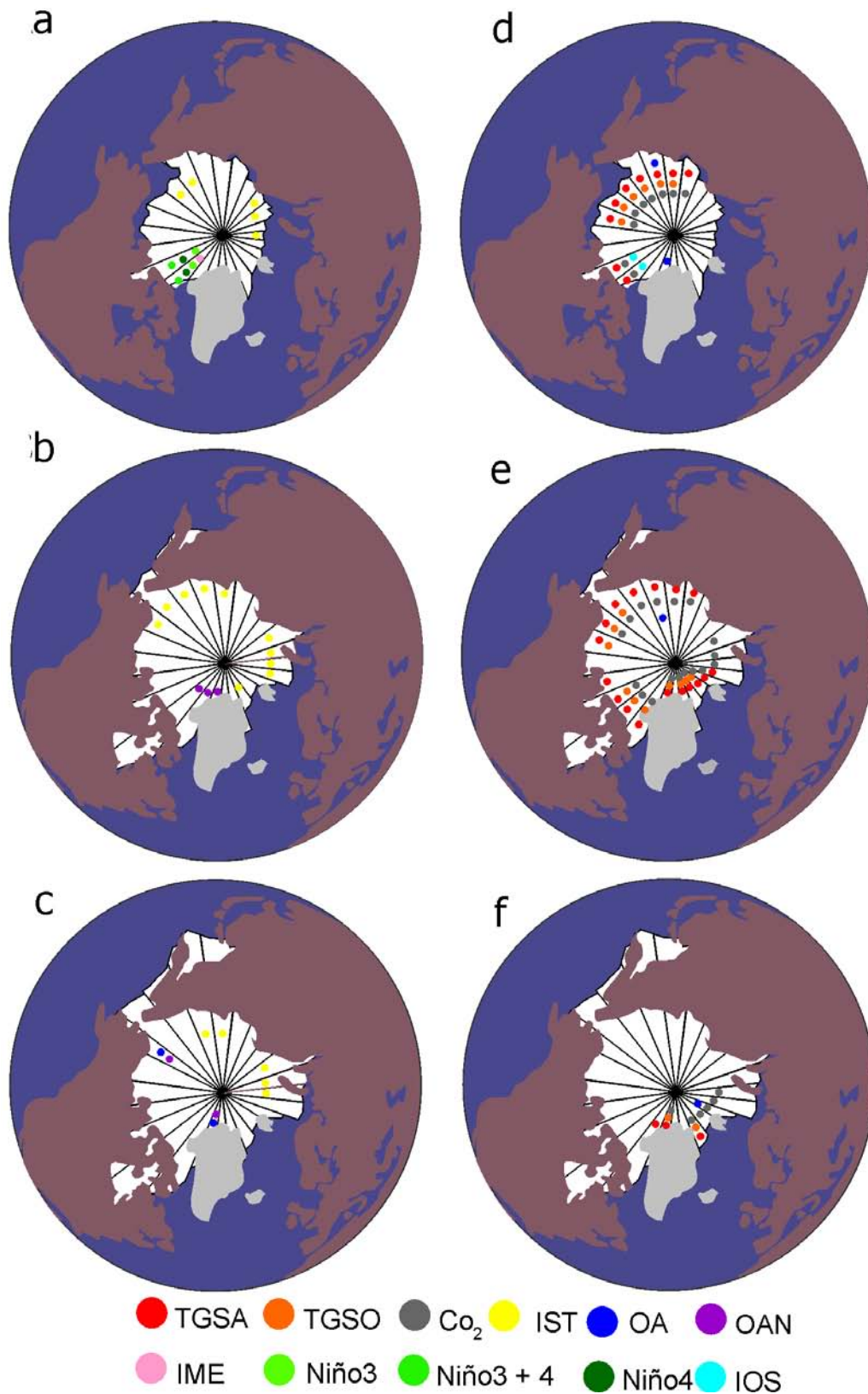


Figura 51 - Resumo da resposta do gelo marinho do Ártico para cada forçante/parâmetro/índice climático individualmente, através do método de correlação linear. (a), (b) e (c) representam as correlações positivas estatisticamente significantes entre cada forçante/parâmetro/índice climático e a EGM mínima, média e máxima, respectivamente. (d), (e), e (f) representam as correlações negativas estatisticamente significantes entre cadaforçante/parâmetro/índice climático e a EGM mínima, média e máxima, respectivamente.

## REFERÊNCIAS

- Alley, R. B., Marotzke, J., Nordhaus, W. D., Overpeck, J. T., Peteet, D. M., Pielke, R. A., Pierrehumbert, R. T., Rhines, P.B., Stocker, T. F., Talley, L.D., e Wallace, J. M. (2003) Abrupt climate change. *Science*, 299, p. 2005– 2010.
- Aronoff, S. (1989) Geographical Information Systems: A Management Perspective. *Ottawa, WDI Publications*.
- Azevedo, L.H.A. (2009) Introdução a Geomática. Disponível em <http://www.sensora.com.br/>. Acessado em Out. 2009.
- Boberg, F. e Lundstedt, H. (2002) Solar Wind Variations Related to Fluctuations of the North Atlantic Oscillation. *Geophysical Research Letters*, vol. 29, n° 15, 10.1029/2002GL014903.
- Blank, D. M. P. (2009) Relação Entre a Concentração de Gelo Marinho Antártico e A Temperatura Mínima na América do Sul. *Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Pelotas*. 116 p.
- Bitz, C. M., P. R. Gent, R. A. Woodgate, M. M. Holle, e R. Lindsay (2006) The influence of sea ice on ocean heat uptake in response to increasing CO<sub>2</sub>. *J. Climate* 19, p. 2437-2450.
- Bradt, R. E., S. G. Warren, A. P. Worby e T.C Grenfell (2005) Surface Albedo of the Antarctic Sea Ice Zone. *Journal of Climate*, 18, p. 3606-3621.
- Bromwich D. H. e Wang S. H. (2008). A review of the temporal e spatial variability of Arctic e Antarctic atmospheric circulation based upon ERA-40. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*. 44, p. 213–243.
- Brierley, A. S. e D. N. Thomas (2002) Ecology of Southern Ocean Pack Ice. *Advances in Marine Ecology*. 43, 171-276.
- Budikova, D. (2009) Role of Arctic sea ice in global atmospheric circulation: A review. *Global and Planetary Change*, 68, p.149–163.
- Burrough, P. (1986) Principles of Geographical Information Systems for Land Resources Assessment. *Oxford, England, Oxford University Press*.
- Câmara, G. Casanova, M.A. Medeiros, C. B. Hemerly e A. Magalhães (1997) Anatomia de Sistemas de Informação Geográfica. *Curitiba, Sagres Editora*.
- Câmara, G., Davis.C., Monteiro, A.M. e D'Alge, J.C. (2001) Introdução à Ciência da Geoinformação. *São José dos Campos, INPE, (on-line)*. Disponível em: <http://www.dpi.inpe.br/gilberto/livro/introd/index.html>. Acesso em: dez. 2010.
- Cavaliere, D. J., P. Gloersen, e W. J. Campbell (1984), Determination of Sea Ice Parameters With the NIMBUS 7 SMMR, *J. Geophys. Res.*, 89(D4), 5355–5369, doi:10.1029/JD089iD04p05355.

Cavaliere, D., J. Crawford, M. Drinkwater, D. Eppler, L. Farmer, R. Jentz, e C. Wackerman (1991) Aircraft Active e Passive Microwave Validation of Sea Ice Concentration From the Defense Meteorological Satellite Program Special Sensor Microwave Imager, *J. Geophys. Res.*, 96(C12), 21989-22008.

Cavaliere, D. J. e Parkinson, C. L. (2008) Antarctic sea ice variability and trends, 1979-2006. *J. Geophys. Res.* 113 C07004, doi:10.1029/2007JC004564.

Comiso, J. C., Cavaliere, D. J., Parkinson, C. L., e Gloersen, P. (1997) Passive microwave algorithms for sea ice concentration: A comparison of two techniques. *Remote Sensing of Environment*, 60, pp 357– 384.

Comiso, J. C. (2003) Warming Trends in the Arctic from Clear Sky Satellite Observations. *J. Climate*, 16, 3498-3510.

Comiso, J. C., e D. J., Parkinson (2004) Sattelite-Observed Changes in the Arctic. *Physics Today Magazine (American Intitute of Physics)*, pp38-44.

Cubash, U., Voss, Hegerl R., Waszkewitz J. e Crowley, T. J. (1997) Simulation of the influence of solar radiation variations on the global climate with an ocean-atmosphere general circulation model. *Climate Dynamics* 13, p. 757-767.

Curran, M.A.J., T.D. Van Ommen, V.I. Morgan , K.L. Phillips e A.S. Palmer. (2003) Ice core evidence for sea ice decline since the 1950s. *Science* 303, p.1203-1206.

Digby, P.G.N. e Kempton, R.A. (1987) Multivariate analysis of ecological communities. 1st ed. Chapman e Hall, London, UK, p. 80-86.

Druck, S.; Carvalho, M.S.; Câmara, G.; Monteiro, eA.V.M. (2004) Análise Espacial de Dados Geográficos. *Brasília, EMBRAPA*, (ISBN: 85-7383-260-6).

Eastman, J. R. (2006) IDRISI Andes Guide to GIS and Image Processing. *Clark University; Manual version 15*.

Fahrbach, E., Rohardt, G., Scheele, N., Schriider, M., Strass V. e Wisotzki, A. (1995) Formation and discharge of deep and bottom water in the northwestern Weddell Sea. *Journal of Marine Research*, 53, p. 515-530.

Fligge, M., Solanki, S.K., Pap, J.M., Frohlich, C. e Wehrli, Ch. (2001) Variations of solar spectral irradiance from near UV to the infrared – measurements and results. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*63, p. 1479–1487.

Fogt, R. L., e Bromwich, D. H. (2006) Decadal variability of the ENSO teleconnection to the high latitude South Pacific governed by coupling with the Southern Annular Mode. *J. Clim.* 19, p. 979-997.

Frohlich, C. (2002) Total solar irradiance variations since 1978. *Adv. Space res.* 10, p. 1409-1416.

- Gill, A. E. (1973) Circulation and bottom water formation in the Weddell Sea. *Deep-Sea Res.* 20, p. 111-140.
- Gille, S. T. (2002) Warming of the Southern Ocean since the 1950s. *Science* 295, p.1275–1277
- Gillet, N. P. e Thompson D. W. (2003) Simulation of Recent Southern Hemisphere Climate Change. *Science* v.32, p. 273-275.
- Gloersen, P.; Campbell, W.J.; Cavalieri, D.J.; Comiso, J.C.; Parkinson, C.L. e Zwally, H.J. (1993) Arctic and Antarctic Sea Ice, 1978-1987: satellite passive-microwave observations and analysis. *NASA Special Publication*, 511, 290 p.
- Hair, J. F., et al. (2005) Análise multivariada de dados. Trad. Adonai S. Sant’Anna e Anselmo C. Neto. 5 ed. Porto Alegre: Bookman.
- Hall, A., e M. Visbeck, (2002) Synchronous Variability in the Southern Hemisphere Atmosphere, Sea Ice, and Ocean Resulting from the Annular Mode. *J. Climate.* 15, p. 3043–3057
- Hansen, J., M. Sato, R. Ruedy, K. Lo, D. W. Lea, e M. Medina-Elizade (2006) Global temperature change, *Proc. Natl. Acad. Sci.U. S. A.*, 103, 14,288–14,293, doi:10.1073/pnas.0606291103.
- Holt, B., e S. Martin (2001), The effect of a storm on the 1992 summer sea ice cover of the Beaufort, Chukchi, and East Siberian Seas, *J. Geophys. Res.*, 106, p.1017–1032.
- Hoyt, D.V. e Schatten, K.H. (1997) The Role of the Sun in Climate Change. *Oxford University Press.* 163 p.
- IPCC - Fourth Assessment Report 2007 (AR4). WG1 The Physical Science Basis. Disponível em: <http://www.ipcc.ch/>. Acesso em: 15 dez. 2010.
- Jacobs S. S, C. F. Giulivi e P. A. Mele (2002) Freshening of the Ross Sea During the late 20th 9 century. *Science* 297, p. 386-389.
- Jensen, J.R. (2009) Sensoriamento remoto do ambiente: uma perspectiva em recursos terrestres. *São José dos Campos: Parêntese*, 604 p.
- Justwan, A. e Koç, N. (2008) A diatom based transfer function for reconstructing sea ice concentrations in the North Atlantic. *Marine Micropaleontology*, v. 66, issues 3-4, pp 264-278.
- Kalnay, E., e Coauthors, (1996) The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, p. 437–471.
- Kristjánsson, J.E., Kristiansen, J. e Kaas, E. (2003) Solar activity, cosmic rays, clouds and climate – an update. *Adv. Space res.* 32, p. 407-415.



Kwok, R., e J. C. Comiso (2002) Spatial patterns of variability in Antarctic surface temperature: Connections to the Southern Hemisphere Annular Mode and the Southern Oscillation. *Geophys. Res. Lett.* 29, 1705, doi:10.1029/2002GL015415.

La Mare, W. K. (1997) Abrupt mid-twentieth-century decline in Antarctic sea-ice extent from whaling records. *Nature*, v. 384, pp 57-60.

Lannuzel, D., Schoemann, V., Jong, J., Tison, J. e Chou, L. (2006) Distribution and biogeochemical behaviour of iron in the East Antarctic sea ice. *Marine Chemistry*, 106, pp 18–32.

Lean, J., Beer, J. e Bradley, J. (1995) Reconstruction of solar irradiance since 1610: Implications for climate change. *Geophys Res. Lett.* 22, p. 3195-3198.

Leventer, A., L. Armand, D. Harwood, R. Jordan, e R. Ligowski, (2007) New Approaches and progress in the use of polar marine diatoms in reconstructing sea ice distribution, in *Antarctica: A Keystone in a Changing World – Online Proceedings of the 10th ISAES X*, edited by A. K. Cooper and C. R. Raymond et al., USGS Open-File Report 2007-1047..

Levitus, S., J. Antonov, e T. Boyer (2005) Warming of the world ocean, 1955–2003, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L02604, doi:10.1029/2004GL021592.

Liu, J., Yuan, X, Rind, D e Martinson, D.G. (2002) Mechanism study of the ENSO and southern high latitude climate teleconnections. *Geophys Res. Lett.* 29 doi:1029/2002GL015143

Liu, J., J. A. Curry, e D. G. Martinson (2004) Interpretation of recent Antarctic sea ice variability. *Geophys. Res. Lett.* 31: L02205, doi:10.1029/2003GL018732.

Loeb, V., Siegel, V., Holm-Hansen O., Hewit, R. t., Fraserk W., Trivelpiecek W. e Trivelpiecek, S. (1997) Effects of sea-ice extent and krill or salp dominance on the Antarctic food web. *Nature* 387, p 897–900.

Lubin, D. e Massom, R. (2006) Polar Remote Sensing, Volume 1: Atmosphere and Polar Oceans, Praxis-Springer. *Chichester, England, and Berlin, Germany*, pp. 756.

Mc Connell J.R., Aristarain A. J., Banta J. R., Edwards P. R. e Simões J. C. (2007) 20th-Century doubling in dust archived in an Antarctic Peninsula ice core parallels climate change and desertification in South America. *PNAS*, v. 104, no. 14, p. 5743–5748.

Martin, J.H., (1990) Glacial–interglacial CO<sub>2</sub> change: the iron hypothesis. *Paleoceanography* 5, 1–13.

Martin, S., e R. Drucker (1997), The effect of possible Taylor columns on the summer ice retreat in the Chukchi Sea, *J. Geophys. Res.*, 102, p. 473– 482.

Mendoza, B. (2005) Total solar irradiance and climate. *Advances in Space Research*, Volume 35, Issue 5, p 882-890.

Meehl G. A., Washington W. M., Wigley T. M. L., Arblaster J. M., e Dai A. (2002) Solar and Greenhouse Gas Forcing and Climate Response in the Twentieth Century. *J. Climate* 16, p. 426-444.



Meier, W. N., van Woert, M. L. e Bertoina, C. (2001) Evaluation of operational SSM/I ice concentration algorithms. *Annals of Glaciology*, v.33, p.102-108.

Ministério da educação: Referenciais curriculares Nacionais da Educação Profissional de nível técnico. Brasília 2009

Moritz, R.E., C.M. Bitz, e E.J. Steig, (2002) Dynamics of recent climate change in the Arctic. *Science*, 297, p.1497-1502.

Mysak, L. A., R. G. Ingram, J. Wang, e A. van der Baaren (1996) The anomalous sea-ice extent in Hudson Bay, Baffin Bay and the Labrador Sea during three simultaneous NAO and ENSO episodes. *Atmos. Ocean*, 34, p. 313– 343.

Novo, E. de M. e Leite, F. (1996) O Sistema de Informações Geográficas do reservatório da UHE Barra Bonita. *VIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Salvador*, p. 227-232.

Overland, J.E., Wang, M. e Salo, S., (2008) The recent Arctic warm period. *Tellus* 60, p.589–597.

Parentes, P. (1988). Part 1- Technology for the information age. In: Antenucci. J. C. et al. Geographic information systems: A guide of the technology. Ed. Chapman e Hall, New York, 1991.

Parkinson, C. L. (1990) Search for the little ice age in Southern Ocean Sea ice records. *Annals of Glaciology*, 14, 221– 225.

Parkinson, C. L. e Cavalieri, D.J. (2008) Arctic sea ice variability and trends, 1979–2006. *J. Geophysical Research*, v. 113, C07003, doi:10.1029/2007JC004558

Perovich, D. K. Ligth, B. Eicken, H. Jones, K. F. Runciman, K. e Nghiem S. V. (2007) Increasing solar heating of the Arctic Ocean and adjacent seas, 1979–2005: Attribution and role in the ice-albedo feedback. *Geophysical Research Letters*, v. 34, L19505, doi:10.1029/2007GL031480.

Petit, J.R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N.I., Barnola, J.-M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V.M., Legrand, M., Lipenkov, V.Y., Lorius, C., Pepin, L., Ritz, C., Saltzman, E. e Stievenard, M. (1999) Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature* 399, p. 429-436.

Pirazzini, R. (2004) Surface albedo measurements over Antarctic sites in summer, *J. Geophys. Res.*, 109, D20118, 2004.

Rack W. e Rott H. (2007) Pattern of retreat and disintegration of Larsen B Ice Shelf, Antarctic Peninsula, *Ann. Glaciol.*, v. 39.

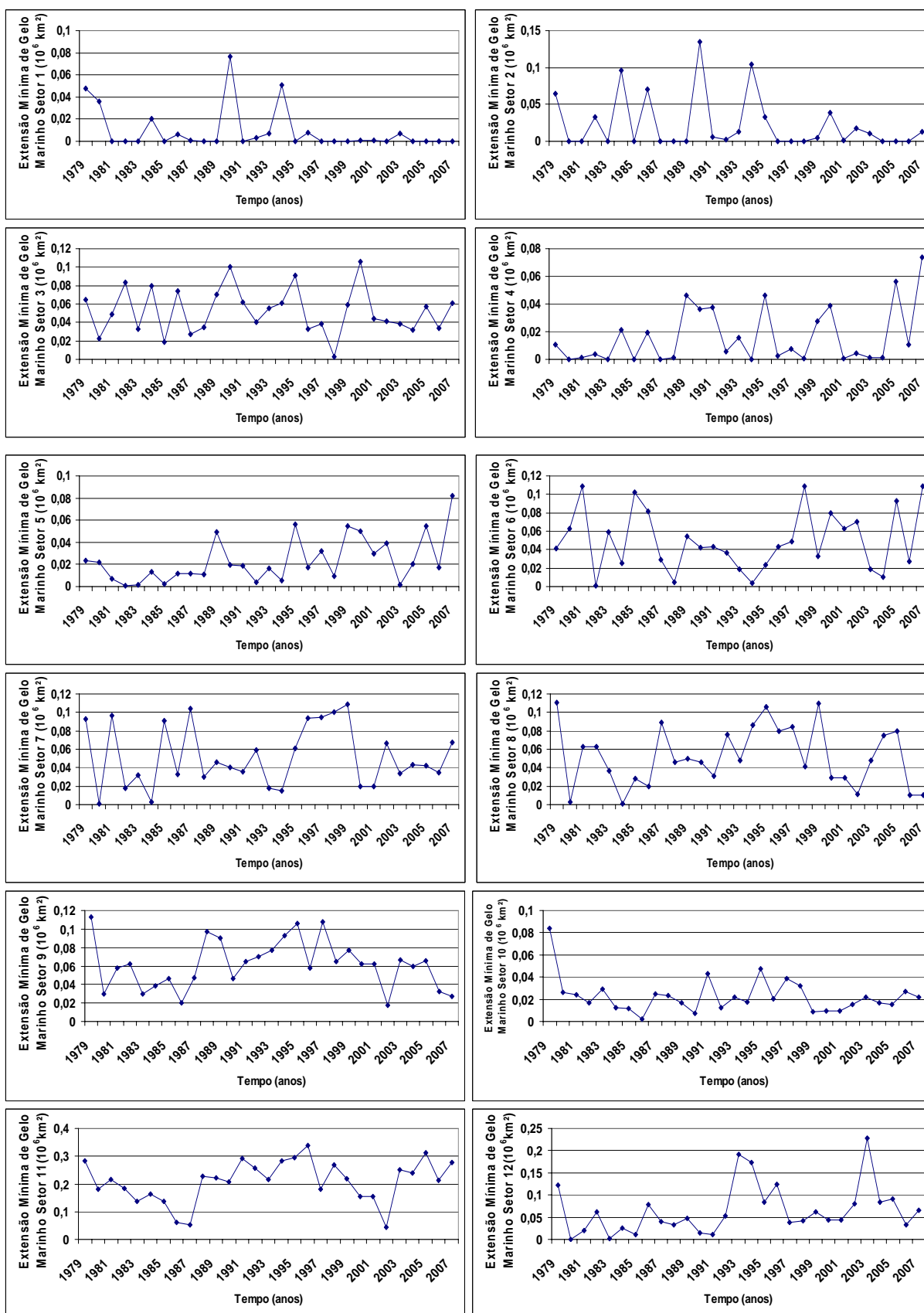
Randel, W. J. e Cobb, J. B. (1994) Coherent variations of monthly mean total ozone and lower stratospheric temperature. *J. Geophys. Res.* 99, p.5433–5447.

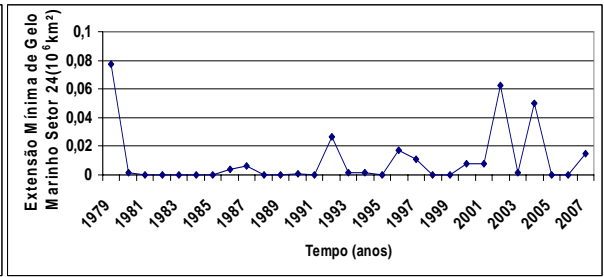
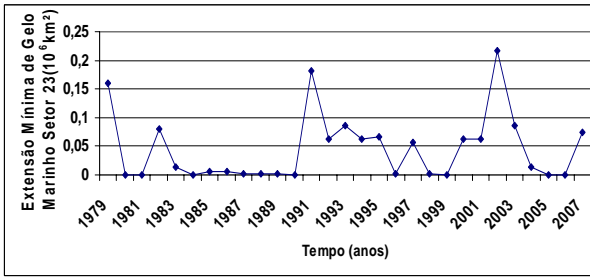
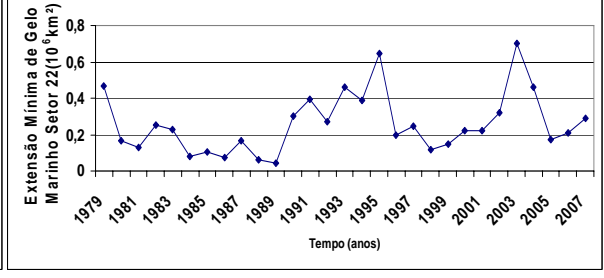
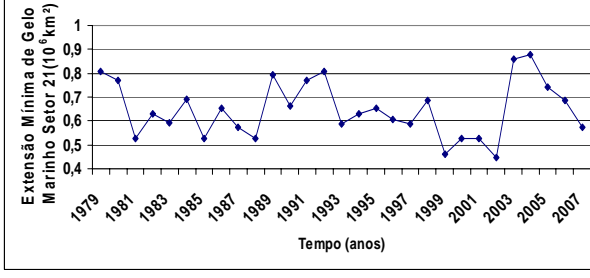
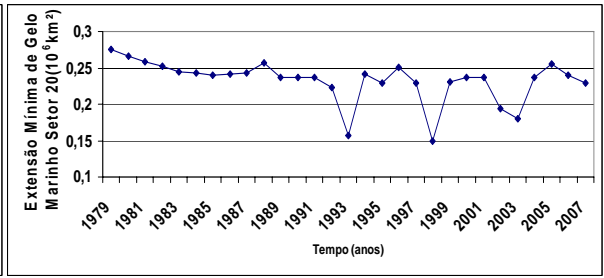
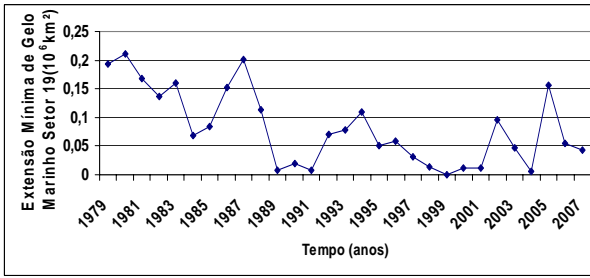
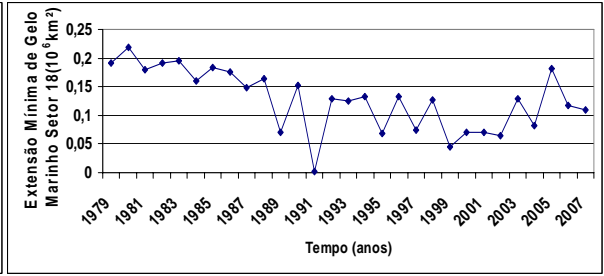
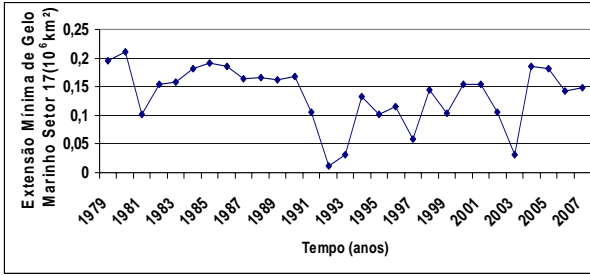
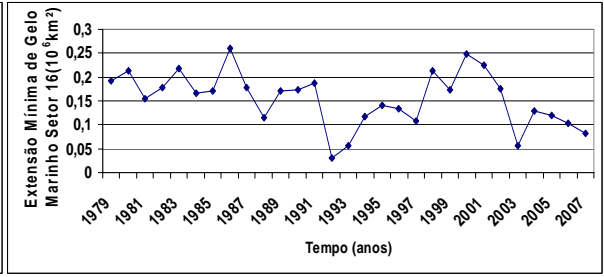
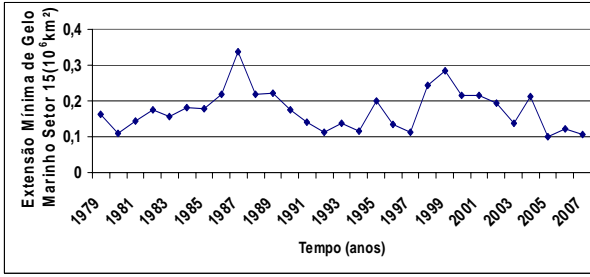
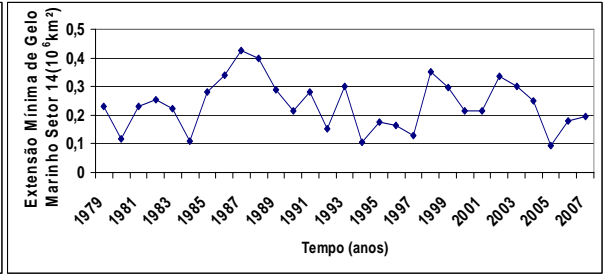
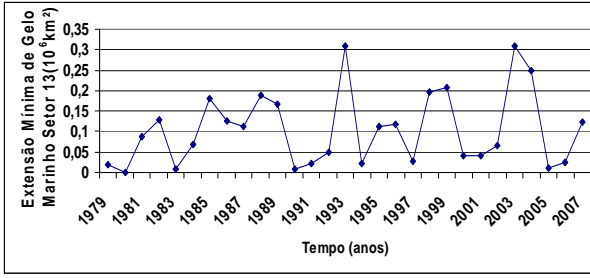
- Ribeiro, G.P. (2005) Tecnologias Digitais de Geoprocessamento no Suporte à Análise Espaço-Temporal em Ambiente Costeiro. *Tese de Doutorado em Geografia - Universidade Federal Fluminense*, pp 209.
- Riedl C, Rott H e Rack W (2004) "Recent Variations of Larsen Ice Shelf, Antarctic Peninsula, Observed by Envisat" *Proceedings of the 2004 Envisat e ERS Symposium*, Salzburg, Austria.
- Rigozo R. N., Roger Nordemann D.J., Evangelista H., Pereira de Souza Echer M. e Echer E. (2007) Solar and climate signal records in tree ring width from chile (AD 1587-1994). *Planetary and Space Science* 55, p. 158-164.
- Rind, D., M. Chandler, J. Lerner, D. G. Martinson, e X. Yuan (2001) The climate response to basin-specific changes in latitudinal temperature gradients and the implications for sea ice variability, *J. Geophys. Res.*, 106, 20, p. 161– 173.
- Rintoul, S. e J. Church (2002). The Southern Ocean's global reach: A crucial cog in Earth's hat engine. *Australian Antarctic Magazine*, 4, 2-4.
- Rott H., et al (1996) Rapid Collapse of Northern Larsen Ice Shelf, Antarctica, *Science*, Vol. 271, 788 – 792.
- Rosa, R. (2009) Geomatica no Brasil: histórico e perspectivas futuras. *GeoFocus (Informes y comentarios)*, 9, p. 29- 40. ISSN: 1578-5157
- Sarnthein, M., U. Pflaumann, e M. Weinelt (2003) Past extent of sea ice in the northern North Atlantic inferred from foraminiferal paleotemperature estimates. *Paleoceanography*, 18(2), 1047, doi:10.1029/2002PA000771, 2003.
- Smith R. C., Martinson D. G. e Stammerjohn S E. (2008) Bellingshausen and Western Antarctic Peninsula region: Pigment biomass and sea ice spatial/temporal distribution and interannual variability. *Deep Sea Research part2*, 55, 1949-1963.
- Smith, T.R.; Peuquet, D.J.; Menon, S. e Agarwal, P. (1987) KB GIS-II: a knowledge-based geographic information system. *International Journal of Geographic Information Systems*, v. 1, n. 2, p. 149-172.
- Solanki, S. K. e Krivova, N. A (2003) can solar variability explain global warming since 1970? *J.Geophys.Res.* 108, 5, 1200, doi:10.1029/2002JA009753
- Solomon, S. (1998) The Mystery of the Antarctic Ozone "Hole". *Rev. of Geophys.* 26, 131-148.
- Solomon, S. (1999) stratospheric ozone depletion: A review of concept and history. *Rev. Geophys.* 37, p. 275–316.
- Son, W. S., Tandon, N. F. Polvani, L. N., e Waugh, D. W. (2009) Ozone hole and Southern Hemisphere climate change. *Geophysical Research Letters*, v. 36, L15705, doi:10.1029/2009GL038671.

- Steffen, K., e A. Schweiger. (1991) NASA team algorithm for sea ice concentration retrieval from Defense Meteorological Satellite Program Special Sensor Microwave Imager: Comparison with Landsat satellite imagery, *J. Geophys. Res.*, 96, p. 971–21,987.
- Stammerjohn, S. E., D. G. Martinson, R. C. Smith, X. Yuan, e D. Rind (2008) Trends in Antarctic annual sea ice retreat and advance and their relation to El Niño-Southern Oscillation and Southern Annular Mode variability. *J. Geophys. Res.* 113: c03s90, doi: 10.1029/2007jc004269
- Steig, E. J., Schneider D. P., Rutherford, S. D., Mann, M. E., Comiso, J. C., e Shindell D. T. (2009) Warming of the Antarctic ice-sheet surface since the 1957 International Geophysical Year. *Nature*, Vol 457, doi:10.1038/nature07669.
- Stolarski R. S., A. J. Krueger, R. Schoeberl, D. McPeters, A. e Newman J. C. (1986) Nimbus7 satellite measurements of the spring time Antarctic ozone decrease. *Nature* 322, p. 808-811.
- Storch, H. V. e Zwiers, F. W. (2000) Statistical analysis in climate research. *New York – NY: Cambridge University Press*, 484p.
- Stroeve, J., M. M. Holland, W. Meier, T. Scambos, e M. C. Serreze (2007) Arctic sea ice decline: Faster than forecast. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L09501, doi:10.1029/2007GL029703.
- Swift, C. T. e D. J. Cavalieri. (1985) Passive microwave remote sensing for sea ice research. *EOS*. 66(49):1210-1212.
- Thompson, D. W. J., e J. M. Wallace (1998) The Arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, 25, p. 1297–1300.
- Thompson, D. W. J. e J. M. Wallace (2000) Annular Modes in the Extratropical Circulation. Part 1: Month-to-Month Variability. *J. Climate* 13, p.1000-1016.
- Tobler, W.R.(1970) A computer Model Simulating Urban Growth in the Detroit Region. *Economic Geography*, 46:234-240
- Torrence, C. e Compto, G.P., (1998) A practical guide to wavelet analysis. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 79, p. 61–78.
- Triola, M. F. (2005) Introdução à Estatística. 9 ed. Rio de Janeiro: LTC, 2005.
- Troshichev, O. e Gabis, I. (2004) Effects of solar UV irradiation on dynamics of ozone hole in Antarctica. *J. atmospheric and sol.-terrestrial phys.* 67, p. 93-104.
- Tung, K.K. e Camp, C.D. (2008) Solar cycle warming at Earth`s surface in NCEP and ERA-40 data: A linear discriminate analysis. *J. geophys. Res.* 113, doi:10.1029/2007jD009164.
- Turner J, Colwell SR, Marshall GJ, Lachlan-Cope TA, Carleton AM, Jones PD, Lagun V, Reid PA e Iagovkina S. (2005) Antarctic Climate Change During The Last 50 Years. *Int. J. Climatol.* 25, p 279-294.

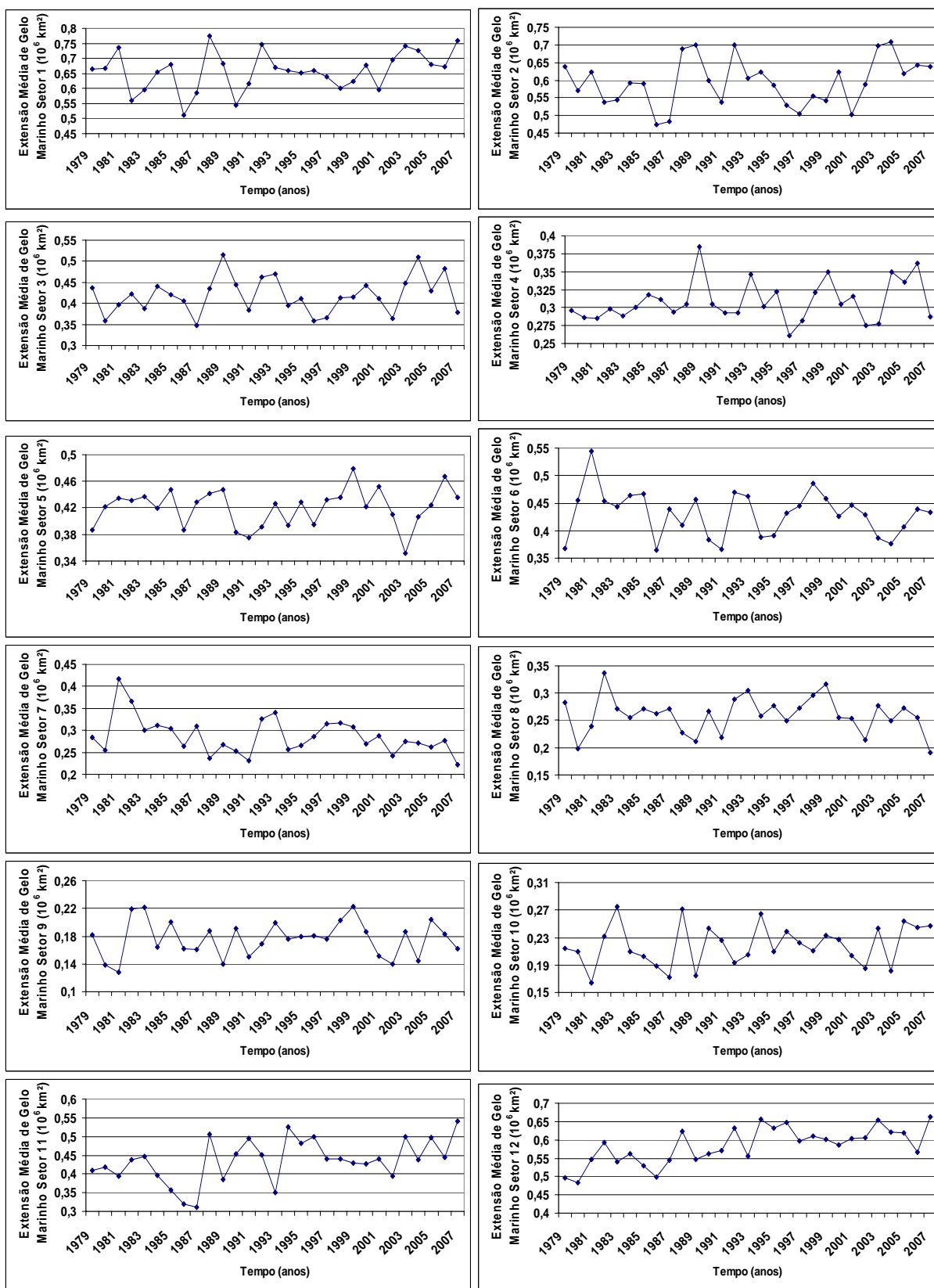
- Turner, J., J. C. Comiso, G. J. Marshall, T. A. Lachlan Cope, T. Bracegirdle, T. Maksym, M. P. Meredith, Z. Wang, e A. Orr (2009) Non annular atmospheric circulation change induced by stratospheric ozone depletion and its role in the recent increase of Antarctic sea ice extent. *Geophys. Res. Lett.* 36, L08502, doi:10.1029/2009GL037524.
- Velasco V. M. e Mendoza B. (2008) Assessing the relationship between solar activity and some large scale climatic phenomena. *Advances in Space Research*, v. 42, p. 866-878.
- Venegas, S.A. (2003) The Antarctic Circumpolar Wave: A combination of two signals. *J. Climate* 16(15), p. 2509-2525.
- Vonmoos, M., J. Beer, e R. Muscheler (2006) Large variations in Holocene solar activity: Constraints from <sup>10</sup>Be in the Greenland Ice Core Project ice core. *J. Geophys. Res.* 111, A10105, doi:10.1029/2005JA011500.
- Wang e Y. Wang, (1996) Temporal structure of the Southern Oscillation as revealed by waveform and wavelet analysis. *J. Climate*, 9, 1586–1598.
- White, W. B. e Peterson, R. (1996) An Antarctic circumpolar wave in surface pressure, wind, temperature, and sea ice extent. *Nature* 380, p. 699 – 702.
- Worby, A. P. e J. C. Comiso (2004) Studies of the Antarctic sea ice edge and ice extent from satellite and ship observations. *Remote Sense of Environment*, 92, p 98-111.
- Worby, T. (2007). Getting the measure of sea ice. *Australian Antarctic Magazine*, 12, p1.
- Yuan, X. e D. G. Martinson (2000) Antarctic sea ice extent variability and its global connectivity. *J. Climate* 13, p.1697–1717.
- Yuan, X. (2004) ENSO-related impacts on Antarctic sea ice: a synthesis of phenomenon and mechanisms. *Antarctic science*. 16 (4), p. 415-425.
- Zhang, J., (2007) Increasing Antarctic sea ice under Warming Atmospheric and Oceanic Conditions. *J. Climate*, 20, p. 2515–2529.
- Zhang, X. e Walsh, J.E., (2006) Toward a seasonally ice-covered Arctic Ocean: scenarios from the IPCC AR4 model simulations. *Journal of Climate* 19, p.1730–1747.
- Zwiers, F.W., e H. von Storch, (2004) On the role of statistics in climate research. *Intern. J Climatol.* 24, p. 665–680.
- Zwally, J. H., J. C. Comiso, C. L. Parkinson, D. J. Cavalieri, e P. Gloersen (2002) Variability of Antarctic sea ice 1979 – 1998. *J. Geophys. Res.* 107 (C5), 9-1–9-19, doi:10.1029/2000JC000733

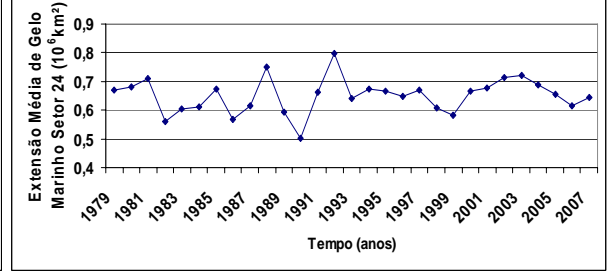
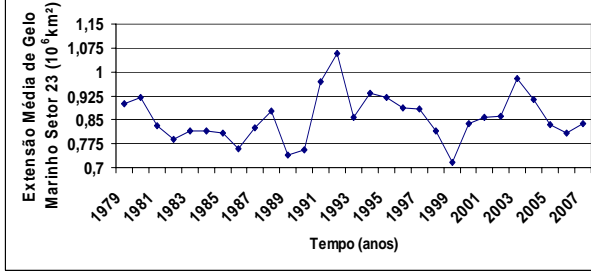
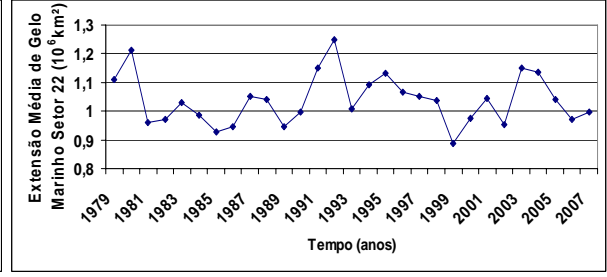
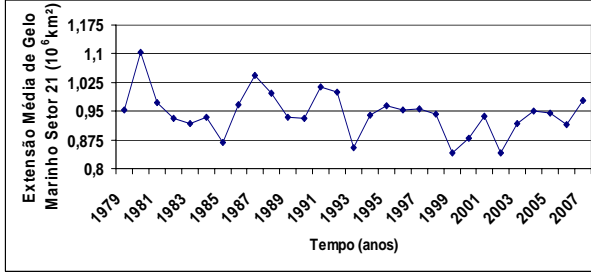
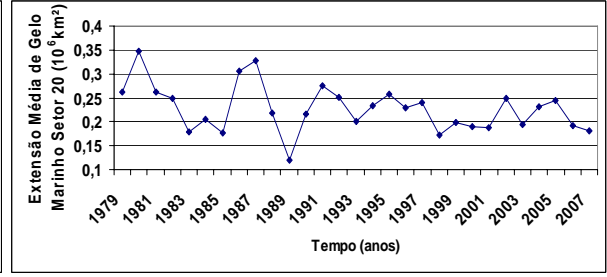
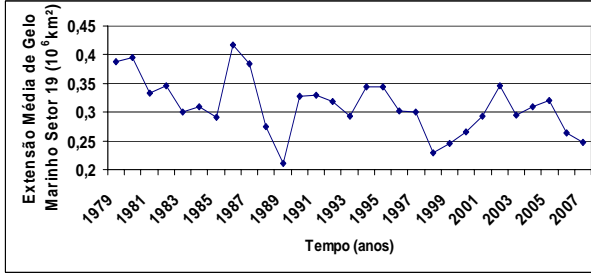
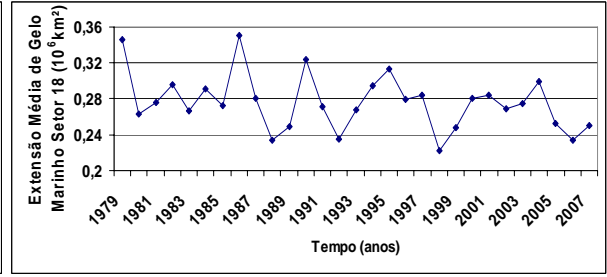
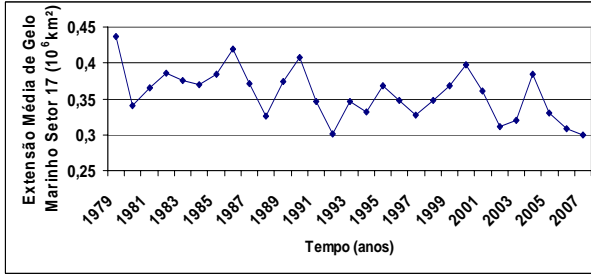
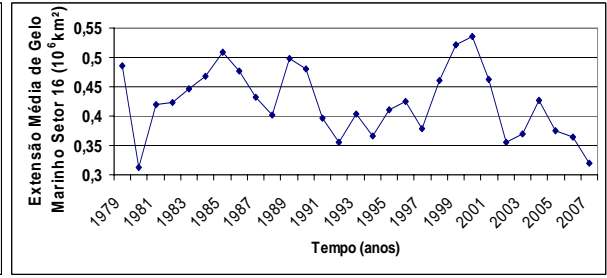
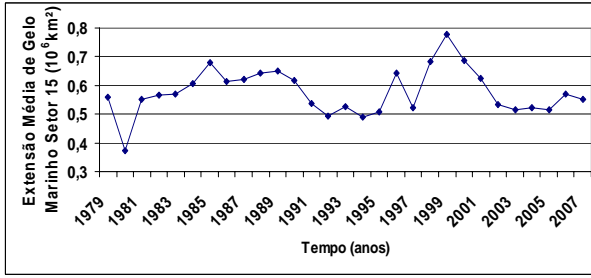
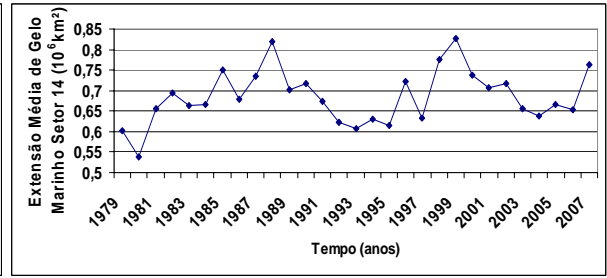
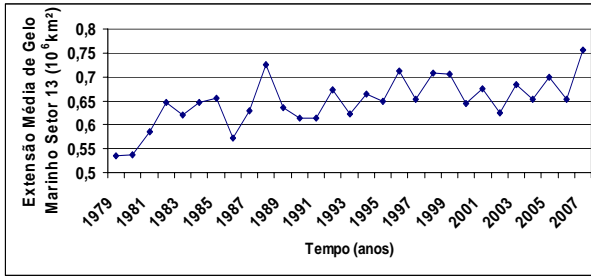
## APÊNDICE 1 - Séries Temporais de Extensão Mínima Anual de Gelo Marinho Antártico.





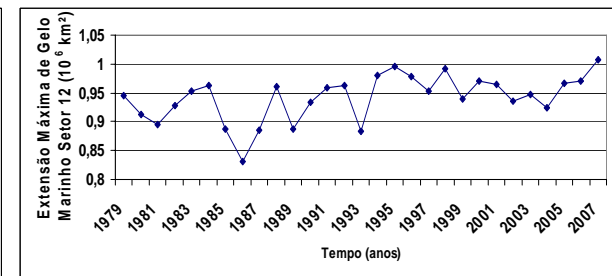
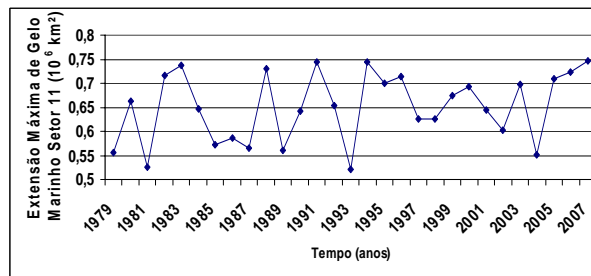
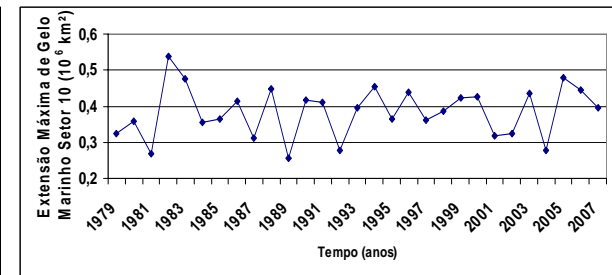
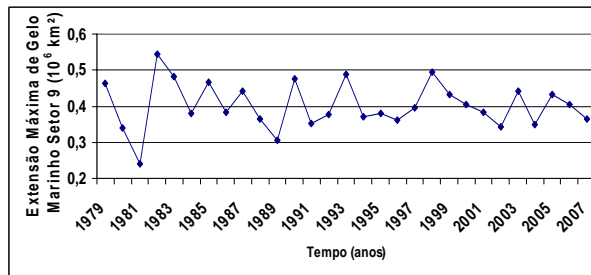
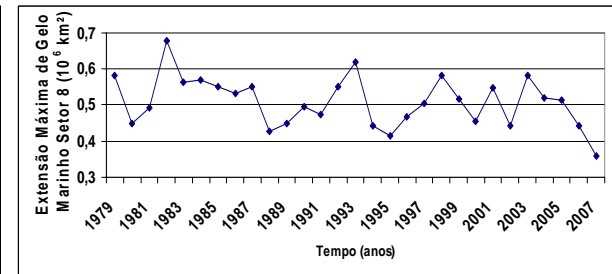
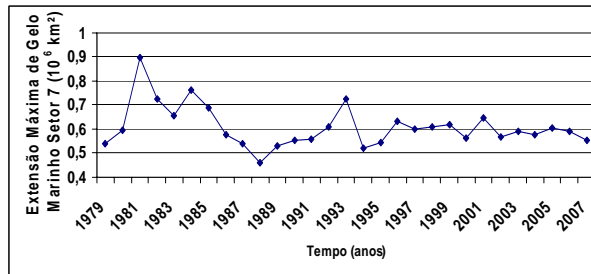
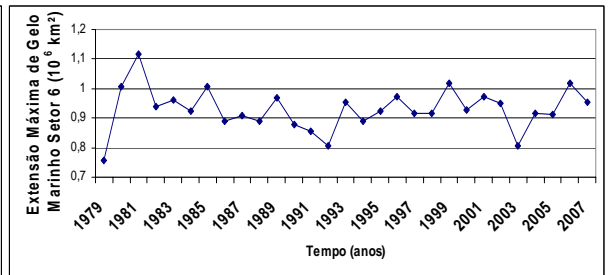
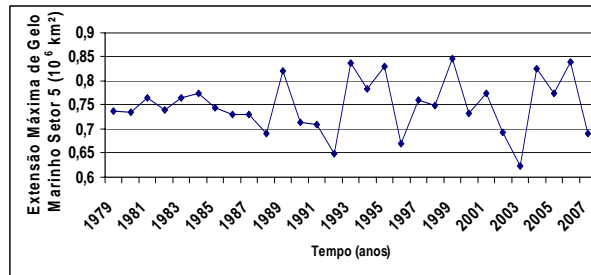
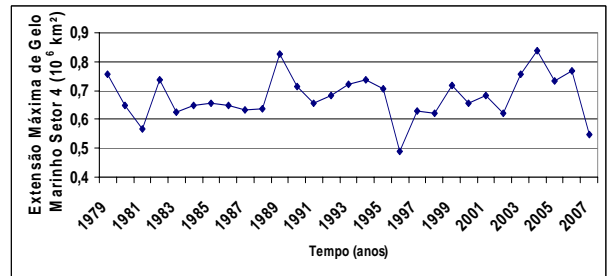
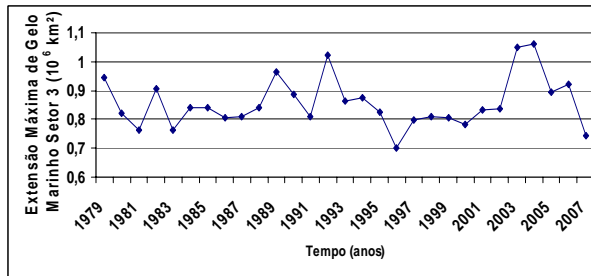
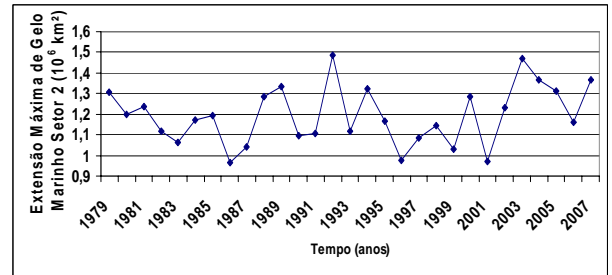
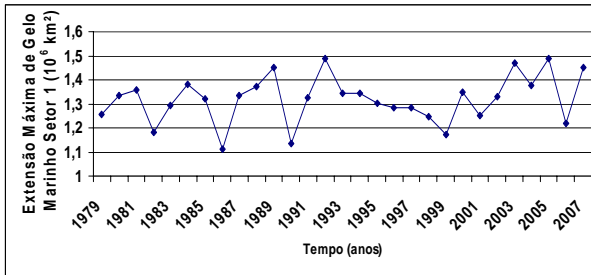
## APÊNDICE 2 - Séries Temporais de Extensão Média Anual de Gelo Marinho Antártico

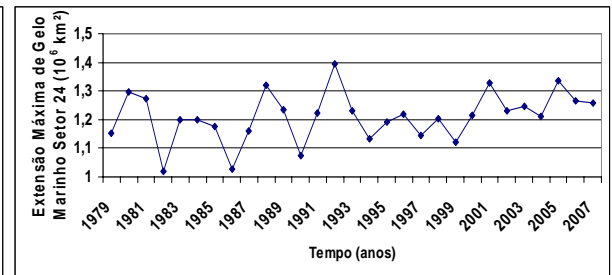
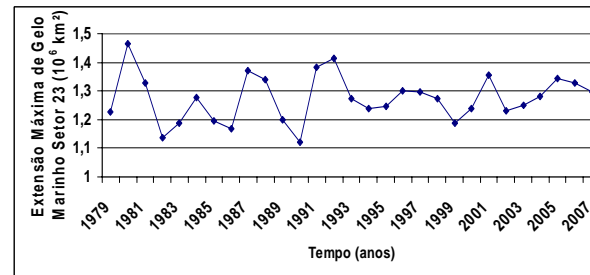
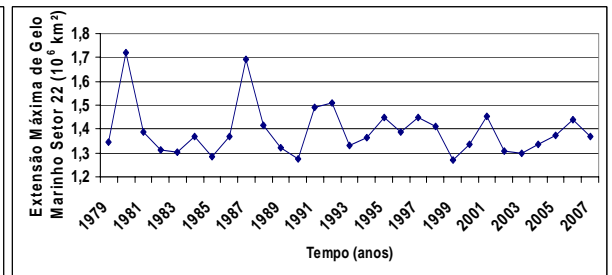
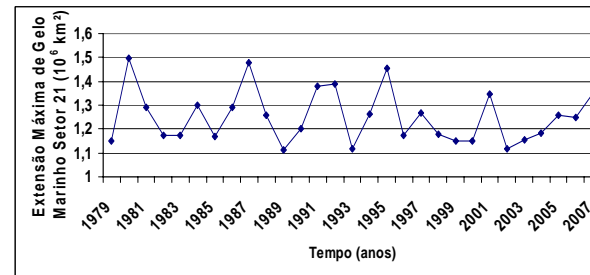
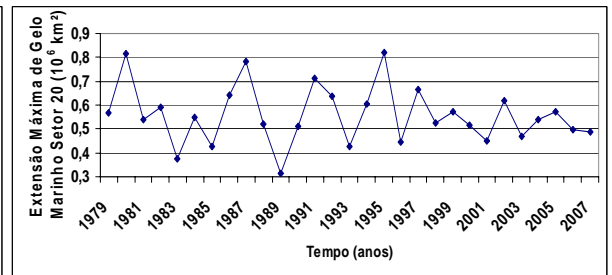
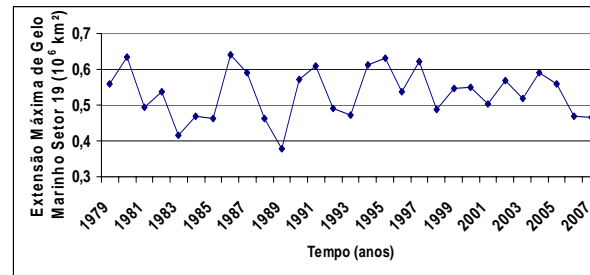
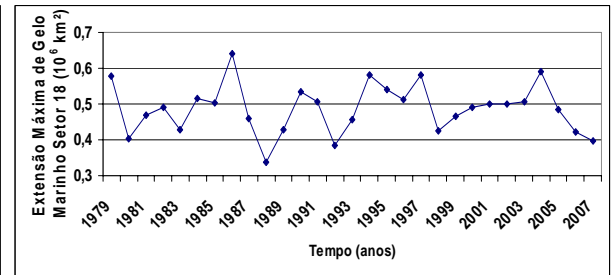
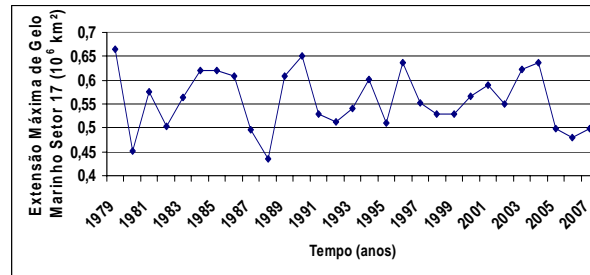
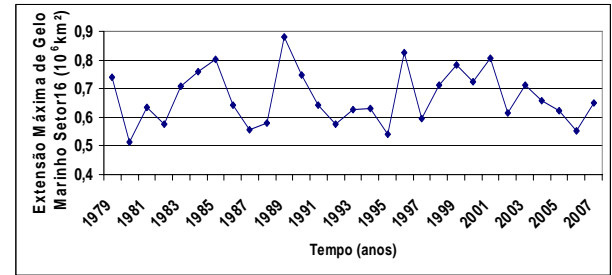
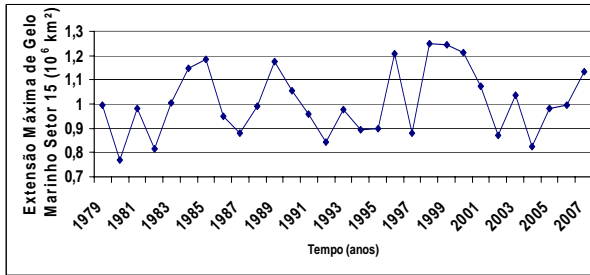
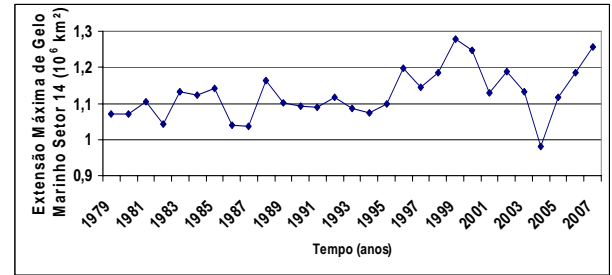
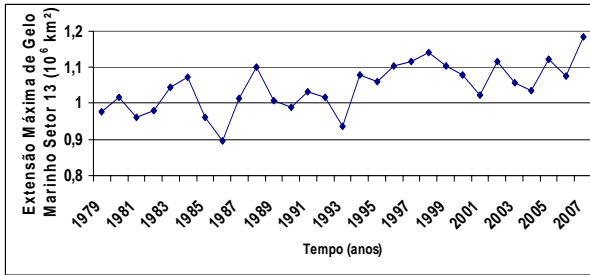




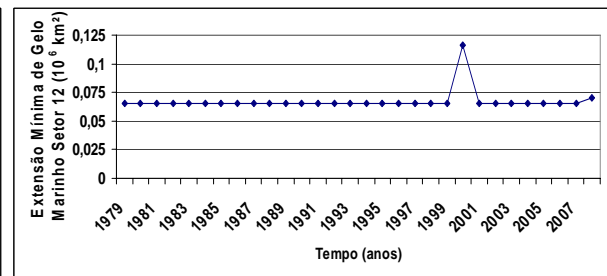
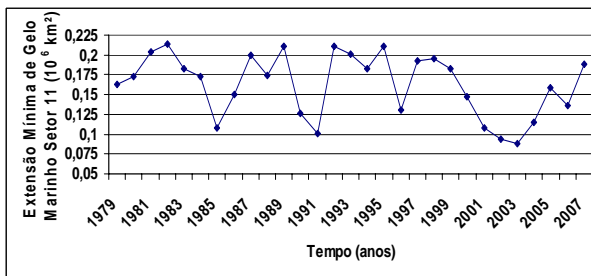
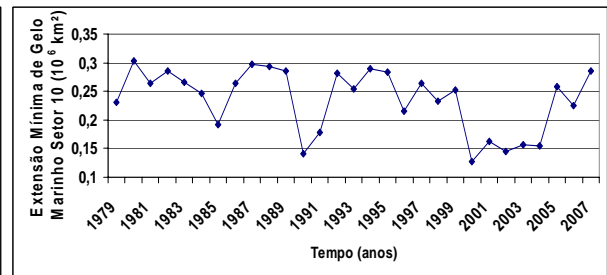
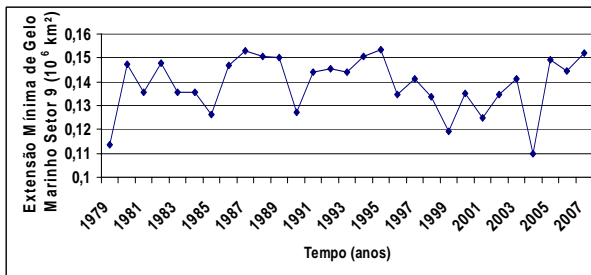
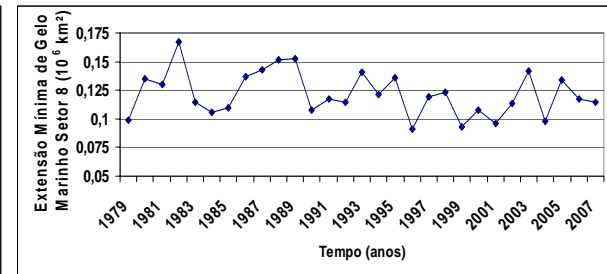
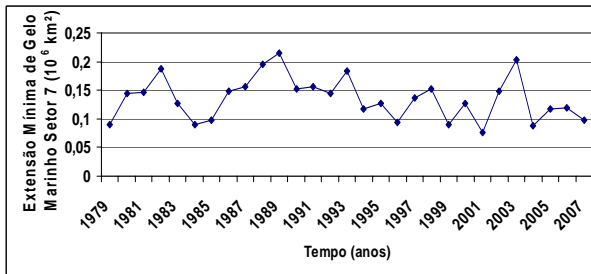
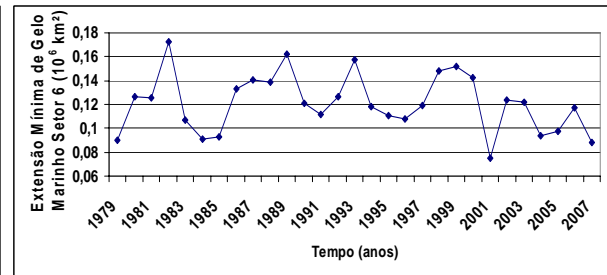
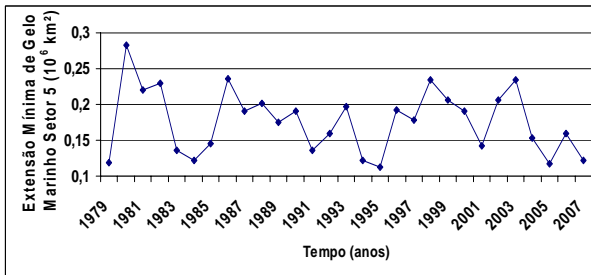
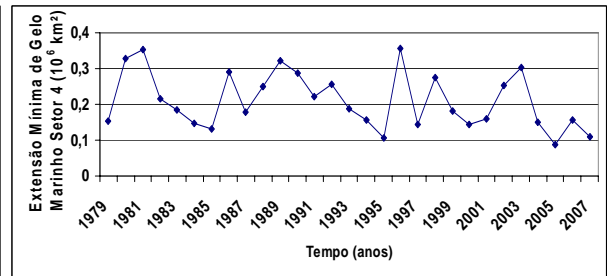
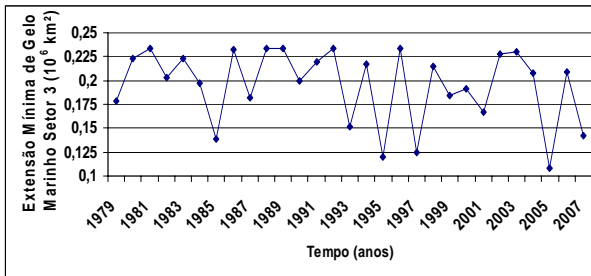
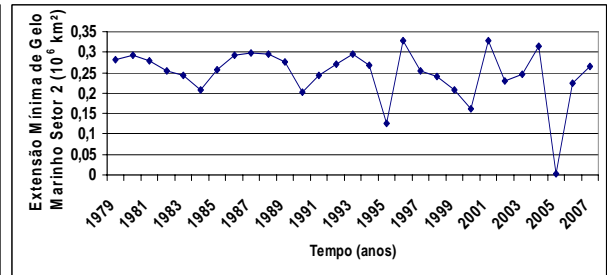
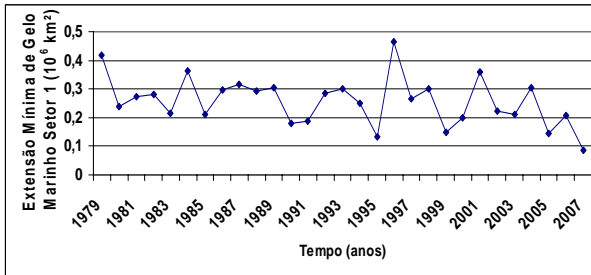


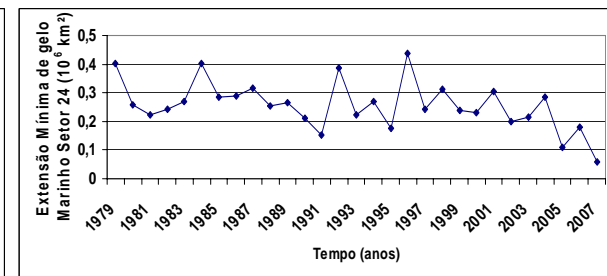
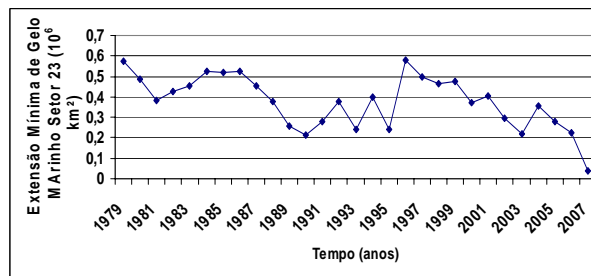
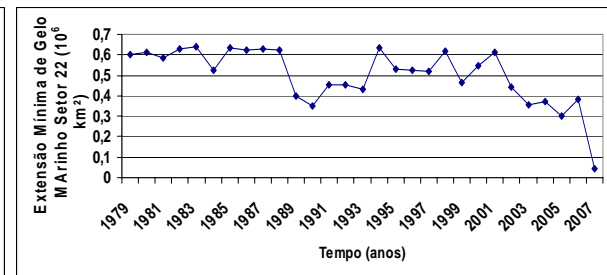
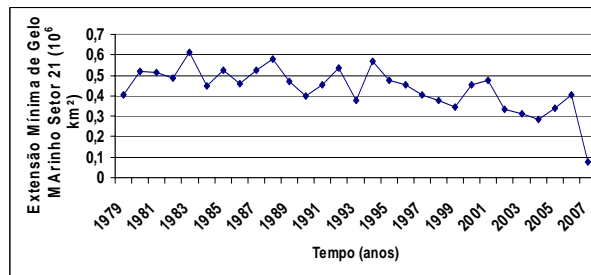
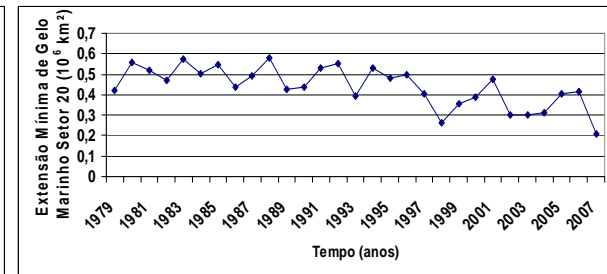
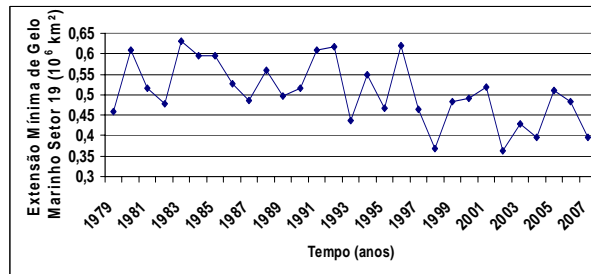
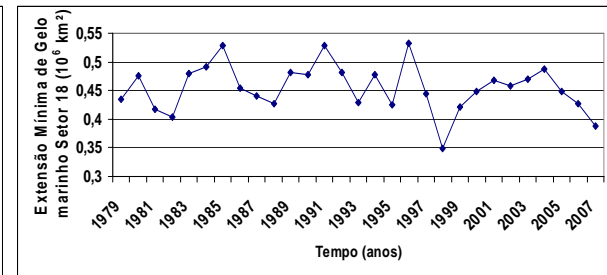
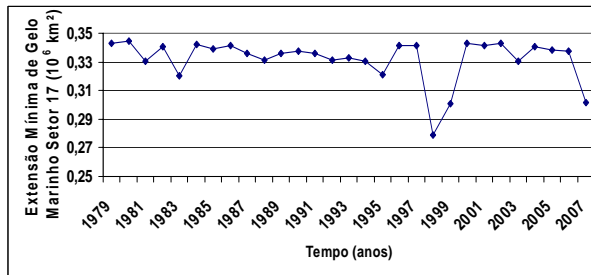
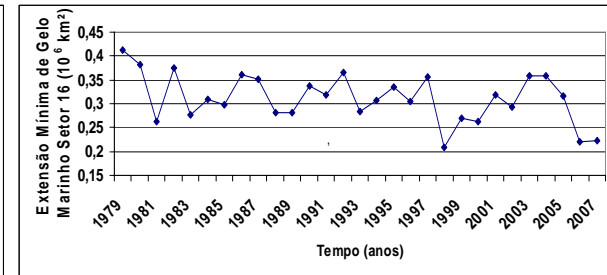
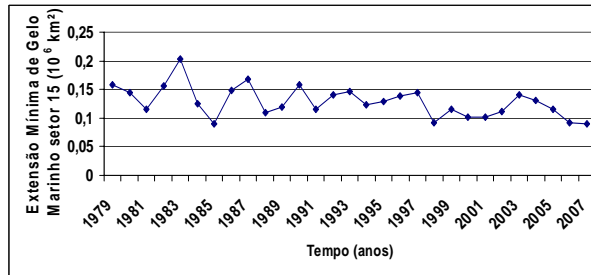
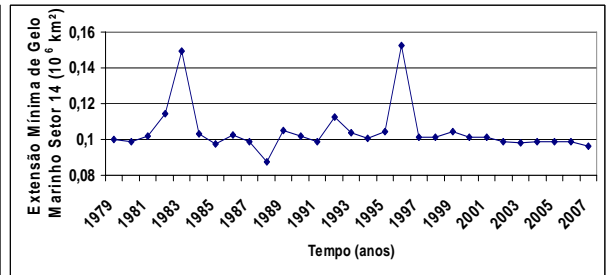
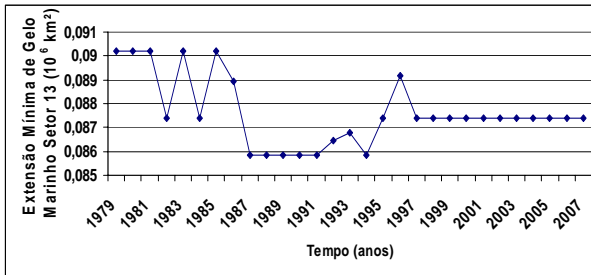
APÊNDICE 3 - Séries Temporais de Extensão Máxima Anual de Gelo Marinho Antártico



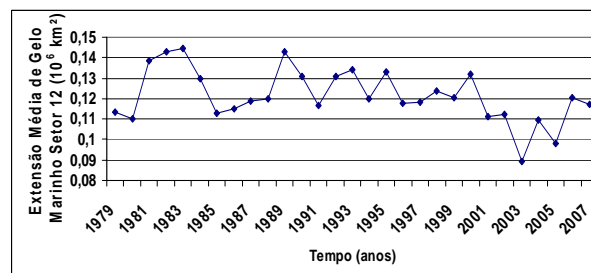
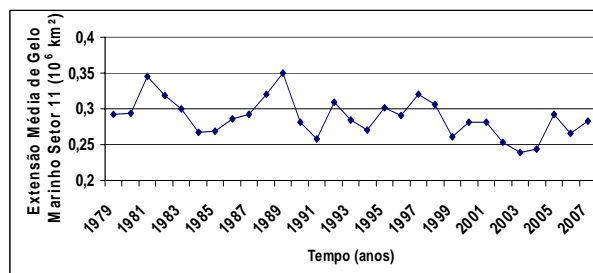
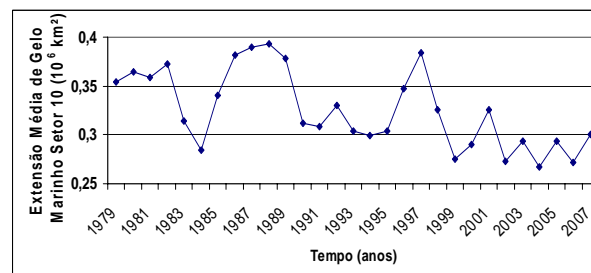
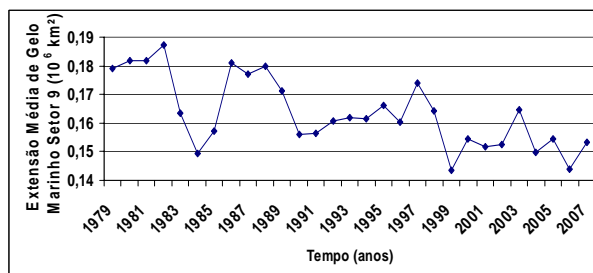
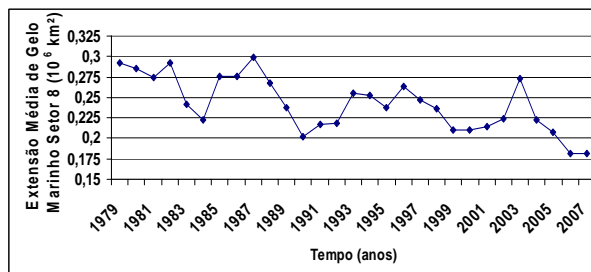
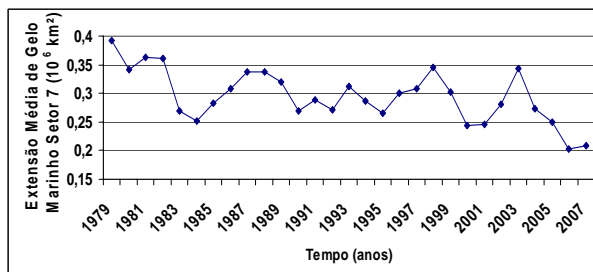
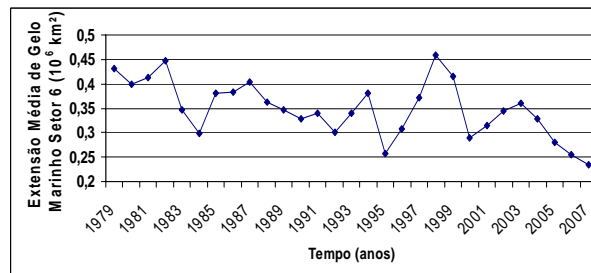
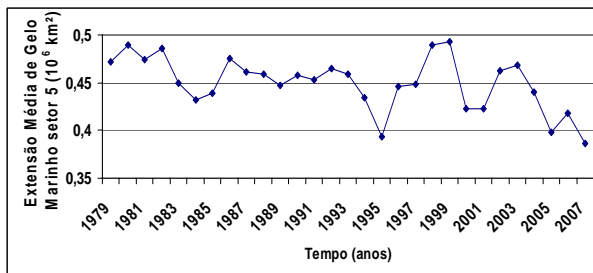
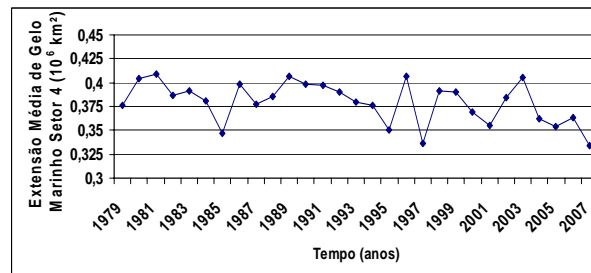
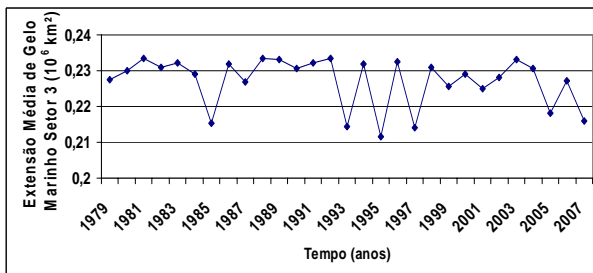
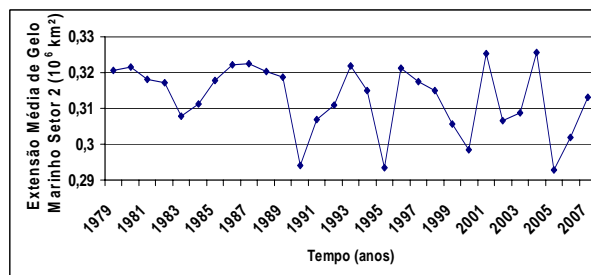
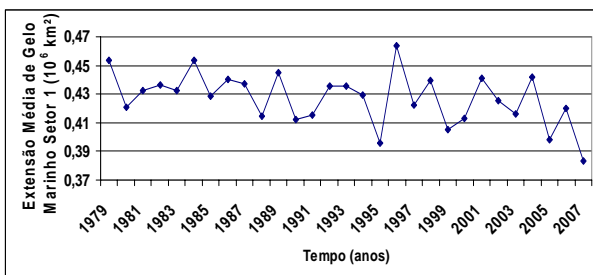


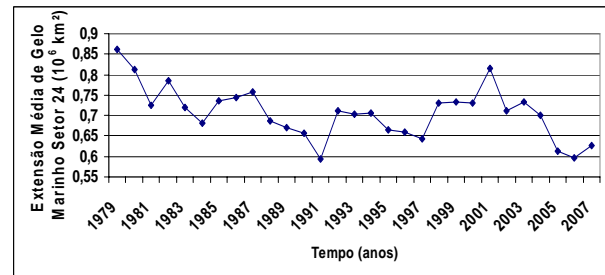
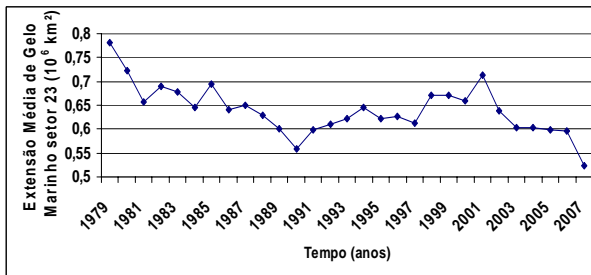
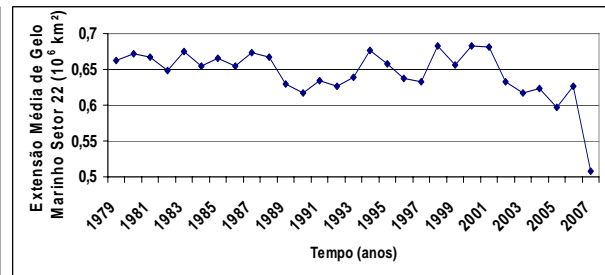
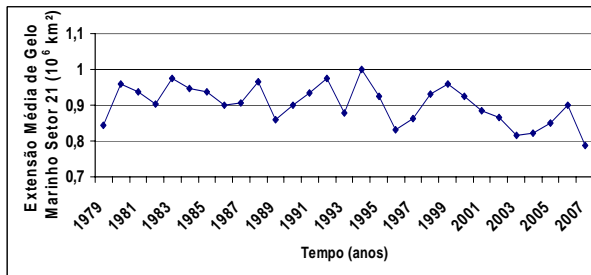
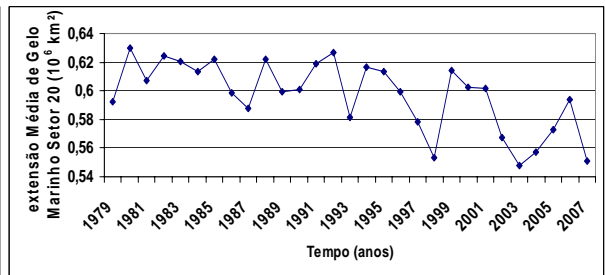
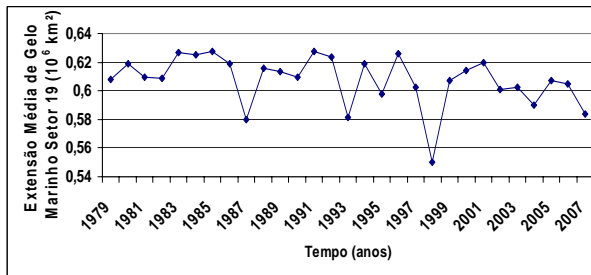
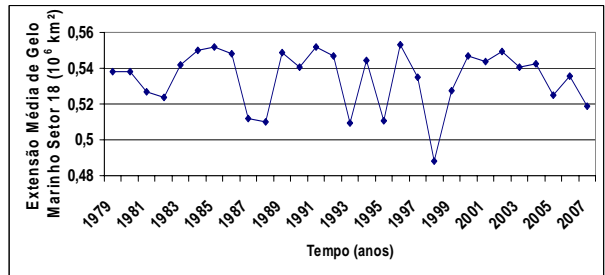
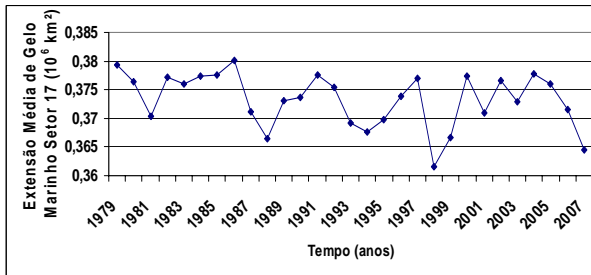
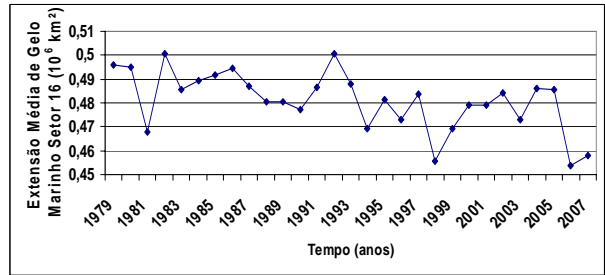
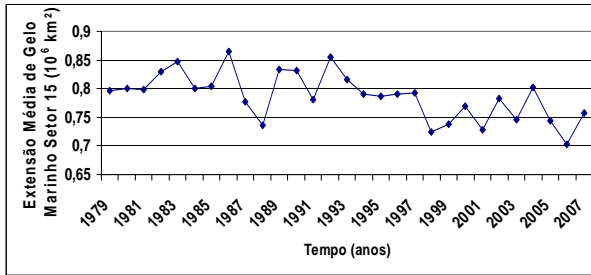
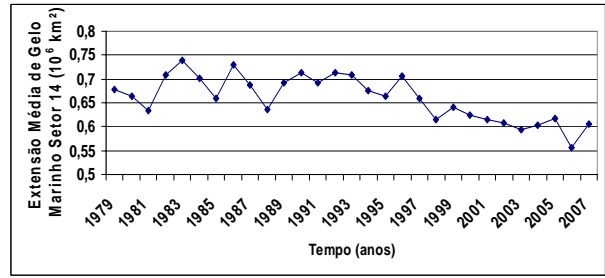
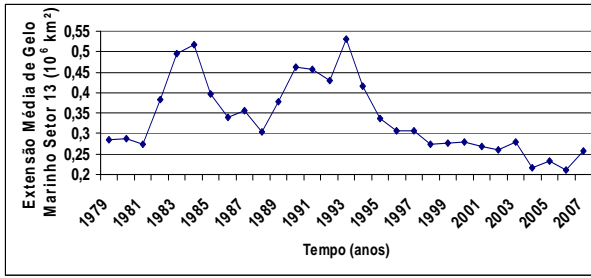
APÊNDICE 4 - Séries Temporais de Extensão Mínima Anual de Gelo Marinho Ártico





## APÊNDICE 5 - Séries Temporais de Extensão Média Anual de Gelo Marinho Ártico





## APÊNDICE 6 - Séries Temporais de Extensão Máxima Anual de Gelo Marinho Ártico

