



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE – 5549 – TDL / 535

**MÉTODOS DE ANÁLISE DE SÉRIES TEMPORAIS GEOFÍSICAS:
APLICAÇÃO NO ESTUDO DAS VARIAÇÕES INTERANUAL E
INTERDECANAL DO NÍVEL MÉDIO DO MAR NO ATLÂNTICO
NORTE EXTRA-TROPICAL.**

Margarete Oliveira Domingues

Dissertação de Mestrado em Meteorologia, orientada pelo Dr. Marcio Luiz Vianna,
aprovada em setembro de 1993.

INPE
São José dos Campos
1993

551.461

DOMINGUES, M.O.

Métodos de análise de séries temporais geofísicas: aplicações no estudo das variações interanual e interdecadal do nível médio do mar no atlântico norte extra-tropical. / Margarete Oliveira Domingues. -- São José dos Campos: INPE, 1993. 117p. -- (INPE-5549-TDI /535)

1. Nível do mar. 2. Oceano Atlântico Norte
3. Oceanografia. I. Título.

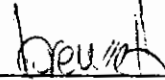
Aprovada pela Banca Examinadora
em cumprimento a requisito exigido
para a obtenção do Título de Mestre
Meteorologia

Dr. Marcio Luiz Vianna



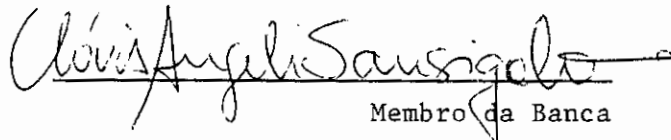
Orientador/Presidente

Dr. João Antonio Lorenzetti



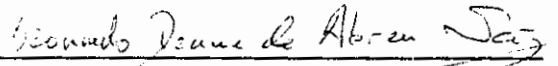
Membro da Banca

Dr. Clóvis Angeli Sansígolo



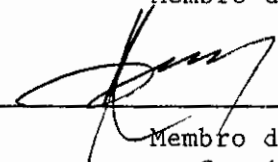
Membro da Banca

Dr. Leonardo Deane de Abreu Sá



Membro da Banca

Dr. Edmo José Dias Campos



Membro da Banca

- Convidado -

Candidata: Margarete Oliveira Domingues

São José dos Campos, 27 de setembro de 1993

Dedica a

Maria e Antonio
meus avós ,

Tereza e Flidia
meus pais ,

- aos meus amigos:

Marcia,
Keity, Laura,
Odin,
Leonardo, Nelsinho, Graça
Edilson, Caarem,
Gil, Alex, Marisa,
Dedé, Cláudio, Pônia, Viviane, Verena,
Lucília, Maurício, Dinda,
Glélia e Família,
Margareth e ao GBB,
André, Fatinha, Alexandre,
Nick, Rosa, Vania, Isabel, Paturno,
Gal, Val, Silvéria, Claudinho,
Jorge, Elisa, Ana, Tó, Fabiana,
Paulinho, Natália, Lucília, Antônio,
Eliana, Rinaldo, Marisa, Roseane,
Reinaldo, Luna, Ernesto, Ricardo, Chagas, Mariana,
Mário, Geraldo, Renato,
Paula, Augusto, Dilza, Meire,
Maria, Wanderley, Walter, Oswaldo,
Elza, Dulce, Claudine, Almir, Fernandinho,
Phillipe, Marquinho,
Fátima, Laquesis e ao CDB,
Protéia, Tadeu, Elza, Rasbinho,
a todos os amigos do CEFET-"CFF" RJ

e a todos aqueles que se atrevem a sonhar.

AGRADECIMENTOS

- ao Dr. Marcio Luiz Vianna por todo o apoio e incentivo para a concretização deste trabalho;
- ao Eng. Márcio Nogueira Barbosa, Diretor geral do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais;
- a Sra. Elaine Spencer do Permanent Service of Mean Sea Level (PSMSL), de Bridston, Inglaterra, pela rapidez e eficiência no fornecimento dos dados utilizados neste trabalho;
- a Srta. Keity C. Ferraz e ao Dr. Odim Mendes Jr. pelas discussões, apoio e a amizade durante a elaboração do presente trabalho;
- ao Dr. Leonardo de Sá pelas discussões filosóficas e científicas, que serviram de grande estímulo;
- aos membros da banca examinadora da apresentação preliminar deste trabalho; pelas suas críticas construtivas;
- aos funcionários da Unidade de Pós-graduação, da Divisão de Ciências da Terra (DCT), da Biblioteca e do INPE-Natal;
- a equipe da Gráfica do INPE, e em especial ao Sr. Nicolau dos Santos Fonseca;
- a CAPES pela bolsa-auxílio que permitiu a realização do presente trabalho;

- ao Projeto RHAE-CNPq que financiou minha participação no curso de mudanças climáticas na Universidade de Dundee-Escócia;
- a todos aqueles que se empenharam para garantir a qualidade dos dados, mesmo durante as grandes guerras.



"You onde meus pés me levam e até onde meu olhar alcança."

Alexandra David-Neel

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
LISTA DE FIGURAS.....	<i>xvii</i>
LISTA DE TABELAS.....	<i>xxi</i>
LISTA DE SIGLAS.....	<i>xxiii</i>
<u>CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO.....</u>	<u>01</u>
<u>CAPÍTULO 2 - O NÍVEL MÉDIO DO MAR (NMM).....</u>	<u>07</u>
2.1 - Elevação do NMM.....	07
2.2 - Marcos geodésicos.....	09
2.3 - Bancos de dados.....	10
2.4 - Ruídos nos dados mensais de NMM.....	11
<u>CAPÍTULO 3 - MÉTODO DE ANÁLISE DE SÉRIES TEMPO- RAIS.....</u>	<u>13</u>
3.1 - Análise espectral.....	14
3.1.1 - Análise espectral moderna: uma revisão rápida.....	16
3.1.2 - Estimativa espectral.....	19
3.1.2 1- Método de FFT-Janelamento de Tukey.....	19
3.1.2.2 - Escolha do ponto de truncamento, reso- lução e intervalos de confiança do espec tro.....	26
3.1.2 3- Método de máxima entropia.....	28
3.2 - Análises de EOFs.....	31
3.2.1 - Visualização geométrica.....	32
3.2.2 - Formulação matemática.....	34
3.2.3 - Nível de significância.....	39

<u>CAPÍTULO 4 - ANÁLISE DOS DADOS DE NMM.....</u>	43
4.1 - Escolha dos portos.....	44
4.2 - Localização dos portos escolhidos.....	44
4.3 - Filtragem das séries temporais.....	46
4.4 - Distribuição espacial - modos principais....	47
4.4.1 - Descrição dos padrões espaciais.....	52
4.4.2 - Análise das componentes principais (CPS)..	58
4.5 - Análise interanual.....	66
4.6 - Análise interdecadal.....	77
4.7 - Comparação das componentes principais filtradas com as variáveis representativas da NAO e GSA.....	84
 <u>CAPÍTULO 5 - CONCLUSÕES</u>	 89
 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	 93

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
3.1 - Visualização geométrica das EOFs.....	34
4.1 - Preparação das séries temporais mensais de NMM para análise. Esquema de filtragem utilizado nas séries temporais, i.e., o porto de Delfzijl (Holanda).....	48
4.2 - Distribuição geográfica dos portos utilizados para análise de EOFs no ANET.....	49
4.3a - Padrões espaciais referentes à 1 ^a EOF de NMM do ANET (26%).....	54
4.3b - Distribuição espacial de variações de NMM (long wave sea level change) relativo a dois anos de medições.....	55
4.3c - Padrões espaciais referentes à 2 ^a EOF de NMM do ANET (18%).....	56
4.3d - Padrões espaciais referentes à 3 ^a EOF de NMM do ANET (14%).....	57
4.4a - Componentes Principais referentes as EOF1 e EOF2 do ANET.....	59
4.4b - Componentes Principais referentes as EOF3 e EOF4 do ANET.....	59
4.5a - Análise Espectral das componentes principais do ANET: Método de máxima entropia referente a 1 ^a EOF.....	62
4.5b - Análise Espectral das componentes principais do ANET: Método de FFT-TW referente a 1 ^a EOF..	62
4.5c - Análise Espectral das componentes principais do ANET: Método de máxima entropia referente a 2 ^a EOF.....	63
4.5d - Análise Espectral das componentes principais do ANET: Método de FFT-TW referente a 2 ^a EOF..	63

4.5e - Análise Espectral das componentes principais do ANET: Método de máxima entropia referente a 3. ^a EOF.....	64
4.5f - Análise Espectral das componentes principais do ANET: Método de FFT-TW referente a 3. ^a EOF..	64
4.6a - Série temporal do Porto de Nova York (Nyk) - EUA.....	67
4.6b - Série temporal do Porto de Delfzijl (Del) - Holanda.....	68
4.7a - Componente principal (Nyk-Del) referente ao modo anti-simétrico (EOF1).....	71
4.7b - Componente principal (Nyk-Del) referente ao modo simétrico (EOF2).....	72
4.8a - Análise espectral das CPs (Nyk-Del): Método de máxima entropia referente a 1. ^a EOF.....	73
4.8b - Análise espectral das CPs (Nyk-Del): Método de FFT-TW referente a 1. ^a EOF.....	73
4.8c - Análise espectral das CPs (Nyk-Del): Método de máxima entropia referente a 2. ^a EOF.....	74
4.8d - Análise espectral das CPs (Nyk-Del): Método de FFT-TW referente a 2. ^a EOF.....	74
4.9a - Componente principal (Nyk-Del) suavizada com média móvel de 48 pontos referentes ao modo Anti-simétrico (EOF1).....	79
4.9b - Componente principal (Nyk-Del) suavizada com média móvel de 48 pontos referentes ao modo simétrico (EOF2).....	80
4.10a - Análise espectral das CPs (Nyk-Del) suavizadas pelo método de máxima entropia referente a 1. ^a EOF.....	81
4.10b - Análise espectral das CPs (Nyk-Del) suavizadas pelo método de FFT-TW referente a 1. ^a EOF.....	81

4.10c - Análise espectral das CPs (Nyk-Del) suavizadas pelo método de máxima entropia referente a 2. ^a EOF.....	82
4.10d - Análise espectral das CPs (Nyk-Del) suavizadas pelo método de FFT-TW referente a 2. ^a EOF.....	82
4.11 - Série temporal de pressão ao nível médio do mar filtrada através do filtro passa-baixo binomial (relativos a períodos de 7 anos) para as estações: (a) Aukureyri - Islândia e (b) Ponta Delgada - Açores.....	85
4.12 - Série temporal de temperatura média do ar (°C) de inverno, filtrada com média móvel de 5 anos para as estações: (a) Jakobshavn - Groelândia e (b) Oslo - Noruega.....	86
4.13 - Série temporal de salinidade para: (a) Oceano Atlântico Norte e (b) Oceano Ártico.....	87

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
3.1 - Distribuição χ^2 para os graus de liberdades ν .	27
3.2 - Distribuição ν/χ^2 para os graus de liberdade ν	28
3.3 - Tabela de autovalores de um ruído de sinal aleatório.....	40
3.4 - Comparação de autovalores para ruídos de sinais aleatórios.....	41
4.1 - Portos escolhidos e períodos de dados correspondentes.....	45
4.2 - Autovalores referentes às 4 primeiras EOFs, representando no total 67% da variância.....	50
4.3 - Padrões espaciais referentes às 4 primeiras EOFs para o ANET.....	51
4.4 - Intervalos de Confiança do Espectro de Potência pelo Método de FFT-TW para a 1. ^a EOF de NMM do ANET.....	65
4.5 - Intervalos de Confiança do Espectro de Potência pelo Método de FFT-TW para a 2. ^a EOF de NMM do ANET.....	65
4.6 - Intervalos de Confiança do Espectro de Potência pelo Método de FFT-TW para a 3. ^a EOF de NMM do ANET.....	66
4.7 - Autovalores referentes a 2 EOFs.....	69
4.8 - Padrões espaciais referentes à 2 EOFs.....	69
4.9 - Intervalos de Confiança do Espectro de Potência pelo Método de FFT-TW para a 1. ^a EOF de NMM de Nyk-Del.....	75
4.10 - Intervalos de Confiança do Espectro de Potência pelo Método de FFT-TW para a 2. ^a EOF de NMM de Nyk-Del.....	76
4.11 - Intervalos de Confiança do Espectro de Potência pelo Método de FFT-TW para a 1. ^a EOF	

de NMM de Nyk-Del Suavizada.....	83
4.12 - Intervalos de Confiança do Espectro de Potência pelo Método de FFT-TW para a 2 ^a EOF de NMM de Nyk-Del Suavizada.....	83

LISTA DE SIGLAS

ANET	- Oceano Atlântico Norte Extra Tropical
AR SE	- Auto Regressive Spectral Estimation
BW	- Band width - tamanho da banda
CFT	- Continuous Fourier Transform
CLIVAR	- Climate Variability and Predicability
COADS	- Climate Ocean Atmosphere Data Set
CP's	- Componentes Principais - séries temporais referentes as EOF's
DFT	- Discret Fourier Transform
EOF's	- Empirical Ortogonal Functions
ESD	- Energy Spectral Density
FFT-TW	- Fast Fourier Transform - Tukey Window
GEOSAT	- Geopotential Satellite
GL	- Graus de liberdade
GLOSS	- Global Sea-level Observing System
GPS-VLBI	- Global Position System - Very Long Base Interferometry
GSA	- Great Salinity Anomaly
NAO	- North Atlantic Oscillation
NMM	- Nível Médio do Mar
OS	- Oscilação Sul
PSD	- Power Spectral Density
PSMSL	- Permanent Service of Mean Sea Level
REMAR	- Rede Maregráfica Automática do INPE
RLR	- Revised Local Reference
TOGA	- Tropical Ocean and Global Atmosphere
WCRP	- World Climate Research Program

RESUMO

Realizou-se um estudo do nível médio do mar mensal, com a remoção de tendências lineares e com filtragens, utilizando os dados obtidos em 22 portos oceânicos, no período 1957-1986, no Oceano Atlântico Norte Extra-tropical (ANET). A metodologia adotada foi a de análise de Funções Ortogonais Empíricas (EOFs) e a de análise espectral (métodos de máxima entropia e da transformada rápida de Fourier utilizando a janela de Tukey). As três primeiras EOFs analisadas totalizaram 58% da variância. Para dois portos "representativos" das bordas do ANET, Nova York (EUA) e Delfzijl (Holanda), no período de 1893 a 1988, e para as oscilações do NMM no ANET, adotou-se a mesma metodologia, objetivando maior definição espectral e determinação da escala interdecadal. Os períodos de 57, 28, 19-17, 14, 6-5, 3 anos, 27 e 14-13 meses foram encontrados. Da comparação com outros autores, as possíveis causas dessas oscilações, bem como resultados recentes de modelagem e outras variáveis climáticas que apresentam esses períodos de oscilação são indicados neste trabalho.

ON METHODS OF GEOPHYSICAL TIME SERIES ANALYSIS:
APPLICATIONS IN THE STUDY OF INTERANNUAL AND INTERDECADAL
MEAN SEA LEVEL IN THE EXTRA-TROPICAL NORTH ATLANTIC OCEAN

ABSTRACT

Detrended and filtered time series of Monthly Mean Sea Level (MSL) from 22 ports in the extra-tropical North Atlantic with 30 years of uninterrupted data (1957-1986; 30°N - 78°N) were examined by empirical orthogonal function (EOF) expansions and spectral analysis of principal components by two methods, with the three first EOF's explaining 58% of the total variance. To extend the results well into the interdecadal band, two series representative of the first two EOF's (44% of the total variance) were used with 95 years of monthly data without gaps (1893-1988) on opposite sides of the North Atlantic basin. We suggest that we can identify the signature of the Great Salinity Anomaly (GSA) and North Atlantic Oscillation (NAO) in the MSL data. Most of the energy in the anti symmetric "seesaw" mode is in the interdecadal band, with peaks around periods of 3, 5-6, 14, 17-19, 28 and 57 years. These results were compared with those obtained from long series of other climatic indices and recent model results obtained by other authors.

CAPÍTULO 1INTRODUÇÃO

A partir da década de 70 vários programas mundiais da UNESCO passaram a enfatizar a importância das variações climáticas na escala de tempo interanual e recentemente na escala interdecadal. Entende-se que essas variações podem causar um grande impacto na produção de alimentos através de inundações e secas prolongadas, gerando danos sociais e econômicos incalculáveis.

Entre os programas mundiais com o objetivo de coordenar pesquisas climáticas, destaca-se o "World Climate Research Program - WCRP" que engloba o "Tropical Ocean and Global Atmosphere - TOGA". O TOGA, iniciado em 1985 e que prosseguirá até 1994, introduziu e demonstrou a viabilidade: (a) do monitoramento do oceano em grande escala; (b) da realização de exercícios de previsão de estados do oceano e da atmosfera do Pacífico Equatorial em escala interanual com um ano de antecedência.

Um dos objetivos dos futuros programas mundiais de clima é estudar, em conjunto, métodos de previsibilidade das alterações climáticas globais e hemisféricas com resoluções regionais nas escalas interanual e interdecadal. Os estudos atuais nas escalas interanual e interdecadal indicam a necessidade da compreensão das origens das forçantes externas e dos processos de interação internos ao sistema oceano-atmosfera-gelo. Essa necessidade deve ser, também, um dos objetivos dos futuros programas de estudos de mudanças climáticas. De fato, já existem alguns programas

em elaboração para substituir o TOGA. Assim com esta nova filosofia, destaca-se o "Climate Variability and Predicability - CLIVAR" (CLIVAR, 1992).

Alguns fenômenos do Oceano Atlântico Norte parecem ter grande repercussão sobre a variabilidade do clima, nas escalas interdecadal e interanual, fenômenos como:

a) A Grande Anomalia de Salinidade - "Great Salinity Anomaly - GSA"

A GSA é descrita por Dickson et al. (1988) como uma anomalia negativa de salinidade, em uma camada que se estende da superfície até aproximadamente 800 metros, nas águas do giro subpolar. Esses pesquisadores ofereceram uma descrição detalhada do fenômeno durante o período de 1968-1982 e levantaram a hipótese desse fenômeno ser um processo advectivo, pois, foi possível acompanhá-lo ao redor do giro subpolar. A grande importância desse fenômeno é a sua ligação com a inibição da subsidência das águas dessa região e a alteração da Corrente Profunda do Atlântico Norte, que se acredita ser o processo responsável pelos ciclos glaciais (Lehman e Keigwin, 1992). Porém a grande importância do trabalho foi demonstrar que a variabilidade da circulação termohalina pode ser interanual e interdecadal, e não apenas na escala de milhares de anos, se como acredita.

Weaver e Sarachik (1991) observaram, através da modelagem numérica, utilizando o Modelo de Circulação Geral do Oceano de Bryan-Cox, que a GSA é um modo interno de oscilação do oceano e não um modo externo, como se poderia pensar, forçado pelas variabilidades atmosféricas.

b) Oscilação do Atlântico Norte - "North Atlantic Oscillation - NAO"

O termo NAO refere-se à "gangorra" de larga-escala de pressão atmosférica ao nível do mar entre a baixa pressão da Islândia e a alta pressão sub-tropical, que está centrada próxima aos Açores. As séries temporais associadas a NAO são índices das anomalias de pressão nessas regiões possuindo duas fases:

- uma fase quando há uma intensificação dos sistemas de pressão (ou seja, a alta pressão subtropical está mais alta do que seus valores médios e a baixa pressão da Islândia está com valores mais baixos do que seus valores médios), constituindo a fase positiva;
- a outra fase quando há uma atenuação dos sistemas de pressão (ou seja, a alta pressão subtropical está mais baixa do que seus valores médios e a baixa pressão da Islândia está com valores mais altos do que seus valores médios), constituindo a fase negativa;

Lamb and Pepler (1987) fazem um histórico da NAO e uma revisão dos trabalhos anteriores. Esses trabalhos discutem a importância das fases dessa oscilação nas variações dos ventos de oeste de latitudes médias através do Oceano Atlântico, nas anomalias de precipitação ao redor do Globo (inclusive o Marrocos); e na intensidade dos invernos na Europa e Groelândia ("Greenland above" e "Greenland below", que são respectivamente as fases positiva e negativa da NAO).

O estudo desses fenômenos climáticos são também realizados através de modelos climáticos numéricos. Esses modelos precisam ser subsidiados por estudos empíricos do comportamento das variáveis, que são, em geral, escolhidas de forma a filtrarem naturalmente as oscilações de alta frequência (nas escalas de dias à escala sazonal), como as associadas aos níveis de lagoas, descargas de rios ou que possuam dados de alta resolução temporal em períodos superiores a 80 anos. A partir desses dados de alta resolução, podem-se obter valores relativamente confiáveis dos padrões de variação. Na análise desse último tipo de variável, torna-se necessária a utilização de métodos modernos de processamento de sinais, para se resgatar a maior quantidade possível de informação.

Atualmente já se dispõe de séries temporais que permitem investigações para caracterizar mudanças climáticas interanuais e interdecadais. Essas séries muitas vezes são constituídas de dados tipo "proxy", ajustados a séries de dados instrumentais; mas que, infelizmente, possuem períodos pouco significativos de dados para estudos em escalas interdecadais.

Um exemplo desse procedimento é o encontrado no trabalho de Cole et al. (1993). Dados de precipitação, disponíveis a partir de 1946, foram correlacionados com dados de datação de corais (utilizando o $\delta^{18}\text{O}$) da Ilha de Tarawa, no Oceano Pacífico, com excelentes resultados, que permitiram dobrar então a série de dados de precipitação, obtidos com uma resolução mensal. Através de correlações entre a precipitação convectiva local e o índice de Oscilação Sul (OS), devido ao deslocamento da baixa da Indonésia para a região dessa ilha, pode-se

observar que a OS era mais intensa no começo do século (1900-1930), possuía uma fase fraca entre 1930-1965 e tornou a se intensificar a partir de 1965.

Exceto pelos trabalhos, no Oceano Pacífico de Wyrтки (1975) e Wyrтки e Wenzel (1984)) e no Oceano Atlântico de Sturges (1987), hoje considerados clássicos, pouco se utilizou da excelente base de dados de nível médio do mar para análise de processos de interação oceano-atmosfera, muito menos para análise de processos geradores de mudanças climáticas nas escalas interanuais e interdecadais ou em correlações com dados do tipo "proxy". Em geral, os estudos de Nível Médio do Mar (NMM) têm sido restritos aos estudos das tendências das séries, destacando-se os trabalhos de Pirazzoli (1986) e o de Thompson (1986).

A presente dissertação busca contribuir no estudo das séries temporais de NMM do Oceano Atlântico Norte Extra-tropical (ANET), nas escalas de variabilidade interanual e interdecadal, no intuito de poder verificar se essa variável apresenta assinaturas dos processos geradores de mudanças climáticas, em especial, da GSA.

Nesse trabalho, métodos modernos de análise hoje já tradicionais são utilizados, como a análise de Funções Ortogonais Empíricas - "Empirical Orthogonal Functions" (EOFs), análise espectral pelos métodos de Máxima Entropia e pela Transformada Rápida de Fourier com janela de Tukey - "Fast Fourier Transform-Tukey Window" (FFT-TW).

O Capítulo 2 resume as principais dificuldades envolvidas na análise de NMM, como os marcos

geodésicos, o banco de dados e os ruídos encontrados nos dados mensais de NMM.

O Capítulo 3 discute teoricamente os métodos de análise espectral e de funções ortogonais empíricas (EOFs) e suas aplicações a séries temporais.

O Capítulo 4 trata da análise e do tratamento dos dados de NMM nas escalas interanual e interdecadal, discute as implicações dos resultados obtidos através das metodologias adotadas, comparando-os com outros trabalhos da literatura e indica semelhanças entre as séries temporais do NMM e as séries representativas da GSA e da NAO.

Finalmente, o Capítulo 5 apresenta as conclusões do presente trabalho e as sugestões para futuros estudos.

CAPÍTULO 2

O NÍVEL MÉDIO DO MAR (NMM)

2.1 - ELEVAÇÃO DO NMM

Alguns estudos recentes têm arriscado um diagnóstico descritivo de que o NMM nos portos de latitudes médias e baixas está ascendendo em relação à terra local; o oposto ocorrendo nas altas latitudes. Parece que a liberação do peso das camadas de gelo das áreas continentais das altas latitudes, devidas à última glaciação, cujo pico ocorreu a 20 000 anos, estabelece um lento soerguimento isostático nessas latitudes, fazendo com que o nível relativo do mar apareça decrescendo, conforme Lambeck e Nakiboglu apontaram em 1984 (Sturges, 1987).

Em 1985, Cartwright et al. fizeram uma revisão dos principais trabalhos desenvolvidos sobre a ascensão do NMM, constatando que ainda existem dúvidas sobre a origem real desta ascensão (Pugh, 1987). A ascensão poderia ocorrer devido ao "efeito do dióxido de carbono" ou como resultado de um ajustamento contínuo que começou no final da Little Ice-age (pequena idade do gelo - 1450 à 1800). Para o "efeito do dióxido de carbono" seria esperado uma taxa de crescimento positiva, enquanto que para a deglaciação, apenas uma tendência linear simples.

Barnett (1984, citado por Sturges, 1987) observou que, entre as médias e baixas latitudes, a ascensão foi de aproximadamente 10 cm no último século. Metade dessa ascensão resulta de uma resposta contínua de longo termo devida à deglaciação.

Ao estudar a crescente ascensão do NMM, Barnett (1983 e 1984, citado por Sturges, 1987) verificou uma substancial dispersão dos dados regionais em relação à tendência média local. Chetlon e Davis (1982, citado por Pugh, 1987) e Thompson (1986) discutiram vários fatores físicos que poderiam contribuir para essa dispersão.

Um dos problemas da análise de dados de NMM de longas séries temporais é que elas possuem um "espectro vermelho", ou seja, apresentam uma energia espectral contínua que cresce nas baixas frequências. Dessa forma as variabilidades nas baixas frequências são da mesma ordem de grandeza da tendência média de elevação do NMM. Sturges (1987) sugeriu a necessidade de se utilizar métodos avançados de análise espectral para as escalas interdecadais, o que constitui um dos objetivos desta dissertação. Ele observou que, apesar da substancial variabilidade regional, os efeitos de uma ascensão "quase" global do NMM deve apresentar-se coerente e em fase em certas regiões do globo. Também sugeriu a realização de pesquisas examinando séries longas de NMM, de maneira que se possa saber quais as frequências de oscilação que são ou não coerentes entre portos distintos e quais regiões devem ser examinadas mais cuidadosamente. Caso existam estas coerências em sinais de larga escala, as séries temporais poderiam ser então ajustadas para reduzir o efeito do "espectro vermelho".

Os dados de NMM são tomados em estações fixas e medem variações locais, denominados são chamados então de "dados relativos". Contudo as estações podem ser calibradas através de GPS "Global Positioning System - GPS" ou outro sistema de geoposicionamento, para que esses dados sejam ajustados a coordenadas absolutas e então poderem ser utilizados em estudos de padrões de variação

espacial (Pugh, 1987 e Woodworth, 1991). No presente trabalho esses efeitos locais são retirados da análise quando se faz a remoção de tendências lineares. Entretanto, para que estas sejam incluídas, um programa de amarração tridimensional, como o proposto por Carter e Robertson (1986, citado por Carter et al., 1993), utilizando o sistema "Global Positioning System - Very Long Baseline - GPS-VLBI" Interferometry), tem que ser implantado a nível global. Esse trabalho de implantação do sistema GPS - VLBI já foi iniciado na rede maregráfica piloto dos EUA (Havaí e Costa Leste, Carter et al., 1993), sendo que no Brasil poderá ser implementado no Nordeste pelo INPE, com o projeto REMAR (Rede Maregráfica Automática do INPE) e a estação GPS-VLBI instalada na base do INPE-Fortaleza.

2.2.- MARCOS GEODÉSICOS

Um dos grandes problemas ao se estudar mudanças de NMM sobre períodos de muitas décadas é a não garantia da estabilidade dos marcos geodésicos - "datum" (referência) dos marégrafos. Infelizmente estes marcos são destruídos no processo natural de desenvolvimento dos portos. Para maiores informações recomenda-se consultar o livro de Pugh (1987, p. 305) e o trabalho de Woodworth (1991).

Outros problemas são o nivelamento do zero do referencial dos marégrafos, a falta dos marcos geodésicos e a padronização dos referenciais utilizados nas redes convencionais (Pugh, 1987). Essas limitações complicam significativamente a análise nas escalas interdecadais tradicionais. É por isso que hoje organiza-se um grande esforço na calibração da Rede Global de Observação de Nível Absoluto do Mar - "Global Sea-level Observing System

- GLOSS", empregando-se satélites altimétricos. Neste presente trabalho não se utilizou propriamente o NMM porém as anomalias dessa variável, onde os problemas supra citados acima são desprezíveis na análise espacial (Pugh, 1987). Mesmo assim, os dados ora utilizados tem, em geral, um controle de qualidade garantido pelo Serviço descrito abaixo.

2.3. - BANCO DE DADOS

Dados mensais de NMM para diversos portos ao redor do Globo estão arquivados no Serviço Permanente de NMM - "Permanent Service of Mean Sea Level - PSMSL". Além de arquivar os dados, o PSMSL preocupa-se em descrever com detalhes a localização dos portos, as falhas nos dados (horárias, diárias ou mensais para os dados mensais), a qualidade dos dados, os órgãos responsáveis em cada país pela distribuição dos dados e a definição dos "datums" (Spencer e Woodworth, 1991).

Quando os "datums" históricos são estabelecidos, de tal forma que as séries temporais se tornem padronizadas, os dados de NMM são ditos de referência local revisada - "Revised Local Reference - RLR". Define-se também um marco referencial do marégrafo (Tide Gauge Bench Mark), tal que o NMM em um ano específico seja aproximadamente de 7 metros. Esse valor arbitrário foi escolhido para evitar problemas de quantidades negativas e enfatizar a diferença desse "datum" de qualquer outro sistema de referência (Pugh, 1987 e Spencer e Woodworth, 1991).

2.4 - RUÍDO NOS DADOS MENSAIS DE NMM

Os dados mensais de NMM, assim como várias outras variáveis climáticas, são gerados, por tradição, com a utilização de um filtro de peso uniforme diário ao longo do Calendário Gregoriano. Este filtro, conhecido como filtro retangular, possui uma indesejável resposta em frequência na análise espectral, pois introduz picos menores (side-lobes) que decaem vagarosamente (Holloway, 1958, citado por Sturges, 1987).

As variações de NMM causadas por sistemas sinóticos atmosféricos possuem escalas de tempo de alguns dias até poucas semanas e apresentam amplitudes de até 10 cm. Sturges (1987) estudou os efeitos indesejáveis introduzidos pelo filtro retangular no NMM mensal através da comparação com valores obtidos pelo filtro de Hanning de 5 pontos. Verificou que os NMM "mensais" possuem um tipo de ruído característico nas "baixas frequências" (menores que 4 anos), que não é resultado de mecanismos físicos, sendo esse efeito desprezível para períodos maiores que 8-10 anos. Entretanto, com as técnicas utilizadas na presente dissertação, as análises parecem não sofrer desses efeitos.

O filtro retangular suaviza o efeito das marés, causando uma dispersão da energia para todas as frequências na análise de Fourier. No entanto, algumas marés são suavizadas para períodos longos, porém com pequena variação na amplitude (i.e., 20 cm na entrada gera 3 cm na saída de pico a pico, gerando na maré de 14 dias uma frequência de Nyquist do filtro). Esse efeito pode ser desprezado para períodos de vários anos (Sturges, 1987).

É muito difundida a retirada no NMM do efeito conhecido como "barômetro invertido", em que a superfície oceânica sofre influência da pressão exercida pela coluna de ar da atmosfera, obtida através de uma regressão linear simples entre NMM e pressão atmosférica. Essa idéia visava a determinação do comportamento do Oceano "desacoplado" da atmosfera. Pugh (1987) demonstra esse tipo de tratamento para Newlyn (Inglaterra), observando que existe um grande espalhamento dos dados em torno da reta de regressão. Wunsch (1991) desaconselha, entretanto, a retirada do "efeito do barômetro invertido" através da regressão linear com a pressão, pois esta regressão despreza o complexo acoplamento entre o tensor de cisalhamento do vento (pressão atmosférica e o vetor cisalhamento do vento) e o NMM. Desta forma, seguindo este princípio, não foi utilizada nenhuma metodologia para retirar o "efeito barômetro invertido". No presente trabalho, através das anomalias de NMM, estuda-se assim o sinal acoplado, já que o objetivo é utilizar o NMM como um meio para detectar e caracterizar mudanças climáticas envolvendo o interação do oceano com a atmosfera.

CAPÍTULO 3MÉTODO DE ANÁLISE DE SÉRIES TEMPORAIS

Os métodos matemáticos para análise de séries temporais geofísicas têm sido desenvolvidos e aperfeiçoados de acordo com a necessidade de cada área em particular. Em geral, o problema se inicia quando as variáveis são tomadas em tempos discretos. É feita, então, a procura de comportamentos regulares, em que se separa a parte "regular" da parte "aleatória". Uma vasta literatura sobre séries temporais estatísticas adotava um ponto de vista probabilístico, o que constituiu o primeiro passo para o estudo de séries temporais estacionárias, com os dados satisfazendo uma distribuição de probabilidade gaussiana (Box e Jenkins, 1970).

Apesar das séries geofísicas poderem não ser estacionárias e os tratamentos não probabilísticos parecerem ser mais adequados (Gardner, 1988), torna-se importante desenvolver estudos de análise do clima, ou de aspectos deste, com instrumentos matemáticos seguros. Trata-se de estimar a confiabilidade das estatísticas, quanto à média, à variância e a outros momentos de ordem superior, com base na própria amostragem disponível, que constitui a série temporal. Dessa forma, utilizam-se os métodos probabilísticos realmente apenas como estimadores.

Nesta dissertação, utilizou-se a análise de Funções Ortogonais Empíricas (EOFs), ou de componentes principais, para separar os modos de oscilação das anomalias de NMM e a análise espectral (utilizando os métodos de máxima entropia e da transformada rápida de

Fourier com a Janela de Tukey) para analisar as frequências de oscilação das componentes principais (CPs). A seguir faz-se um resumo teórico desses métodos.

3.1 - ANÁLISE ESPECTRAL

Os métodos clássicos ainda podem ser usados se a componente não estacionária, no 1.º momento, que aparece na estatística for eliminada (isto é, a tendência da média), existindo a vantagem da simplicidade. Através do estudo das propriedades dos estimadores das estatísticas das séries estacionárias, é possível calcular níveis de significância das estimativas obtidas a partir dos dados amostrados, separando-se os comportamentos de interesse da parte aleatória, ou seja, do ruído. Nas séries geofísicas, informações preciosas sobre os processos físicos e os sistemas dinâmicos, determinantes da resposta representada pela série, podem ser obtidas pelo método da análise espectral, derivada da representação de Fourier (soma de osciladores harmônicos).

A análise do sinal é transferida do "domínio do tempo" para o "domínio da frequência", onde a transformada de Fourier se mostrou bastante versátil para análise de séries infinitas, contínuas e sem ruído. A física clássica, quântica e, em especial, a física aplicada tiveram um enorme desenvolvimento teórico graças aos resultados obtidos com essa representação. Ela educou gerações de cientistas, estimulando o desenvolvimento de métodos e valorizando a intuição física, através de uma melhor habilidade na análise matemática .

Com o advento dos sistemas computacionais, os bancos de dados se voltaram para arquivamento de valores discretos de variáveis de interesse, recuperando

dados geofísicos analógicos (barogramas, maregramas etc.) desde o século passado. A partir da introdução dos dispositivos automáticos de computação digital, tornou-se necessária a adaptação dos resultados matemáticos analíticos válidos com intervalos infinitos, para o caso de intervalos finitos do domínio das variáveis. A transposição do conceito de "espectro de potência" de um processo contínuo e infinito para um processo discreto e finito é um desses exemplos de adaptação de metodologia para se poder representar bem a análise de variâncias pelo método espectral.

Tukey (1961) e Jenkins (1961) estudaram "estimadores espectrais" que representassem os espectros de potência dos processos físicos, mantendo boa estabilidade estatística, confiabilidade e resolução espectral adequada em relação às pequenas variações no tamanho da amostra. Nesse sentido, a experiência dos especialistas em eletrônica e telecomunicações, com a introdução dos conceitos de "filtros" e "janelas", "funções de transferência" e todos os conceitos desenvolvidos nos estudos de sistemas lineares, foi fundamental.

Para séries temporais finitas, discretas e com ruído, esse método foi adaptado com a introdução do conceito de janelamento simples ou múltiplo, que ameniza a inconstância dos picos espectrais e reduz a variância do espectro.

Press et al. (1986) e Jenkins e Watts (1968) afirmaram que os resultados apresentados pelo janelamento temporal ou espectral simples dos dados, das diversas

janelas citadas na literatura, possuem resultados práticos semelhantes. Dessa forma escolheu-se para este trabalho a janela espectral de Tukey.

A análise de séries temporais utilizando métodos convencionais de análise espectral sem janelamento espectral ou temporal e os métodos de máxima entropia sofrem críticas severas de Thomson (1990), apesar desse autor não ter apresentado, em seu artigo, nenhuma demonstração matemática das conhecidas limitações. Ele sugere a utilização de janelamento múltiplo através das funções de Slepian, que são funções harmônicas esferoidais. Esse método parece ser de grande utilidade, porém ainda não se encontra disponível no mercado de programas aplicativos de computadores.

3.1.1 - ANÁLISE ESPECTRAL MODERNA: UMA REVISÃO RÁPIDA

A análise de Fourier foi iniciada por Schuster (1898, 1899, em Kay e Marple, 1981), que foi o primeiro a utilizar o termo "periodograma". Schuster fez o ajuste de uma série de Fourier para as variações das manchas solares (sun spots), buscando encontrar as periodicidades fundamentais nessas medições a partir do uso direto do teorema de Parseval para o cálculo do, hoje popular, espectro de potência.

Wiener e Khinchin, na década de 30, estabeleceram independentemente as bases do tratamento de processos estocásticos, utilizando como base de seu estudo a teoria da transformada de Fourier (Fourier Transform - FT). Foi introduzido o conceito de função de autocorrelação de processos aleatórios (random process) e

as relações das FT destas funções com a densidade de potência espectral (Power Spectral Density - PSD, Kay e Marple, 1981).

Em 1958, em uma publicação hoje considerada como clássica, Blackman e Tukey implementaram os resultados de Wiener para que se pudesse utilizá-los para análise de uma amostra de dados sequenciais. Esse método estimava a distribuição dos atrasos através das autocorrelações dos dados medidos, janelava ou "aparava" (window or taper) a cauda da função de autocorrelação de uma maneira apropriada e, então, utilizava a FT nos intervalos apropriados para a obtenção de uma estimativa do PSD (Kay e Marple, 1981).

A estimativa de Blackman e Tukey, publicada no fim da década de 50, foi a técnica mais popular de estimativa espectral até a introdução do algoritmo da transformada de Fourier rápida (Fast Fourier Transform - FFT), atribuída a Cooley e Tukey em meados da década de 60 (Kay e Marple, 1981).

No domínio do tempo, o estudo das respostas de um sistema linear a forçantes aleatórias foi iniciada por Langevin. Na mesma época, estatísticos introduziram os chamados processos auto-regressivos, versões discretas do problema de Langevin. O método introduzido por Yule no final dos anos 20 e de Walker no início da década de 30, hoje conhecido como Yule-Walker, consiste em um sistema de equações que determinam os coeficientes do processo auto-regressivo que melhor representa a série. Entretanto a proliferação de técnicas de estimativas espectrais surgiu, de uma forma significativa, nos anos 60 (Kay e Marple, 1981).

Parzen (1968) formalmente propôs o uso de uma estimação espectral auto-regressiva (Auto Regressive Spectral Estimation - AR SE). Independentemente em 1967, Burg introduziu o método de máxima entropia, motivado pelo seu trabalho em previsão linear filtrada (linear prediction filtering) em aplicações geo-sismológicas (Kay e Marple, 1981). Vários livros e artigos sobre essas questões aparecem na década de 70, tornando-se clássicos os livros de Jenkins e Watts (1968) e Box e Jenkins (1970).

No clássico trabalho de revisão de Kay e Marple (1981) foi realizada uma comparação entre esses métodos, bem como o estudo da introdução de zeros para se completar as séries para que essas possuam 2^n valores no caso da FFT (zero padding).

Uma hipótese para aplicação dos estimadores espectrais é a de que os processos aleatórios sejam estacionários. Processo estacionário é aquele cujos momentos estatísticos calculados para as amostras destas realizações sejam independentes do tempo (Bendat e Piersol, 1971, em Canavero e Einaudi, 1987). Dessa forma, não estacionaridade implica uma variabilidade nas características espectrais do processo. Teorias para o estudo de processos aleatórios não estacionários estão ainda em fase de desenvolvimento (Canavero e Einaudi, 1987; Gardner, 1988).

Para estudos de séries curtas (isto é, de poucos dados), Thomson (1982) afirma que se deve escolher um algoritmo, para estimativa do espectro de uma série finita curta de observações de tal forma que o resultado :

- não seja dominado pelo viés (bias);
- seja auto-consistente;
- seja estatisticamente aceitável;

- mantenha as três propriedades acima, na presença de pequenas variações das hipóteses assumidas (estacionaridade das séries, processos estocásticos, processos lineares, ...), questão essa das mais sérias na análise de séries temporais.

Outro método que recentemente tem se destacado no estudo de sinais é a análise de ondeletas (wavelet). Da mesma forma que a análise de Fourier, a análise de ondeletas pode ser vista como uma rotação de funções do domínio do tempo para o domínio da frequência. Porém as funções-base das ondeletas (conhecidas como funções mães ou ondeletas) são, ao contrário dos senos e cossenos da transformada de Fourier, bem localizadas no tempo e no espaço (mais precisamente em escalas características). Um histórico e uma excelente introdução a esse método podem ser encontrados em Farme (1992).

3.1.2 - ESTIMATIVA ESPECTRAL

3.1.2.1 - MÉTODO DA FFT - JANELAMENTO DE TUKEY

A estimativa espectral, que é comumente implementada pela FFT, é caracterizada por várias adaptações num esforço de se produzir uma estimativa espectral estatisticamente confiável, com redução de vazamentos dos picos (side lobes), com resolução espectral aceitável e apresentando picos médios efetivamente bem

definidos. Entre essas adaptações, têm-se a dos janelamentos da amostra de dados, que podem ser médias no domínio do tempo ou da frequência. Esse tipo de análise considera 3 casos.

1º caso - Uma série analógica de forma ondulatória $x(t)$, contínua no tempo e complexa. Se $x(t)$ é absolutamente integrável, o sinal da energia E é finito

$$E = \int_{-\infty}^{\infty} |x(t)|^2 dt < \infty \quad (3.1)$$

Então a transformada contínua de Fourier (Continuous Fourier Transform - CFT) $X(f)$ de $x(t)$ é dada por:

$$X(f) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t) e^{-i2\pi ft} dt, \quad (3.2)$$

onde o quadrado do módulo da FT é frequentemente denominado "spectrum", $S(f)$ de $x(t)$:

$$S(f) = |X(f)|^2. \quad (3.3)$$

Pelo teorema de Parseval (conservação de energia), tem-se que:

$$\int_{-\infty}^{\infty} |x(t)|^2 dt = \int_{-\infty}^{\infty} |X(f)|^2 df. \quad (3.4)$$

" A energia do sinal no domínio do tempo é igual a energia de sua transformada no domínio da frequência, i.e.,

$\left(\int_{-\infty}^{\infty} S(f) df \right)$ ". $S(f)$ é denominada densidade da energia

espectral (Energy Spectral Density - ESD), que representa a distribuição da energia em função da frequência.

2.º caso - O sinal de $x(t)$ é uma amostra com intervalos de tempo igualmente espaçados Δt produzindo uma sequência discreta $x_n = x(n \Delta t)$ e infinita ($-\infty < n < \infty$). Essa sequência pode ser representada como o produto da função contínua no tempo original $x(t)$ e uma sequência infinita de funções delta de Dirac, igualmente espaçadas. Brigham, em 1974, descreveu a transformada desse produto utilizando uma distribuição teórica, dada como:

$$\begin{aligned} X'(f) &= \int_{-\infty}^{\infty} \left[\sum_{n=-\infty}^{\infty} x(t) \delta(t-n\Delta t) \Delta t \right] e^{(-i2\pi ft)} dt \\ &= \Delta t \sum_{n=-\infty}^{\infty} x_n e^{(-i2\pi fn\Delta t)}, \end{aligned} \quad (3.5)$$

que corresponde a uma integração utilizando uma aproximação retangular (quando $\Delta t \rightarrow 0$, $X'(f) \rightarrow X(f)$). $X'(f)$ é igual $X(f)$ no intervalo $\frac{-1}{2\Delta t} \leq f \leq \frac{1}{2\Delta t}$, pois $x(t)$ é limitado nessa banda de frequências, estando todas as suas componentes neste intervalo (Kay e Marple, 1981).

Na ESD contínua, $S'(f) = |X'(f)|^2$, para uma amostra de dados limitada nessa banda de frequência, tem-se que $S'(f) = S(f)$.

3.º caso - Uma sequência de dados é disponível apenas numa janela de tempo finita sobre o intervalo $0 \leq n \leq N-1$. A transformada é discretizada também para N valores fazendo-se amostras das frequências $f = m \Delta f$ para $m = 0, 1, \dots, N-1$, onde $\Delta f = 1/(N\Delta t)$, que é conhecida como transformada discreta de Fourier (Discrete Fourier Transform - DFT, Brigham, 1974 em Kay e Marple, 1981).

Tem-se que:

$$\begin{aligned} X_m &= \Delta t \sum_{n=0}^{N-1} x_n e^{(-i2\pi m \Delta f n \Delta t)} \\ &= \Delta t \sum_{n=0}^{N-1} x_n e^{(-i2\pi mn/N)} \quad , \text{para } m = 0, \dots, N-1, \end{aligned}$$

sendo que a transformada inversa é:

$$x_n = \Delta f \sum_{m=0}^{N-1} X_m e^{(i2\pi mn/N)}$$

e o teorema da conservação de energia é dado por:

$$\sum_{n=0}^{N-1} |x_n|^2 \Delta t = \sum_{m=0}^{N-1} |X_m|^2 \Delta f$$

A DFT e sua inversa são cíclicas com períodos N . Utilizando-as, força-se uma extensão periódica, mesmo que a série original não a possua (Kay e Marple, 1981). O mesmo se aplicando a utilização da FFT.

A discretização da ESD pode ser então definida como:

$$S_m = |X_m|^2, \text{ para } 0 < m < N-1$$

Denominam-se de periodograma de estimativa espectral ambas as funções S_m discreta e $S'(f)$ contínua, apesar de que nem sempre quando $f = (m\Delta t)^{-1}$ cresce, para $m = 1, \dots, N-1$, elas apresentam valores idênticos. Isto ocorre porque S_m é efetivamente uma versão amostral do espectro determinado da convolução de $X(f)$ com a transformada da janela retangular que contém a amostra de

dados. Logo a estimativa espectral discreta S_m baseada em um conjunto de dados finitos é uma versão distorcida do estimador de espectro contínuo $S'(f)$, o qual é baseado em um conjunto de dados infinito.

Um diferente ponto de vista deve ser tomado quando o processo $x(t)$ é, em um sentido lato, um processo estacionário e estocástico ao invés de determinístico com forma ondulatória e energia finita. A quantidade de interesse é a distribuição média da energia no tempo com a frequência, sendo que integrais do tipo da equação 3.2 não existem para processos estocásticos (Kay e Marple, 1981). Para o caso de processos estacionários, a função de autocorrelação, $R_{xx}(\tau) = \varepsilon [x(t+\tau) x^*(t)]$, torna-se mais eficiente para a análise espectral do que o próprio processo $x(t)$. O teorema de Wiener-Khinchin relata $R_{xx}(\tau)$ com o PSD, $P(f)$ sendo:

$$P(f) = \int_{-\infty}^{\infty} R_{xx}(\tau) e^{-i2\pi f\tau} d\tau, \quad (3.6)$$

que para o caso discreto (Blackman e Tukey, 1958) é:

$$\hat{P}(f) = \Delta t \sum_{n=-M}^M \hat{R}_{xx}(n) e^{-i2\pi f n \Delta t}$$

para $-\frac{1}{2\Delta t} < f < \frac{1}{2\Delta t}$, onde $\hat{}$ denota estimação, baseada no intervalo de autocorrelação disponível.

Se o espectro verdadeiro tiver picos de energia acima da frequência de corte (frequência de Nyquist), $f_c = 1/2\Delta t$, esses picos aparecerão como picos de uma frequência mais baixa. Esse efeito é conhecido como dobramento (folding).

Na prática, geralmente, não se conhece a função de autocorrelação. Então assume-se que o processo aleatório é ergódico no primeiro e segundo momentos. Se fôr, essa propriedade permite a substituição das médias temporais por médias de amostras. Para um processo ergódico então, a função de autocorrelação estatística pode ser equacionada como:

$$R_{xx}(\tau) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{2T} \int_{-T}^T x(t+\tau) x^*(t) dt \quad (3.7)$$

quando essa equação é discretizada, utilizando um estimador sem viés (bias), obtém-se:

$$\hat{R}_{xx}(m) = \frac{1}{N-1} \sum_{n=0}^{N-m-1} x_{n+m} x_n^*,$$

para $m = 0, \dots, M$, onde $M \leq N-1$. Os intervalos negativos de estimação são determinados através das estimativas de intervalos positivos, dessa forma: $\hat{R}_{xx}(-m) = \hat{R}_{xx}^*(m)$, que está de acordo com a simetria dos complexos conjugados da função de autocorrelação para processos estacionários.

Jenkins e Watts (1968) e Parzen (1961, em Kay e Marple, 1981; 1968) utilizaram $\hat{R}'_{xx}(m) = \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-m-1} x_{n+m} x_n^*$, no lugar de \hat{R}_{xx} , definida para $m = 0, \dots, M$. Isto se dá porque \hat{R}'_{xx} tende a ter um menor erro médio quadrático, para vários conjuntos de dados finitos. Porém R'_{xx} é um estimador com viés (biased), pois:

$$\varepsilon \left[\hat{R}'_{xx}(m) \right] = \left[\frac{(N-m)}{N} \right] R_{xx}(m),$$

cujo valor médio é dado pela janela com pesos triangulares ou de Bartlett da verdadeira função de autocorrelação.

Papoulis (1965, em Kay e Marple, 1981), Jenkins e Watts (1968) e Koopmans (1974) mostraram que as Equações 3.6 e 3.7 podem ser equivalentemente expressas por:

$$P(f) = \lim_{T \rightarrow \infty} \varepsilon \left\{ \frac{1}{2T} \left[\int_{-T}^T x(t) e^{-i2\pi ft} dt \right]^2 \right\} \quad (3.8)$$

ou

$$\lim_{T \rightarrow \infty} \varepsilon \left\{ \hat{P}'(f) \right\} = P(f)$$

O operador esperança, ε , é exigido devido às propriedades ergódicas de $R_{xx}(\tau)$ não serem conservadas através da FT, ou seja o limite dessa equação sem esse operador não converge em nenhum sentido estatístico.

Segundo Oppenheim e Schaffer (1975, em Kay e Marple, 1981), as dificuldades crescem sensivelmente quando a Equação 3.8 é aplicada a uma série de dados finita sem ser observado cuidadosamente o operador esperança e os limites de operação. Estimativas inconsistentes (instáveis) resultam se nenhuma média estatística for utilizada, ou seja, a estimativa da variância do PSD não tenderá a zero quando T crescer indefinidamente.

Na tentativa de controlar a variância do espectro foram introduzidos os estimadores suavizados do espectro. Apesar de diminuir a variância eles aumentam o viés (bias), sendo então necessário encontrar uma situação intermediária ideal.

O estimador suavizado do espectro $\hat{P}(f)$ é dado por uma convolução do estimador do espectro $\hat{P}'(f)$ e de uma função $J(f)$, com propriedades discutidas por Jenkins e Watts (1968), onde:

$J(f) = \text{TF} \left\{ j(\tau) \right\}$, conhecidas como janela espectral e janela temporal, respectivamente. Então, tem-se que :

$$\hat{P}(f) = \hat{P}'(f) * J(f) \quad (3.9)$$

sendo para a Janela de Tukey :

$$J(f) = M \left\{ \frac{\text{sen}2\pi fM}{2\pi fM} + \frac{1}{2} \frac{\text{sen}2\pi M(f+0.5M)}{2\pi M(f+0.5M)} + \frac{1}{2} \frac{\text{sen}2\pi M(f-0.5M)}{2\pi M(f-0.5M)} \right\}$$

$$= M \left\{ \frac{\text{sen}2\pi fM}{2\pi fM} \right\} \left\{ \frac{1}{1-(2fM)^2} \right\}, \quad -\infty \leq f \leq \infty,$$

e

$$j(\tau) = \begin{cases} 1/2 \left\{ 1 + \frac{\cos\pi\tau}{M} \right\}, & |\tau| \leq M \\ 0, & |\tau| > M \end{cases}$$

onde M é o ponto de truncamento da função de autocorrelação.

3.1.2.2 - ESCOLHA DO PONTO DE TRUNCAMENTO, RESOLUÇÃO E INTERVALOS DE CONFIANÇA DO ESPECTRO

Não será exposto aqui a questão das distribuições das estimativas espectrais, sendo o livro de Jenkins e Watts (1968) uma boa referência nesse assunto. Será descrito apenas um resumo das técnicas de escolha da banda espectral, pontos de truncamento e intervalos de confiança. A notação que se segue é a de Kay e Marple (1981) e não a de Jenkins e Watt (1968).

A escolha da largura da banda espectral deve ser tal que : (a) haja uma resolução e número de graus de liberdade aceitáveis; e (b) redução da variância do espectro.

Para se obter essas características, utiliza-se o método empírico de fechamento ou contração da janela (window closing), através da escolha de vários pontos de truncamento da função de autocorrelação (M).

Para a janela de Tukey, tem-se que o tamanho de banda padrão é dado por $b_1 = 1.333$ e, a partir desse tem-se que o tamanho da banda $Bw = b_1/M$.

$\nu \frac{\hat{P}(f)}{P(f)}$ é assumido ajustar-se

aproximadamente à distribuição Qui-quadrado (χ^2_ν), onde ν é número de graus de liberdade. Para o caso da janela espectral de Tukey : $\nu = 2.667 \frac{N}{M}$, onde N é o número de pontos da série.

Tem-se, então, que :

$$p \left\{ \chi^2_{\nu(\alpha/2)} < \nu \frac{\hat{P}(f)}{P(f)} \leq \chi^2_{\nu(1-\alpha/2)} \right\} = (1 - \alpha),$$

onde α é o nível de significância, $(1-\alpha)$ é o nível de confiança e p é a probabilidade (Tabela 3.1 e 3.2).

TABELA 3.1 - DISTRIBUIÇÃO χ^2 PARA OS GRAUS DE LIBERDADES ν

χ^2_ν	ν			
	10	17	23	27
$1-\alpha/2$	18.307	27.587	35.172	40.113
$\alpha/2$	3.940	8.672	13.091	16.151

OBS.: Para 90% de confiança.

TABELA 3.2.- DISTRIBUIÇÃO ν/χ^2 PARA OS GRAUS DE LIBERDADES
 ν .

ν/χ^2	ν			
	10	17	23	27
$1-\alpha/2$	-0.26	-0.21	-0.18	-0.17
$\alpha/2$	0.40	0.29	0.24	0.22

OBS.: Para 90% de confiança.

3.1.2.2 - MÉTODO DE MÁXIMA ENTROPIA

Quando Shannon, em 1948, descobriu sua medida da incerteza (uncertainty) ou informação ele primeiro pensou em chamá-la de "informação". Mas verificando que esta denominação já era utilizada, procurou o renomado matemático John Von Newmam para resolver essa questão do nome mais apropriado. Esse Matemático foi direto, "O Sr. Chame-a de entropia, por duas razões (You call it entropy, for two reasons): Esta função já é utilizada na termodinâmica sob esta nomenclatura (the function is already use in thermodynamics under that name) e o mais importante, a maior parte das pessoas não sabem o que é realmente entropia, e se o Sr. usar a palavra entropia em um argumento o Sr. irá ganhar todo o tempo (and more importantly, most people do not know what entropy really is and if you use the word entropy in a argument you win every time, Tribus, 1979; citado por Kapur, 1989).

Shannon descobriu a medida da incerteza associada com a distribuição de probabilidade e a única coisa comum entre essa medida e a entropia termodinâmica era a sua expressão matemática. Basicamente a entropia da teoria da informação e da termodinâmica são 2 conceitos distintos, entretanto, atualmente, pode-se estabelecer uma relação entre esses conceitos utilizando-se alguns axiomas da física (Kapur, 1989).

O método de máxima entropia ou de todos os zeros, é um estimador espectral que inclui não apenas as frequências reais no intervalo de Nyquist ($-f_c < f < f_c$, onde $f_c = 1/2\Delta t$, frequência crítica), mas também o plano complexo.

Para a inclusão do plano complexo foi adotado a transformação do plano z :

$$z \equiv e^{2\pi i f \Delta},$$

onde Δ é o intervalo de tempo da amostra no domínio do tempo.

Nesse plano, a estimativa do espectro de potência para qualquer função real amostral $c_k = c(t_k)$ pode ser escrita, exceto pela convenção de normalização, como:

$$\hat{P}(f) = \left| \sum_{k=1}^{(N/2)-1} c_k z^k \right|^2$$

onde, como no caso da FFT, $\hat{P}(f)$ é apenas uma estimativa do espectro real, pois:

- 1) No domínio do tempo, a estimativa é baseada apenas em um intervalo das funções c_k finitas, mas que na verdade variam de $-\infty, \infty$.
- 2) Na equação do plano Z , uma série de Laurent finita oferece apenas uma aproximação da função geral analítica z .

A expressão para determinação do espectro real, exceto pela normalização é:

$$P(f) = \left| \sum_{k=-\infty}^{\infty} c_k z^k \right|^2$$

Essa é a série infinita de Laurent, que depende de um número infinito de valores c_k .

Esse modelo também é conhecido como "todos os zeros", esse termo refere-se ao modelo espectral poder ter zeros no plano z .

Segundo Press et al. (1986), pelo teorema de Wiener-Khinchin, a transformada de Fourier da função de autocorrelação é igual ao espectro de potência. No plano z , a transformada de Fourier é simplesmente a série de Laurent em z , ou seja :

$$\frac{a_0}{\left| 1 + \sum_{k=1}^M a_k z^k \right|^2} \cong \sum_{j=-M}^M R_j z^j ,$$

onde: a_0 = coef. de Laurent; R_j = função de autocorrelação; e M = um inteiro até N (n° total de auto correlações

disponíveis).

O sinal \approx , significa que a expansão da série do lado esquerdo, supostamente, concorda com termo a termo da direita de z^{-M} até z^M . Porém, fora deste intervalo, o termo da direita é zero, enquanto o da esquerda continuará possuindo valores diferentes de zero.

Na prática, escolhe-se M de tal forma que haja uma boa resolução nas frequências sem que estas se sobreponham em excesso. Independente da escolha de M , a expansão do lado esquerdo faz certas extrapolações das funções de auto-correlação para "lags" maiores que M , e até N , ou seja, maiores que a quantidade de dados realmente medida. Isto ocorre de tal forma que essas extrapolações, em particular, possam ter o máximo de informação possível, a máxima entropia, no sentido da teoria da informação.

3.2 - ANÁLISE DE EOFs

A análise de Funções Ortogonais Empíricas (EOFs), ou método de componentes principais, tem sido muito aplicada para compressão de grandes bases de dados e para uma melhor visualização dos modos de variabilidade de um sistema retirando o máximo de informação. Preisendorfer (1988) fez um histórico desse método, que foi desenvolvido por vários autores, destacando a grande participação de Lorenz a partir de 1956.

Esta denominação EOF advém de não se assumir nenhuma forma pré-definida para as funções a serem ajustadas aos dados. Isto ocorre porque este método se utiliza da covariância ou correlação entre os dados e não dos dados em si, sendo sua forma apenas dependente dessa relação entre os dados.

Outra propriedade desse método é a de se poder utilizar dados não espaçados igualmente em pontos de grade e com séries temporais de tamanhos diferentes. Essas condições são extremamente interessantes quando a base de dados está sujeita a uma série de condições de contorno e não possui uma forma analítica pré-determinada, como é o caso da maioria dos dados geofísicos.

3.2.1 - VISUALIZAÇÃO GEOMÉTRICA

As EOFs podem ser vistas geometricamente como a projeção de q pontos em p dimensões do Espaço Euclidiano, de k vetores ortogonais, pela "melhor ajuste" de k dimensões de subespaço ($k \leq p$).

O subespaço está "melhor ajustado" quando a soma dos quadrados das distâncias perpendiculares dos pontos ao subespaço é mínima (Pearson, 1901; conforme enunciado por Murray et al. em 1984). A motivação de se projetar os pontos em um subespaço de menor dimensão é de representar as q medidas em menos que p funções lineares, de tal forma que existirá a menor perda possível de informação.

O processo de minimização é equivalente a se determinar k eixos ou direções ortogonais, de tal forma que haja o máximo de dispersão ao longo do eixo principal, o 2.º máximo no eixo secundário e assim por diante. Logo a dispersão será mínima ao longo do k -ésimo eixo. Entende-se aqui dispersão como uma medida da variabilidade e é dada pela soma dos quadrados das distâncias perpendiculares aos pontos a uma linha que passa no centro de gravidade dos pontos.

Para facilitar a compreensão, toma-se o seguinte exemplo, adaptado de Murray et al. (1984) e representado geometricamente na Figura 3.1.

Considerando uma série de 7 pontos dispersos em 2 dimensões, o "melhor ajuste" de um subespaço de uma dimensão, passando pelo centro de gravidade G , é a linha LVG. A linha LVG é obtida pela minimização das somas dos quadrados das distâncias perpendiculares a cada ponto e a linha que passa em G .

A linha de mínimos quadrados "padrão" para esses pontos é a linha LHG. LHG é obtida pela minimização da soma dos quadrados das distâncias verticais dos pontos até a linha perpendicular a LVG que passa em G .

Na Figura 3.1 pode-se observar que a dispersão é máxima na direção de LVG, ou seja, o 2º momento sobre a passagem do centro de gravidade é maior nesta direção particular. O 2º eixo principal não é mostrado na figura, mas é ortogonal a LVG e está na direção de LHG, passando também por G .

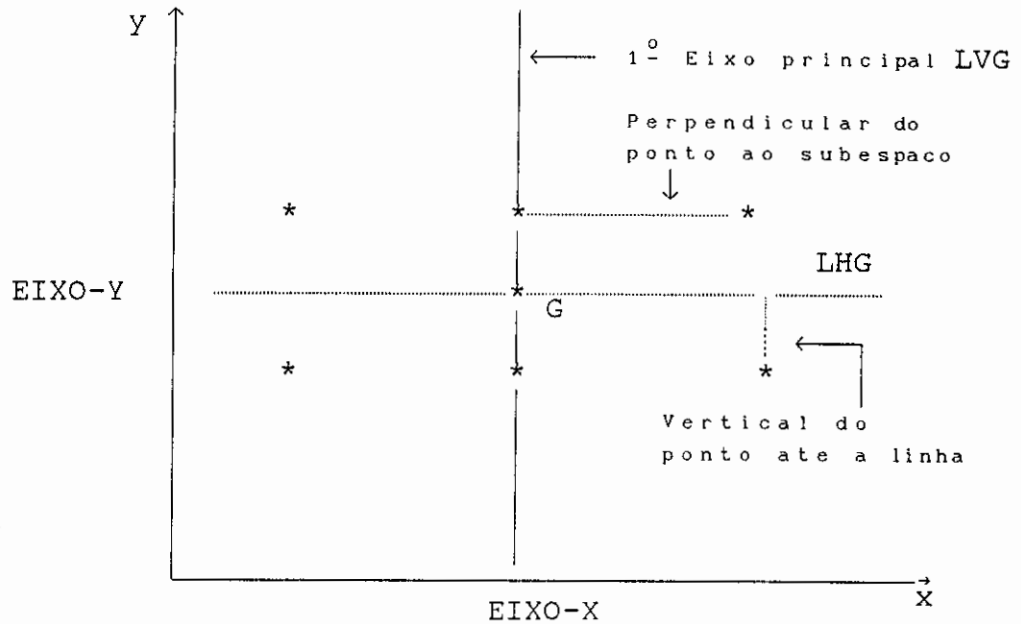


Fig 3.1 - Visualização Geométrica das EOFs.

FONTE : Murray (1984).

LVG é o eixo principal, LHG é perpendicular a LVG e G é o centro de gravidade.

Rao e Kshirsagar (em Murray, 1984) e Preisendorfer (1988) são excelentes referências para quem deseja se aprofundar na interpretação e nos cálculos envolvidos nesse método.

3.2.2 - FORMULAÇÃO MATEMÁTICA

Considerando M séries temporais $V_i(t_\alpha)$, onde $i = 1 \dots M$ e $\alpha = 1 \dots N$, correspondentes, respectivamente, às posições geográficas \vec{r}_i fixas e aos tempos de tomadas de dados feitas em tempos determinados t_α , pode-se escrever (Vianna, 1992):

$$V_i = V_i(t) ,$$

pois os fenômenos apresentam-se contínuos.

Para tempos discretos, pode-se formar a matriz (cuja notação será adotada como $[]$):

$$V = \begin{bmatrix} V_1(t_1) & \dots & V_1(t_N) \\ \vdots & & \vdots \\ V_M(t_1) & \dots & V_M(t_N) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} V_i(t_\alpha) \end{bmatrix}.$$

Esclarece-se que os índices latinos são utilizados para espaço e os índices gregos para o tempo. É adotada a convenção de Einstein, em que os índices repetidos se somam (e.g., $a_i b_i = a_1 b_1 + \dots + a_M b_M$) e os índices entre parênteses não se somam (e.g., $a_{(k)} b_k = a_{(1)} b_1; a_{(2)} b_2; \text{etc}$).

Define-se um espaço Euclidiano de M dimensões referentes às estações $1, 2, \dots, M$, com versores de base: $\hat{x}_1 = (1, \dots, 0)$; $\hat{x}_2 = (0, 1, \dots, 0)$... e $\hat{x}_M = (0, \dots, 1)$, ou seja, um referencial no espaço vetorial.

Dada uma função $V = V(\vec{r}_i; t)$, através de amostras tomadas em i estações nas posições $\vec{r} = \vec{r}_i$, e expressando essas estações como um vetor \vec{V} do espaço M -dimensional, tem-se que:

$$\vec{V}(t) = V_i(t) \hat{x}_i \quad \text{ou} \quad \begin{bmatrix} \vec{V}(t) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} V_1(t) \\ \vdots \\ V_M(t) \end{bmatrix},$$

que é uma matriz coluna.

Pode-se formar uma matriz de covariância constituída pelas componentes $V_i(t)$ da seguinte maneira:

$$\Gamma_{ij} = \varepsilon (V_i, V_j) = \langle V_i(t), V_j(t) \rangle_t,$$

onde ε é a esperança matemática, que no caso de tempos discretos com $t_\alpha - t_{\alpha-1} = 1$, ou seja, $t_1 = 1$, $t_2 = 2$, $t_N = N$, pode ser escrita como:

$$\Gamma_{ij} = \frac{1}{N-1} \sum_{\alpha=1}^N V_i(\alpha) V_j(\alpha) = \frac{1}{N-1} [V V^T]_{ij} = \varepsilon (V_i V_j)$$

onde V^T é a transposta de V .

Porém a quantidade absoluta Γ , independente de referenciais, representando as covariâncias, é um tensor cartesiano, dado por :

$$\Gamma = \varepsilon (V_i, V_j) \hat{x}_i \otimes \hat{x}_j = \varepsilon (\vec{V}, \vec{V}) = \langle \vec{V}(t) \otimes \vec{V}(t) \rangle_t,$$

onde Γ pode ser expresso em um outro referencial ortonormal. Ao se utilizar as direções principais \hat{e}_k desse tensor, pode-se escrever:

$$\Gamma = \gamma_k \hat{e}_k \otimes \hat{e}_k$$

onde \hat{e}_k é o k -ésimo eixo principal desse tensor. Basta então obter \hat{e}_k por rotação dos \hat{x}_k , sendo: $\hat{e}_k \cdot \hat{e}_L = \delta_{kL}$, onde δ_{KL} é o delta de Kronecker. Dessa forma o vetor:

$$\vec{V}(t) = V_i(t) \hat{x}_i = \tilde{V}_j(t) \hat{e}_j,$$

através de uma transformação de eixos dada por $\hat{x}_j = U_{jL} \hat{e}_L$, pode ser reescrito como:

$$\vec{V}(t) = V_i(t) \hat{x}_i = V_i(t) U_{iL} \hat{e}_L = \tilde{V}_L(t) \hat{e}_L,$$

onde:

$$\tilde{V}_L(t_\alpha) = U_{iL} V_i(t_\alpha)$$

sendo $\tilde{V}_L(t_\alpha)$ as componentes principais. O resultado do método é equivalente a uma separação empírica de variáveis.

Para a escolha das componentes principais de Γ que melhor representem os dados, faz-se essa transformação de sistemas de bases, que permitem determinar os autovalores e os autovetores desse método de EOFs. Essa determinação pode ser explicitada por:

$$\begin{aligned} \varepsilon(\tilde{V}_i, \tilde{V}_k) &= \gamma_{(k)} \delta_{ik} = \varepsilon(U_{ri} V_r, U_{sk} V_s) \\ &= U_{ri} U_{sk} \varepsilon(V_r, V_s) = U_{ri} \Gamma_{rs} U_{sk} \\ &= \left[U^T \Gamma U \right]_{ik} = \gamma_{(k)} \delta_{ik} = L_{ik}, \end{aligned}$$

e que multiplicada por U , dá:

$$(U U^T \Gamma U)_{ik} = (U L)_{ik}; \quad \Gamma U = U L$$

$$L_{ik} = \gamma_{(k)} \delta_{ik} = \begin{bmatrix} \gamma_1 & 0 & 0 & \dots \\ 0 & \gamma_2 & 0 & \\ \dots & & & \vdots \\ 0 & 0 & \dots & \gamma_M \end{bmatrix}$$

$$U_{pi} \left[U^T \Gamma U \right]_{ik} = \gamma_{(k)} U_{pi} \delta_{ik} = \gamma_{(k)} U_{p(k)}.$$

Substituindo $\left[U^T \Gamma U \right]_{ik}$, tem-se:

$$U_{pi} U_{ri} \Gamma_{rs} U_{sk} = \delta_{pr} \Gamma_{rs} U_{sk} = \Gamma_{ps} U_{sk} = \gamma_{(k)} U_{p(k)}$$

e como (k) não soma, obtém-se:

$$\Gamma_{ps} U_{s(k)} = \gamma_{(k)} U_{p(k)} = \gamma_{(k)} \delta_{ps} U_{s(k)}$$

ou

$$\left(\Gamma_{ps} - \gamma_{(k)} \delta_{ps} \right) U_{p(k)} = 0$$

Lembrando que $\hat{e}_k = \left(U_{p(k)} \right) = \left(U_{1(k)}, U_{2(k)}, \dots, U_{M(k)} \right)$

e que os U_p são independentes, tem-se:

$$\det \left(\Gamma_{ps} - \gamma_{(k)} \delta_{ps} \right) = 0 ,$$

sendo essa a equação dos autovalores que determina γ_k e U_p , com a condição de que $\hat{e}_{(k)} \cdot \hat{e}_{(k)} = 1$.

Se somarmos $\gamma_{(k)}$, tomando o traço de $\varepsilon(\tilde{V}_i, \tilde{V}_k)$, tem-se :

$$\sum_k \gamma_k = \varepsilon(\tilde{V}_i, \tilde{V}_i)$$

e portanto \hat{e}_L descreve a fração:

$$\gamma_L^* = \frac{\gamma_L}{\sum_{k=1}^M \gamma_k} ,$$

que dá a variância total, isto é, os autovalores normalizados.

Pode-se então formar esses padrões de acordo com a ordenação $\gamma_1 > \gamma_2 > \gamma_3 > \dots > \gamma_M$, e só considerar as EOFs (\hat{e}_k) cujas variâncias sejam relevantes ao estudo desejado.

3.2.3 - NÍVEL DE SIGNIFICÂNCIA

Preisendorfer e Barnett (1977) sugeriram que se utilizasse a técnica de Monte Carlo para seleção dos autovalores, nas análises de EOF, que identificam os níveis dos sinais geofísicos acima do ruído.

É formulada a hipótese nula de que os dados geofísicos são aleatoriamente constituídos de uma população de variáveis gaussianas e sem correlação entre si. Utilizando um gerador de números aleatórios, criam-se seqüências independentes de N valores para M variáveis gaussianas independentes de média zero e variância um. Calcula-se então a matriz de covariância ou correlação e seus respectivos auto valores e repete-se esse procedimento 100 vezes.

λ_j^k , $j = 1, \dots, M$ é um grupo de auto valores normalizados produzidos pelo k-ésimo experimento de Monte Carlo. Para cada j fixo, ordena-se então λ_j^k tal que:

$$\lambda_j^1 \leq \lambda_j^2 \dots < \lambda_j^{100}$$

Compara-se γ_j^* com a distribuição representada pelo par de valores $[\lambda_j^{95}, \lambda_j^{95}]$ para $j = 1, \dots, M$, e se:

$$\frac{\gamma_j^*}{\lambda_j^{95}} \times 100 > 1,$$

o autovalor γ_j está acima do ruído.

Overland e Preisendorfer (1982) discutem situações onde os autovalores foram rejeitados, porém as EOF correspondentes possuíam aceitáveis explicações

físicas. Outro fato interessante, discutido no trabalho deles é a interpretação física da matriz de correlação e da matriz de covariância:

- Na matriz de correlação, a soma dos autovalores é igual ao traço da matriz, porém a contribuição em cada direção particular representadas pelas EOF é exclusivamente dos elementos de fora da diagonal. A detecção dos padrões espaciais possui a vantagem de destacar as oscilações espaciais.
- Na matriz de covariância, a soma dos autovalores é igual ao traço da matriz. As componentes principais são afetadas por cada variável espacial bem como pela covariância entre as variáveis. Destacam-se então formas regionais.

Para $M = 360$, $N = 22$, os geradores de números aleatórios descritos por Schildt (1990) e a matriz de correlação no cálculo da EOF, obtém-se a Tabela de autovalores dos números aleatórios (Tabela 3.3):

TABELA 3.3 - TABELA DE AUTOVALORES DE UM RUÍDO DE SINAL ALEATÓRIO

EOF	1	2	3	4	5
λ^{95}	7.0	6.6	6.3	6.0	5.8

OBS.: Para 95% de confiança.

Para a matriz de correlação.

Overland e Preisendorfer (1982) apresentam alguns valores tabulados para a matriz de correlação.

Porém utilizando os geradores de números aleatórios de Schildt (1990) para os mesmos M e N (ou, na notação adotada por Overland e Preisendorfer, p e n), não se obteve a precisão de décimos que é sugerida na tabela calculada por Overland e Preisendorfer. Isto parece decorrer da utilização de geradores aleatórios diferentes. Para exemplo, adotando M = 9, N = 20 e utilizando a matriz de correlação, tem-se a Tabela 3.3, que dá a comparação desses resultados descritos acima:

TABELA 3.4 - COMPARAÇÃO DE AUTOVALORES PARA RUÍDOS DE SINAIS ALEATÓRIOS

EOF	1	2	3	4	5
λ^{95}	29,20	21,93	17,51	14,13	11,46
λ_{OP}^{95}	29,78	22,00	17,89	14,67	11,56

OBS.: Para 95% de confiança, onde OP indica os valores calculados de Overland e Preisendorfer (1982).

Para garantir que as EOFs são realmente ortogonais, utilizou-se a propriedade de que o produto escalar de 2 vetores ortonormais entre si é zero ($a \cdot b = 0$, se $a \perp b$). Há necessidade desse teste, pois pode haver casos de degenerescência em que isso não ocorra.

CAPÍTULO 4ANÁLISE DOS DADOS DE NMM

Ao se estudar um fenômeno nas escalas interanuais e principalmente interdecadais, torna-se necessário enfrentar os seguintes problemas que comprometem a qualidade dos dados:

- mudanças de equipamentos, sem a prévia calibração;
- mudança nas metodologias de obtenção dos dados;
- grandes falhas devido a conflitos locais, às grandes guerras mundiais, ao vandalismo, ao ocasional descaso das autoridades e, às vezes, devido às mudanças nas prioridades políticas, que afetam a manutenção dos equipamentos;
- a falta da documentação das calibrações ou anomalias nos dados geradas por razões outras além das medições.

Atualmente um dos maiores problemas enfrentados na análise de séries históricas consiste em determinar qual o erro cometido, decorrentes das alterações de equipamentos e até de toda a metodologia de obtenção dos dados, e até que ponto pode-se confiar nas anomalias resultantes desses dados. O NMM é uma das variáveis relativamente mais "limpas" e fáceis de serem obtidas, devido a sua importância para fins de operação dos portos. Desde meados do século XVIII, a variação do nível do mar vem sendo observado, seja por uma simples régua num cais ou, mais recentemente, com maregráfos mais

sofisticados de bóia ou sensores diferenciais de pressão. A metodologia básica de aquisição desse tipo de dado foi muito pouco modificada comparada com o que ocorreu com as demais variáveis. O NMM possui uma extensa base de dados, sendo muitas vezes séries com mais de 150 anos e isentas de lacunas.

4.1 - ESCOLHA DOS PORTOS

No presente trabalho, somente portos oceânicos são utilizados, escolhidos segundo os critérios abaixo:

- portos com dados considerados de boa qualidade pelo PSMSL (Permanent Service of Mean Sea Level);
- portos com o maior número possível de estações distribuídas nas bordas leste e oeste do Atlântico Norte;
- portos com séries temporais longas;
- portos com o menor número de falhas possíveis (mensais, diárias, horárias);

4.2 - LOCALIZAÇÃO DOS PORTOS ESCOLHIDOS

Os Portos escolhidos encontram-se relacionados na Tabela 4.1, que contém os nomes dos portos, as siglas correspondentes, as suas localizações em longitude e latitude e os períodos de dados disponíveis, obtidos de Spencer e Woodworth (1991).

TABELA 4.1- PORTOS ESCOLHIDOS E PERÍODOS DE DADOS
CORRESPONDENTES

Porto	Latitude	Longitude	Sigla	Período de dados
Barentsburg	78° 40' N	14° 15' E	Bar	1948-991
Tromso	69° 19' N	18° 58' E	Trm	1952-990
Murmasky	68° 58' N	33° 03' E	Mur	1952-991
Reykjavik	64° 09' N	21° 56' W	Rey	1957-989
Trondheim	63° 26' N	10° 26' E	Trn	1946-990
Bergen	60° 24' N	05° 18' E	Ber	1928-990
Stockholm	59° 19' N	18° 05' E	Sto	1889-990
Stavenger	58° 58' N	05° 44' E	Sta	1928-990
Cuxhaven ⁺	53° 52' N	08° 43' E	Cux	1843-986
Delfzijl ⁺	53° 20' N	06° 56' E	Del	1865-991
Dublin	53° 21' N	06° 13' W	Dub	1938-991
Maassluis	51° 55' N	04° 15' E	Maa	1848-991
Newlyn	50° 06' N	05° 33' E	Nly	1916-991
Brest	48° 24' N	04° 30' W	Bre	1953-991 [*]
La Coruna	43° 22' N	08° 24' W	Lco	1943-987
Cascais	38° 41' N	09° 25' W	Cas	1882-987 ^{**}
Portland	43° 40' N	70° 15' W	Por	1912-988
New York	40° 42' N	74° 01' W	Nyk	1893-988
Baltimore	39° 16' N	76° 35' W	Bal	1903-988
Hampton	36° 57' N	76° 20' W	Ham	1928-988
PulasKi	32° 02' N	80° 54' W	Pul	1935-988
Mayport	30° 24' N	81° 26' W	May	1928-988

OBS.: * indica dados de 1807-1835, 1846-1856, 1861-1941 (1942-1943 parecem estar comprometidos); ** indica falhas entre 1942-1945; e + não são RLR (Revised Reference Level), possuindo apenas dados métricos.

Algumas das estações da Tabela 4.1 apresentam lacunas da ordem de horas e até de dias em alguns meses nas suas séries temporais. Uma apreciação mais detalhada pode ser feita diretamente nos bancos de informações do PSMSL.

4.3 - FILTRAGEM DAS SÉRIES TEMPORAIS

A evolução temporal de cada série de NMM foi observada preliminarmente através dos gráficos da altura do NMM versus o tempo. Nesses gráficos foi verificado que as séries possuíam geralmente uma tendência linear; no entanto, às vezes havia a presença de uma tendência não linear, somente observada nas séries temporais mais longas.

Análises espectrais iniciais foram então realizadas em todas as séries, constatando-se que :

- o ciclo anual possuía a maior parte da energia da estimativa espectral;
- as altas frequências (frequências $> 0,083$ ciclos/mês, caracterizando a escala sazonal) possuíam uma porção significativa da variabilidade da estimativa espectral.

A partir dessas análises preliminares, resolveu-se filtrar as séries temporais mensais, na tentativa de obter uma maior resolução nas baixas frequências, utilizando todo o período disponível de dados para cada série. Adotaram-se, então, os seguintes procedimentos:

- 1) fez-se a retirada da tendência linear, através de uma regressão linear simples com o método de mínimos quadrados;
- 2) retirou-se o ciclo sazonal de 12 meses, através da remoção da média de todo período da série para cada respectivo mês.
- 3) suavizou-se as séries através de um filtro linear de média móvel de 6 pontos, para reduzir a energia nas altas frequências (frequências acima de 0,2 ciclos/mês são retiradas com este filtro).

Os poucos dados ausentes foram interpolados antes da retirada da tendência linear pelo método dos mínimos quadrados.

O esquema do preparo inicial das séries originais dos dados, descrito acima, é mostrado na Figura 4.1 para a série de Delfzijl na Holanda.

4.4 - DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL - MODOS PRINCIPAIS

A partir das séries temporais filtradas foi feita uma análise pelo método de Funções Ortogonais Empíricas (EOFs), utilizando a matriz de correlação (ver Capítulo 3). Este método permite uma melhor visualização dos principais modos de oscilação do NMM no ANET. Os cálculos foram feitos pelo pacote estatístico Systat. Por uma limitação do pacote, todos os coeficientes de correlação foram calculados a partir do mesmo período de dados: 1957-1986. A distribuição geográfica dos portos utilizados nessa análise estão representados na Figura 4.2.

DELFIJL

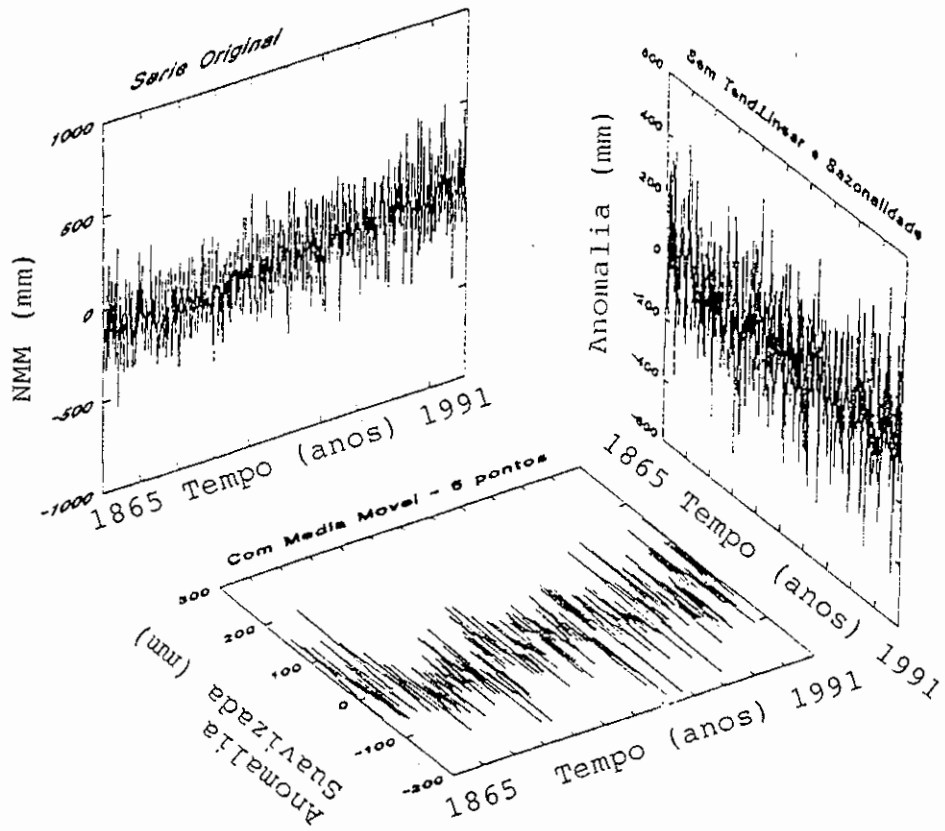


Fig. 4.1 - Preparação das séries temporais mensais de NMM para análise. Esquema de filtragem utilizado nas séries temporais, i. e., o porto de Delfzijl (Holanda).

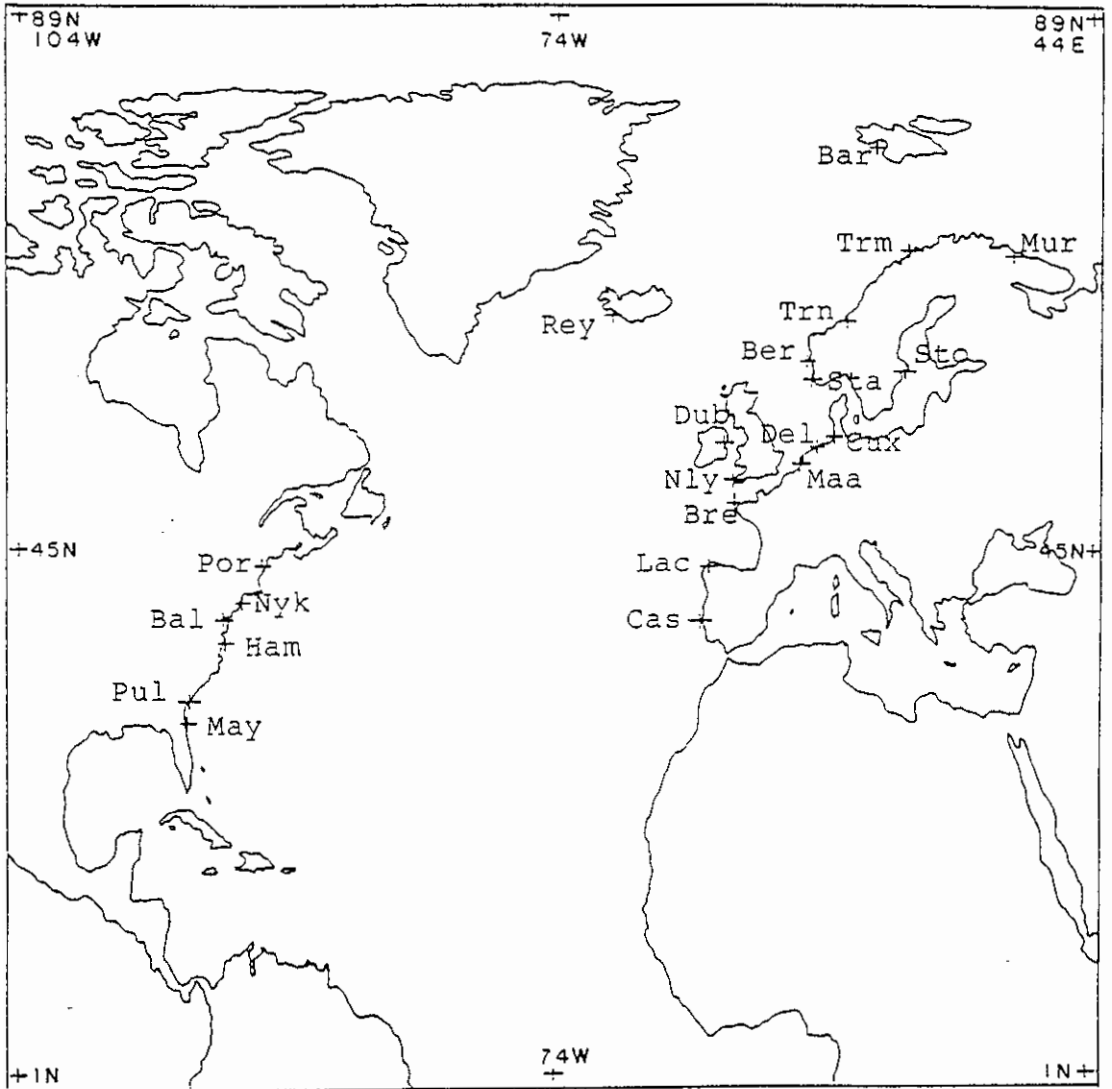


Fig. 4.2 - Distribuição geográfica dos portos utilizados para análise de EOFs de NMM no ANET.

Os principais modos de oscilação são dados pelos padrões espaciais, com as respectivas porcentagens da variância total calculadas a partir de autovalores.

Para se verificar o nível de significância de cada autovalor foi utilizada a Regra N, descrita por Preisendofer e Barnett (1977), baseada na teoria de ruído de fundo e no Método de Monte Carlo. Para um nível de significância de 95%, as 5 primeiras EOFs foram aceitas, sendo que a 4.^a e a 5.^a possuem porcentagens relativamente menores, de respectivamente 9 e 6%. Overland e Preisendofer (1982) discutem mais detalhadamente essas situações. Todas as EOFs descritas são perpendiculares entre si (consultar o Capítulo 3).

Na presente dissertação são utilizadas apenas as 3 primeiras EOFs na análise. As Tabelas 4.2 e 4.3 são referentes aos autovalores e os padrões espaciais (projeções dos autovetores).

TABELA 4.2 - AUTOVALORES REFERENTES AS 4 PRIMEIRAS EOF,
REPRESENTANDO NO TOTAL 67% DA VARIÂNCIA

	EOF			
	1	2	3	4
Auto-Valores	5.678	3.952	3.164	1.876
% total explicada pela variância	26	18	14	9

TABELA 4.3 - PADRÕES ESPACIAIS REFERENTES
AS 4 PRIMEIRAS EOFS DE NMM PARA O ANET

Padrões Espaciais				
Sigla da Estação	EOF			
	1	2	3	4
Bar	0,309	0,125	-0,257	-0,438
Trm	0,618	0,170	-0,191	-0,383
Mur	0,579	0,207	-0,070	-0,522
Rey	0,201	0,185	0,221	-0,520
Trn	0,709	-0,213	0,155	-0,153
Ber	0,785	-0,320	0,301	-0,073
Sto	0,897	-0,086	-0,138	0,140
Sta	0,642	-0,295	0,410	0,229
Cux	0,852	-0,271	0,101	0,301
Del	0,757	-0,393	0,101	0,354
Dul	-0,194	-0,003	0,806	-0,156
Maa	0,616	-0,395	0,215	0,470
New	-0,342	-0,289	0,808	-0,062
Bre	-0,318	-0,353	0,807	0,029
Lco	-0,267	0,057	0,292	0,139
Cas	-0,307	-0,190	0,467	-0,354
Por	-0,240	0,322	0,057	0,451
Nyk	0,289	0,718	0,333	0,205
Bal	0,278	0,833	0,270	0,111
Ham	0,315	0,824	0,255	0,143
Pul	0,219	0,676	0,133	0,076
May	0,163	0,712	0,337	-0,026

4.4.1 - DESCRIÇÃO DOS PADRÕES ESPACIAIS

Na Figura 4.3a pode-se observar que o padrão espacial apresentado pela EOF1 indica oscilações em fase em quase todos os portos, exceto 5 portos abaixo de 53°N na margem leste do Atlântico e acima de 43°N na margem oeste, sugerindo uma faixa oscilando em oposição de fase. As oscilações observadas em May, Pul, Bal e Nyk podem estar associadas ao padrão médio da Corrente do Golfo; Por, à do Labrador; Rey, Maa, Cux, Del, Ber, Trn, Trm, Mur, Bar à Corrente Norte Atlântica, da Noruega e do Báltico e Dub, Bre, Lco e Cas à Corrente das Canárias, na Costa Européia. As amplitudes na área do Mar da Noruega e do Báltico são as maiores encontradas na EOF1. Quanto às possíveis conexões entre as margens leste e oeste do Atlântico Norte, pode-se notar boa coincidência com os padrões apresentados por Wunsch (1991b), que são baseados em dados altimétricos do GEOSAT. Observa-se por exemplo que existe um ponto nodal entre Nyk e Por, tal como aparece nessas EOFs (Figura 4.3b).

Há três polos de oscilação sendo a costa oeste do ANET e o mar do norte em fase e a costa leste fora de fase em relação as anteriores. Nessa oscilação o Mar Báltico apresenta quase o dobro da oscilação.

A EOF2 é representativa de uma verdadeira gangorra entre a região da Corrente do Golfo na margem oeste e a margem leste; porém com a margem oeste em fase com o Ártico.

A Figura 4.3c ilustra esse fenômeno. Nota-se que a costa da América possui valores positivos altos; exceto por Por, que é influenciado pelas águas geladas da Corrente do Labrador, em oposição às outras. Já a costa da

Europa apresenta valores negativos; exceto por Rey, Bar, Trm, Mur que possuem valores positivos embora pequenos, sob a influência das águas geladas e salinas do Oceano Ártico.

A Figura 4.3d refere-se a EOF3. Observa-se que os portos das latitudes médias apresentam valores positivos, sendo Dub, Nly e Bre com valor de 0,81 e as demais com valores de aproximadamente 0,30, e os portos das latitudes altas apresentam valores negativos. O fato de Sto também ser negativo sugere um efeito de inverno, correspondendo a uma variação interanual na formação do gelo oceânico.

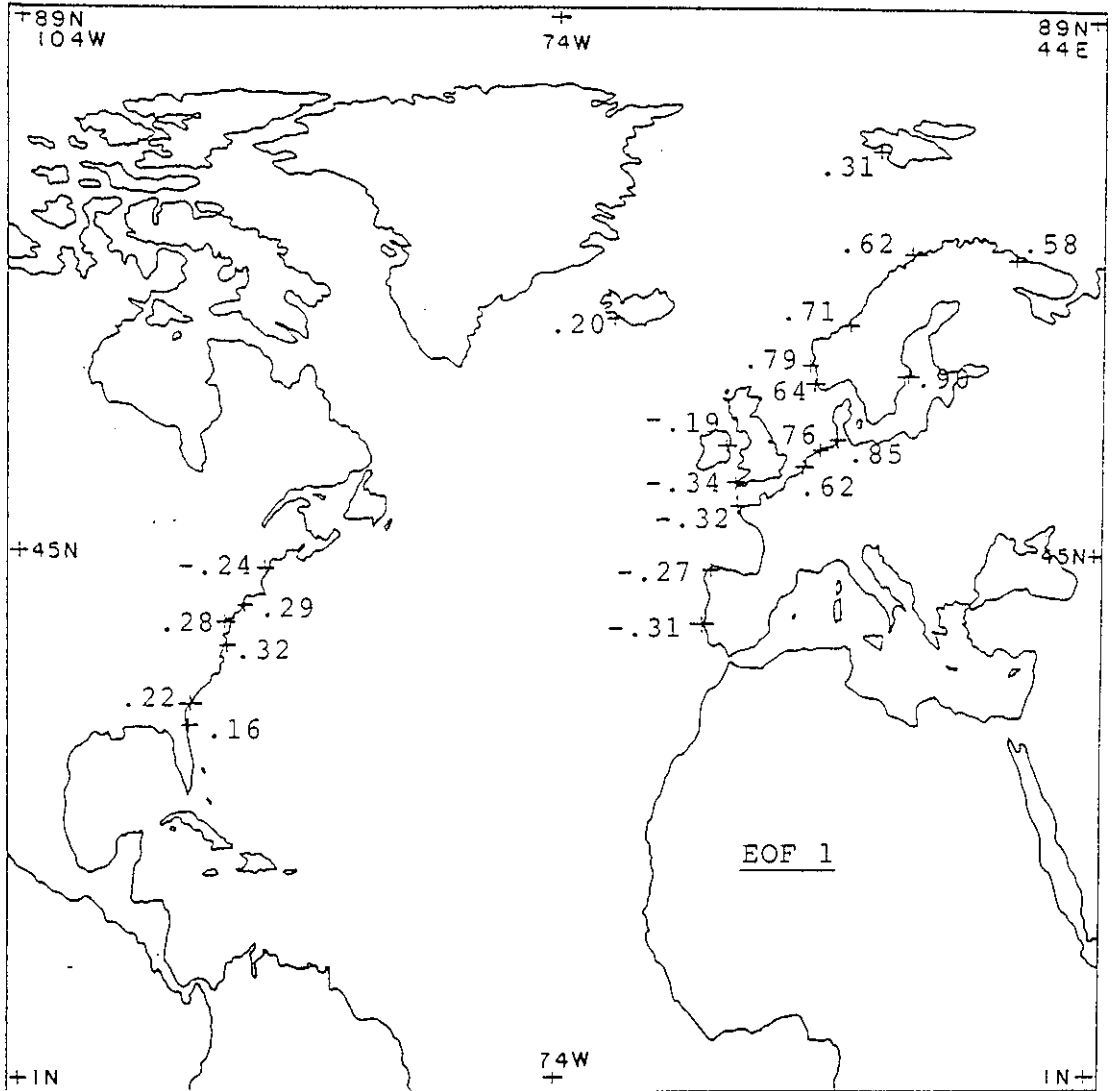


Fig. 4.3a - Padrões espaciais referentes à 1ª EOF de NMM do ANET (26%).

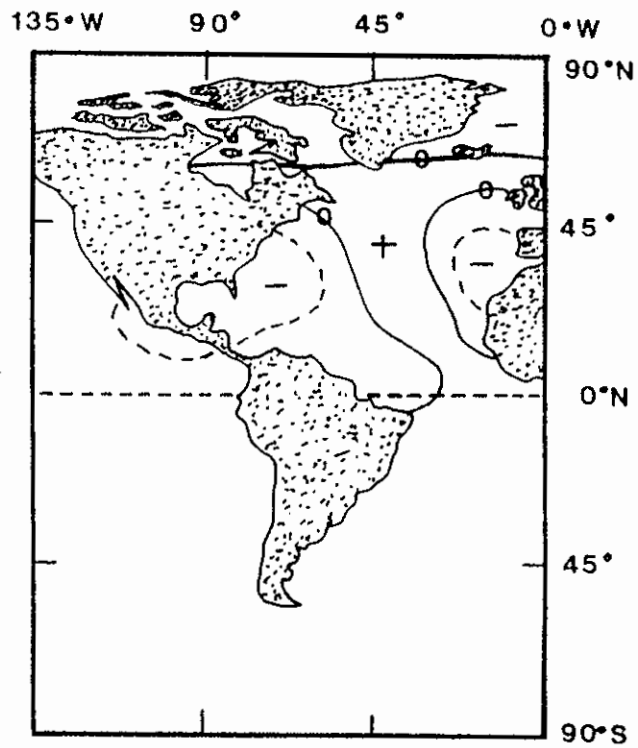


Fig. 4.3b - Distribuição espacial de variações de NMM (long wave sea level change) relativo a dois anos de medições.

FONTE: Wunsch (1991b), p. 15061.

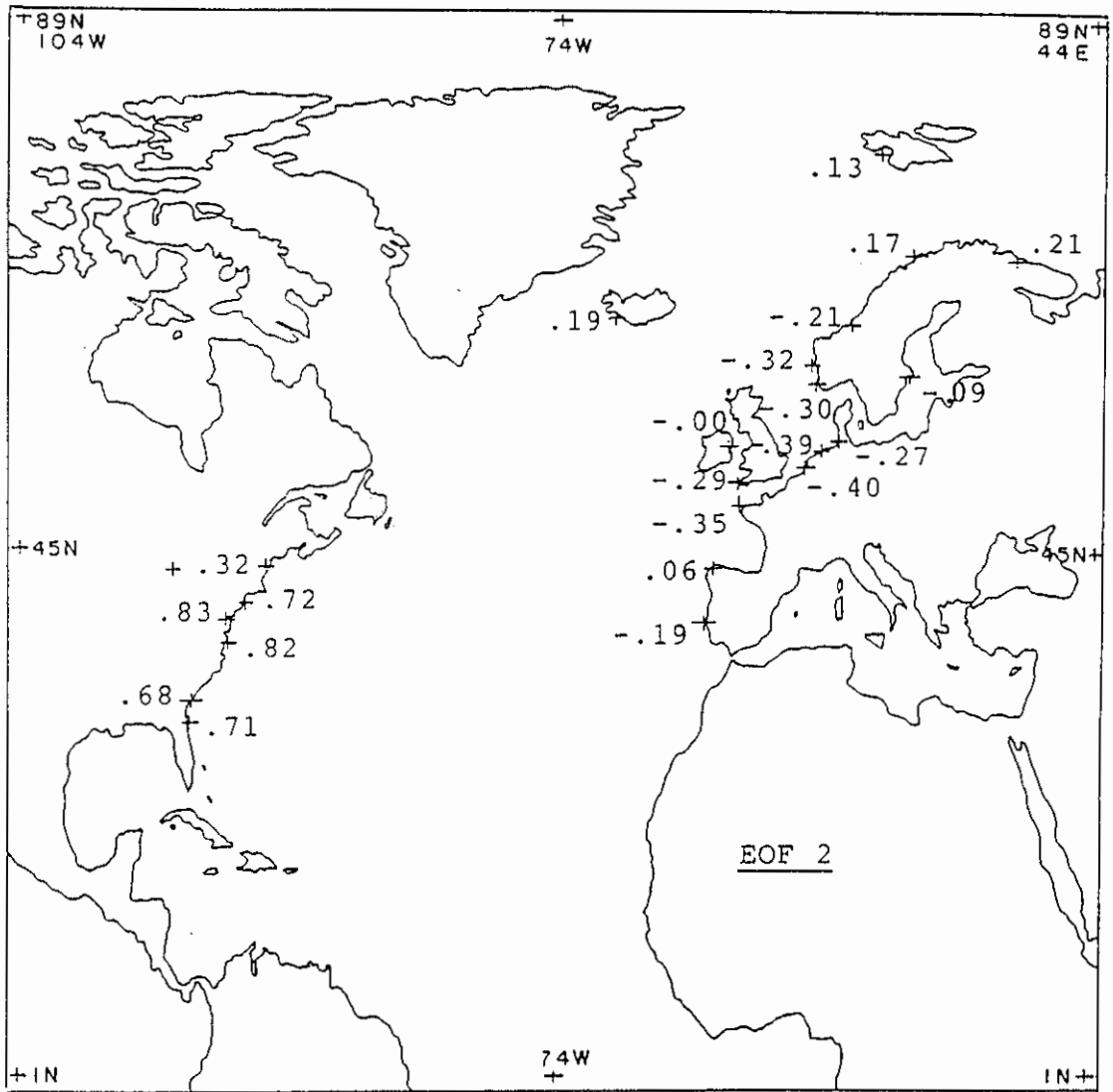


Fig. 4.3c - Padrões espaciais referentes à 2^a EOF de NMM do ANET (18%).

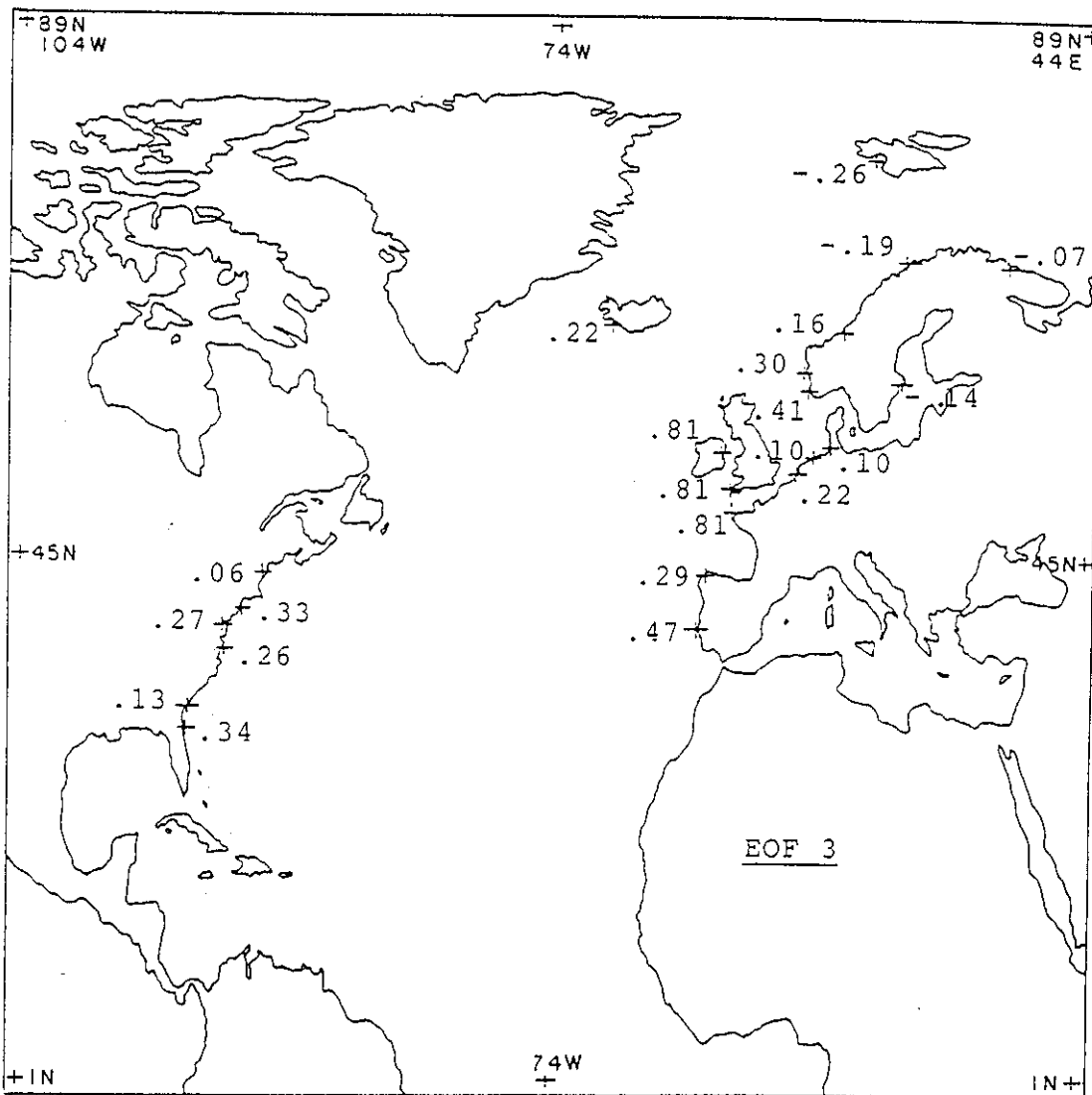


Fig. 4.3d - Padrões espaciais referentes à 3ª EOF de NMM do ANET (14%).

4.4.2 - ANÁLISE ESPECTRAL DAS COMPONENTES PRINCIPAIS (CPs)

Para cada componente principal - série temporal referente a cada EOF (Figura 4.4a e b) foi feita uma análise espectral para determinação das principais frequências de oscilação. Foram utilizados dois métodos para a estimativa espectral (já descritos no Capítulo 3), que são:

- o método da Transformada Rápida de Fourier com a janela de Tukey (FFT-TW) , adaptado por Lorenzetti (1976), baseado no programa descrito por Jenkins e Watts (1968);
- o método de máxima entropia, baseado no programa descrito por Press et al (1986).

Esses dois métodos foram utilizados neste trabalho para distinguir melhor as frequências, pelo método de máxima entropia, e as amplitudes, pelo método de FFT-TW. No Capítulo 3 discutem-se o número de pólos para o método de máxima entropia e os graus de liberdade, tomando a banda e intervalos de confiança para o método da FFT-TW. Os intervalos de confiança não foram indicados nas figuras, porém podem ser inferido das tabelas do Capítulo 3, através dos graus de liberdade (GL) e do tamanho das bandas (Bw).

Uma das restrições do Método de FFT é a exigência de que a série possua 2^n elementos. Após alguns testes, utilizando o preenchimento das séries com zeros, optou-se por reduzir as séries de NMM de 360 para 256 pontos (período de 1965 a 1986). Apesar do método máxima entropia não possuir essa restrição, esse mesmo procedimento foi adotado de forma a permitir uma comparação adequada.

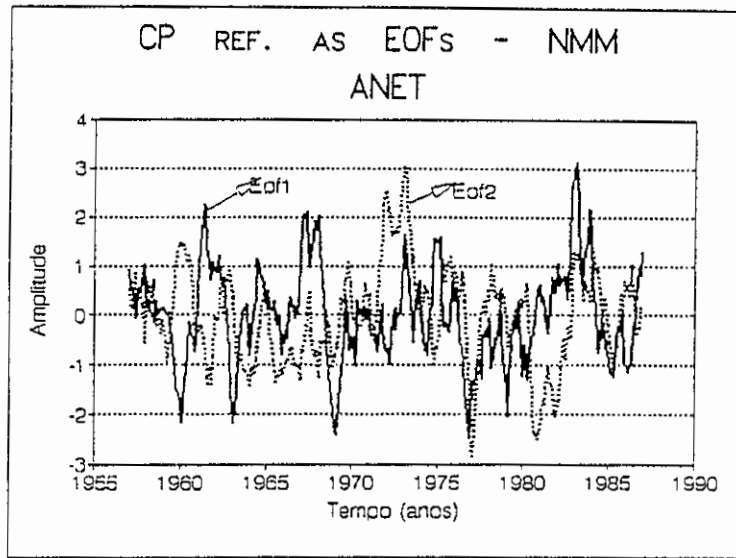


Fig. 4.4a - Componentes Principais referentes as EOF1 e EOF2 do ANET.

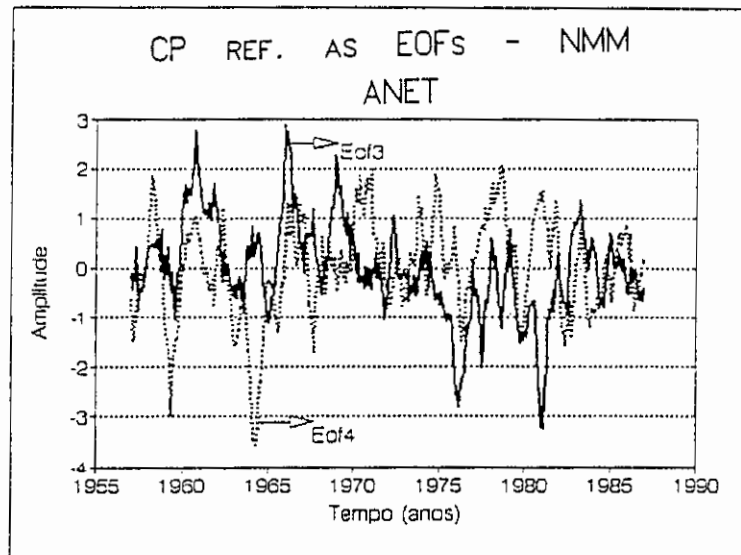


Fig. 4.4b - Componentes Principais referentes as EOF3 e EOF4 do ANET.

Na análise espectral interanual das CPs do ANET (Figuras 4.5a,b,c,d,e,f), houve uma definição razoável dos picos espectrais e uma convergência entre os resultados dos dois métodos utilizados na estimativa espectral. Os intervalos de confiança do espectro de potência da FFT-TW, para picos espectrais que se destacaram em ambos os métodos, encontram-se nas Tabelas 4.3, 4.4, 4.5.

Para a CP referente a EOF1, destacaram-se os picos espectrais de $\approx 7-8,5$ anos, $\approx 4,3$ anos e 2,9 anos. A energia espectral estimada decresce para as frequências decadais. A oscilação de 4,3 anos pode estar associada aos resultados de Cox (1987), que encontrou, em seu modelo numérico com forçamento atmosférico, oscilações no intervalo de 4 a 4,5 anos, e observadas por Müller et al. (1992), que analisou dados de correntometria na margem leste do Atlântico Norte. Esses autores encontraram oscilações de 3-4 anos. Wyrtsky e Wenzel (1984) encontraram também um pico de 4 anos nos giros do Pacífico, analisando o NMM. Hagen e Shmager (1991) analisaram dados de pressão ao nível do mar, entre 40°N e 60°N , e anomalias de temperatura da água do mar nas regiões tropicais e subtropicais do Oceano Atlântico Norte, para o período de 1957-1974, encontrando oscilações referentes a 3 anos, que parecem relacionadas ao pico espectral estimado em $\approx 2,9$ anos.

O espectro da CP referente a EOF2 possui energia no período de 15-10 anos, o que sugere um resultado pouco robusto, pois a série possui apenas ≈ 20 anos. O pico de ≈ 13 meses, que muitos autores como, por exemplo, Pugh (1987) associam ao Chandler Wobble, também foi encontrado na modelagem oceânica de Cox (1987). Para maiores referências sobre Chandler Wobble, pode-se consultar

Fedorov et al. (1980). Nesta série temporal referente a EOF2 (CP), a energia parece estar principalmente na escala decadal, o que exige uma série maior para um correto e robusto diagnóstico dos picos de variabilidade nessa escala.

A estimativa espectral da CP referente a EOF3 possui energias relativas a \approx 5 anos, 2,7 anos e 14 meses, apresentando na estimativa espectral do método FFT-TW um espectro largo de alta amplitude na escala decadal. Para a estimativa espectral do método de máxima entropia, encontrou-se um pico de 15 anos, que apenas indica a necessidade de se realizar análise com uma série muito maior.

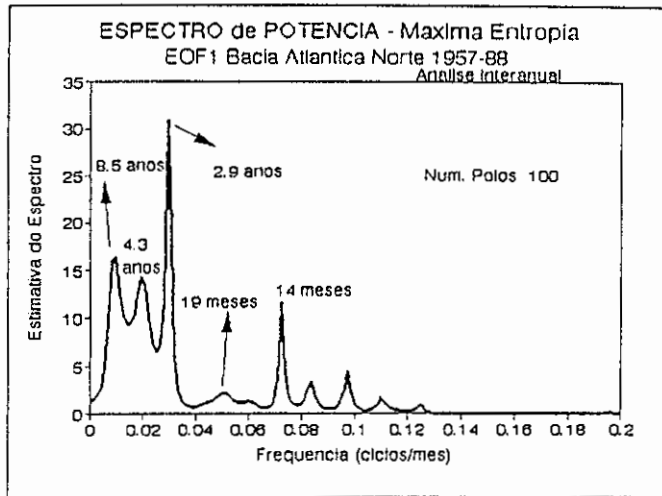


Fig. 4.5a - Análise Espectral das componentes principais do ANET: Método de máxima entropia referente a 1.^a EOF.

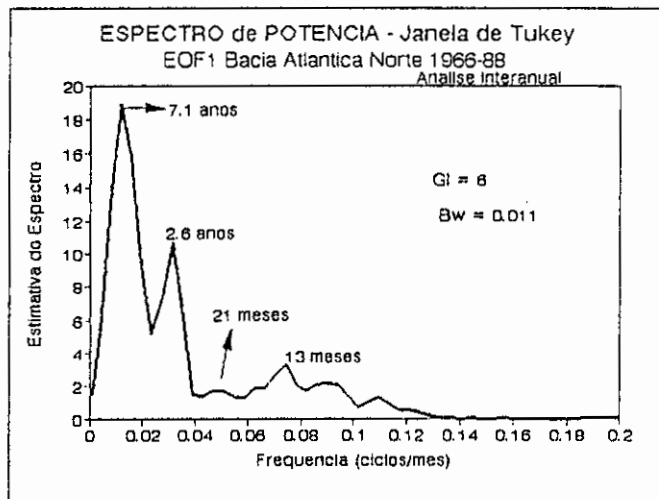


Fig. 4.5b - Análise Espectral das componentes principais do ANET: Método de FFT-TW referente a 1.^a EOF.

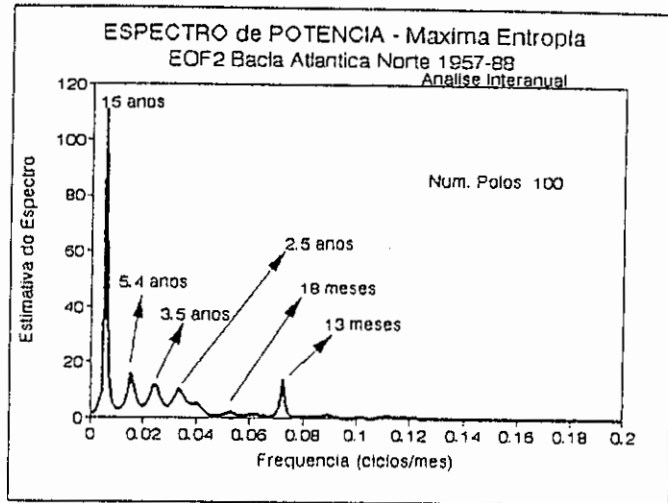


Fig. 4.5c - Análise Espectral das componentes principais do ANET: Método de máxima entropia referente a 2.^a EOF.

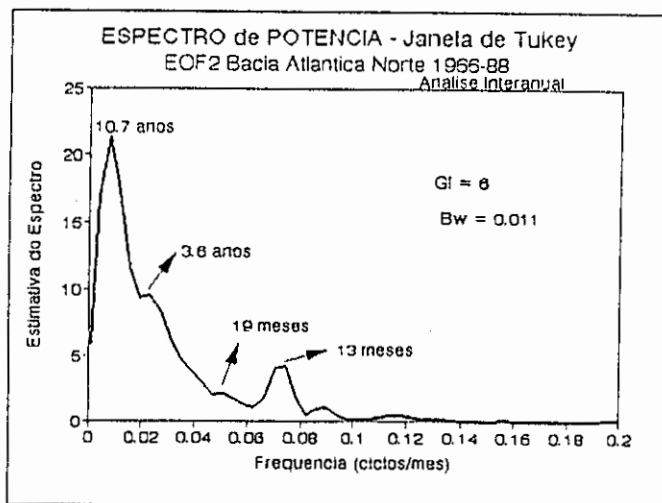


Fig. 4.5d - Análise Espectral das componentes principais do ANET: Método de FFT-TW referente a 2.^a EOF.

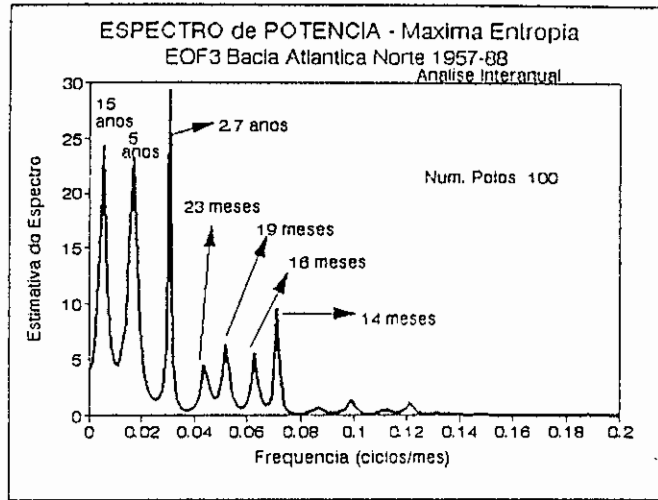


Fig. 4.5e - Análise Espectral das componentes principais do ANET: Método de máxima entropia referente a 3.^a EOF.

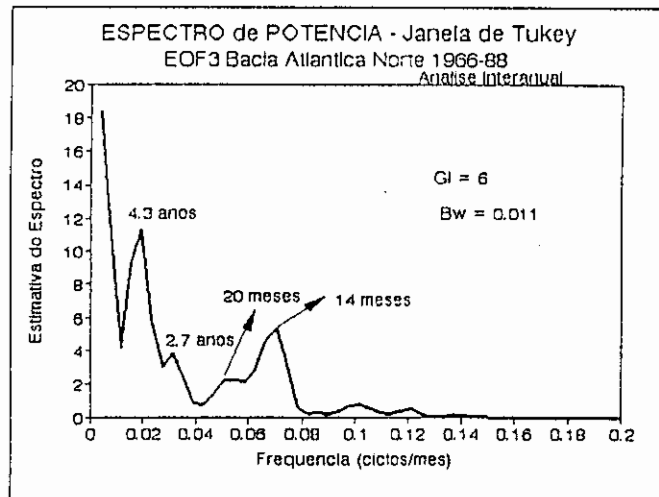


Fig. 4.5f - Análise Espectral das componentes principais do ANET: Método de FFT-TW referente a 3.^a EOF.

TABELA 4.4 - INTERVALOS DE CONFIANÇA DO
ESPECTRO DE POTÊNCIA PELO MÉTODO DE FFT-TW
PARA A 1.^a EOF DE NMM DO ANET

Frequência (ciclos/mês)	Período	Ordenada (mm ²)	χ^2_{α}	$\chi^2_{(\alpha-1)}$
0,0117	7,1 anos	18,9	11	58
0,0313	2,6 anos	10,7	6	33
0,0469	21 meses	1,7	1	5
0,0742	13 meses	3,3	1	10

Obs.: Para 6 graus de liberdade, M = 120 e $\alpha = 0,95$.

TABELA 4.5 - INTERVALOS DE CONFIANÇA DO
ESPECTRO DE POTÊNCIA PELO MÉTODO DE FFT-TW
PARA A 2.^a EOF DE NMM DO ANET

Frequência (ciclos/mês)	Período	Ordenada (mm ²)	χ^2_{α}	$\chi^2_{(\alpha-1)}$
0,0078	10,1 anos	21,4	12	66
0,0313	3,6 anos	9,5	5	29
0,0508	19 meses	2,1	1	6
0,0742	13 meses	4,2	2	13

Obs.: Para 6 graus de liberdade, M = 120 e $\alpha = 0,95$.

TABELA 4.6 - INTERVALOS DE CONFIANÇA DO
ESPECTRO DE POTÊNCIA PELO MÉTODO DE FFT-TW
PARA A 3.^a EOF DE NMM DO ANET

Frequência (ciclos/mês)	Período	Ordenada (mm ²)	χ^2_{α}	$\chi^2_{(\alpha-1)}$
0,0195	4,3 anos	11,3	6	35
0,0313	2,7 anos	3,8	2	12
0,0508	20 meses	2,3	1	7
0,0703	14 meses	5,4	3	17

Obs.: Para 6 graus de liberdade, $M = 120$ e $\alpha = 0,95$.

4.5 - ANÁLISE INTERANUAL

Para se obter uma maior resolução nas frequências interanuais e, ainda, estudar o comportamento interdecadal, escolheram-se, baseado na análise dos padrões espaciais das EOF, duas estações "representativas" das oscilações das anomalias do NMM com uma base de dados significativamente maior. Foram escolhidas Nyk e Del, no período de 1893-1988 (Figura 4.6a e b). As séries temporais desses portos são mostradas na Figura 4.6.

Para se obter uma melhor uniformidade na análise e facilitar a definição dos picos espectrais, utilizou-se também o método de EOF nessas 2 estações, com autovalores e autovetores descritos nas Tabelas 4.7 e 4.8; ao invés de utilizar métodos mais usuais como os espectros cruzados. A Tabela 4.7 apresenta os autovetores e a Tabela 4.8, os padrões espaciais. A decomposição obtida é a seguinte: EOF1 - representando um modo anti-simétrico e EOF2 - representando um modo simétrico .

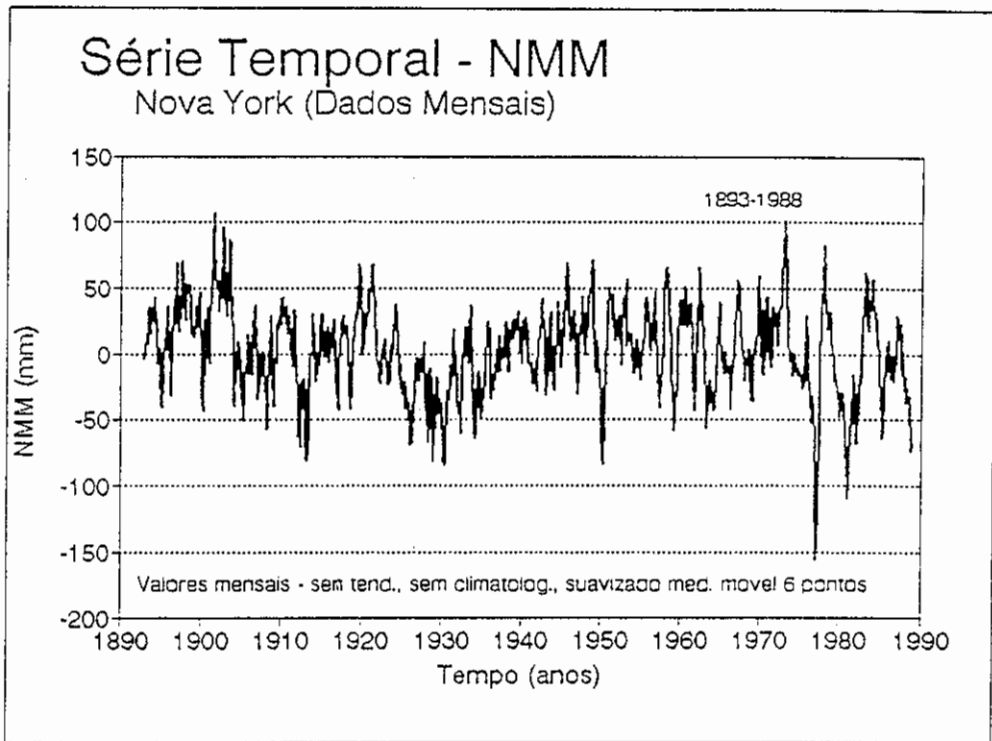


Fig. 4.6a - Série temporal do Porto de Nova York (Nyk) -
EUA.

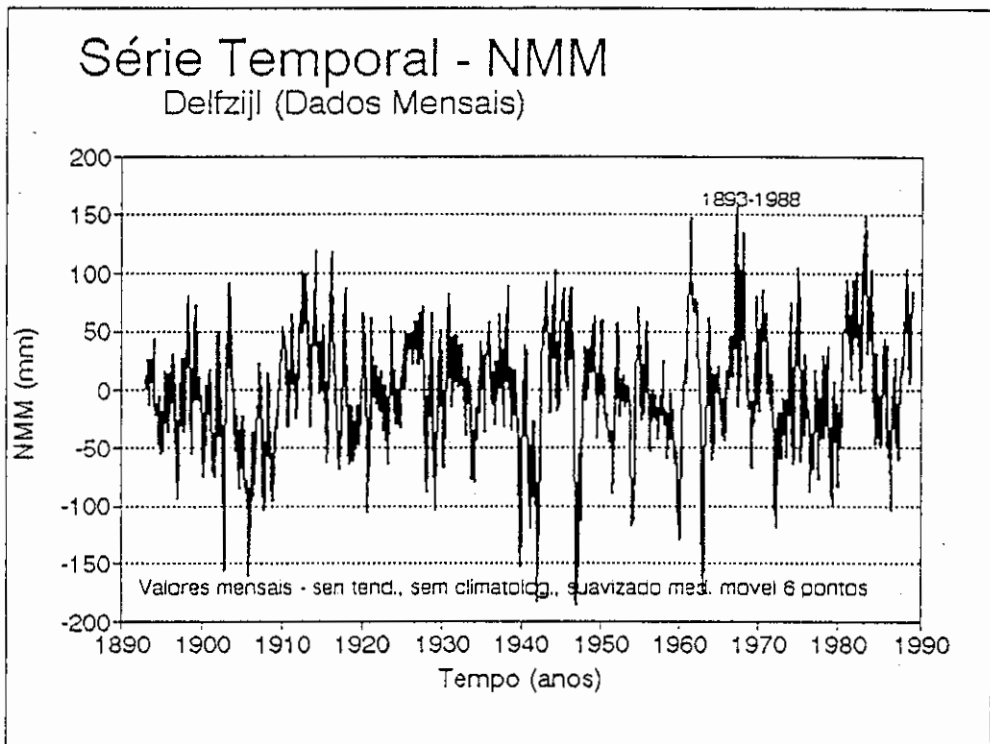


Fig. 4.6b - Série temporal do Porto de Delfzijl (Del) - Holanda.

TABELA 4.7 - AUTOVALORES REFERENTES A 2 EOFS

	EOF	
	1	2
Auto-Valores	1,053	0,947
% total expl. pela variância	53	47

TABELA 4.8 - PADRÕES ESPACIAIS REFERENTES A 2 EOFS

	Padrões Espaciais	
	EOF	
	1	2
Nyk	0,725	0,688
Del	-0,725	0,688

Calcularam-se as componentes principais relativas a essas EOFs (Figura 4.7) e também as estimativas espectrais dessas séries. As Figuras 4.7 e 4.8 apresentam essas análises, respectivamente. Como na análise das componentes principais do Atlântico Norte, as séries foram reduzidas para 1024 pontos (1903-1988), na análise espectral. Nessa análise espectral apenas as frequências interanuais ficaram bem resolvidas e obtiveram a convergência dos dois métodos com picos espectrais semelhantes aos encontrados na análise das componentes principais do Atlântico Norte Extra-tropical.

Para a CP (Figura 4.8a e b) do modo anti-simétrico (EOF1), têm-se os picos de 17 anos, $\approx 6,3$ anos, 27 meses, 13-14 meses, com as energias espectrais crescendo nas frequências decadais. Para a CP (Figura 4.8c e d) no modo simétrico (EOF2), têm-se 5,7 anos, 3 anos, 14 meses, com as energias espectrais decrescendo nas frequências decadais. Os picos de 28 anos aparecem apenas no método de FFT-TW. Um pico de 14 anos aparece na FFT-TW e no método de máxima entropia aparece um pico de 15,5 a 17 anos. Os intervalos de confiança do espectro de potência da FFT-TW, para picos espectrais que se destacaram em ambos os métodos, encontram-se nas Tabelas 4.9, 4.10.

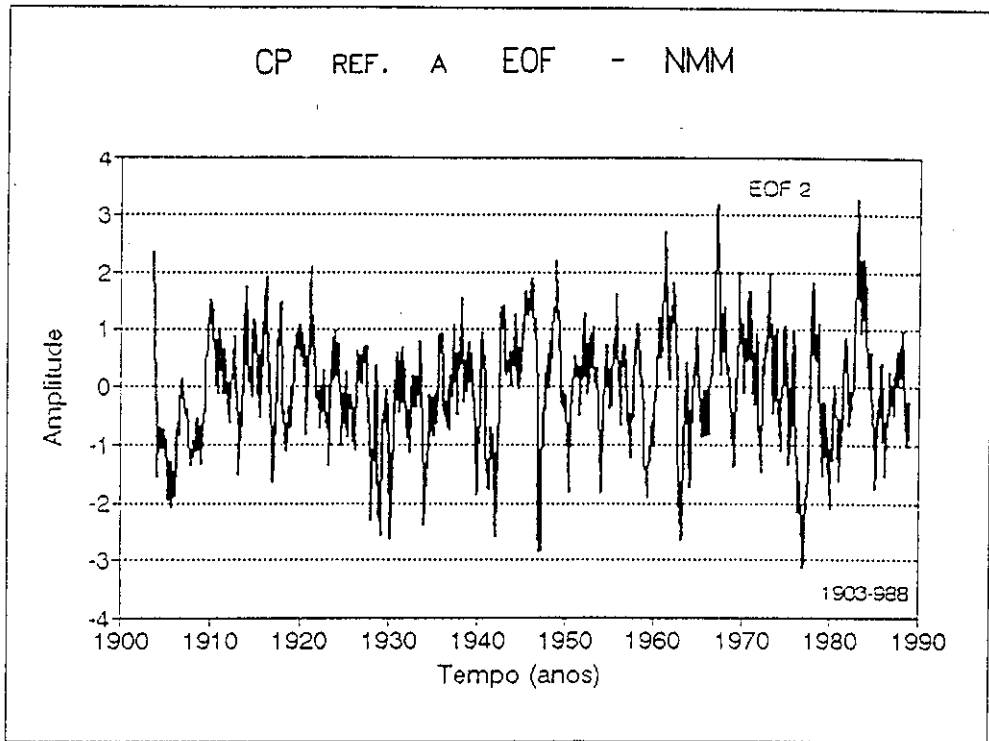


Fig. 4.7b - Componente principal (Nyk-Del) referente ao modo simétrico (EOF2).

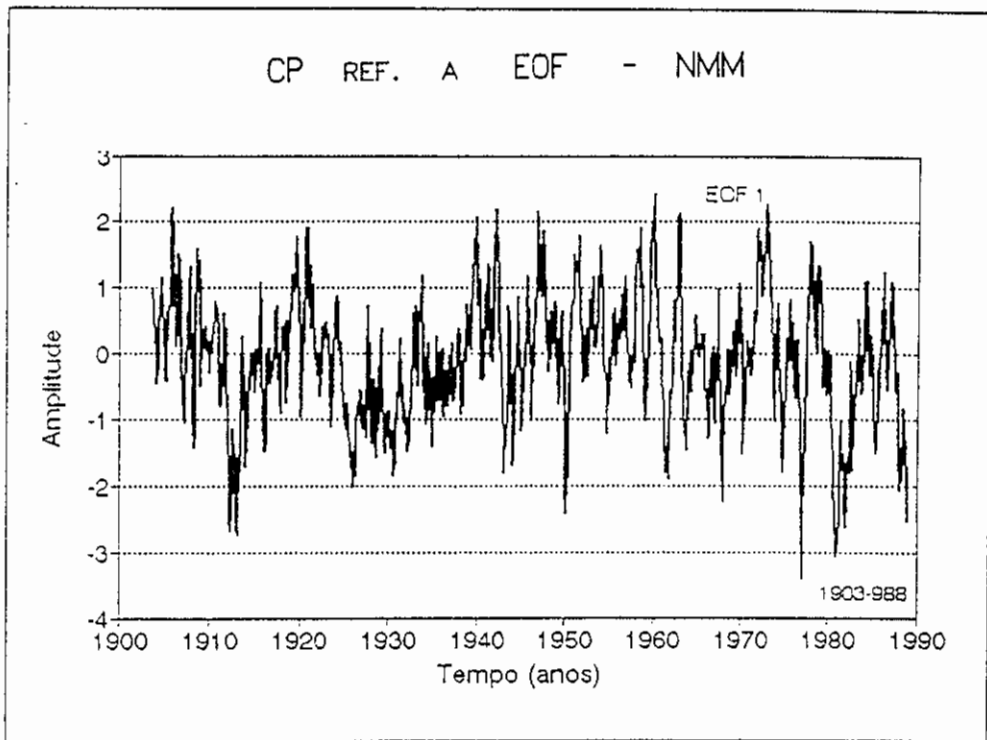


Fig. 4.7a - Componente principal (Nyk-Del) referente ao modo anti-simétrico (EOF1).

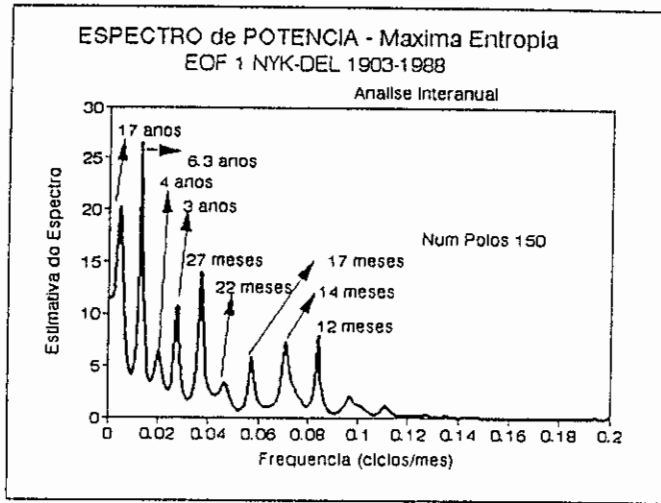


Fig. 4.8a - Análise espectral das CPs (Nyk-Del): Método de máxima entropia referente a 1.^a EOF.

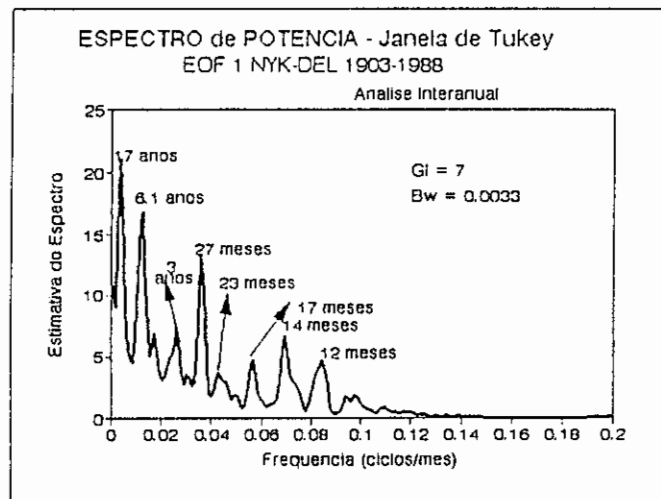


Fig. 4.8b - Análise espectral das CPs (Nyk-Del): Método de FFT-TW referente a 1.^a EOF.

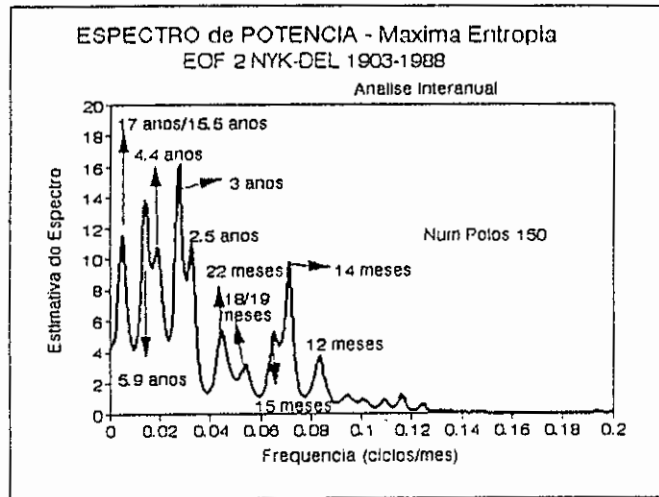


Fig. 4.8c - Análise espectral das CPs (Nyk-Del): Método de máxima entropia referente a 2.^a EOF.

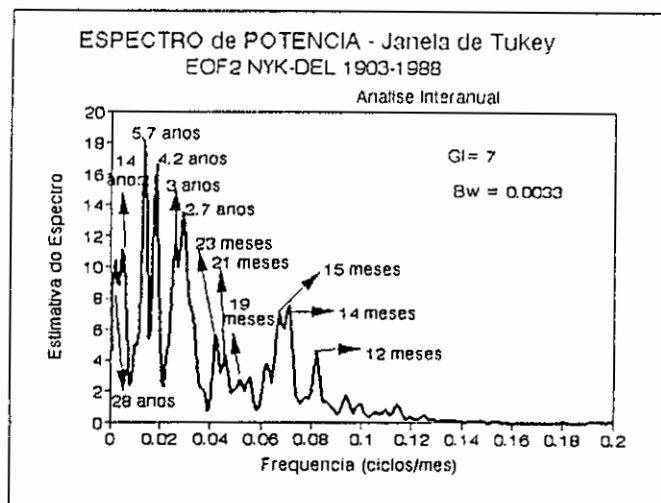


Fig. 4.8d - Análise espectral das CPs (Nyk-Del): Método de FFT-TW referente a 2.^a EOF

TABELA 4.9 - INTERVALOS DE CONFIANÇA DO
ESPECTRO DE POTÊNCIA PELO MÉTODO DE FFT-TW
PARA A 1.^a EOF DE NMM DE NYK-DEL

Frequência (ciclos/mês)	Período	Ordenada (mm ²)	χ^2_{α}	$\chi^2_{(\alpha-1)}$
0,0049	17,0 anos	21,3	12	51
0,0136	6,1 anos	16,8	10	41
0,0273	3,0 anos	7,3	4	17
0,0370	2,2 anos	13,2	8	32
0,0430	23 meses	3,6	2	9
0,0570	17 meses	4,7	3	11
0,0700	14 meses	6,6	4	17
0,0859	12 meses	4,6	3	11

Obs.: Para 7 graus de liberdade, M = 400 e $\alpha = 0.95$.

TABELA 4.10 - INTERVALOS DE CONFIANÇA DO
ESPECTRO DE POTÊNCIA PELO MÉTODO DE FFT-TW
PARA A 2.^a EOF DE NMM DE NYK-DEL

Freqüência (ciclos/mês)	Período	Ordenada (mm ²)	χ^2_{α}	$\chi^2_{(\alpha-1)}$
0,0029	28.4 anos	10,4	6	25
0,0059	14.2 anos	11,6	7	28
0,0015	5,7 anos	18,2	10	44
0,0195	4,2 anos	16,6	9	40
0,0273	3,0 anos	11,4	6	27
0,0312	27/32 meses	13,6	8	33
0,0430	23 meses	5,7	3	14
0,0469	21 meses	4,4	2	11
0,0527	19 meses	2,7	1	6
0,0684	15 meses	7,0	4	17
0,0723	14 meses	7,5	4	18
0,0830	12 meses	4,4	2	11

Obs.: Para 7 graus de liberdade, M = 400 e $\alpha = 0.95$.

4.6 - ANÁLISE INTERDECADAL

A análise apresentada na secção anterior demonstrou uma limitação do método, que não resolveu as periodicidades interdecadais. Para a obtenção de uma maior resolução nas baixas frequências, um filtro de média móvel de 48 pontos (um passa-baixo para 0,002 ciclos/mês) foi utilizado nas séries temporais das EOF de Nyk-Del, e dessas novas séries retirou-se valores de 4 em 4 meses (Figura 4.9a e b). Com isto gerou-se uma nova série de 256 pontos e alterou-se o intervalo de Nyquist para quadrimestral, aumentando a resolução nas baixas frequências. Com este procedimento ocorreu uma convergência entre os dois métodos de análise espectral. Na Figura 4.10 o intervalo de frequência foi convertido para ciclos por mês, o que permite uma melhor visualização. Os intervalos de confiança do espectro de potência da FFT-TW, para picos espectrais que se destacaram em ambos os métodos, encontram-se nas Tabelas 4.11, 4.12.

Nas estimativas espectrais realizadas nessas séries filtradas das componentes principais, destacaram-se interessantes aspectos dos picos:

- Pelo método FFT-TW, na série referente ao modo anti-simétrico (EOF1), pôde-se observar um espectro vermelho de alta amplitude e um pico largo em 17 anos. Pelo método de máxima entropia, um pico correspondente ao período de 19 anos fica bem definido, bem como ocorrem picos em 28 anos e 57 anos, e ainda um de menor amplitude em 13 anos (Figura 4.10a e b).

- na série referente ao modo simétrico (EOF2), os picos de 14 e 28 anos aparecem em ambos os métodos, sendo que na máxima entropia surge o pico de 57 anos. Entretanto, um pico de 7 anos apresenta-se bem definido. Verifica-se que a CP referente a EOF2 tem variabilidades mais definidas na escala interanual (Figura 4.10c e d).
- A frequência de 17-19 anos é aproximadamente a frequência nodal lunar ($\approx 18,5$ anos) também encontrada nos dados de precipitação de julho das monções do norte da Índia, associadas ao deslocamentos frontais (Campbell et al., 1983), bem como em outras séries de precipitação do Hemisfério Norte.

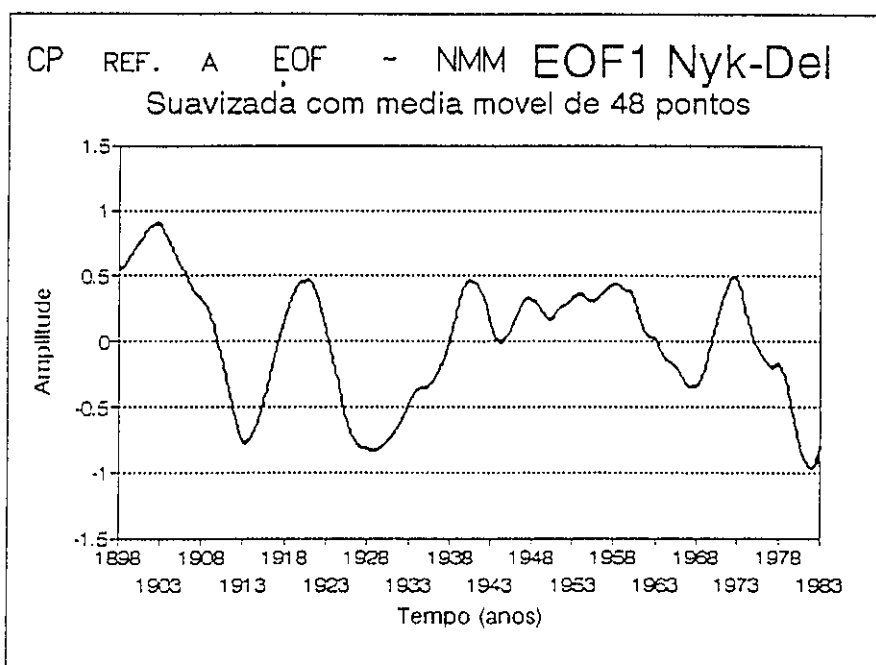


Fig. 4.9a - Componente principal (Nyk-Del) suavizada com média móvel de 48 pontos referentes ao modo Anti-simétrico (EOF1).

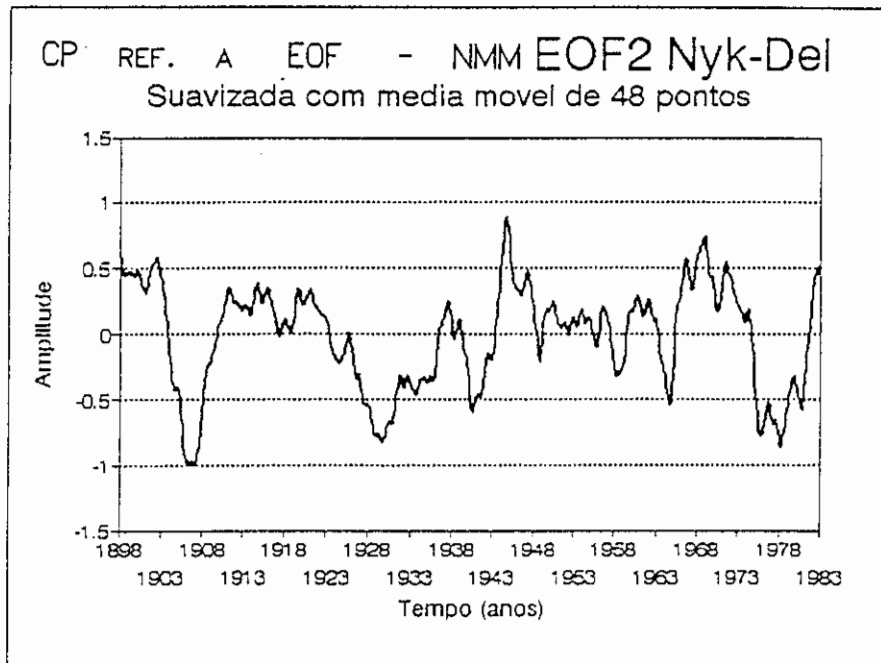


Fig. 4.9b - Componente principal (Nyk-Del) suavizada com média móvel de 48 pontos referentes ao modo simétrico (EOF2).

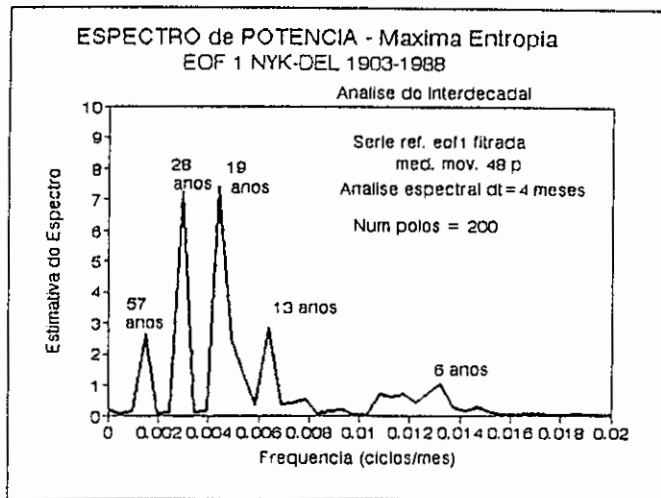


Fig. 4.10a - Análise espectral das CPs (Nyk-Del) suavizadas pelo método de máxima entropia referente a 1.^a EOF.

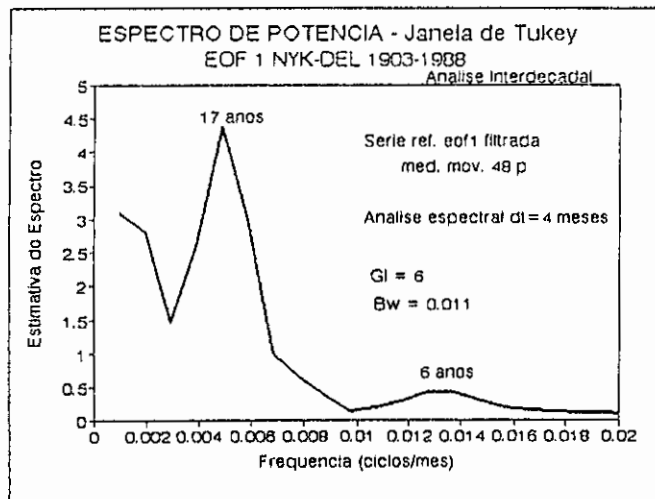


Fig. 4.10b - Análise espectral das CPs (Nyk-Del) suavizadas pelo método de FFT-TW referente a 1.^a EOF.

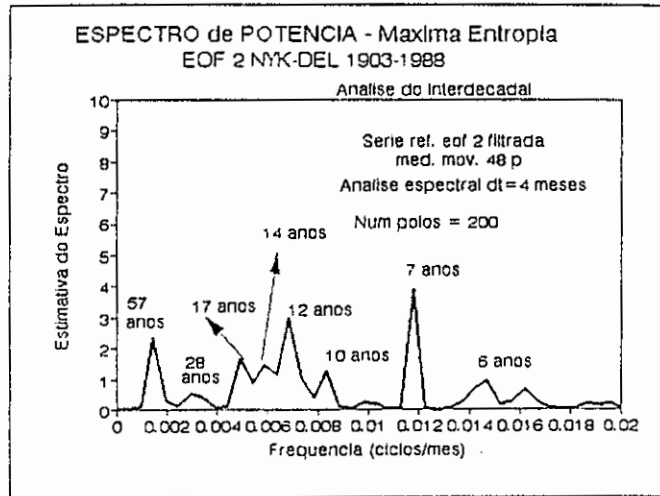


Fig. 4.10c - Análise espectral das CPs (Nyk-Del) suavizadas pelo método de máxima entropia referente a 2.^a EOF

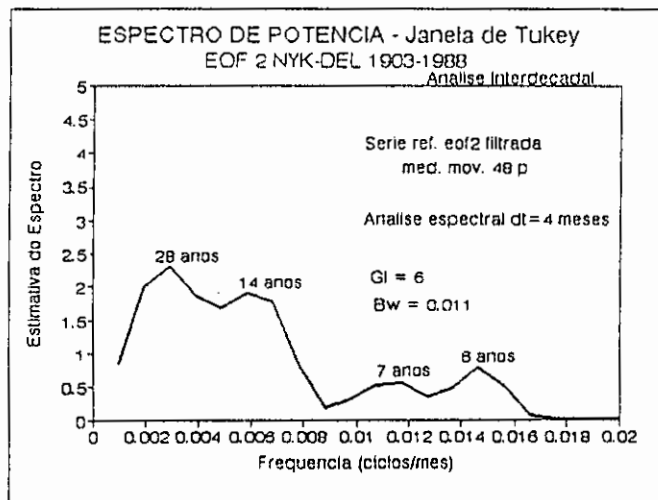


Fig. 4.10d - Análise espectral das CPs (Nyk-Del) suavizadas pelo método de FFT-TW referente a 2.^a EOF.

TABELA 4.11 - INTERVALOS DE CONFIANÇA DO
ESPECTRO DE POTÊNCIA PELO MÉTODO DE FFT-TW
PARA A 1.^a EOF DE NMM DE NYK-DEL SUAVIZADA

Frequência (ciclos/mês)	Período	Ordenada (mm ²)	χ^2_{α}	$\chi^2_{(\alpha-1)}$
0,0049	17,1 anos	5,0	2	5
0,0137	6,1 anos	0,5	0	1

Obs.: Para 6 graus de liberdade, M = 120 e $\alpha = 0.95$.

Tabela 4.12 - Intervalos de Confiança do
Espectro de Potência pelo Método de FFT-TW
para a 2.^a EOF de NMM de Nyk-Del Suavizada

Frequência (ciclos/mês)	Período	Ordenada (mm ²)	χ^2_{α}	$\chi^2_{(\alpha-1)}$
0,0029	28,4 anos	2,3	1	7
0,0159	14,2 anos	1,9	1	4
0,0117	7,1 anos	0,6	0	2
0,0146	5,7 anos	0,8	0	2

Obs.: Para 6 graus de liberdade, M = 120 e $\alpha = 0.95$.

4.7 - COMPARAÇÃO DAS COMPONENTES PRINCIPAIS FILTRADAS COM AS VARIÁVEIS REPRESENTATIVAS DA NAO E GSA

Pela comparação dos gráficos da componente principal referente a EOF1 e da série temporal da pressão ao nível do mar em Akureyri, na Islândia (Figura 4.11a), estudada por Rogers (1985), observou-se um comportamento bastante similar das oscilações. Analogamente, o mesmo ocorreu com as séries de pressão de Ponta Delgada, Açores, no período de 1890-1975. Essas séries de pressão foram suavizadas com um filtro binomial passa-baixo (período de 7 anos), representadas na Figura 4.11. Essa componente também apresentou um comportamento similar aos dados de temperatura média do ar (no período de inverno, de 1816-1975), para Jakobhaun (Groelândia - 69°N 51°W) e um comportamento diferenciado para Oslo (na Noruega 60°N 11°E, de 1840-1960). Essas séries de temperatura foram filtradas com médias móveis de 5 anos. Van Loon e Rogers (1978) encontraram um período de 2,2-2,5 anos na análise do co-espectro das variáveis dessas estações.

Essas séries temporais de pressão a nível do mar são representativas da NAO e as de temperatura média do ar no inverno são representativas da "Greenland above" e "Greenland below". Essas séries de temperatura encontram-se na Figura 4.12a e b.

Por comparação dos gráficos da componente principal referente à EOF2 e as séries de salinidade do Oceano Atlântico Norte e Ártico apresentadas por Dickson et al. (1988), observa-se um comportamento similar de variação temporal. As similaridades encontradas indicam que as variabilidades da GSA são as mesmas da CP da EOF2 e, portanto, deve ser possível diagnosticar qual é o

espectro interdecadal deste importante fenômeno (GSA), cuja série temporal é incompleta. A Figura 4.13a e b apresenta essas séries temporais de salinidade.

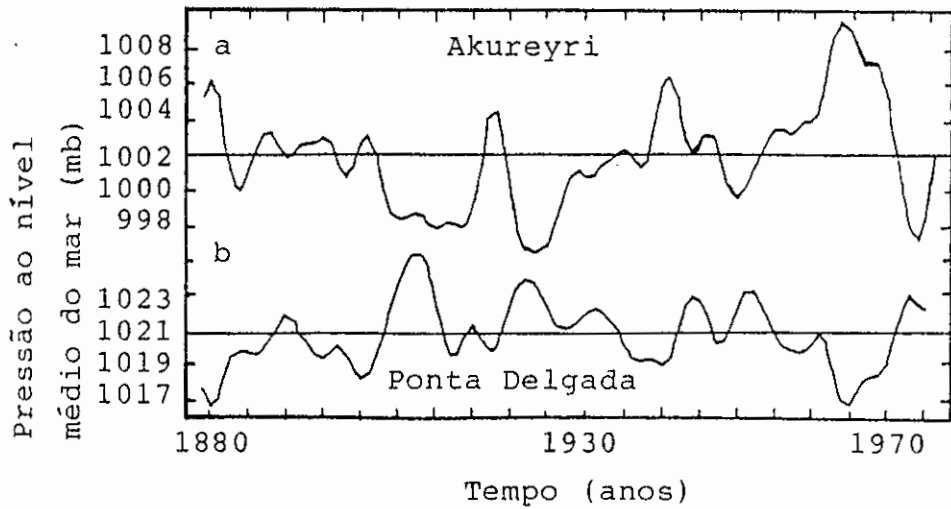


Fig. 4.11 - Série temporal de pressão ao nível médio do mar filtrada através do filtro passa-baixo binomial (relativos a períodos de 7 anos) para as estações: (a) Aukureyri - Islândia e (b) Ponta Delgada - Açores.

FONTE: Rogers (1985), p. 1305.

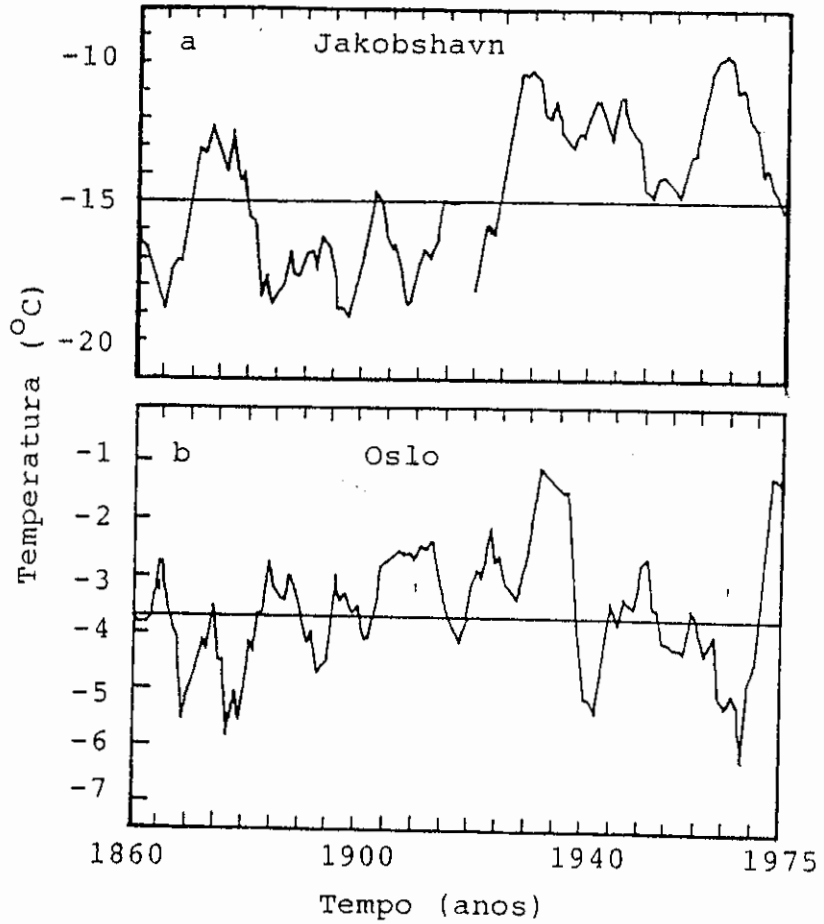


Fig. 4.12 - Série temporal de temperatura média do ar ($^{\circ}\text{C}$) de inverno, filtrada com média móvel de 5 anos para as estações: (a) Jakobshavn - Groelândia e (b) Oslo - Noruega.

FONTE: Van Loon e Rogers (1978), p. 309.

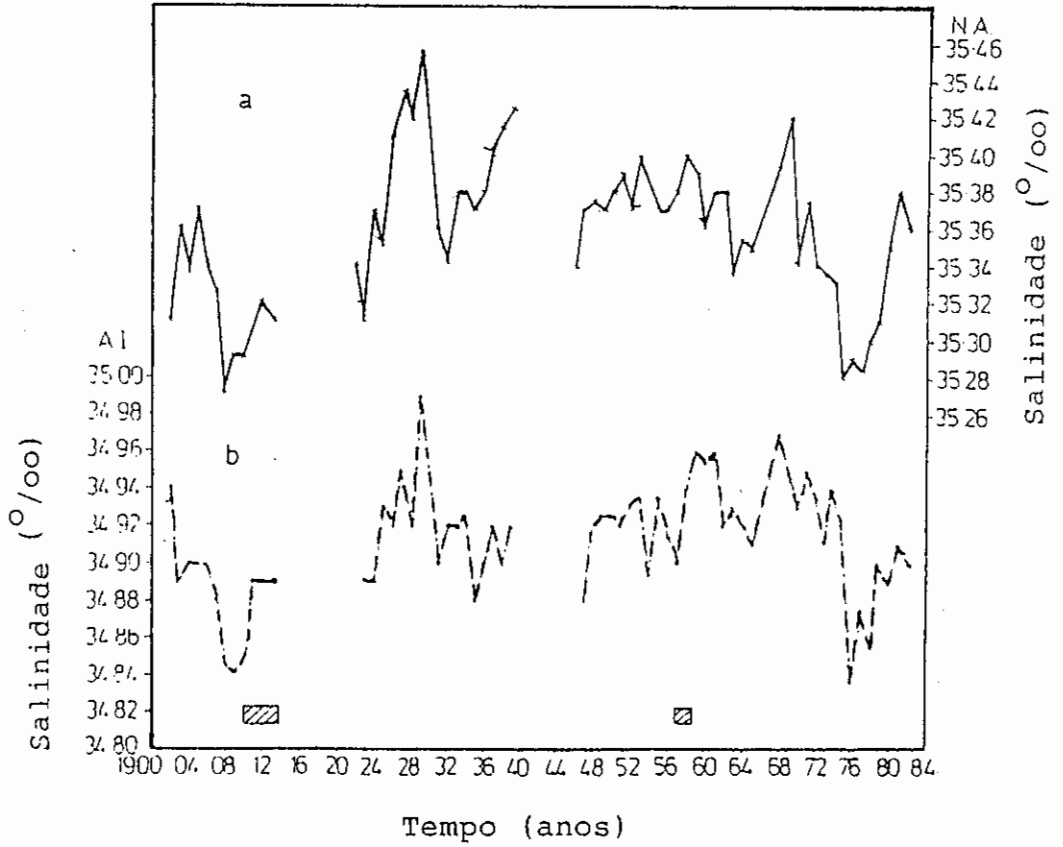


Fig. 4.13 - Série temporal de salinidade para: (a) Oceano Atlântico Norte e (b) Oceano Ártico.

FONTE: Dooley et al.(1984), em Dickson et al. (1988), p. 105.

CAPÍTULO 5

CONCLUSÕES

Com este trabalho, ao se analisar as séries temporais filtradas de NMM, verificou-se a importância dessa variável nas escalas de tempo interdecadal e interanual. Constatou-se que o NMM é, também, mais uma das variáveis que merecem a atenção da comunidade científica para estudos sobre os processos geradores de clima.

Na análise de EOFs e na análise das CPs do ANET e das estações representativas (Nyk e Del) alguns períodos de oscilações se destacaram: \approx 57, 28, 19-17, 14, 13, 6-5, 3 anos, 27 e 14-13 meses. Esses períodos também aparecem na análise de séries temporais de outras variáveis em diversos trabalhos:

- O período de 50-60 anos é muito conhecido nas oscilações climáticas (ACCP, 1989).
- A oscilação de 28 anos aparece nos dados de temperatura média global do ar de Jones et. al. (1986), como demonstrado por Kane e Teixeira (1990).
- O período 19-17 anos pode estar relacionado ao período lunar nodal (18,5 anos). Esse período lunar também foi encontrado em análises de precipitação na China, com 500 anos de dados; na descarga do Rio Nilo, tanto no verão quanto no inverno; de secas na costa oeste da América do norte, no último milênio; na pressão ao nível médio do mar no Japão; em níveis de água dos lagos da Finlândia; e na convecção tropical do norte da Índia associada às

monções. Esses resultados foram compilados por Fairbridge (1984).

- A oscilação de 6-5 anos (5,7 anos) é encontrada nas periodicidades da temperatura média global do ar (ver as referências acima citadas) e faz parte das variabilidades do El Niño (Barnett, 1991).
- As oscilações de 3-2 anos foram encontradas nas temperaturas médias do ar no inverno na Groelândia e Noruega, associadas aos fenômenos "Greenland above"- "Greenland below" (Van Loon e Rogers, 1978).
- As oscilações 14-13 meses podem ser geradas por forçamentos internos do oceano como encontrados pelo modelo oceânico de Cox (1987), em que se utiliza uma atmosfera estática; ou pelo "Chandler Wobble" do eixo de rotação da Terra (conhecida por maré polar - "pole tide"), como documentado por Pugh (1987).

Da comparação das séries filtradas das CPs (Nyk e Del) com as séries temporais filtradas de pressão a nível médio do mar, de temperatura média do ar no inverno e de salinidade, observou-se o seguinte:

- O modo anti-simétrico (EOF1) possui características de evolução temporal semelhantes às da evolução temporal da temperatura média do ar no inverno e à da pressão ao nível médio do mar na Groelândia; evolução distinta da evolução temporal da temperatura média do ar no inverno na Noruega e evolução oposta à da pressão ao nível médio do mar em Açores.

- O modo simétrico (EOF2) da CP possui série temporal parecida com as séries temporais de salinidade do Ártico e do Atlântico, mostradas por Dickson et al. (1988), em seus estudos da GSA.

É necessário analisar mais cuidadosamente a relação entre essas variáveis e aprimorar os métodos de análises espectrais para melhor determinação das frequências interdecadais. Um estudo aprimorado do NMM podem contribuir para o melhor entendimento dos fenômenos climáticos facilitando a visualização dos processos físicos geradores do clima. Para estudos posteriores, sugerem-se:

- A utilização de métodos mais avançados de análise espectral como os propostos por Thomson (1990), para as séries mais curtas; e o emprego de ondeletas (wavelet; Farné, 1992) na análise das séries temporais de NMM mais longas. Esses métodos são brevemente discutidos no Capítulo 3.
- Análises de correlações do NMM com dados tipo "proxy". Isso permitirá verificar a possibilidade do preenchimento ou extrapolações das séries do NMM, aumentando o período de estudo e a confiabilidade das estimativas espectrais, tal como é realizado por Cole et al. (1993) para dados de precipitação.
- Análises das correlações entre os dados de NMM e os dados relativos a GSA e a NAO: como os dados de salinidade, de pressão ao nível médio do mar, das temperaturas do ar nas costas leste e oeste do Atlântico desde o século passado e temperatura da superfície do mar - TSM (dados COADS - Climate

Ocean Atmosphere Data Set), aproveitando o período de 1957-1986.

- Extensão da metodologia desenvolvida nesta dissertação para todos os oceanos extra-tropicais, correlacionando o NMM com a TSM desses oceanos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Atlantic climate change program science plan, ACCP. s.l., Oct. 23, 1989.
- Barnett, T.P. Recent changes in sea level and their possible causes. *Climatic Change*, 5(1):15-38, 1983.
- _____. The interation of multiple time scales in Tropical climate system. *Journal of Climate*, 4(3):269-285, 1991.
- Box, G. E. P.; Jenkins, G. M. *Time Series Analisis: Forecasting and Control*. São Francisco Ca, Holden-Day, 1970. p. 525.
- Campbell, W. H.; Blechman, J. B; Bryson, R. A. Long-Period Tidal Forcing of Indian Monsoon Rainfall: An Hypothesis. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 22(2):287-296, 1983
- Canavero F., Einadudi F. Time and Space Variability of Spectral Estimates of Atmospheric Pressure. *Journal Atmospheric Science*, 44(12):1589-1604, June 1987.
- Carter, W. E.; Scherer, W.; Diamonte, J. M. Global Absolute Sea Level: The Hawaiian and US Atlantic Coast-Bermuda Regional Networks. In: Warrick, R. A.; Barrow, E. M.; Wigley, T.M. *Climate and Sea Level Change: Observation, Projections and Implications*. Cambridge, Cambridge University, 1993. p. 72-80.
- Climate Variability, CLIVAR - A study of climate variability. Geneva, World Climate Research Programme, 1992. Sept. p.31.

- Cole, J.E.; Fairbanks, R. G.; Shen, G. T. Recent Variability in the Southern Oscillation: Isotopic Results from a Tarawa Atoll Coral. *Science*, 260(5115):1790-1793, 1993.
- Cox, M. D. An Eddy-Resolving Numerical Model of the Ventilated Thermocline: Time Dependence. *Journal of Physical Oceanography*, 17(7):1044-1056, 1987.
- Dickson, R.R.; Meincke, J.; Malberg, S.; Lee, A.J. The Great Salinity Anomaly in the Northern North Atlantic 1968-1982. *Progress Oceanography*, 20(2):103-151, 1988.
- Fairbridge, R. W. The Nile floods as a Global Climat/Solar PROXY. *Climatic Changes on a Yearly to Millennial Basis - Geological, Historical and Instrumental Records*, Boston, Reidel, 1984. p. 181-190
- Farme, M. Wavelet Transform and their Applications to Turbulence. *Annual Review of Fluid Machanics*, 24:395-457, 1992.
- Fedorov, E. P.; Smith, M. L.; Bender, P. L. ed. *Nutation And The Earth's Rotation*. In: *International Symposium Astronomical Union*, n. 78 Holland, D.Reidel, 1980, p.266
- Gardner, W. A. *Statistical Spectra Analysis. A Non Probabilistic Theory*. New Jersey, Prentice-Hall, 1988. p.566.
- Hagen, E.; Schmager, G. On Mid-latitude Air-pressure Variations and Related SSTA in the Tropical/Subtropical North Atlantic during 1957-1974. *Toga Notes*, (4):10-16, July 1991.

- Jenkins, G.M. General Considerations in the analysis of Spectra. *Technometric*, 3(2):133-166, May 1961.
- Jenkins, G. M. e Watts, D. G. *Spectral Analysis and its Applications*. San Francisco, Ca, Holden Day, 1968.525p.
- Kane, R. P.; Teixeira, N. R. Power Spectrum Analysis of the Time-Series of Annual Mean Surface Air Temperatures. *Climatic Change*, 17(1):121-130, 1990.
- Kapur, J.N. *Maximum-Entropy Models in Science and Engineering*. New Delhi, India, Wiley Eastern, 1989. p.635
- Kay, S.M. ; Marple, L. Spectrum Analysis - A Modern Perspective. *Proceedings of the IEEE*, 69(11):1380-1419, November 1981.
- Lamb, P. J.; Pepler, R. A. North Atlantic Oscillation: Concept and an Application. *Bulletin American Meteorological Society*, 68(10):1218-1225, October 1987.
- Lehman, S. J.; Keigwin, L.D. Sudden changes in North Atlantic Circulation during the last deglaciation. *Nature*, 356(6372):757-762, 1992.
- Lorenzetti, J. A. *Aplicação da Técnica de Análise Espectral Cruzada ao Estudo de Correlações entre as Oscilações do Nível do Mar Observadas em Cananéia e Bom Abrigo*. (Tese de Mestrado). USP . São Paulo, 1976.
- Müller, T. J.; Siedler, G. Multi-year current time series in the eastern North Atlantic Ocean. *Journal of Marine Research*, 50(1):63-98, 1992.

- Murray, G.W.; Muller, J.C. ; Zwally, H.J. Matrix partitioning and EOF/Principal Componentes Analysis of Antartic Sea Ice Brightness Temperatures. Technical Notes NOAA, 1984.
- Overland, J.E., Preisendorfer, R.W. A Significance Test for Principal Componentes Applaied to a Cyclone Climatology. *Monthly Weather Review*, 110(1)1-4, Jan. 1982.
- Parzen, E. Statistical spectral analysis (Single Channel Case) In 19 Dep. Statistical, Stanford. Univ. Stanford Ca, Tech. Report. 11, June 1968.
- Pirazzoli, P. A. Late Quartenary Sea-Level changes & coastal evolution. *Journal of Coastal Research*, 1(Special Issue):1-98, 1986.
- Preisendorfer, R. W., Barnett, T. P. Significance Test for Empirical Ortogonal Functions. In: Conference in Probability and Statistic in Atmosphere Science, 5., Las Vegas, 1977. AMS, p. 169-172.
- _____ Principal component analysis in Meteorology and Oceanography. *Developments in Atmospheric Science*, 17, Amsterdam, Elsevier, 1988. p. 425
- Press, W.; Brian, F.; Teukolsky, S.A.; Vetterling, W.T. *Numerical Recipes*. Cambridge, University Press. 1986. p.818
- Pugh, D. T. *Tides, Surges e Mean Sea Level*. London, John Willy & Sons, 1987. 472p.

- Rogers, J. C., Atmospheric Circulation Changes Associated with the warming over the Northern North Atlantic in the 1920s. *Monthly Weather Review*, 24(12):1303-1310, Dec. 1985.
- Schildt, H. Turbo C Avancado - Guia do Usuário. Rio de Janeiro, Mc Graw-Hill, 1990. 357p.
- Spencer, N. E.; Woodworth, P. L. Data Holdings of The Permanent Service for Mean Sea Level (January 1991). Bridston, ICSU, 1991.
- Sturges, W. Large-Scale Coherence of Sea Level at Very Low Frequencies. *Journal of Physical Oceanography*, 17: 2084-2094, 1987.
- Thompson, K. R. North Atlantic sea level and circulation. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 87(1):15-32, 1986.
- Thomson, D.J. Spectrum estimation and harmonic analysis. *Proceedings of the IEEE* 70, 1055-1096, 1982.
- _____ Time series analysis of Holocene climate data. *Phil. Trans. R. Soc. Lond., A* 330(1615):601-616, 1990.
- Tukey, J. W. Discussion, Emphasizing the Connection Between Analysis of Variance and Spectrum Analysis. *Technometrics*, 3(2):191-219, May 1961.
- Van Loon, H.; Rogers, J. C. The Seesaw in winter temperatures between Greenland and Northern Europe. Part I: general Description. *Monthly Weather Review*, 106(3):296-310, Mar 1978.

- Vianna, M. L. Formalismo Matemático de EOFs. São José dos Campos, Maio 1992. (Comunicação Pessoal)
- Weaver, A. J.; Sarachik, E. S. Evidence for Decadal variability in an Ocean General Circulation Model: An Advective Mechanism. *Atmosphere-Ocean*, 29(2):197-231, 1991.
- Woodworth, P.L. The Permanent service for mean sea level and the global Sea level observing system. *Journal of Coastal Research*, 7(3), 699-710, 1991.
- Wunsch, C. Large-Scale response of the ocean to atmospheric forcing at low frequencies. *Journal of Geophysical Research*, 96(C8):15083-15090, Aug. 10th, 1991.
- _____ Global-Scale Sea Surface Variability from Combined Altimetric and Tide Gauge Measurements. *Journal of Geophysical Research*, 96(C8):15053-15082, Aug. 15th, 1991.
- Wyrтки, K.; Wenzel, J. Possible gyre-gyre interaction in Pacific Ocean. *Nature*, 309(5968):538-540, June, 1984.
- _____ El Niño - The dynamic response of the Equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing. *Journal of Physical Oceanography*, 5(4):572-584, 1975.