



Ministério da
Ciência e Tecnologia



INPE-15759-TDI/1502

**ESTUDO DAS CONDIÇÕES ATMOSFÉRICAS E
OCEÂNICAS DO ATLÂNTICO SUDOESTE E SUAS
ASSOCIAÇÕES COM EXTREMOS DE CAPTURA DA
SARDINHA-VERDADEIRA**

Helena Cachanhuk Soares

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada
pelo Dr. Luciano Ponzi Pezzi, aprovada em 31 de março de 2009.

Registro do documento original:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2009/03.05.11.39>>

INPE
São José dos Campos
2009

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3945-6911/6923

Fax: (012) 3945-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO:

Presidente:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

Membros:

Dr^a Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr. Haroldo Fraga de Campos Velho - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

Dr^a Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Dr. Ralf Gielow - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr. Wilson Yamaguti - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Jefferson Andrade Ancelmo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Simone A. Del-Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Marilúcia Santos Melo Cid - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Viveca Sant´Ana Lemos - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da
Ciência e Tecnologia



INPE-15759-TDI/1502

**ESTUDO DAS CONDIÇÕES ATMOSFÉRICAS E
OCEÂNICAS DO ATLÂNTICO SUDOESTE E SUAS
ASSOCIAÇÕES COM EXTREMOS DE CAPTURA DA
SARDINHA-VERDADEIRA**

Helena Cachanhuk Soares

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada
pelo Dr. Luciano Ponzi Pezzi, aprovada em 31 de março de 2009.

Registro do documento original:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2009/03.05.11.39>>

INPE
São José dos Campos
2009

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

S11e Soares, Helena Cachanhuk.
Estudo das condições atmosféricas e oceânicas do Atlântico Sudoeste e suas associações com extremos de captura da sardinha-verdadeira / Helena Cachanhuk Soares. – São José dos Campos : INPE, 2009.
147 p. ; (INPE-15759-TDI/1502)

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2009.
Orientador : Dr. Luciano Ponzzi Pezzi.

1. Climatologia. 2. Análise atmosférica e oceânica. 3. Atlântico Sudoeste. 4. Compostos. 5. Sardinella Brasiliensis. I.Título.

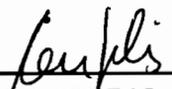
CDU 551.465.7

Copyright © 2009 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, reprográfico, de microfilmagem ou outros, sem a permissão escrita do INPE, com exceção de qualquer material fornecido especificamente com o propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2009 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, microfilming, or otherwise, without written permission from INPE, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.

**Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de Mestre em
Meteorologia**

Dr. Carlos Frederico de Angelis



Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Luciano Ponzi Pezzi



Orientador(a) / QPTEC/INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dra. Mary Toshie Kayano



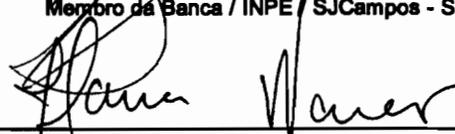
Membro da Banca / INPE / SJCampos - SP

**Dr. Douglas Francisco Marcolino
Gherardi**



Membro da Banca / INPE / SJCampos - SP

Dra. Ilana Elazari Klein Coaracy Wainer



Convidado(a) / IO/USP / São Paulo - SP

Aluno (a): Helena Cachanhuk Soares

São José dos Campos, 31 de março de 2009

“A terra tem o bastante para a necessidade de cada um, mas não para a voracidade de poucos”.

Mahatma Ghandi

À minha mãe Anita, por todo o seu apoio, exemplo, amor e força.

À minha irmã Amanda, por todo o carinho.

A meu pai Ivo (“in memoriam”), por tudo o que me proporcionou e ensinou.

AGRADECIMENTOS

Ao Dr. Luciano Ponzi Pezzi por ter aceitado me orientar e por tê-lo feito de forma tão dedicada e paciente, estando sempre disponível para conversarmos e esclarecer as dúvidas sobre o trabalho. Agradeço também ao Dr. Eduardo Tavares Paes e ao Dr. Douglas Francisco M. Gherardi por toda ajuda na minha tentativa de entender a Sardinha-verdadeira. Ao Eduardo Gigliotti sempre prestativo em me ajudar a reunir o material bibliográfico. E ao Dr. Gustavo Escobar pelos esclarecimentos sobre a parte atmosférica.

À CAPES pela concessão da bolsa de mestrado e ao CPTEC/INPE pelo apoio técnico e disponibilidade de equipamentos.

Aos professores que me ensinaram muito e me proporcionaram a oportunidade de um primeiro contato com a pesquisa me orientando durante a graduação, Dr. Anselmo Chaves Neto e Dra. Alice Marlene Grimm na fase de iniciação científica e Dr. Eduardo Dell'Avanzi durante o projeto final.

Obrigada a todos os meus amigos, em especial aos companheiros de turma, e aos de alojamento e também às pessoas que trabalharam lá. Com a amizade de vocês as dificuldades se tornavam mais leves e por vezes até engraçadas. Também à Rita Micheline Ricarte e Tatiane Felinto Barbosa, pela generosidade que tiveram em me receber em sua casa quando junto com os outros colegas tivemos que sair às pressas do alojamento. Muito obrigada mesmo!

Agradeço muito às pessoas que mais me ajudaram sempre, em toda a minha vida, mesmo que à distância, minha mãe Anita, minha irmã Amanda e meu pai Ivo, que se estivesse aqui teria me apoiado muito, como sempre fez.

E por fim, agradeço a meu companheiro de estudos, meu amigo, meu apoio constante, meu Carlos. Obrigada por tudo!

RESUMO

A Sardinha-verdadeira é um importante recurso pesqueiro do país, com ocorrência restrita à Plataforma Continental Sudeste brasileira. A série de desembarque desta espécie apresenta anos de alta captura, como o máximo em 1973 com 225 mil toneladas, e mínimos como o caso em 2000 com 20 mil toneladas. Neste trabalho são estudadas as características oceânicas e atmosféricas presentes no período de maior desova da Sardinha-verdadeira, meses de dezembro e janeiro, com o intuito de investigar as causas dos extremos de captura. Para isto foram analisadas variáveis oceânicas como temperatura da superfície do mar, tensão do vento à superfície do mar, transporte de Ekman e índice de mistura. Também foram analisadas variáveis atmosféricas, como precipitação, radiação de onda longa emergente, ventos e altura geopotencial. Em uma primeira etapa foi realizada a discussão da climatologia dessas variáveis, para o período entre 1970 e 2001. Depois de estudado o comportamento médio atmosférico e oceânico foi realizado o estudo dos extremos de captura. Para isto foram selecionados os anos positivos e negativos de maior captura, e elaborado campos médios das variáveis e de suas anomalias. Com isso foi possível identificar que um excesso de mistura e transporte na parte norte da PCS, durante o período da desova está associado a uma baixa captura no ano seguinte. O que pode ser explicado, uma vez que, o excesso de mistura e de transporte pode destruir as partículas de alimento e provocar a dispersão de ovos e larvas. Na atmosfera foi identificado um sinal de maior atuação de ZCAS e sistemas frontais sobre a PCS, no período de desova associados aos extremos positivos. Estes sistemas podem causar mudança no padrão predominante de ventos na PCS, e como consequência, no índice de mistura e transporte da região.

STUDY OF THE ATMOSPHERIC AND OCEANIC CONDITIONS IN THE SOUTHWEST ATLANTIC AND ITS RELATION WITH THE BRAZILIAN SARDINE CATCH EXTREMES

ABSTRACT

The Brazilian Sardine is an important fishing resource for the country, with restricted occurrence in the Southeast Brazilian Bight (SBB). Landing records of this species shows years of high capture, as in 1973 with 225 thousand tons and the minimum in 2000 with 20 thousand tons. In this work was studied the oceanic and atmospheric characteristics of the most important spawning period, December and January, with the intention to investigate its possible relations with the catch extremes. The analysis was concentrated on relevant oceanic variables such as sea surface temperature, sea surface wind stress, Ekman transport and wind mixing index. The atmospheric variables investigated were precipitation, outgoing longwave radiation, wind and geopotential height. First, it was discussed the climatology of these variables for the period between 1970 and 2001. After the average atmospheric and oceanic behavior was investigated, the catch extremes were assessed. For that purpose it was selected the positive and negative years and calculated the average of variables and its anomalies. With this study was possible to identify that an excess of water mixing and surface transport in the north of SBB, during the spawning period is associated with low capture in the next year. This occurs because the excess of mixing and transport can to destroy food particles and could cause the dispersion of the eggs and larvae. An increase in the frequency of South Atlantic Convergence Zone and frontal systems over SBB, in the spawning period is associated with positive catch extremes. These systems can cause changes in the direction of winds in SBB, influencing the surface mixing and transport in the region.

SUMÁRIO

Pág.

LISTA DE FIGURAS

LISTA DE TABELAS

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

LISTA DE SÍMBOLOS

1	INTRODUÇÃO	29
1.1	Motivação	29
1.2	Objetivos	34
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	35
2.1	Sardinha-verdadeira	35
2.2	Características atmosféricas e oceânicas do Atlântico Sudoeste	41
2.2.1	Alta Subtropical do Atlântico Sul	44
2.2.2	Giro Subtropical do Atlântico Sul	45
2.2.3	Massas de água	47
2.2.4	Ressurgência	49
2.2.5	Zona de Convergência do Atlântico Sul	53
2.2.6	Sistemas Frontais e bloqueios	56
2.2.7	Jato Subtropical	58
3	DADOS E METODOLOGIA	61
3.1	Dados de captura da Sardinha-verdadeira e retirada de tendência	61
3.2	Climatologia	63
3.3	Compostos	65
3.4	Estudos de casos	68
3.5	Dados oceânicos	69
3.6	Dados atmosféricos	72
4	RESULTADOS DA CLIMATOLOGIA	75
4.1	Climatologia oceânica	75
4.2	Climatologia Atmosférica	79
5	RESULTADOS DOS COMPOSTOS	85
5.1	Compostos Oceânicos	85
5.2	Compostos Atmosféricos	91

5.3	Conexões entre os compostos oceânicos e atmosféricos	102
6	ESTUDOS DE CASOS	107
6.1	Análise oceânica	107
6.2	Análise atmosférica	116
7	CONCLUSÃO	133
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	137
	APÊNDICE A – DADOS DE CAPTURA E RETIRADA DE TENDÊNCIA	145

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
1.1 - Sardinha-verdadeira (<i>Sardinella brasiliensis</i>).....	29
1.2 - Evolução dos totais anuais de desembarque da Sardinha-verdadeira nos portos de Santos (SP), Rio de Janeiro (RJ) e Itajaí (SC).	31
1.3 - Plataforma Continental Sudeste área de ocorrência da Sardinha-verdadeira.	32
2.1 - Ciclo de vida da Sardinha-verdadeira.	36
2.2 - Estações e posições dos principais locais de desova da Sardinha-verdadeira.	39
2.3 - Representação dos sistemas atmosféricos presentes na baixa troposfera, que atuam sobre a América do Sul durante o verão. Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS); Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS); Zona de Convergência Intertropical (ZCIT); Baixa pressão associada aos sistemas frontais (B).....	42
2.4 - Representação de alguns dos sistemas atmosféricos presentes na alta troposfera, que atuam sobre a América do Sul durante o verão. Vórtice Ciclônico (VC); Alta da Bolívia (AB); Jato Subtropical (JS); Jato Polar (JP).	43
2.5 - Padrão médio de ventos e pressão ao nível do mar para o verão (a) e inverno (b).	44
2.6 - Representação esquemática do giro subtropical do Atlântico Sul.....	46
2.7 - Diagrama da estrutura oceanográfica da região sudeste-sul para o verão.	49
2.8 - Imagem de satélite (AVHRR-NOAA) de TSM (°C) apresentando a ressurgência costeira na PCS (em azul). Os locais em branco representam as nuvens.....	50
2.9 - Representação esquemática do processo de ressurgência costeira.	51
2.10 - Representação da distribuição das massas de água na PCS, durante inverno e verão.	52
3.1 - Série temporal dos dados de captura e ajuste da reta de tendência.	62
3.2 - Série de captura sem tendência.....	63
3.3 - Série de captura sem tendência e anos extremos selecionados.	67
3.4 - Anos extremos selecionados para os estudos de casos.....	68
4.1 - (a) Climatologia da tensão do vento à superfície do mar (Pa), os vetores indicam a direção e as cores magnitude. Para a melhor visualização os dados de tensão estão multiplicados por um fator de 10^2 . (b) Climatologia de tensão obtida por Bakun e Parrish (1990); (c) Climatologia do transporte de Ekman ($\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$); (d) Climatologia do transporte obtida por Bakun e Parrish (1990).	76
4.2 - (a) Climatologia do índice de mistura ($\text{m}^3\cdot\text{s}^{-3}$). (b) Climatologia do índice de mistura obtida por Bakun e Parrish (1990).....	78
4.3 - (a) Climatologia de TSM (°C). (b) Climatologia de TSM apresentada por Bakun e Parrish (1990).	78

4.4 - (a) Climatologia de altura geopotencial (m), para melhor visualização os valores da escala estão divididos por 10^2 . (b) Climatologia do módulo de vento ($m.s^{-1}$) e linhas de corrente, para o nível de 850 hPa.....	79
4.5 - (a) Climatologia de altura geopotencial (m) em 500 hPa, para melhor visualização os valores da escala estão divididos por 10^2 . (b) Climatologia do módulo de vento ($m.s^{-1}$) e linhas de corrente, em 500 hPa. (c) Climatologia de altura geopotencial (m) em 250 hPa. (d) Climatologia do módulo de vento ($m.s^{-1}$) e linhas de corrente, em 250 hPa.....	81
4.6 - (a) Resultados da climatologia da componente zonal do vento ($m.s^{-1}$). (b) Climatologia da componente meridional em 250 hPa.	82
4.7 - (a) Resultados da climatologia da precipitação ($mm.dia^{-1}$). (b) Climatologia da radiação de onda longa ($W.m^{-2}$).	83
5.1 - Composto das anomalias de tensão do vento à superfície do mar (Pa). Os vetores indicam a direção e as cores magnitude: (a) extremos positivos (b) extremos negativos. Composto de tensão do vento à superfície do mar (Pa): (c) extremos positivos (d) extremos negativos. Para melhor visualização a tensão do vento está multiplicada por um fator de 10^2 e suas anomalias por 10^3	85
5.2 - Composto das anomalias de transporte de Ekman ($kg.m^{-1}.s^{-1}$): (a) extremos positivos (b) extremos negativos. Composto de transporte de Ekman ($kg.m^{-1}.s^{-1}$): (c) extremos positivos (d) extremos negativos.....	86
5.3 - Composto das anomalias de índice de mistura ($m^3. s^{-3}$): (a) extremos positivos (b) extremos negativos. Composto do índice de mistura ($m^3. s^{-3}$): (c) extremos positivos (d) extremos negativos.	87
5.4 - Composto das anomalias de TSM ($^{\circ}C$): (a) extremos positivos (b) extremos negativos. Composto de TSM ($^{\circ}C$): (c) extremos positivos (d) extremos negativos.	88
5.5 - Composto das anomalias de TSM ($^{\circ}C$): (a) extremos positivos (b) extremos negativos.	90
5.6 - Composto das anomalias de altura geopotencial (m) em 850 hPa: (a) extremos positivos (b) extremos negativos.	91
5.7 - Composto das anomalias de circulação e módulo do vento ($m. s^{-1}$) em 850 hPa: (a) extremos positivos (b) extremos negativos.....	94
5.8 - Composto das anomalias de altura geopotencial (m) em 500 hPa: (a) extremos positivos (b) extremos negativos. Composto das anomalias de altura geopotencial (m) em 250 hPa: (a) extremos positivos (b) extremos negativos. Composto de altura geopotencial (m) em 250 hPa, para melhor visualização os valores da escala estão divididos por 10^2	96
5.10 - Composto das anomalias de circulação e módulo do vento ($m. s^{-1}$) em 250 hPa: (a) extremos positivos (b) extremos negativos.....	97
5.11 - Composto das anomalias do módulo do vento zonal ($m. s^{-1}$) em 250 hPa: (a) extremos positivos (b) extremos negativos.....	99
5.12 - Composto das anomalias de radiação de onda longa ($W. m^{-2}$): (a) extremos positivos (b) extremos negativos.	101
5.13 - Composto das anomalias de precipitação ($mm. dia^{-1}$): (a) extremos positivos (b) extremos negativos.....	102

- 6.1 - Tensão do vento à superfície do mar (Pa) e suas anomalias, média entre os meses de dezembro e janeiro anteriores aos extremos de captura. Os vetores indicam a direção e as cores magnitude: (a) Tensão associada ao extremo negativo de 1993 em (b) anomalia; (c) Tensão associada ao extremo positivo de 1997 em (d) anomalia; (e) Tensão associada ao extremo negativo de 2000 em (f) anomalia. 108
- 6.2 - Transporte de Ekman ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$) e suas anomalias, média entre os meses de dezembro e janeiro anteriores aos extremos de captura. Os vetores indicam a direção e as cores magnitude: (a) Transporte associado ao extremo negativo de 1993, em (b) a anomalia em; (c) Transporte associado ao extremo positivo de 1997, em (d) a anomalia; (e) Transporte associado ao extremo negativo de 2000, em (f) a anomalia; 111
- 6.3 - Índice de mistura do vento ($\text{m}^3\cdot\text{s}^{-3}$) e suas anomalias, média entre os meses de dezembro e janeiro anteriores aos extremos de captura. (a) Mistura associada ao extremo negativo de 1993, em (b) a anomalia em; (c) Mistura associada ao extremo positivo de 1997, em (d) a anomalia; (e) Mistura associada ao extremo negativo de 2000, em (f) a anomalia; 113
- 6.4 - Temperatura da Superfície do Mar ($^{\circ}\text{C}$) e suas anomalias, média entre os meses de dezembro e janeiro anteriores aos extremos de captura. (a) TSM associada ao extremo negativo de 1993, em (b) a anomalia em; (c) TSM associada ao extremo positivo de 1997, em (d) a anomalia; (e) TSM associada ao extremo negativo de 2000, em (f) a anomalia; 115
- 6.5 - Altura geopotencial (m) em 850 hPa e suas anomalias, média entre os meses de dezembro e janeiro anteriores aos extremos de captura. (a) Altura geopotencial associado ao extremo negativo de 1993, em (b) a anomalia; (c) Altura geopotencial associado ao extremo positivo de 1997, em (d) a anomalia; (e) Altura geopotencial associado ao extremo negativo de 2000, em (f) a anomalia; 118
- 6.6 - Módulo da velocidade do vento ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) e linhas de corrente em 850 hPa e suas anomalias, média entre os meses de dezembro e janeiro anteriores aos extremos de captura. (a) Circulação associada ao extremo negativo de 1993, em (b) a anomalia em; (c) Circulação associada ao extremo positivo de 1997, em (d) a anomalia; (e) Circulação associada ao extremo negativo de 2000, em (f) a anomalia; 120
- 6.7 - Altura geopotencial (m) em 500 hPa e suas anomalias, média entre os meses de dezembro e janeiro anteriores aos extremos de captura. (a) Altura geopotencial associada ao extremo negativo de 1993, em (b) a anomalia em; (c) Altura geopotencial (m) associada ao extremo positivo de 1997, em (d) a anomalia; (e) Altura geopotencial (m) associada ao extremo negativo de 2000, em (f) a anomalia; 122
- 6.8 - Altura geopotencial (m) em 250 hPa e suas anomalias, média entre os meses de dezembro e janeiro anteriores aos extremos de captura. (a) Altura geopotencial associada ao extremo negativo de 1993, em (b) a anomalia em; (c) Altura geopotencial associada ao extremo positivo de 1997, em (d) a anomalia; (e) Altura geopotencial associada ao extremo negativo de 2000, em (f) a anomalia; 124

- 6.9 - Módulo da velocidade do vento zonal ($m \cdot s^{-1}$) em 250 hPa e suas anomalias, média entre os meses de dezembro e janeiro anteriores aos extremos de captura. (a) Vento zonal associado ao extremo negativo de 1993, em (b) a anomalia em; (c) Vento zonal associado ao extremo positivo de 1997, em (d) a anomalia; (e) Vento zonal associado ao extremo negativo de 2000, em (f) a anomalia; 126
- 6.10 - Radiação de Onda Longa Emergente ($W \cdot m^{-2}$) e suas anomalias, média entre os meses de dezembro e janeiro anteriores aos extremos de captura. (a) ROLE associado ao extremo negativo de 1993, em (b) a anomalia em; (c) ROLE associado ao extremo positivo de 1997, em (d) a anomalia; (e) ROLE associado ao extremo negativo de 2000, em (f) a anomalia; 128
- 6.11 - Precipitação ($mm \cdot dia^{-1}$) e suas anomalias, média entre os meses de dezembro e janeiro anteriores aos extremos de captura. (a) Precipitação associada ao extremo negativo de 1993, em (b) a anomalia em; (c) Precipitação associada ao extremo positivo de 1997, em (d) a anomalia; (e) Precipitação associada ao extremo negativo de 2000, em (f) a anomalia;..... 129

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
3.1 - Anos extremos de captura e desvios em relação à média.	67
5.1 – Principais diferenças entre os compostos anômalos associados ao período de desova anterior aos extremos positivos e negativos de captura da Sardinha-verdadeira.....	105
6.1 – Índice Niño Oceânico (INO) para o trimestre (dez-jan-fev) associado ao período de desova anterior aos eventos extremos de captura. Os valores em azul na tabela referem-se a eventos de La Niña (anomalias de TSM abaixo de -0.5), em vermelho El Niño (anomalias de TSM acima de 0.5), em preto anos normais.....	132
A.1 – Retirada de tendência dos dados de captura.....	145

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AB	Alta da Bolívia
AC	Água Costeira
ACAS	Água Central do Atlântico Sul
AIA	Água Intermediária Antártica
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
ASPS	Alta Subtropical do Pacífico Sul
AT	Água Tropical
ECMWF	<i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i>
ERA-40	<i>ECMWF Re-Analysis – 45 years</i>
CB	Corrente do Brasil
CM	Corrente das Malvinas
DP	Desvio Padrão
FAO	Food and Agriculture Administration of the United Nations
GPCP	<i>Global Precipitation Climatology Project</i>
GSAS	Giro Subtropical do Atlântico Sul
JS	Jato Subtropical
IM	Índice de Mistura
INO	Índice Niño Oceânico
MMQ	Método dos Mínimos Quadrados
NCEP	<i>National Centers for Environmental Prediction</i>
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
PCS	Plataforma Continental Sudeste
ROLE	Radiação de Onda Longa Emergente
SODA	<i>Simple Ocean Data Assimilation</i>
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
VC	Vórtice Ciclônico
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul

LISTA DE SÍMBOLOS

a	Coeficiente angular
b	Coeficiente linear
E	Transporte de Ekman, $\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$
v	Velocidade do vento, $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$
ϕ	Geopotencial, $\text{m}^2\cdot\text{s}^{-2}$
φ	Latitude
ρ	Densidade, $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$

1 INTRODUÇÃO

1.1 Motivação

Essa dissertação é fundamentada no interesse em estudar os padrões oceânicos e atmosféricos presentes no período de desova da Sardinha-verdadeira (*Sardinella brasiliensis*) (Figura 1.1), com o intuito de avaliar os extremos de captura desta espécie.



Figura 1.1 - Sardinha-verdadeira (*Sardinella brasiliensis*).

Fonte: <http://www.fishbase.org>

As variações na disponibilidade dos recursos marinhos é um assunto pesquisado desde o século XIX (SINCLAIR, 1988). Cury et al. (2008) apresentam uma revisão das principais hipóteses desenvolvidas sobre as flutuações das populações de peixes marinhos. Nesse trabalho os autores descrevem a discussão apresentada por Hjork (1914), segundo esse autor as variações no número de peixes adultos depende da disponibilidade de alimentos (plâncton) durante a fase larval e da influência dos ventos e correntes no deslocamento dos ovos e larvas para fora da área de distribuição planctônica. Sinclair (1988) apresentou a teoria denominada *Member/Vagrant*, que descreve a importância dos processos de retenção para as oscilações das populações de peixes. Os mecanismos de retenção, como por exemplo a circulação do local, possibilitam que os indivíduos permaneçam em habitats favoráveis, sem se dispersar do restante da população. Lasker (1975) e Cury e Roy (1989) sugeriram que as características do meio que levam a concentração dos alimentos também são determinantes para as variações das populações de peixes, uma vez que facilitam o acesso dos indivíduos aos

alimentos. Cushing (1990) sugeriu que a sobrevivência na fase larval é dependente do período em que ocorre a maior disponibilidade de alimentos, isto é, as oscilações no tamanho da população são controladas pela disponibilidade de alimento durante a fase larval, esta hipótese é chamada de *Match-Mismatch*. Desta forma a abundância das espécies depende do período de máximo dos mecanismos físicos que conduzem a maior disponibilidade de alimentos. No caso da Sardinha-verdadeira a desova ocorre preferencialmente nos meses de verão, período em que a ressurgência é mais intensa.

Com base nas teorias apresentadas Bakun (1998) definiu a existência de três fatores determinantes para as variações das populações de peixes como a Sardinha-verdadeira são eles: o enriquecimento do local (maior disponibilidade de alimentos, maior produção), os processos que levam a concentração e os processos de retenção dos alimentos, ovos e larvas dentro do habitat da espécie.

No contexto da pesca do Brasil, a Sardinha-verdadeira é a espécie de peixe mais abundante e o recurso pesqueiro mais importante para o país (KATSURAGAWA et al., 2006). A pesca desta espécie ocorre desde o século XIX, tendo sido introduzida pelos portugueses. Mas apenas a partir da década de 40 a atividade passou a ser realizada em escala industrial, sendo uma das atividades pioneiras na área pesqueira no país (HAZIN et al., 2007). Desde a década de 70, os registros de desembarque nos portos de Rio de Janeiro (RJ), Santos (SP) e Itajaí (SC) apresentam uma tendência de queda, como está ilustrado na Figura 1.2. O decaimento observado é acompanhado de máximos e mínimos de captura, como em 1973 onde foram registrados 225 mil toneladas, e em 2000 cerca de 20 mil toneladas.

A ocorrência da Sardinha-verdadeira é restrita à Plataforma Continental Sudeste (PCS), a qual se estende desde Cabo Frio (RJ) até Cabo de Santa Marta (SC), esta região é limitada pela quebra da plataforma continental que

ocorre na isóbata de 200 m. O local, ilustrado na Figura 1.3, é relevante não apenas pela forte atividade pesqueira, mas também por ser uma área estratégica devido à presença de portos importantes e áreas de exploração petrolífera.

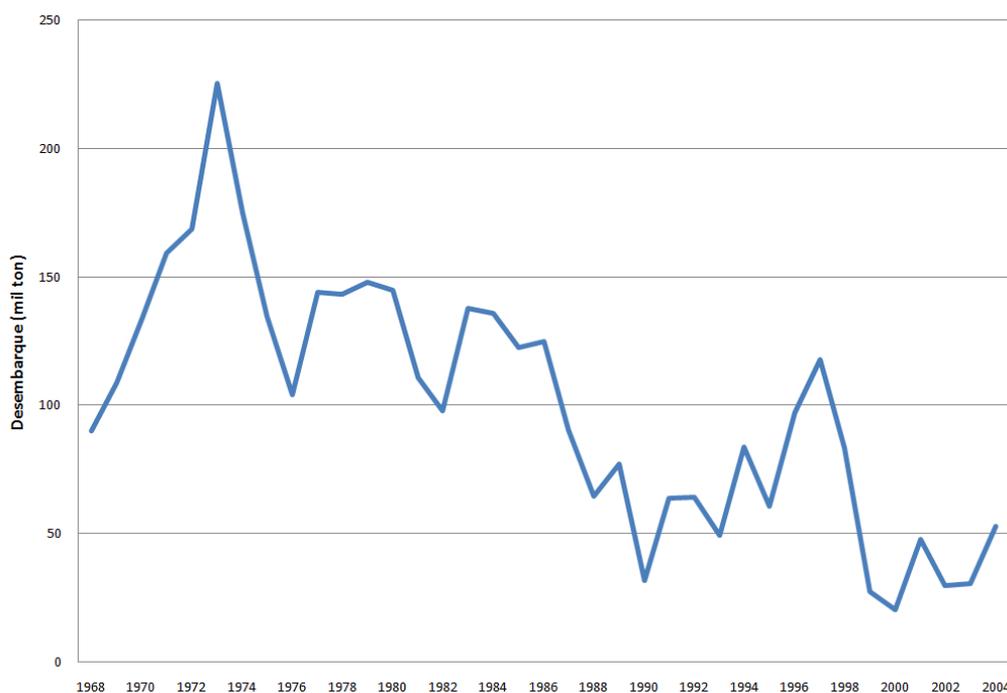


Figura 1.2 - Evolução dos totais anuais de desembarque da Sardinha-verdadeira nos portos de Santos (SP), Rio de Janeiro (RJ) e Itajaí (SC).

Fonte: *Food and Agriculture Administration of the United Nations (FAO)*

A variabilidade oceânica e atmosférica da PCS apresenta sazonalidade marcante. É uma região afetada pela passagem de sistemas frontais e pela presença da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Com relação aos aspectos oceânicos, tem-se a influência da Corrente do Brasil (CB), que transporta as águas quentes e salinas oriundas da região tropical. Além disso, na região próxima a Cabo Frio (RJ) são observados intensos episódios de ressurgência, fenômeno esse de grande influência na vida marinha do local,

devido ao aporte de nutrientes e águas frias provenientes das regiões mais profundas do oceano.

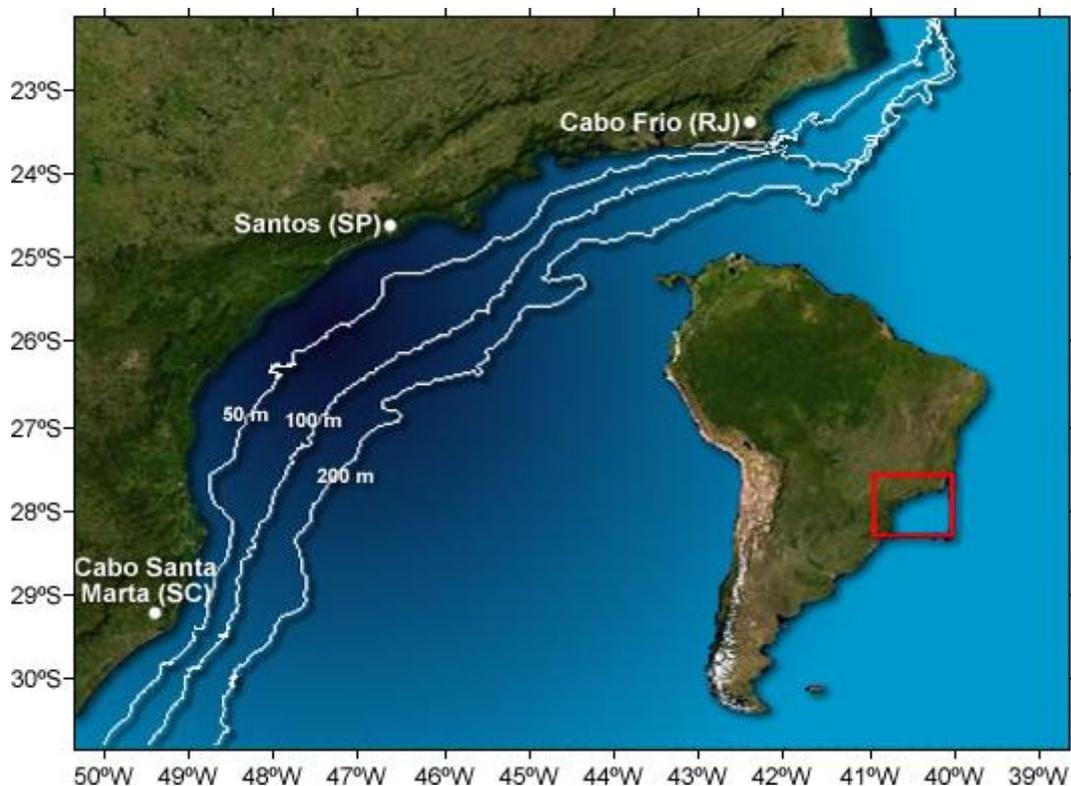


Figura 1.3 - Plataforma Continental Sudeste área de ocorrência da Sardinha-verdadeira.

Fonte: Adaptado de Jablonski (2003).

Como o período de maior desova da Sardinha-verdadeira é em dezembro e janeiro (MATSUURA, 1996), nesta dissertação foi realizado um estudo climatológico com enfoque nestes meses para variáveis atmosféricas como vento, altura geopotencial, Radiação de Onda Longa Emergente (ROLE) e precipitação, com o propósito de verificar o comportamento médio da atmosfera no Atlântico Sudoeste. Também foi avaliada a climatologia de variáveis oceânicas relevantes como a Temperatura da Superfície do Mar (TSM), tensão do vento à superfície do mar, transporte de Ekman e índice de mistura. Essas variáveis foram escolhidas com base no trabalho de Bakun e Parrish (1990),

onde os autores apresentaram uma associação entre os aspectos reprodutivos da Sardinha-verdadeira e climatologias dessas variáveis ambientais.

A análise do transporte de Ekman e do índice de mistura pode trazer informações bastante relevantes sobre as oscilações de captura, uma vez que, o transporte e a mistura do meio (a água) afetam a disponibilidade e a concentração dos alimentos, ovos e larvas. Segundo Bakun (1998), um ambiente com excesso de mistura e transporte pode provocar a dispersão dos ovos e larvas. Ainda, um índice de mistura alto pode contribuir para a instabilidade da coluna de água, e assim proporcionar uma menor concentração dos alimentos, além de contribuir para a destruição das partículas de alimento.

Além do entendimento do comportamento médio, também foram analisados os padrões anômalos das variáveis e aplicada uma análise de compostos para os extremos positivos e negativos de captura. Este estudo foi realizado com base na análise dos meses de dezembro e janeiro anteriores aos anos extremos de captura, isto é, com um ano de defasagem, pois segundo Matsuura (1996), do total de indivíduos capturados cerca de 80% possui um ano. Desta forma, as características presentes no meio durante a desova só causarão impacto na captura do ano seguinte.

Estudos como esse tem relevância, pois entender o que leva a uma maior ou menor disponibilidade da Sardinha-verdadeira possibilitará uma melhoria no planejamento e eficiência pesqueira, de forma a auxiliar a exploração sustentável da espécie.

1.2 Objetivos

Objetivo geral:

O objetivo principal deste trabalho é estudar as relações entre as características atmosféricas e oceânicas do Atlântico Sudoeste e os extremos de captura da Sardinha-verdadeira.

Objetivos específicos:

- Cálculo de variáveis físicas de interesse, como o transporte de Ekman e índice de mistura;
- Estudo climatológico oceânico: Análise semelhante à de Bakun e Parrish (1990), mas com conjuntos de dados mais recentes;
- Estudo climatológico atmosférico: Análise da climatologia das variáveis atmosféricas para todo o Atlântico Sudoeste, de forma a avaliar o padrão de circulação atmosférica na região;
- Determinação das características oceânicas e atmosféricas associadas aos meses de desova da Sardinha-verdadeira, isto é, presentes um ano antes dos extremos de captura: Análise dos compostos das variáveis e de seus campos anômalos, para os extremos positivos e negativos;
- Estudo de casos: análise dos padrões atmosféricos e oceânicos associados ao período da desova anterior a eventos extremos específicos de captura, de forma a verificar se estes padrões correspondem aos encontrados na análise dos compostos;

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Sardinha-verdadeira

A Sardinha-verdadeira é uma espécie de peixe existente apenas na Plataforma Continental Sudeste brasileira. A captura ocorre, normalmente, entre as profundidades de 30 e 50 m (CERGOLE e ROSSI-WONGTSCHOWSKI, 2005). A desova ocorre na área costeira da PCS, durante a primavera e verão, entretanto é mais concentrada nos meses de dezembro e janeiro (MATSUURA, 1998).

Sobre o ciclo de vida desta espécie, apresentado esquematicamente na Figura 2.1, Matsuura (1998) cita que o pico da desova acontece uma hora após a meia noite, sendo localizada na camada de mistura superficial do oceano, região em que a temperatura da água é relativamente homogênea, com variação entre 22 e 26°C. Após 19 horas os ovos eclodem e inicia a fase larval (fase juvenil). A desova ocorre entre as isóbatas de 15 a 50 m (MATSUURA, 1983). A passagem para a vida adulta, ou reprodutiva, é chamada de recrutamento e ocorre entre os meses de junho e agosto, com maior intensidade no mês de julho (CERGOLE, 1995). Entre os indivíduos que são capturados, cerca de 80% tem um ano de vida (MATSUURA, 1996). Os indivíduos tornam-se adultos com comprimento entre 16 e 17 cm (SACCARDO e ROSSI-WONGTSCHOWSKI, 1991).



Figura 2.1 - Ciclo de vida da Sardinha-verdadeira.

Por ser uma espécie de importância econômica devido a grande quantidade já produzida e por apresentar um preço acessível à população, diversos estudos já foram realizados sobre a dinâmica da população da Sardinha-verdadeira e os aspectos biológicos e comportamentais relevantes. Matsuura (1986) realizou um estudo sobre os totais de captura, número de indivíduos que atingem a fase de recrutamento e a biomassa total do estoque da espécie. As análises foram realizadas com base em dados de desembarques nos estados do Rio de Janeiro, São Paulo e Santa Catarina. Na discussão apresentada pelo autor, o mesmo cita que as sardinhas desovadas no início do ano, ao completar um ano já estarão na fase adulta e pelo menos uma parte destes indivíduos estará contribuindo para a nova desova.

Uma análise da climatologia da tensão do vento à superfície do mar, índice de mistura, transporte de Ekman, cobertura de nuvens, radiação e TSM foi efetuada por Bakun e Parrish (1990). Os autores empregaram registros marítimos do Centro Nacional Climático dos Estados Unidos, com período de dados com início em meados de 1800 até 1979. Os padrões encontrados por meio do estudo dessas variáveis foram relacionados ao comportamento da

Sardinha-verdadeira. Em sua discussão, os autores fizeram comparações com espécies de sardinhas de outras regiões. O enfoque do trabalho foi a análise das estratégias reprodutivas das espécies conforme as alterações do ambiente. Também foram discutidas hipóteses, onde foi sugerido que a mistura turbulenta induzida pelo vento poderia destruir as partículas de alimento, prejudicando o desenvolvimento na fase larval. Bakun e Parrish (1990) ainda citaram que espécies como a *Sardinella brasiliensis* apresentam comportamento semelhante a de outras espécies de sardinha durante o período da desova e a fase larval, que é o de evitar locais com grande transporte, que pode levar a dispersão dos ovos e larvas. Os peixes, como a Sardinha-verdadeira, preferem locais com condições caracterizadas por baixo transporte de Ekman como a região interna da PCS, região em que ocorre a desova da espécie. Ainda Bakun e Parrish (1990) citam detalhes sobre as estratégias reprodutivas da Sardinha-verdadeira. A desova é restrita a regiões próximas a costa, depois de adultos os peixes se afastam em busca de alimentos na região de ressurgência (Cabo Frio, RJ). Os picos de desova ocorrem durante o verão, desta forma é garantido que na fase larval o ambiente estará enriquecido com nutrientes, uma vez que, no verão o fenômeno de ressurgência é mais intenso.

Cergole (1995) fez um estudo em que foram analisadas as taxas de mortalidade, recrutamento e crescimento da espécie, com base em dados provenientes da captura comercial entre 1977 e 1992. Segundo a autora, a explicação para o declínio de captura ocorrido depois de 1986, envolve fatores ambientais, como intensidade da ressurgência e penetração da Água Central do Atlântico Sul (ACAS), e de fatores pesqueiros, sendo o último dominante. Uma vez que, o decréscimo de captura é relacionado com o baixo número de indivíduos em fase de recrutamento e adultos, o que é causado pelo excesso de pesca. A falta de indivíduos aptos a desovar acarreta um menor número de adultos no ano seguinte, devido à redução da desova, e assim sucessivamente.

Matsuura (1996) realizou um estudo na tentativa de encontrar as causas da falha de recrutamento no ano de 1975. Para isso foram analisados os dados de coletas de ovos e larvas da Sardinha-verdadeira em 12 expedições entre os anos de 1974 e 1993. Com base nestes dados foi realizada uma estimativa da densidade média de ovos e larvas da espécie na PCS. Essa estimativa está apresentada na Figura 2.2, onde nota-se os locais de concentração da desova na área interna da PCS. O autor sugere que a falha de recrutamento em 1975 relaciona-se a não intrusão da ACAS, o que causou a morte de indivíduos na fase larval, pela falta de maior aporte de nutrientes na região.

Bakun (1998) apresentou uma discussão sobre a existência de três processos que seriam fatores favoráveis ao habitat reprodutivo de várias espécies de peixes pelágicos (aqueles que habitam a coluna de água entre as profundidades de 0 a 200 m). Esses processos são o enriquecimento, a concentração e os processos de retenção. O enriquecimento do meio, que é a maior disponibilidade de nutrientes no local, relaciona-se com processos físicos como a ressurgência e mistura do meio. A concentração de nutrientes, ovos e larvas é resultante da presença de frentes, situações de convergência e estabilidade da coluna de água. A retenção contribui para que não ocorra a dispersão dos ovos e larvas, e também dos alimentos, pode ser associada à circulação do local. Na PCS tem-se um padrão de circulação ciclônica, identificado por Bakun e Parrish (1990). Ao analisar os campos de climatologia de tensão do vento, os autores identificaram a presença de um giro de circulação ciclônica que favorece o processo de retenção dentro da PCS.

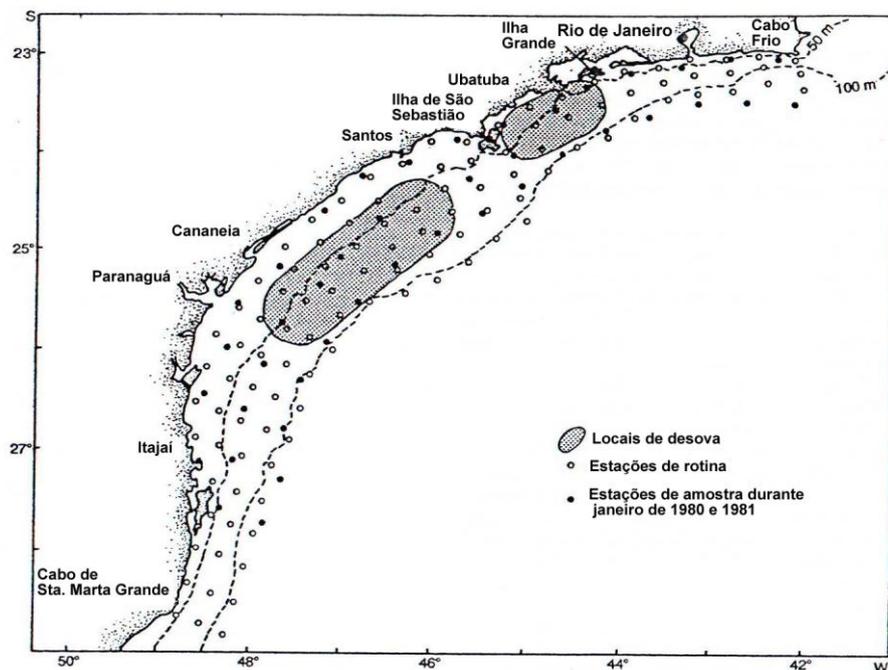


Figura 2.2 - Estações e posições dos principais locais de desova da Sardinha-verdadeira.

Fonte: Adaptado de Matsuura (1996).

Sunyé e Servain (1998) realizaram um estudo com o objetivo de avaliar os efeitos das variações sazonais meteorológicas e oceanográficas sobre a captura da Sardinha-verdadeira. Os autores calcularam correlações entre as variáveis ambientais e os dados de captura em três setores na PCS, norte, intermediário e sul. Os resultados obtidos indicam que a captura na porção sul da PCS é positivamente correlacionada com a salinidade, e na porção norte e intermediária é negativamente correlacionada com a precipitação. Com isso os autores concluíram que as águas menos salinas, ou fatores que causem a diminuição da salinidade, como precipitação, evaporação e radiação, afetam a distribuição da Sardinha-verdadeira na PCS.

Jablonski (2003) fez uma avaliação do recrutamento da Sardinha-verdadeira, no período de 1977 a 1993, com base em modelos aditivos (que incluem funções com base em variáveis preditivas) e modelos baseados em regras. O autor concluiu que, os melhores resultados para os modelos foram obtidos

quando empregadas informações sobre a quantidade de desova e o transporte de Ekman como variáveis preditivas. O recrutamento da Sardinha-verdadeira entre 1977 e 1993 foi investigado por Jablonski e Legey (2004) de forma a quantificar os efeitos do estoque de biomassa desovante, a intensidade dos ventos na PCS e a TSM. Os resultados obtidos pelos autores, por meio do emprego de modelos não paramétricos, indica que existe um intervalo ótimo de intensidade do vento, que é entre 3 e 4.5 m.s⁻¹, ventos mais fortes que 4.5 m.s⁻¹ podem romper a distribuição de plâncton o que é crucial para a sobrevivência das larvas da Sardinha-verdadeira na PCS. Os autores citam que a TSM e a intensidade do vento são importantes para o sucesso do recrutamento, no entanto ainda são menos importantes do que o tamanho da desova. O valor crítico mínimo de desova para garantir um sucesso no recrutamento, segundo os autores deve estar entre 200-250 mil toneladas.

A variabilidade de determinados padrões oceânicos e atmosféricos devido a fenômenos como El Niño e La Niña, também foram abordados em trabalhos anteriores. Paes e Moraes (2007) realizaram um estudo sobre as conexões entre eventos de El Niño e La Niña e a produtividade da Plataforma Continental Sudeste Brasileira. Os autores discutem a hipótese de que após um El Niño intenso poderia ser esperado um aumento na disponibilidade de peixes pelágicos. No caso de episódios fracos de El Niño ou La Niña intensa, ocorreria uma diminuição da disponibilidade dessas espécies. No trabalho desses autores, ainda é apresentada uma hipótese onde são feitas conexões entre a influência do posicionamento do jato subtropical na produtividade do local. Segundo Paes e Moraes (2007), no caso de ocorrência de um episódio de El Niño intenso ocorreria uma intensificação do jato subtropical, de forma a estabelecer uma situação de bloqueio à passagem de sistemas frontais, o que afetaria o ambiente reprodutivo da sardinha na região.

2.2 Características atmosféricas e oceânicas do Atlântico Sudoeste

Os padrões atmosféricos e oceânicos serão analisados com enfoque na estação de verão, pois o interesse é o estudo do ambiente de desova da Sardinha-verdadeira. A Figura 2.3 apresenta de forma esquemática alguns sistemas atmosféricos da baixa troposfera, que são frequentes durante este período e afetam a PCS.

A PCS está inserida no Atlântico Sudoeste, devido ao seu posicionamento esta região sofre a influência de importantes sistemas meteorológicos como a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), fenômeno de maior atuação no período de verão, a área também é afetada pela passagem de sistemas frontais oriundos de latitudes mais altas. No Atlântico tem-se a presença da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), sistema de alta pressão que influencia diretamente o padrão de ventos da PCS.



Figura 2.3 - Representação dos sistemas atmosféricos presentes na baixa troposfera, que atuam sobre a América do Sul durante o verão. Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS); Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS); Zona de Convergência Intertropical (ZCIT); Baixa pressão associada aos sistemas frontais (B).

Fonte: Adaptado de Satyamuty et al. (1998).

A Figura 2.4 apresenta os aspectos marcantes da atmosfera em altos níveis, como a presença da Alta da Bolívia (AB), com circulação anticiclônica sobre o continente, centrada em aproximadamente 15°S e 65°W. A formação deste centro de alta pressão deve-se principalmente aos movimentos ascendentes associados à intensa atividade convectiva na Amazônia (SATYAMURTY et al., 1998). No nordeste do Brasil tem-se a presença do Vórtice Ciclônico (VC), que

segundo Kousky e Gan (1986), ocorre com maior frequência no período de verão, e afeta a distribuição de chuva principalmente na região nordeste. Ainda em altos níveis, um aspecto importante para a circulação atmosférica é a presença dos jatos, região de máxima velocidade dos ventos. Na América do Sul frequentemente aparecem bifurcados em dois ramos, um mais ao norte, o Jato Subtropical e outro ramo mais ao sul, o Jato Polar.

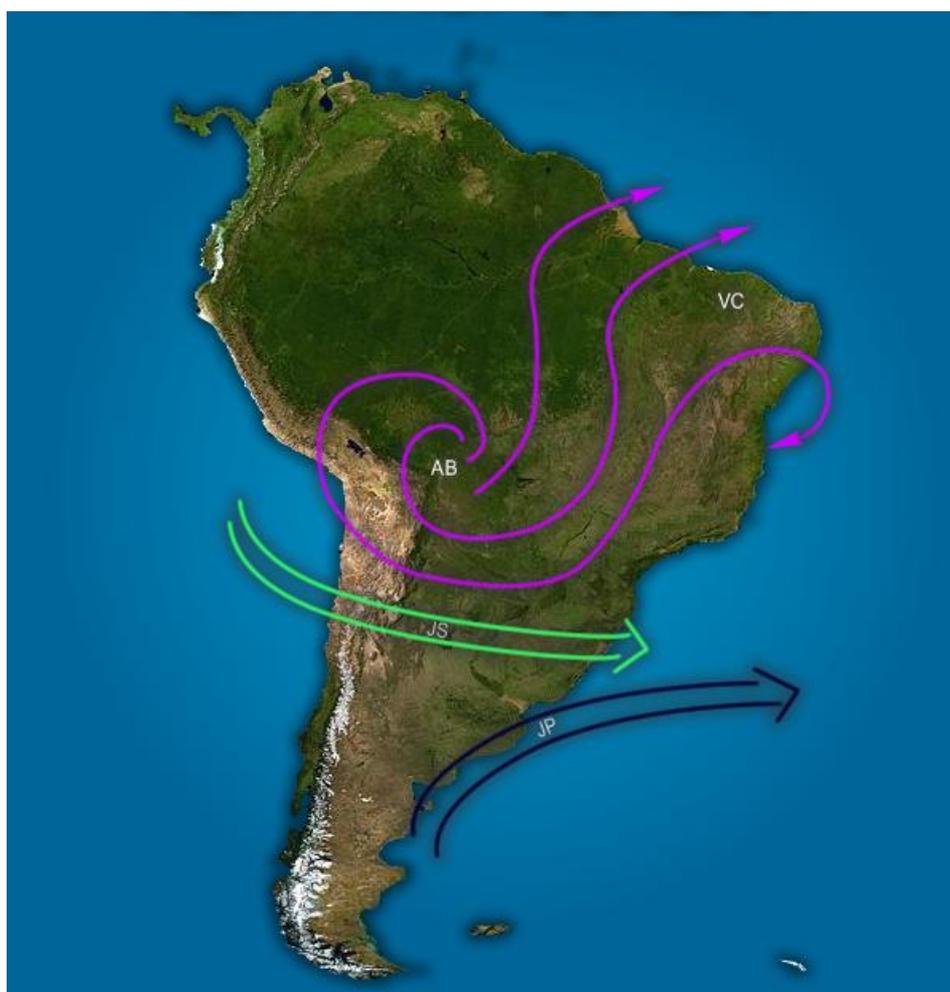


Figura 2.4 - Representação de alguns dos sistemas atmosféricos presentes na alta troposfera, que atuam sobre a América do Sul durante o verão. Vórtice Ciclônico (VC); Alta da Bolívia (AB); Jato Subtropical (JS); Jato Polar (JP).

Fonte: Adaptado de Satyamuty et al. (1998).

Nos tópicos seguintes serão discutidos apenas os sistemas atmosféricos de maior relevância para o estudo da Sardinha-verdadeira, e as características oceânicas do Atlântico Sudoeste.

2.2.1 Alta Subtropical do Atlântico Sul

Um sistema que exerce grande influência nas características de circulação atmosférica e oceânica em todo o Atlântico Sudoeste é o sistema de pressão quase permanente denominado Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS). Esse sistema possui sentido de circulação anti-horário e influencia o padrão de ventos nas áreas costeiras e também a circulação oceânica superficial.

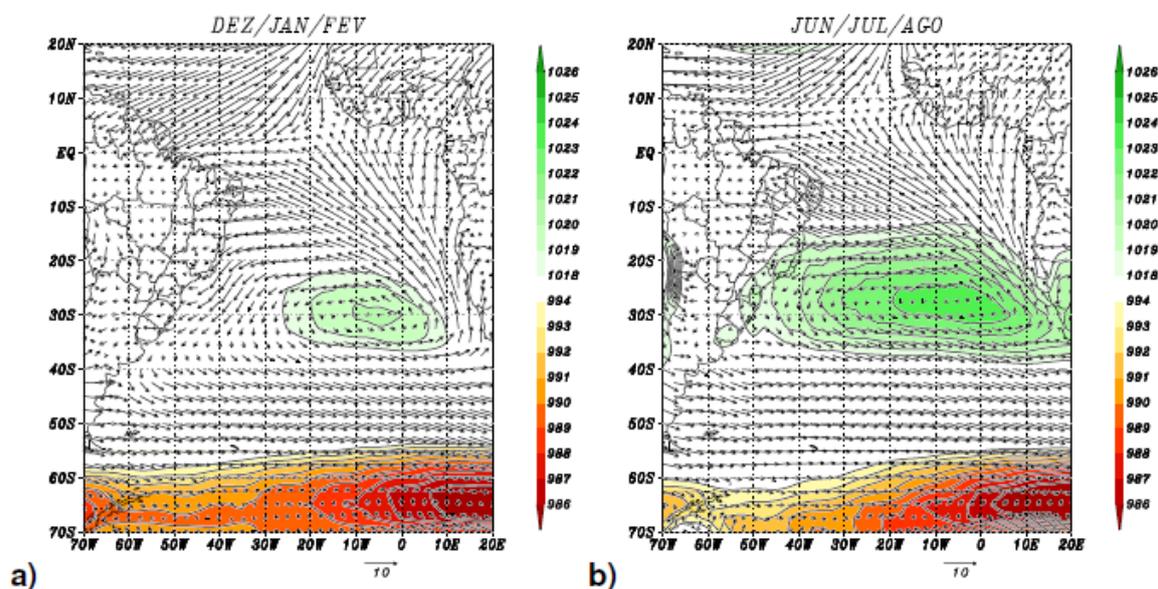


Figura 2.5 - Padrão médio de ventos e pressão ao nível do mar para o verão (a) e inverno (b).

Fonte: Pezzi e Souza (2009)

Este centro de alta pressão desloca-se ao longo do ano conforme o ciclo anual da radiação solar. Durante o verão o centro é localizado mais ao sul e a leste, em aproximadamente 5°W e 33°S. A atuação da ZCAS, frequente neste período do ano, e de sistemas frontais, pode causar a divisão e o

enfraquecimento deste centro de alta pressão, uma vez que, esses sistemas podem atingir a porção oeste da ASAS (PEZZI e SOUZA, 2009). No inverno, devido à maior incidência de radiação no Hemisfério Norte, a ASAS encontra-se em sua posição mais ao norte, com centro localizado aproximadamente em 15°W e 27°S. Wainer e Tachetto (2006) citam que no inverno a alta do Atlântico é mais intensa e no verão mais fraca, entretanto as diferenças de pressão entre o oceano e a região costeira são maiores no verão. Segundo os autores isso acontece porque durante o verão ocorre o desenvolvimento de áreas de baixa pressão sobre o continente devido ao maior aquecimento da superfície, essas áreas de baixa pressão contrastam com a presença da Alta Subtropical do Atlântico Sul sobre o oceano. A presença de um maior gradiente de pressão entre a costa e o oceano durante o verão leva a ocorrência de ventos mais fortes nas regiões costeiras, o que leva a ressurgências mais intensas nesta estação. O padrão de ventos para o Atlântico Sul e a posição da ASAS durante verão e inverno podem ser observados na Figura 2.5.

2.2.2 Giro Subtropical do Atlântico Sul

O vento que atua sobre a superfície do mar exerce uma tensão na mesma, essa tensão resulta na formação da circulação oceânica superficial. No Atlântico Sul a presença da ASAS e seu padrão de ventos origina o Giro Subtropical do Atlântico Sul (GSAS), ilustrado na Figura 2.6.

O GSAS é composto por correntes oceânicas, entre elas estão a Corrente Sul Equatorial, Corrente do Brasil (CB), Corrente das Malvinas (CM) e Corrente do Atlântico Sul. Devido ao sentido de circulação da ASAS o giro oceânico também possui circulação anti-horária. Entre as correntes que compõe o giro, a Corrente do Brasil, devido ao seu posicionamento, exerce maior influência sobre a PCS.

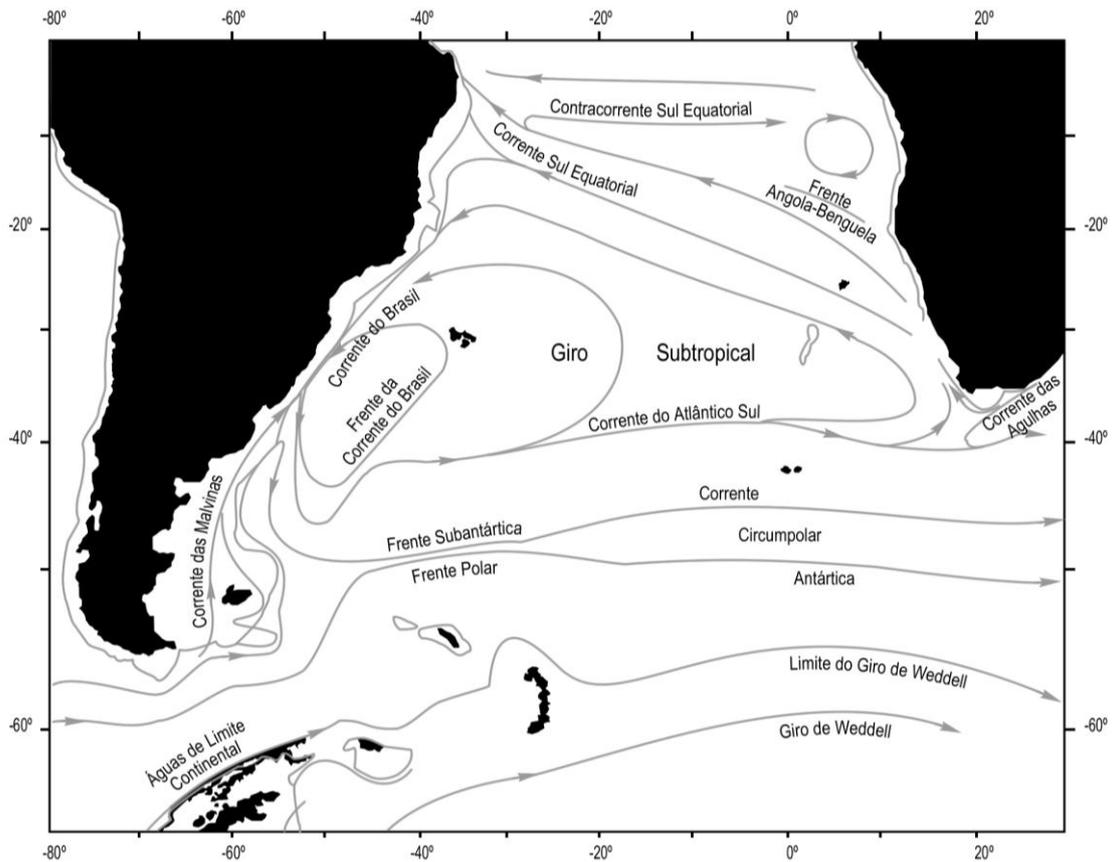


Figura 2.6 - Representação esquemática do giro subtropical do Atlântico Sul.

Fonte: Adaptado de Peterson e Stramma (1991).

A CB é uma corrente de contorno oeste com início entre as latitudes de 5 e 10°S. As correntes de contorno oeste são caracterizadas pela alta intensidade de fluxo, em regiões estreitas e bem definidas ao longo das margens continentais (CASTRO et al., 2006). Essa corrente atua no transporte das águas quentes pertencentes a massa de água denominada Água Tropical (AT), a qual tem sua origem associada ao excedente de radiação na região tropical. A temperatura da água na CB varia entre 25 e 27 °C durante o verão. No inverno esses valores são entre 22 e 24 °C (RODRIGUES e LORENZZETTI, 2001). Devido às características do contorno da costa sudeste do Atlântico Sul, a CB sofre meandramentos que levam a formação de vórtices, os quais podem contribuir para processos de mistura, ou retenção. A CB segue contornando a costa da América do Sul até as latitudes de 33°S e 38°S. Nessa

região ocorre a confluência das águas tropicais quentes transportadas pela CB e as águas frias oriundas das latitudes mais altas, sendo essas carregadas pela Corrente das Malvinas (CM). Na região de confluência ocorre a formação da Convergência Subtropical, que delimita a presença do GSAS. As águas da convergência subtropical seguem em direção a costa da África. Na região de encontro com a costa ocorre um desvio dessas águas e a formação da Corrente de Benguela a qual alimenta a Corrente Sul Equatorial de forma a completar o giro.

Além da circulação oceânica superficial, a presença da ASAS e o vento ocasionado por ela, também contribuem para a formação da ressurgência, devido ao deslocamento das águas superficiais, o que provoca a ascensão das águas mais profundas. No item seguinte é apresentada uma breve discussão sobre as principais massas de água do Atlântico Sudoeste, para que assim seja mais fácil o entendimento do fenômeno de ressurgência descrito em sequência.

2.2.3 Massas de água

Uma massa de água pode ser definida como corpos de água que possuem uma história de formação comum, (TOMCZAK e GODFREY, 2002). Na maioria das vezes são formadas na superfície dos oceanos e posteriormente passam por um processo de subsidência para regiões mais profundas. A coluna de água do Atlântico Sul é composta por algumas massas de águas características, entre elas estão a Água Tropical (AT), Água Central do Atlântico Sul (ACAS) e Água Intermediária Antártica (AIA).

Como a formação da AT ocorre em regiões tropicais, estas águas possuem valores altos de temperatura e salinidade. Esta massa de água é caracterizada por temperaturas maiores que 20°C e salinidade acima de 36 (CASTRO et al., 2006). A localização desta água é entre 20 m e 110 m de profundidade. O transporte ocorre na direção sudoeste, sendo realizado pela Corrente do Brasil.

Abaixo da AT, em profundidade, está a ACAS, situada entre 200 e 500 m de profundidade. Nessa região a temperatura é mais baixa, entre 6°C e 18°C, a formação dessa água ocorre na região da Convergência Subtropical. Abaixo da ACAS tem-se a Água Intermediária Antártica, nesta são encontrados valores de salinidade em torno de 34,65, a presença desta água é até 750 m.

Matsuura (1986) realizou um estudo sobre a estrutura oceanográfica da região interna da PCS. Nesse trabalho, com base em estudos anteriores o autor apresentou um esquema para a estrutura oceanográfica do local para o período de verão, Figura 2.7. Por ser uma região mais rasa e com características específicas nota-se a presença de novas denominações, como a Água da Plataforma e Água Costeira. Campos et al. (2000) citam que as massas de água presentes na Plataforma Continental Sudeste, em geral são uma mistura da Água Tropical, da Água Central do Atlântico Sul e da Água Costeira (AC). Os autores citam que a AC é a que apresenta a menor salinidade, sendo isso associado a existências de descargas de rios devido à presença de estuários na região costeira da plataforma.

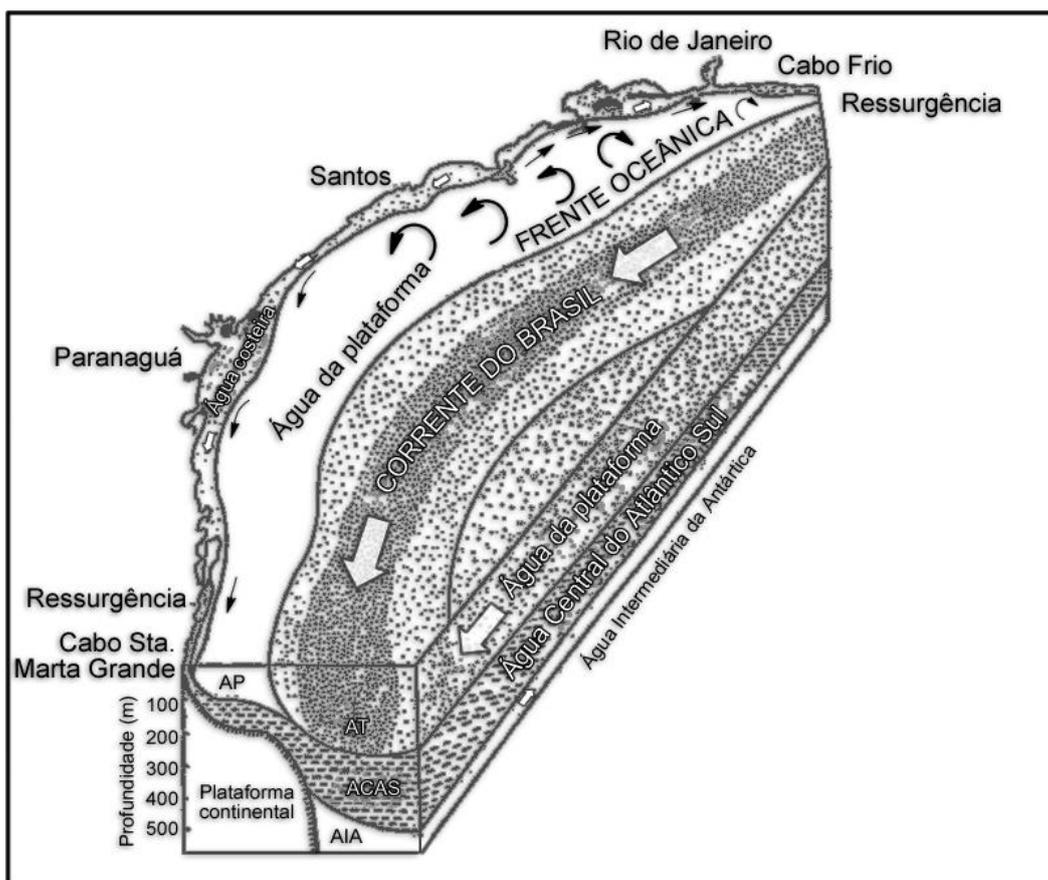


Figura 2.7 - Diagrama da estrutura oceanográfica da região sudeste-sul para o verão.

Fonte: Adaptado de Matsuura, 1986.

2.2.4 Ressurgência

A ressurgência pode ser definida como a ascensão das águas profundas do oceano à superfície, essas águas são mais frias e ricas em nutrientes. Bakun (1998) cita que o enriquecimento devido ao maior aporte de nutrientes nas áreas de ressurgência é tão intenso, que estes locais respondem pela maior parte da produção pesqueira mundial. A Figura 2.8 apresenta uma imagem de satélite com informação de TSM, onde é possível observar em azul os locais de ressurgência próximos a Vitória (ES), Cabo São Tomé (RJ) e Cabo Frio (RJ).

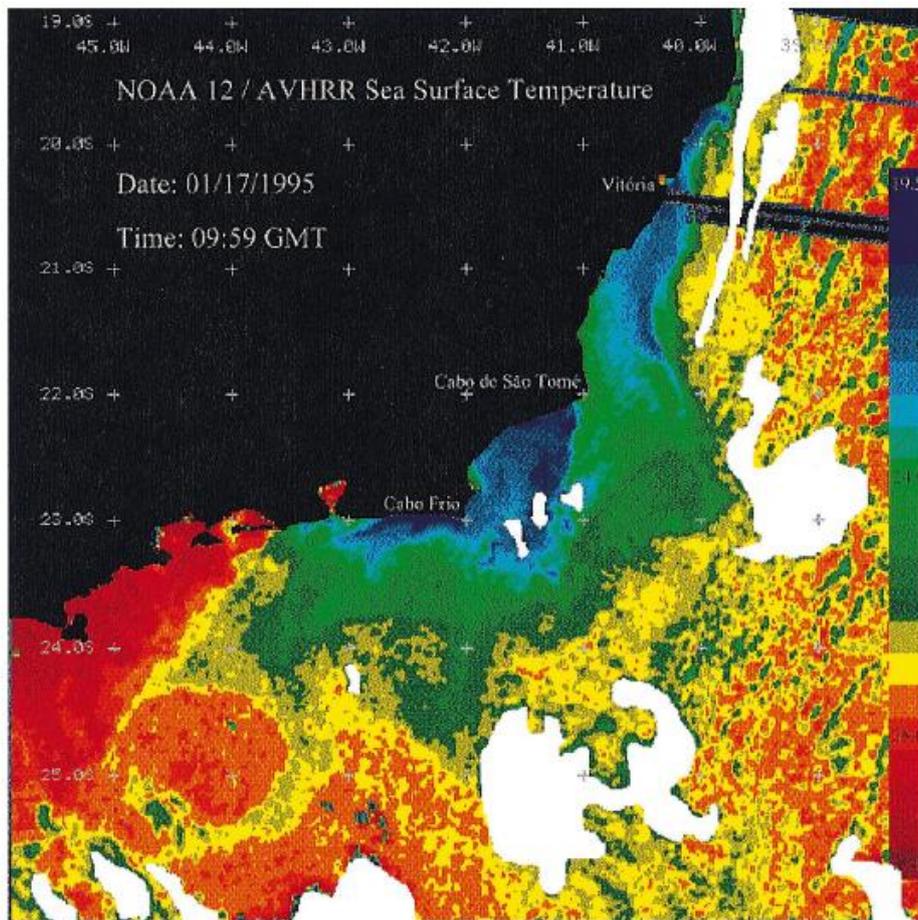


Figura 2.8 - Imagem de satélite (AVHRR-NOAA) de TSM (°C) apresentando a ressurgência costeira na PCS (em azul). Os locais em branco representam as nuvens.

Fonte: Rodrigues e Lorenzetti (2001).

A ressurgência que ocorre na região de Cabo Frio é do tipo costeira, a Figura 2.9 apresenta um esquema deste tipo de ressurgência. Neste caso a principal característica é a influência das massas de água ascendentes próximo a costa. O mecanismo gerador deste processo é a divergência provocada pela tensão de cisalhamento do vento à superfície do oceano.

Este fenômeno pode ser explicado com o auxílio da teoria do transporte de Ekman. Nesta teoria as forçantes são o atrito entre as camadas da coluna de água e a atuação da força de Coriolis, sendo que o transporte é dado como

uma resultante entre essas duas forças. Esta teoria diz que o transporte médio na camada de Ekman ocorre 90° à esquerda da linha de ação do vento. Como o transporte de Ekman considera o efeito da força de coriolis, isso é válido para o Hemisfério Sul, pois no Hemisfério Norte o transporte seria 90° à direita.

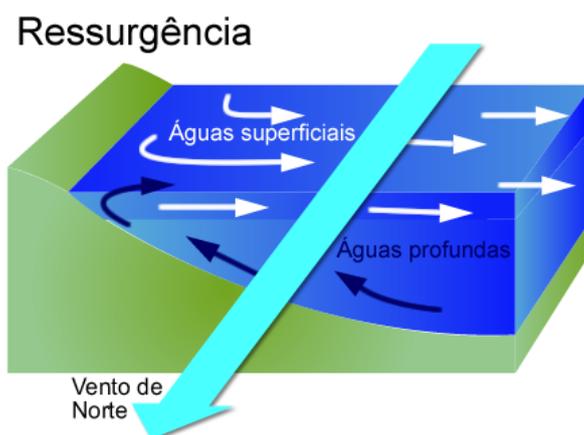


Figura 2.9 - Representação esquemática do processo de ressurgência costeira.

Nos meses de verão, os ventos na Plataforma Continental Sudeste atuam predominantemente de nordeste. Devido a este padrão o transporte de Ekman ocorre em direção ao mar aberto o que provoca um deslocamento das águas superficiais para esta direção. Com isso a água mais profunda passa a ocupar a região, e assim ocorre o afloramento da ACAS a superfície e se estabelece a situação de ressurgência. A topografia do fundo da plataforma é um fator determinante para o fenômeno, uma vez que, favorece a ascensão da águas profundas. Nos meses de inverno a ACAS é posicionada em profundidades maiores. Os ventos atuantes na PCS nesta estação são predominantemente de sul, devido a passagem de sistemas frontais mais intensos e frequentes. Com a mudança na direção de atuação do vento não ocorre o deslocamento da águas superficiais em direção ao mar aberto durante o inverno, e conseqüentemente não acontece o afloramento das águas profundas a superfície, a Figura 2.10 descreve essa situação. Esta figura ilustra a presença da termoclina (camada de alto gradiente de temperatura com a profundidade) somente no período de verão, uma vez que, é neste período que ocorre a estratificação da coluna de

água na PCS. Essa estratificação deve-se a invasão da ACAS na PCS, que provoca a presença de águas mais frias nas camadas inferiores aumentando a variação de temperatura da água entre o fundo da PCS e a superfície. A estratificação da coluna de água tem como consequência a maior estabilidade da mesma, de forma que as populações que habitam o local são beneficiadas, uma vez que, os nutrientes tendem a ficar mais concentrados, também o risco de destruição das partículas de alimento e de dispersão dos ovos e larvas é menor em um ambiente mais estável.

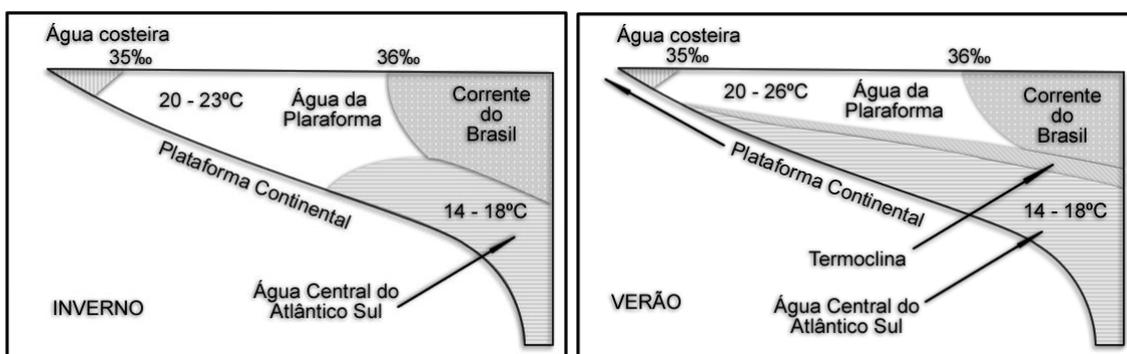


Figura 2.10 - Representação da distribuição das massas de água na PCS, durante inverno e verão.

Fonte: Adaptado de Matsuura (1986).

Rodrigues e Lorenzetti (2001) realizaram um estudo numérico sobre os efeitos da topografia de fundo e a geometria da linha costeira sobre o fenômeno de ressurgência na PCS. Os autores concluíram que as irregularidades na linha da costa são determinantes para a ressurgência que ocorre entre Cabo São Tomé e Cabo Frio, mas os núcleos de ressurgência localizados mais a norte, entre Cabo São Tomé e Vitória parecem ser mais associados a topografia do fundo. Na Plataforma Continental Sudeste o local de maior fenômeno de ressurgência é entre Cabo São Tomé e Cabo Frio (CASTRO et al., 2006).

Com relação a interação entre o fenômeno de ressurgência e a atmosfera, Franchito et al. (1998) apresentaram um estudo sobre os efeitos da

ressurgência em Cabo Frio na circulação de brisa marítima. Os autores concluíram que a brisa marítima é mais intensa quando ocorre o fenômeno de ressurgência, e mais fraca quando o fenômeno não está presente. Isso acontece, pois a brisa é intensificada devido à presença de águas mais frias durante a ressurgência, o que leva a um maior contraste entre a temperatura no continente e no oceano, o que é a causa da existência deste tipo de brisa. A ressurgência também é intensificada com a intensificação da brisa marítima, pois os ventos em direção ao mar aberto no período noturno são intensificados. Em outro estudo, realizado por Franchito et al. (2007), foi avaliado o efeito da ressurgência sobre a camada limite atmosférica em Cabo Frio. Como resultados os autores identificaram que o aparecimento de águas mais frias associadas à ressurgência favorece a formação de uma camada atmosférica mais estável. Segundo os autores, como a TSM na região de Cabo Frio é menor durante a ressurgência, o ramo descendente da célula de circulação da brisa marinha fica mais próxima da costa, o que inibe a formação de uma camada de mistura principalmente durante o dia. Durante a noite, o contraste entre a temperatura do oceano e do continente é reduzido, de forma que ocorre um enfraquecimento da brisa, e desta forma a camada de mistura se forma principalmente neste período.

2.2.5 Zona de Convergência do Atlântico Sul

A Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) é uma região de significativa precipitação no Hemisfério Sul (KODAMA, 1992). A ZCAS trata-se de uma banda de nebulosidade, com dominância durante os meses de verão e orientação noroeste-sudeste, com extensão desde a Amazônia até a região oeste do Atlântico Sul (KOUSKY, 1988).

Kodama (1992) discute a semelhança entre a ZCAS e outras duas zonas de convergência subtropicais, a Zona de Convergência do Pacífico Sul e a Zona Frontal de Baidu no leste da Ásia. Entre as semelhanças citadas está a precipitação de aproximadamente 400 mm/mês, no período ativo destes

sistemas, o autor também cita que as zonas de convergência têm em seu interior uma espessa camada de umidade, e em altos níveis verifica-se a presença do Jato Subtropical.

Quadro (1994) realizou um trabalho com objetivo de caracterizar o fenômeno ZCAS, identificando a interação com a circulação de grande escala sobre a América do Sul e oceanos adjacentes. O autor fez um estudo dos episódios de ZCAS ocorridos entre 1980 e 1989. Para que seja identificada uma situação de atuação de ZCAS, o autor cita as seguintes condições, que devem ser observadas na atmosfera simultaneamente por ao menos quatro dias:

- Uma banda de nebulosidade convectiva com orientação nordeste sudeste;
- Convergência de umidade na baixa e média troposfera;
- Uma faixa de movimento ascendente do ar, com orientação nordeste sudeste;
- A presença de um cavado semiestacionário a leste da Cordilheira dos Andes, no nível de 500 hPa,;
- Uma região de forte gradiente de temperatura potencial equivalente, a sul da faixa de nebulosidade;
- Uma faixa de circulação anticiclônica em altos níveis;

Em sua dissertação Quadro (1994) observou associações entre a presença da ZCAS e outros fenômenos atmosféricos. Segundo o autor a presença da ZCAS pode estar associada à penetração de sistemas frontais oriundos do sul, que auxiliam no alinhamento e manutenção da banda de precipitação. O autor sugere ainda que variações na localização da Alta da Bolívia, do vórtice ciclônico (ou cavado) sobre o nordeste e do cavado a leste dos Andes, em níveis médios, pode acarretar alterações no deslocamento da ZCAS e também o rompimento deste sistema.

Sobre as associações entre a formação da ZCAS e a temperatura da superfície do mar, Figueroa et al. (1995), em um estudo com simulações da circulação de verão sobre a América do Sul, sugeriram que a formação da ZCAS não parece ter grande influência da TSM. Robertson e Mechoso (2000), em um trabalho sobre as variações interanuais e interdecadais da ZCAS, encontraram relações entre um dipolo de anomalias de TSM no Atlântico Sudoeste e a ZCAS. Sendo este dipolo de TSM coincidente com a posição da confluência entre a Corrente do Brasil e a Corrente das Malvinas.

Chaves e Nobre (2004) estudaram as interações entre a TSM sobre o Atlântico Sul e a ZCAS, por meio de experimentos numéricos. Os resultados das simulações com o emprego do modelo de circulação geral atmosférico indicam que anomalias positivas de TSM sobre o Atlântico Sul tendem a intensificar a ZCAS, e anomalias negativas enfraquecem o sistema. Os resultados da simulação com o modelo de circulação geral oceânico indicam que a presença de nebulosidade, associada à presença da ZCAS induz um resfriamento da superfície do oceano devido ao bloqueio da radiação. De Almeida et al. (2007), por meio da análise da máxima covariância, reforçaram os resultados apresentados por Chaves e Nobre (2004). Segundo De Almeida et al. (2007) anomalias positivas de TSM no Atlântico Sul são associadas a uma intensificação da ZCAS e deslocamento para norte no início do verão. Esse deslocamento da ZCAS é acompanhado pelo resfriamento da superfície do oceano, devido ao bloqueio da radiação, efeito da nebulosidade.

Jorgetti (2008) em um estudo sobre o efeito da interação oceano atmosfera na formação e dinâmica da ZCAS, também encontrou a mesma relação entre as anomalias de TSM no Atlântico Sudoeste e a presença da ZCAS. Os resultados das simulações empregando o modelo de camada de mistura oceânica e o modelo regional *Brazilian Regional Atmospheric System* (BRAMS), indicaram um resfriamento da superfície do mar sob a ZCAS.

2.2.6 Sistemas Frontais e bloqueios

A PCS é afetada pela passagem de sistemas frontais. As zonas frontais podem ser definidas como regiões de encontro entre massas de ar com características distintas. A intersecção entre a zona frontal e a superfície da Terra é chamada de frente (VIANELLO e ALVES, 1991). Na América do Sul, o deslocamento desses sistemas é para leste, com componente em direção ao Equador após a passagem pela Cordilheira dos Andes. A evolução destes sistemas pode ser adentrando o continente ou deslocando-se em direção ao oceano Atlântico (CAVALCANTI, 1985).

Andrade (2007) em sua dissertação fez um estudo sobre o comportamento dos sistemas frontais na América do Sul. No trabalho foi elaborada a climatologia dos sistemas frontais que afetam várias áreas do Brasil. Os anos de interesse dessa climatologia foram entre 1980 e 2002. Entre os resultados identificados pela autora está o maior avanço das frentes pelo interior do Brasil durante o inverno. Durante o verão a autora observou uma diminuição da evolução dos sistemas frontais em direção a latitudes mais baixas. A autora cita que a ocorrência de um sistema de alta pressão mais intenso sobre o Pacífico e menos intenso sobre o Atlântico favorece o deslocamento das frentes. Já pressões mais altas e forte subsidência sobre o Atlântico Sul impedem o avanço dos sistemas frontais.

O deslocamento dos sistemas frontais pode ser interrompido pela presença de um bloqueio atmosférico. A situação de bloqueio pode ser definida como um estado da circulação em que o escoamento zonal (padrão normal) é substituído por um escoamento meridional (CASARIN, 1982). Essa interrupção é decorrente da formação de centros de alta pressão em latitudes mais altas que impedem o deslocamento para leste dos ciclones e anticiclones. Quando esse padrão de bloqueio é estabelecido ocorre a divisão do jato em dois ramos, o que provoca o rompimento do padrão zonal (FUENTES, 1997).

Legenäs (1984) em um estudo empregando dados de altura geopotencial em 500 mb, identificou que no Hemisfério Sul a região preferencial de bloqueios é a região próxima a Austrália e Nova Zelândia. Mas no Atlântico, a região à leste da América do Sul, também foi citada como uma região de bloqueios.

Existem algumas condições atmosféricas que devem estar presentes para que seja definida uma situação de bloqueio. Van Loon (1956), citado por Casarin (1982), apresentou as condições que devem ser satisfeitas, para que seja considerada uma situação de bloqueio no Hemisfério Sul:

- O deslocamento do centro da alta associada ao bloqueio deve ser menor que 25° de longitude, na latitude de 45°, durante todo o período de bloqueio;
- O centro da alta de bloqueio necessita estar ao menos dez graus ao sul da posição normal do cinturão de altas subtropical;
- A situação de bloqueio deve permanecer por ao menos seis dias;

Nos resultados de Casarin (1982) ao considerar o número de dias com bloqueios, o autor mostrou que a região leste da Austrália é a região de maior ocorrência de bloqueios no Hemisfério Sul, concordando com trabalhos anteriores. No entanto, quando a análise foi sazonal, o autor identificou que para o outono, a América do Sul também é apresentada como uma região de máximos de bloqueios.

Kayano e Kousky (1990) apresentaram uma comparação entre dois índices empregados para definir uma situação de bloqueio no Hemisfério Sul. Um desses índices tem como base a pressão ao nível do mar e o outro o vento zonal na alta troposfera. Os dois índices apresentaram desempenho similar, pois identificaram as regiões do leste da Austrália e oeste do Pacífico como

regiões de maior ocorrência de bloqueios. Entre os resultados apresentados, para as análises das variações interanuais de ocorrência de bloqueios para o Pacífico, os autores observaram que no ano de 1983, ano em que houve um intenso episódio de El Niño, ocorreu um baixo registro de episódios de bloqueios.

Fuentes (1997) realizou um estudo onde foi avaliada a climatologia de bloqueios atmosféricos no Hemisfério Sul e seus impactos. Os dados utilizados foram provenientes das reanálises do *National Center for Environmental Prediction* (NCEP), as variáveis empregadas incluíam dados diários de vento em 250 hPa, pressão ao nível do mar, altura geopotencial em 500 hPa, temperatura em 925 hPa e água precipitável. O período de estudo foi entre os anos de 1979 a 1995. As técnicas de análise consistiram na elaboração de compostos e cálculos de anomalias das variáveis citadas. Com relação a frequência de bloqueios, a autora identificou que os maiores registros foram no outono e inverno. Neste trabalho foi discutida a influência dos bloqueios sobre os sistemas frontais. Segundo a autora, a atuação dos ventos em 250 hPa sobre a América do Sul exerce a função de barreira aos sistemas transientes, uma vez que os sistemas frontais que se aproximam da alta de bloqueio, ficam estacionados ou passam ao sul, de forma a não afetar o continente.

2.2.7 Jato Subtropical

A Corrente de Jato pode ser definida como um escoamento de ar muito rápido com velocidades superiores a 160 km/h, chegando algumas vezes a 320 km/h, (VIANELLO e ALVES, 1991). A corrente de jato subtropical é encontrada entre as latitudes de 20°S e 35°S, o posicionamento em altitude é em aproximadamente 250 hPa. Esse jato possui associação com o ramo descendente da célula de Hadley, sendo mais desenvolvido durante o inverno, pois é a época de maior intensidade desta célula.

Pezzi e Cavalcanti (1994) realizaram um estudo climatológico sobre a posição e a variação latitudinal do Jato Subtropical na América do Sul. O enfoque do trabalho foi o entendimento das características de escoamento que acompanham a atuação deste jato. Os autores utilizaram dados de ventos (componentes zonal e meridional) em altos níveis da atmosfera (200 hPa). A região de análise foi entre as latitudes de 20°S e 60°S e longitudes de 40°W a 80°W. O período de análise foi entre 1980 e 1989. Como resultados, os autores encontraram que a máxima intensidade dos ventos ocorre na região entre 20°S e 30°S, correspondente a grande parte do Sul, Sudeste e Centro Oeste do Brasil. Este resultado foi alcançado por meio da análise das anomalias positivas de vento.

Uma climatologia sazonal, avaliando os anos entre 1985 e 1994, foi elaborada por Pezzi et al. (1996). Os autores concluíram que em média, para o período de análise, o jato subtropical praticamente desaparece durante o verão. Durante o outono ocorre a intensificação deste jato, até atingir um máximo no período de inverno. Na primavera, os autores identificaram que a atuação do jato passa a ser menos intensa.

Cruz (1998) realizou um estudo sobre a manutenção de correntes de jato. Um dos resultados obtidos pela autora descreve a relação entre eventos de El Niño e La Niña e a intensidade da atuação do jato subtropical. Segundo Cruz (1998) a Corrente de Jato Subtropical apresenta-se mais intensa em anos de El Niño, e menos intensa nos anos de La Niña. Este comportamento é associado ao aumento do gradiente norte-sul de temperatura, durante eventos de El Niño, o que resulta em intensificação do jato subtropical.

3 DADOS E METODOLOGIA

3.1 Dados de captura da Sardinha-verdadeira e retirada de tendência

Os dados de captura da Sardinha-verdadeira são provenientes do site da *Food and Agriculture Organization of the United Nations* (FAO). Esses dados são registros dos totais anuais de desembarques da espécie nos portos de Itajaí (SC), Santos (SP) e Rio de Janeiro (RJ).

Como já citado na introdução deste trabalho, os dados de captura desta espécie apresentam uma tendência de queda. O interesse deste trabalho não é a análise dessa tendência, mas sim dos eventos extremos de captura. Sendo assim, optou-se pela retirada da tendência desta série. Para isso foi ajustada uma reta aos dados de captura, e então foi encontrado o resíduo da série, isto é, a diferença entre os dados originais e os valores da reta de tendência ajustada. Desta forma foi obtida a nova série apenas com os extremos.

O ajuste de uma reta a uma série de dados é feita a partir do cálculo dos coeficientes a e b da equação da reta:

$$y = ax + b \quad (3.1)$$

Onde:

a é o coeficiente angular;

b é o coeficiente linear;

Com a determinação dos coeficientes a e b pelo Método dos Mínimos Quadrados foi obtida a seguinte equação:

$$y_r = -4.1691x + 174.55 \quad (3.2)$$

Onde :

y_r são os valores da série de captura com o ajuste da tendência linear;

x representa o tempo (anos de captura);

A Figura 3.1 apresenta a série de dados de captura da Sardinha-verdadeira e a reta ajustada por meio da Equação 3.2.

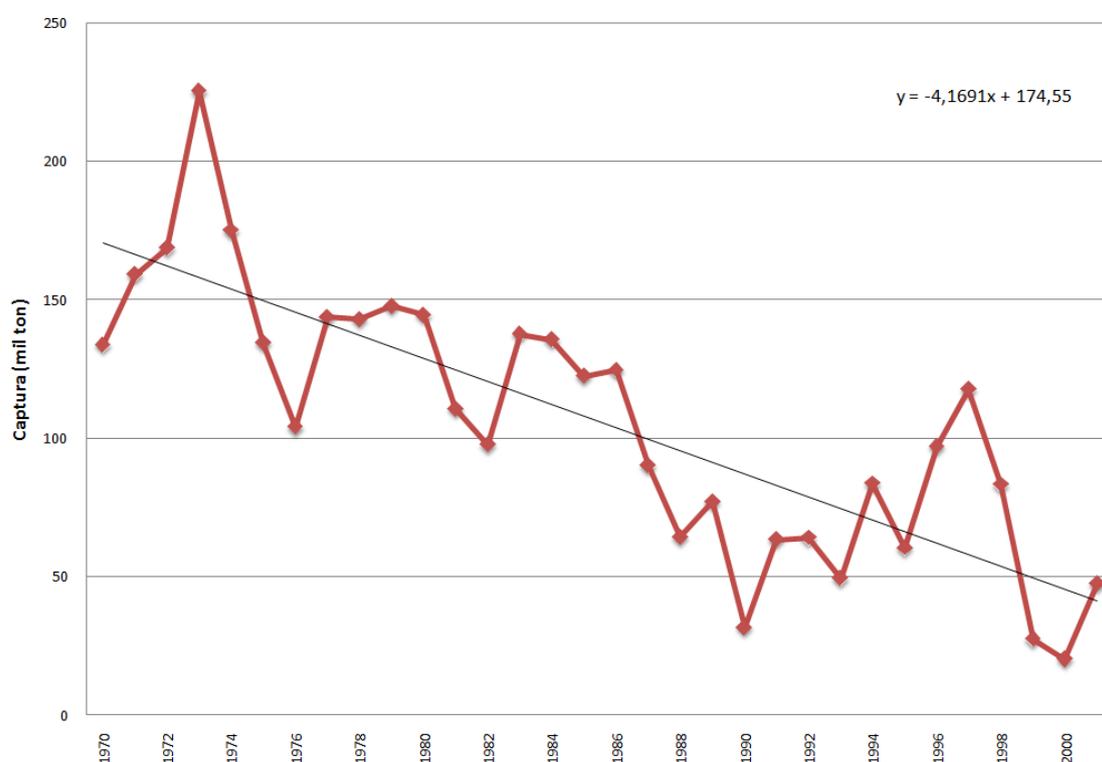


Figura 3.1 - Série temporal dos dados de captura e ajuste da reta de tendência.

Após a definição da equação da reta, os valores de y_r foram determinados com base nos valores em x (anos de captura). Finalmente foi calculada a diferença entre a série original de captura e os valores de y_r da equação da reta, com isso foi obtida uma nova série sem a tendência, cujo gráfico está ilustrado na Figura 3.2. No Anexo A1 segue uma tabela que apresenta todos os valores envolvidos no processo de retirada da tendência e apresenta as equações

empregadas no cálculo dos coeficientes da equação da reta pelo Método dos Mínimos Quadrados, obtidas a partir de Meyer (1969).

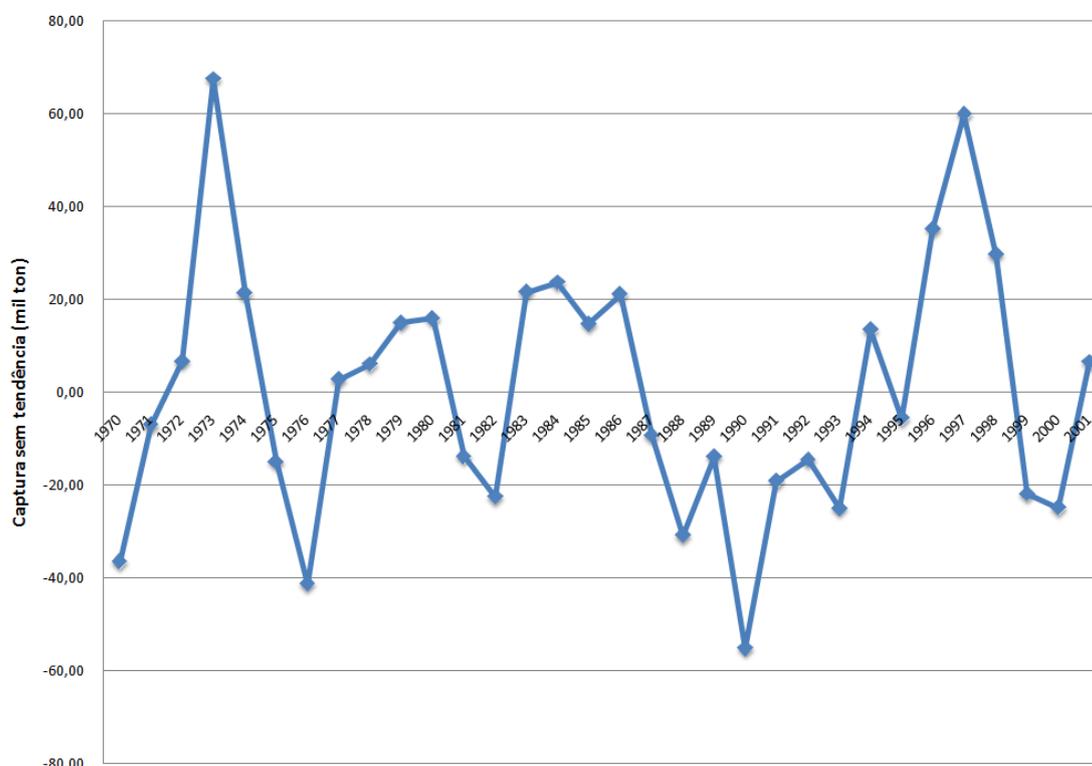


Figura 3.2 - Série de captura sem tendência.

3.2 Climatologia

O desenvolvimento desta dissertação ocorreu em duas etapas a primeira parte trata de um entendimento da climatologia das variáveis oceânicas e atmosféricas mais relevantes ao estudo, durante os meses de dezembro e janeiro, época de desova da Sardinha-verdadeira. A segunda etapa avalia as diferenças entre o período de desova anterior aos extremos positivos e negativos de captura e foi realizada por meio da técnica de análise dos compostos, a qual será detalhada mais adiante.

Na análise climatológica oceânica, os resultados obtidos foram comparados aos apresentados por Bakun e Parrish (1990). Os autores apresentaram uma

climatologia de variáveis como tensão do vento à superfície do mar, transporte de Ekman, índice de mistura e temperatura da superfície do mar, para o período entre 1800 e 1979, para a região da PCS. Bakun e Parrish (1990) discutiram como essas variáveis poderiam influenciar o comportamento da Sardinha-verdadeira. Neste trabalho estas variáveis também foram avaliadas, mas com base em conjuntos de dados mais recentes, para os meses de dezembro e janeiro, compreendendo o período entre os anos de 1970 e 2001.

Além das variáveis oceânicas, também foram analisadas variáveis atmosféricas como a precipitação, a Radiação de Onda Longa Emergente (ROLE), as componentes zonal e meridional do vento e altura geopotencial, a fim de verificar o comportamento médio da atmosfera. As climatologias foram calculadas para o período entre 1970 e 2001, exceto para as variáveis ROLE e precipitação, pois os dados empregados iniciam em 1974 para a radiação de onda longa e em 1979 para a precipitação.

O cálculo da climatologia foi realizado para cada uma das variáveis seguindo a Equação 3.3, todos os cálculos foram efetuados no *Grid Analysis and Display System* (GrADS).

$$\bar{x} = \frac{\sum_{i=1}^n x_i}{n} \quad (3.3)$$

Onde:

\bar{x} representa a climatologia, valor médio da variável para um determinado período de tempo;

n é o número de anos referentes ao período da climatologia;

x_i refere-se ao valor de cada variável, em cada passo de tempo i , isto é em cada ano;

3.3 Compostos

Como já citado, a segunda etapa desta dissertação foi o estudo dos anos extremos de captura. A fim de encontrar o padrão médio oceânico e atmosférico associados aos extremos positivos e negativos foram separados os maiores e menores valores de captura, acima e abaixo de 0.7 desvios padrão, e foi efetuada a média dos campos das variáveis e também de suas anomalias para os anos extremos positivos e negativos, sendo que cada composto corresponde a uma média de oito anos. O limiar de 0.7 desvios padrão foi empregado de forma a incluir um número representativo de casos extremos.

Como o objetivo deste trabalho é verificar os padrões presentes no período de desova da espécie foram avaliados apenas os meses de dezembro e janeiro, com um ano de antecedência aos extremos de captura. Por exemplo, para analisar o extremo de captura ocorrido em 1973 foram avaliados os padrões oceânicos e atmosféricos presentes no mês de dezembro de 1971 e janeiro de 1972.

A equação para o cálculo do desvio padrão segue abaixo:

$$DP = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{(n-1)}} \quad (3.4)$$

Onde:

DP representa o desvio padrão, uma medida da dispersão dos valores em relação a média;

\bar{x} representa climatologia, valor médio da variável para um determinado período da variável;

n é o número de anos referentes ao período da climatologia;

x_i representa o valor de cada variável no tempo em cada passo de tempo i , isto é, em cada ano;

O cálculo do composto da variável e o composto da anomalia foi efetuado através das Equações 3.5 e 3.6:

$$comp = \frac{\sum_{j=1}^m x_j}{m} \quad (3.5)$$

$$comp_anom = \frac{\sum_{j=1}^m (x_j - \bar{x})}{m} \quad (3.6)$$

Onde:

\bar{x} representa a climatologia, valor médio da variável para um determinado período;

m é o número de anos de eventos extremos positivos ou negativos;

x_j representa o valor de cada variável no tempo em cada ano extremo j ;

A Figura 3.3 e a Tabela 3.1 apresentam os anos com os eventos extremos positivos e negativos de captura.

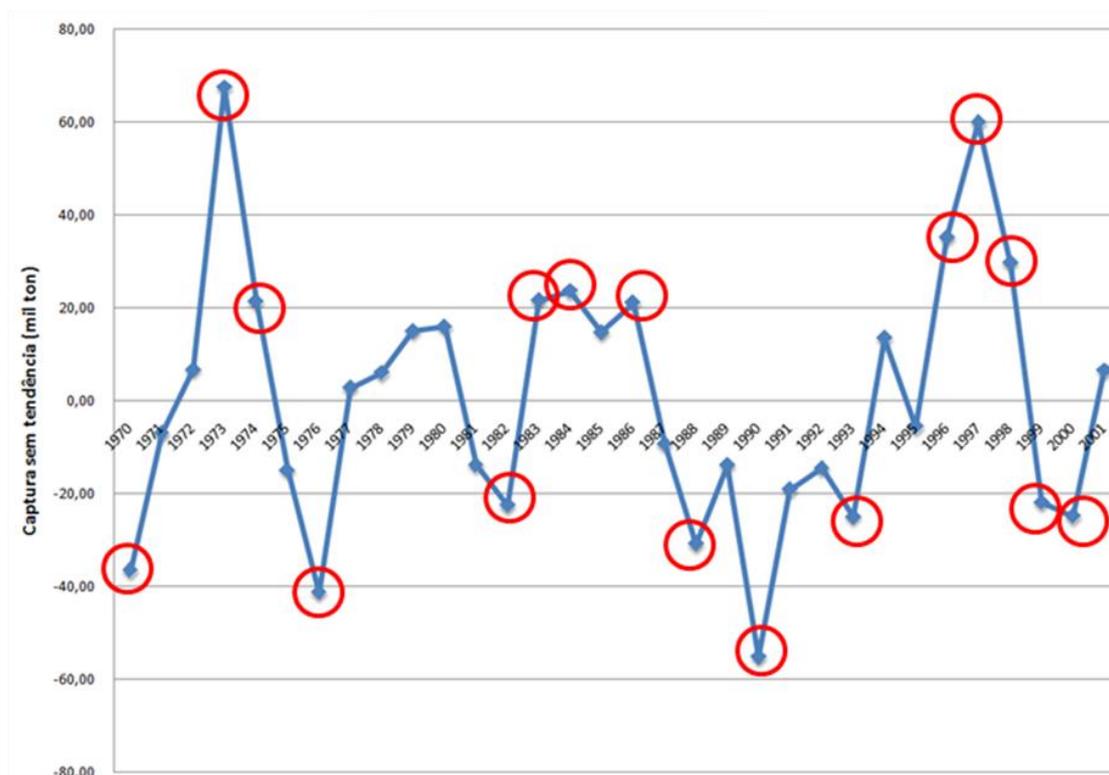


Figura 3.3 - Série de captura sem tendência e anos extremos selecionados.

Tabela 3.1 - Anos extremos de captura e desvios em relação à média.

Anos extremos positivos	Desvios Padrão (DP)	Anos extremos negativos	Desvios Padrão (DP)
1973	2,42	1970	-1,32
1974	0,76	1976	-1,49
1983	0,77	1982	-0,81
1984	0,84	1988	-1,11
1986	0,76	1990	-2,00
1996	1,26	1993	-0,91
1997	2,15	1999	-0,79
1998	1,07	2000	-0,90

3.4 Estudos de casos

Esta etapa teve como objetivo avaliar as características oceânicas e atmosféricas presentes em alguns dos episódios extremos de captura. Desta forma foram escolhidos três eventos extremos, 1993, 1997 e 2000. Esses anos foram escolhidos, pois como é possível observar na Figura 3.4, o ano de 1993 foi um ano de baixa captura, e em 1997 ocorreu o segundo maior extremo de captura da série, depois deste ano segue um período de queda, sendo que em 2000 foi registrada a menor captura de todo o período. Com a análise destes episódios é possível verificar as características presentes nos extremos que envolvem um período de ascensão e em seguida uma queda de captura.

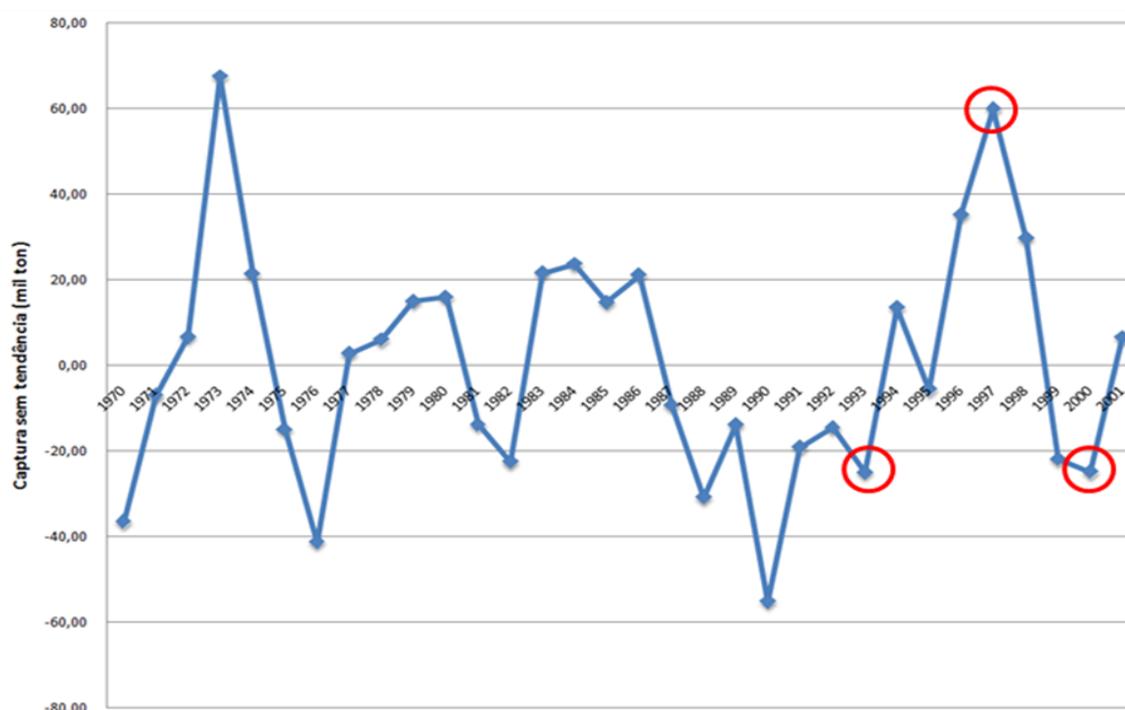


Figura 3.4 - Anos extremos selecionados para os estudos de casos.

A discussão foi realizada de forma a verificar se estes anos se enquadravam nas características encontradas com as análises dos compostos. Também foi verificados quais eram os padrões climáticos predominantes, com base na discussão apresentada nos boletins de monitoramento climático do CPTEC, as

revistas Climanályse de dezembro de 1991 volume 6 e nº12, janeiro de 1992 volume 7 e nº1, dezembro de 1995 volume 10 e nº12, janeiro de 1996 volume 11 e nº1, dezembro de 1998 volume 13 e nº12 e janeiro de 1999 volume 14 nº1.

3.5 Dados oceânicos

Os dados de tensão do vento à superfície do mar empregados neste trabalho foram os mesmos utilizados como forçante do modelo oceânico que gerou a reanálise oceânica global SODA (*Simple Ocean Data Assimilation*) (CARTON e GIESE, 2005). Estes dados de tensão do vento à superfície do mar são provenientes do conjunto ERA-40 do ECMWF. A resolução espacial dos dados é de 0.5°x 0.5° em latitude e longitude, e a série temporal se estende desde 1958 até 2001. No entanto, o período base adotado nesta dissertação é de 1970 a 2001. A escolha desse período teve o objetivo de encontrar um período comum entre os diferentes conjuntos de dados e os dados de captura da Sardinha-verdadeira.

O transporte de Ekman e o índice de mistura foram derivados a partir do valor de tensão do vento à superfície do mar. O transporte de Ekman foi calculado a partir da seguinte relação, obtida por Ekman (1905) citado por Bakun e Parrish (1990):

$$\vec{E} = \vec{k} \times \frac{\vec{\tau}}{f} \quad (3.7)$$

Onde na equação acima:

E é o Transporte de Ekman, com unidade $\text{kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$;

\vec{k} é o vetor unitário direcionado verticalmente para cima;

τ representa o vetor tensão do vento a superfície do mar, com unidade $\text{kg.m}^{-1}.\text{s}^{-2}$ ou Pa (N.m^{-2});

f é o parâmetro de coriolis, unidade s^{-1} , dado por:

$$f = 2\omega \sin\varphi$$

Onde:

ω é a velocidade angular de rotação da Terra, em rad.s^{-1} ;

φ é a latitude;

Os dados de tensão do vento a superfície do mar apresentavam a unidade dina.cm^{-2} , de forma que para o cálculo do transporte de Ekman e do índice de mistura a tensão foi convertida para Pa. A conversão é dada pelas seguintes relações:

$$1\text{dina} = 10^{-5} N$$

Então:

$$1\text{dina.cm}^{-2} = 0.1\text{Pa}$$

O índice de mistura foi definido por Bakun e Parrish (1990), como a “taxa com a qual o vento transfere energia mecânica para o oceano e produz mistura turbulenta na coluna de água”. O índice é proporcional ao cubo da velocidade do vento:

$$IM \approx v^3 \tag{3.8}$$

Onde:

IM é o índice de mistura, com unidades de $m^3.s^{-3}$;

v é a velocidade do vento a 10 m de altura em $m.s^{-1}$;

O valor da tensão foi empregado para derivar a velocidade do vento para o cálculo do IM. A equação utilizada para o cálculo de v segue abaixo:

$$v = \sqrt{\frac{\bar{\tau}}{\rho C_D}} \quad (3.9)$$

Onde os valores das constantes foram obtidos no trabalho de Bakun e Parrish (1990):

ρ é a densidade do ar considerada constante, como $0.00122 \text{ g.cm}^{-3}$;

C_D é o coeficiente de arrasto, considerado constante, como 0.0013;

A TSM empregada neste trabalho é proveniente da terceira versão do conjunto *Extended Reconstruction of global Sea Surface Temperature (ERSST.v3)* (SMITH et al., 2008). Os dados possuem resolução espacial de $2^\circ \times 2^\circ$ de latitude e longitude e período entre 1880 e 2005, mas o período de análise neste trabalho é entre 1970 e 2001.

A fim de identificar quais os anos extremos estavam associados a eventos de El Niño e La Niña durante os meses de desova, foram analisados os valores do Índice Niño Oceânico (INO) associados ao período de desova da espécie. Estes dados são disponibilizados pelo *National Centers for Environmental Prediction – National Oceanic and Atmospheric Administration (NCEP-NOAA)*. O INO refere-se às anomalias de TSM registradas na região chamada Niño 3.4 (entre 5°N - 5°S e 120°W - 170°W). Estas anomalias foram calculadas por meio

dos dados de TSM do ERSST v. 3, tendo como período base os anos entre 1971-2000.

3.6 Dados atmosféricos

Para a análise atmosférica foram empregados diferentes conjuntos de dados. As variáveis geopotencial, componentes zonal e meridional do vento são provenientes do conjunto de dados ECMWF *Re-Analysis* - 40 (ERA-40) produzidos pelo *European Centre for Medium - Range Weather Forecasts* (ECMWF) em colaboração com outras instituições.

O conjunto de dados ERA-40 são derivados do processo de reanálise. Para obter este conjunto foram incluídos um grande número de observações meteorológicas, provenientes de satélites, bóias oceânicas e outras plataformas de coletas de dados, informações essas que foram combinadas aos resultados de modelos numéricos (UPPALA et al., 2005). Os dados do ERA-40 se estendem desde setembro de 1957 até agosto de 2002, no entanto o período de dados empregado nesta dissertação é entre 1970 e 2001. Este intervalo coincide com o período em que uma maior quantidade de observações foram empregadas para produzir as análises do ERA-40, devido à maior disponibilidade de dados de satélite a partir da década de 70. A resolução espacial destes dados é de 1.125° . O conjunto tem dados médios mensais e diários para os níveis de 1000, 850, 700, 500, 300, 250, 200 e 100 hPa. Nesta dissertação foram utilizadas as médias mensais para as variáveis nos níveis de 850, 500 e 250 hPa.

O conjunto de dados ERA-40 contém a informação de geopotencial, que é a energia requerida para elevar uma unidade de massa de ar a partir do nível do mar até uma altura z . A fim de obter os dados de altura geopotencial, que fornece a altura dos níveis de pressão atmosférica foi efetuada a razão entre o valor do geopotencial e a aceleração da gravidade. A equação abaixo ilustra a

relação entre o geopotencial e a altura geopotencial, obtida a partir de Holton (2004):

$$Z = \frac{\phi(z)}{g_0} \quad (3.10)$$

Onde:

Z é a altura geopotencial em m;

ϕ é o geopotencial em $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$

g_0 é a aceleração da gravidade média global, aproximadamente $9.80665 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$;

z refere-se aos níveis da atmosfera;

Os dados de precipitação empregados nesta dissertação são oriundos do *Global Precipitation Climatology Project* (GPCP). Esses dados são o resultado da combinação entre dados de satélite e dados de estações (ADLER et al., 2003). Os valores mensais se estendem desde 1979 até 2002. A resolução espacial destes dados é de 2.5° de latitude e longitude.

A informação de ROLE é proveniente das informações dos satélites do *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA). Esses dados possuem resolução de 2.5° de latitude e longitude e período entre 1974 e 2006. Neste conjunto foram empregadas técnicas de interpolação a fim de minimizar o número de dados faltantes (LIEBMANN e SMITH, 1996).

4 RESULTADOS DA CLIMATOLOGIA

4.1 Climatologia oceânica

Neste item é apresentada e discutida a climatologia das variáveis oceânicas, sendo os resultados comparados com os de Bakun e Parrish (1990).

O campo de climatologia de tensão do vento à superfície do mar, Figura 4.1.a, apresenta a região entre as latitudes de 20°S e 24°S, próximo a Cabo Frio e Cabo São Tomé, como um local de maior intensidade da tensão do vento. Nesta região os vetores apresentam-se de nordeste. Nota-se também o padrão de curvatura ciclônica no campo de tensão do vento à superfície do mar identificado por Bakun e Parrish (1990), padrão este que favorece a retenção dos ovos, larvas e alimentos na PCS. Ao comparar com os resultados obtidos pelos autores (Figura 4.1.b), verificam-se semelhanças, mas observa-se que o novo campo (Figura 4.1.a) apresenta uma menor dispersão dos vetores, principalmente na parte mais ao sul de 30°S. Os autores discutem a respeito da qualidade dos dados empregados por eles, segundo os mesmos a qualidade dos dados de velocidade do vento na porção sul da área de estudo é inferior, o que é explicado “não somente pela baixa disponibilidade de dados na região, mas também pela alta variabilidade climática do local”.

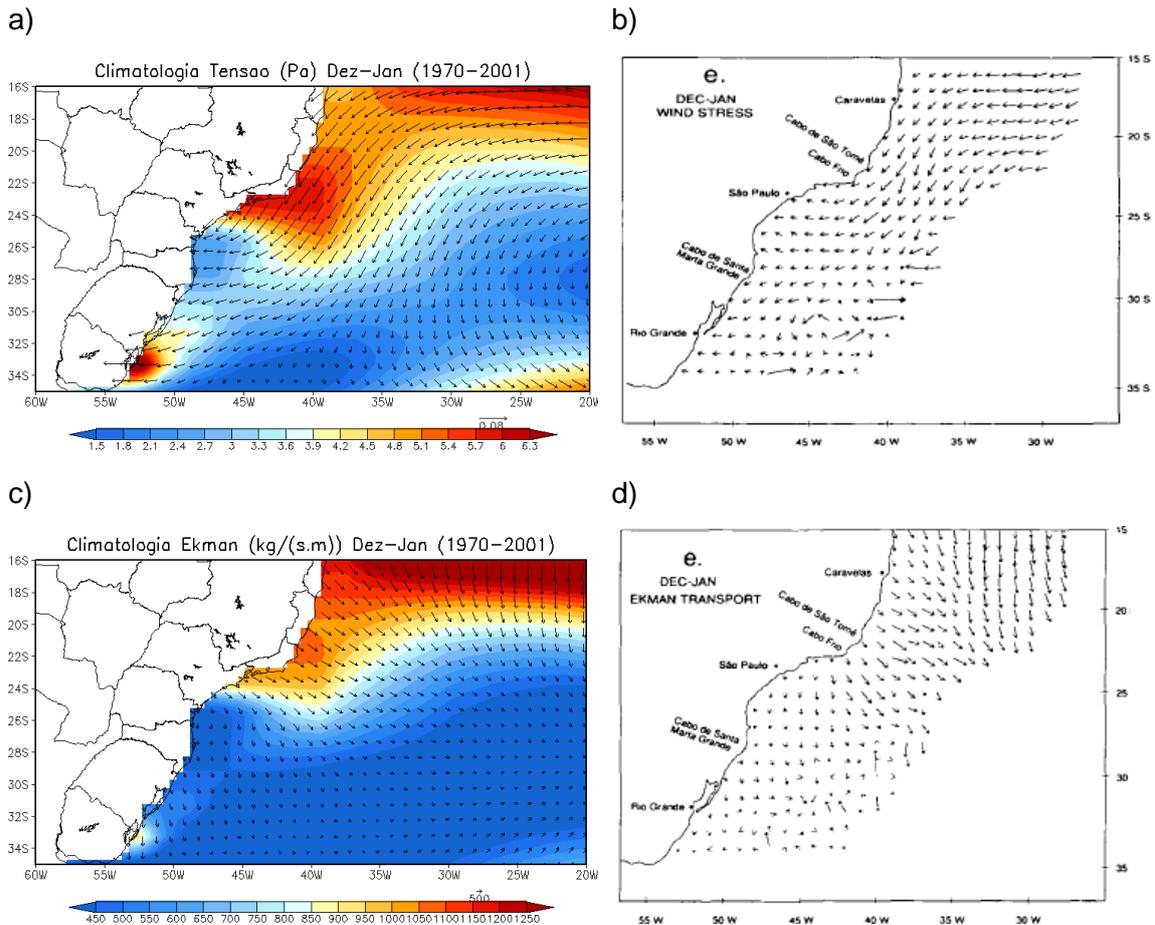


Figura 4.1 - (a) Climatologia da tensão do vento à superfície do mar (Pa), os vetores indicam a direção e as cores magnitude. Para a melhor visualização os dados de tensão estão multiplicados por um fator de 10^2 . (b) Climatologia de tensão obtida por Bakun e Parrish (1990); (c) Climatologia do transporte de Ekman ($\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$); (d) Climatologia do transporte obtida por Bakun e Parrish (1990).

A Figura 4.1.c apresenta a climatologia do Transporte de Ekman. Nota-se a correspondência existente entre o campo de tensão do vento a superfície do mar e o transporte de Ekman. Como já abordado no tópico de revisão bibliográfica, a teoria do transporte de Ekman cita que, este transporte no Hemisfério Sul ocorrerá perpendicularmente à esquerda da atuação da tensão do vento à superfície do mar, sendo assim, na parte norte da PCS observa-se

um transporte em direção ao mar aberto. Essa situação seria favorável a episódios de ressurgência, devido ao deslocamento das águas superficiais, o que contribui para a maior disponibilidade de alimentos durante a fase larval da espécie. Ao comparar com os resultados de Bakun e Parrish (Figura 4.1.d), nota-se que ambos os campos de climatologia apresentam um forte transporte em direção ao mar aberto nas latitudes acima de 24°S. No entanto, o novo campo (Figura 4.a) apresenta um núcleo de maior magnitude do transporte de Ekman entre aproximadamente Vitória (21°S) e a região de Cabo Frio (22°S). Assim como já observado com a tensão do vento à superfície do mar, o novo campo de climatologia do transporte de Ekman apresenta uma menor dispersão dos vetores na parte sul.

Dentre as variáveis já discutidas a climatologia do índice de mistura ilustrado na Figura 4.2.a apresenta maiores diferenças em relação à calculada por Bakun e Parrish (1990), Figura 4.2.b. Com o cálculo da climatologia do índice de mistura foi obtido um forte gradiente da variável na área interna da PCS, o que não foi observado pelos autores. A região de maior índice de mistura ficou concentrada próxima a Cabo Frio e Cabo São Tomé, entre as latitudes de 21°S e 24°S, o que é o esperado uma vez que é na porção norte da PCS que ocorrem as ressurgências mais intensas, portanto é um local de maior mistura do meio. Na região sul da PCS são identificados os menores valores de mistura, resultado este que é oposto ao identificado por Bakun e Parish (1990), pois na climatologia elaborada pelos autores os maiores valores de mistura estão concentrados na parte sul da área de estudo.

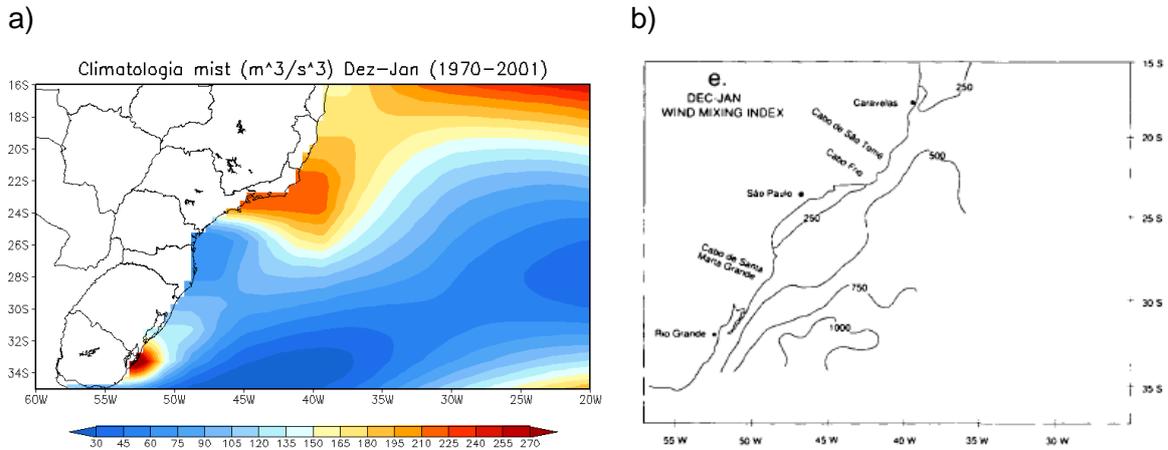


Figura 4.2 - (a) Climatologia do índice de mistura ($m^3 \cdot s^{-3}$). (b) Climatologia do índice de mistura obtida por Bakun e Parrish (1990).

Na Figura 4.3 é apresentada a climatologia de TSM, nota-se que as águas da CB, em que a temperatura varia entre 25 e 27°C seguem até aproximadamente a latitude de 25°S. Devido à resolução dos dados de TSM do conjunto ERSST, não é possível observar em muitos detalhes a área próxima a Cabo Frio, mas nota-se através da inclinação das curvas de TSM, uma diminuição da temperatura na região em que ocorre a ressurgência.

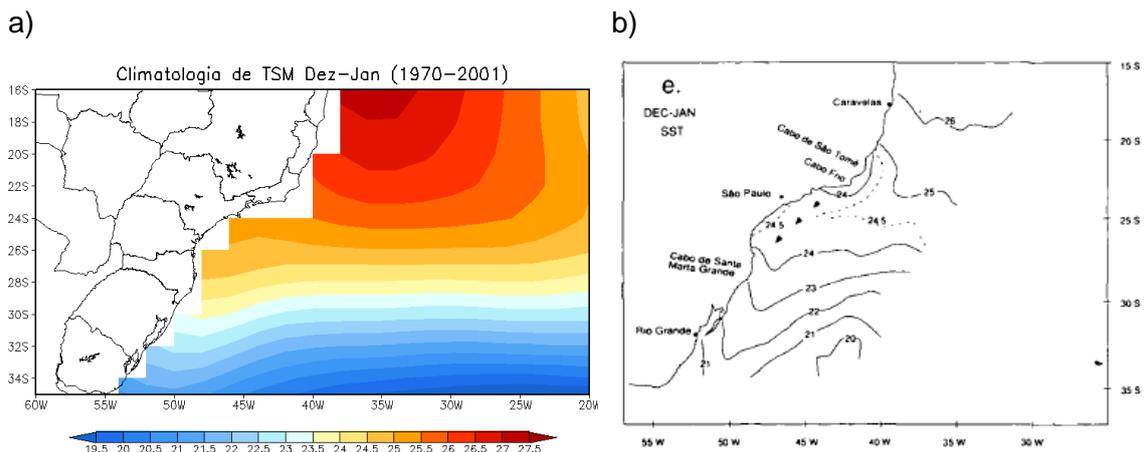


Figura 4.3 - (a) Climatologia de TSM ($^{\circ}C$). (b) Climatologia de TSM apresentada por Bakun e Parrish (1990).

4.2 Climatologia Atmosférica

Entre as características atmosféricas mais relevantes no Atlântico Sudoeste, está a presença da Alta Subtropical do Atlântico Sul. A climatologia de altura geopotencial em 850 hPa, ilustrada na Figura 4.4.a, mostra esse centro de alta pressão, e a Figura 4.4.b ilustra a circulação atmosférica em 850 hPa, por meio das linhas de corrente. A posição climatológica do centro da ASAS em dezembro e janeiro é aproximadamente em 25°S e 10°W. O campo climatológico também apresenta no Pacífico a Alta Subtropical do Pacífico Sul (ASPS), centrada em 30°S e 100°W.

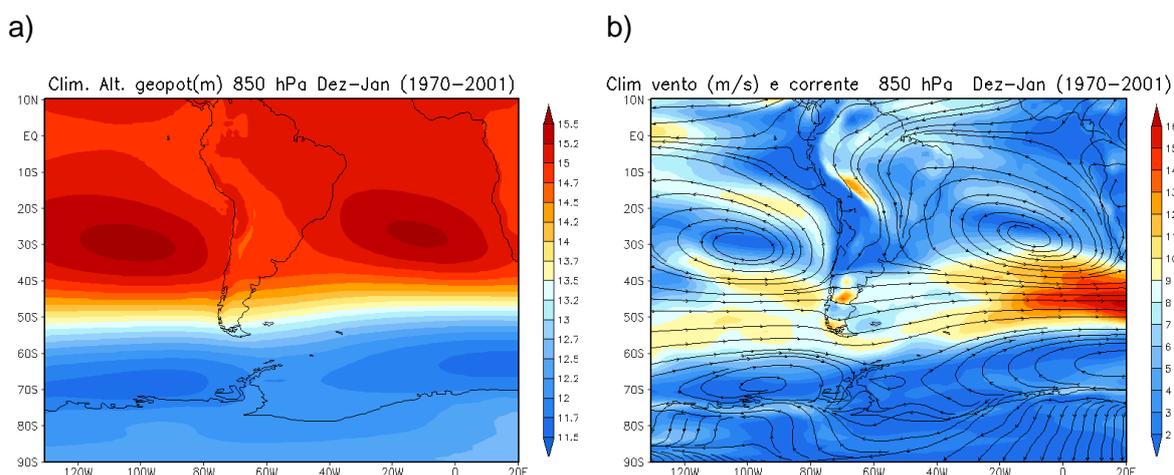
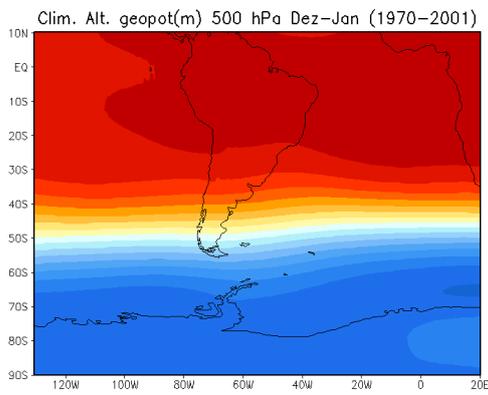


Figura 4.4 - (a) Climatologia de altura geopotencial (m), para melhor visualização os valores da escala estão divididos por 10^2 . (b) Climatologia do módulo de vento ($m \cdot s^{-1}$) e linhas de corrente, para o nível de 850 hPa.

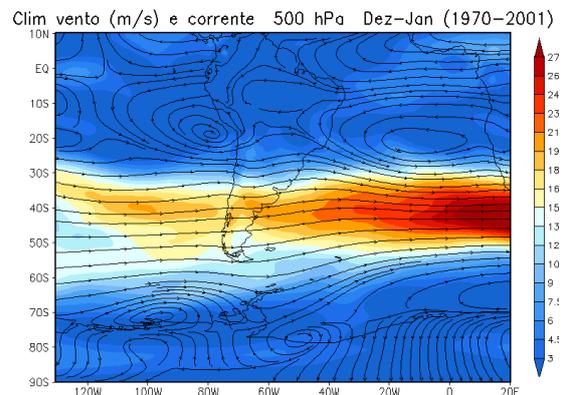
É possível notar por meio da análise do campo de climatologia de correntes atmosféricas no nível de 850 hPa (Figura 4.4.b) como a presença da ASAS proporciona ventos de nordeste na região da PCS. Ao observar a climatologia da tensão do vento à superfície do mar, já discutida anteriormente (Figura 4.1.a), nota-se claramente a direção dos vetores tensão do vento à superfície do mar de nordeste na região entre as latitudes de 21°S e 24°S, este padrão da direção dos ventos favorece a ocorrência de ressurgência nestas áreas.

A Figura 4.5.a apresenta a climatologia de altura geopotencial, e a Figura 4.5.b o módulo da velocidade do vento e linhas de corrente, em níveis médios, 500 hPa. A Figura 4.5.c apresenta a climatologia de altura geopotencial em altos níveis, 250 hPa, e a climatologia de circulação e magnitude do vento em 250 hPa é apresentada na Figura 4.5.d. Em 250 hPa é interessante observar a presença do jato, com o núcleo de maior velocidade sobre o continente entre 30 e 40°S. A Alta da Bolívia também bem definida, com núcleo situado em aproximadamente 16°S e 67°W, e também nota-se a presença do Cavado do Nordeste. O anticiclone Alta da Bolívia e a região de circulação ciclônica Cavado do Nordeste são sistemas característicos da circulação atmosférica em altos níveis na América do Sul durante o verão.

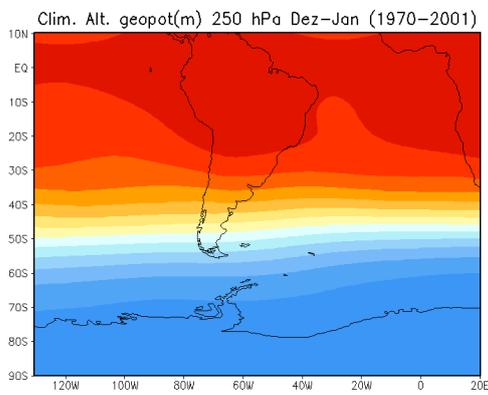
a)



b)



c)



d)

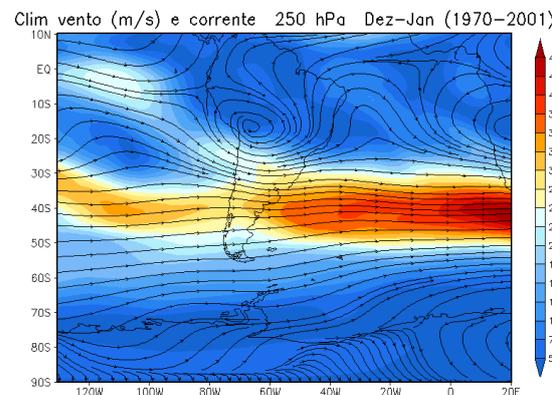


Figura 4.5 - (a) Climatologia de altura geopotencial (m) em 500 hPa, para melhor visualização os valores da escala estão divididos por 10^2 . (b) Climatologia do módulo de vento ($m.s^{-1}$) e linhas de corrente, em 500 hPa. (c) Climatologia de altura geopotencial (m) em 250 hPa. (d) Climatologia do módulo de vento ($m.s^{-1}$) e linhas de corrente, em 250 hPa.

O módulo das componentes zonal (u) e meridional (v) de velocidade do vento é apresentado na Figura 4.6. O núcleo de maior velocidade no campo de vento zonal (Figura 4.6.a) apresenta-se entre as latitudes de 35°S e 50°S sobre o Atlântico. Sobre o continente entre as latitudes de 25 e 30°S ocorre um forte gradiente do vento zonal, e é nesta posição que se observa o Jato Subtropical.

A componente meridional do vento (v) em 250 hPa, Figura 17.b, apresenta valores altos e positivos (vento meridional de sul) na região nordeste do Brasil, isto é associado a presença do Cavado do Nordeste. Ao sul da América do Sul também se observa a presença de valores positivos de v .

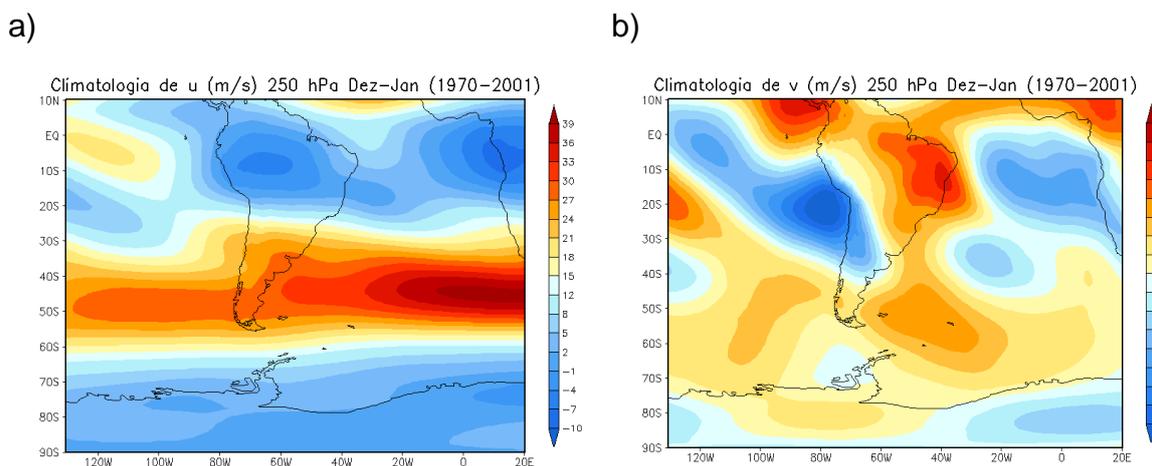
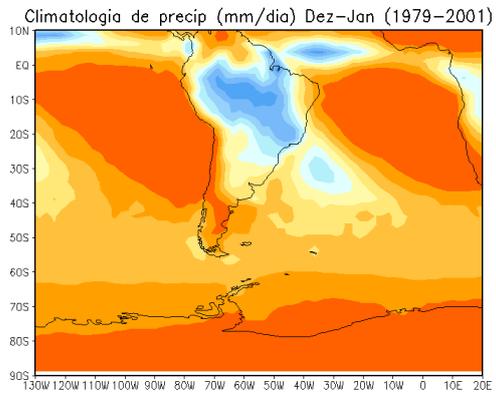


Figura 4.6 - (a) Resultados da climatologia da componente zonal do vento ($m \cdot s^{-1}$). (b) Climatologia da componente meridional em 250 hPa.

A climatologia de precipitação (Figura 4.7.a) e de ROLE (Figura 4.7b), apresenta na região da ASAS uma região de alto valor de ROLE (baixa nebulosidade) e mínimos de precipitação, o que é uma característica dos centros de alta pressão devido a divergência dos ventos em baixos níveis, o mesmo é observado no Pacífico associado a presença da Alta Subtropical do Pacífico Sul. Na região tropical nota-se áreas de alta nebulosidade e precipitação associadas à presença da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), no entanto este sistema afeta com maior frequência a região norte da América do Sul, de forma que não influencia do forma direta a área da PCS. Sobre o continente se observa uma faixa de precipitação e baixos valores de ROLE que inicia na Amazônia e segue até a região sudeste do Brasil atingindo a PCS, essa faixa é associada à Zona de Convergência do Atlântico Sul.

a)



b)

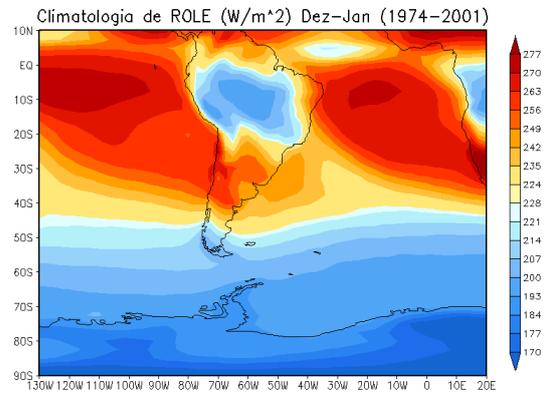


Figura 4.7 - (a) Resultados da climatologia da precipitação ($\text{mm}\cdot\text{dia}^{-1}$). (b) Climatologia da radiação de onda longa ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$).

5 RESULTADOS DOS COMPOSTOS

5.1 Compostos Oceânicos

A Figura 5.1 apresenta os resultados para os compostos de tensão do vento à superfície do mar. Na figura os mapas acima representam os compostos anômalos, para os extremos positivos (Figura 5.1.a) e negativos (Figura 5.1.b). Os mapas abaixo representam os campos compostos para os extremos positivos (Figura 5.1.c) e negativos (Figura 5.1.d).

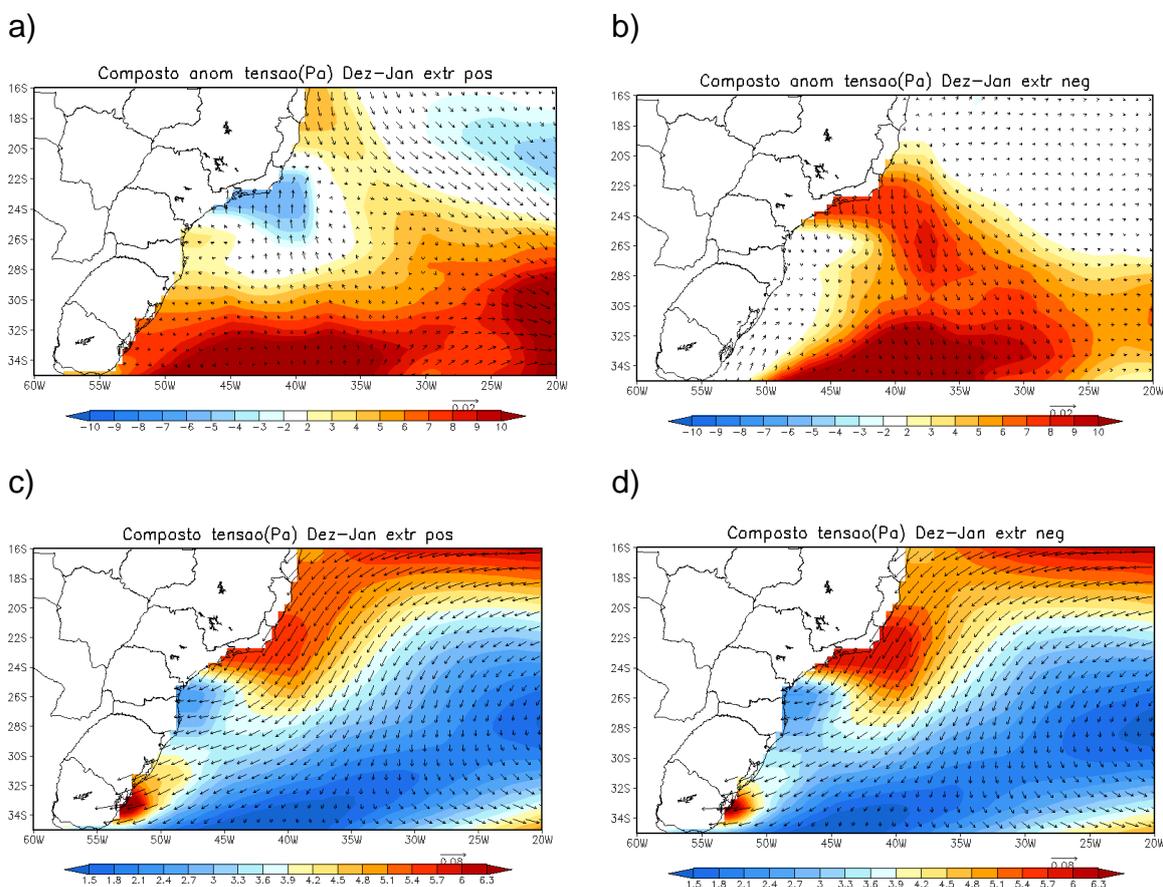


Figura 5.1 - Composto das anomalias de tensão do vento à superfície do mar (Pa). Os vetores indicam a direção e as cores magnitude: (a) extremos positivos (b) extremos negativos. Composto de tensão do vento à superfície do mar (Pa): (c) extremos positivos (d) extremos negativos. Para melhor visualização a tensão do vento está multiplicada por um fator de 10^2 e suas anomalias por 10^3 .

O composto das anomalias da magnitude da tensão do vento para os anos extremos positivos (Figura 5.1.a) apresenta anomalias negativas, na região de Cabo Frio, com os vetores de tensão orientados predominantemente de sul. Em anos extremos negativos (Figura 5.1.b) o que ocorre é uma inversão desta situação, no mesmo local, a anomalia da tensão do vento à superfície do mar é positiva, e os vetores tensão são de norte. O resultado encontrado na análise da tensão do vento à superfície do mar reflete-se nas outras variáveis como o transporte de Ekman apresentado na Figura 5.2, pois são quantidades derivadas da mesma variável velocidade do vento.

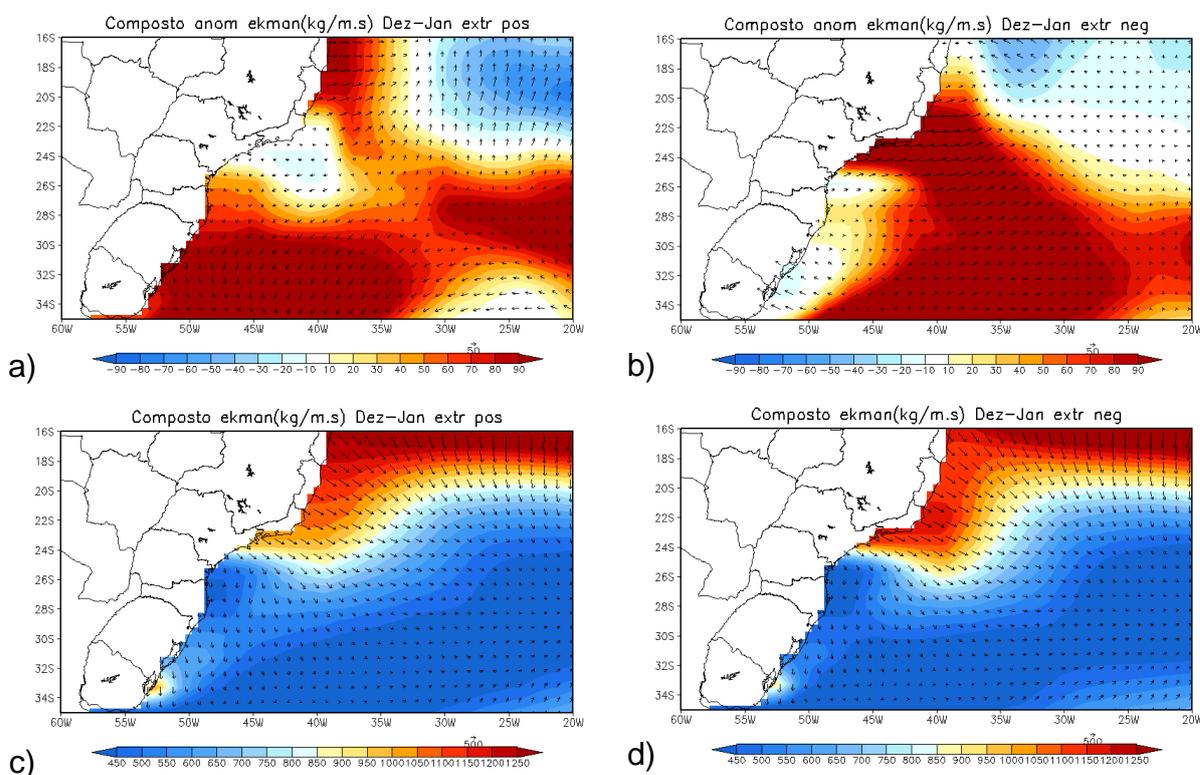


Figura 5.2 - Composto das anomalias de transporte de Ekman ($\text{kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$): (a) extremos positivos (b) extremos negativos. Composto de transporte de Ekman ($\text{kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$): (c) extremos positivos (d) extremos negativos.

O campo composto anômalo do transporte de Ekman para os anos extremos positivos (Figura 5.2.a) apresentou anomalias próximas de zero na região entre 24 e 26°S e 45 a 40°W. Para a mesma região o composto dos anos extremos

negativos (Figura 5.2.b) apresentou um intenso sinal de anomalia positiva. Isto indica que em média, para os meses de dezembro e janeiro anteriores aos extremos positivos de captura, o Transporte de Ekman nesta região foi mais intenso do que em anos anteriores aos extremos negativos. Isto é, a média das anomalias do transporte indica que uma maior intensidade do transporte de Ekman no período de desova, estaria associado à baixa captura no ano seguinte.

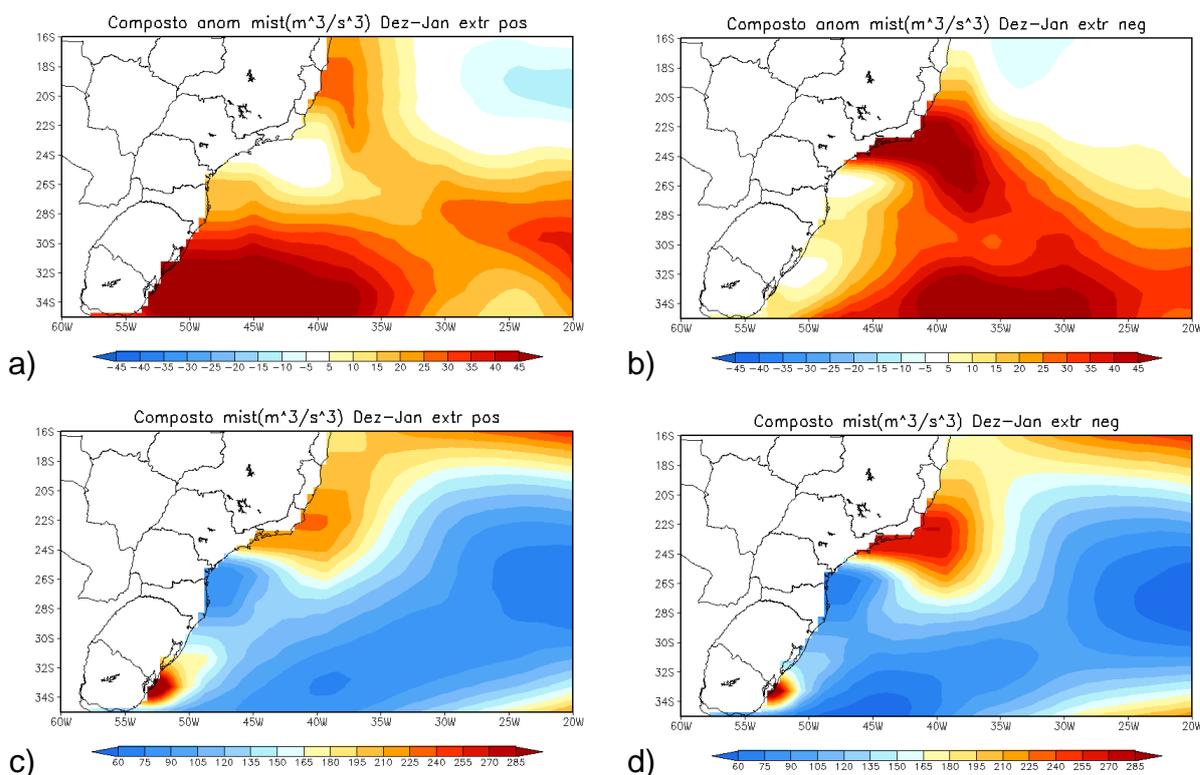


Figura 5.3 - Composto das anomalias de índice de mistura ($m^3 \cdot s^{-3}$): (a) extremos positivos (b) extremos negativos. Composto do índice de mistura ($m^3 \cdot s^{-3}$): (c) extremos positivos (d) extremos negativos.

Para a variável índice de mistura, o composto anômalo para os anos extremos positivos (Figura 5.3.a), resultou em uma região de baixos valores de anomalia de mistura para as latitudes entre 23 e 25°S, que se estende desde a costa até 38°W, o que indica que o índice de mistura associado aos anos extremos positivos de captura permaneceu com valores próximo da climatologia. Para a

mesma região a anomalia de mistura associada aos anos extremos negativos (Figura 5.3.b) é positiva. Desta forma, uma maior mistura na região próxima a Cabo Frio, nos meses de dezembro e janeiro estaria associada a uma baixa captura um ano depois. Estes resultados concordam com a discussão de Bakun e Parrish (1990), uma vez que segundo os autores, um ambiente com alta mistura poderia ser prejudicial à sobrevivência dos ovos e larvas, devido à possibilidade de destruição das partículas de alimentos, risco de dispersão dos ovos e larvas, e também ao aumento da instabilidade da coluna d'água que impediria a concentração dos alimentos.

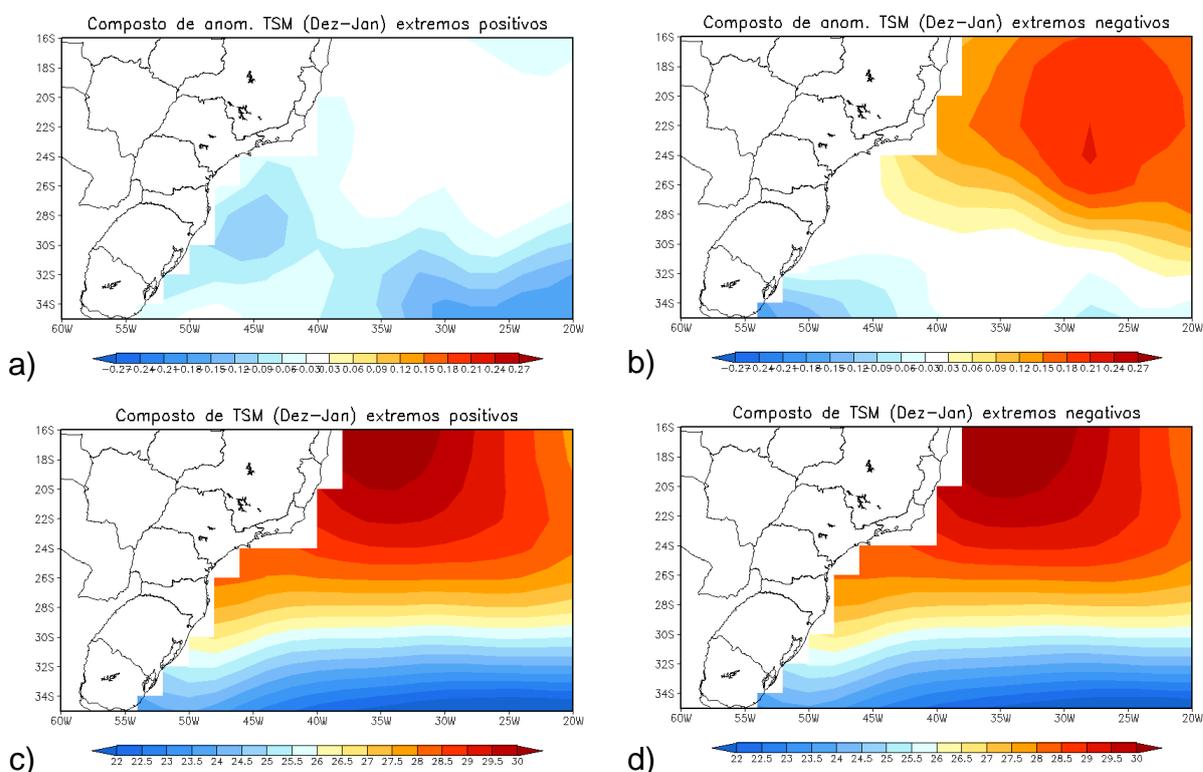


Figura 5.4 - Composto das anomalias de TSM (°C): (a) extremos positivos (b) extremos negativos. Composto de TSM (°C): (c) extremos positivos (d) extremos negativos.

A análise para os compostos de TSM, Figura 5.4, mostram uma área de anomalia negativa de TSM, na PCS, associada aos extremos positivos de captura, Figura 5.4.a. A Figura 5.5 apresenta estes resultados para todo o

Atlântico Sul. Com isso é possível notar que os anos extremos negativos de captura, Figura 5.5.b, parecem ser associados a um maior avanço da Corrente do Brasil em direção a sul, as anomalias positivas de TSM aparecem até a área próxima a Cabo Frio. Por outro lado a anomalia negativa de TSM na PCS pode estar associada ao sistema de correntes desta região. A explicação oceânica para o sinal negativo de anomalia associada aos extremos positivos de captura pode ser a intensificação da Corrente das Malvinas, ou a maior retração da Corrente do Brasil. Com relação a uma possível explicação atmosférica, a anomalia negativa pode estar associada à maior cobertura de nuvens na região, que levaria ao resfriamento da superfície do mar. Isto será melhor discutido no próximo item, com as análises dos compostos atmosféricos, onde a variável ROLE pode indicar a presença de nebulosidade na região.

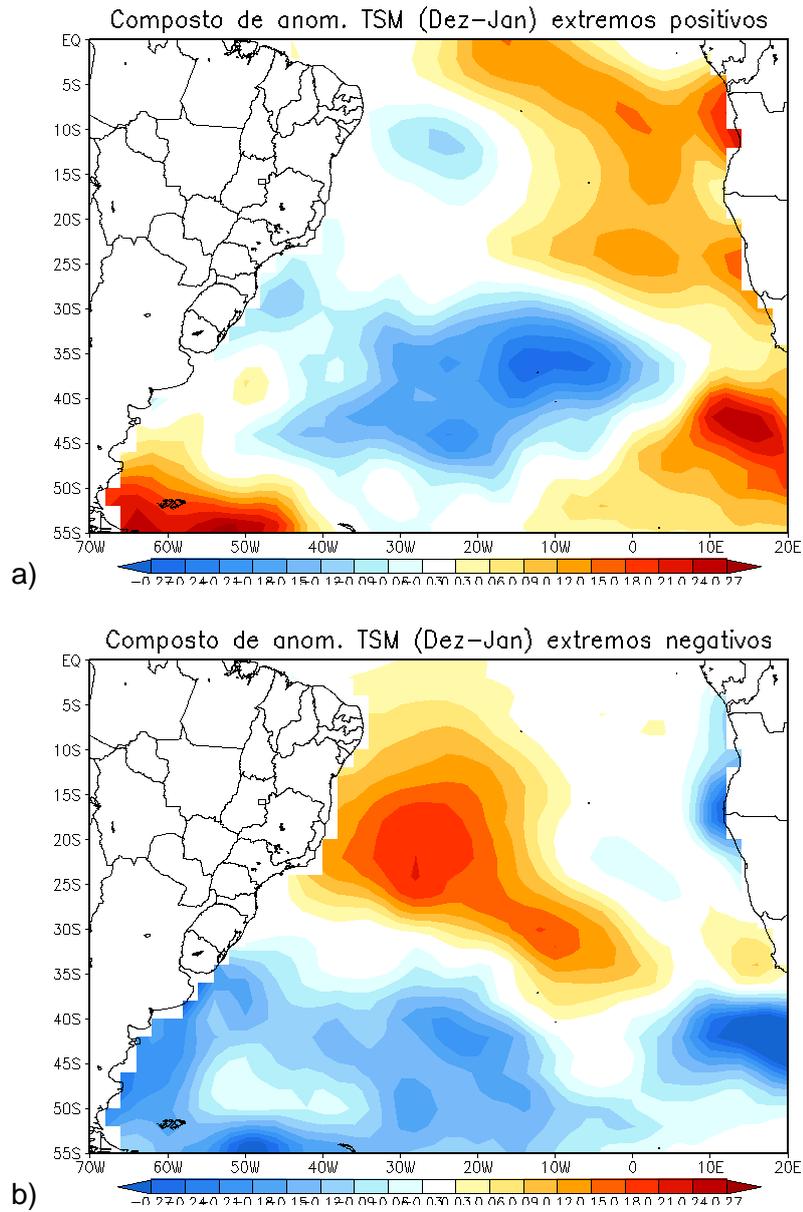
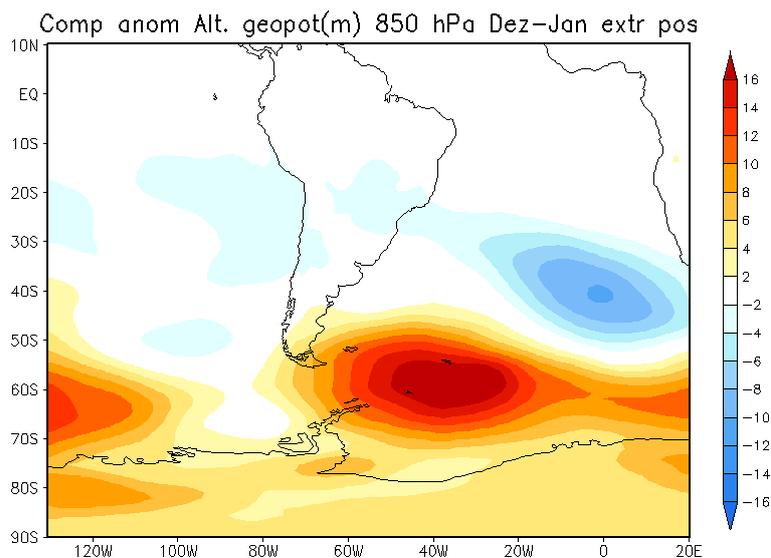


Figura 5.5 - Composto das anomalias de TSM (°C): (a) extremos positivos (b) extremos negativos.

5.2 Compostos Atmosféricos

A análise dos compostos atmosféricos inicia-se pela verificação da circulação e dos centros de pressão em baixos, médios e altos níveis da atmosfera.

a)



b)

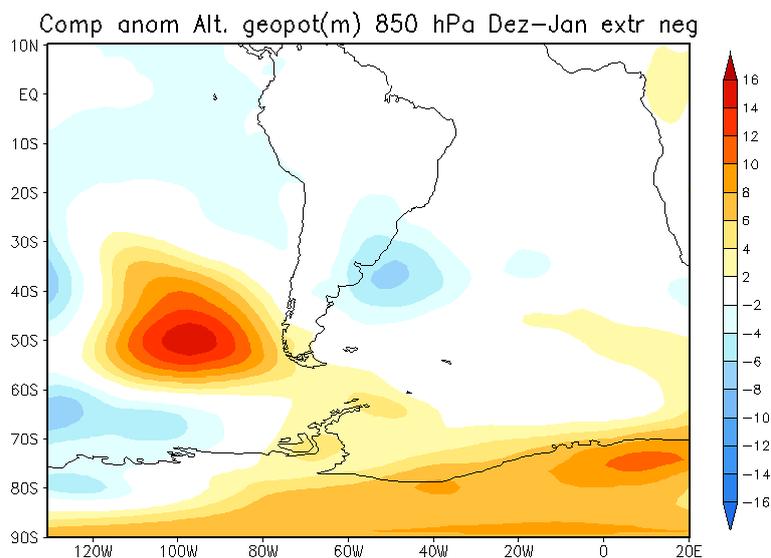


Figura 5.6 - Composto das anomalias de altura geopotencial (m) em 850 hPa: (a) extremos positivos (b) extremos negativos.

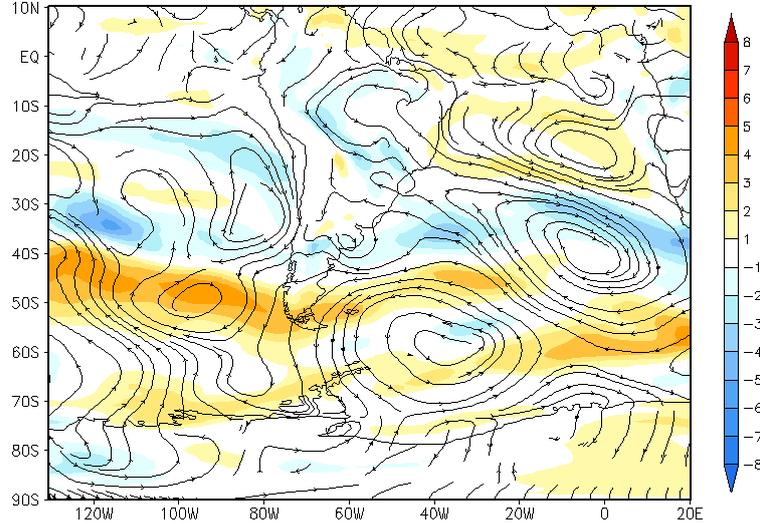
A análise dos compostos das anomalias de altura geopotencial para o nível de 850 hPa associados aos extremos positivos de captura, Figura 5.6.a, apresenta a presença de um padrão de bloqueio, com uma área anômala de alta pressão centrada em aproximadamente 60°S e 40°W. A presença de bloqueios atmosféricos conduz a um estacionamento da atmosfera, de forma que novos sistemas transientes não avançam sobre o continente, e os sistemas que já estão atuantes permanecem por mais tempo. Com relação ao padrão relacionado aos extremos negativos, Figura 5.6.b, observa-se ao sul da PCS um sinal de anomalia negativa de altura geopotencial, o que indica que os valores de altura geopotencial permaneceram abaixo da média para o local. Isto poderia estar associado a um maior número de centros de baixa pressão atingindo a área, ou centros de baixa pressão mais intensos.

Os compostos anômalos do módulo do vento e o padrão de circulação são apresentados na Figura 5.7. Como foi observado no campo anômalo de altura geopotencial em 850 hPa, também na circulação é possível notar a presença do padrão de alta de bloqueio associado aos anos extremos positivos de captura, Figura 5.7.a. O campo anômalo de circulação neste nível apresenta uma região de giro anticiclônico (circulação anti-horária), confirmando a presença da alta. Uma região de circulação ciclônica, centrada em aproximadamente 35°S e 5°W, parece dar suporte ao fluxo proveniente da Amazônia, como é possível perceber ao analisar as linhas de corrente que saem da Amazônia em direção ao sudeste brasileiro. A presença de um ciclone sobre o oceano Atlântico pode ser favorável a manutenção de episódios da Zona de Convergência do Atlântico Sul, uma vez que este sistema pode contribuir para o aporte de umidade do oceano em direção ao continente. Em seu trabalho sobre a ZCAS Quadro (1994) cita que a penetração de sistemas frontais poderia contribuir para a formação ou intensificação da banda de precipitação.

Já para o campo de anomalia de circulação associado aos extremos negativos, Figura 5.7.b, uma característica interessante é observada sobre a região da PCS, onde nota-se uma intensa difluência nas linhas de corrente, devido à presença de uma região de circulação ciclônica mais ao sul da PCS, e uma região de circulação anticiclônica mais ao norte. A análise da altura geopotencial também havia indicado a presença de um ciclone ao sul da PCS, área de anomalia negativa, associado aos extremos negativos de captura, Figura 5.6.b.

a)

Comp anom. vento (m/s) e corrente 850 hPa Dez-Jan extr pos



b)

Comp anom. vento (m/s) e corrente 850 hPa Dez-Jan extr neg

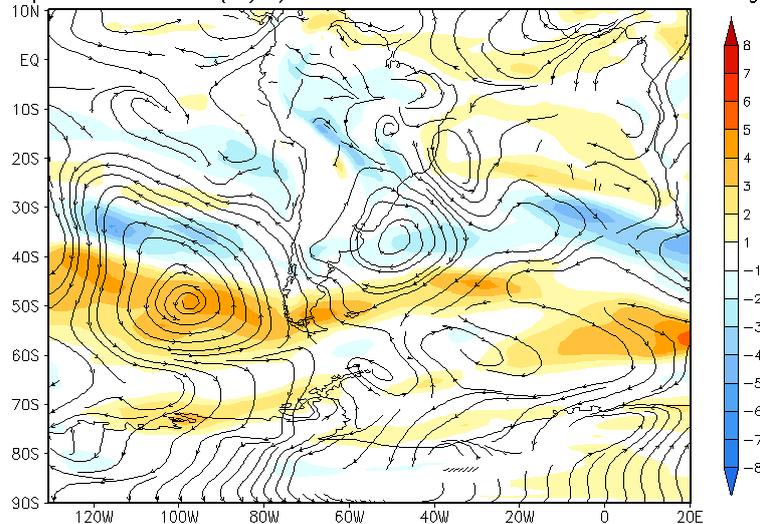


Figura 5.7 - Composto das anomalias de circulação e módulo do vento ($m \cdot s^{-1}$) em 850 hPa: (a) extremos positivos (b) extremos negativos.

Os bloqueios atmosféricos são sistemas de estrutura barotrópica, ou seja, a atmosfera barotrópica é aquela em que a densidade depende apenas da pressão, e as superfícies isobáricas e isotermas são coincidentes. No estado

barotrópico não existe cisalhamento vertical do vento. Desta forma espera-se que o sinal de bloqueio seja observado em todos os níveis da atmosfera. Assim, em níveis médios, Figura 5.8, na análise dos compostos de altura geopotencial permanece o padrão de bloqueio associado aos extremos positivos de captura, Figura 5.8.a. Ao comparar este padrão com as classes de bloqueios identificados por Fuentes (1997), nota-se que este se enquadraria na quarta classe, que inclui os bloqueios que ocorrem entre 60°W e 50°W, em que a crista domina a parte sul do continente sul americano.

A anomalia dos compostos de altura geopotencial em 500 hPa para os extremos negativos de captura (Figura 5.8.b), também apresenta uma região de anomalia negativa da variável, próximo a costa da América do Sul, na latitude de 40°S, como foi identificado em 850 hPa. A análise dos compostos anômalos em altos níveis (250 hPa) associados aos extremos positivos de captura, Figura 5.9.a, apresenta o mesmo padrão de bloqueio verificado nos níveis médios e baixos.

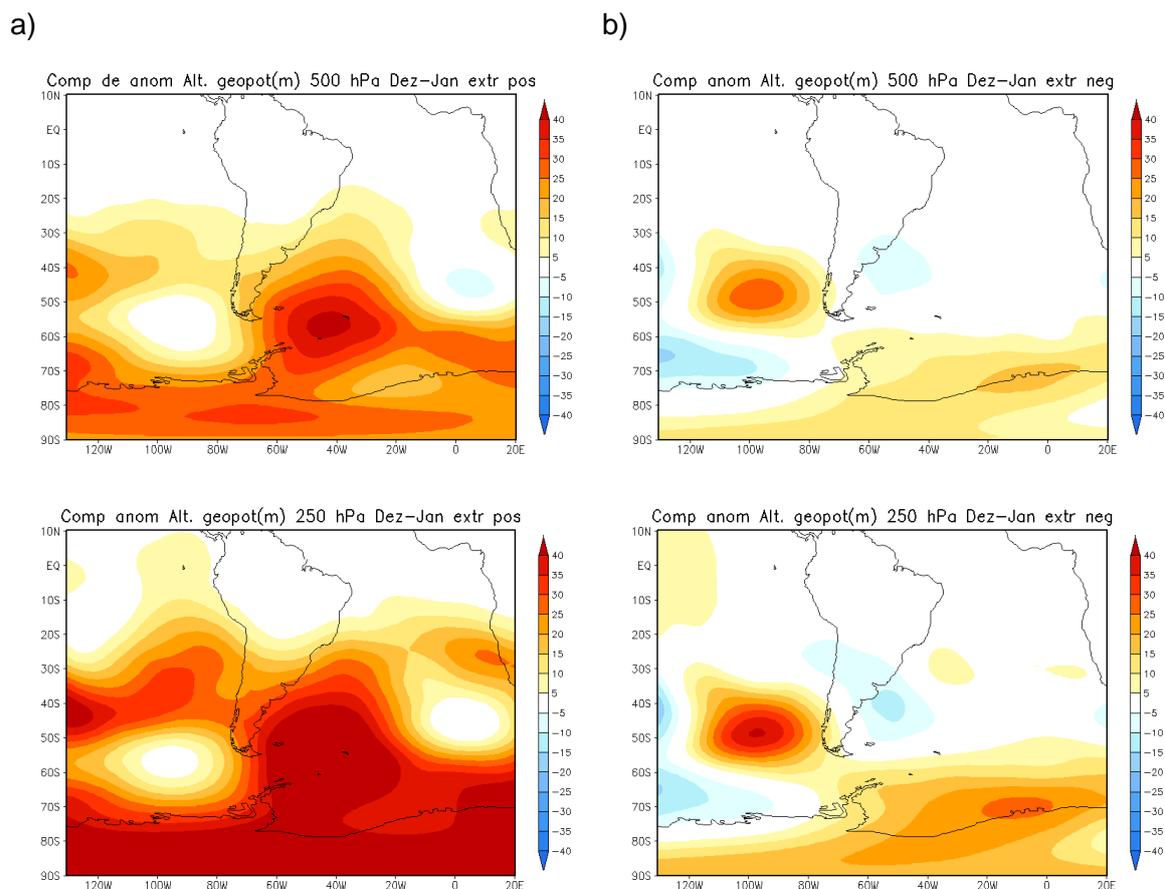
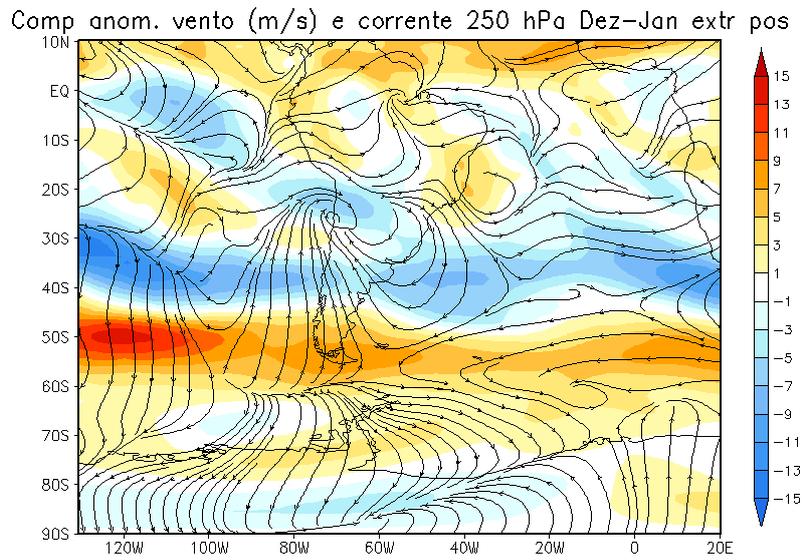


Figura 5.8 - Composto das anomalias de altura geopotencial (m) em 500 hPa: (a) extremos positivos (b) extremos negativos. Composto das anomalias de altura geopotencial (m) em 250 hPa: (a) extremos positivos (b) extremos negativos. Composto de altura geopotencial (m) em 250 hPa, para melhor visualização os valores da escala estão divididos por 10^2 .

O resultado para o composto da circulação em 250 hPa é apresentado na Figura 5.10. O composto das anomalias para os extremos positivos de captura, Figura 5.10.a, mostra a região da Alta da Bolívia (entre 20 e 30°S e 60° e 80°W), intensificada por uma circulação anticiclônica.

a)



b)

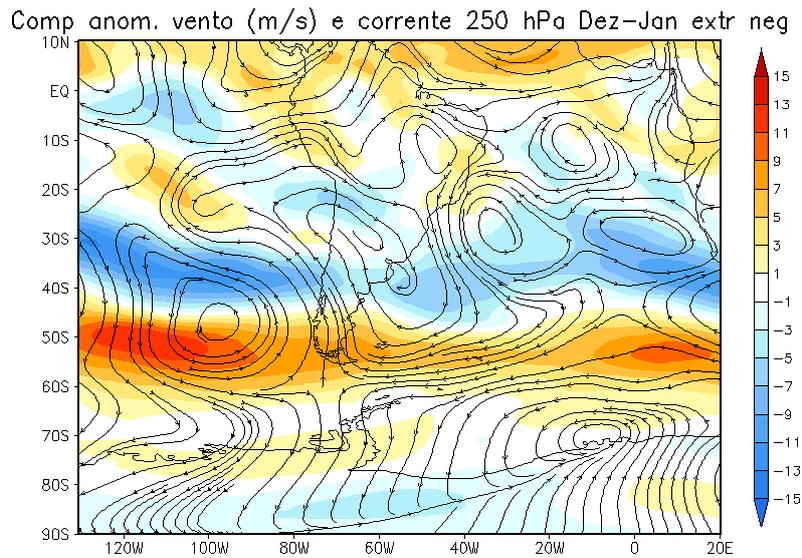
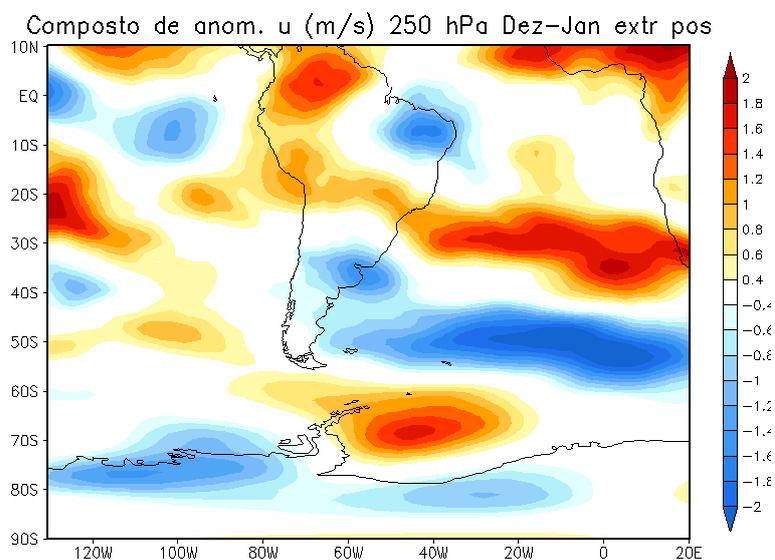


Figura 5.10 - Composto das anomalias de circulação e módulo do vento (m. s^{-1}) em 250 hPa: (a) extremos positivos (b) extremos negativos.

Ainda no nível de 250 hPa uma variável importante é a componente zonal da velocidade do vento, pois com ela é possível identificar o posicionamento dos jatos. O composto da anomalia do vento zonal associados aos extremos positivos de captura (Figura 5.11.a) apresenta valores positivos de anomalia

centrados em aproximadamente 30°S, desta forma é possível concluir que o Jato Subtropical esteve mais intenso nos meses de dezembro e janeiro, associados aos extremos positivos de captura, Figura 5.11.a. A presença do Jato Subtropical pode estar associada à ZCAS, uma vez que, como foi discutido por KODAMA (1992), as zonas de convergência subtropicais são acompanhadas em altos níveis pelo Jato Subtropical.

a)



b)

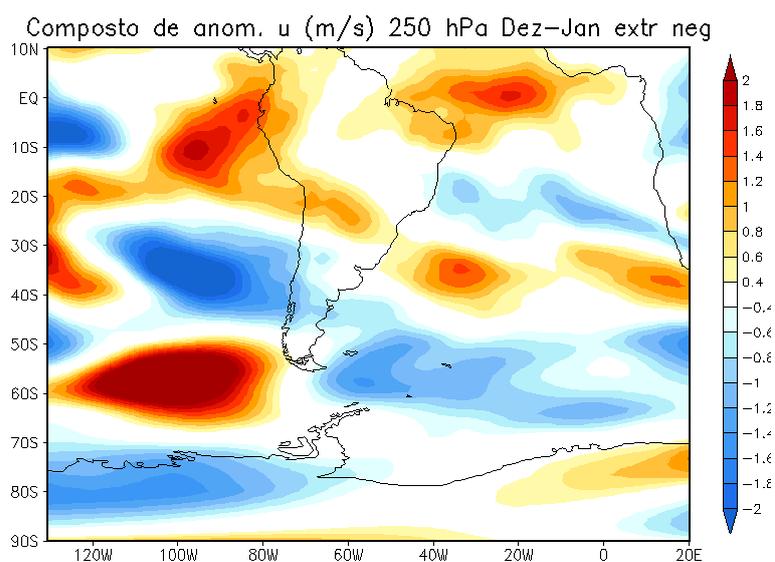


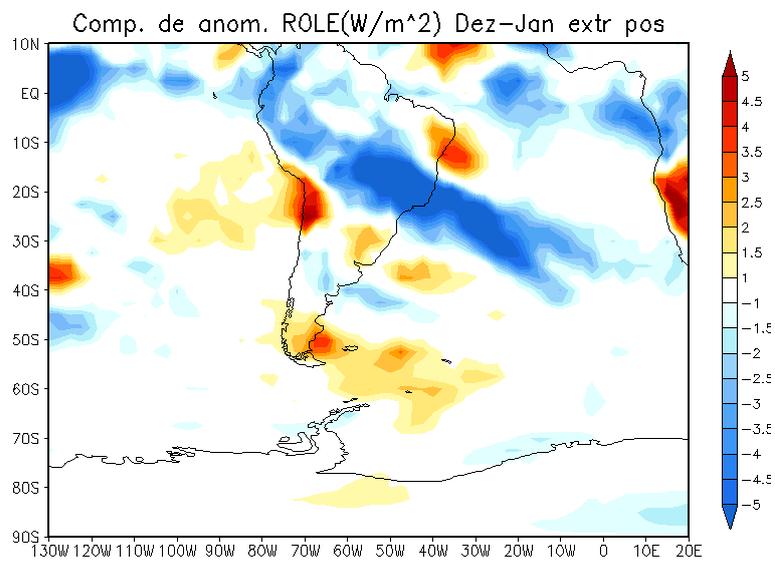
Figura 5.11 - Composto das anomalias do módulo do vento zonal ($m \cdot s^{-1}$) em 250 hPa: (a) extremos positivos (b) extremos negativos.

Até aqui foi possível verificar as características da circulação em 850, 500 e 250 hPa. Em uma última análise das características atmosféricas serão apresentados os compostos para as variáveis, radiação de onda longa emergente e precipitação.

O composto de ROLE e de suas anomalias estão apresentados na Figura 5.12. Valores baixos de ROLE indicam a obstrução da radiação emitida pela superfície terrestre, o que pode ser associado à presença de nebulosidade ou precipitação. Nota-se uma faixa extensa de anomalia negativa de ROLE, com extensão desde a Amazônia, atravessando a região sudeste do Brasil até o Atlântico, associadas aos anos extremos positivos, Figura 5.12.a. Essa orientação da faixa é típica de episódios de ZCAS. Para os anos extremos negativos de captura, Figura 5.12.b, se observa na Amazônia uma grande área de anomalias positivas de ROLE, o que pode indicar que nestes anos os episódios de ZCAS tenham sido menos frequentes ou menos intensos.

Os resultados obtidos para os compostos de anomalia de precipitação apresentam uma oposição entre os anos extremos positivos e negativos de captura (Figura 5.13). A média das anomalias de precipitação para os meses de janeiro e dezembro anteriores aos extremos positivos de captura, Figura 5.13.a, indica que houve uma precipitação acima da média climatológica na região da PCS. Já para os anos extremos negativos, Figura 5.13.b, é observada uma região de anomalia negativa de precipitação na região da PCS.

a)



b)

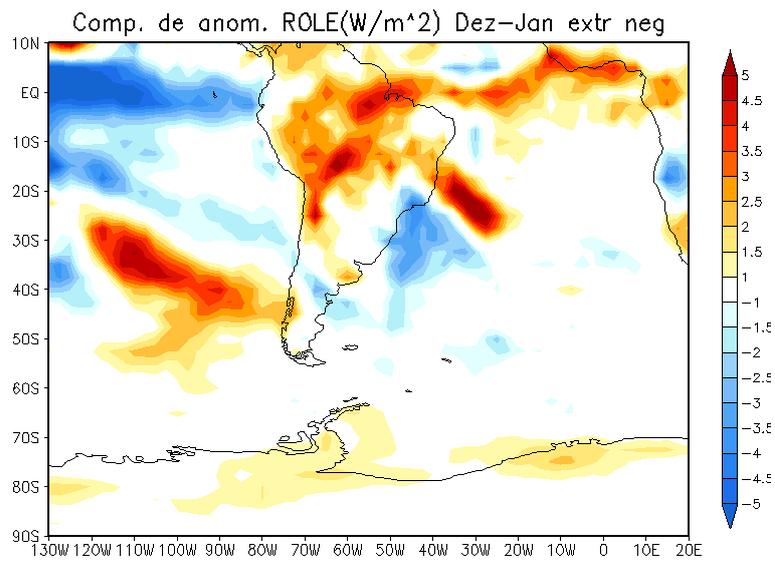
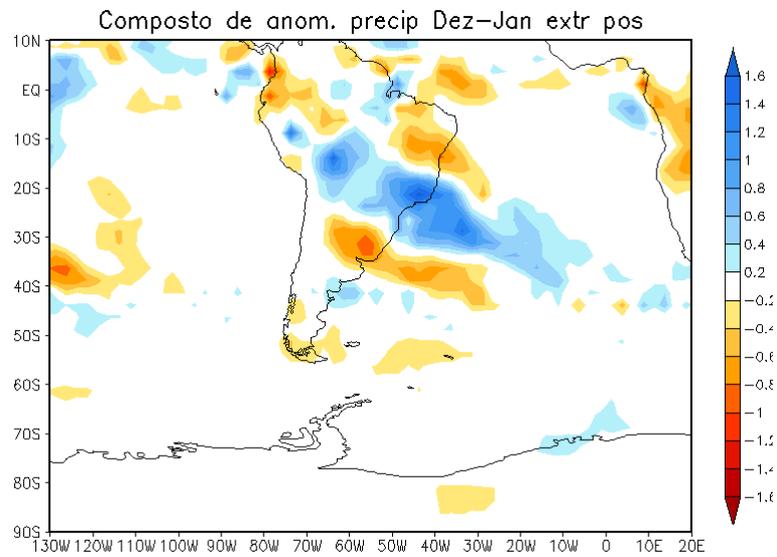


Figura 5.12 - Composto das anomalias de radiação de onda longa ($W \cdot m^{-2}$): (a) extremos positivos (b) extremos negativos.

a)



b)

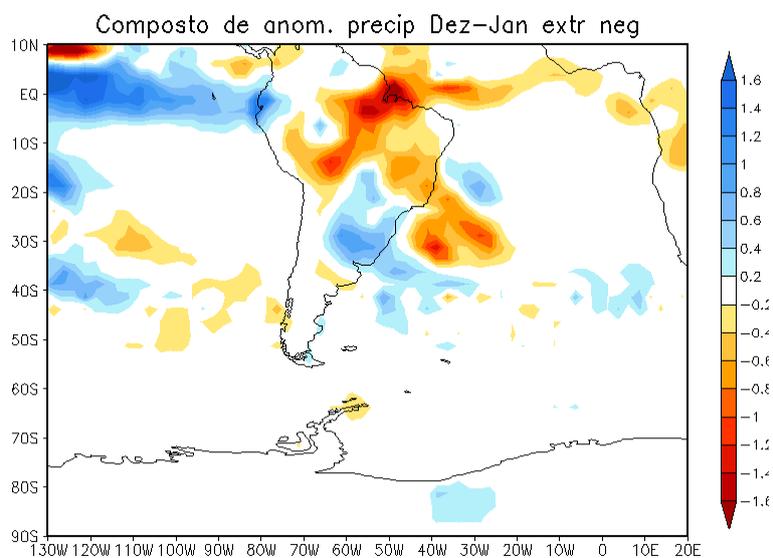


Figura 5.13 - Composto das anomalias de precipitação (mm. dia^{-1}): (a) extremos positivos (b) extremos negativos.

5.3 Conexões entre os compostos oceânicos e atmosféricos

Os compostos oceânicos para os meses de dezembro e janeiro anteriores aos extremos positivos de captura da Sardinha-verdadeira indicaram anomalia

negativa da tensão do vento à superfície do mar na região norte da PCS, com vetores orientados de sul. Nos meses anteriores aos extremos negativos de captura foi observada anomalia positiva de tensão do vento à superfície do mar para a mesma região, sendo que os vetores de tensão estavam orientados de norte. Com isso, as variáveis transporte de Ekman e Índice de mistura apresentaram anomalias positivas na região de Cabo Frio, associadas aos anos extremos negativos de captura. Isto é, um excesso de transporte de Ekman e de mistura durante o período de desova estão associados à baixa captura da espécie no ano seguinte.

Uma provável explicação para a anomalia negativa e de sul da tensão do vento à superfície do mar, associada aos extremos positivos de captura está na atmosfera. A análise dos compostos das variáveis atmosféricas em baixos níveis mostrou a presença de uma região de circulação anômala ciclônica no Atlântico Sul, sistemas de baixa pressão sobre o oceano dão suporte a manutenção da Zona de Convergência do Atlântico Sul, que foi identificada como mais intensa nos extremos positivos, quando analisadas as variáveis ROTE e precipitação. A presença de centros de baixa pressão sobre o Atlântico provocam uma mudança na direção de atuação dos ventos na PCS, e conseqüentemente na tensão do vento, por isso a anomalia negativa foi identificada. Além disso, também foi encontrado um padrão de bloqueio relacionado aos extremos positivos de captura. Com episódios de bloqueios no verão, a atuação da ZCAS fica mais intensa, pois os bloqueios fazem com que a atmosfera permaneça estacionada, assim os sistemas atmosféricos permanecem por mais dias.

Em anos extremos negativos não foi encontrado, um sinal tão intenso de ZCAS e de bloqueios atmosféricos, e as variáveis oceânicas apresentaram anomalias positivas de transporte e mistura. Isto é, em anos em que os sistemas atmosféricos que poderiam mudar o padrão dominante de ventos na PCS, como os sistemas frontais e a ZCAS, não são tão frequentes, ocorre um

excesso de mistura e transporte de Ekman. Este padrão oceânico contribuiria para a dispersão de ovos e larvas, provocando uma menor captura no ano seguinte.

Com relação à TSM, verificou-se que nos anos extremos positivos de captura, em que houve um sinal mais forte de ZCAS, as anomalias de TSM na PCS foram negativas. Esta anomalia negativa de TSM pode ser associada à maior nebulosidade sobre a região, anomalias negativas no composto de ROLE (Figura 12.a), o que provoca o resfriamento da superfície do mar. Isto concorda com os resultados obtidos por Chaves e Nobre (2004) por meio de experimentos com o modelo de circulação oceânica, em que os resultados indicam que a intensificação da ZCAS causaria um resfriamento da superfície do oceano. Os autores também realizaram simulações com um modelo de circulação atmosférico, e concluíram que a ZCAS é intensificada com a presença de anomalias positivas de TSM. Estes resultados foram também confirmados por De Almeida et al. (2007). Em anos extremos negativos, foi observada uma anomalia positiva de TSM desde a região tropical até a PCS, o que pode estar associada à presença da CB mais ao sul.

Um resumo das principais diferenças encontradas com a análise dos compostos das variáveis oceânicas e atmosféricas para os extremos positivos e negativos de captura durante o período de desova da Sardinha-verdadeira é apresentado na Tabela 5.1.

Tabela 5.1 – Principais diferenças entre os compostos anômalo associados ao período de desova anterior aos extremos positivos e negativos de captura da Sardinha-verdadeira.

Extremos de captura	Oceano	Atmosfera
Positivos	<ul style="list-style-type: none"> - Mistura e transporte de Ekman próximos da climatologia na parte norte da PCS - Anomalia negativa de TSM na PCS 	<ul style="list-style-type: none"> - Padrão de bloqueio atmosférico - Anomalias negativas de ROLE e positivas de precipitação na região da ZCAS
Negativos	<ul style="list-style-type: none"> - Excesso de mistura e transporte de Ekman na parte norte da PCS - Anomalia positiva de TSM na parte norte da PCS 	<ul style="list-style-type: none"> - Sem padrão de bloqueio atmosférico - Anomalias positivas de ROLE e negativas de precipitação na região da ZCAS

6 ESTUDOS DE CASOS

Neste item são analisados os anos extremos de captura de 1993, 1997 e 2000, estes extremos envolvem um período de ascensão entre 1993 e 1997, e um período de decréscimo de captura entre 1997 e 2000, como visto na Figura 3.4.

A avaliação dos três extremos de captura será conjunta, onde se verifica as similaridades e diferenças dos padrões oceânicos e atmosféricos presentes nos meses de dezembro e janeiro anteriores aos extremos de captura. Também são discutidas algumas informações relevantes, como episódios de ZCAS e frequência de passagem de sistemas frontais, contidas no boletim climático do CPTEC, Revista Climanálise, dos meses de interesse.

6.1 Análise oceânica

O composto de tensão do vento à superfície do mar para os meses dezembro de 1991 e janeiro de 1992, correspondente ao período desova anterior ao extremo negativo de captura no ano de 1993 é apresentado na Figura 6.1.a. Neste campo nota-se a tensão do vento à superfície do mar predominantemente de nordeste, com maior magnitude na região entre as latitudes de 18°S e 23°S, a partir da costa próximo a Cabo Frio (23°S) até a longitude de 35°W. Na área interna da PCS, entre as latitudes de 25° e 28°S é possível notar que a magnitude da variável é bem menor e a direção da tensão do vento à superfície do mar é de leste. O campo de anomalia da variável (Figura 6.1.b) apresenta uma forte anomalia positiva de tensão com direção predominantemente de norte e com núcleo intenso entre as latitudes de 20°S e 24°S. Um segundo núcleo é visto ao sul de 30°S.

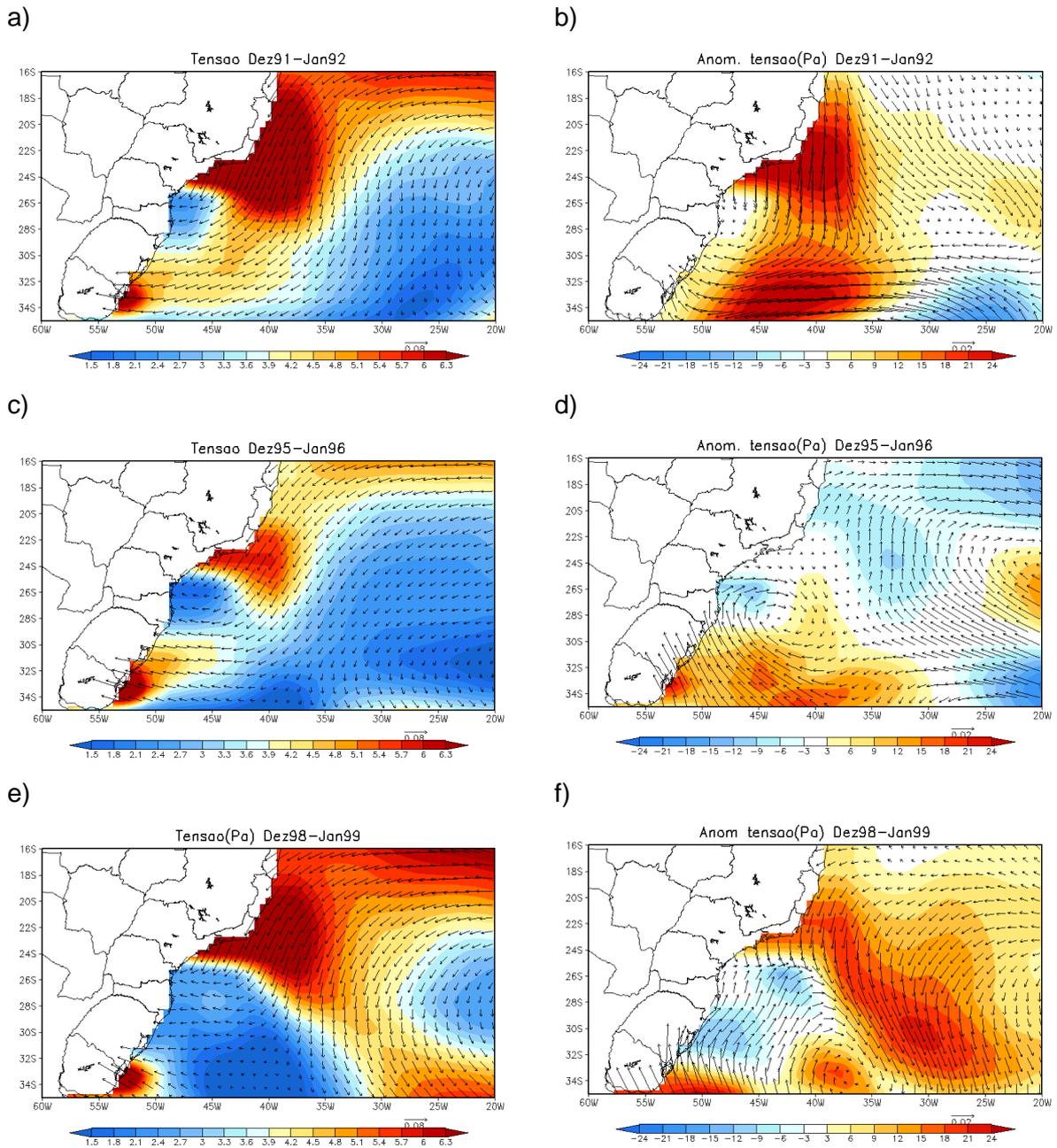


Figura 6.1 - Tensão do vento à superfície do mar (Pa) e suas anomalias, média entre os meses de dezembro e janeiro anteriores aos extremos de captura. Os vetores indicam a direção e as cores magnitude: (a) Tensão associada ao extremo negativo de 1993 em (b) anomalia; (c) Tensão associada ao extremo positivo de 1997 em (d) anomalia; (e) Tensão associada ao extremo negativo de 2000 em (f) anomalia.

Para dezembro de 95 e janeiro de 96, meses de análise anteriores ao extremo positivo de 1997, também nota-se uma região de intenso gradiente de tensão do vento à superfície do mar entre a parte sul e norte na área interna da PCS, Figura 6.1.c. A anomalia da variável (Figura 6.1.d), para a área próxima a região de Cabo Frio não apresenta fortes sinais. Ainda no campo de anomalia, nota-se a presença de um giro ciclônico anômalo centrado em 30°S e 42°W. Para dezembro de 98 e janeiro de 99, anteriores ao extremo negativo de captura em 2000, o que se observa é que o campo de tensão do vento à superfície do mar (Figura 6.1.e) apresentou-se semelhante ao observado para os meses de dezembro e janeiro anteriores ao extremo negativo de 1993, com os vetores orientados predominantemente de nordeste, na parte norte da área interna a PCS até 23°S. Na parte sul da PCS a tensão do vento à superfície do mar aparece de leste e com menor intensidade. Com isso verifica-se que para os meses de dezembro e janeiro anteriores aos dois extremos negativos de captura a tensão do vento à superfície do mar na parte norte da PCS foi mais intensa, e para os meses de dezembro e janeiro anteriores ao extremo positivo a tensão do vento à superfície do mar para a região foi próxima da média climatológica.

O campo de transporte de Ekman e de suas anomalias, para os meses de dezembro e janeiro anteriores aos extremos de captura estudados é apresentado na Figura 6.2. O transporte de Ekman associado ao extremo negativo de 1993, Figura 6.2.a, apresentou-se intenso e direcionado para o mar aberto na região norte da PCS, como consequência o campo de anomalia apresentou uma forte anomalia positiva para a mesma região, Figura 6.1.b. No ano anterior ao extremo positivo de 1997, o transporte de Ekman na região norte da PCS parece ter sido próximo da média, uma vez que, não se nota sinais intensos no campo de anomalia da variável (Figura 6.2.d). A média para os meses dezembro e janeiro associados ao extremo negativo de 2000, também como para o primeiro extremo negativo, apresenta uma forte anomalia positiva do Transporte de Ekman entre as latitudes de 18°S e 25°S, com sinal

de anomalia positiva desde a costa até 20°W, Figura 6.2.e. Estas análises indicam que para os meses de dezembro e janeiro anteriores aos extremos negativos de captura o transporte de Ekman apresentou-se mais intenso. Este fato sugere que nestes meses os episódios de ressurgência podem ter sido mais intensos. Isto seria favorável a Sardinha-verdadeira, pois episódios de ressurgência mais intensos favoreceriam o maior aporte de nutrientes na região. No entanto, por outro lado o excesso de transporte pode ser prejudicial aos ovos e larvas, devido à possibilidade de dispersão e destruição das partículas de alimento, o que pode explicar a baixa captura nos anos seguintes.

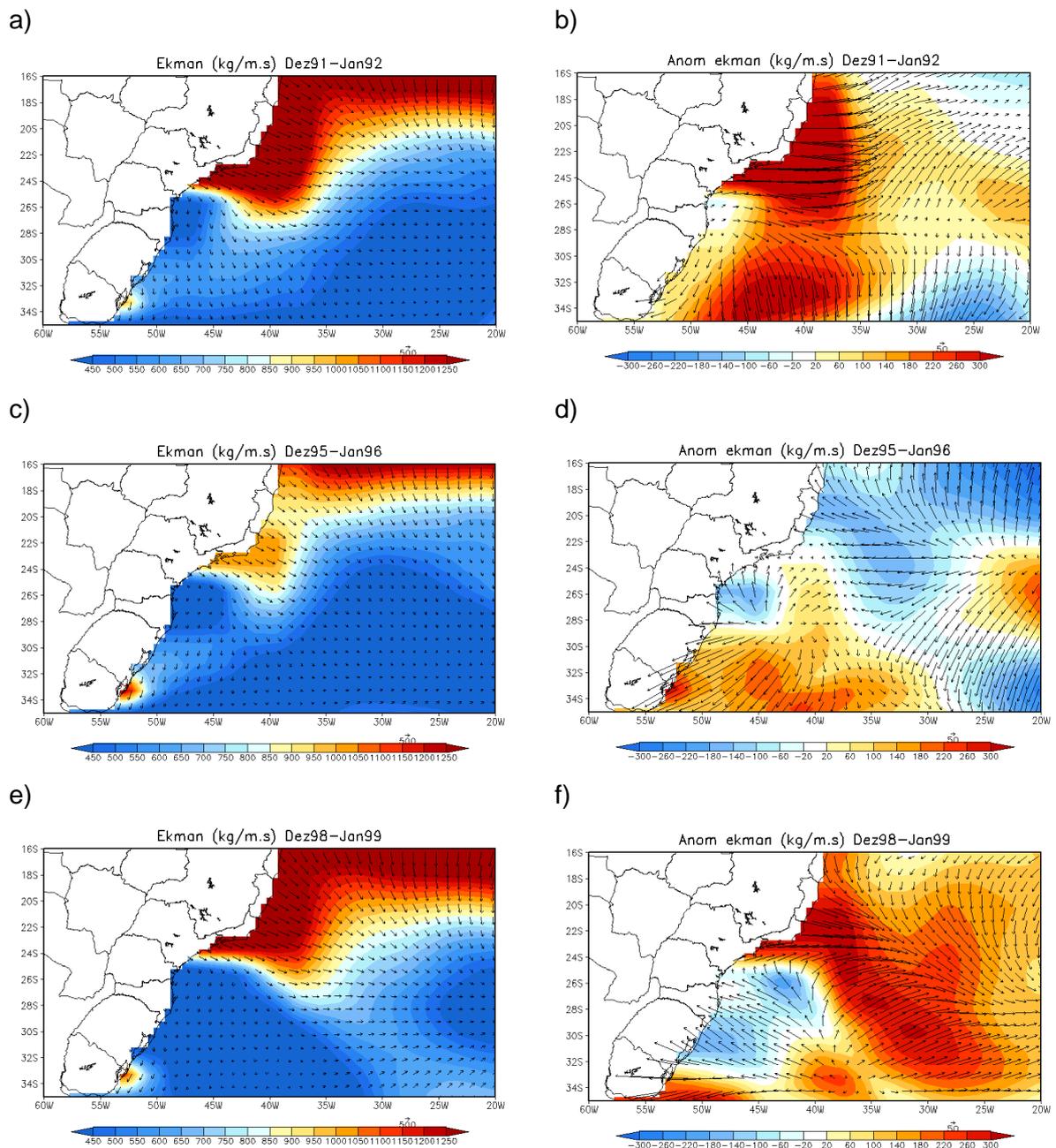


Figura 6.2 - Transporte de Ekman ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$) e suas anomalias, média entre os meses de dezembro e janeiro anteriores aos extremos de captura. Os vetores indicam a direção e as cores magnitude: (a) Transporte associado ao extremo negativo de 1993, em (b) a anomalia em; (c) Transporte associado ao extremo positivo de 1997, em (d) a anomalia; (e) Transporte associado ao extremo negativo de 2000, em (f) a anomalia;

A comparação entre os campos de índice de mistura, para os três casos extremos, mostra que a mistura para os meses de dezembro e janeiro anteriores aos extremos negativos (Figura 6.3.a, e Figura 6.3.e), para a região norte da PCS, apresentou-se mais intensa do que o índice de mistura associada ao extremo positivo (Figura 6.3.c). Os campos de anomalia confirmam que houve uma maior mistura, associada aos extremos negativos (Figura 6.3.b e 6.3.f), o que não foi observado ao analisar a média das anomalias para dezembro de 95 e janeiro de 96 (Figura 6.3.d). Isto concorda com o que foi observado na análise dos compostos, para os meses de dezembro e janeiro anteriores ao extremo negativo de captura, onde foi verificado uma maior mistura e um maior transporte de Ekman na região norte da PCS.

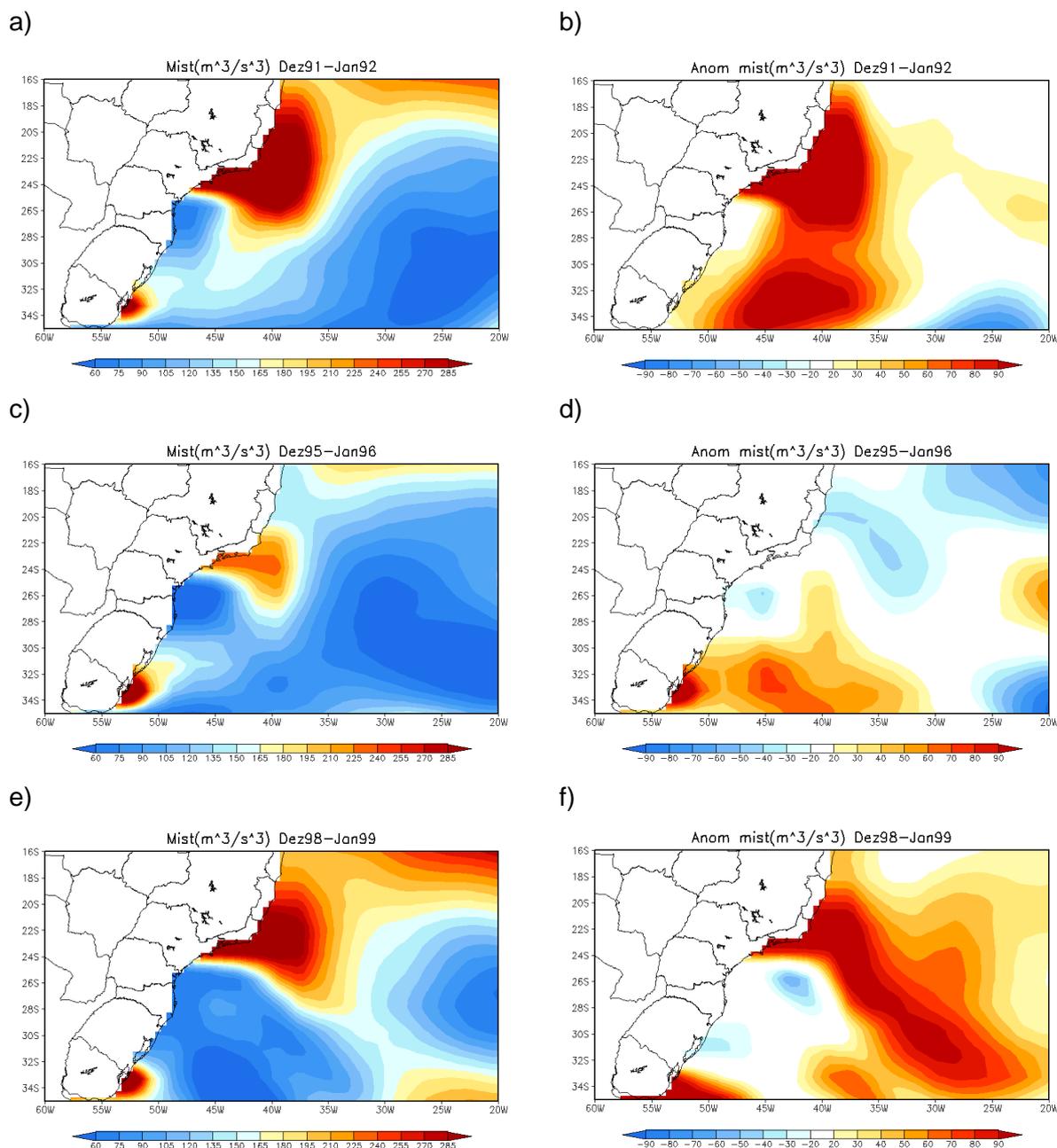


Figura 6.3 - Índice de mistura do vento ($m^3 \cdot s^{-3}$) e suas anomalias, média entre os meses de dezembro e janeiro anteriores aos extremos de captura. (a) Mistura associada ao extremo negativo de 1993, em (b) a anomalia em; (c) Mistura associada ao extremo positivo de 1997, em (d) a anomalia; (e) Mistura associada ao extremo negativo de 2000, em (f) a anomalia;

Os campos de TSM e suas anomalias médias para os meses de dezembro e janeiro anteriores aos extremos de captura são apresentados na Figura 6.3. O

campo de anomalia de TSM associados ao extremo de 1993 (Figura 6.3.b) apresenta uma região de anomalia negativa desde a região equatorial até a latitude de 26°S. O que indica que as águas provenientes da região tropical transportadas pela CB, estavam mais frias que o normal. Na parte sul da PCS até 50°S nota-se um forte sinal de anomalia positiva de TSM.

Para o campo anômalo de TSM associado ao extremo positivo de 1997, Figura 6.3.d, nota-se uma região com anomalias positiva de TSM mais intensas na área interna a PCS. Isto pode indicar a ocorrência de uma maior intrusão da CB na PCS. Na Figura 6.3.f é apresentada a anomalia média anterior ao extremo negativo de 2000. Nota-se uma região com anomalias positiva de TSM, desde as latitudes próximas ao equador até 30°S, o que sugere que nestes meses a CB esteve bem mais intensa, transportando águas mais quentes que a média climatológica.

Com essas análises da TSM e de suas anomalias, não foi possível identificar um padrão comum entre os dois extremos negativos. Nem foi observado o mesmo sinal de anomalia negativa de TSM na PCS, identificado na análise dos compostos para o extremo positivo. No entanto, as variáveis transporte de Ekman e índice de mistura apresentaram o mesmo padrão observado com a análise dos compostos, isto é, indicaram um excesso de mistura e transporte no período de desova anterior aos anos de baixa captura. O transporte de Ekman já havia sido identificado por Jablonski (2003) como uma variável preditiva que apresentou melhor ajuste aos modelos para avaliação do recrutamento entre 1977 e 1993, juntamente com a quantidade de desova.

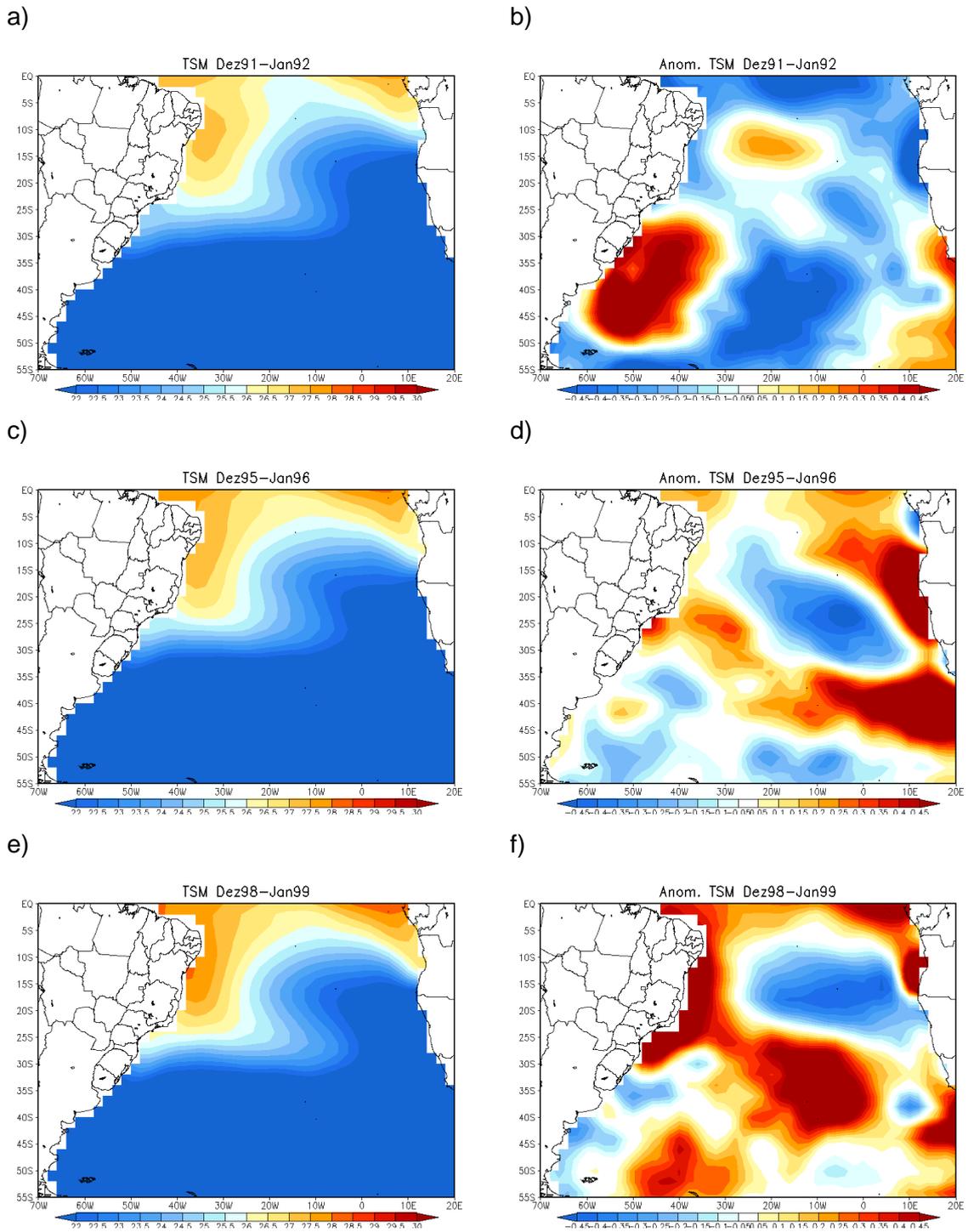


Figura 6.4 - Temperatura da Superfície do Mar ($^{\circ}\text{C}$) e suas anomalias, média entre os meses de dezembro e janeiro anteriores aos extremos de captura. (a) TSM associada ao extremo negativo de 1993, em (b) a anomalia em; (c) TSM associada ao extremo positivo de 1997, em (d) a anomalia; (e) TSM associada ao extremo negativo de 2000, em (f) a anomalia;

6.2 Análise atmosférica

Neste item são apresentados os campos e as anomalias de altura geopotencial, circulação, ROLE e precipitação para os meses de dezembro e janeiro anteriores aos extremos de captura em 1993, 1997 e 2000.

A altura geopotencial em 850 hPa e sua anomalia são apresentados na Figura 6.4. Para os meses de dezembro de 91 e janeiro de 92, associados ao extremo negativo de 1993, é possível observar uma área de anomalia negativa de altura geopotencial, com centros sobre o sudeste e sul do Brasil, (Figura 6.4.b). Também nota-se uma grande região de anomalia positiva de altura geopotencial, localizada a leste da parte sul da América do Sul, com um padrão de bloqueio atmosférico, devido à presença do centro de alta pressão sobre o Atlântico. No entanto, o boletim climático Climanálise para estes meses não registrou a ocorrência de nenhum episódio de bloqueio sobre o Atlântico.

Associado ao extremo positivo em 1997, para os meses de dezembro de 95 e janeiro de 96, nota-se a presença de anomalia negativa de altura geopotencial em 850 hPa sobre a PCS, o que pode indicar atuação de sistemas frontais sobre a região, Figura 6.4.d. Na revista climanálise do mês dezembro de 1995, tem-se o registro da atuação de nove sistemas frontais entre as latitudes de 20 e 35°S, segundo o boletim este valor está acima da média para estas latitudes, que é de seis sistemas frontais. O boletim cita ainda que, estes sistemas permaneceram semiestacionários devido à atuação do vórtice ciclônico em altos níveis sobre o nordeste do Brasil. O boletim climático Climanálise do mês de janeiro de 1996, tem a descrição da atuação de seis sistemas frontais que atingiram o Brasil entre 25° e 35°S. Em dezembro de 1991 sete sistemas frontais atingiram o Brasil e em janeiro de 1992, apenas três sistemas frontais foram descritos no boletim Climanálise desse mês. A anomalia de altura geopotencial para os meses associados ao extremo negativo em 2000, Figura 6.4.f, apresenta uma região de anomalia negativa sobre o Atlântico, a sul da

PCS. Sobre o Pacífico e sul da América do Sul nota-se um intenso sinal de anomalia positiva de altura geopotencial. Os registros no boletim Climanálise indicam a atuação de sete sistemas frontais durante o mês de dezembro de 1998, e durante o mês de janeiro de 1999, oito sistemas frontais atingiram o Brasil.

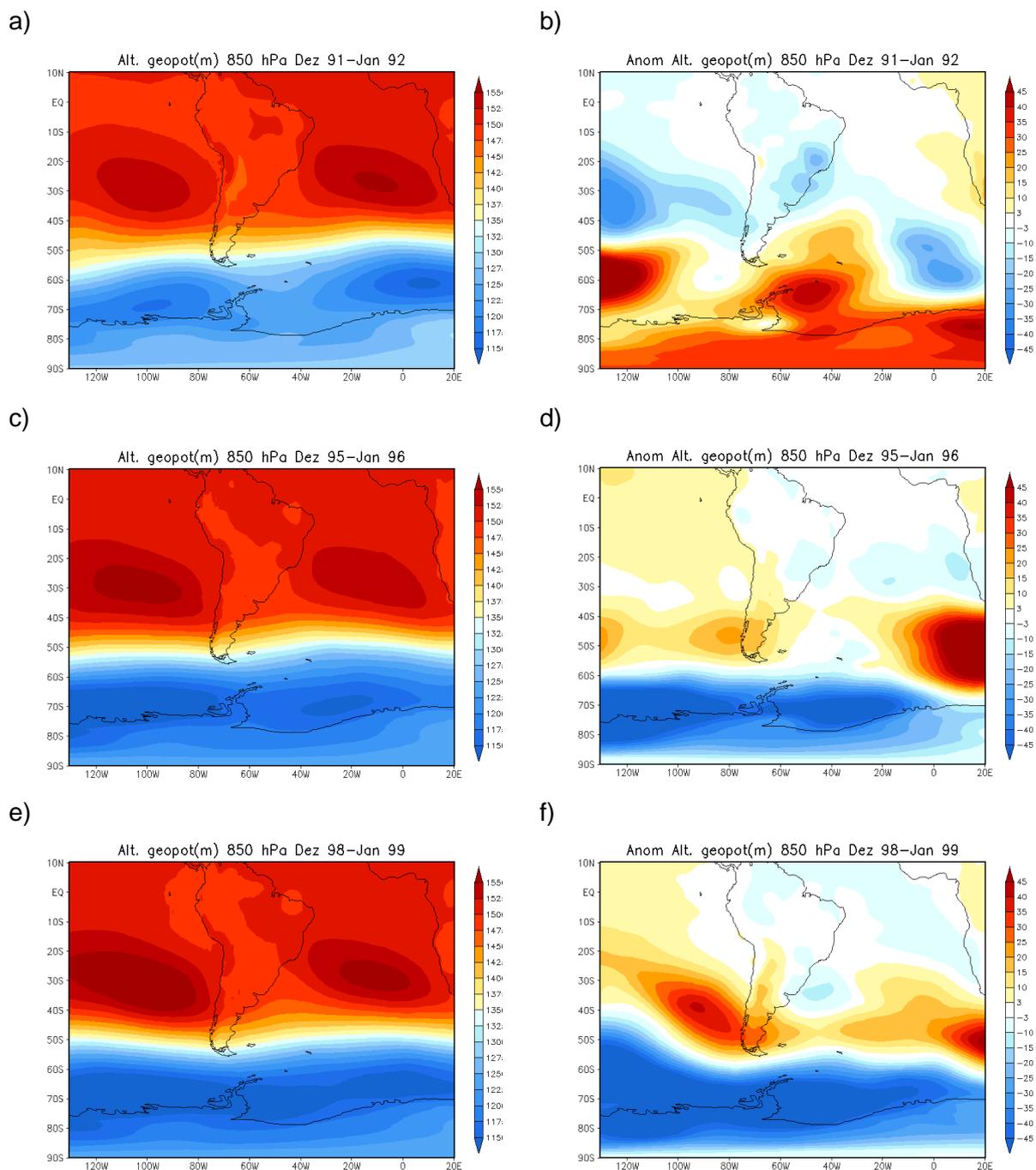


Figura 6.5 - Altura geopotencial (m) em 850 hPa e suas anomalias, média entre os meses de dezembro e janeiro anteriores aos extremos de captura. (a) Altura geopotencial associado ao extremo negativo de 1993, em (b) anomalia; (c) Altura geopotencial associado ao extremo positivo de 1997, em (d) a anomalia; (e) Altura geopotencial associado ao extremo negativo de 2000, em (f) a anomalia;

A região de anomalia negativa de altura geopotencial, relacionada ao extremo negativo de captura de 1993, identificada na Figura 6.5.b, indica a presença de pressão abaixo da média climatológica, que também é identificada no campo anômalo de circulação em 850 hPa, Figura 6.6.b, onde se observa uma região de circulação anômala ciclônica, que abrange as latitudes entre 20 e 30°S e exerce influência no padrão de ventos na PCS, onde nota-se a atuação de ventos de norte.

A circulação em 850 hPa presente nos meses anteriores ao extremo positivo de captura (Figura 6.6.d), apresenta uma região anômala de circulação ciclônica, aproximadamente em 26°S e 42°W, área interna da PCS. Este padrão pode explicar a anomalia de tensão do vento à superfície do mar, com um núcleo de circulação anômala no sentido horário, que foi identificado, para a mesma região, Figura 6.4.d. Esse sinal anômalo de circulação ciclônica pode estar associado à maior passagem de sistemas frontais na região, que segundo o Boletim Climático Climanalise do mês de dezembro de 1995 ficou acima da média.

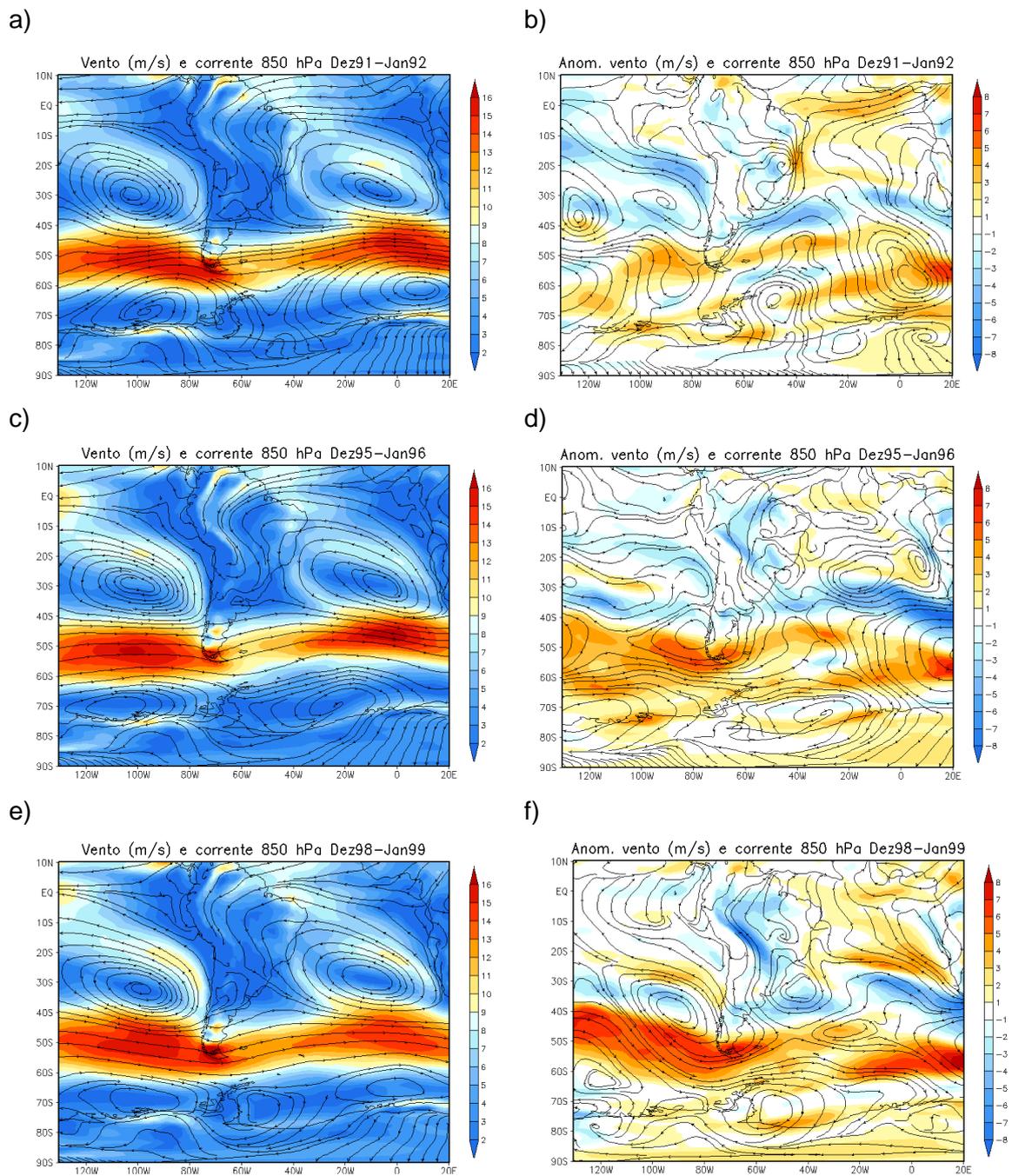


Figura 6.6 - Módulo da velocidade do vento ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) e linhas de corrente em 850 hPa e suas anomalias, média entre os meses de dezembro e janeiro anteriores aos extremos de captura. (a) Circulação associada ao extremo negativo de 1993, em (b) a anomalia em; (c) Circulação associada ao extremo positivo de 1997, em (d) a anomalia; (e) Circulação associada ao extremo negativo de 2000, em (f) a anomalia;

No nível de 500 hPa, observa-se o mesmo padrão observado em 850 hPa, para a anomalia negativa de altura geopotencial associado aos meses de dezembro de 91 e janeiro de 92, Figura 6.7.b, com um área de anomalia negativa sobre a parte sul da América do Sul e anomalia positiva sobre o Atlântico. A anomalia para o extremo negativo em 2000, Figura 6.7.f, apresenta um sinal intenso negativo que já havia sido identificado em baixos níveis, associado a uma região de baixa pressão, Figura 6.5.f. Com relação ao padrão de anomalias associado ao extremo positivo, nota-se que a área de anomalia negativa que foi identificado no nível de 850 hPa, encontra-se deslocada para oeste em níveis médios.

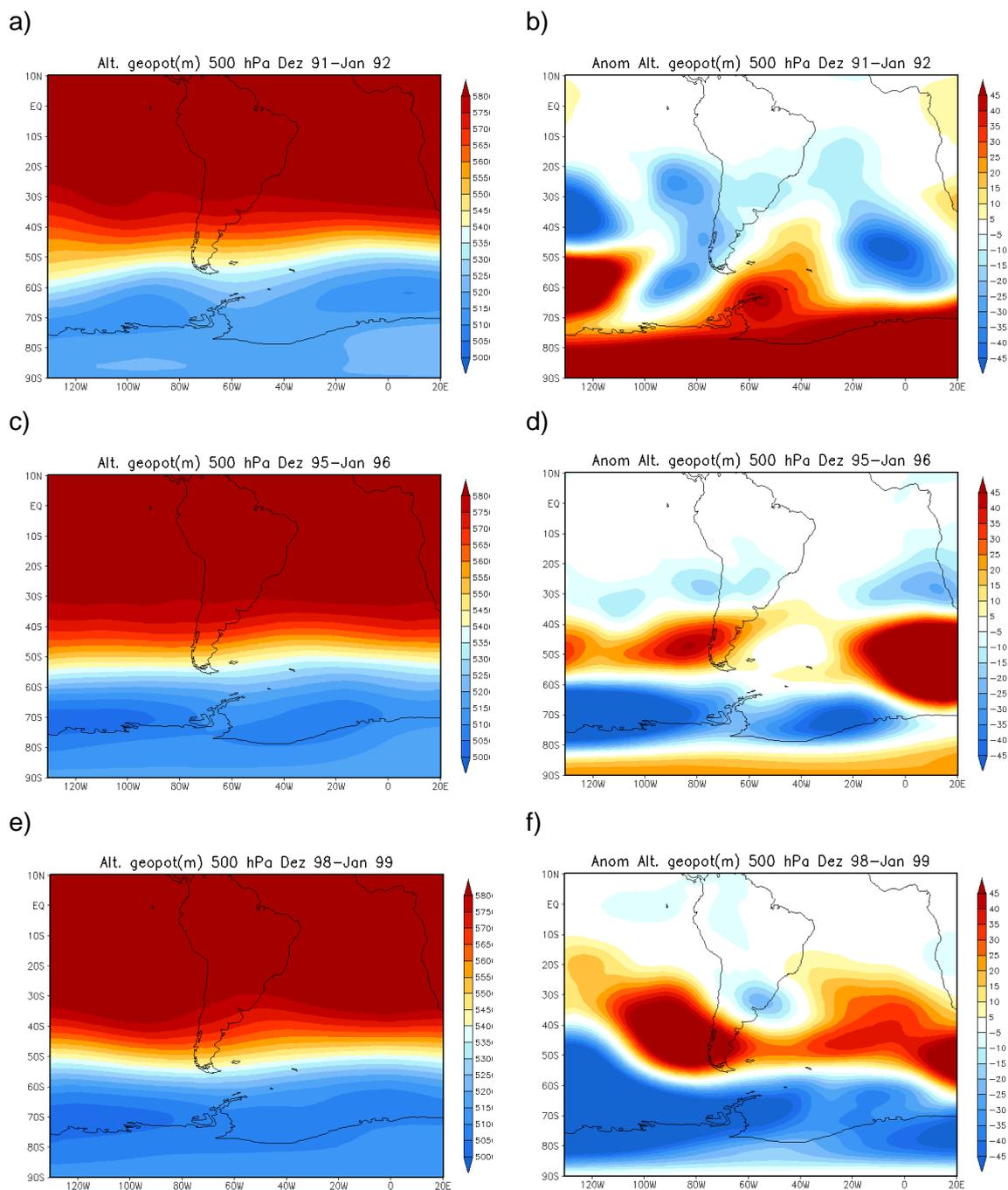


Figura 6.7 - Altura geopotencial (m) em 500 hPa e suas anomalias, média entre os meses de dezembro e janeiro anteriores aos extremos de captura. (a) Altura geopotencial associada ao extremo negativo de 1993, em (b) a anomalia em; (c) Altura geopotencial (m) associada ao extremo positivo de 1997, em (d) a anomalia; (e) Altura geopotencial (m) associada ao extremo negativo de 2000, em (f) a anomalia;

Em altos níveis, 250 hPa, um aspecto interessante a observar é que no campo de altura geopotencial, (Figura 6.8.e) associado ao extremo negativo de 2000, não é possível identificar a presença do Cavado do Nordeste, sinal este que é identificado para o extremo positivo (Figura 6.8.c) e também para o extremo negativo de 1993 (Figura 6.8.b). No campo de anomalia associado ao extremo negativo de 2000, Figura 6.8.f, para a região nordeste tem-se a presença de anomalia positiva de altura geopotencial, associado à circulação anticiclônica, o que indica que o Cavado do Nordeste tenha atuado abaixo da média climatológica, nos meses de dezembro e janeiro anteriores ao mínimo de captura em 2000. Quadro (1994) sugere que o Cavado do Nordeste pode contribuir para a manutenção de episódios de ZCAS, desta forma, pode-se inferir que a ausência do cavado do nordeste, ou menor atuação deste sistema, nestes meses favoreceria a uma menor atuação da Zona de Convergência do Atlântico Sul.

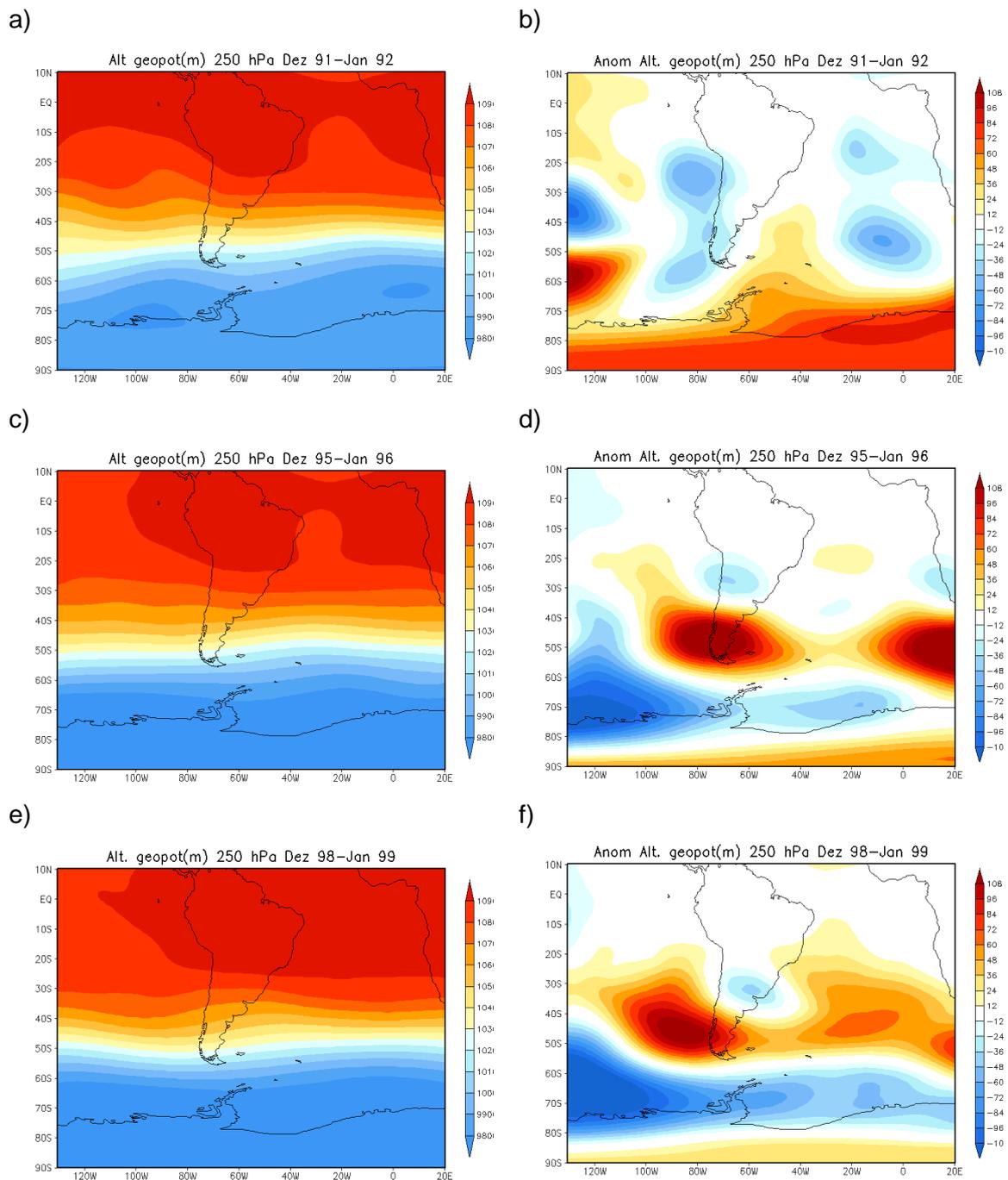


Figura 6.8 - Altura geopotencial (m) em 250 hPa e suas anomalias, média entre os meses de dezembro e janeiro anteriores aos extremos de captura. (a) Altura geopotencial associada ao extremo negativo de 1993, em (b) a anomalia em; (c) Altura geopotencial associada ao extremo positivo de 1997, em (d) a anomalia; (e) Altura geopotencial associada ao extremo negativo de 2000, em (f) a anomalia;

O campo de anomalias de vento zonal associado ao extremo negativo de 1993, Figura 6.9.d, não apresenta sinais intensos de anomalia na região de atuação do Jato Subtropical, sobre a América do Sul, entre as latitudes de 25° e 35°S. A análise do campo de anomalia de vento zonal em 250 hPa associado aos meses anteriores ao extremo positivo, Figura 6.9.d, apresenta anomalia negativa sobre o continente entre 30 e 40°S, o que pode indicar uma menor intensidade de atuação do jato. A análise associada ao extremo negativo em 2000 é semelhante, Figura 6.9.f, pois também ocorre a presença de uma região de anomalia negativa entre 30 e 40°S. No entanto, entre 20 e 30°S observa-se um sinal de anomalia positiva, sobre a parte sul da PCS, o que pode indicar que o Jato Subtropical esteve mais intenso durante estes meses.

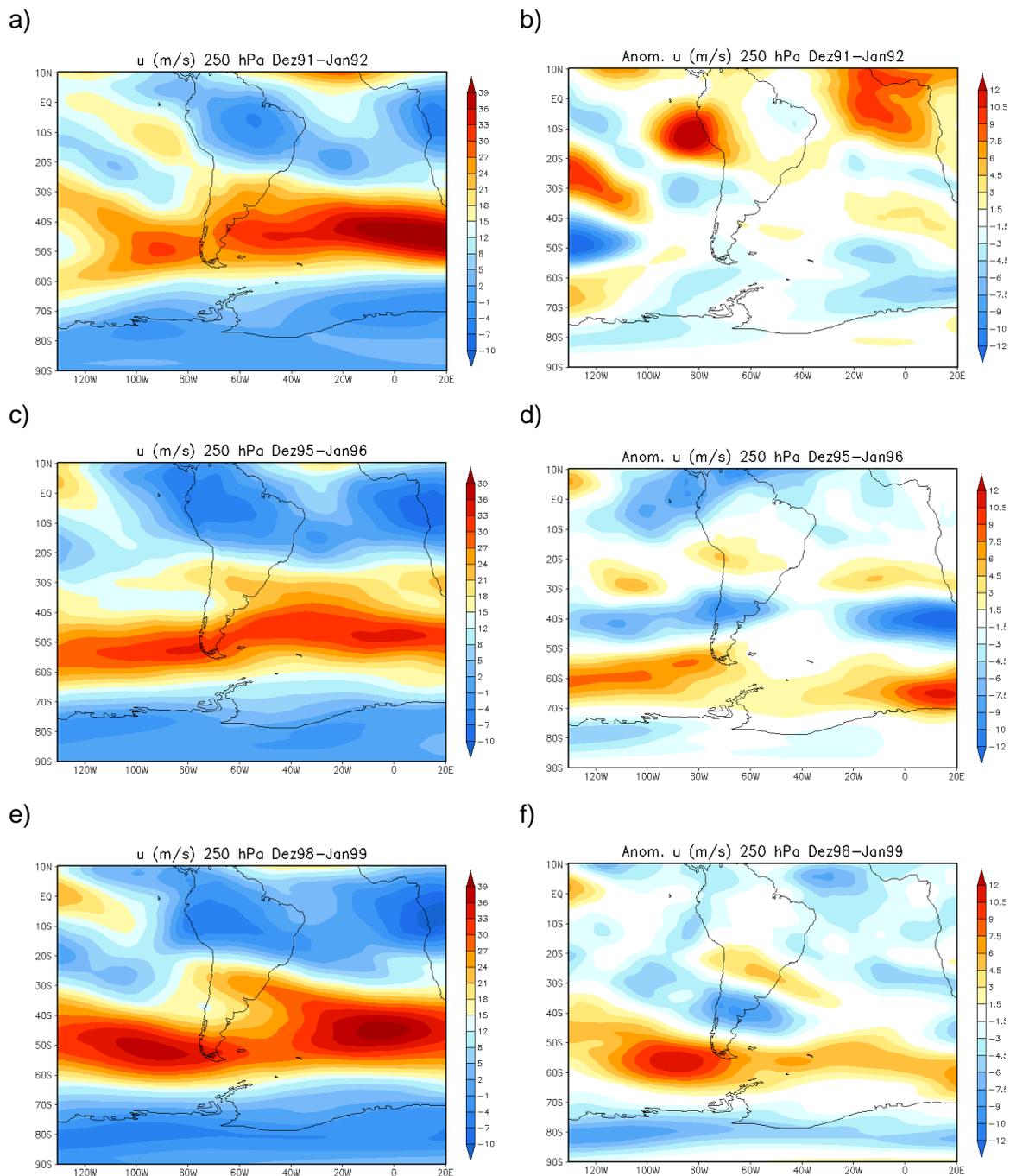


Figura 6.9 - Módulo da velocidade do vento zonal ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) em 250 hPa e suas anomalias, média entre os meses de dezembro e janeiro anteriores aos extremos de captura. (a) Vento zonal associado ao extremo negativo de 1993, em (b) a anomalia em; (c) Vento zonal associado ao extremo positivo de 1997, em (d) a anomalia; (e) Vento zonal associado ao extremo negativo de 2000, em (f) a anomalia;

A Figura 6.10 apresenta o campo de Radiação de Onda Longa Emergente e sua anomalia média para os meses de dezembro e janeiro anteriores aos três extremos de captura. A análise do campo de anomalia de ROLE associada ao extremo negativo de 1993, Figura 6.10.b, indica um forte sinal de anomalia positiva sobre a região Norte e Nordeste do Brasil. Para os meses que compõe esse campo a revista climanalise cita que no mês de dezembro de 91 não ocorreu à atuação da ZCAS, mas no mês de janeiro de 92 houve a atuação deste sistema em grande parte do mês. No entanto o campo anômalo médio de ROLE para os meses de dezembro e janeiro não apresenta sinais da atuação deste sistema.

Com relação aos meses de dezembro de 1995 e janeiro de 1996, (Figura 6.10.d), nota-se a presença de um sinal de anomalia negativa de ROLE sobre a PCS, o que indica a situação de maior cobertura de nuvens na região. Também é identificado sinais de anomalia positiva da variável sobre a parte norte da América do Sul. Para os meses anteriores ao extremo negativo de 2000, na região da faixa de ocorrência da ZCAS não a sinal de anomalia, somente ao norte da PCS é identificado um sinal de anomalia positiva de ROLE.

O campo de anomalia de precipitação, para os meses de dezembro e janeiro anteriores ao extremo negativo de 1993, Figura 6.11.b indica sinais de anomalia negativa (em vermelho) de precipitação sobre a PCS. Com relação à anomalia de precipitação associada ao extremo positivo de 1997, Figura 6.11.d, são observados sinais de anomalia positiva (em azul no mapa) sobre a PCS. O campo de precipitação média para os meses de dezembro de 95 e janeiro de 96, Figura 6.11.c, parece indicar uma maior precipitação na faixa em que ocorre a ZCAS, quando comparado ao campo de precipitação médio para os meses de dezembro e janeiro associados aos extremos negativos.

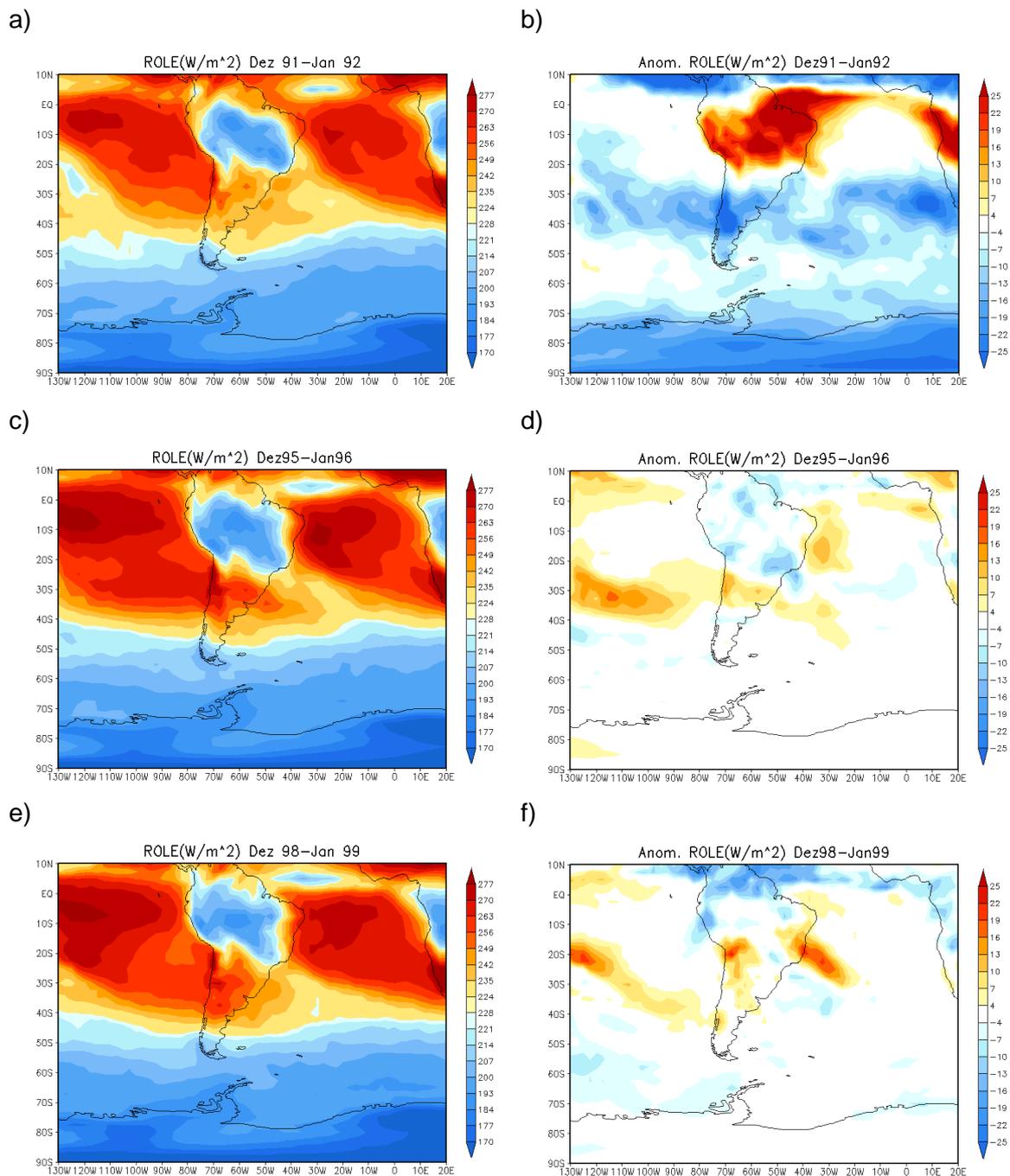


Figura 6.10 - Radiação de Onda Longa Emergente ($W \cdot m^{-2}$) e suas anomalias, média entre os meses de dezembro e janeiro anteriores aos extremos de captura. (a) ROLE associado ao extremo negativo de 1993, em (b) a anomalia em; (c) ROLE associado ao extremo positivo de 1997, em (d) a anomalia; (e) ROLE associado ao extremo negativo de 2000, em (f) a anomalia;

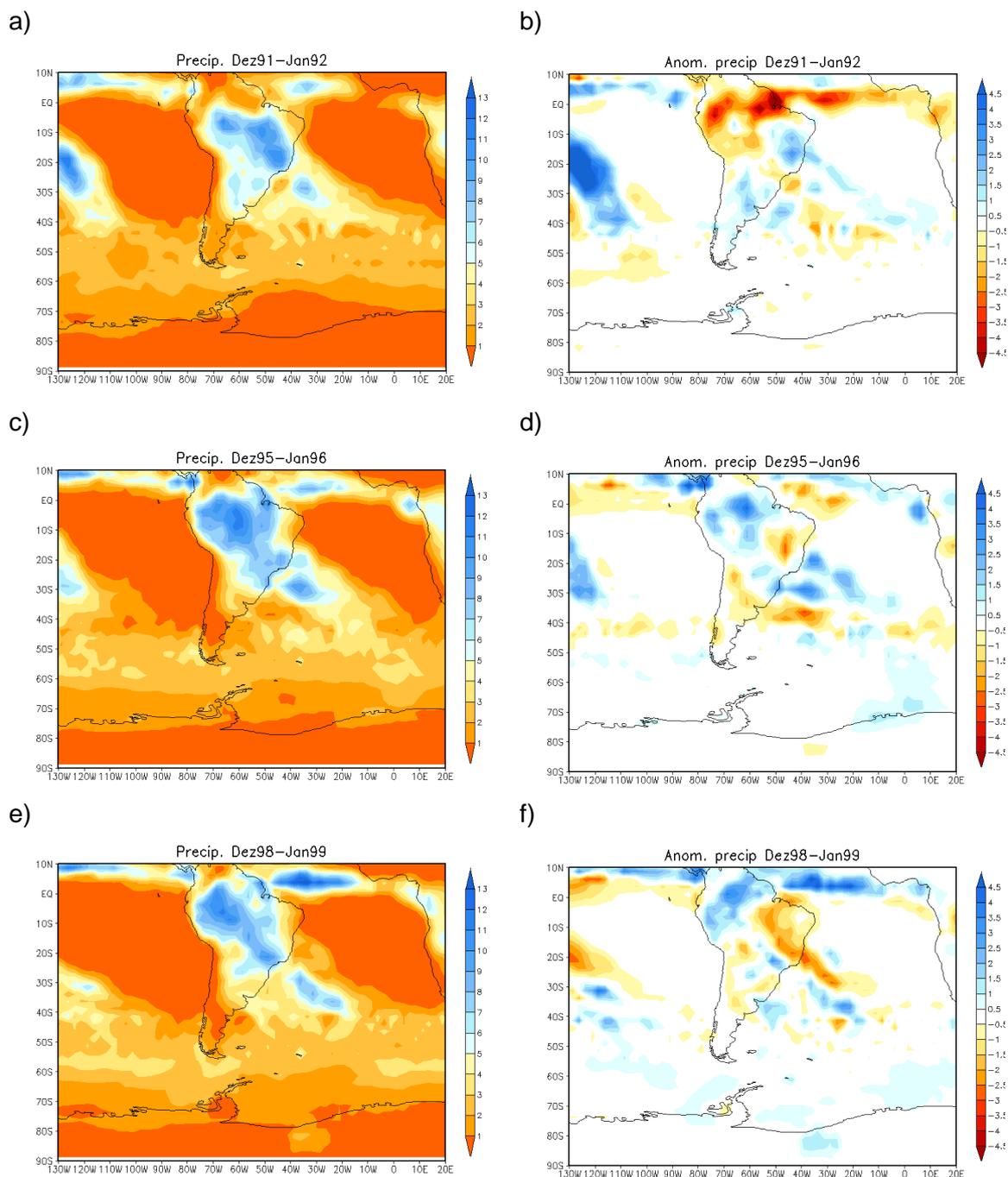


Figura 6.11 - Precipitação (mm. dia⁻¹) e suas anomalias, média entre os meses de dezembro e janeiro anteriores aos extremos de captura. (a) Precipitação associada ao extremo negativo de 1993, em (b) a anomalia em; (c) Precipitação associada ao extremo positivo de 1997, em (d) a anomalia; (e) Precipitação associado ao extremo negativo de 2000, em (f) a anomalia;

As informações contidas no boletim Climanálise, indicam que para os meses de dezembro de 95 e janeiro de 96 anteriores ao extremo positivo de captura, ocorreu uma maior frequência de episódios da Zona de Convergência do Atlântico Sul, quando comparados aos meses de dezembro e janeiro associados aos extremos negativos. A edição da revista para o mês de dezembro de 95 cita a atuação da ZCAS durante todo o mês, e durante o mês de janeiro de 96 também houve atuação do sistema entre os dias 1 e 11 e 16 a 21 de janeiro. O boletim cita que os sistemas frontais atuantes durante o mês de janeiro de 1995, permaneceram estacionários devido à presença do Cavado do Nordeste. E a ocorrência destes sistemas frontais intensificou a ZCAS. Já para o mês de dezembro de 98 não houve a configuração do fenômeno, e para o mês de janeiro de 1999 houve apenas um episódio de ZCAS. O campo de altura geopotencial em 250 hPa e de suas anomalias associados a estes meses, Figura 6.8, indicaram que o Cavado do Nordeste não atuou de forma intensificada durante esses meses, o que pode ter contribuído para a menor atuação da ZCAS.

A análise do episódio extremo positivo de captura em 1997, e dos dois extremos negativos, em 1993 e 2000, concorda com alguns aspectos apresentados na análise dos compostos. As análises indicam que durante o período da desova um aumento na frequência dos sistemas frontais que sobre a PCS induzem a uma alteração no padrão de ventos da região, o que leva a uma mudança na intensidade e direção do transporte de Ekman e também no índice de mistura da região. Isto foi possível concluir uma vez que, durante os meses de dezembro e janeiro anteriores ao extremo positivo de 1997, houve a ocorrência de um número maior de sistemas frontais sobre o Brasil, sendo que alguns permaneceram semiestacionários. Para o mesmo período no campo de tensão do vento foi verificada uma área de circulação anômala ciclônica na parte sul da PCS, que parece ser associada ao ciclone identificado em 850 hPa no campo anômalo de altura geopotencial e circulação (Figura 6.5.d e Figura 6.6.d). Neste caso essa anomalia ciclônica a sul da PCS, parece ter provocado

uma mudança na direção de atuação da tensão do vento à superfície do mar, com isto, o padrão de transporte e mistura destes meses foi menos intenso do que o padrão associado aos anos extremos negativos.

O estudo dos três casos extremos de captura indica que a ocorrência de um alto transporte e alta mistura, no período da desova acarreta uma menor captura no ano seguinte, o que pode ser explicado pela teoria de Bakun e Parrish (1990), em que os autores citam que o excesso de mistura e transporte poderia destruir as partículas de alimentos e contribuir para a dispersão de ovos e larvas. No entanto se o transporte e a mistura permanecem próximos da média climatológica, como o que ocorreu nos meses anteriores ao extremo positivo de 1997, a desova da Sardinha-verdadeira parece ser bem sucedida, e a captura no ano seguinte tende a ser maior.

Com relação à associação entre os eventos extremos de captura da Sardinha-verdadeira e episódios de El Niño Oscilação Sul (ENOS), segundo o registro do Boletim climático Climanálise, os meses de dezembro de 1991 e janeiro de 1992 foram meses em que as águas do Pacífico central estiveram mais quentes que o normal, isto é, fase quente do evento (El Niño). Os meses de dezembro e janeiro associados ao extremo positivo de captura em 1997, e os meses de associados ao extremo negativo de 2000 foram meses da fase fria do fenômeno (La Niña).

A Tabela 6.1 apresenta os valores do Índice Niño Oceânico (INO) associados ao período de desova anterior a todos os eventos extremos estudados neste trabalho. Os valores do índice acima de 0.5 (anomalia positiva de TSM de 0.5°C) indicam evento de El Niño e abaixo de -0.5 (anomalia de negativa de TSM de 0.5°C) referem-se a La Niña. Nesta tabela são apresentados os valores do índice para o trimestre, dezembro, janeiro e fevereiro. Com a análise dos valores deste índice nota-se que, dos períodos de desova relacionados aos eventos extremos positivos de captura três ocorreram em anos de La Niña

(valores em azul na Tabela 6.1) e três em anos de El Niño (valores em vermelho na Tabela 6.1). Ao analisar os períodos de desova associados aos extremos negativos, verifica-se que quatro ocorreram em eventos de El Niño e três em La Niña. Com isso, não foi possível associar a ocorrência de El Niño ou La Niña durante o período da desova a maior ou menor captura, uma vez que, a ocorrência da fase fria ou quente do fenômeno ocorre tanto em anos extremos positivos quanto em anos extremos negativos.

Tabela 6.1 – Índice Niño Oceânico (INO) para o trimestre (dez-jan-fev) associado ao período de desova anterior aos eventos extremos de captura. Os valores em azul na tabela referem-se a eventos de La Niña (anomalias de TSM abaixo de -0.5), em vermelho El Niño (anomalias de TSM acima de 0.5), em preto anos normais.

Extremos positivos		Extremos negativos	
<i>Dez-Jan-Fev</i>	<i>INO</i>	<i>Dez-Jan-Fev</i>	<i>INO</i>
1971-1972	-0.7	1968-1969	1.0
1972-1973	1.8	1974-1975	-0.6
1981-1982	0.0	1980-1981	-0.3
1982-1983	2.3	1986-1987	1.2
1984-1985	-0.9	1988-1989	-1.7
1994-1995	1.2	1991-1992	1.8
1995-1996	-0.7	1997-1998	2.3
1996-1997	-0.4	1998-1999	-1.4

Fonte: NCEP-NOAA a partir dos dados do ERSST versão 3.

7 CONCLUSÃO

O interesse principal desta dissertação foi avaliar sob o ponto de vista oceânico e atmosférico os extremos de captura da Sardinha-verdadeira.

Na etapa de análise climatológica do oceano a principal diferença notada entre este estudo e os resultados de Bakun e Parrish (1990) foi o intenso gradiente de mistura na área interna da PCS, padrão este não apresentado pelos autores. Os contrastes entre as climatologias podem ser atribuídos a diferença de qualidade entre os dados empregados. Nesta dissertação foram utilizados conjuntos de dados modernos produzidos pela combinação de informações observacionais e resultados de modelos numéricos. No trabalho de Bakun e Parrish (1990) é citado que os dados de velocidade do vento utilizados no estudo continham erros, principalmente na porção sul da PCS, local em que foram encontradas as maiores diferenças entre os resultados.

As principais características atmosféricas para os meses de dezembro e janeiro, como a presença da Zona de Convergência do Atlântico Sul, e em altos níveis o Cavado do nordeste e a Alta da Bolívia foram identificadas com a avaliação da climatologia destes meses.

Os compostos para os anos extremos positivos e negativos de captura resultaram em diferenças marcantes entre o padrão médio do ambiente no período de desova associado aos anos de alta e baixa captura. Os compostos oceânicos indicaram que os anos negativos de captura em média são precedidos por um excesso de transporte de Ekman na parte norte da PCS e um maior índice de mistura do meio. Já os anos positivos são associados à presença de transporte de Ekman e mistura próximos da média climatológica. Ao analisar casos específicos este padrão foi confirmado, uma vez que os anos extremos negativos de 1993 e 2000 tiveram no período de desova correspondente, um excesso de mistura e transporte na parte norte da PCS.

Os compostos atmosféricos indicaram que no período de desova associado aos anos extremos positivos houve uma maior frequência de episódios de ZCAS, ou episódios mais intensos, que podem ter sido intensificados por bloqueios atmosféricos e passagens de sistema frontais. Esses padrões da atmosfera causariam uma mudança do padrão de ventos na PCS. Com isso o transporte de Ekman e o índice de mistura seriam menos intensos nesses anos, quando comparado ao padrão associados aos extremos negativos. Um padrão de transporte e mistura próximo do normal não levaria à dispersão de ovos e larvas da Sardinha-verdadeira ou a destruição das partículas de alimentos, e seria suficiente para garantir o aporte de alimentos das regiões mais profundas. Sendo estas considerações formuladas com base na discussão apresentada por Bakun e Parrish (1990), em que um excesso de transporte e mistura no meio seria prejudicial às fases iniciais do ciclo de vida de espécies como a Sardinha-verdadeira, pois poderia provocar a dispersão de ovos e larvas e dificultar o acesso dos indivíduos aos alimentos.

Quanto à verificação da relação entre os eventos ENOS durante o período de desova da espécie e os extremos de captura, não foi encontrada uma associação, uma vez que ocorreram episódios de El Niño e La Niña tanto em anos positivos como em anos negativos de captura.

Como sugestão de análise futura sugere-se a avaliação de mais casos extremos específicos, a fim de esclarecer a relação entre eventos de ZCAS e os extremos de captura da Sardinha-verdadeira. Além disso, os resultados aqui apresentados avaliaram apenas os meses indicados na literatura como período de desova da espécie. No entanto, outras fases do ciclo reprodutivo da Sardinha-verdadeira são cruciais para a abundância da espécie. Desta forma sugere-se que em trabalhos futuros sejam exploradas as características oceânicas e atmosféricas presentes em outras fases do ciclo de vida da

espécie, como a etapa de recrutamento que acontece entre os meses de junho e agosto.

Com esse trabalho espera-se ter contribuído para que no futuro possam ser efetuadas melhorias no planejamento pesqueiro da Sardinha-verdadeira. Melhorias essas que conduzam a exploração sustentável da espécie, isto é, sem levar a sua extinção e sem afetar uma importante atividade econômica do país.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ADLER, R.F.; HUFFMAN, G.J.; CHANG, A.; FERRARO, R.; XIE, P.; JANOWIAK, J.; RUDOLF, B.; SCHNEIDER, U.; CURTIS, S.; BOLVIN, D.; GRUBER, A.; SUSSKIND, J.; ARKIN, P.; NELKIN, E. The Version 2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation Analysis (1979-Present). **Journal of Hydrometeorology**, v. 4, n.6, p. 1147-1167, 2003.

ANDRADE, K. M. **Climatologia e comportamento dos sistemas frontais sobre a América do Sul**. 2005. 185 p. (INPE-14056-TDI/1067). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2005. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2005/06.15.17.12>>. Acesso em: 10 jan. 2009.

BAKUN, A. Ocean triads and radical interdecadal variation: bane and boon to scientific fisheries management. In: PITCHER, T. J.; HART, P. J.; PAULY, D. **Reinventing Fisheries Management**. London: Kluwer Academic Publishers, 1998.

BAKUN, A.; PARRISH, R. H. Comparative studies of coastal pelagic fish reproductive habitats: the Brazilian sardine (*Sardinella aurita*). **J. Cons. Int. Mer**, v. 46, p. 269-283, 1990.

CAMPOS, E. J. D.; VELHOTE, D.; SILVEIRA, I. C. A. Shelf break upwelling driven by Brazil Current cyclone meanders. **Geophysical Research Letters**, v. 2, n. 9, p. 751-74, 2000.

CARTON, J.; GIESE, B. S. SODA: A reanalysis of Ocean Climate. **Journal of Geophysical Research-Oceans**, p. 1-32, 2005.

CASARIN, D. P. **Um estudo observacional sobre os sistemas de bloqueio no Hemisfério Sul**. 1982. 82 p. (INPE-2638-TDL/114). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 1982. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2005/06.27.16.55>>. Acesso em: 13 nov. 2008.

CASTRO, B. M.; LORENZETTI, J.A.; SILVEIRA, I. C. A.; MIRANDA, L. B. Estrutura termohalina e circulação na região entre o Cabo de São Tomé (RJ) e o Chuí (RS). In: ROSSI-WONGTSCHOWSKI, C. L. B.; MADUREIRA, L. S. **O ambiente oceanográfico da Plataforma Continental e do Talude na Região Sudeste-Sul do Brasil**. São Paulo: Edusp – Editora da Universidade de São Paulo, 2006. p. 472. ISBN 85-314-0948-9.

CAVALCANTI, I. F. A. **Casos de intensa precipitação nas regiões Sul e Sudeste no período de inverno de 1979 a 1983**. CPTEC/INPE, 1985.

CERGOLE, M. C. Stock assessment of the Brazilian sardine, *Sardinella brasiliensis*, of the south-eastern Coast of Brazil. **Scientia Marina**, v. 59, p. 597-610, 1995.

CERGOLE, M. C.; ROSSI-WONGTSCHOWSKI, C. L. B. *Sardinella Brasiliensis* (Steindachner, 1879). In: CERGOLE, M. C.; ÁVILA-DA-SILVA, A. O.; ROSSI-WONGTSCHOWSKI, C. L. B. **Análise das principais pescarias comerciais da região Sudeste-Sul do Brasil**: dinâmica populacional das espécies em exploração. São Paulo: Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, 2005. p.176. ISBN 85-98729-05-1.

CHAVES, R. R. ; NOBRE, P. Interactions between the South Atlantic Ocean and the atmospheric circulation over South America. **Geophysical Research Letters**, v. 31, p. 1-4, 2004.

CLIMANÁLISE: Boletim de Monitoramento e Análise Climática, São José dos Campos: Gráfica do INPE, v.6, n.12. Dez 1991. Periodicidade (mensal).

CLIMANÁLISE: Boletim de Monitoramento e Análise Climática, São José dos Campos: Gráfica do INPE, v.7, n.1. Jan 1992. Periodicidade (mensal).

CLIMANÁLISE: Boletim de Monitoramento e Análise Climática, São José dos Campos: Gráfica do INPE, v.10, n.12. Dez 1995. Periodicidade (mensal).

CLIMANÁLISE: Boletim de Monitoramento e Análise Climática, São José dos Campos: Gráfica do INPE, v 11, n.1. Jan 1996. Periodicidade (mensal).

CLIMANÁLISE: Boletim de Monitoramento e Análise Climática, São José dos Campos: Gráfica do INPE, v.13, n.12. Dez 1998. Periodicidade (mensal).

CLIMANÁLISE: Boletim de Monitoramento e Análise Climática, São José dos Campos: Gráfica do INPE, v.14, n.1. Jan 1999. Periodicidade (mensal).

CLIMATE PREDICTION CENTER. **Oceanic Index Niño (INO)**. Disponível em: http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyear_s.shtml Acesso em: 12 jan 2009.

CRUZ, G. S. **Manutenção zonal da corrente de jato sobre a América do Sul**. 1998. 100 p. (INPE-9656-TDI/849). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 1998. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2003/05.05.13.22>>. Acesso em: 20 nov. 2008.

CURY, P.; ROY, C. Optimal Environmental Window and Pelagic Fish Recruitment Success in Upwelling Areas. **Can. J. Fish. Aquat. Sci.**, v. 46, p. 670-680, 1989.

CURY, P. M.; SHIN, Y-J.; PLANQUE, B.; DURANT, J. M.; FROMENTIN, J-M.; KRAMER-SHADET, S.; STENSETH, N.C.; TRAVERS, M.; GRIMM, V. Ecosystem oceanography for global change in fisheries. **Trends in Ecology and Evolution**, v. 2, n. 6, p. 338-346, 2008.

CUSHING, D. H. Plankton Production and Year-class strength in Fish populations: an Update of the Match/Mismatch Hypothesis. **Advances in marine biology**, v.26, p. 250-293, 1990.

DE ALMEIDA, R. A. F.; NOBRE, P.; HAARSMA, R. J.; CAMPOS, E. J. D. Negative ocean atmosphere feedback in the South Atlantic Convergence Zone. **Geophysical Research Letters**, v. 34, p. 1-5, 2007.

EKMAN, V. W. On the influence of the earth's rotation on ocean currents. Arkiv for Matematik Astronomy och Fysik, v.2, n. 11, p. 1-55 apud BAKUN, A.; PARRISH, R. H. Comparative studies of coastal pelagic fish reproductive habitats: the Brazilian sardine (*Sardinella aurita*). **J. Cons. Int. Mer**, v. 46, p. 269-283, 1990.

Food and Agriculture Organization of the United Nations. **Sardinella brasiliensis Capture**. Disponível em: <<http://www.fao.org/fishery/species/2090>>. Acesso em: 23 mar 2009.

FIGUEROA, S. N.; SATYAMURTY, P.; SILVA DIAS, P. L. Simulations of the Summer circulation over the South American Region with an Eta Coordinate Model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, n. 10, p. 1573-1584, 1995.

Fish Base. Disponível em: <<http://www.fishbase.org/Summary.php?ID=1505&genusname=Sardinella&speciesname=janeiro>>. Acesso em: 29 jan. 2009.

FRANCHITO, S. H.; RAO, V. B.; STECH, J. L.; LORENZZETTI, J. A. The effect of coastal upwelling on the sea-breeze circulation at Cabo Frio, Brasil: a numerical experiment. **Annales Geophysicae**, v. 16, p. 866-881, 1998.

FRANCHITO, S. H.; RAO, V. B.; ODA, T. O.; CONFORTE, J. C. An observational study of the evolution of the atmospheric boundary-layer over Cabo Frio, Brazil. **Annales Geophysicae**, v. 25, p. 1735-1744, 2007.

FUENTES, M. V. **Climatologia de bloqueios próximos a América do Sul seus efeitos**. p.70. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1997.

HOLTON, J. R. **An introduction to dynamic meteorology**. Elsevier Academic press, 4 ed, p.519, 2004. ISBN: 0-12-354015-1

HAZIN, F.; TRAVASSOS, P.; COSTA, H.; SERAFIN, C. F. S. **A marinha no contexto da atividade pesqueira no Brasil**. Revista Marítima Brasileira, v. 127, n.01/03, p.143-158, 2007.

JABLONSKI, S. **Modelos não paramétricos e sistemas especialistas na avaliação de influências dos fatores ambientais sobre recursos pesqueiros: O caso da sardinha-verdadeira (*Sardinella brasiliensis*)**. Tese (Doutorado em Ciências em Planejamento Energético) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2003.

JABLONSKI, S.; LEGEY, L. F. L. Quantifying environmental effects on the recruitment of Brazilian sardine (*Sardinella brasiliensis*), 1977-1993. **Scientia Marina**, v. 68, p. 385-398, 2004.

KATSURAGAWA, M.; MUELBERT, J. H.; DIAS, J. F. O ictioplâncton na região entre o Cabo de São Tomé (RJ) e o Chuí (RS). In: ROSSI-WONGTSCHOWSKI, C. L. B.; MADUREIRA, L. S. **O ambiente oceanográfico da Plataforma Continental e do Talude na Região Sudeste-Sul do Brasil**. São Paulo: Edusp – Editora da Universidade de São Paulo, 2006. p. 472. ISBN 85-314-0948-9.

KAYANO, M. T.; KOUSKY, V. E.; Southern Hemisphere blocking: A comparison between two indices. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v.42, p. 165-170, 1990.

KODAMA, Y. Large-Scale Common Features of Subtropical Precipitation Zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ). Part I: Characteristics of Subtropical Frontal Zones. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v.70, n. 4, p. 813-841, 1992.

KOUSKY, V. E.; GAN, M. A. Vórtices ciclônicos da alta troposfera no oceano Atlântico Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 1, p. 19-28, 1986.

KOUSKY, V. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.3, p. 217-231, 1988.

LEGENÅS, H. Characteristics of southern hemisphere blocking as determined from a time series of observational data. **Quartely Journal Royal Meteorology Society**, v. 110, p. 967-979, 1984.

LASKER, R. Field criteria for survival of Anchovy Larvae: The relation between inshore chlorophyll maximum layers and successful first feeding. **Fishery Bulletin**, v. 73, n. 3, p. 453-462, 1975.

LIEBMANN, B.; SMITH, C. A. Description of a Complete (Interpolated) Outgoing Longwave Radiation Dataset. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, n. 6, p. 1275-1277, 1996.

MATSUURA, Y. **Estudo comparativo das fases iniciais do ciclo de vida da Sardinha-Verdadeira, *Sardinella brasiliensis* e da Sardinha-cascuda, *Harengula jaguana*, (Pisces: Clupeidae) e nota sobre a dinâmica da população da Sardinha-verdadeira na região sudeste do Brasil.** p. 150 . Tese (Livre docência Departamento de Oceanografia Biológica) – Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, 1983.

MATSUURA, Y. Estimativa de taxa de exploração, recrutamento e biomassa do estoque da sardinha-verdadeira, *Sardinella Brasiliensis*, na Região Sudeste do Brasil. **Ciência e Cultura**, v. 38, p. 893-904, 1986.

MATSUURA, Y. Contribuição ao estudo da estrutura oceanográfica a Região Sudeste entre Cabo Frio (RJ) e Cabo de Santa Marta Grande (SC). **Ciência e Cultura**. v. 38, p. 1439-1449, 1986.

MATSUURA, Y. A probable cause of recruitment failure *Sardinella Aurita* population during the 1974/75 spawning season. **South African Journal of Marine Science**, v. 17, p. 29-35, 1996.

MATSUURA, Y. 1998. Brazilian sardine (*Sardinella brasiliensis*) spawning in the southeast Brazilian Bight over the period 1976-1993. **Revista Brasileira de Oceanografia**, v. 46, p. 33-43, 1998.

MEYER, P. L. **Probabilidade** Aplicações à Estatística. Rio de Janeiro: Livro Técnico S. A, 1969, p.361.

PAES, E. T.; MORAES, L. E. S. A new hypothesis on the influence of the El Niño/La Niña upon the biological productivity, ecology and fisheries of the Southern Brazilian Bight. **PANAMJAS – Pan American Journal of Aquatic Sciences**, nº2, 94-102, 2007.

PEZZI, L. P.; CAVALCANTI, I. F. A. **O jato subtropical sobre a América do Sul no período de 1980 a 1989.** Anais do VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, 1994.

PEZZI, L. P.; ROSA, M. B.; BATISTA, N. M. A corrente de jato subtropical a América do Sul. **Climanálise – Boletim de Monitoramento e Análise**

Climática, v. online, n. Especial 10 anos, 1996. 10 anos. CPTEC/INPE, 1996. (INPE-11877-PRE/7224). Disponível em: <<http://tucupi.cptec.inpe.br/products/climanalise/cliesp10a/jatclim.html>>. Acesso em: 10 fev. 2008.

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B. Variabilidade de meso-escala e interação Oceano-Atmosfera no Atlântico Sudoeste. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA DIAS, M. A.; JUSTI, M. J. **Tempo e clima no Brasil**. Editora Oficina de Textos (in press).

QUADRO, M. F. L. **Estudo de episódios de zonas de convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre a América do Sul**. 1993. 124 p. (INPE-6341-TDI/593). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 1993. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/MTC-m13@80/2005/08.26.14.10>>. Acesso em: 13 abr. 2008.

ROBERTSON, A. W.; MECHOSO, C. R. Interannual and Interdecadal Variability of the South Atlantic Convergence Zone. **Monthly Weather Review**, v. 128, p. 2947-2957, 2000.

RODRIGUES, R. R.; LORENZZETTI, J. A. A numerical study of the effects of bottom topography and coastline geometry on the Southeast Brazilian coastal upwelling. **Continental Shelf Research**, v. 21, p. 371-394, 2001.

SACCARDO, S. A.; ROSSI-WONGTSCHOWSKI, C. M. D. B. Biologia e avaliação do estoque da sardinha *Sardinella Brasiliensis*: Uma compilação. **Atlântica**, nº13, p. 29-43, 1991.

SATYAMURTY, P.; NOBRE, C. A.; SILVA DIAS, P. L. South America. **Meteorological Monographs**. p. 119-139, 1998.

SILVA, G. L.; DOURADO, M. S.; CANDELLA, R. N. Estudo preliminar da ressurgência na região de Cabo Frio. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 14., 2006, Florianópolis. **Anais** do XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia. Rio de Janeiro: SBmet, 2006.

SINCLAIR, M. **Marine populations**: an essay on population regulation and speciation. Washington Press, 1988.

SMITH, T. M.; REYNOLDS, R. W. A Global merged Land – Air – Sea Surface Temperature reconstruction Based on historical observation (1880-1997). **Journal of Climate**, v. 18, p. 2021-2036, 2005.

SMITH, T. M.; REYNOLDS, R. W.; PETERSON, T. C.; LAWRIMORE, J. Improvements to NOAA's Historical merged Land Ocean surface temperature analysis (1880-2006). **Journal of Climate**, v. 21, p. 2283-2296, 2008.

SUNYÉ, P. S.; SERVAIN, J. Effects of seasonal variations in meteorology and oceanography on the Brazilian sardine fishery. **Fisheries Oceanography**. nº 7, p. 89-100, 1998.

TOMCZAK, M.; GOFREY, J. S. **Regional oceanography**: an introduction. 2002. Disponível em: <http://www.lei.furg.br/ocfis/mattom/regoc/pdfversion.html>. Acesso em: 15/08/2007.

UPPALA, S. M.; KALLBERG, P. W.; SIMMONS, A. J.; ANDRAE, U.; DA COSTA BECHTOLD, V.; FIORINO, M.; GIBSON, J. K.; HASELER, J.; HERNANDEZ, A.; KELLY, G. A.; LI, X.; ONOGI, K.; SAARINEN, SOKKA, N.; ALLAN, R. P.; ANDERSSON, E.; ARPE, K.; BALMASEDA, M. A.; BELJAARS, A. C. M.; VAN DE BERG, L.; BIDLOT, J.; BORMANN, N.; CAIRES, S.; CHEVALLIER, DETHOF, A.; DRAGOSAVAC, M.; FISHER, M.; FUENTES, M. V.; HAGEMANN, S.; HÓLM, E.; HOSKINS, B. J.; ISAKSEN, L.; JANSSEN, P. A. E. M.; JENNE, R.; MCNALLY, A. P.; MAHFOUF, J. F.; MORCLETTE, J. J.; RAYNER, N. A.; SAUNDERS, R. W.; SIMON, P.; STERL, A.; TRENBERTH, K. E.; UNTCH, A.; VASILJEVIC, D.; VITERBO, P.; WOOLLEN, J. The ERA-40 re-analysis. **Quarterly Journal of the Meteorological**, v. 131, n. 612, p. 2961-3012, 2005.

VIANELLO, R. L.; ALVES, A. R. **Meteorologia básica e aplicações**. Universidade Federal de Viçosa. Imprensa Universitária. Minas Gerais, 1991.

WAINER, I.; TASHETTO, A. S. Climatologia na região entre o Cabo de São Tomé (RJ) e o Chuí (RS). Diagnóstico para os períodos relativos aos levantamentos pesqueiros do programa revizee. In: ROSSI-WONGTSCHOWSKI, C. L. B.; MADUREIRA, L. S. **O ambiente oceanográfico da Plataforma Continental e do Talude na Região Sudeste-Sul do Brasil**. São Paulo: Edusp – Editora da Universidade de São Paulo, 2006. p. 472. ISBN 85-314-0948-9.

APÊNDICE A – DADOS DE CAPTURA E RETIRADA DE TENDÊNCIA

Tabela A.1 – Retirada de tendência dos dados de captura.

Anos	y = Captura (mil ton)	x	yr = -4,1691.x + 174,55	y - yr
1970	133,73	1,00	170,38	-36,65
1971	159,01	2,00	166,21	-7,20
1972	168,59	3,00	162,04	6,55
1973	225,18	4,00	157,87	67,31
1974	174,90	5,00	153,70	21,19
1975	134,42	6,00	149,54	-15,11
1976	103,97	7,00	145,37	-41,39
1977	143,78	8,00	141,20	2,58
1978	142,90	9,00	137,03	5,87
1979	147,69	10,00	132,86	14,83
1980	144,47	11,00	128,69	15,78
1981	110,58	12,00	124,52	-13,94
1982	97,65	13,00	120,35	-22,70
1983	137,65	14,00	116,18	21,47
1984	135,51	15,00	112,01	23,50
1985	122,43	16,00	107,84	14,58
1986	124,62	17,00	103,68	20,94
1987	90,11	18,00	99,51	-9,39
1988	64,33	19,00	95,34	-31,00
1989	77,14	20,00	91,17	-14,03
1990	31,68	21,00	87,00	-55,31
1991	63,51	22,00	82,83	-19,32
1992	64,04	23,00	78,66	-14,62
1993	49,37	24,00	74,49	-25,12
1994	83,59	25,00	70,32	13,27
1995	60,41	26,00	66,15	-5,74
1996	97,04	27,00	61,98	35,05
1997	117,58	28,00	57,82	59,77
1998	83,19	29,00	53,65	29,54
1999	27,46	30,00	49,48	-22,02
2000	20,26	31,00	45,31	-25,05
2001	47,50	32,00	41,14	6,36

Os coeficientes da equação da reta (Equação 1) empregada no ajuste de tendência linear foram obtidos por meio do Método dos Mínimos Quadrados (MMQ):

$$y = ax + b \quad (1)$$

Onde:

y são os valores de captura em mil toneladas;

a é o coeficiente angular;

x é o tempo (anos de captura);

b é o coeficiente linear;

As equações para o cálculo dos coeficientes da equação da reta foram obtidas a partir de Meyer (1969). O coeficiente angular calculado pelo MMQ é dado por:

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

Onde:

$$\bar{x} = \frac{\sum_{i=1}^n x_i}{n} \quad (3)$$

Onde:

n é o número de anos;

i é o contador do número de anos;

O coeficiente linear é dado por:

$$b = \bar{y} - a\bar{x} \quad (4)$$

$$\bar{y} = \frac{\sum_{i=1}^n y_i}{n} \quad (5)$$

Com o emprego das equações acima foi obtida a equação do ajuste de tendência linear aos dados de captura:

$$y_r = -4.1691x + 174.55 \quad (6)$$

PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE

Teses e Dissertações (TDI)

Teses e Dissertações apresentadas nos Cursos de Pós-Graduação do INPE.

Manuais Técnicos (MAN)

São publicações de caráter técnico que incluem normas, procedimentos, instruções e orientações.

Notas Técnico-Científicas (NTC)

Incluem resultados preliminares de pesquisa, descrição de equipamentos, descrição e ou documentação de programa de computador, descrição de sistemas e experimentos, apresentação de testes, dados, atlas, e documentação de projetos de engenharia.

Relatórios de Pesquisa (RPQ)

Reportam resultados ou progressos de pesquisas tanto de natureza técnica quanto científica, cujo nível seja compatível com o de uma publicação em periódico nacional ou internacional.

Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)

São propostas de projetos técnico-científicos e relatórios de acompanhamento de projetos, atividades e convênios.

Publicações Didáticas (PUD)

Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.

Publicações Seriadas

São os seriados técnico-científicos: boletins, periódicos, anuários e anais de eventos (simpósios e congressos). Constam destas publicações o Internacional Standard Serial Number (ISSN), que é um código único e definitivo para identificação de títulos de seriados.

Programas de Computador (PDC)

São a seqüência de instruções ou códigos, expressos em uma linguagem de programação compilada ou interpretada, a ser executada por um computador para alcançar um determinado objetivo. São aceitos tanto programas fonte quanto executáveis.

Pré-publicações (PRE)

Todos os artigos publicados em periódicos, anais e como capítulos de livros.