

Fundação Universidade do Rio Grande
Programa de Pós Graduação em Oceanografia Física, Química e
Geológica

Padrões de variabilidade temporal nas
forçantes da circulação e seus efeitos
na dinâmica da Lagoa dos Patos, Rio
Grande do Sul, Brasil

Wilian Correa Marques

Trabalho requerido pelo Curso de
Pós Graduação em Oceanografia
Física, Química e Geológica como
parte das exigências para a
obtenção do título de mestre.

Orientador: Dr. Osmar Olinto Möller Jr.

Esta dissertação é dedicada à
Karen e Murilo.

Agradecimentos

Gostaria de agradecer ao meu orientador Prof. Dr. Osmar Olinto Möller Jr. pelo suporte concedido para a realização do trabalho.

A CAPES (Conselho de Aperfeiçoamento de Pessoal de Ensino Superior) pela concessão da bolsa de mestrado.

A Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) pela disponibilidade de medidas de ventos utilizadas neste trabalho.

Ao grupo de professores e alunos do Laboratório de Oceanografia Física, com os quais mantive contato durante os dois últimos anos.

Aos meus pais, principais responsáveis, pela minha educação. E a minha irmã Roberta.

Aos meus amigos (Sr^a Maria Henriques; Sr. Álvaro Ribeiro; Roberto Ribeiro; Ana Maria Ribeiro; Sr^a Jadir; Sr. Alírio; Sr^a Nadir; Fernando; Rosa; Magali; Sr^a Virgínia; Ana Lucia e Ivan Dias da Silva; Pablo; Daniel e Vinícius) que de alguma forma puderam contribuir para a realização deste trabalho.

A minha esposa, Karen, pelo amor e companheirismo. E ao meu filho, Murilo, pela maturidade por mim adquirida com seu nascimento.

Os resultados deste trabalho estão cumprem com os objetivos dos projetos "Mar de Dentro"- convênio FURG/SEMA 06/2002 e "Balanço hídrico, circulação e processos de mistura na Lagoa dos Patos, processo 475538/2003-3 CNPq.

Resumo

O estudo de séries temporais de descarga fluvial, ventos, níveis de água e salinidade na Lagoa dos Patos, com a utilização de métodos estatísticos mostram que as variáveis estão sujeitas a ciclos anuais, interanuais e interdecadais.

O padrão de variabilidade interanual é observado na descarga, níveis e salinidade. Este ciclo pode ser associado a anomalias de precipitação causadas por eventos de El Niño Oscilação Sul.

A descarga fluvial mostra ainda um ciclo com escala de tempo quase-decadal. Este ciclo já foi encontrado por Robertson e Mechoso (1997) para os rios Paraguai e Paraná sendo associados a baixas temperaturas superficiais no Oceano Atlântico Norte.

Os ventos mostram um ciclo com escala temporal interdecadal. Simonato et al. (2005) encontraram o mesmo ciclo sobre a região e o associaram a alterações na temperatura superficial no oceano Atlântico Sul em médias e altas latitudes.

Em escalas de tempo maiores que 150 dias, a descarga fluvial mostra forte influência na variância dos níveis de água e salinidade.

A taxa crescente de $4,62 \text{ m}^3\text{s}^{-1}\text{ano}^{-1}$ com relação ao ano de 1940 é consistente com as encontradas para os rios Uruguai, Negro, Paraná e Paraguai por Genta et al. (1997). Os autores sugerem que uma importante componente do aumento da descarga ao longo do tempo seja relacionada a variabilidade climática em larga escala espacial e baixa frequência.

Os desníveis calculados entre Itapoã e São Lourenço representam 76% da variância das observações em escalas de tempo de passagem de frentes meteorológicas. Em escalas de tempo sazonais, o resultado calculado representa 70% da variância das observações.

A salinidade decresce exponencialmente com o aumento da descarga fluvial. Descargas fluviais abaixo da média facilitam a introdução de águas costeiras quando da ocorrência de ventos de quadrante sul. O resultado do modelo empírico representa 29% da variância das observações reproduzindo principalmente o ciclo anual.

Abstract

The study of temporal series of fluvial discharge, winds, water levels and salinity in the Patos Lagoon, with the use of statistical methods shows that variables are subject to annual, inter-annual and inter-decadal cycles.

The inter-annual variability pattern is observed in the discharge, water levels and salinity. This cycle can be associated to precipitation anomalies caused by events of El Niño South Oscillation (ENSO).

The fluvial discharge still shows a quasi-decadal time scale cycle. This cycle was already found by Robertson and Mechoso (1997) for the Paraná and Paraguay rivers being associated to low Sea Surface Temperatures (SST) in North Atlantic waters.

The winds show a inter-decadal time scale cycle. Simonato et al. (2005) they found the same cycle on the La Plata river area. It was associated to SST in mean and high latitudes of Southern Hemisphere.

In timescales larger than 150 days, the fluvial discharge shows strong influence in the variance of the water levels and salinity.

The crescent rate of $4,62 \text{ m}^3\text{s}^{-1}\text{ano}^{-1}$ with relationship to the year of 1940 is consistent with found for the Uruguay, Negro, Paraná and Paraguay rivers for Genta et al. (1997). They suggest that an important component of the increase of the discharge along the time is related to the climatic variability in large spatial and low frequency scales.

Meteorological events explain 76% of the observed setup between Itapoã and São Lourenço. At seasonal timescales, the calculated result represents 70% of the variance of the observations.

Salinity decreases exponentially with the increase of the fluvial discharge. Fluvial discharges below the average contribute for the introduction of coastal waters when the south quadrant winds occur. The result of the empiric model represents 29% of the variance of the observations reproducing mainly the annual cycle.

Sumário

Agradecimentos	3
Resumo	4
Abstract	5
Lista de figuras	8
Lista de tabelas	11
Lista de símbolos	12

Capítulo 1. Introdução

1.1. Lagoas costeiras: aspectos gerais	16
1.2. Lagoa dos Patos	19
1.2.1. Aspectos físicos da área	19
1.2.2. Bacia hidrográfica e regime dos rios	22
1.2.3. Clima e regime dos ventos	24
1.2.4. Circulação	25
1.2.5. Salinidade	26
1.3. Estudos anteriores	27
1.4. Objetivos	28
1.4.1. Objetivos específicos	28
1.5. Organização do trabalho	28

Capítulo 2. Metodologia

2.1. Obtenção e organização dos dados	30
2.1.1. Descarga fluvial	30
2.1.2. Velocidade e direção dos ventos	31
2.1.3. Níveis de águas	31
2.1.4. Salinidade	32
2.2. Tratamento dos dados	32
2.2.1. Processo de filtragem: função de transferência	35
2.2.1.1. Método utilizado: filtragem no domínio de frequência	36
2.2.2. Séries temporais	38
2.2.3. Séries de desvios mensais com relação às médias	42
2.2.4. Modelo analítico para cálculo de desníveis	42
2.2.5. Relação entre a salinidade e a descarga fluvial	44
2.2.5.1. Proposta de um modelo empírico para o cálculo da salinidade como função da descarga fluvial	45
2.2.6. Espectros de potência	46
2.2.6.1. Suavização espectral no domínio de frequência e níveis de confiança	47
2.2.7. Espectros de coerência	49
2.2.7.1. Níveis de confiança	50

Capítulo 3. Apresentação dos resultados

3.1. Séries de desvios mensais com relação às médias	52
3.2. Desníveis longitudinais em escalas temporais de passagem de frentes meteorológicas	56
3.3. Desníveis longitudinais em escalas temporais sazonais	58
3.4. Relação entre a salinidade e a descarga fluvial	59
3.5. Espectros de potência	60
3.6. Espectros de coerência e atrasos de fase	63

Capítulo 4. Discussão dos resultados

4.1. Séries de desvios mensais com relação às médias	69
4.2. Desníveis longitudinais em escalas temporais de passagem de frentes meteorológicas	71
4.3. Desníveis longitudinais em escalas temporais sazonais	72
4.4. Relação entre a salinidade e a descarga fluvial	73
4.5. Espectros de potência	74
4.6. Espectros de coerência e atrasos de fase	76

Capítulo 5. Conclusões e sugestões para trabalhos futuros

5.1. Conclusões	77
5.2. Sugestões para trabalhos futuros	78

Referências bibliográficas	80
-----------------------------------	----

Lista de figuras

Figura 1.1. Lagoa dos Patos e alguns pontos de referência do estudo.

Figura 1.2. Bacias hidrográficas do complexo lagunar Patos-Mirim (Kantin, 1983).

Figura 1.3. Mecanismo de oscilação longitudinal na Lagoa dos Patos. (A) para ventos de nordeste e (B) para ventos de sudoeste. Möller et al (2001).

Figura 2.1. Intervalo de tempo coberto pelas medidas de descarga fluvial, ventos, níveis de água e salinidade utilizadas no estudo.

Figura 2.2. Estações onde são realizadas as medidas de descarga fluvial, ventos, níveis de água e salinidade utilizadas no trabalho.

Figura 2.3. Série temporal de descarga fluvial da soma das contribuições dos rios Jacuí e Taquari e sua respectiva média e tendência linear. As medidas são realizadas de 01/1940 a 12/2002.

Figura 2.4. Série temporal da componente longitudinal do vento no Chuí. Valores positivos representam ventos provenientes de quadrante sul e as medidas são realizadas de 01/1964 a 12/1999.

Figura 2.5. Séries temporais de níveis de água observados no trabalho. (A) estação de Ipanema, (B) estação de Arambaré, (C) estação de São Lourenço, (D) estação de Rio Grande. Medidas são realizadas de 01/1985 a 12/2002.

Figura 2.6. Série temporal de salinidade observada na estação dos Práticos da Barra (canal de acesso) e sua respectiva média e tendência linear. Medidas realizadas de 01/1993 a 12/1999.

Figura 2.7. Esquema da seção transversal do canal de acesso a Lagoa dos Patos.

Figura 2.8. Fluxograma que ilustra o processo de cálculo do espectro de potência.

Figura 3.1. Desvios mensais para a série de descarga fluvial dos rios Jacuí e Taquari. As medidas são realizadas de 01/1940 a 12/2002 e a linha preta horizontal representa o desvio padrão da série.

Figura 3.2. Desvios mensais para o componente longitudinal da série de ventos no Chuí. Os valores positivos representam os ventos provenientes de quadrante sul e as medidas são realizadas de 01/1964 a 12/1999. A linha preta horizontal representa o desvio padrão da série.

Figura 3.3. Desvios mensais para as séries de níveis de água. (A) Ipanema, (B) Arambaré, (C) São Lourenço e (D) Rio Grande. As medidas são realizadas de 01/1985 a 12/2002. A linha preta horizontal representa o desvio padrão de cada série.

Figura 3.4. Desvios mensais para a série de Salinidade. As medidas são realizadas de 01/1993 a 12/1999 e a linha preta horizontal representa o desvio padrão da série.

Figura 3.5. Séries de médias diárias de desníveis entre Itapoã e São Lourenço e médias diárias para o vento observado na estação dos Práticos da Barra (Rio Grande) no período de 14 de fevereiro a 30 de setembro de 1999.

Figura 3.6. Séries de desníveis observadas (obs.) e calculada (calc.) com o modelo analítico para o período de 14 de fevereiro a 30 de setembro de 1999.

Figura 3.7. (A) Séries de desvios médios observados em Ipanema (I) e São Lourenço (SL). (B) Desníveis, observado (obs.) e calculado (calc.) com o modelo analítico. As séries de desvios mensais cobrem o período de 01/1985 a 12/1999 (B).

Figura 3.8. Relações entre valores selecionados de vazão em intervalos de $1000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ e salinidade média para o período de 1993 a 1999. A linha vermelha representa o melhor ajuste em segunda ordem para o histograma apresentado.

Figura 3.9. Salinidade observada (obs.) e calculada (calc.) no canal de acesso a Lagoa dos Patos com um modelo empírico.

Figura 3.10. Espectro de potência da série de descarga fluvial dos rios Jacuí e Taquari para o período de 01/1940 a 12/2002. A linha preta vertical representa o nível de 95% de confiança.

Figura 3.11. Espectro de potência da série de vento do Chuí para o período de 01/1964 a 12/1999. A linha preta vertical representa o nível de 95% de confiança.

Figura 3.12. Espectros de potência da série de níveis para o período de 01/1985 a 12/2002. (A) Ipanema, (B) Arambaré, (C) São Lourenço e (D) Rio Grande. A linha preta vertical representa o nível de 95% de confiança.

Figura 3.13. Espectro de potência da série de salinidade para o período de 01/1991 a 12/1999. A linha preta vertical representa o nível de 95% de confiança.

Figura 3.14. (A) Espectros de coerência e (B) atrasos de fase relativos entre a descarga fluvial e níveis (de 01/1985 a 12/2002). Onde: V/I: vazão/nível de Ipanema; V/A: vazão/nível de Arambaré; V/SL: vazão/nível de São Lourenço; V/RG: vazão/nível de Rio Grande. A linha horizontal representa o nível de 95% de confiança.

Figura 3.15. (A) Espectros de coerência e (B) atrasos de fase relativos entre o vento no Chuí e níveis (de 01/1985 a 12/1999). Onde: v/I: vento/nível de Ipanema; v/A: vento/nível de Arambaré; v/SL: vento/nível de São Lourenço; v/RG: vento/nível de Rio Grande.

Figura 3.16. Espectros de coerência (A) e atrasos de fase relativos (B) entre as séries de descarga fluvial e salinidade (período de 01/1993 a 12/1999). A linha pontilhada horizontal representa o nível de 95% de confiança.

Figura 3.17. Espectros de coerência (A) e atrasos de fase relativos (B) entre as séries de ventos do Chuí e salinidade (período de 01/1993 a 12/1999). A linha pontilhada horizontal representa o nível de 95% de confiança.

Figura 4.1. Séries mensais de IOS e descarga dos rios Jacuí e Taquari para o período de 01/1940 a 12/2002.

Lista de tabelas

Tabela 2.1. Tabela das variáveis utilizadas no trabalho, assim como o nome da estação, a localização, latitude, longitude e o período de medidas.

Tabela 2.2. Tabela de valores máximos e médios para descarga fluvial total, ventos, níveis de água e salinidade.

Tabela 2.3. Tabela das constantes utilizadas no modelo analítico.

Tabela 2.4. Tabela dos parâmetros físicos do canal de acesso.

Tabela 3.1. Tabela com desvios mensais máximos, mínimos e meses de ocorrência para as variáveis de estudo.

Lista de símbolos

m^3	Metros cúbicos
s^{-1}	Inverso de segundos
$m^3 s^{-1}$	Metros cúbicos por segundo
ano^{-1}	Inverso de ano
ENSO	El Niño South Oscillation
SST	Sea Surface Temperature
km	Quilômetros
km^2	Quilômetros quadrados
m	Metros
g	Gramas
cm^{-2}	Inverso de centímetros quadrados
kg	Quilogramas
C	Carbono
ton	Toneladas
km^{-2}	Inverso de quilômetros quadrados
$^{\circ}S$	Graus de latitude Sul
$^{\circ}W$	Graus de longitude oeste
ha^{-1}	Inverso de hectare
NE	Nordeste
S	Sul
SW	Sudoeste
SE	Sudeste
ENOS	El Niño Oscilação Sul
hs	Horas
ms^{-1}	Metros por segundo
ups	Unidades práticas de salinidade
ANA	Agência Nacional de Águas
DHN	Diretoria de Hidrografia e Navegação
Fig.	Figura
RS	Estado do Rio Grande do Sul
$^{\circ}$	Graus
y	Direção no sistema de coordenadas cartesianas
DRH/SEMA/RS	Departamento de Recursos Hídricos da Secretaria Estadual de Meio Ambiente do Rio Grande do Sul
PELD/CNPq	Programa Ecológico de Longa Duração / Conselho Nacional de Pesquisa e Desenvolvimento
FFT	Transformada Rápida de Fourier
ω	Frequência
$H(\omega), H(-\omega)$	Função de transferência
$\omega_N, -\omega_N$	Frequência Nyquist
T	Período
N	Número de passos de tempo de uma série temporal
Δt	Passo de tempo entre as medidas
$h(0)$	Coeficiente de filtro inicial

$h(q)$	Coeficientes de filtro
Π	Número π
q	Número inteiro positivo
M	Número máximo de coeficientes de filtro
$\{y_l(t)\}$	Série temporal de saída medida em intervalos discretos
$\{x_l(t)\}$	Série temporal de entrada medida em intervalos discretos
$ \omega $	Módulo da frequência
ω_c	Frequência de corte
$\sigma(M, k)$	Fator sigma
ω_M	Frequência do ultimo termo filtrado
$\sigma(M, 0)$	Fator sigma para o primeiro termo
$H_L(\omega)$	Função de transferência para um filtro cossenoidal de passa baixa
cpd	Ciclos por dia
$H(\omega)^*$	Complexo conjugado da função de transferência
$X(\omega)$	Transformada de Fourier de uma série temporal
$Y(\omega)$	Filtro de transformada rápida de Fourier temporal
$x_n; x(n\Delta t)$	Série temporal de entrada medida em intervalos discretos
$n; k$	Números inteiros positivos
$X(\omega_k)$	Transformada de Fourier de uma série temporal
i	Unidade imaginária
ω_k	Frequências angulares de Fourier
$f(k)$	Frequências lineares de Fourier
$Y(\omega_k)$	Filtro de transformada rápida de Fourier
m^3/s	Metros cúbicos por segundo
m/s	Metros por segundo
Figs.	Figuras
n_1	Parâmetro adimensional turbulento
T_y	Tensão de cisalhamento do vento
ρ_w	Densidade da água
H_0	Profundidade média local
g_0	Aceleração da gravidade
Δh	Variação entre níveis de água
Δy	Distância entre duas estações medidas
k_1	Coeficiente de cisalhamento do vento
v	Velocidade média do vento
$ v $	Módulo da velocidade média do vento
v_c	Velocidade média do vento com uma correção
$S(y_0, Q_0)$	Salinidade como função da vazão em um ponto fixo
S_0	Salinidade na fronteira oceânica
Q_0	Vazão
Y_0	Distância da fronteira oceânica

E_1	Coeficiente de dispersão
A	Área da seção transversal
$S_u(y_0, Q)$	Série de salinidade calculada para o canal de acesso
Q	Vazão média diária
Q_{max}	Vazão máxima da série temporal
D	Parâmetro de correção
C	Relação entre os parâmetros físicos do canal de acesso
$E(\omega_k)$	Energia espectral por unidade de bandas de frequência
$X(\omega_k)^*$	Complexo conjugado da FFT de uma série temporal
R	Comprimento de uma série temporal
R_s	Conjunto de segmentos de mesmo comprimento que perfazem a série
K	Número de segmentos ou blocos
b	Índice da banda de frequência
E'_{b}, E'_{b+3}	Energia espectral por unidade de um bloco de bandas de frequência
$E(\omega_{k-1}); \dots$	Energia espectral em dada banda de frequência
L	Números de componentes de espectro agrupadas em cada bloco
v	Número de graus de liberdade
$\hat{E}_{xx}(\omega_k)$	Espectro energético estimado por um método de suavização
$E_{xx}(\omega_k)$	Espectro energético verdadeiro da série temporal
χ^2_v	Curva de distribuição para variável na forma qui-quadrado e diferentes graus de liberdade
$c_{\frac{a}{2}, n}^2, c_{\frac{1-a}{2}, n}^2$	Pontos sob a curva de distribuição em diferentes posições para dado grau de liberdade
$1 - \alpha$	Valor percentual equivalente
α	Nível de confiança
$P[\dots]$	Probabilidade de ocorrência de um evento
$g_{12}^2(\omega_k)$	Espectro de coerência entre duas séries temporais
$E_{11}(\omega_k); E_{22}(\omega_k)$	Espectro de potência de duas séries temporais para frequências positivas
$ E_{12}(\omega_k) $	Módulo do espectro cruzado entre duas séries temporais
$ g_{12}^2(\omega_k) $	Módulo do espectro de coerência
$f_{12}(\omega_k)$	Atraso de fase entre os dois sinais por unidade de bandas de frequência

g_{1-a}^2	Valor limite do espectro de coerência para um dado nível de confiança
EDOF; DOF/2	Graus de liberdade equivalentes
$g_{95\%}^2$	Valor limite do espectro de coerência para um nível de 95% de confiança
r	Coefficiente de correlação
obs.	Medida observada
calc.	Medida calculada
I	Ipanema
SL	São Lourenço
V	Vazão
V/I	Vazão/Ipanema
V/A	Vazão/Arambaré
V/SL	Vazão/São Lourenço
V/RG	Vazão/Rio Grande
v/I	Vento/Ipanema
v/A	Vento/Arambaré
v/SL	Vento/São Lourenço
v/RG	Vento/Rio Grande
QB	Escalas de tempo quase-bienais
BF	Escalas de tempo de baixa frequência
OS	Oscilação Sul
IOS	Índice de Oscilação Sul
r^2	Coefficiente de determinação
EOF	Funções Ortogonais Empíricas

CAPÍTULO 1

1. Introdução

1.1. Lagoas costeiras: aspectos gerais

As zonas costeiras e seus segmentos são ambientes valiosos e vulneráveis. Durante muitos séculos a população tem se distribuído ao longo destas regiões utilizando o ambiente para viver, trabalhar e em atividades de recreação.

De certa forma o crescimento populacional desordenado ao longo das zonas costeiras pode acarretar profundas modificações no ecossistema já que este normalmente é acompanhado de alterações antropogênicas na descarga de água doce e circulação dos ambientes, despejo de substâncias tóxicas, nutrientes e sedimentos acarretando a degradação e alterações na qualidade da água.

Dentre os segmentos vamos destacar as lagoas costeiras que ocupam mais de 13% ou 32.000 km das regiões costeiras do mundo (Knoppers e Kjerfve, 1999). Estes ambientes têm uma localização estratégica do ponto de vista da urbanização devido ao seu contato e proximidade da zona costeira exibindo freqüentemente alta produtividade primária e secundária suportando atividades pesqueiras, de aqüicultura, turísticas, industriais, agrícolas e algumas vezes de extração de sal e transformação de energia.

Estas lagoas são encontradas das regiões tropicais as polares, sendo menos comuns em altas latitudes (Nichols e Allen, 1981). Lagoas costeiras alcançam áreas de dezenas a milhares de quilômetros quadrados, como a Lagoa dos Patos que tem cerca de 10.360 km² e são mais comuns ao longo de costas com relevo pouco acentuado. Ocorrem principalmente em zonas com baixa amplitude de maré (micromareais) e com ondas litorâneas altamente energéticas (Kjerfve e Magill, 1989).

As lagoas costeiras são rasos corpos d'água com profundidades normalmente não superiores a 5 m podendo apresentar canais e embaiamentos no seu interior. São orientadas paralelamente as linhas de costa e podem apresentar uma ou mais conexões com o oceano e nesta(s) conexão(ões) a profundidade pode ultrapassar os 5 m principalmente em canais dragados para a navegação.

São estruturas geológicas relativamente recentes com aproximadamente 5000-6500 anos na costa leste brasileira (Martin e Domingues, 1994) e tem sua idade variando em função da amplitude da transgressão marinha e fases de regressão que ocorrem em tempos e intensidades diferentes para as diferentes regiões do mundo (Martin e Domingues, 1994).

Fatores como o alcance da maré, dinâmica costeira, disponibilidade de sedimentos, transporte fluvial, processos tectônicos e o clima influenciam seu tamanho, forma, distribuição e dinâmica (Martin e Domingues, 1994; Bird, 1994).

O balanço hídrico, de sal e calor em uma lagoa costeira depende principalmente da configuração do canal de acesso (Smith, 1994) que é responsável por realizar as trocas de água e materiais suspensos e dissolvidos com o oceano adjacente, controlando então as taxas de trocas, o tempo de residência e a qualidade da água.

O vento pode ser importante principalmente quando o eixo longitudinal da lagoa é orientado na sua direção predominante e a topografia de fundo natural ou modificada pelo homem nos canais serve como condutor da circulação devida ou não aos efeitos da maré, controlando assim o transporte advectivo (Smith, 1994).

A profundidade média destas lagoas também é um fator extremamente importante, pois, rasos corpos d'água têm uma resposta mais rápida a processos de aquecimento e resfriamento ou a ação de ondas (Smith, 1994). Estas induzem processos de mistura em toda coluna d'água tendendo a destruir a estratificação vertical favorecendo a criação de gradientes longitudinais e transversais mais intensos (Smith, 1994).

Os efeitos da fricção de fundo também se estendem por toda a coluna d'água auxiliando nos processos de mistura e atenuando rapidamente os movimentos que para manterem um padrão circulatório bem desenvolvido tem que ser forçados de forma local e contínua (Smith, 1994).

De uma maneira geral, segundo Kjerfve (1994) as lagoas costeiras experimentam forçantes como a descarga fluvial, vento, maré, balanço entre evaporação e precipitação e balanço térmico superficial respondendo diferentemente e em diversas escalas temporais a cada uma destas forçantes.

A configuração inicial assumida pelas lagoas é determinada pela forma e grau de obstrução do(s) canal(is) de acesso, rios e embaiamentos e pela forma que as barreiras que se formam ao longo da sua boca assumem durante o aumento do nível do mar (Bird, 1994).

Em regiões onde a amplitude de maré é alta (regiões macromareais) os canais de acesso tendem a se manter formados devido a forte circulação transversal que se desenvolve na sua entrada mantendo a lagoa sob influência oceânica (Bird, 1994).

As lagoas podem ser re-modeladas por processos erosivos causados pela ação do vento ou da circulação ou por processos

de deposição de sedimentos nas suas bordas que acontecem diferentemente de acordo com a vegetação local, acúmulo de materiais em suas barreiras ou pela influência de sedimentos trazidos pelos rios podendo resultar em uma redução na sua profundidade e área (Bird, 1994).

Dependendo das condições climáticas locais as lagoas podem exibir diferenciadas concentrações de sal nas suas águas ocorrendo situações onde a água fica totalmente doce durante vários dias ou em alguns casos podem apresentar condições hipersalinas. (Bird, 1994).

O regime de salinidade está relacionado à interação das águas provenientes das chuvas e rios com as águas oceânicas, sendo ajustados de acordo com a sua geomorfologia e variabilidade hidrodinâmica (Bird, 1994).

A restrita conexão com o oceano, influência de maré e grande acoplamento entre os ambientes pelágicos e bentônicos, faz com que os materiais introduzidos por fontes externas (oceano, litoral, barreiras e vegetação costeira) ou internas (produção orgânica, precipitação química ou erosão de depósitos antigos) sejam utilizados, reciclados ou acumulados nas lagoas (Kjerfve e Magill, 1989; Knoppers, 1994; Nichols e Boon, 1994).

Taxas anuais de produção primária podem alcançar de 200-500 $\text{gcm}^{-2}\text{ano}^{-1}$ e a contribuição global das lagoas costeiras é comparável às taxas anuais de produção das zonas de ressurgência costeira, alcançando 10^{11} kgCano^{-1} (Knoppers, 1994).

Como conseqüência, as lagoas são utilizadas por produtores secundários pela facilidade de obtenção de alimento e condições propícias à reprodução e desenvolvimento de espécies favorecendo uma alta taxa de produtividade por unidade de área. A produção pesqueira das lagoas costeiras pode alcançar de 5-10 tonkm^{-2} (Pauly e Yãnes-Arancibia, 1994), apesar desta distribuição ser condicionada principalmente por fatores climáticos proporcionando poucos ambientes altamente produtivos.

As lagoas costeiras podem ser divididas em estranguladas, restritas e abertas, de acordo, com Kjerfve (1986). O parâmetro característico de subdivisão é a forma como as trocas de água com a zona costeira acontecem, pois, as taxas e intensidades das trocas refletem as forças dominantes e as escalas de variabilidade hidrológica da lagoa. Neste trabalho vamos nos concentrar em estudar uma lagoa estrangulada, em específico, a Lagoa dos Patos.

1.2. Lagoa dos Patos

1.2.1. Aspectos físicos da área

A lagoa dos Patos (Fig. 1.1) está localizada na região sul do Brasil, mais precisamente entre 30° e 32°S de latitude e 50° e 52°W de longitude sendo um dos mais importantes recursos hídricos brasileiros.

Está localizada na planície costeira do Rio Grande do Sul e possui uma área superficial que perfaz um total de 10.360 km², tem uma profundidade média de aproximadamente 5 m e é ligada ao oceano por um único canal com dimensões aproximadas de 22 km de extensão e 2 km de largura sendo, portanto, classificada como uma lagoa estrangulada.

Este sistema pode ser dividido em três regiões geomorfológicas distintas (Delaney, 1965): a lagoa superior que compreende a lagoa do Casamento e a região próxima à boca do rio Guaíba; a lagoa central que corresponde à área entre a lagoa do casamento e a ponta da Feitoria, com as duas primeiras regiões correspondendo a cerca de 90% da área superficial de todo o sistema (Fig. 1.1).

E a região estuarina ou lagoa inferior que compreende os 10% restantes e é caracterizada pela região onde os processos de mistura de água doce e salgada ocorrem. A separação entre as regiões estuarina e lagunar ocorre nos bancos de areia da ponta da Feitoria e inúmeras diferenças existem entre estas duas regiões.

A porção lagunar é formada por células elípticas interconectadas que são moldadas pela ação do vento e ondas (Toldo, 1994), a topografia é mais regular com menores gradientes batimétricos sendo formada por bacias maiores que 5 m em suas partes centrais e rasas margens ao longo de suas bordas.

As baixas intensidades das velocidades observadas nesta região favorecem a deposição de sedimentos mais finos no meio e arenosos nas bordas (Toldo, 1994). A porção estuarina tem uma topografia mais acidentada com gradientes batimétricos mais intensos e sofre a ação de vento.

Embaixamentos, canais naturais e artificiais são típicos desta região e a profundidade média é de aproximadamente 2 m, exceto nos canais que são constantemente dragados para fins de navegação onde a profundidade pode alcançar os 18 m.

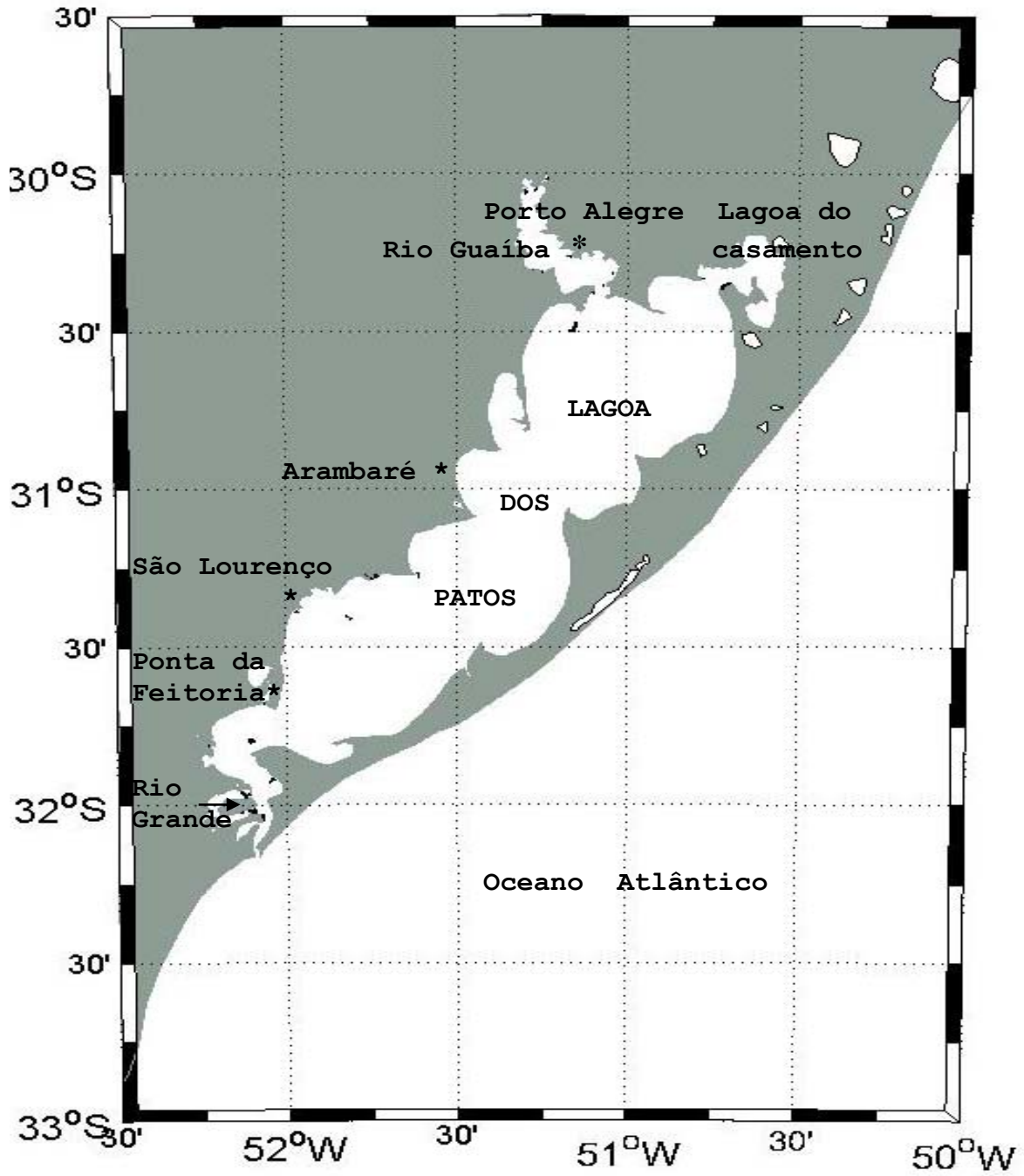


Figura 1.1. Lagoa dos Patos e alguns pontos de referência do estudo.

Os sedimentos de fundo encontrados nesta região são mais finos como silte, argila e areia fina (Calliari, 1980), pois, sendo provenientes da descarga fluvial e da própria remobilização interna, estão menos propensos a precipitar em regiões de baixas velocidades na parte superior e central da lagoa, alcançando então a zona estuarina onde podem ser depositados ou expulsos para a zona costeira adjacente.

Visto que, a lagoa dos Patos é uma fonte potencial de sedimentos finos para a plataforma interna (Calliari e Fachin, 1993), quando ocorre o domínio de ventos de quadrante norte ou durante eventos de alta descarga fluvial.

Diversas atividades econômicas e de recreação se desenvolvem as margens a Lagoa fazendo com que esteja sujeita a inúmeros impactos. Uma das atividades desenvolvidas é a agricultura, particularmente o cultivo de arroz irrigado ao longo da margem oeste. Alterações nos padrões de precipitação podem ser determinantes no sucesso das atividades.

Uma atividade importante para o município de Rio Grande é a pesca, particularmente a artesanal, a qual se desenvolve na zona estuarina. Segundo Castello (1985), esta região sustenta uma produção total de pescado de $185 \text{ kgha}^{-1}\text{ano}^{-1}$.

Esta atividade pode ser prejudicada quando eventos de altas descargas ocorrem durante os períodos de entrada de larvas de camarão na zona estuarina, quebrando a safra local do crustáceo e acarretando prejuízos a inúmeras famílias da cidade que trabalham com a pesca (Castello e Möller, 1978; Vaz, 2003).

A influência da descarga fluvial se manifesta em inúmeros processos físicos, químicos ou geológicos (Schubel e Pritchard, 1986; Denes e Caffrey, 1988; Yanagy, 1990; Uncles e Stephens, 1996; Dronkers, 1996), afetando a produção primária, estimulando a remineralização bentônica e criando padrões espaciais de produção devido à alta disponibilidade de sedimentos suspensos e maior turbidez.

Padrões espaciais de produção foram bem observados no estuário da Louisiana por Randaal e Day (1987). Um padrão espacial de produção pode ser observado na lagoa dos Patos, onde os maiores rios responsáveis pelo suprimento de nutrientes estão localizados ao norte e devido à extensão da lagoa estes são consumidos principalmente antes de atingir a zona estuarina.

Niencheski e Baumgarten (1999) observaram este padrão e atribuíram a variabilidade de curto período nos nutrientes e no material em suspensão no canal de navegação a ressuspensão de sedimentos e penetração de águas costeiras.

A descarga fluvial também é responsável pelo controle da qualidade da água através da mudança nas quantidades e

composições de compostos orgânicos e inorgânicos alterando o tempo de transporte de materiais e residência da água (Cifuentes et al, 1990; Grabemann et al, 1996; Doering e Chamberlain, 1999).

Suas influências podem ser observadas também no controle da circulação residual induzindo padrões circulatórios espaciais e temporais que podem se refletir também nos processos de transporte, estratificação e cisalhamento na coluna d'água (Jay, 1990; Kuo et al, 1990).

1.2.2. Bacia hidrográfica e regime dos rios

A Lagoa dos Patos possui uma extensa bacia de drenagem com cerca de 201.626 km². Os rios afluentes pertencem à bacia Atlântica e se dividem em dois grandes complexos hidrográficos: o complexo dos Patos, principal coletor de águas da bacia Atlântica, sendo ligado aos rios Vacacaí, Taquari, Jacuí, Caí, Sinos, Gravataí, Camaquã, Guaíba e arroios com uma área aproximada de 150.432 km²; e o complexo da Lagoa Mirim formado pela Lagoa Mirim e pelos rios Jaquarã, Taquari, Cebolati, Piratini, Pelotas e pelos arroios Sarandi Grande, Santa Vitória, Rio Grande, Grande e pelo Canal do São Gonçalo perfazendo uma área aproximada de 51.194 km² (Vieira, 1988).

O complexo da Lagoa dos Patos abrange várias sub-bacias importantes. Dentre elas, as do Jacuí, Caí, Sinos, Gravataí e Guaíba (Veeck, 1997). Está distribuído por diferentes regiões morfológicas: planalto, depressão periférica, escudo Sul-riograndense e planície costeira. As sub-bacias interligadas a Lagoa dos Patos podem ser observadas na figura 1.2.

A maior sub-bacia é a do Jacuí, formada pelos rios Jacuí, Vacacaí, Taquari e Antas. Perfazendo uma área de aproximadamente 71.608 km², encontra-se situada na região do Planalto e Depressão central (Veeck, 1997). Os mais importantes afluentes são os rios Jacuí e Taquari. Herz (1977) observa que 84% do fluxo de água doce que chega à lagoa dos Patos através do Rio Guaíba é proveniente desta sub-bacia.

O rio Jacuí tem aproximadamente 750 km de extensão desde a nascente até o rio Guaíba. Inicialmente apresenta-se com altas declividades, ao atravessar a região do planalto. A declividade decresce gradativamente ao ingressar na depressão central logo atingindo regimes de planície desde o município de Amarópolis até sua foz (Veeck, 1997).

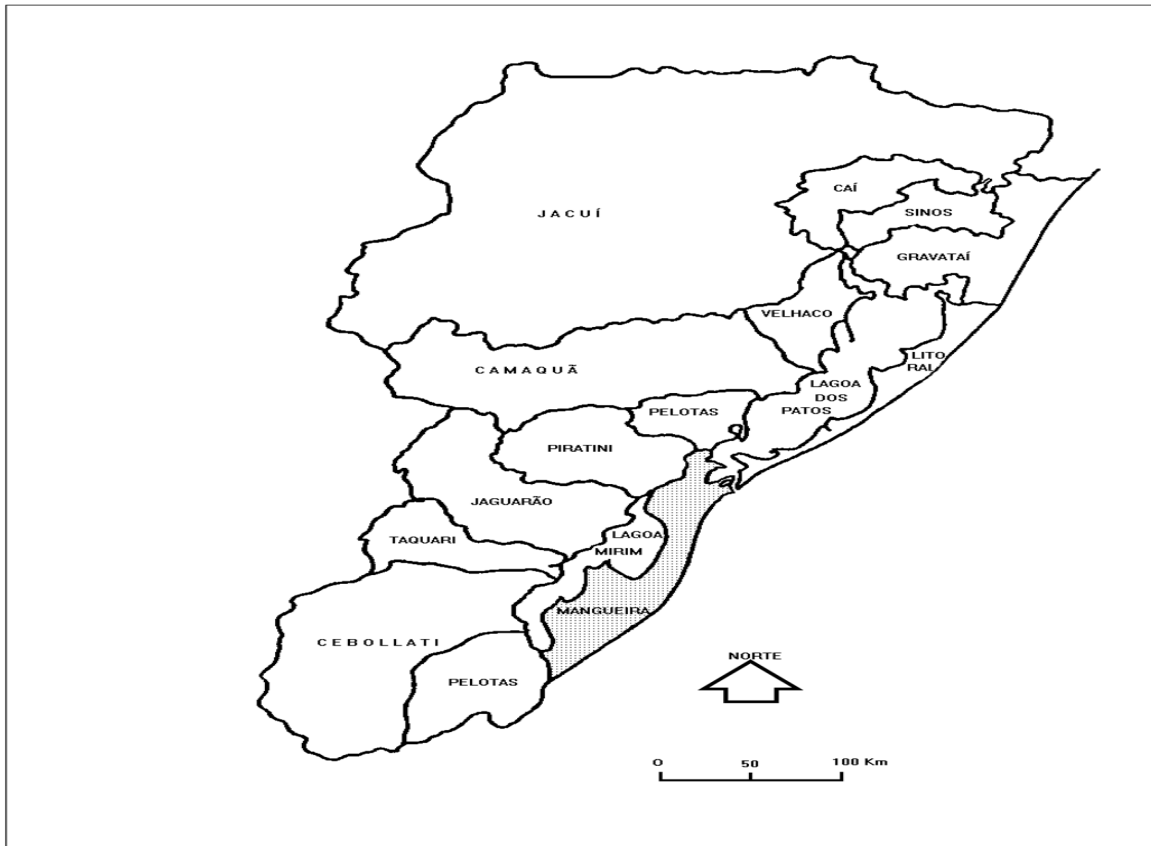


Figura 1.2. Bacias hidrográficas do complexo lagunar Patos-Mirim (Kantin, 1983).

O sistema Taquari-Antas tem aproximadamente 535 km de extensão desde a nascente até sua foz no rio Jacuí, desenvolve-se em vales em forma de V que, gradativamente, vão se atenuando próximo a jusante. A pendente inicia em altitudes de 1200 m no extremo leste até o nível do mar na confluência Taquari-Jacuí (Veeck, 1997).

Os rios Jacuí, Taquari normalmente apresentam um padrão sazonal de descarga fluvial. Este é compatível com o de rios de médias latitudes observado por exemplo, por Schubel e Pritchard (1986), no rio Susquehanna. Porém, este padrão pode ser alterado quando da ocorrência de eventos climáticos ou bloqueios atmosféricos.

Os máximos de descarga fluvial ocorrem normalmente do fim do outono ao início da primavera e a média anual de descarga do Jacuí é de $801 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, do Taquari de $452 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (Vaz, 2003).

1.2.3. Clima e regime de ventos

O Estado do Rio Grande do Sul tem seu clima classificado como subtropical úmido na classificação Strahler (Strahler e Strahler, 1997). É uma região afetada por sistemas sinóticos, sub-sinóticos e fatores associados à circulação de larga escala e circulações locais da América do Sul (Climanálise, 2000).

Esta região é atingida por dois sistemas meteorológicos, o anticiclone do Atlântico Sul e anticiclones móveis de origem polar. O primeiro é um sistema de alta pressão permanente localizado sobre o Atlântico Sul, mais forte no verão e mais fraco no inverno quando se desloca para zonas de baixa latitude (Tchernia, 1980).

O centro de divergência se constitui de uma fonte de massas de ar tropicais marítimas gerando sobre a área uma circulação de ventos de nordeste (NE), que, é a direção predominante durante maior parte do ano, exceto no outono e inverno (Braga e Krusche, 2000; Krusche et al, 2002).

Os Anticiclones polares são sistemas com alta mobilidade e que se propagam para regiões de baixa latitude transportando massas de ar de origem polar. Ventos de sul (S), sudoeste (SW) e sudeste (SE) estão associados a estes centros (Krusche et al., 2002). Um sistema sub-sinótico de importância na região é o sistema de brisas, estabelecido entre o oceano e a zona costeira.

Entre os efeitos de larga escala pode-se destacar primeiramente os causados pela circulação atmosférica local da América do Sul que são os bloqueios no escoamento atmosférico e que se refletem na interrupção da regularidade de propagação dos sistemas sinóticos provocando longos períodos de estiagem ou chuva podendo durar de dias a semanas (Mendes et al., 2004). Estão associados ao estacionamento da Zona de Convergência do Atlântico Sul nas regiões sul e sudeste.

Outro fenômeno de larga escala que influencia a região em ciclos interanuais é o El Niño Oscilação Sul (ENOS), sendo definida como uma interação de Larga escala entre o oceano e a atmosfera. Esta compreende duas fases distintas (Allan et al., 1996) caracterizadas pela oscilação em baixa frequência entre um estado quente (El Niño) e um estado frio (La Niña) das águas superficiais do oceano Pacífico (Timmermann, 1999), produzindo mudanças em padrões meteorológicos, oceanográficos e ecológicos.

Toda a região sul do Brasil tem fortes e consistentes anomalias de precipitação associadas a eventos quentes e frios (Grimm et al., 1998; Grimm et al., 2000). Normalmente,

a ocorrência de chuvas é bem distribuída ao longo do ano e o estado do Rio Grande do Sul apresenta regimes locais de precipitação com picos úmidos ocorrendo em diferentes épocas em suas diferentes regiões (Grimm et al., 1998).

Em anos de ocorrência de El Niño, o período de primavera tende a ser mais úmido com um forte pico de precipitação em novembro e em anos de ocorrência de La Niña fortes anomalias secas de setembro a agosto ocorrem, com um máximo em novembro (Grimm et al., 1998).

1.2.4 Circulação

A ação do vento sobre a lagoa dos Patos é o principal fator de controle da circulação em intervalos de 3 a 17 dias, coincidentes com a passagem de sistemas meteorológicos na região (Möller et al., 2001). A ação dos ventos pode se manifestar de duas maneiras: pela a ação local e não local.

A ação não local do vento se manifesta pelo transporte de águas costeiras na direção do continente. No hemisfério sul, ventos de quadrante norte soprando sobre o oceano, tendem a transportar volumes de água, por efeito de Ekman, para as partes mais externas do oceano. Ventos de quadrante tendem a transportar volumes de água para a região costeira.

A ação local do vento se traduz através da transferência de momento pela fricção direta sobre o corpo da lagoa, forçando correntes, gerando oscilações de curto período, como seiches que podem ter períodos de aproximadamente 24 hs na parte central e superior da Lagoa (Möller, 1996), e gerando desníveis entre suas extremidades com escalas temporais que seguem à dos processos meteorológicos de passagem de frentes.

A combinação do efeito local e não local do vento se manifesta na produção de desníveis entre a zona costeira e a saída da lagoa. A introdução ou não das águas oceânicas na Lagoa dos Patos depende da combinação deste efeito com o volume de água proveniente da descarga fluvial (Fernandes et al., 2004).

A figura 1.3 mostra um esquema do principal mecanismo de oscilações forçado pela ação local do vento em duas condições de vento (NE/SW), que são predominantes na região.

A região estuarina apresenta uma hidrodinâmica mais diversa onde, no canal de acesso, o fluxo pode atingir máximos de 2.5 ms^{-1} (Gafrée, 1927). Este maior potencial hidrodinâmico é condicionado principalmente pelo decréscimo exponencial da área da seção transversal na direção do oceano (Möller, 1996).

Nesta região a circulação é intermitente temporal podendo ocorrer três tipos de situações: fluxo típico de

região estuarina com fluxo de vazante de água doce nas camadas superiores, e fluxo de enchente de água salgada nas camadas inferiores; fluxos unidimensionais de vazante em períodos de alta descarga fluvial ou ventos contínuos de quadrante norte ou; fluxos de enchente quando da passagem de frentes meteorológicas sobre a região criando fortes gradientes barotrópicos entre a zona costeira e a lagoa (Hartmann e Schettini, 1991; Möller e Castaing, 1999).

No canal de acesso e um pouco mais ao norte a circulação transversal se torna uma contribuição importante aos processos hidrodinâmicos (Fernandes, 2001; Fernandes et al., 2004) onde todas as forçantes do sistema podem interagir tornando o fluxo não linear.

Em períodos de alta descarga fluvial a influência das águas oceânicas se torna mais restrita. Gradientes verticais de salinidade se tornam evidentes, ocorre um decréscimo no tempo de residência das águas favorecendo a expulsão de materiais dissolvidos e particulados para a zona costeira adjacente.

Nestes períodos a zona de mistura pode ficar restrita ao canal de acesso ou ser completamente expulsa para a costa adjacente (Möller e Castaing, 1999) formando uma pluma de água menos densa (Möller, 1996).

A maré observada é mista com predominância diurna e tem altura máxima de 0,31 m segundo Möller, (1996), tem sua influência restrita à zona estuarina já que o canal de acesso funciona como um filtro dinâmico atenuando as oscilações forçadas pela maré (Möller, 1996; Fernandes, 2001).

1.2.5 Salinidade

Com relação à estrutura salina, a lagoa dos Patos experimenta variações que alcançam de 0-33 ups. A combinação da ação local e não local do vento é o principal mecanismo de introdução de sal dentro do estuário (Hartmann e Schettini, 1991; Möller, 1996, Möller et al., 2001). E os processos de mistura e estratificação podem ter escalas de tempo mais variáveis, desde períodos de maré diurna a processos mais longos em bandas de passagem de frentes meteorológicas.

No estuário da Lagoa os três tipos de estruturas verticais de sal podem ser observados: estuário de cunha salina, parcialmente estratificado ou bem misturado (Hartmann e Schettini, 1991; Möller e Castaing, 1999).

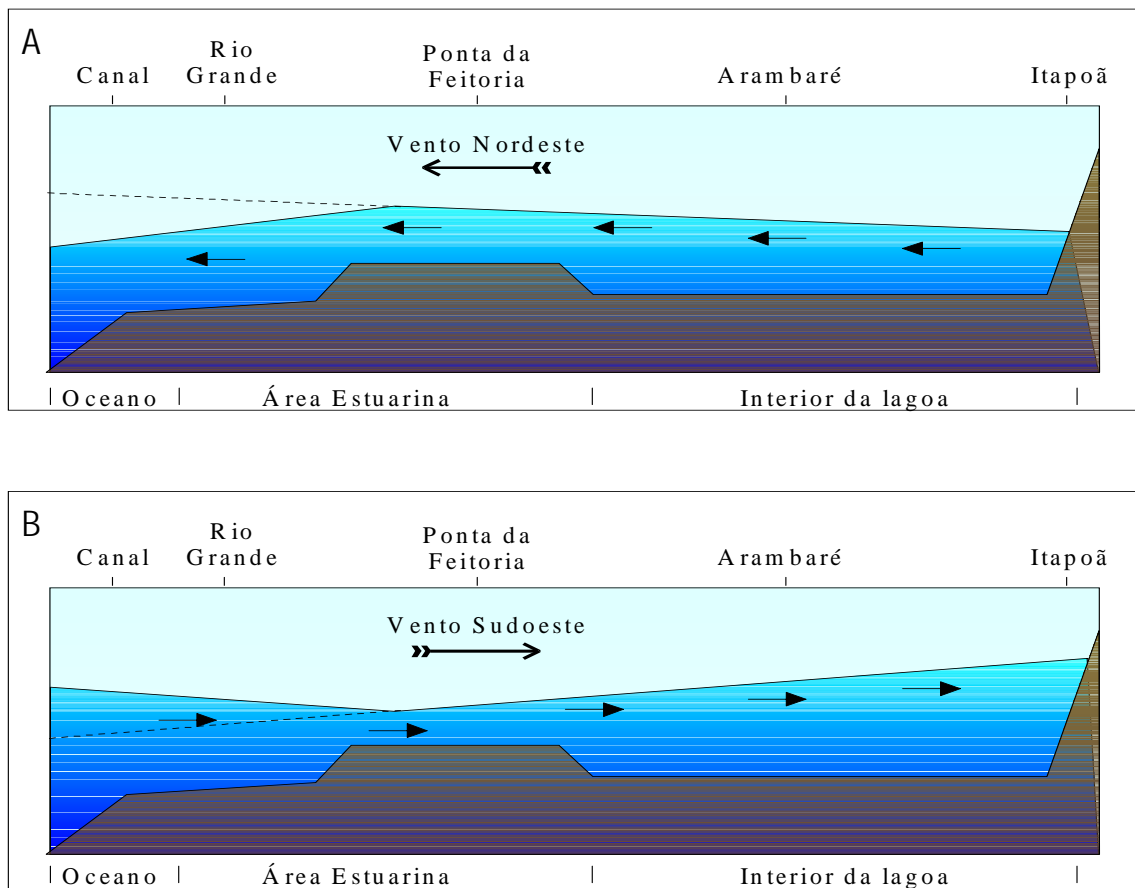


Figura 1.3. Mecanismo de oscilação longitudinal na Lagoa dos Patos. (A) para ventos de nordeste e (B) para ventos de sudoeste. Möller et al (2001).

1.3. Estudos anteriores

A lagoa dos Patos é um ambiente estudado há muitos anos, principalmente após a construção e regularização dos molhes da Barra. Trabalhos voltados ao plano descritivo e com correlações estatísticas enfatizam primeiramente o papel do vento na circulação da lagoa (Herz, 1977; Costa et al, 1988).

Estudos mais recentes têm sido realizados neste ambiente, utilizando séries temporais de ventos e níveis concomitantes ao uso de simulações numéricas com modelos matemáticos (Möller, 1996; Möller et al., 1996; Möller et al, 2001; Fernandes, 2001; Fernandes et al, 2002; Castelão e Möller, 2003; Fernandes et al., 2004), tornando possível a melhor compreensão dos processos circulatórios e de mistura entre as águas lagunares e marinhas.

Nestes trabalhos são demonstrados que em curtas escalas temporais e em condições de baixa descarga fluvial a circulação da lagoa é principalmente controlada pelo vento em

escalas de 3-15 dias. E que a ação combinada dos efeitos local e não local dos ventos e sua interação com a descarga fluvial é responsável por controlar os processos de troca entre a lagoa e a costa adjacente.

Em períodos de altas descargas fluviais, a ação dos ventos é bem mais restrita quando os gradientes de pressão barotrópicos gerados pelo vento podem ser equilibrados pelo gradiente de pressão gerado pela descarga fluvial entre a lagoa e o oceano, reduzindo e até impedindo a penetração de águas marinhas dentro da lagoa. Nestes períodos a zona de mistura pode ser mantida nas regiões do baixo estuário ou até ser expulsa para a zona costeira.

A circulação em escalas de tempo coincidentes com a passagem de frentes meteorológicas (3 - 15 dias) já é bem conhecida. Estudos em longo período são praticamente inexistentes, constando apenas o de Vaz (2003). Esta autora caracteriza a descarga fluvial dos principais rios afluentes detectando anomalias no comportamento sazonal e interanual, assim como, suas interações com processos físicos, biológicos, sedimentológicos.

1.4. Objetivos

O objetivo do trabalho é analisar a escala de variabilidade dos ciclos dominantes nas forçantes da circulação assim como sua interação com os níveis de água e salinidade dentro da Lagoa dos Patos.

1.4.1. Objetivos específicos

_ Avaliar a escala de tempo dos processos nas séries de: descarga fluvial, ventos, nível e salinidade, discutindo suas causas e interações.

_ Analisar os desníveis criados na porção lagunar: em escalas temporais de passagem de frentes meteorológicas (3 a 15 dias) e sazonais.

_ Analisar a relação entre a descarga fluvial e a salinidade no estuário da Lagoa dos Patos.

1.5. Organização do trabalho

O trabalho apresenta a seguinte organização:

- Capítulo 1: trata dos aspectos gerais das lagoas costeiras, descrição e aspectos físicos da área de

estudo, trabalhos anteriores, objetivos gerais e específicos e importância do estudo.

- Capítulo 2: apresenta a metodologia aplicada no tratamento das variáveis: descarga fluvial, níveis, salinidade e ventos assim como as simplificações utilizadas para a obtenção dos resultados.
- Capítulo 3: traz a apresentação dos resultados obtidos com os métodos propostos.
- Capítulo 4: discute os resultados obtidos.
- Capítulo 5: apresenta as conclusões mais importantes.

CAPÍTULO 2

2. Metodologia

Este capítulo mostra os métodos utilizados na obtenção de resultados. Estes consistem na realização de análises estatísticas do espectro de potência e espectro de coerência das medidas diretas de descarga fluvial, vento, níveis e salinidade. São apresentados também: o modelo analítico utilizado para o estudo de desníveis forçados por ação do vento e um modelo empírico para o estudo da relação entre a salinidade e a descarga fluvial.

2.1. Obtenção e organização dos dados

Para a realização do trabalho foram utilizadas medidas diretas formando séries temporais consistidas de: descarga de rios; velocidade e direção de ventos; níveis de águas e salinidade. Na medida do possível buscou-se utilizar as séries mais longas e que apresentassem simultaneidade para facilitar as análises estatísticas.

2.1.1. Descarga fluvial

Dados de descarga fluvial dos rios Jacuí e Taquari foram obtidos através da página da Agência Nacional de Águas (ANA - www.ana.gov.br) cujas estações de coleta são apresentadas na figura 2.1. As medidas são diárias e realizadas entre 01 de janeiro de 1940 e 31 de dezembro de 2002

Os dados do Jacuí são subestimados, pois parte da bacia não é coberta por medidores devido às inversões de fluxo. Quando estas inversões ocorrem os dados de nível observados não podem ser convertidos em vazões, via curva chave. Isto é comum em áreas com baixo declive e, como se verá no decorrer deste trabalho acontece na bacia da Lagoa dos Patos.

Os rios Sinos, Caí e Gravataí não foram incluídos em função das séries apresentarem falhas longas e, assim, impossibilitando a formação de séries temporais de longo período. Deve-se ressaltar ainda, que eles contribuem em menos de 20% dos aportes que chegam ao rio Guaíba (Herz, 1977). Além disso, ressalta-se a inexistência de dados sobre o canal de São Gonçalo.

2.1.2. Velocidade e direção dos ventos

Os dados de direção e velocidade de vento cobrindo um longo período foram obtidos através do Banco Nacional de Dados Oceanográficos da Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN), para uma estação meteorológica localizada no Chuí, RS, em 33,45°S de latitude e 52,22°W de longitude (ver Fig. 2.2 para referência).

As medidas cobrem o período entre 01 de janeiro de 1964 e 31 de dezembro de 1999 com observações aleatórias quatro vezes ao dia. Estas quatro medidas são convertidas em uma média diária resultante de intensidade e direção e separadas em componentes longitudinais e transversais a laguna através da rotação em um ângulo de 37° no sentido horário.

Este é o ângulo de inclinação do eixo principal da Lagoa dos Patos com relação ao norte geográfico. Esta metodologia seguiu Miranda et al.(2001), fazendo-se com que o eixo longitudinal (eixo y), fosse coincidente com a orientação principal da Lagoa, ou paralelo a linha de costa.

Uma série curta de dados horários de velocidade e direção de vento, entre 12 de fevereiro e 30 de setembro de 1999, foi obtida junto à estação meteorológica dos Práticos da Barra em Rio Grande para ser utilizada no modelo analítico de desníveis em escalas de passagem de frentes (ver Fig. 2.2 para referência). O procedimento para o tratamento dos dados foi semelhante ao descrito no parágrafo anterior.

2.1.3. Níveis de águas

Os dados de níveis das águas foram obtidos em duas fontes: as séries temporais mais longas de Itapoã, Ipanema, Arambaré, São Lourenço do Sul e Rio Grande foram obtidas da página da Agência Nacional de Águas e as séries curtas de Itapoã e São Lourenço do Sul (Fig. 2.2) foram obtidas juntos ao Departamento de Recursos Hídricos da Secretaria Estadual de Meio Ambiente (DRH/SEMA/RS).

As séries temporais de níveis foram obtidas em pontos estratégicos neste sistema. A única exceção está no fato de se utilizar os dados da estação de Ipanema, situada no interior do Rio Guaíba, no lugar da estação de Itapoã devido às grandes interrupções nas medidas para esta localidade.

As séries de Ipanema, São Lourenço, Arambaré e Rio Grande cobrem o intervalo entre 01 de janeiro de 1985 e 31 de dezembro de 2002. Para análises em curto período, duas séries são disponíveis para Itapoã e São Lourenço entre 12 de fevereiro a 30 de setembro de 1999. As séries de níveis constam de medidas diárias e são apresentadas sem as médias e

tendências lineares para analisarmos somente as flutuações decorrentes em cada estação.

2.1.4. Salinidade

Os dados de salinidade foram obtidos junto ao Laboratório de Ecologia Vegetal da FURG e fazem parte do banco de dados do Projeto ECOLAP dentro do Programa Ecológico de Longa Duração (PELD/CNPq), foram coletados no canal de acesso a Lagoa dos Patos, junto à estação dos Práticos da Barra (Fig. 2.2).

A série temporal de salinidade está no intervalo entre 01 de janeiro de 1992 e 31 de dezembro de 1999, com medidas diárias de salinidade superficial onde a água é coletada com um recipiente e as medidas de salinidade feitas no laboratório.

2.2. Tratamento dos dados

A tabela 2.1 mostra uma relação das variáveis utilizadas, assim como, o nome e número da estação de medidas, a localização, latitude, longitude e o período completo de medidas observadas. A figura 2.1 mostra o intervalo de tempo coberto pelos registros de descarga fluvial, ventos, níveis de água e salinidade.

Na figura 2.2 apresenta-se um mapa da região de estudo e as estações de onde foram obtidas as informações. Séries em que foram observadas falhas de registros de até três dias tiveram seus valores completados com interpolações lineares.

Algumas séries temporais foram filtradas com o objetivo de remover as oscilações de alta frequência não relevantes no estudo, de acordo com o objetivo da análise. Este processo será descrito mais à frente.

O processo de filtragem, assim como, as análises estatísticas realizadas neste trabalho fazem referência aos métodos de análises de dados oceanográficos propostos por Emery e Thomson (1998).

Tabela 2.1. Tabela das variáveis utilizadas no trabalho, assim como o nome da estação, a localização, latitude, longitude e o período de medidas.

variável	Estação	localização	n° estação	lat. (°)	Long. (°)	início	Fim
descarga	Rio Pardo	Rio Jacuí	85900000	-30,07	-52,4	1/1/1940	31/12/2002
	Muçum	Rio Taquari	86510000	-29,16	-51,94	1/1/1940	31/12/2002
ventos	Chuí	Chuí	83998	-33,45	-52,22	1/1/1964	31/12/1999
	Praticagem	Est. Prát. Barra		-32,95	-52,06	12/2/1999	30/9/1999
	Ipanema	Rio Guaíba	87460120	-30,14	-51,25	1/1/1985	31/12/2002
	Arambaré	Lagoa dos Patos	87540000	-30,98	-51,52	1/1/1985	31/12/2002
níveis	São Lourenço	Lagoa dos Patos	87921000	-31,4	-52,03	1/1/1985	31/12/2002
	R. Grande/Regatas	Lagoa dos Patos	87980000	-32,01	-52,07	1/1/1985	31/12/2002
	Itapoã	Rio Guaíba		-30,41	-51,07	12/2/1999	30/9/1999
	São Lourenço	Lagoa dos Patos		-31,4	-52,03	12/2/1999	30/9/1999
salinidade	Praticagem	Est. Prát. Barra *		-32,95	-52,06	1/1/1993	31/12/1999

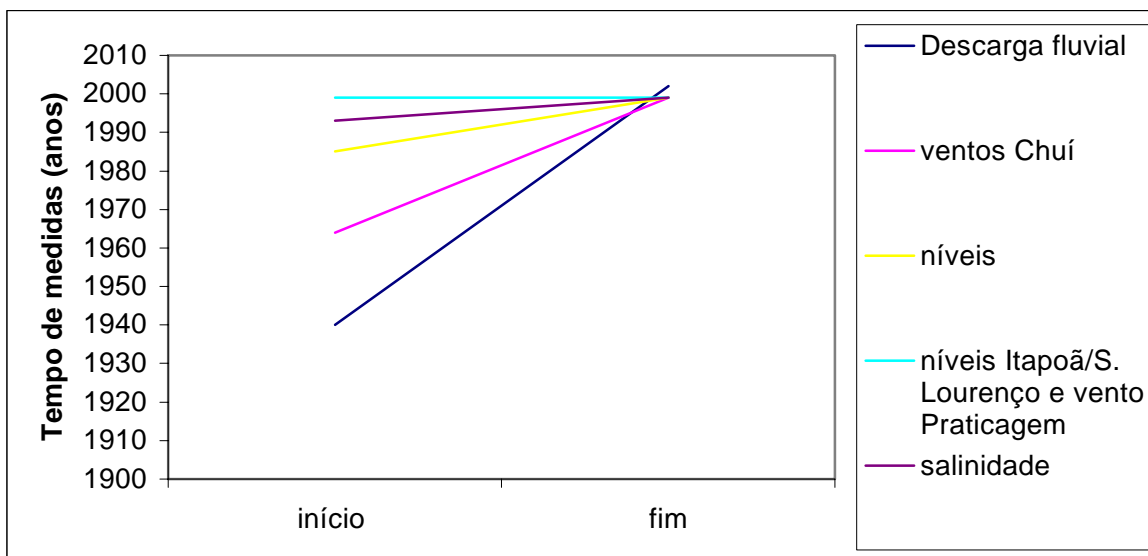


Figura 2.1. Intervalo de tempo coberto pelas medidas de descarga fluvial, ventos, níveis de água e salinidade utilizadas no estudo.

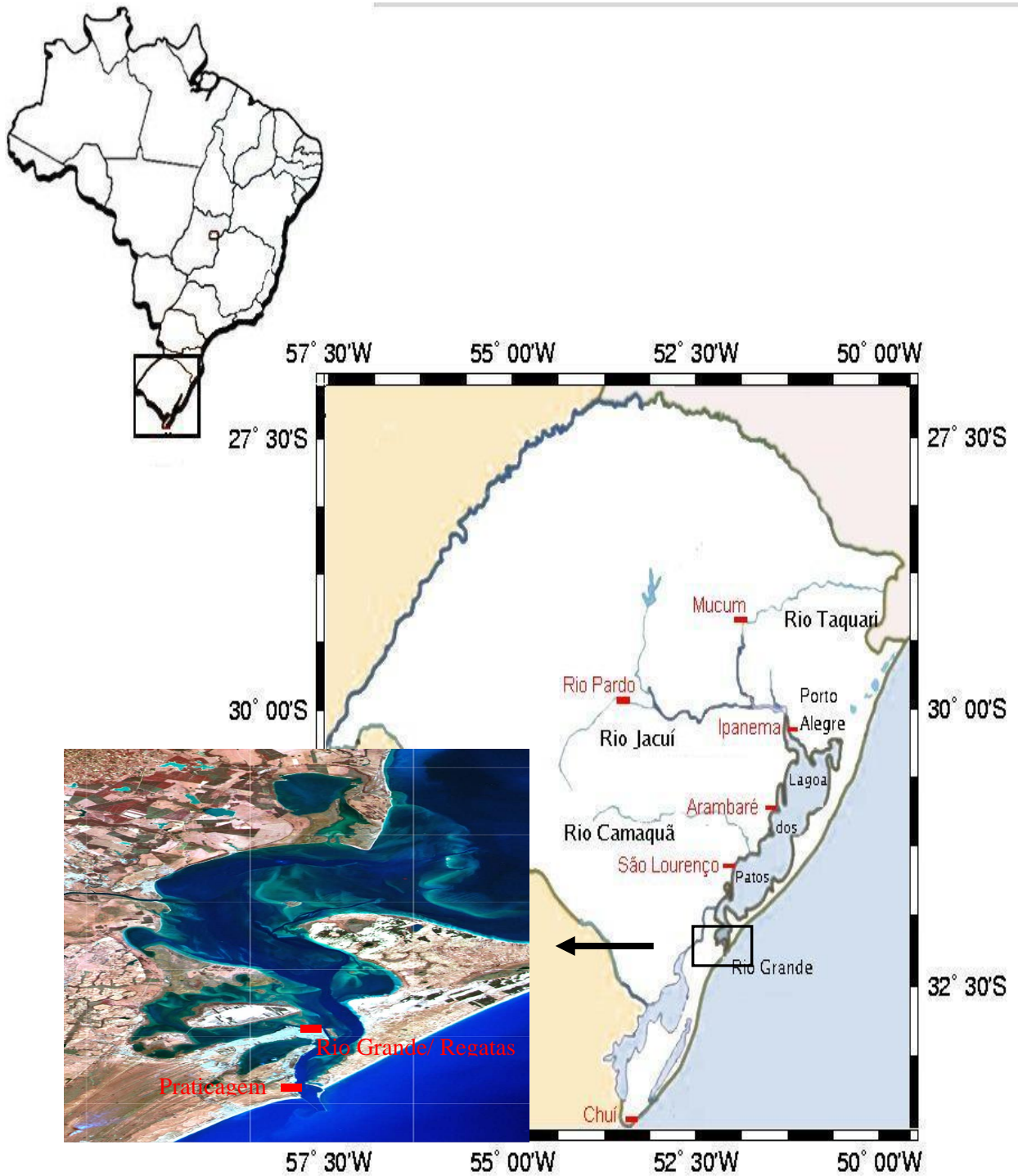


Figura 2.2. Estações onde são realizadas as medidas de descarga fluvial, ventos, níveis de água e salinidade utilizadas no trabalho.

2.2.1. Processo de filtragem: função de transferência

A aplicação de um filtro digital na análise dos dados foi importante na remoção de flutuações com períodos menores que 3 dias, pois, estas poderiam se manifestar diferentemente nos sinais analisados. O filtro utilizado é um filtro cossenoidal de janela de Lanczos que é uma versão reformulada dos filtros retangulares com a incorporação de um fator multiplicativo (janela de Lanczos) para garantir uma atenuação mais rápida das ondulações excedentes nos lóbulos laterais.

O método utilizado foi a filtração no domínio de frequência usando o algoritmo de transformada rápida de Fourier (FFT) e que será descrito posteriormente.

Podemos exemplificar o filtro com uma função de transferência $H(\omega)$ periódica no domínio de frequência Nyquist $(-\omega_N, \omega_N)$, a qual é a máxima frequência de resolução obtida pelo método de Fourier, sendo a frequência fundamental igual a $1/T$, onde $T = N\Delta t$ é o período da série, N é o número de passos de tempo da série e Δt o passo de tempo das medidas.

Se desconsiderarmos atrasos de fase dependentes da frequência, assumimos que a função de transferência é par $H(\omega) = H(-\omega)$ e temos um filtro de co-seno resultante dado por:

$$H(\omega) = \sum_{q=1}^M h(q) \cos\left(\frac{q\omega}{\omega_N}\right)$$

Onde, os coeficientes de filtro $h(q)$ são dados por:

$$h(q) = \int_0^{\omega_N} \cos\left(\frac{q\omega}{\omega_N}\right) \cos\left(\frac{\omega}{\omega_N}\right) d\omega$$

para, $q = 0, 1, 2, \dots, M$. Os coeficientes de filtro $h(q)$ determinam a série de saída $\{y_1(t)\}$ para uma dada série de entrada $\{x_1(t)\}$. Para um filtro de passa baixa, os valores $0 \leq |\omega| \leq \omega_c$ podem ser definidos como limites da integral (2), onde ω_c é a frequência de corte. Os coeficientes de filtro são então dados por:

$$h(q) = \frac{\omega_c}{\omega_N} \frac{\sin\left(\frac{p\omega_c}{\omega_N}\right)}{\frac{p q \omega_c}{\omega_N}}$$

para $q = 0, \pm 1, \dots, \pm M$. Lanczos (1956) mostrou que as oscilações na forma $\sin(p)/p$ na equação (3) podem ser atenuadas mais rapidamente usando uma janela. A janela

consiste de um conjunto de pesos que sucessivamente fazem médias com períodos constantes das flutuações laterais sobre um ciclo e esta é definida como um fator sigma:

$$\sigma_{M, q} = \frac{\sin \frac{pq}{M}}{\frac{pq}{M}}$$

Onde, M é o número distinto de coeficientes de filtro h(q), com q= 1, 2, ..., M e $\omega_M = (M-1)/M$ sendo a frequência do último termo mantido na expansão de Fourier. Multiplicando então os coeficientes do filtro de co-seno (3) pelos fatores sigma (4) temos os pesos do filtro cossenoidal de janela de Lanczos. Então, considerando $\sigma(M, 0) = 1$, os pesos do filtro de passa baixa são:

$$h_0 = \frac{w_c}{w_N}, \quad q = 0$$

E, para q= ±1, ..., ±M. Sendo M << N temos,

$$h_q = \frac{w_c}{w_N} \frac{\sin \frac{pqw_c}{w_N}}{\frac{pqw_c}{w_N}} \sigma_{M, q}$$

Então, a função de transferência (1) para um filtro cossenoidal de passa baixa pode ser escrita como:

$$H_L = \sum_{q=1}^{M-1} \frac{w_c}{w_N} \frac{\sin \frac{pqw_c}{w_N}}{\frac{pqw_c}{w_N}} \cos \frac{q\omega w}{w_N}$$

A equação (6) mostra a função de transferência usada no processo de filtração das séries temporais analisadas. E como o passo das medidas é diário, a frequência de corte para um filtro de 3 dias é $\omega_c = 0.333$ ciclos por dia (cpd), $\omega_N = 0,5$ cpd para medidas diárias e o número de pesos (M = 16) utilizados no processo é mantido constante.

Tendo agora a função de transferência utilizada no processo de filtração podemos introduzir o método utilizado.

2.2.1.1. Método utilizado: filtração no domínio de frequência

Os métodos tradicionais de filtração envolvem a convolução de séries temporais com funções de peso chamadas funções de impulso que eliminam as bandas de frequência selecionadas nas séries temporais.

No caso da filtração por método de Fourier para remoção das flutuações indesejáveis, os pesos são definidos em termos de uma função de resposta no domínio de frequência ou como chamamos anteriormente uma função de transferência $H(\omega)$. A filtração no domínio de frequência é mais atrativa devido à simplicidade comparada à convolução no domínio de tempo.

No nosso caso a função de resposta usada no trabalho vai ser dada pela equação (6) e na realização do processo de filtração as séries de entrada vão ter apenas as suas médias e tendências lineares removidas, não serão aplicadas janelas e nem sobreposições nas séries antes do processamento do filtro digital. O processo consiste em seguir quatro passos:

1) Remover as médias e tendências lineares (ou não lineares se forem bem definidas) dos dados antes do processo de filtração, pois, os sinais filtrados com as médias e tendências podem sofrer uma amplificação nas suas intensidades.

2) Aplicar a FFT nos dados considerando uma série de N valores onde $N = 2^p$ sendo p um inteiro positivo. Definir o filtro de transformada de Fourier $H(\omega)$ mais adequado para as frequências positivas e negativas sendo limitado pelas frequências Nyquist ($\pm 1/2\Delta t$), onde a razão entre a frequência Nyquist e a fundamental nos dá o número máximo de componentes espectrais obtidas igual a $N/2$.

3) Se as medidas consistem em valores reais e os dados de saída também, o filtro pode obedecer a relação $H(-\omega) = H(\omega)^*$, onde o asterisco representa o complexo conjugado da função. Esta condição é facilmente satisfeita se utilizamos uma função $H(\omega)$ real e simétrica no domínio de frequência, como a função dada pela equação (7).

4) Multiplicar a série de dados transformados $X(\omega)$ por $H(\omega)$ e fazer a transformada inversa da série de dados resultante $Y(\omega)$ obtendo os dados filtrados no domínio de tempo.

Nós podemos mostrar o perfil de um filtro de transformada de Fourier supondo que temos uma série temporal $x(t)$ com valores discretos $x(n\Delta t) = x_n$, onde n é um número inteiro que pode ter alcance de $-N < n \leq N$. A transformada de Fourier desta série temporal pode ser escrita como:

$$X(\omega) = \sum_{n=-N+1}^N x_n \exp(i\omega_k n \Delta t)$$

Onde, $T = 2N\Delta t$ é o tamanho da série. As frequências de Fourier são escritas como:

$$\omega_k = \omega_c + \frac{2\pi k}{T}$$

para, $-N < k \leq N$. Então o filtro de transformada de Fourier para um sistema linear de parâmetros constantes resulta na transformada de Fourier dos dados filtrados $Y(\omega_k)$ que é relacionada a transformada de Fourier dos dados de entrada $X(\omega_k)$ pelo produto:

$$Y(\omega_k) = H(\omega_k) X(\omega_k)$$

Que no nosso caso, pode ser escrita como:

$$Y(\omega_k) = \sum_{k=1}^N \left[\frac{w_c}{w_N} \sin\left(\frac{pkw_c}{w_N}\right) + \frac{w_c}{w_N} \cos\left(\frac{2kw}{w_N}\right) \right] X(\omega_k) \quad (10)$$

A equação (10) vai ser usada para realizar o processo de filtração das amplitudes das séries temporais analisadas no trabalho com o mesmo valor de frequência de corte e número de pesos descritos na seção anterior (2.2.2).

As amplitudes obtidas com o algoritmo FFT também vão ser usadas para a obtenção dos espectros de potência dos sinais e o processo de obtenção dos espectros que será descrito à frente.

2.2.2. Séries temporais

Nesta seção serão apresentadas as séries temporais de descarga fluvial, ventos, níveis de água e salinidade, filtrados com frequência de corte em 0,333 cpd (período de 3 dias). Isto significa que serão considerados somente eventos com períodos superiores a três dias. A tabela 2.2 resume os valores médios e máximos observados nas séries temporais.

As séries de descarga dos rios Jacuí e Taquari são somados resultando em uma série de descarga fluvial representativa para a Lagoa dos Patos. Esta e suas média e tendência lineares são mostradas na figura 2.3. Temos uma taxa de aproximadamente $4,62 \text{ m}^3\text{s}^{-1}\text{ano}^{-1}$ e o valor máximo observado nesta série temporal são de aproximadamente $16000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ no ano de 1941.

A série temporal da componente longitudinal dos ventos observados na estação do Chuí mostra valores máximos de aproximadamente 15 ms^{-1} para ventos de ambos os quadrantes

(Fig. 2.4) e uma média 3 vezes maior para ventos de quadrante sul (Tabela 2.2).

Tabela 2.2. Tabela de valores máximos e médios para descarga fluvial total, ventos, níveis de água e salinidade.

variável	Estação	Máxima	Média	Unidade
Descarga fluvial	Jacuí/Taquari	16000	1185	m³/s
Vento	Chuí (componente sul)	14,6	1,65	m/s
	Chuí (componente norte)	-14,6	-0,57	m/s
Níveis de água	Ipanema	1	0,63	m
	Arambaré	1	0,55	m
	São Lourenço	1	0,55	m
	Rio Grande	0,5	0,52	m
Salinidade	Estação Práticos	32	9,44	ups

Nas séries temporais de níveis de água nos quatro pontos dentro da lagoa dos Patos (Figs. 2.5A, 2.5B, 2.5C, 2.5D) podemos observar o decréscimo nas amplitudes dos sinais conforme nos aproximamos da boca do estuário. Nas porções superior e central da Lagoa os níveis alcançam 1 m e, na porção estuarina alcançam 0,5 m.

Os valores médios observados também decrescem conforme nos aproximamos da boca do estuário (Tabela 2.2) e maiores valores de elevações de nível são esperados na região do canal de acesso, visto que este atua como um filtro (Möller et al, 2001; Fernandes, 2001).

As figuras da parte superior e central da lagoa mostram um padrão de oscilação em escalas anuais compatível com o observado na figura 2.3 indicando a descarga fluvial como um fator importante na manutenção do padrão de níveis observados dentro da lagoa em longo prazo.

Na série temporal de salinidade, o máximo observado é de 32 ups no ano de 1997 (Fig. 2.6). Nestas medidas o ciclo anual bem definido também pode ser observado na maior parte dos anos.

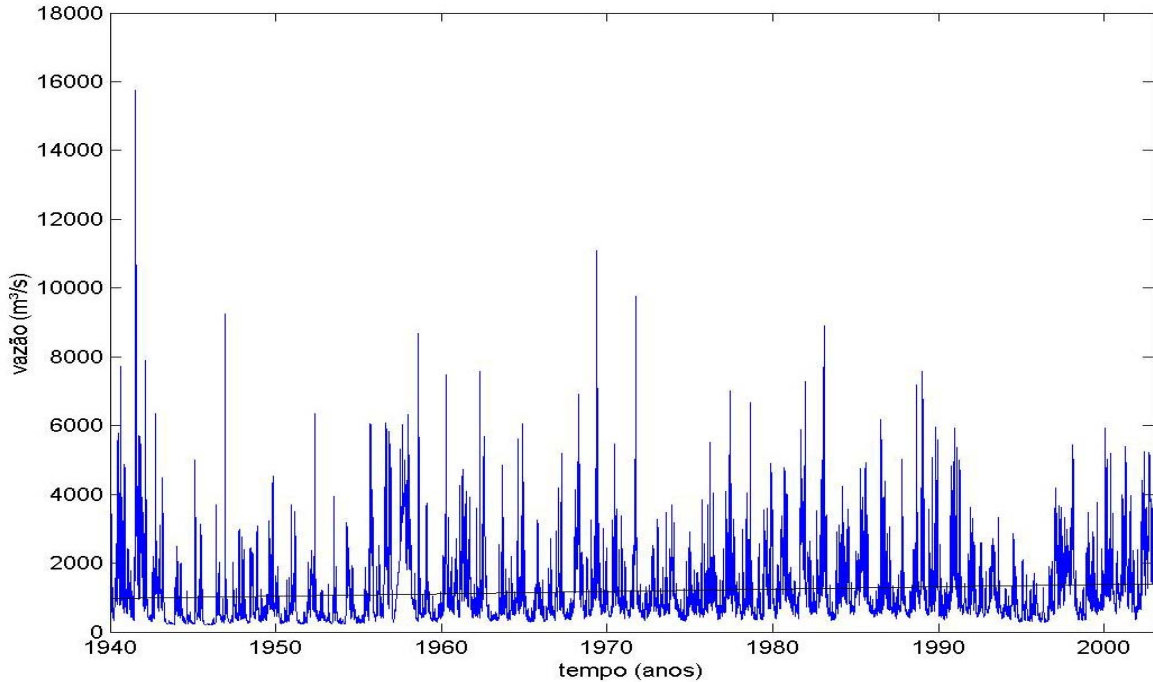


Figura 2.3. Série temporal de descarga fluvial da soma das contribuições dos rios Jacuí e Taquari e sua respectiva média e tendência linear. As medidas são realizadas de 01/1940 a 12/2002.

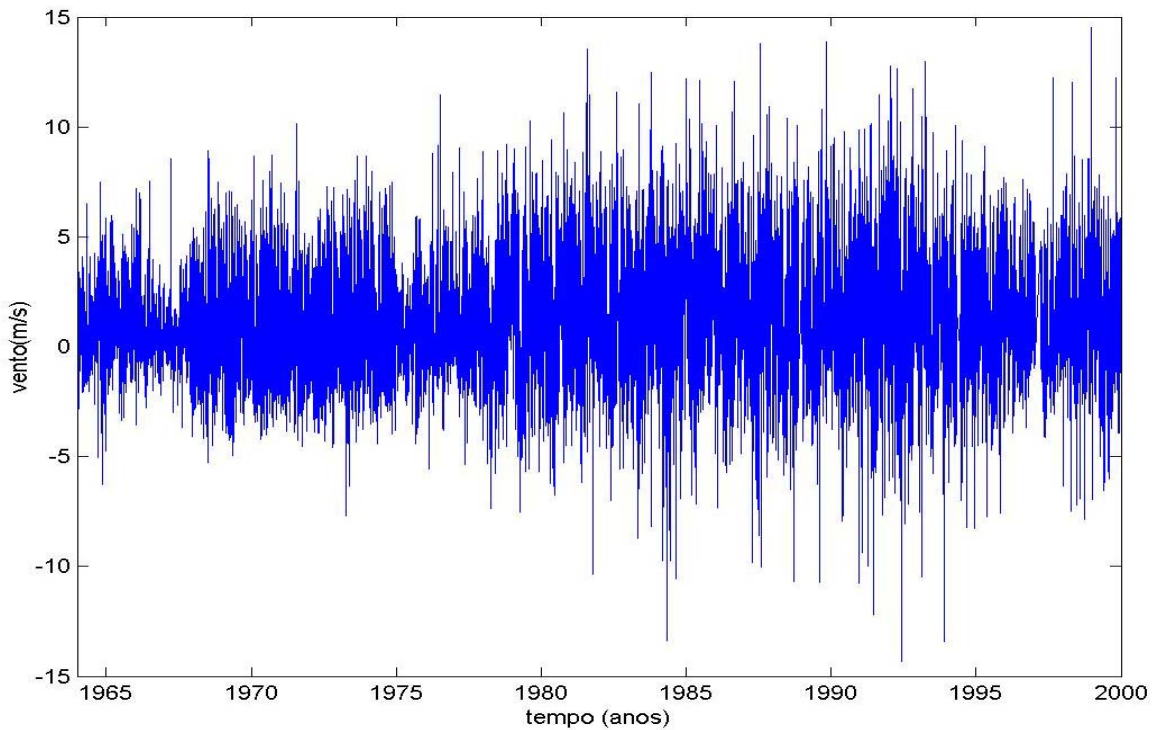


Figura 2.4. Série temporal da componente longitudinal do vento no Chuí. Valores positivos representam ventos provenientes de quadrante sul e as medidas são realizadas de 01/1964 a 12/1999.

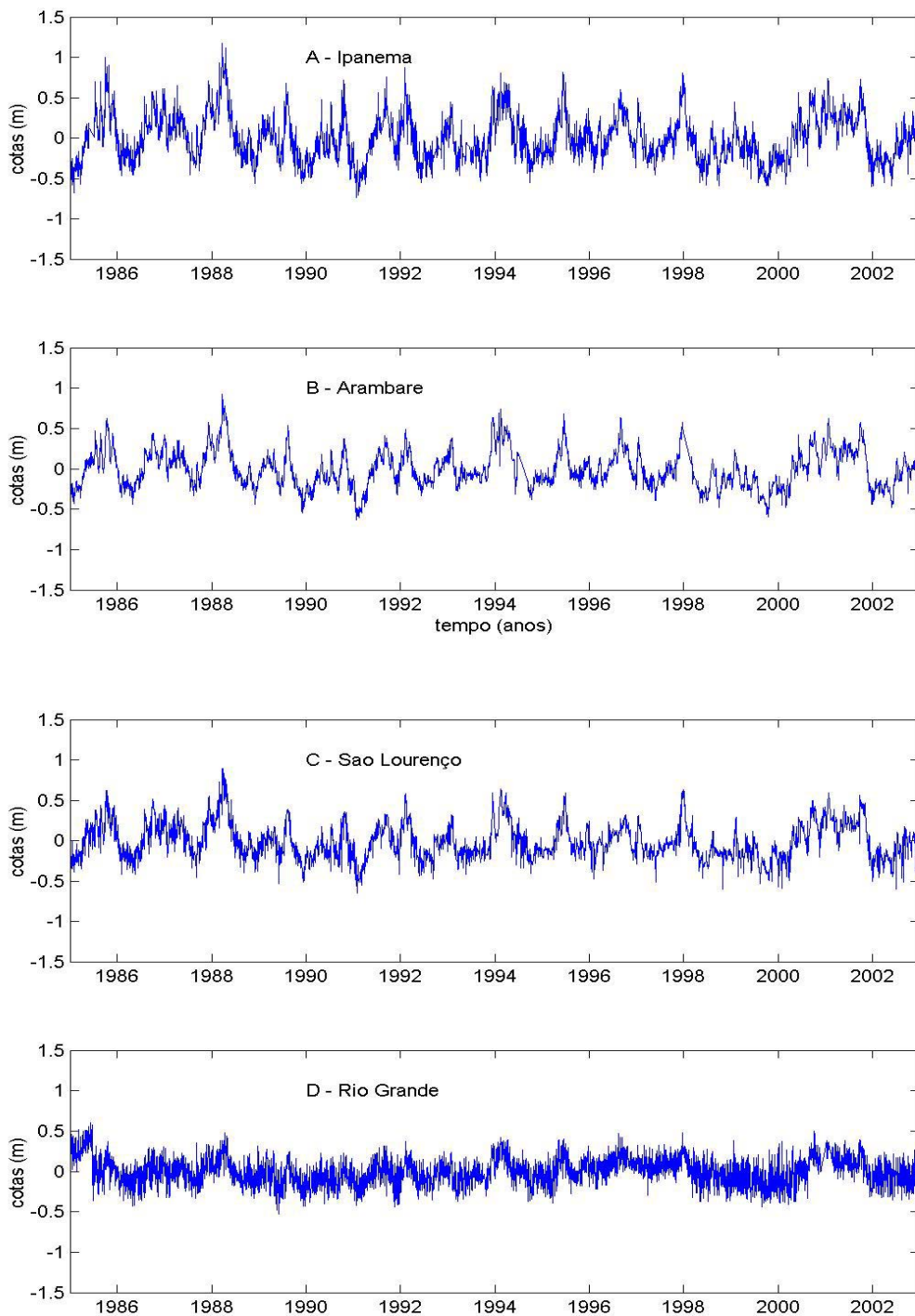


Figura 2.5. Séries temporais de níveis de água observados no trabalho. (A) estação de Ipanema, (B) estação de Arambaré, (C) estação de São Lourenço, (D) estação de Rio Grande. Medidas são realizadas de 01/1985 a 12/2002.

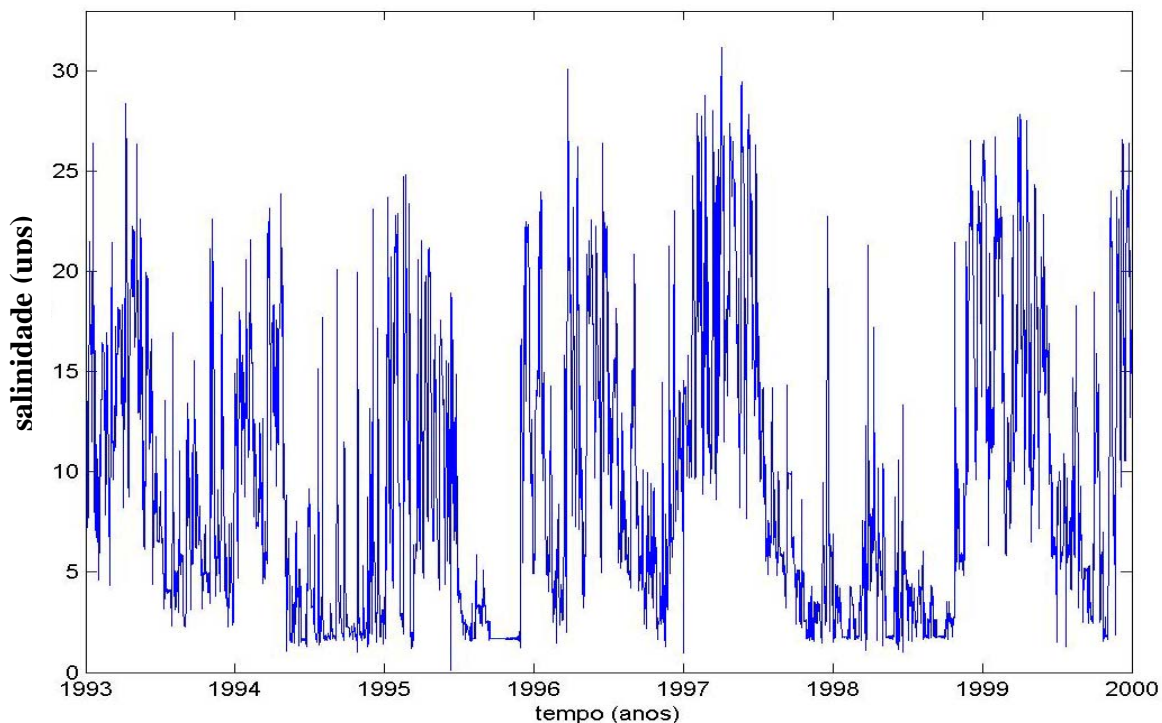


Figura 2.6. Série temporal de salinidade observada na estação dos Práticos da Barra (canal de acesso) e sua respectiva média e tendência linear. Medidas realizadas de 01/1993 a 12/1999.

2.2.3. Séries de desvios mensais com relação às médias

As séries temporais brutas (não filtradas) utilizadas no trabalho foram separadas em séries anuais de desvios mensais. O processo consistiu em fazer as médias mensais das flutuações dos sinais em cada dos meses do ano para todos os anos de medidas.

Os desvios mensais são calculados somente sobre as flutuações das séries temporais de forma que suas médias e tendências lineares são removidas antes dos cálculos. Posteriormente, as flutuações observadas são separadas por mês de ocorrência e os valores médios são calculados, resultando nas séries de desvios mensais.

2.2.4. Modelo analítico para cálculo de desníveis

A lagoa dos Patos como um corpo d'água semifechado quando sujeita à ação de ventos soprando diretamente sobre sua superfície livre permite o estabelecimento de desníveis entre suas extremidades. A proposta da seção é tentar calcular os desníveis longitudinais formados entre o topo da lagoa e a parte central.

Para o cálculo dos desníveis vamos utilizar um modelo analítico linear que a partir do conhecimento da tensão de cisalhamento do vento nos permite estimar o desnível produzido entre dois pontos da lagoa.

O modelo já foi utilizado com sucesso por Pollak (1960) para obtenção de uma estimativa do coeficiente de cisalhamento do vento em Chesapeake Bay, nos Estados Unidos. Hearn e Lukatelich (1990) utilizaram o modelo para estimar desníveis forçados pelo vento no estuário Peel-Harvey, na Austrália. Wang et al. (1997) também utilizaram o modelo para estimar a contribuição da ação local do vento na formação de desníveis na baía de São Francisco, nos Estados Unidos.

A equação de balanço quase-uniforme para a circulação dirigida pelo vento na direção longitudinal ao corpo da Lagoa dos Patos (direção y) pode ser escrita na forma discreta como:

$$\frac{n_1 T_y}{\rho_w H_0} + g_0 \frac{\Delta h}{\Delta y} = 0 \quad (1)$$

Onde

$$T_y = k_1 \rho_a v^2 \quad (2)$$

E T_y é a tensão de cisalhamento do vento, v é a velocidade média do vento, k_1 é o coeficiente de cisalhamento do vento, n_1 é um parâmetro adimensional para considerar a influência de efeitos turbulentos, ρ_a é a densidade do ar, ρ_w é a densidade da água, g_0 é a aceleração da gravidade, H_0 é a profundidade média local, Δh é a variação entre os níveis e Δy é a distância entre as duas estações medidas.

Antes do cálculo da tensão de cisalhamento, as séries de ventos passam por uma correção, pois, são observados sobre a superfície da terra e não sobre a água. A correção sugerida por Hsu, (1986) é:

$$v_c = 1,62 + 1,17v \quad (3)$$

onde, a velocidade corrigida v_c é dada pela relação (13) e é utilizada na estimativa da tensão de cisalhamento do vento em (12). O modelo descrito pela equação (11) pode ser bem aplicado quando estamos interessados em estudar processos nos quais os termos de aceleração, fricção e Coriolis podem ser desprezados.

Em nossas análises vamos considerar o desnível entre dois pontos diferentes pela disponibilidade de medidas. Para estudar os desníveis em escalas de tempo de passagem de frentes vamos considerar as estações de Itapoã e São Lourenço. Para estudar a contribuição do vento no controle do

padrão mensal de desníveis vamos considerar as estações de Ipanema e São Lourenço.

Os parâmetros constantes H_0 , g_0 , Δy , n_1 e k_1 utilizados no modelo são mostrados na tabela 2.3.

Tabela 2.3. Tabela das constantes utilizadas no modelo analítico.

desnível (Itapoã/ São Lourenço)		Desnível (Ipanema/ São Lourenço)	
parâmetros		Parâmetros	
H_0	5 m	H_0	5 m
g_0	9,8 m/s ²	g_0	9,8 m/s ²
Δy	143000 m	Δy	158000 m
n_1	2,5	n_1	0,41
k_1	0,0025	k_1	0,0025

Onde: H_0 é a profundidade média da Lagoa dos Patos; g_0 é a aceleração da gravidade; Δy são as distâncias calculadas entre as estações de medidas; n_1 é estimado por testes e comparações dos resultados obtidos e k_1 foi estimado por Csanady (1982).

Os desníveis são calculados e comparados com os desníveis observados, sendo que estes são estimados simplesmente pelo cálculo da diferença entre os níveis das duas estações de medidas analisadas.

2.2.5. Relação entre a salinidade e a descarga fluvial

A relação entre intervalos de valores de descarga fluvial e a média de salinidade pode nos esclarecer a relação existente entre as forçantes de vento e descarga fluvial na manutenção do padrão de salinidade média na estação dos Práticos da Barra, ao longo do ano.

Os intervalos de valores de descarga fluvial foram selecionados a cada 1000 m³s⁻¹, desde 0 até 8000 m³s⁻¹, sendo este o máximo valor de descarga observado entre os anos de 1993 e 1999. Então, os valores médios de salinidade que ocorrem entre estes intervalos de descarga fluvial são também selecionados.

Um histograma dos intervalos de salinidade contra os intervalos de descarga fluvial nos permite então procurar uma relação entre as variáveis. Vamos estabelecer a relação calculando o melhor ajuste em segunda ordem para os pontos observados usando uma interpolação polinomial cujo processo consiste em fazer um ajuste entre dois pontos observados marcando os valores interpolados em posições apropriadas de acordo com o procedimento de mínimos quadrados.

2.2.5.1. Proposta de um modelo empírico para o cálculo da salinidade como função da descarga fluvial

Para testar a contribuição da descarga fluvial na modulação do sinal de salinidade observada foi proposto um modelo analítico de fluxo unidimensional em um canal. A base do modelo é uma relação analítica entre a salinidade e fluxo uniforme de água doce obtida por Ippen (1966) e Thoman (1987) quando resolveram uma equação de transporte por advecção e difusão. A solução é dada como:

$$S(y_0, Q) = S_0 \exp\left(-\frac{Q_0 y_0}{2 E_1 A}\right)$$

Onde: S_0 é a salinidade na fronteira oceânica, Q_0 é a vazão, y_0 é a distância da fronteira oceânica, E_1 é o coeficiente de dispersão e A é a área da seção transversal.

O modelo aqui utilizado tem esta solução analítica, mas com uma alteração na variável Q_0 e uma contribuição através de uma expansão por série de potências. De forma que utilizamos:

$$S_u(y_0, Q) = S_0 \exp\left(-\frac{D y_0}{2 E_1 A}\right) \sum_{n=2}^5 C_n \left(\frac{Q}{Q_{max}}\right)^n$$

Onde $D=0,08Q_{max}/Q$ e $C=-y_0/2E_1A$. Neste caso $S_u(y_0, Q)$ é a salinidade empírica calculada no trabalho, Q é a vazão diária e Q_{max} é a vazão máxima observada na série temporal.

A tabela 2.4 mostra os parâmetros físicos relativos ao canal e utilizados no cálculo.

Tabela 2.4. Tabela dos parâmetros físicos do canal de acesso. variáveis

y_0	6000m
E_1	3000m ² /s
A	6000m ²

Onde: y_0 é a distância entre a estação da Praticagem e a saída do canal obtida pelo cálculo direto com uma carta náutica; A é a área da seção transversal do canal também obtida pelo cálculo com uma carta náutica; E_1 é o coeficiente de dispersão referente ao resultado de um modelo matemático utilizado por Schiller, (2004).

A figura 2.7 mostra o esquema utilizado para estimar a área da seção transversal do canal de acesso a Lagoa dos Patos.

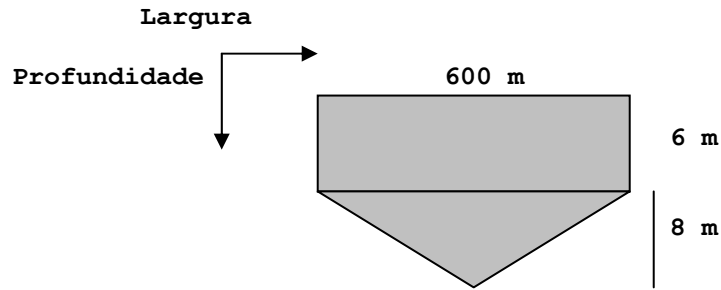


Figura 2.7. Esquema da seção transversal do canal de acesso a Lagoa dos Patos.

2.2.6. Espectros de potência

Na análise de espectro visamos conhecer a variabilidade das séries temporais em termos de suas funções periódicas dominantes.

A escolha do algoritmo FFT para realização do processo de filtração e reprodução dos espectros foi pela simplicidade de aplicação e velocidade de computação já que este método mantém a precisão do método direto de análise de Fourier sendo bem aplicável a séries temporais quase-estacionárias.

Na aplicação do algoritmo não foram utilizadas janelas para diminuir a dispersão do sinal no início e no fim das séries, somente foram retiradas as médias e tendências lineares para que não houvesse acúmulo de energia em bandas de baixa frequência especialmente porque estas são as faixas de interesse no trabalho.

O aumento da realidade estatística ou do número de graus de liberdade vai ser realizado no domínio de frequência como será descrito mais à frente visto que estamos interessados em processos de longo período e este processo de suavização fornece uma boa resposta. Os passos para obtenção dos espectros de potência são mostrados abaixo:

1) Remover tendências lineares (ou não lineares se forem bem definidas) dos dados antes da aplicação do algoritmo, pois, as médias e tendências lineares podem fazer com que grande parte da energia do sinal fique retida em bandas de baixa frequência e as não lineares podem tornar o sinal extremamente não estacionário.

2) Aplicar a FFT nos dados considerando uma série de N valores onde $N = 2^p$ sendo p um inteiro positivo. Criar uma série de frequências angulares ou lineares $-\omega_N < |\omega| < \omega_N$, onde ω_N é a frequência Nyquist.

3) Calcular o espectro de potência multiplicando o espectro de amplitudes $X(\omega)$ pelo seu complexo conjugado.

Quando temos em mãos os valores do espectro de amplitudes do sinal $X(\omega_k)$ dado pela equação (7), podemos então calcular a energia espectral por unidade de banda de frequência $E(\omega_k)$ que é dada pelo quadrado das amplitudes ou dos coeficientes de Fourier do sinal analisado, como:

$$E = |X_k|^2$$

A figura 2.8 mostra o fluxograma do processo de cálculo do espectro de potência.

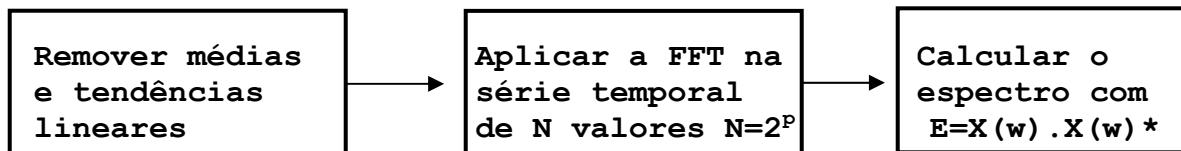


Figura 2.8. Fluxograma que ilustra o processo de cálculo do espectro de potência.

Temos então o espectro de energia, porém pelo fato de termos $N/2$ componentes de Fourier para cada estimativa, temos apenas dois graus de liberdade por estimativa espectral.

Considerando que os dados são normalmente distribuídos de forma randômica, podemos definir os limites de confiança para os espectros em termos de uma distribuição qui-quadrado, onde para dois graus de liberdade encontramos um desvio padrão igual à média da estimativa.

Estes resultados não são estatisticamente confiáveis e neste caso temos que optar por um método de suavização espectral.

2.2.6.1. Suavização espectral no domínio de frequência e níveis de confiança

Como temos um número mínimo de graus de liberdade e pouca confiança nas estimativas temos que realizar um processo de suavização dos dados para aumentar sua significância estatística.

Vamos aqui optar pela criação de blocos de bandas de frequência, na qual segmentamos a série temporal de comprimento R em uma série de segmentos mais curtos e de comprimentos iguais R_s , onde $R = KR_s$ e K é um número inteiro positivo e representa o número de blocos. O espectro calculado para cada um dos K segmentos e os valores

espectrais de cada bloco de bandas de frequência forma então a estimativa espectral final para cada banda de frequência.

Como não há sobreposição entre os segmentos das séries, o número de graus de liberdade para o espectro composto será de $2K$, assumindo que o espectro individual não tenha sido janelado e que cada estimativa espectral é uma variável qui-quadrado com dois graus de liberdade.

Como temos uma estimativa espectral resultante com apenas dois graus de liberdade, o desvio padrão da estimativa dos picos espectrais é tão largo quanto os próprios picos e apesar deste espectro ser mais bem delineado, quando aumentamos os graus temos mais confiança na existência real de um pico de frequência.

Vamos suavizar o nosso espectro de forma a facilitar a visualização aumentando para seis graus de liberdade, pois, para análise de ciclos de longos períodos esta suavização já melhora bem a visualização.

O processo consiste em fazer uma média de três componentes espectrais adjacentes para obtermos um espectro mais suave $E'_b = \sum E(\omega_k)$, onde a somatória compreende um número de componentes $E(\omega_k)$ correspondente ao número de graus de liberdade desejado, na forma $2R_s$ por banda b de frequência. E'_b pode ser definido como:

$$E'_b = \frac{1}{3} E(\omega_k) + E(\omega_{k+1}) + E(\omega_{k+2})$$

$$E'_{b+3} = \frac{1}{3} E(\omega_{k+3}) + E(\omega_{k+4}) + E(\omega_{k+5}) \dots$$

Mostrando a criação dos dois primeiros blocos e assim por diante, para $b= 1, 2, \dots R-L$. Onde L é o número de elementos agrupados em cada bloco. Com a realização deste processo, cada uma das novas estimativas espectrais passa a ter seis graus de liberdade e todos os espectros de potência que serão apresentados neste trabalho passam por este processo de suavização.

Definido então o processo de suavização espectral vamos agora definir os intervalos de confiança dos espectros considerando que a razão do espectro estimado e dos valores esperados é distribuída como uma variável qui-quadrado com v graus de liberdade.

$$\frac{\sum \hat{E}_{xx}(\omega_k)}{E_{xx}(\omega_k)} = c \frac{2}{n} \quad (18)$$

Onde, $\hat{E}_{xx}(\omega_k)$ representa o espectro estimado e $E_{xx}(\omega_k)$ representa o espectro verdadeiro da série temporal. Se

considerarmos a probabilidade de uma variável qui-quadrado estar contida em um intervalo definido por extremos como:

$$P \left(\frac{c^2_{1-\alpha, n}}{2} < \frac{n \hat{E}_{xx}(\omega_k)}{E_{xx}(\omega_k)} < \frac{c^2_{1-\alpha, n}}{2} \right) = 1 - \alpha \quad (19)$$

onde

$$P \left(\frac{c^2_{\alpha, n}}{2} < \frac{a}{2} \right) = \frac{\alpha}{2} \quad (20)$$

Com, $1 - \alpha$ sendo o valor percentual equivalente. Então se espera que o espectro verdadeiro $E_{xx}(\omega_k)$ esteja contido no intervalo:

$$\frac{n \hat{E}_{xx}(\omega_k)}{c^2_{1-\alpha, n}} < E_{xx}(\omega_k) < \frac{n \hat{E}_{xx}(\omega_k)}{c^2_{\alpha, n}} \quad (21)$$

Com, $(1-\alpha)100\%$ de confiança. E nesta forma os limites de confiança podem ser aplicados a frequências ω e para os espectros com 6 graus de liberdade vamos aplicar a relação (21), conhecendo o espectro estimado e o calculado para encontrar o nível de 95% ($\alpha = 0.05$) confiança que vai ser mostrado nos espectros de potência.

2.2.7 Espectros de coerência

Feitas às análises espectrais das séries temporais o próximo passo é verificar as possíveis relações entre as variáveis em determinadas bandas de frequência verificando quanto da variância de um parâmetro observado pode ser atribuído a outro através de uma relação linear entre eles.

A estimativa do espectro de coerência é altamente dependente do ruído introduzido no sinal. Por isso, se não é aplicado uma suavização não aparecerá ruído espectral e valores unitários serão encontrados para todas as bandas de frequência não representando uma situação fisicamente real.

Resolvemos este problema suavizando o espectro no domínio de frequência, aplicando janelas ou criando sobreposições no espectro a ser analisado.

O processo para obtenção do espectro de coerência $g_{12}^2(\omega_k)$ entre duas séries $x_1(t)$ e $x_2(t)$ é definida por frequências ω_k , com $k = 0, 1, \dots, N-1$. Como:

$$g_{12}^2(\omega_k) = \frac{|E_{12}(\omega_k)|^2}{E_{11}(\omega_k) E_{22}(\omega_k)} \quad (22)$$

Onde, $E_{11}(\omega_k)$ e $E_{22}(\omega_k)$ são os espectros confinados a frequências positivas ($\omega_k \geq 0$) de ambas as séries e $E_{12}(\omega_k)$ é o espectro cruzado entre as séries. E aqui o módulo de $g_{12}^2(\omega_k)$ está confinado:

$$0 \leq g_{12}^2(\omega_k) \leq 1 \quad (2.13)$$

e

$$g_{12}(\omega_k) = |g_{12}(\omega_k)| e^{i\phi_{12}(\omega_k)} \quad (2.14)$$

Onde, $|g_{12}(\omega_k)|$ é o módulo da função coerência e $\phi_{12}(\omega_k)$ é o atraso de fase entre os dois sinais em uma dada banda de frequência ω_k .

Todos os espectros de potência utilizados no trabalho foram suavizados apenas no domínio de frequência com a criação de blocos de bandas de frequência, porém, no processamento dos espectros de coerência o esquema de suavização foi um pouco diferente.

Antes do processamento dos espectros de potência com o algoritmo FFT para o cálculo da coerência, as séries foram divididas em dois blocos onde foi utilizada uma janela de Hanning com 50% de sobreposição em cada segmento.

Os espectros de potência e cruzados resultantes foram novamente suavizados com janelas de Hanning, porém, estas janelas têm tamanhos de aproximadamente 3 a 5% do tamanho dos espectros que foram suavizados. Depois deste procedimento, os espectros de coerência e os atrasos de fase entre os sinais foram computados.

2.2.7.1. Níveis de confiança

Como nos espectros de potência, temos que demonstrar nos espectros de coerência os níveis de confiança das análises. Se $(1-\alpha)100\%$ é o intervalo de confiança que desejamos especificar para uma função coerência em particular, então para todas as frequências o valor limitante ou o nível acima do qual os valores de coerência ao quadrado passam a informar uma possível relação linear entre as variáveis analisadas é dado por:

$$g_{1-a}^2 = 1 - \alpha \frac{1}{EDOF-1} = 1 - \alpha \frac{2}{DOF-2} \quad (2.15)$$

Onde, $(EDOF = DOF/2)$ é chamado de graus de liberdade equivalentes e representam o número de realizações espectrais cruzadas independentes em cada banda de frequência. Como vamos usar um intervalo de confiança de 95% temos um $\alpha=0.05$ respectivamente.

Na nossa estimativa de coerência o espectro cruzado e o espectro das séries são suavizados por janelas de Hanning

atrasando a largura inteira da série de dados, então os graus de liberdade equivalentes vão estar relacionados ao tipo de janela utilizada no processo. Para o nosso caso $EDOF = 2.666$ e $DOF = 5.332$ (tabela (5.6.4), Emery e Thomson (1998)), resultando num intervalo de confiança $g_{95}^2 = 1 - (0.05)^{0.600} = 0.83$.

CAPÍTULO 3

3. Apresentação dos resultados

3.1. Séries de desvios mensais com relação às médias

Nesta seção vamos apresentar os desvios mensais em relação às médias das séries temporais não filtradas.

Os desvios mensais para a série de descarga do Jacuí e Taquari mostram um máximo de $600 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ no mês de julho e um mínimo de $-600 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ no mês de janeiro (Fig. 3.1). Os desvios positivos para a descarga destes rios ocorrem do início do inverno ao meio da primavera e desvios negativos do fim da primavera ao fim do outono.

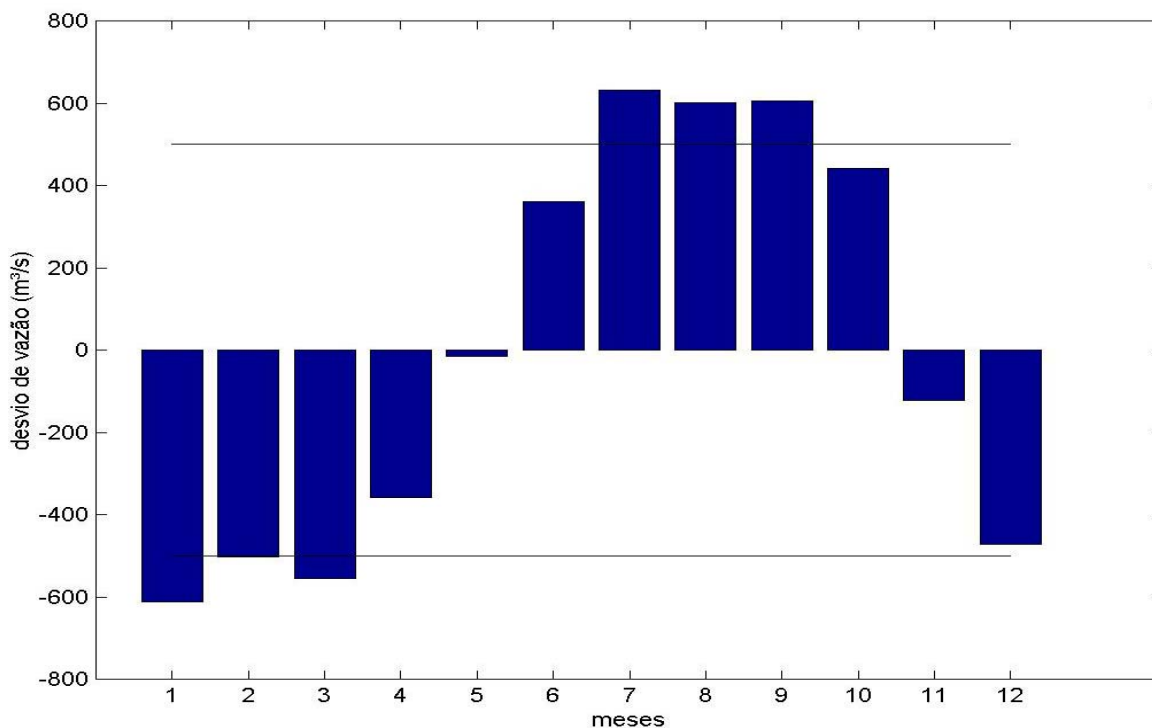


Figura 3.1. Desvios mensais para a série de descarga fluvial dos rios Jacuí e Taquari. As medidas são realizadas de 01/1940 a 12/2002 e a linha preta horizontal representa o desvio padrão da série.

Os desvios mensais para a componente longitudinal dos ventos no Chuí mostram um máximo de $1,6 \text{ ms}^{-1}$ para ventos provenientes de sul ocorrendo nos meses de junho e um máximo de $0,8 \text{ ms}^{-1}$ para os provenientes de norte ocorrendo em novembro (Fig. 3.2). Os ventos provenientes de sul são predominantes do meio do outono ao fim do inverno e os provenientes de norte são predominantes do início da primavera ao início do outono.

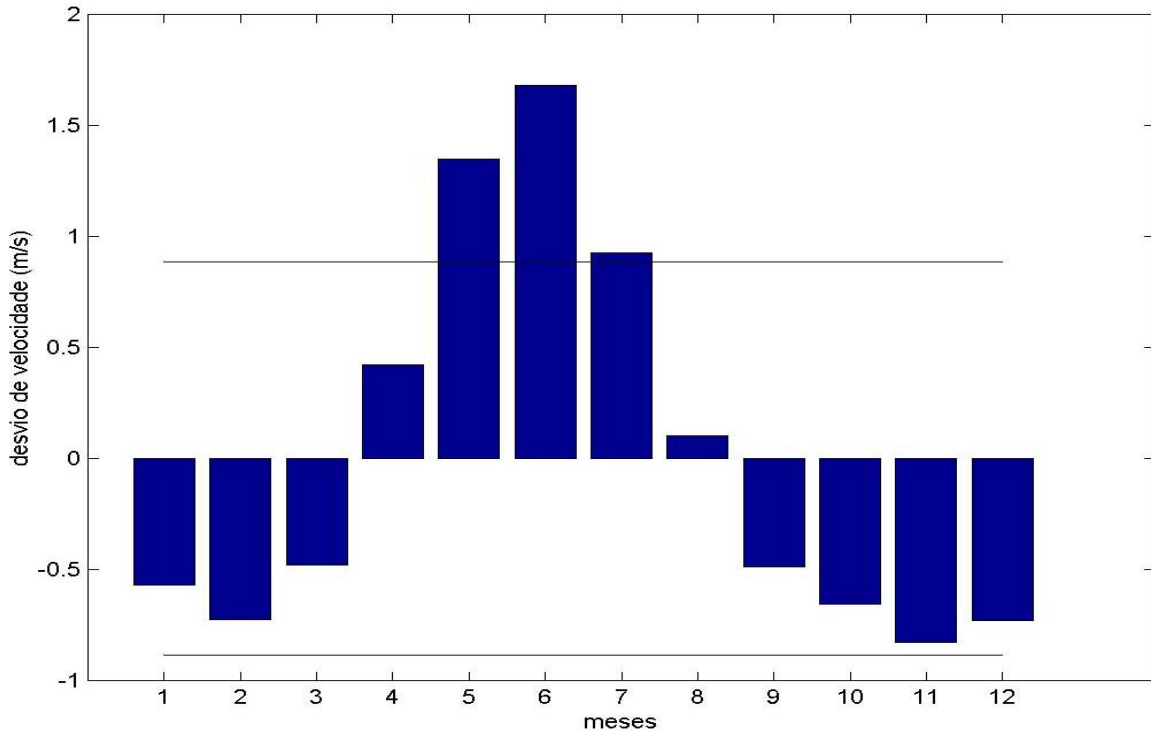


Figura 3.2. Desvios mensais para o componente longitudinal da série de ventos no Chuí. Os valores positivos representam os ventos provenientes de quadrante sul e as medidas são realizadas de 01/1964 a 12/1999. A linha preta horizontal representa o desvio padrão da série.

Os desvios mensais para as séries de nível mostram máximos em torno de 0,28 m, 0,24 m e 0,2 m que ocorrem em julho para as estações de Ipanema, Arambaré e São Lourenço, respectivamente (Figs. 3.3A, 3.3B, 3.3C). Para a estação de Rio Grande (Fig. 3.3D) o máximo é de 0,06 m e ocorre em junho.

Os mínimos, de -0,31 m, -0,27 m, -0,23 m e -0,06 m ocorrem em janeiro, respectivamente, para as estações de Ipanema, Arambaré, São Lourenço e Rio Grande. O decréscimo nas amplitudes dos sinais com a aproximação da boca do estuário é uma característica bem marcada.

Há, portanto, uma sazonalidade no regime de níveis na lagoa dos Patos. Nos meses do final da primavera ao verão, ventos de quadrante norte e baixas descargas fluviais condicionam a ocorrência de desvios negativos ou níveis abaixo da média neste sistema.

No outono e início do inverno ventos de quadrante sul forçam a elevação das águas no interior da laguna, que no início da primavera mantém-se elevada pelo maior aporte dos rios.

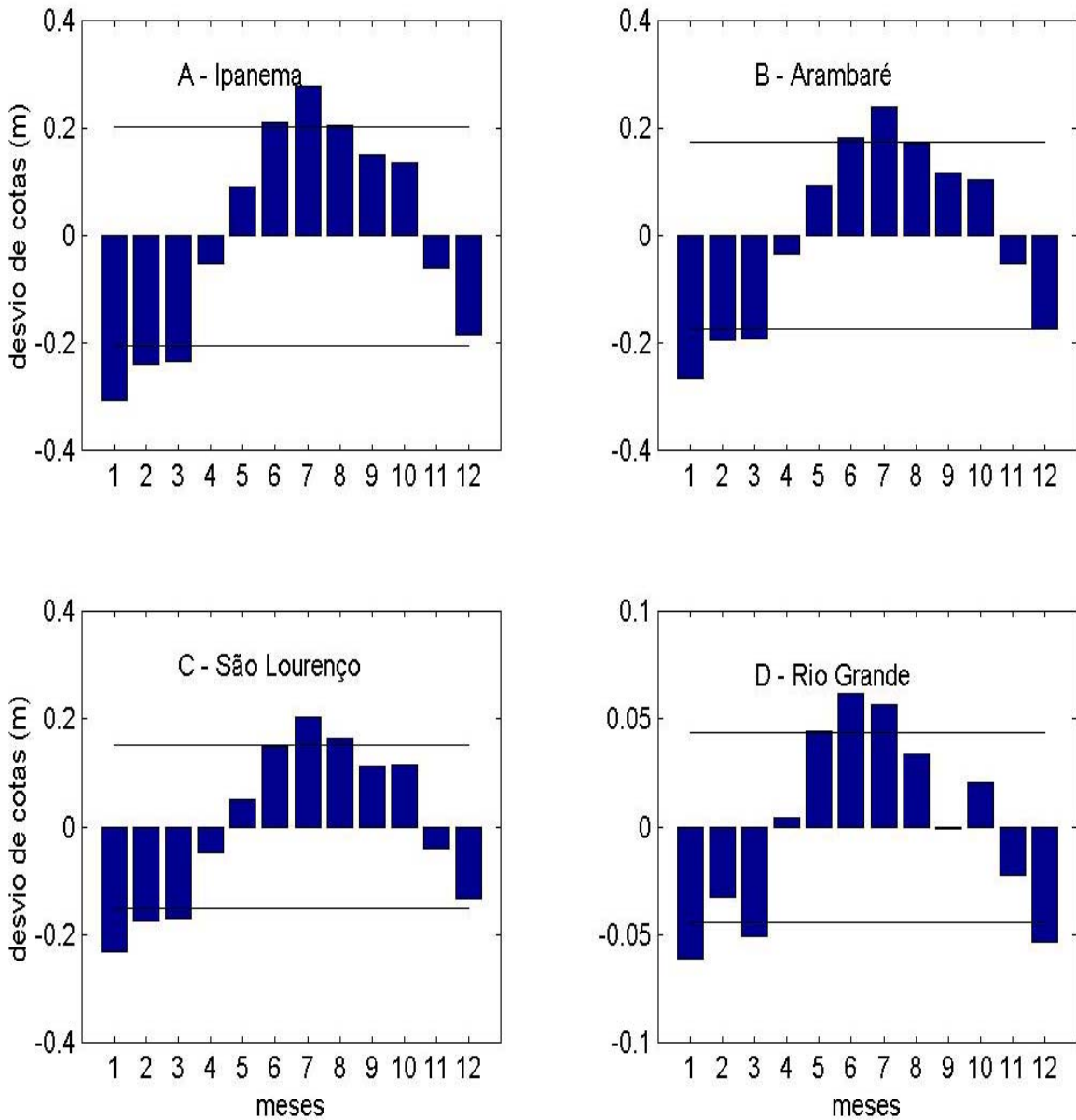


Figura 3.3. Desvios mensais para as séries de níveis de água. (A) Ipanema, (B) Arambaré, (C) São Lourenço e (D) Rio Grande. As medidas são realizadas de 01/1985 a 12/2002. A linha preta horizontal representa o desvio padrão de cada série.

É necessário saber qual a contribuição sazonal isolada do vento nestes desvios para termos certeza da real influência da descarga fluvial na sua produção e manutenção.

Na série de desvios mensais para a salinidade observamos um máximo de 7,2 ups ocorrendo em abril e um desvio mínimo de -6,2 ups ocorrendo em outubro (Fig. 3.4). O padrão observado para a salinidade mostra desvios positivos do início do verão ao início do inverno e desvios negativos do meio do inverno

ao meio do verão, sendo quase inverso aos desvios de descarga fluvial (Fig. 3.1) e ventos médios (Fig. 3.2).

O máximo de salinidade no mês de abril é bem representativo da situação de baixa descarga fluvial associada à predominância de ventos de quadrante sul.

No verão as altas salinidades ocorrem pelas baixas descargas, pois apesar dos ventos dominantes de quadrante norte, a introdução de água salgada por ação de ventos de quadrante sul é mais facilitada. As altas taxas de evaporação do período podem também contribuir para as altas salinidades.

No outono, as mínimas descargas observadas e dominância de ventos de quadrante sul, proporcionam o máximo de salinidade observado (Fig. 3.4).

No inverno, apesar da dominância de ventos de quadrante sul (Fig. 3.2), as altas descargas (Fig. 3.1) dificultam a introdução de sal (Fig. 3.4), que é minimizada na primavera quando se combina ação de ventos de quadrante norte e altas descargas.

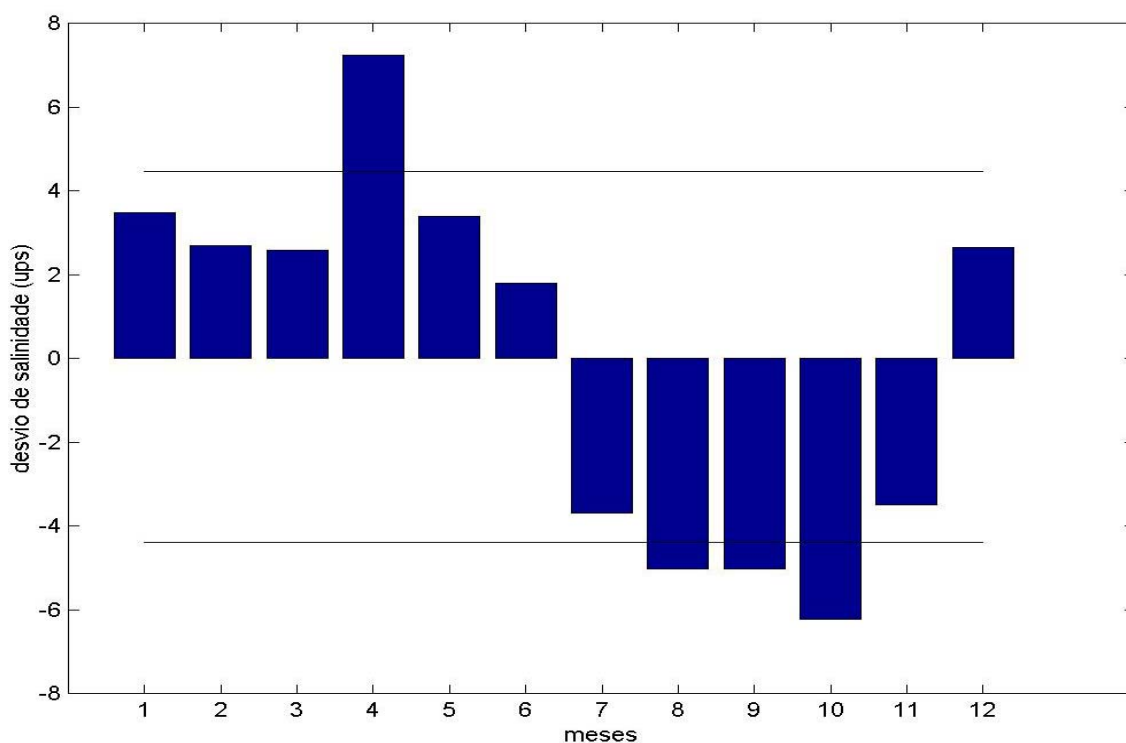


Figura 3.4. Desvios mensais para a série de Salinidade. As medidas são realizadas de 01/1993 a 12/1999 e a linha preta horizontal representa o desvio padrão da série.

Os valores máximos, mínimos e os meses de ocorrência para os desvios mensais são apresentados na tabela 3.1.

Tabela 3.1. Tabela com desvios mensais máximos, mínimos e meses de ocorrência para as variáveis de estudo.

variável	Estação	máxima	mês	mínima	mês
descarga fluvial total	Jacuí/Taquari	630	julho	-613	janeiro m³/s
vento	Chuí(comp. sul)	1,68	junho	0,1	agosto m/s
	Chuí(comp. norte)	0,84	novembro	-0,5	março m/s
níveis de água	Ipanema	0,28	julho	0,31	janeiro m
	Arambaré	0,24	julho	0,27	janeiro m
	São Lourenço	0,2	julho	0,23	janeiro m
	Rio Grande	0,06	junho	0,06	janeiro m
Salinidade	Estação Práticos	7,2	abril	6,2	outubro ups

3.2. Desníveis longitudinais em escalas temporais de passagem de frentes meteorológicas

Nesta subseção mostramos os desníveis longitudinais formados entre o topo da lagoa, representado pela estação de Itapoã, e as partes centrais, representadas pela estação de São Lourenço do Sul em escalas de passagem de frentes meteorológicas. Os dados de vento utilizados são observados na estação meteorológica dos Práticos da Barra e o objetivo da análise é verificar a importância do vento na formação dos desníveis.

As séries temporais (não filtradas) de médias diárias dos desníveis entre Itapoã e São Lourenço e de vento em Rio Grande podem ser observadas na figura 3.5. Valores positivos indicam ventos de quadrante sul e como podemos observar, estes ventos forçam desníveis positivos ou níveis maiores em Itapoã. E ventos de quadrante norte força desníveis negativos ou níveis menores em Itapoã.

Os desníveis observados e calculados (Fig. 3.6) mostram uma ótima correlação tendo em vista que foi utilizado um modelo linear e que só leva em conta a ação do vento como forçante, dado pela equação (11). O cálculo do coeficiente de correlação com atraso de tempo nulo forneceu um valor $r = 0,86$.

Vemos que quando os níveis observados atingem valores muitos altos o modelo tem dificuldade de reproduzi-los, ou em alguns momentos como no início da série e em alguns outros pontos na parte central quando o modelo reproduz as tendências do sinal, mais com uma amplitude menor.

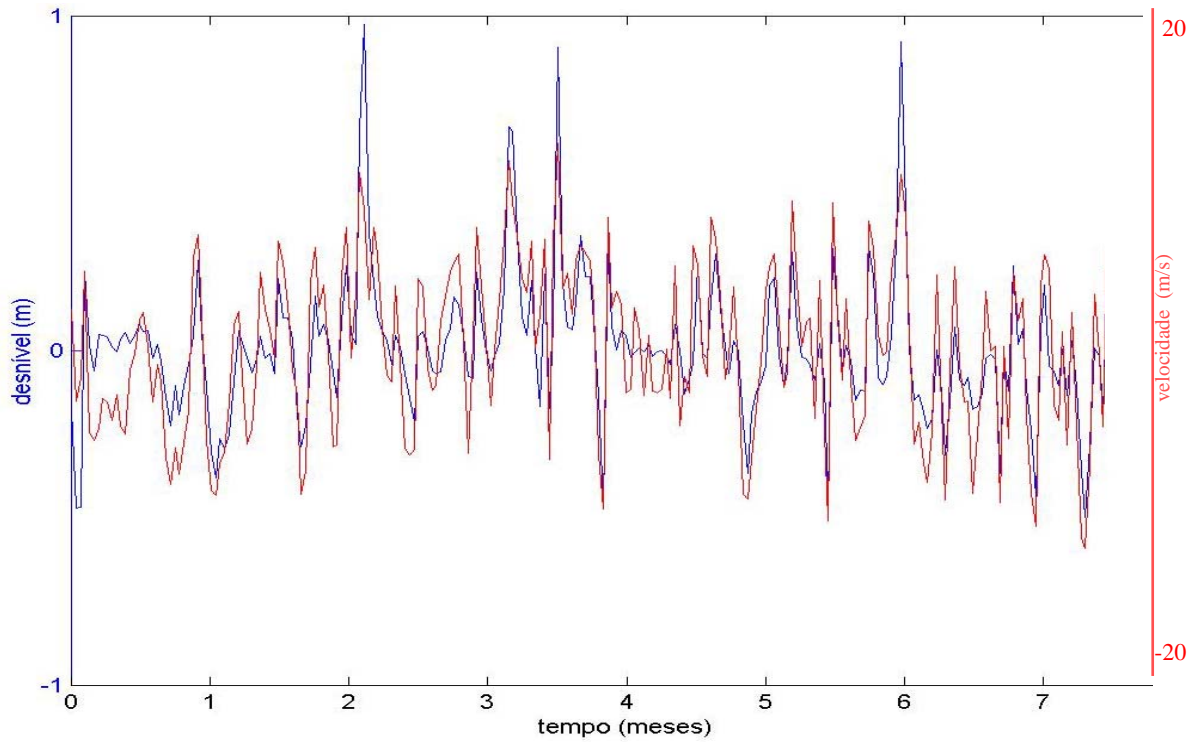


Figura 3.5. Séries de médias diárias de desníveis entre Itapoã e São Lourenço e médias diárias para o vento observado na estação dos Práticos da Barra (Rio Grande) no período de 14 de fevereiro a 30 de setembro de 1999.

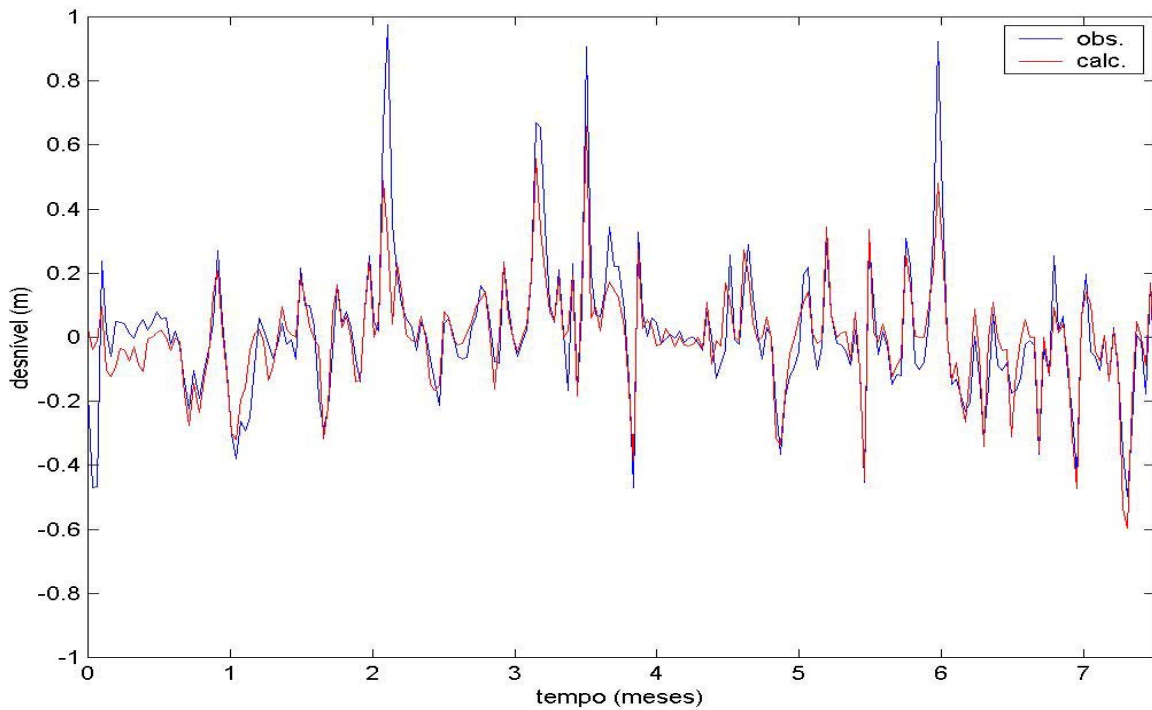


Figura 3.6. Séries de desníveis observadas (obs.) e calculada (calc.) com o modelo analítico para o período de 14 de fevereiro a 30 de setembro de 1999.

3.3. Desníveis longitudinais em escalas temporais sazonais

Nesta subseção vamos mostrar os desníveis dos desvios mensais formados entre o topo da lagoa representado pela estação de Ipanema e a porção central representada pela estação de São Lourenço do Sul. Os dados de vento utilizados são os observados na estação do Chuí.

O objetivo é tentar esclarecer a contribuição do vento na manutenção do padrão mensal de desníveis formados na porção lagunar. Para o cálculo dos desníveis vamos utilizar o modelo descrito por (11) e comparar os resultados com o padrão de desníveis observado na figura 3.7A.

Vemos que, no início do ano, dos meses de janeiro a março os desvios são menores em Ipanema do que em São Lourenço. Dos meses de maio a outubro o padrão se inverte, onde os desvios em Ipanema são maiores que os de São Lourenço e nos meses de novembro em diante, o padrão do início do ano volta novamente e persiste até o mês de março.

O desnível observado entre as duas estações e o desnível calculado com o modelo analítico é apresentado na figura 3.7B. Podemos observar que o resultado calculado apresenta um bom acordo para alguns meses do ano fornecendo um coeficiente de correlação com atraso nulo $r = 0,84$.

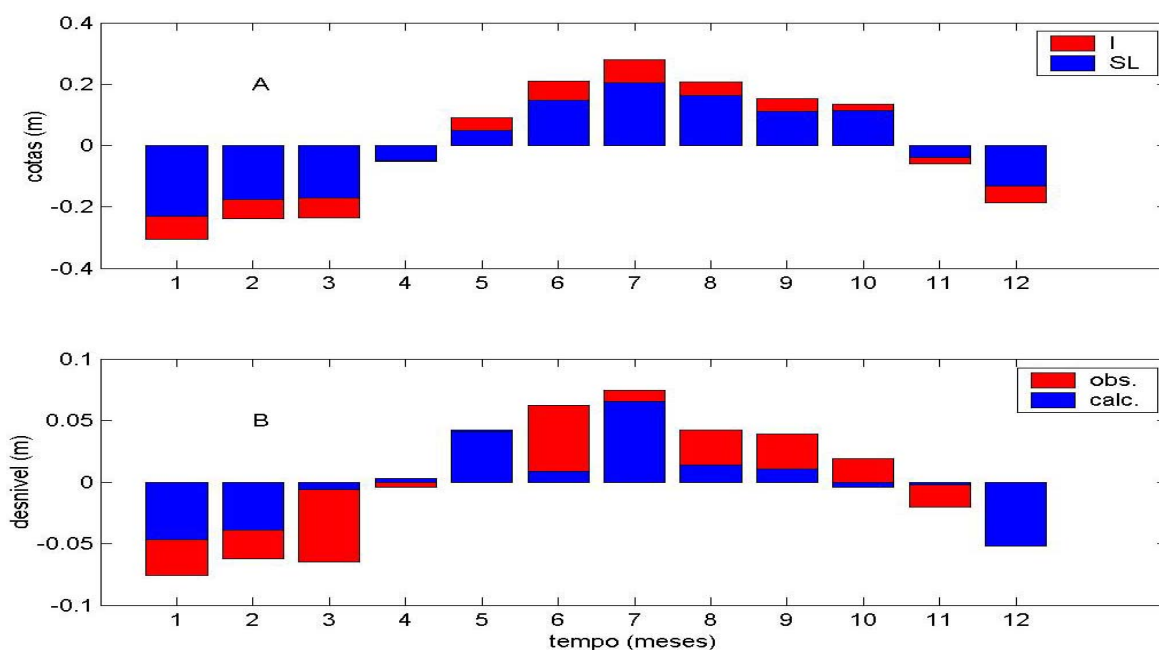


Figura 3.7. (A) Séries de desvios médios observados em Ipanema (I) e São Lourenço (SL). (B) Desníveis, observado (obs.) e calculado (calc.) com o modelo analítico. As séries de desvios mensais cobrem o período de 01/1985 a 12/1999 (B).

Vemos que nos meses de março, junho, agosto, setembro, outubro e novembro os valores calculados pelo vento são bem menores que os observados. E os meses de dezembro, janeiro, fevereiro, maio e julho são os que melhor são reproduzidos só pela influencia do vento. Talvez se tivéssemos dados com melhor qualidade estes resultados em nível mensal seriam melhores.

3.4. Relação entre a salinidade e a descarga fluvial

A relação entre a salinidade e a descarga fluvial é obtida pela análise das séries temporais filtradas. E os resultados obtidos para os valores máximos de descarga fluvial e respectivo valores médios de salinidade (Fig. 3.8) mostram que as médias de salinidade seguem um padrão exponencial decrescente com o aumento da descarga fluvial.

O resultado obtido com a aplicação do modelo (Fig. 3.9) mostra um coeficiente de correlação $r = 0,54$. Este resultado fornece uma idéia da contribuição da descarga fluvial para a manutenção do sinal de salinidade em longas escalas de tempo, representando principalmente o ciclo anual de salinidade.

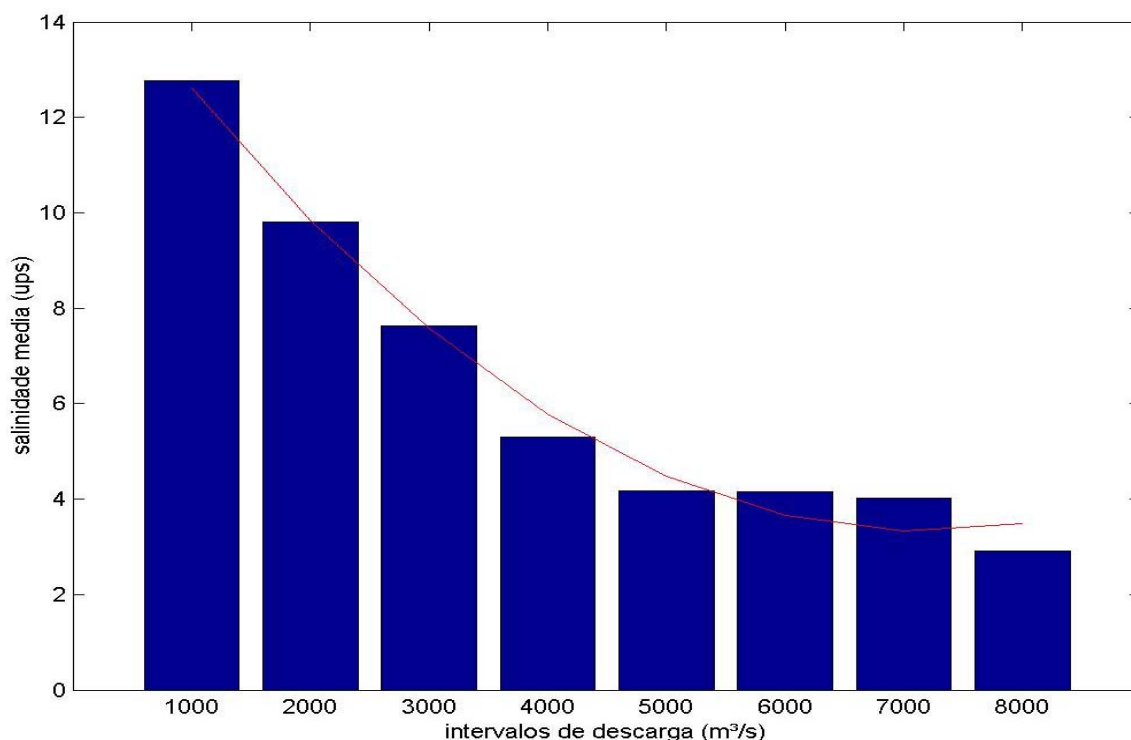


Figura 3.8. Relações entre valores selecionados de vazão em intervalos de $1000 m^3 s^{-1}$ e salinidade média para o período de 1993 a 1999. A linha vermelha representa o melhor ajuste em segunda ordem para o histograma apresentado.

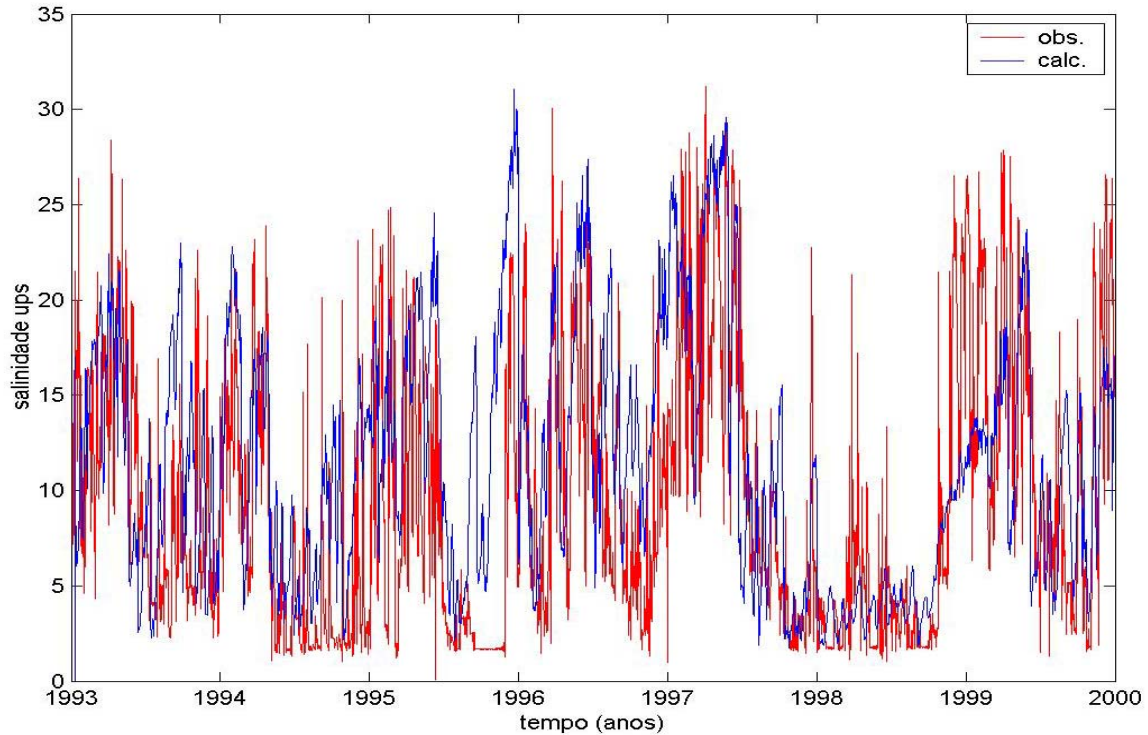


Figura 3.9. Salinidade observada (obs.) e calculada (calc.) no canal de acesso a Lagoa dos Patos com um modelo empírico.

3.5. Espectros de potência

Nesta seção são apresentados os espectros de potência das séries temporais filtradas. Os espectros têm como limite superior a frequência Nyquist (0,5 cpd ou 2 dias) e são apresentados com seis graus de liberdade.

O espectro de potência da série temporal de descarga dos rios Jacuí e Taquari (Fig. 3.10) mostra dois picos bem definidos em 1 e 9 anos. E um outro pico com menor confiança em 3 anos.

No espectro de potência para a série de ventos no Chuí (Fig. 3.11). Temos dois picos bem definidos em 1 e 12 anos e um pico menor em escalas de meses.

Os espectros de potência para as séries temporais de níveis (Fig. 3.12) e salinidade (Fig. 3.13) mostram dois picos bem definidos em 1 e 3 anos. A diferença ocorre no espectro dos níveis de Rio Grande, onde o ciclo de 3 anos mostra uma maior concentração de energia.

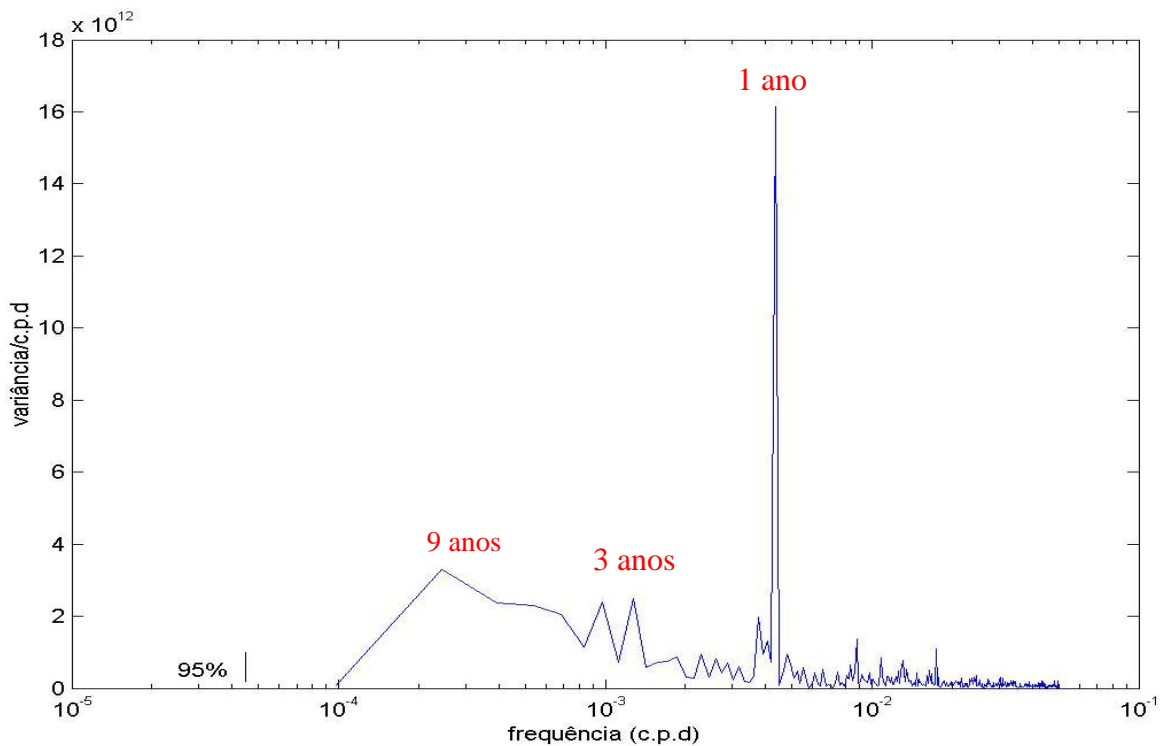


Figura 3.10. Espectro de potência da série de descarga fluvial dos rios Jacuí e Taquari para o período de 01/1940 a 12/2002. A linha preta vertical representa o nível de 95% de confiança.

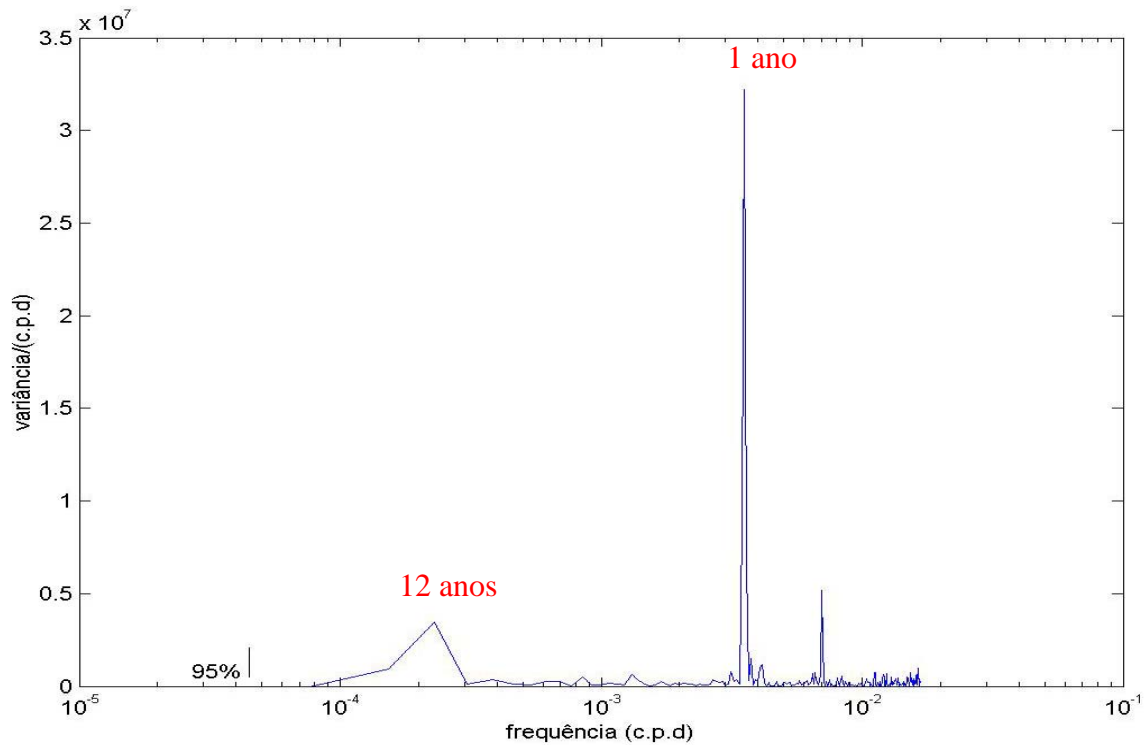


Figura 3.11. Espectro de potência da série de vento do Chuí para o período de 01/1964 a 12/1999. A linha preta vertical representa o nível de 95% de confiança.

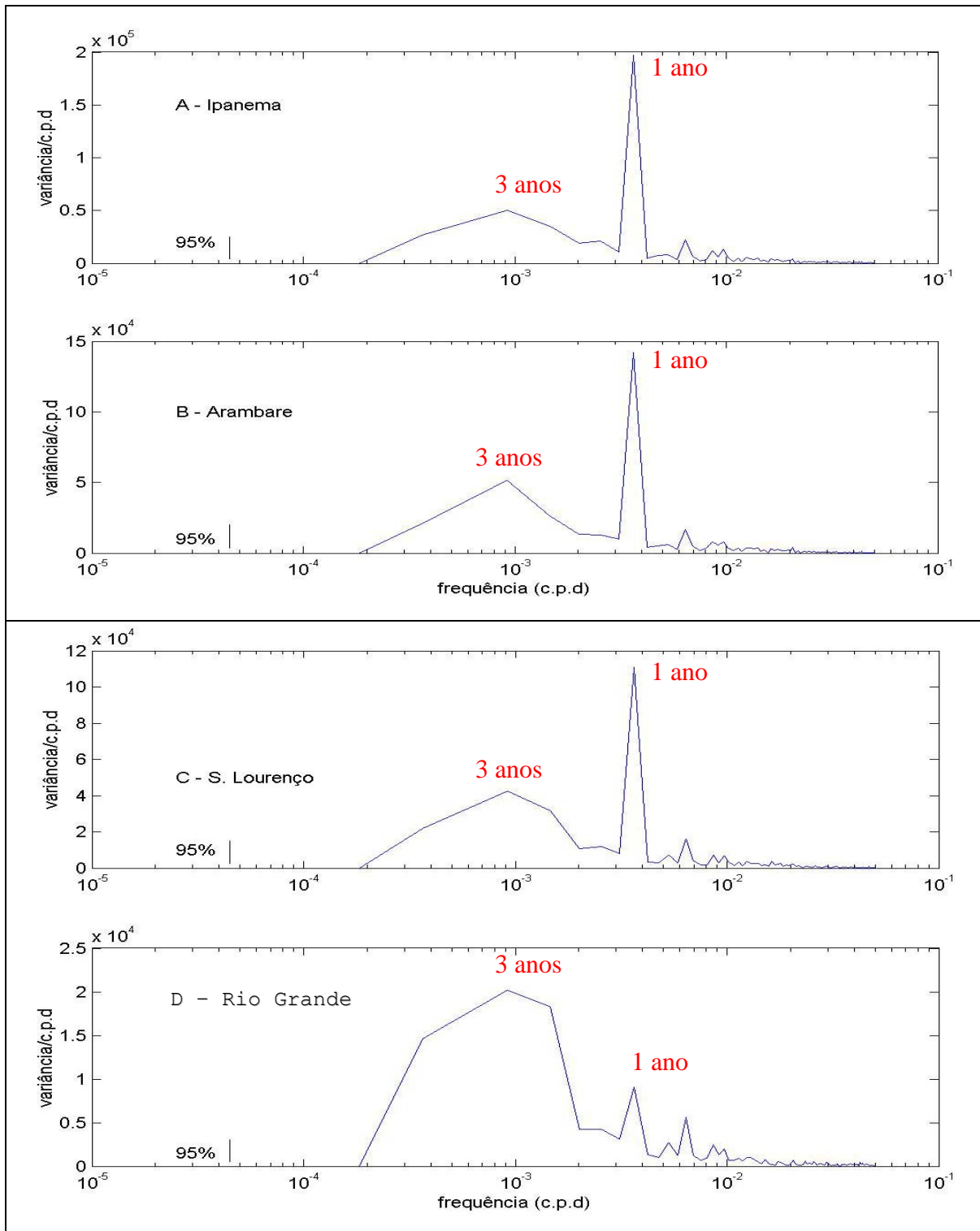


Figura 3.12. Espectros de potência da série de níveis para o período de 01/1985 a 12/2002. (A) Ipanema, (B) Arambaré, (C) São Lourenço e (D) Rio Grande. A linha preta vertical representa o nível de 95% de confiança.

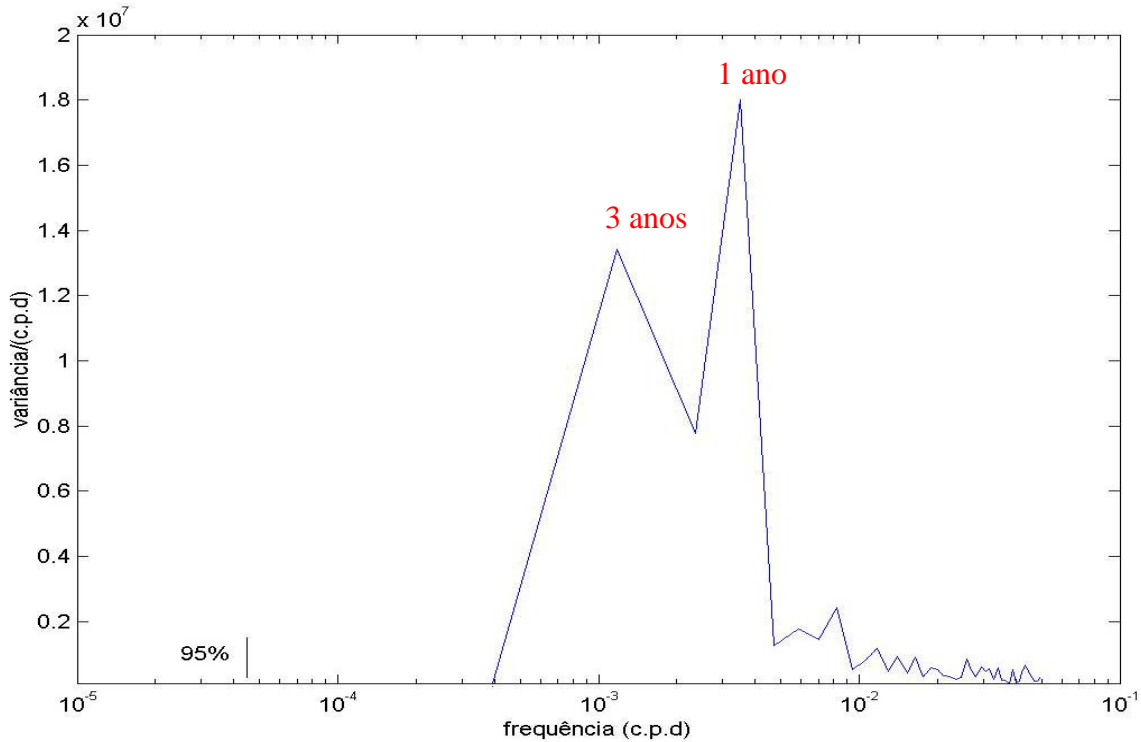


Figura 3.13. Espectro de potência da série de salinidade para o período de 01/1991 a 12/1999. A linha preta vertical representa o nível de 95% de confiança.

3.6. Espectros de coerência e atrasos de fase

Nesta seção vamos mostrar os espectros de coerência e atrasos de fase relativa para dos espectros de potência, mostrados na seção anterior em intervalos simultâneos para as séries temporais.

O espectro de coerência entre as séries de descarga fluvial e níveis de água é mostrado na figura 3.14A e os respectivos atrasos de fase entre as variáveis na figura 3.14B.

Os espectros são coerentes em bandas de frequência menores que 6×10^{-3} cpd (maiores que 150 dias) para os sinais em todo corpo da lagoa, onde a descarga fluvial explica mais de 82% da variância das séries. E nestas escalas de tempo os sinais mostram pequenos atrasos de fase (Fig. 3.14B).

No espectro de coerência entre as séries de vento e os níveis de águas na Lagoa (Fig. 3.15A), a coerência é baixa em quase todo o período de medidas. Somente em escalas de 50 dias os ventos mostram alguma relação com os níveis.

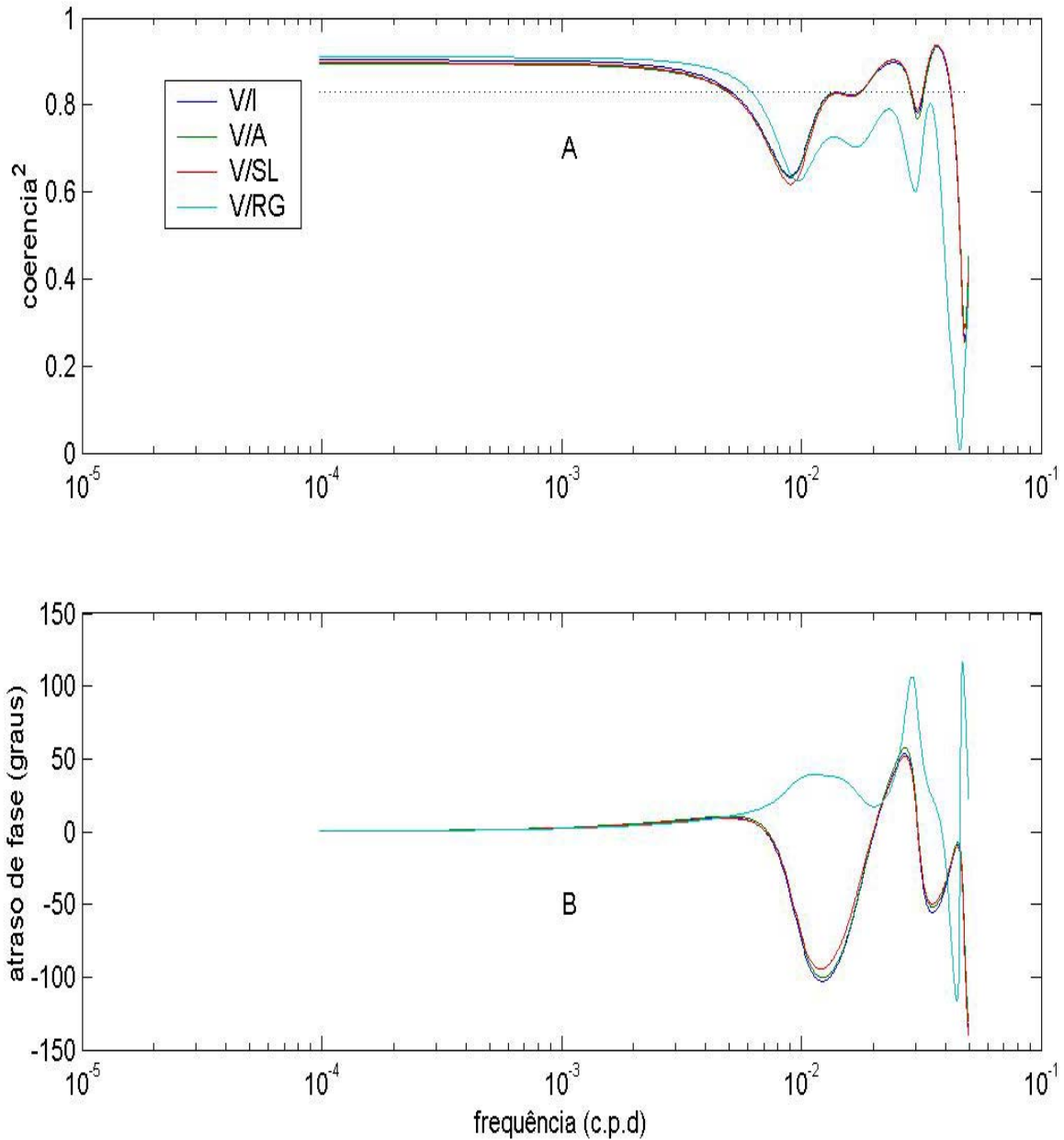


Figura 3.14. (A) Espectros de coerência e (B) atrasos de fase relativos entre a descarga fluvial e níveis (de 01/1985 a 12/2002). Onde: V/I: vazão/nível de Ipanema; V/A: vazão/nível de Arambaré; V/SL: vazão/nível de São Lourenço; V/RG: vazão/nível de Rio Grande. A linha horizontal representa o nível de 95% de confiança.

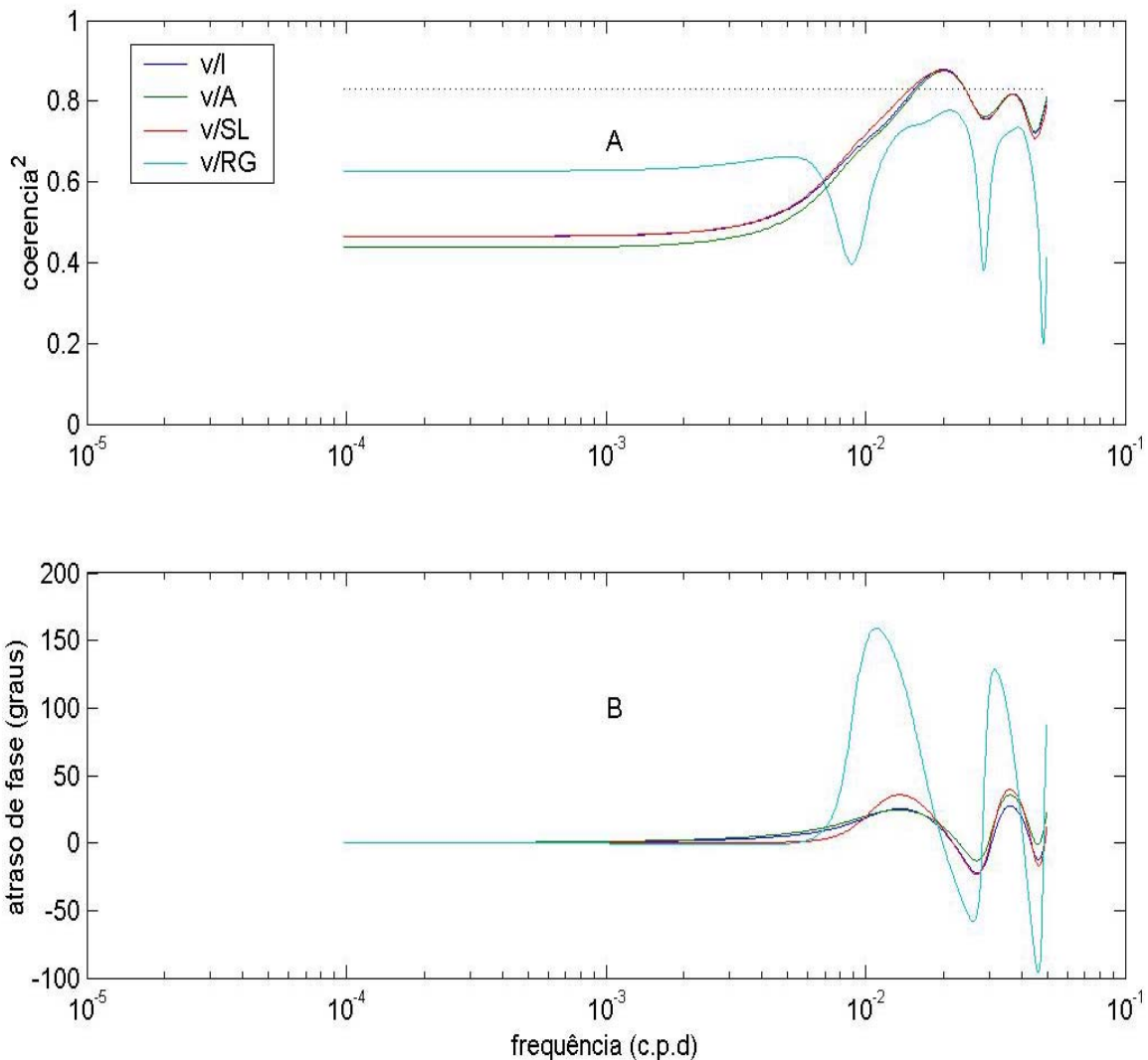


Figura 3.15. (A) Espectros de coerência e (B) atrasos de fase relativos entre o vento no Chuí e níveis (de 01/1985 a 12/1999). Onde: v/I: vento/nível de Ipanema; v/A: vento/nível de Arambaré; v/SL: vento/nível de São Lourenço; v/RG: vento/nível de Rio Grande.

Na Figura 3.16A temos o espectro de coerência entre a série de descarga fluvial e salinidade. Pode-se observar que em bandas de frequência menores que 6×10^{-3} cpd (maiores que 150 dias), a vazão explica mais que 82% da variância da série de salinidade. Os sinais só entram em fase (Fig. 3.16B) em bandas de frequência menores que 10^{-3} cpd (maiores que 3 anos).

O espectro de coerência entre a série de ventos no Chuí e salinidade (Fig. 3.17A.) também não mostra correlação entre as variáveis.

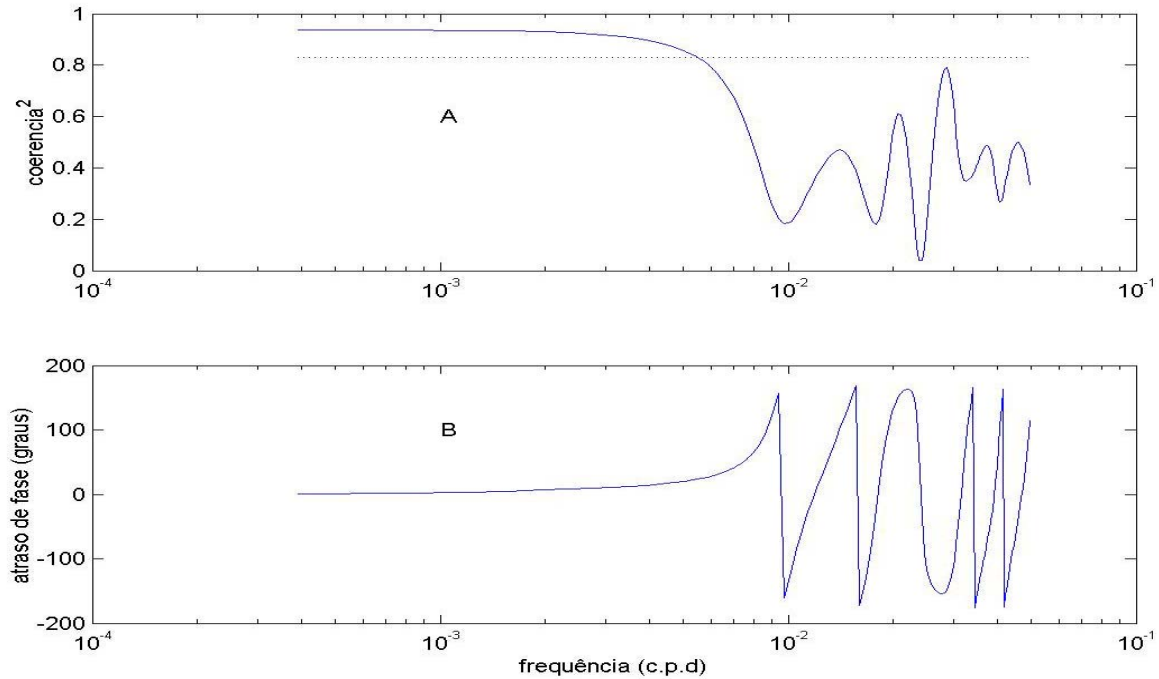


Figura 3.16. Espectros de coerência (A) e atrasos de fase relativos (B) entre as séries de descarga fluvial e salinidade (período de 01/1993 a 12/1999). A linha pontilhada horizontal representa o nível de 95% de confiança.

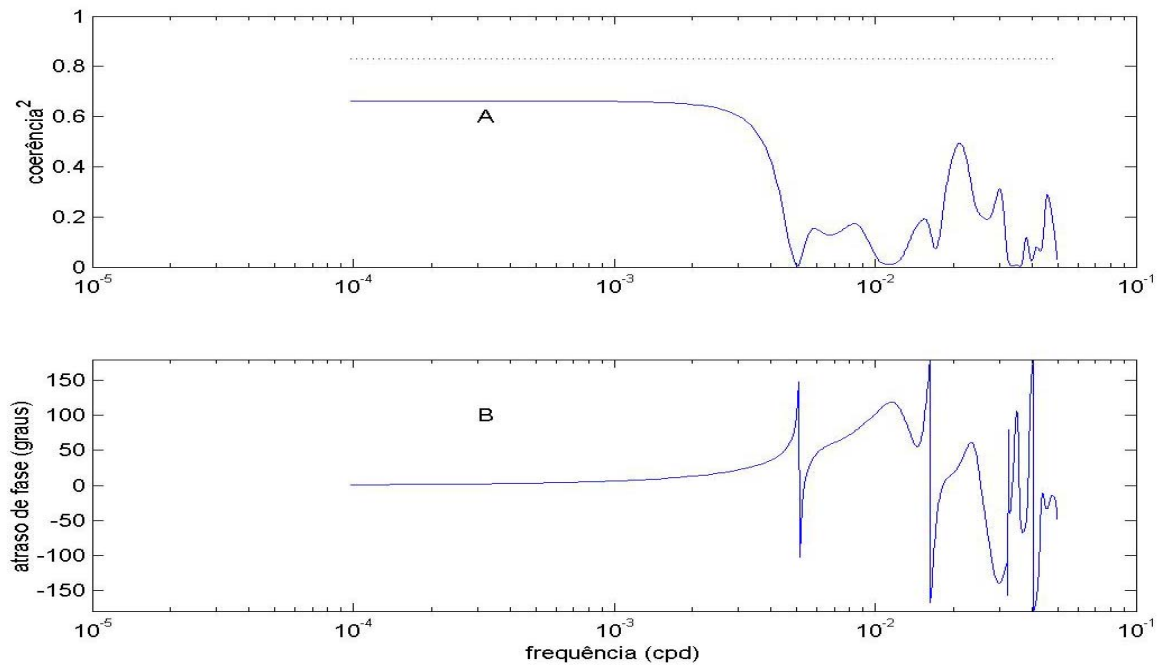


Figura 3.17. Espectros de coerência (A) e atrasos de fase relativos (B) entre as séries de ventos do Chuí e salinidade (período de 01/1993 a 12/1999). A linha pontilhada horizontal representa o nível de 95% de confiança.

CAPÍTULO 4

4. Discussão dos resultados

Em longas escalas temporais, a América do Sul sofre influência do ENOS (Allan et al., 1996; Grimm et al., 1998; Grimm et al., 2000; Dettinger et al., 2001). Os eventos mais significativos de ENOS mostram uma alta variabilidade temporal, podendo ocorrer em escalas quase-bienais (QB) (18 - 35 meses) ou em mais baixas frequências (BF) (32 - 88 meses) (Rasmusson et al., 1990).

Segundo Couper-Johnston (2001), entre anos de 1940 e 2002, pelo menos onze ocorrências do evento são registradas. Eventos com escalas anuais em 1963 e 1969 e eventos com escalas temporais maiores que ocorrem entre os anos de 1939 e 1941, 1957 e 1958, 1965 e 1966, 1972 e 1973, 1976 e 1977, 1982 e 1983, 1986 e 1987, 1991 e 1995, 1997 e 1998.

O El Niño é a fase da Oscilação Sul (OS) em que os ventos alísios são fracos e a pressão é baixa sobre o Pacífico Tropical leste e a pressão é alta sobre o lado oeste. A OS pode ser representada por um índice, chamado Índice de Oscilação Sul (IOS) que indica a sua intensidade e fase.

Este índice é definido como a diferença da pressão normal ao nível do mar entre duas estações pertencentes aos dois centros de ação no Pacífico Tropical Leste e Oeste (Kousky & Cavalcanti, 1984).

Na figura 4.1 mostramos uma série de IOS, de 1940 a 2002, obtida na página virtual do Australian Bureau of Meteorology (<http://www.bom.gov.au/climate/current/soihtml.shtml>) e uma série de médias mensais da descarga fluvial dos rios Jacuí e Taquari, onde podemos verificar a relação entre os eventos ENOS e a descarga fluvial.

O valor de IOS é adimensional e quando o padrão de IOS é positivo demonstra a ocorrência de eventos de La Niña, quando é negativo demonstra a ocorrência de eventos de El Niño.

Podemos notar que em vários dos anos citados por Couper-Johnston (2001) temos uma correlação entre valores negativos de IOS e as altas médias mensais de descarga fluvial. Como por exemplo, entre 1940 e 1941; 1957 e 1958; 1965 e 1966; 1986 e 1987; 1997 e 1998.

As médias e tendências lineares das séries temporais de descarga dos rios Jacuí e Taquari (Fig. 2.3, pág. 40) mostram uma taxa crescente de $4,25 \text{ m}^3\text{s}^{-1}\text{ano}^{-1}$ com relação ao ano de 1940. A taxa crescente é consistente com as encontradas para os rios Uruguai, Negro, Paraná e Paraguai por Genta et al. (1997). Estes autores sugerem que uma importante componente

do aumento da descarga fluvial ao longo do tempo seja consistente com a variabilidade do sistema climático em larga escala espacial e baixa frequência.

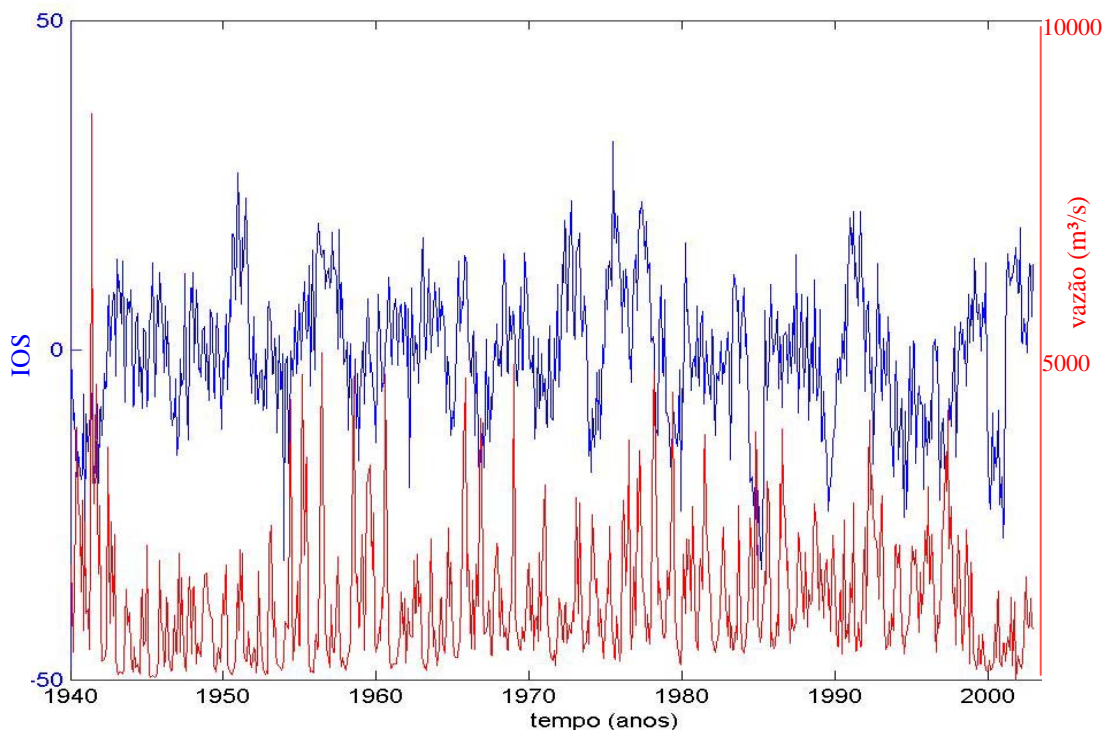


Figura 4.1. Séries mensais de IOS e descarga dos rios Jacuí e Taquari para o período de 01/1940 a 12/2002.

As elevações de níveis de água indicam que a porção lagunar está sujeita a sofrer aumentos de níveis de até um metro e a parte estuarina, aqui representada pela estação de Rio Grande, está sujeita a elevações de aproximadamente 0,5 m (Fig. 2.5, pág. 41), porém, estes valores não são representativos de toda a área estuarina já que o canal de acesso atua como um filtro para as oscilações introduzidas (Möller, 1996; Fernandes, 2002).

Apesar disto, esperava-se que as variações de nível na estação de Rio Grande fossem maiores. Uma possível justificativa é que o registrador foi instalado numa região situada a 20 km da desembocadura, e que, de acordo com Möller et al. (2001) sofre influência do vento local soprando sobre a laguna. Este efeito rebaixa o nível médio e deforma, por fricção as oscilações provenientes do oceano.

Os maiores valores de elevação de nível na parte lagunar mostram a maior influência da descarga fluvial em sua manutenção conforme nos aproximamos do setor norte (mais interno) da lagoa. Fernandes (2001) mostra ampliações nos

níveis em Itapoã e Feitoria quando valores de descarga fluvial são maiores que $2.500 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$.

A série temporal de salinidade (Fig. 2.6, pág. 42), mostra normalmente um padrão anual inverso ao observado para a descarga fluvial (Fig. 2.3, pág. 40). Apesar de o vento ser o principal responsável pela introdução do sal no estuário (Costa et al., 1988; Möller, 1996; Fernandes, 2002), o avanço dentro da lagoa e os processos de estratificação são fortemente condicionados pela descarga fluvial.

Do início a meio de cada ano, normalmente, observamos as maiores salinidades (Fig. 2.6, pág. 42), mostrando que nestes períodos as águas provenientes do oceano contribuem mais para a hidrodinâmica da região estuarina.

4.1. Séries de desvios mensais com relação às médias

Os resultados sugerem que, a ação combinada das forçantes de descarga fluvial e ventos influenciam o padrão de níveis de água ao longo da lagoa e a salinidade no canal de acesso em ciclos anuais.

Estes resultados mostram uma característica similar ao observado por Wang et al. (1997) na baía de São Francisco, que encontraram variações sazonais para tensão de cisalhamento de vento e descarga fluvial com um forte ciclo anual.

De janeiro (mês 1) a março (mês 3), os desvios de descarga fluvial são negativos (Fig. 3.1, pág. 52). No mesmo período, os desvios de ventos são de quadrante norte (Fig. 3.2, pág. 53). Neste caso, os ventos e a descarga fluvial abaixo da média contribuem para que o volume de água expulsa para o oceano seja maior que o introduzido pelos rios.

Neste período, temos os menores desvios para os níveis de água (Fig. 3.3, pág. 54) e temos desvios positivos de salinidade (Fig. 3.4, pág. 55) que são mantidos pelos desvios negativos de descarga fluvial, já que a ocorrência de ventos de quadrante sul é observada durante todo o ano.

De abril (mês 4) a maio (mês 5), os desvios de descarga ainda são negativos (Fig. 3.1, pág. 52), porém, os desvios de ventos são de quadrante sul (Fig. 3.2, pág. 53). Os ventos contribuem para a introdução de águas e a descarga fluvial abaixo da média tem pouca influência na compensação da ação dos ventos.

Assim, temos os desvios de níveis aumentando (Fig. 3.3, pág. 54) mostrando o aumento no represamento de águas dentro da Lagoa. O desvio máximo de salinidade ocorre em abril (mês 4) e seu decréscimo em maio, o que indica que nos meses em que os ventos de quadrante sul aumentam sua ocorrência e a

descarga ainda não está muito acima da média as águas costeiras podem ser introduzidas mais facilmente. Abril torna-se assim, o mês com maiores probabilidades de salinização das águas da Lagoa dos Patos.

De junho (mês 6) a agosto (mês 8), os desvios de descarga fluvial atingem os maiores valores (Fig. 3.1, pág. 52) e os desvios de ventos são de quadrante sul (Fig. 3.2, pág. 53), mas, crescem do início para o fim do período. Neste período a ação da descarga fluvial mostra mais importância do que a ação dos ventos para a introdução das águas de maior salinidade.

Os desvios de níveis aumentam (Fig. 3.3, pág. 54) com um máximo em julho, mostrando que, apesar dos ventos favoráveis a introdução de águas perder importância, a descarga fluvial muito acima da média contribui para que o volume de água expulsa para o oceano seja menor que o volume introduzido pelos rios.

Os desvios de salinidade decrescem tornando-se negativos (Fig. 3.4, pág. 55) pela combinação de desvios positivos de descarga de rios, dificultando a introdução de águas costeiras, e a menor influência de ventos de quadrante sul.

De setembro (mês 9) a outubro (mês 10) os desvios de descarga fluvial ainda são positivos (Fig. 3.1, pág. 52), mas os desvios de ventos são de quadrante norte (Fig. 3.2, pág. 53). Neste período, a descarga fluvial está acima da média e, associado com ventos de norte contribui para a expulsão de águas da lagoa.

Os desvios de níveis decrescem do início ao fim do período (Fig. 3.3, pág. 54), mas ainda positivos como resultado da descarga fluvial acima da média. E desvios de salinidade atingindo valores mínimos (Fig. 3.4, pág. 55) pela maior ocorrência de ventos favoráveis à expulsão de águas da Lagoa e descarga de rios acima da média.

De novembro (mês 11) a dezembro (mês 12) os desvios de descarga são negativos (Fig. 3.1, pág. 52) e os desvios de ventos continuam de quadrante norte (Fig. 3.2, pág. 53).

Neste período, os desvios dos níveis começam a decrescer (Fig. 3.3, pág. 54) como combinação de ventos e descarga fluvial favorável a maior exportação de águas para oceano. Os desvios de salinidade crescem tornando-se positivos no fim do período (Fig. 3.4, pág. 55) mostrando o início do período em que os ventos de quadrante sul, que ocorrem ao longo de todo o ano, passam a contribuir mais para a introdução de sal no estuário.

4.2. Desníveis longitudinais em escalas temporais de passagem de frentes meteorológicas

Os resultados apresentados estão em acordo com o modelo de desníveis proposto por Möller (1996) e observado posteriormente com aplicação de modelos matemáticos (Fetter, 1999; Möller et al., 2001; Fernandes, 2001; Castelão e Möller, 2003).

Nessas situações, ventos de quadrante sul empilham água no interior da lagoa fazendo com que os níveis observados sejam mais altos em Itapoã e ventos de quadrante norte represam água na região central tornando os níveis mais altos em São Lourenço.

A aplicação do modelo analítico reproduziu satisfatoriamente o processo e com baixo custo computacional, além de ser uma ferramenta diferente da utilizada normalmente. Este modelo já foi utilizado com sucesso por: Polak (1960); Hearn e Lukatelich (1990); Wang et al. (1997) fornecendo boas estimativas do coeficiente de cisalhamento e dos desníveis forçados pelo vento.

Quando comparamos os desníveis calculados com o modelo e os desníveis observados (Fig. 3.6, pág. 57), obtemos uma boa resposta, com coeficiente de correlação $r = 0.87$ ou coeficiente de determinação ($r^2 = 0.75$), indicando que o resultado calculado pelo modelo explica cerca de 75% da variância dos desníveis nestas escalas de tempo.

O resultado calculado normalmente não reproduz os desníveis positivos (níveis maiores em Itapoã) mais intensos. A possível amplificação destes desníveis pode ser forçada durante eventos de alta vazante nos rios e ação local de ventos de quadrante sul acarretando um forte aumento de nível em Itapoã.

A ação local do vento de quadrante sul represa água na porção norte da lagoa, produzindo um gradiente de pressão barotrópico. A descarga fluvial também cria um gradiente de pressão barotrópico que tende a expulsar a água doce da Lagoa.

A interação destes gradientes de pressão pode represar as águas na porção norte da Lagoa, produzindo grandes elevações de níveis e até reversões no fluxo, quando a intensidade do gradiente de pressão forçado pelo vento é maior que a do forçado pela descarga fluvial.

Este fato pode ser constatado na figura 3.6 (pág. 57), nos meses de março (representado pelo mês 2) e agosto (representado pelo mês 6). Entre os meses de maio e junho (entre o mês 3 e 4) o mesmo processo ocorre, porém, neste caso a resposta do desnível calculado é melhor com relação ao

observado, o que sugere uma influência de descarga fluvial menos intensa nestes eventos. Os resultados obtidos são muito satisfatórios, principalmente, quando a influência da descarga fluvial na lagoa dos Patos é fraca ou moderada.

4.3. Desníveis longitudinais em escalas temporais sazonais

Em escalas sazonais, o mesmo padrão longitudinal de desníveis observados em curtas escalas de tempo nos trabalhos citados anteriormente e na seção anterior permanece. Porém agora o coeficiente de correlação obtido é de $r = 0,84$ e um coeficiente de determinação $r^2 = 0,70$, sugerindo que o resultado calculado pelo modelo explica cerca de 70% da variância dos desníveis nestas escalas de tempo.

A menor correlação entre os desníveis em escalas sazonais talvez se deva a utilização dos desvios mensais como forçantes. Estes indicam um valor médio para as intensidades do vento em cada mês do ano, mas esta variável mostra alta variabilidade temporal podendo atingir valores extremos bem superiores os desvios utilizados para o cálculo dos desníveis em escalas sazonais.

De novembro (mês 11) a abril (mês 4) os desníveis na porção lagunar são negativos (Fig. 3.7A, pág. 58), ou os desvios mensais para os níveis são maiores em São Lourenço do que em Ipanema.

De maio (mês 5) a outubro (mês 10) os desníveis na porção lagunar são positivos (Fig. 3.7A, pág. 58), ou os desvios mensais para os níveis são maiores em Ipanema do que em São Lourenço.

A manutenção destes desníveis é controlada pela ação conjunta dos ventos e da descarga fluvial, como descrito na seção 4.1. O resultado do modelo nos fornece uma idéia da influência isolada dos ventos na manutenção deste padrão mensal.

Nos meses de dezembro, janeiro, fevereiro e março os desníveis calculados mostram um bom acordo para os desníveis observados (Fig. 3.7B, pág. 58) indicando que os desvios mensais dos ventos nestes meses dão uma boa estimativa das intensidades observadas ao longo dos meses na região.

No mês de abril, outubro e novembro, os ventos mostram pouca influência no controle dos desníveis (Fig. 3.7B, pág. 58). Nestes meses espera-se que ventos observados na região tenham sentidos opostos aos mostrados pelos desvios mensais (Fig. 3.2, pág. 53).

Nos meses de maio e julho o resultado calculado reproduz os desníveis observados quase com as mesmas intensidades, sugerindo que nestes meses do ano ocorrem

poucas diferenças entre os ventos observados e o vento padrão utilizado.

Nos meses de junho, agosto e setembro o desnível calculado mostra as mesmas tendências do desnível observado (Fig 3.7B, pág 58), porém, com intensidades menores. O resultado indica que nestes meses os ventos observados na região de estudo estão sujeitas a grandes flutuações nas suas intensidades.

4.4. Relação entre a descarga fluvial e salinidade

A relação obtida entre as salinidades médias e a descarga fluvial confirma que, a introdução de sal dentro do estuário da lagoa dos Patos é condicionada pelo volume de água doce presente no estuário, apesar de seu transporte ser forçado pela ação de ventos de quadrante sul.

Os resultados mostram um decréscimo exponencial com o aumento da descarga fluvial (Fig. 3.8, pág. 59). Normalmente, os períodos entre o fim da primavera e o início do outono a descarga fluvial é menor que a média (Fig. 3.1, pág. 52), menor que $1185 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. E os ventos dominantes são de quadrante norte (Fig. 3.2, pág 53).

A combinação destes efeitos sugere que nestes períodos do ano, normalmente, o gradiente de pressão barotrópico criado pela ação não local do vento é mais intenso que o criado pela descarga fluvial, de forma que a introdução do sal é facilitada.

Entre o meio do outono e o meio da primavera, a situação se inverte, com descarga fluvial maior que a média (Fig. 3.1, pág. 52) e ventos dominantes de quadrante sul (Fig. 3.2, pág. 53). A combinação destes efeitos sugere que nestes períodos do ano, normalmente, o gradiente de pressão barotrópico criado pela ação não local do vento é menos intenso que o criado pela descarga fluvial, de forma que a introdução do sal é dificultada, apesar de, nestes períodos os ventos de quadrante sul dominarem.

Schroeder et al. (1996) encontram fortes influências de descarga fluvial e alguma influência de ventos no controle salinidade em escalas de 50 a 80 dias na baía Mobile, USA. Em rastos estuários, o balanço de sal horizontal pode ser mantido por um fluxo verticalmente uniforme de forma que o transporte na direção horizontal mantenha um gradiente de salinidade na direção normal (Jay, 1990).

A distribuição da salinidade pode ser função do alcance da maré e fluxo de água doce como no estuário Tweed, UK (Uncles e Stephens, 1996). Algumas vezes pode ser fortemente dependente da ação do vento, como na Lagoa dos Patos, onde a

introdução de sal é principalmente controlada pela ação do vento (Costa et al., 1986; Möller, 1996, Fernandes, 2001).

A interação entre o gradiente de pressão gerado pelo vento e o gradiente de pressão forçado pela descarga fluvial é responsável pelo fluxo e distribuição de salinidade ao longo do estuário (Möller et al., 1996; Fernandes et al., 2004).

O fluxo de sal para dentro do estuário pode ser tal a formar os três tipos de estrutura salina descritos por Cameron e Pritchard (1963) e observados por Calliari (1980) e Möller e Castaing (1999).

O avanço das águas marinhas dentro do estuário é condicionado pelo volume de água doce disponível, segundo, Möller e Castaing (1999) e Möller et al. (2001), valores de descarga fluvial de $4000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ou maiores restringem a ação do vento de quadrante sul dificultando a introdução de água marinha, mantendo a zona de mistura restrita a desembocadura ou expulsando-a para a costa.

A série de salinidade calculada pelo modelo empírico (Fig. 3.9, pág. 60) mostra coeficientes ($r = 0,54$ e $r^2 = 0,29$) sugerindo que a descarga fluvial tenha uma contribuição para 29% da variância da salinidade observada no canal em escalas de tempo maiores que três dias.

O modelo reproduz melhores as bandas de baixa frequência, sobretudo o ciclo anual já apresentado anteriormente em desvios mensais (Fig. 3.4, pág. 55). Sua aplicação é uma constatação da relação obtida entre a salinidade média e a descarga fluvial (Fig. 3.8, pág 59).

4.5. Espectros de potência

Todos os espectros de potência mostram influência de um ciclo anual (Figs. 3.10, 3.11, 3.12 e 3.13, págs. 61, 62 e 63) e ciclos com escalas anuais podem ser observados nas séries de desvios mensais para as variáveis de estudo (Figs. 3.1, 3.2, 3.3, 3.4, págs. 52, 53, 54, 55).

Um ciclo anual similar já foi observado na baía de São Francisco por Wang et al. (1997). Na baía de Monterey por Breaker (2005). Um ciclo anual caracterizado pela alteração de quadrantes dos ventos dominantes de sobre a região do rio da Prata foi constatado por Simionato et al. (2005).

Os espectros de potência dos rios, níveis e salinidade (Fig. 3.10, 3.12, 3.13, págs. 61, 62, 63) mostram ciclos em aproximadamente 3 anos. Estes picos podem estar associados à influência de eventos de ENOS. Rasmusson et al (1990) indicaram que ciclos de El Niño têm a maior parte da sua variância em períodos de 2 a 7 anos.

Jiang et al. (1995) encontraram uma escala de variabilidade quase bienal em dois modos para a oscilação, com períodos de 2 e 2,3 anos, uma quase quadrienal com período de 4,3 anos e um modo de oscilação menos energético com escala quase-anual.

Robertson e Mechoso (1997) analisaram séries temporais dos rios Negro e Uruguai, entre 1911 e 1993, e encontraram um padrão de variabilidade em escalas interanuais relacionados a ENOS como componente mais importante no espectro energético.

Os espectros de potência de descarga de rios e ventos (Fig. 3.10, 3.11, págs. 61), por serem mais longos, mostram picos: em escala quase-decadal para os rios e em escala inter-decadal para os ventos.

Robertson e Mechoso (1997) encontraram para as séries temporais dos rios Paraná e Paraguai, entre 1911 e 1993, um padrão de variabilidade temporal quase-decadal como componente mais importante do espectro energético, gerando altas descargas e sendo associado a baixas temperaturas superficiais nas águas do Oceano Atlântico Norte.

Simionato et al. (2005) encontraram um modo de oscilação com escalas temporais entre 8 e 12 anos para a componente longitudinal dos ventos observados sobre a região do rio da Prata. Os autores associam o ciclo a alterações na temperatura superficial nas águas do Oceano Atlântico em médias e altas latitudes do hemisfério sul.

Eventos de ENOS podem ocorrer também em escalas decadais e multi-decadais (Allan et al., 1996). Zhang et al. (1997) observaram com análises de Funções Ortogonais Empíricas (EOF) em campos de temperatura superficial do oceano, uma componente com escala de variabilidade interanual e outra residual compreendendo uma escala interdecadal.

Sarachik e Vimont (2003) discutiram as ocorrências de ENOS em escalas decadais e a ocorrência de outros modos de oscilação em mais longo período, como a oscilação decadal do Pacífico e suas interações com ENOS. Yeh et al. (2004) não encontraram conexões entre mudanças decadais no estado médio do Pacífico tropical e a modulação decadal do ENOS. Entretanto, estes eventos e suas anomalias climáticas podem se interferir de maneira construtiva ou destrutiva.

Gershunov et al. (1999) sugeriram a existência de uma fase fria da oscilação inter-decadal no Pacífico Norte como parcialmente responsável pela intensificação e estabilização da estrutura espacial das anomalias climáticas produzidas pelo El Niño do início de 1998, na América do Norte.

4.6. Espectros de coerência e atrasos de fase

O espectro de coerência entre a descarga fluvial e os níveis observados dentro da lagoa mostram que em escalas maiores que 150 dias a descarga fluvial explica mais de 80% da variância das séries de nível sugerindo que os eventos de descarga em escalas sazonais e interanuais são altamente coerentes e controlam os processos dinâmicos dentro da lagoa nestas escalas de tempo (Fig. 3.14A, pág. 64).

Em escalas de tempo maiores que 150 dias os níveis quase não mostram atrasos de fase relativos, porém, algum atraso ainda existe devido à ação da descarga fluvial (Fig. 3.14B, pág. 64).

Em escalas de tempo maiores que 2 anos, os processos induzidos passam a ter uma escala espacial mais longa, estando quase em fase com os níveis de água (Fig. 3.14B, pág. 64).

Para o espectro de coerência entre os ventos observados no Chuí e os níveis (Fig. 3.15A, pág. 65), as medidas não explicam bem os níveis ao longo da Lagoa. Exceto entre aproximadamente 40 e 60 dias, onde podemos esperar uma possível relação linear entre as variáveis (Fig. 3.15A, pág. 65).

No espectro de coerência entre os sinais de descarga fluvial e salinidade (Fig. 3.16A, pág. 66), a descarga explica mais de 82% da variância da salinidade em escalas de tempo maiores que 150 dias, mostrando forte influência neste parâmetro em escalas sazonais, mas com atrasos de fase de até 25° (Fig. 3.16B, pág. 66).

De escalas de meses a anos, os sinais mostram pequenos atrasos e que decrescem com o aumento do tempo (Fig. 3.16B, pág. 66), indicando que os eventos interanuais, cujas influências são sentidas principalmente através do aumento de precipitação, forcem volumes de água doce maiores e que levam menos tempo para chegar à região estuarina.

Novamente, como foi observado entre a descarga fluvial e níveis de água, os sinais entram em fase para processos com escalas temporais maiores que 3 anos (Fig. 3.16B, pág. 66).

No espectro de coerência entre os sinais de salinidade e ventos medidos no Chuí mostram que estes não explicam satisfatoriamente o sinal de salinidade observado (Fig. 3.17A, pág. 66).

A baixa coerência entre os sinais de vento e níveis de água e salinidade pode estar associada a decomposição em quadrantes de ocorrência, de forma, que a utilização das intensidades do vento ao invés das componentes pode resultar num aumento da coerência destas variáveis.

CAPÍTULO 5

5. Conclusões e sugestões para trabalhos futuros

5.1. Conclusões

As análises nos dados de descarga fluvial, ventos, níveis de água e salinidade para o período de estudo mostra que:

1) A descarga fluvial, ventos, níveis de água e salinidade apresentam um ciclo anual bem definido. A combinação de descarga fluvial abaixo da média e a dominância de ventos de quadrante norte contribuem para um rebaixamento dos níveis médios e exportação de água para fora do sistema. Ao mesmo tempo, o pequeno volume de água doce presente contribui para um menor bloqueio a introdução de sal no estuário quando da ocorrência de ventos de quadrante sul.

A combinação de descarga fluvial acima da média e o domínio de ventos de quadrante sul contribuem para um aumento dos níveis médios e maior aprisionamento de água no sistema. Ao mesmo tempo, o grande volume de água doce presente contribui para um maior bloqueio a introdução de sal no estuário. Estes resultados estão de acordo com: Möller (1996); Möller et al. (1996); Fernandes (2001); Vaz (2003); Fernandes et al. (2004).

2) A descarga fluvial, níveis de água e salinidade apresentam um ciclo interanual (período de 3 anos) que pode estar associado a anomalias de precipitação causadas pela influência do ENOS. O resultado está de acordo com o encontrado por Vaz (2003) analisando séries temporais da descarga dos rios Jacuí, Taquari e Camaquã.

3) A descarga fluvial apresenta um ciclo quase-decadal (período de 9 anos). Este resultado está de acordo com Robertson e Mechoso (1997) que encontram um ciclo bem marcado e com a mesma escala temporal em séries de descarga dos rios Paraná e Paraguai. Estes autores associam o ciclo a baixas temperaturas superficiais do nível do mar no Oceano Atlântico Norte.

4) Os ventos apresentam um ciclo inter-decadal (período de 12 anos). O resultado está de acordo com Simionato et al. (2005) que encontraram um modo de oscilação nos ventos sobre a região do rio da Prata entre 8 e 12 anos. Os autores associam o ciclo a alterações na temperatura superficial do nível do

mar em médias e altas latitudes do Hemisfério Sul, principalmente sobre o oceano Atlântico Sul.

5) Em escalas de tempo maiores que 150 dias, a descarga fluvial mostra uma possível relação linear com os níveis de água e a salinidade. Em escalas de tempo que variam de dias a anos, os níveis e a salinidade mostram um atraso de fase ou tempo de resposta à ação da descarga fluvial que decresce com o aumento da escala espacial e temporal do processo responsável pelas anomalias de precipitação.

6) Em escalas de tempo de passagem de frentes meteorológicas o resultado calculado explica mais que 76% da variância dos desníveis observados.

Em escalas sazonais: vemos que nos meses de março, junho, agosto, setembro, outubro e novembro os valores calculados pelo vento são bem menores que os observados indicando que os desvios mensais são subestimados para estes períodos. E os meses de dezembro, janeiro, fevereiro, maio e julho são os que melhor são reproduzidos só pela influencia do vento.

7) A relação entre a salinidade e a descarga fluvial na estação dos Práticos da Barra sugere que o rebaixamento do nível médio causado pelas descargas abaixo da média facilita a introdução de sal no estuário quando da ocorrência de ventos de quadrante sul.

8) O modelo analítico utilizado para a reprodução da série de salinidade mostra uma contribuição de 29% na variância da salinidade observada.

5.2. Sugestões para trabalhos futuros

Abaixo segue uma relação de sugestões para trabalhos futuros.

. Estudos mais detalhados sobre os padrões de variabilidade em escalas temporais interanuais, decadais e interdecadais para a descarga fluvial no canal de São Gonçalo, de forma que se possa incluir as contribuições da descarga proveniente da lagoa Mirim em estudos de longo período.

. Estudos mais detalhados sobre a indução e propagação de ondas forçadas pela descarga fluvial. Aplicando e aprimorando

modelos analíticos que possam simular os processos, bem como informar parâmetros cinemáticos relevantes.

. Estudos que relacionem a descarga dos rios afluentes e o padrão de salinidade observada ao longo da região estuarina da lagoa dos Patos.

. Aplicações posteriores e aprimoramento do modelo analítico de salinidade de forma a incluir a influência da ação do vento no sinal de salinidade simulado dentro do estuário da lagoa dos Patos.

CAPÍTULO 6

6. Referências bibliográficas

Allan, R., Lindesay, J. e Parker, D., 1996: El Niño Southern oscillation & climate variability. National Library of Australia Cataloguing-in-Publication entry, Australia.

Barnett, T. P., Latif, M., Graham, N. e Flugel, M., 1995: On the frequency-wavenumber structure of the tropical ocean/atmosphere system. *Tellus*, 47a:998-1012.

Bird, E. C. F., 1994: Physical setting and geomorphology of coastal lagoons. *Coastal Lagoon Processes* edited by B. Kjerfve. Elsevier Oceanography Series, 60:9-39, Amsterdam.

Braga, M. F. S. e Krusche, N., 2000: Padrão de ventos em Rio Grande, RS, no período de 1992 a 1995. *Atlântica*. Rio Grande, 22:27-40.

Breaker, L., C., 2005: What's happening in Monterey bay on seasonal to interdecadal times scales. *Continental Shelf Research* 25(2005):1159-1193.

Calliari, L. J. e Facchin, S., 1993: Laguna dos Patos. Influência dos depósitos lamíticos costeiros. *Pesquisas* 20:57-69.

Calliari, L. J., 1980: Aspectos sedimentológicos e ambientais na região estuarial da Laguna dos Patos. M. S. Thesis, Comissão de curso de Pós Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Rio Grande do Sul, Brasil.

Cameron, W. M. e Pritchard, D., 1963: *Estuaries*, p. 306-324. In M. N. Hill (ed.), *The Sea*, Volume II. John Wiley and Sons, New York.

Castelão, R. M., e Möller, O. O., 2003: Sobre a circulação tri dimensional forçada por ventos na Lagoa dos Patos. *Atlântica* 25(2):91-106.

Castello, J. P., 1985: La ecología de los consumidores Del estuário de la Lagoa dos Patos, Brasil, p. 386-406. In A. Yanes Arancibia (ed.), *Fish Community Ecology in Estuaries and Coastal Lagoons: Towards an Ecosystem Integration*.

Editora da Universidade Autônoma Nacional do México Press, México.

Castello, J. P. e Möller, O. O., 1978: On the relationship between rainfall and shrimp production in the estuary of the Patos Lagoon (Rio Grande do Sul, Brazil). *Atlântica* 2:25-110.

Cifuentes L., A., Schemel, L., E. e Sharp, J., H., 1990: Qualitative and numerical analyses of the effects of river inflow variations on mixing diagrams in estuaries. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* (1990)30, 411-427.

Climanálise, 2000: Boletim de monitoramento e análise climática 15 n°12 (dezembro 2000). Instituto Nacional de Pesquisas espaciais INPE. Centro de Previsão do tempo e estudos climáticos CPTEC. Ministério da Ciência e Tecnologia.

Costa, C. U., Seeliger, U. e Kinas, P., 1988: The effect of Wind velocity and direction on the salinity regime in the lower Patos Lagoon estuary. *Ciência e Cultura* 40:909-912.

Couper - Johnston, R., 2001: Coronet Books (El Niño years). Copyright©2001. Travel Trends.

Csanady, G. T., 1982: Circulation in the Coastal Ocean. D. Reidel Publishing Co., Dordrecht, Holland.

Delaney, P., 1965: Fisiografia e geologia de superfície da planície costeira do Rio Grande do Sul. Publicação Especial da escola de Geologia de Porto Alegre 6:1-105.

Denes, T. A., e Caffrey, J. M., 1988: Changes in seasonal water transport in a Louisiana estuary, Forleague Bay, Louisiana. *Estuaries* 11(3):184-191.

Dettinger M. D., Battisti D. S., McCabe, G. J., Bitz, C. M. e Garreaud, R. D., 2001: Interhemispheric effects of inter-annual and decadal ENSO-like climate variations on the Americas. *Interhemispheric Linkages*, V. Markgraf, Ed. Academic Press 1-16.

Doering, P., H. e Chamberlain, R., H., 1999: Water quality and source of freshwater discharge to the Caloosahatchee estuary, Florida. *Journal of the American Water Resources Association* 35:793-805.

Dronkers, J., 1996: The influence of buoyancy on transverse circulation and on estuarine dynamics. Buoyancy Effects on Coastal and Estuarine Dynamics. Coastal and Estuarine Studies 53:341-356. Copyright 1996 by the American Geophysical Union.

Emery, W. J e Thomson, R. E., 1998: Data Analysis methods in physical oceanography. First edition; Library of Congress Cataloging in Publication Data. Pergamon.

Fernandes, E. H. L., Dyer, K. R., Möller, O. O. e Niencheski, L. F. H., 2002: The Patos Lagoon hydrodynamics during an El Niño event (1998). Continental Shelf Research 22(2002):1699-1713.

Fernandes, E. H. L., Dyer, K. R. e Möller, O. O., 2004: Spatial gradients in the flow of outhern Patos Lagoon. Journal of Coastal Research 20:102-112.

Fernandes, E. H. L., 2001: Modelling the hydrodynamics of the Patos Lagoon, Brazil. DSc. Thesis, Institue of Marine Studies Faculty of Science, University of Plymouth, England.

Fetter, A. F. H., 1999: Estudo da circulação e processos de mistura da Lagoa dos Patos através do modelo de circulação oceânica da Universidade de Princeton (POM). Dissertação de mestrado apresentada a Universidade Federal do Rio Grande, Rio Grande do Sul, Brasil.

Gafrée, C. L., 1927: Relatório sobre medições de correntes. Relatório apresentado ao Inspetor Federal de Portos, Rios e Canais, Rio Grande, RS.

Genta, J., L., Perez-Iribarren, G. e Mechoso, C., R., 1997: A recent increasing trend in the streamflow of rivers in southeastern South America. Journal of Climate 11:2858-2862.

Gershunov, A., Barnett, T. P. e Cayan, D. R., 1999: North Pacific interdecadal oscillation seen as factor in ENSO-related north American climate anomalies. EOS, Transactions, American Geophysical Union 80(3)26-30.

Grabemann, I., Kühle, H., Kunze, B. e Müller, A., 1996: Studies on transport times and water quality in the Weser estuary (Germany). Mixing in Estuaries and Coastal Seas. Coastal and Estuarine Studies 50:291-302. American Geophysical Union.

Grimm, A. M., Ferraz, S. E. T. e Julio, G., 1998: Precipitation anomalies in southern Brazil associated with El Niño and La Niña events. American Meteorological Society 1998:2863-2879.

Grimm, A. M., Barros, V. R. e Doyle, M. E., 2000: Climate variability in southern south America associated with El Niño and La Niña events. American Meteorological Society 2000:35-57.

Hartmann, C. e Schettini, C. A. F., 1991: Aspectos hidrológicos na desembocadura da Laguna dos Patos, RS. Revista Brasileira de Geociências, 21(4): 371-377.

Hearn, C. J., e Lukatelich, R. J., 1990: Dynamics of Peel-Harvey estuary, southwest Australia. Coastal and Estuarine Studies. In Residual Currents and Long-term Transport 38:431-450. R. T. Cheng (ed.) Springer Verlag, New York.

Herz, R., 1977: Circulação das águas de superfície da Lagoa dos Patos. DSc. Thesis, Universidade de São Paulo, Brasil.

Hsu, S. A., 1986: Correction of land-based wind data for offshore applications: A further evaluation. Journal of Physical Oceanography 16:390-394.

Ippen, A., 1966: Estuary and coastline hydrodynamics, McGraw-Hill, New York.

Jay, D. A., 1990: Residual circulation in shallow estuarine: shear, stratification and transport processes. Coastal and Estuarine Studies. In Residual Currents and Long-term Transport 38:49-78. R. T. Cheng (ed.) Springer Verlag, New York.

Jiang, N., Neelin, D. J. e Ghil, M., 1995: Quasi-quadrennial and quasi-biennial variability in the equatorial Pacific. Climate Dynamics 12:101-112.

Kantin, R., 1983: Hydrologie et Qualité des Eaux de la région sud de la Lagune dos Patos (Brésil) et de la plateforme continentale adjacente. Phd. Thesis Universidade de Bordeaux I, 195pp.

Kjerfve, B. e Magill, K. E., 1989: Geographic and hydrographic characteristics of shallow coastal lagoons. Marine Geology 88:187-199.

Kjerfve, B., 1986: Comparative oceanography of coastal lagoons, p. 63-81. In D. A. Wolfe (ed.), Estuarine Variability. Academic Press, New York.

Kjerfve, B., 1994: Coastal lagoons, p. 1-8. Coastal Lagoon Processes B. Kjerfve (ed.). Elsevier Oceanographic Series 60:1-9, Amsterdam.

Knoppers, B. e Kjerfve, B., 1999: Coastal lagoons of southeastern Brazil: physical and biogeochemical characteristics. In Estuaries of South America - Their Dynamics and Geomorphology. Eds. G. M. Perillo, M. C. Picollo e M. Pino-Quivira pp. 35-66. Springer Verlag.

Knoppers, B., 1994: Aquatic primary production in coastal lagoons. Coastal Lagoon Processes by B. Kjerfve (ed.). Elsevier Oceanography Processes, 60:243-286.

Kousky, V. E. & I. F. Cavalcanti, 1984. Eventos Oscilação do Sul - El Niño: Características, evolução e anomalias de precipitação. Ciência e Cultura, 36(11):1888-1899.

Krusche, N., Saraiva, J. M. B. e Reboita, M. S., 2002: Normais Climatológicas provisórias de 1991 a 2000 para Rio Grande, RS.

Kuo, A., Y., Hamrick, J., M. e Sisson, G., M., 1990: Persistence of residual currents in the James River estuary and its implication to mass transport. Residual Currents and Long-term Transport. Coastal and Estuarine Studies 38:389-402. R. T. Cheng (Ed.). Springer Verlag New York.

Lanczos, C., 1956: Applied Analysis. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ.

Martin, L. e Dominguez, J. M. L., 1994: Geological history of coastal lagoons. Coastal Lagoon Processes by B. Kjerfve (ed.). Elsevier Oceanography Series, 60:41-68.

Mendes, M. C. D., Trigo, R. M. e DaCamara, C. C., 2004: Comparação entre episódios de bloqueios atmosféricos no oceano Atlântico norte e sul durante o período de 1960 a 2000. XXVIII Jornada Científica da Associação Meteorológica Espanhola (AME) 2004.

Miranda, L. B., Castro, B. M. e Kjerfve, B., 2001: Princípios de oceanografia física em estuários, São Paulo, (ed.) Universidade de São Paulo (Acadêmica).

Möller, O. O., Lorenzetti, J. A., Stech, J. L. e Mata, M. M., 1996: The Patos Lagoon summertime circulation and dynamics. Coastal Shelf Research 16:335-351.

Möller, O. O. e Castaing, P., 1999: Hydrographical characteristics of the estuarine area of Patos Lagoon (30° S, Brazil), p. 83-100. In G. M. Perillo, M. C. Piccolo, and M. Pino (eds.), Estuaries of South America: Their Geomorphology and Dynamics. Springer Verlag, Berlin.

Möller, O. O., Castaing, P., Salomon, J. C. e Lazure, P., 2001: The influence of local and non-local forcing effects on the subtidal circulation of Patos Lagoon. Estuaries 24:297-311.

Möller, O. O., 1996: Hydroinamique de La Lagune dos Patos, Mésures et Modelisation. DSc. Thesis, Université Bordeaux I, France.

Nichols, M. M. e Allen, G., 1981: Sedimentary processes in coastal lagoons. Coastal Lagoon Research, Past, Present and Future. UNESCO Technical Report in Marine Science 33:27-80.

Nichols, M. M. e Boon, J. D., 1994: Sediment transport processes in coastal lagoons. Coastal Lagoon Processes by B. Kjerfve (ed.). Elsevier Oceanography Series, 60:157-219.

Niencheski, L., F., Baumgarten, M., G., Fillmann, G., Windom, H., L., 1999: Nutrients and suspended matter behaviour in the Patos Lagoon estuary (Brazil). Estuaries of South America - Their Geomorphology and Dynamics. Perillo. Piccolo. Pino-Quivira (Edition).

Pauly, D. e Yánes-Arancibia, A., 1994: Fisheries in coastal lagoons. Coastal Lagoon Processes by B. Kjerfve (ed.). Elsevier Oceanography Series, 60:377-399.

Pollak, M. J., 1960: Wind set-up and shear-stress coefficient in Chesapeake Bay. Journal of Geophysical Research 65:3383-3389.

Randall J., M. e Day, J., W., 1987: Effects of river discharge and vertical circulation on aquatic primary

production in a turbid Louisiana (USA) estuary. *Netherlands Journal of Sea Research*, 21(3):231-242.

Rasmusson, E. M., Wang, X. e Ropelewski, C. F., 1990: The biennial component of ENSO variability. *Journal of Marine Systems*, 1:71-96.

Robertson, A., W., Mechoso, C., R., 1997: Interannual and decadal cycles in river flows of southeastern south America. *Journal of Climate* 11:2570-2581.

Sarachik, E. S. e Vimont, D. J., 2003: Decadal variability in the Pacific (Lecture notes for ISSAOS Summer School on Chaos in Geophysical Flows).

Schiller, R. V., 2004: Influência de alterações morfológicas sobre a hidrodinâmica do estuário da Lagoa dos Patos. Trabalho de conclusão do curso de Oceanologia da Fundação Universidade do Rio Grande, Rio Grande do Sul, Brasil.

Schroeder, W. W., Wiseman, W. J., Pennock, J. R. e Noble M., 1996: A note on very low-frequency salinity variability in a broad, shallow estuary. *Buoyancy Effects on Coastal and Estuarine Dynamics*. *Coastal and Estuarine Studies* 53:255-263. Copyright 1996 by the American Geophysical Union.

Schubel, J. R., e Pritchard, D. W., 1986: Responses of upper Chesapeake Bay to variations in discharge of the Susquehanna River. *Estuaries* 9(4a)236-249.

Simionato, C., G., Vera, C., S. e Siegismund, F., 2005: Surface Wind variability on seasonal and interannual scales over Rio de La Plata area. *Journal of Coastal Research* 21(4):770-783.

Smith, N. P., 1994: Water, salt and heat balance of coastal lagoons. In B. Kjerfve (ed.), *Coastal Lagoon Processes*. Elsevier Oceanography Studies, 60:69-101.

Strahler, A. e Strahler, A., 1997: *Introducing physical geography*. p. 157-167, 2^a ed., New York.

Tchernia, P., 1980: *Descriptive regional oceanography*. Pergamon Marine Series 3. Pergamon, Oxford.

Thoman, R. e Muller, J., 1987: *Principles of surface water quality modeling and control*, Harper & Row, New York.

Timmermann, A., Oberhuber, J., Bacher, A., Esch, M., Latif, M., e Roeckner, E., 1999: Increased El Nino frequency in a climate model forced by future greenhouse warming. *Nature*, 398:684-697.

Toldo Jr., E.E., 1994: Sedimentação, predição do padrão de ondas, e dinâmica sedimentar da antepraia e zona de surfe do sistema lagunar da Lagoa dos Patos, RS. Tese de Doutorado. Curso de Pós-Graduação em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, RS.

Uncles, R. J. e Stephens, J. A., 1996: Buoyancy phenomena in the Tweed estuary. Buoyancy Effects on Coastal and Estuarine Dynamics. *Coastal and Estuarine Studies* 53:175-193. Copyright 1996 by the American Geophysical Union.

Vaz, A. C., 2003: Efeito da descarga de água doce em processos ocorrentes no estuário da Lagoa dos Patos. Monografia do curso de Oceanologia da Fundação Universidade do Rio Grande, Rio Grande do Sul, Brasil.

Veeck, L., 1997: Influência do Rio Guaíba sobre a Lagoa dos Patos: uma abordagem dinâmica a partir de balanços de massa. Monografia do curso de Oceanologia da Fundação Universidade do Rio Grande, Rio Grande do Sul, Brasil.

Vieira, E. F., 1988: Geografia física, vegetação e dinâmica sócio-demográfica. p. 100-110.

Wang, J., Cheng, R. T., Smith, P. C., 1997: Seasonal sea-level variations in San Francisco Bay in Response to Atmospheric forcing, 1980. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 45:39-52.

Yanagy, T., 1990: Currents and sediment transport in the Seto Inland Sea, Japan. In R. T. Cheng (ed), *Coastal and Estuarine Studies*, 38:348-355. Residual Currents and Long-term Transport. Springer Verlag, New York.

Yeh, S. W. e Kirtman, B. P., 2004: Tropical Pacific decadal variability and ENSO amplitude modulation in a CGCM. *Climate Technical Reports*, p.45.

Zhang, Y., Wallace, J. M., Battisti, D. S., 1997: ENSO-like interdecadal variability: 1900-93. *Journal of Climate* 10:1004-1020.