

UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS  
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E NATURAIS  
DEPARTAMENTO DE METEOROLOGIA  
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

N.º de ordem: MET-UFAL-MS-026.

## **VARIABILIDADE DA PRESSÃO ATMOSFÉRICA NAS AMÉRICAS**

**FLÁVIA CAMPELO ARAGÃO BITENCOURT**

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Alagoas, para a obtenção do título de mestre em Meteorologia. Área de Concentração: Processos de Superfície Terrestre.

Maceió – Alagoas  
Janeiro, 2005.

UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS  
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E NATURAIS  
DEPARTAMENTO DE METEOROLOGIA  
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

N. ° de ordem: MET-UFAL-MS-026.

## **VARIABILIDADE DA PRESSÃO ATMOSFÉRICA NAS AMÉRICAS**

**por**

**FLÁVIA CAMPELO ARAGÃO BITENCOURT**

Dissertação de Mestrado orientada pelo Prof. Dr. LUIZ CARLOS BALDICERO MOLION,  
apresentada à Universidade Federal de Alagoas, para a obtenção do título de Mestre em  
Meteorologia.

Maceió – Alagoas  
Janeiro, 2005.

**Catálogo na fonte**  
**Universidade Federal de Alagoas**  
**Biblioteca Central**  
**Divisão de Tratamento Técnico**  
Bibliotecária Responsável: Helena Cristina Pimentel do Vale

B624v Bitencourt, Flávia Campelo Aragão.  
Variabilidade da pressão atmosférica nas Américas / Flávia Campelo  
Aragão Bitencourt. – 2005.  
85 f. : il.

Orientador: Luiz Carlos Baldicero Molion.  
Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal  
de Alagoas. Programa de Pós-Graduação em Meteorologia. Centro de  
Ciências Exatas e Naturais. Maceió, 2005.

Bibliografia: f. 77-82.  
Apêndice: f. 83-85.

1. Pressão nível do mar – Variabilidade - América. 2. Precipitação  
(Meteorologia). 3. Interação oceano-atmosfera. I. Título.

CDU: 551.461.2(7/8)

*Dedico*

*Aos meus admirados mestres Dr<sup>a</sup> Odette Rezende Roncador e Dr Otávio Lyra Filho,  
pela grande existência de luta, sabedoria e dedicação ao curso de geografia do  
UniCEUB em Brasília.*

*As minhas filhas amadas, Juliana e Gabriela para que elas nunca percam a coragem  
de seguir em frente e tenham sempre em mim um espelho de força, humildade e  
vontade.*

*Ao meu esposo Rubens pelo braço forte e paciente de todas as horas.*

*Aos meus adorados pais, Euclides e Ilka que sempre me ensinaram a persistir e  
nunca desistir.*

*Ao meu irmão Marcelo que na inocência da sua vida passou-me a coragem de seguir  
em frente.*

*A minha irmã Renê que sempre esteve ao meu lado em todos os momentos.*

*A minha querida e inesquecível sogra Dona Anna, por ter me ensinado que o  
fundamento maior da ciência é Deus.*

## **Agradecimentos**

Ao meu orientador, Prof. Dr. Luiz Carlos Baldicero Molion, pela transmissão de conhecimentos e por sempre acreditar na realização deste trabalho.

Ao membro externo da minha banca, Dr. JoséIVALDO Barbosa Brito pelas palavras de incentivo.

Ao membro da banca convidado, Dr. Manoel da Rocha Toledo Filho pelas incansáveis orientações dos princípios teóricos de elaboração.

Ao Prof. Dr. Ricardo Tenório, por ter acreditado no meu potencial.

Aos meus professores da Graduação em Meteorologia da UFAL que fizeram parte do meu nivelamento, Elenice Lucas Di Pace, Hélio Soares Gomes e Marcos Antonio Costa Gonçalves pelo grande apoio.

Aos professores da pós-graduação Dr. Marcos A. Lima Moura e Dr. Manoel Ferreira do Nascimento Filho meu respeito e admiração.

Aos meus queridos amigos Josicléa Pereira Rogério e Joaquim Louro; meu carinho.

A secretária do curso de pós - graduação Dona Ana, pelo seu ilimitado profissionalismo.

Ao mestre Sérgio Bernardo de Oliveira, pela orientação precisa e segura.

Ao Dr David Wurtz do GHCN, pelos dados globais.

Ao Dr. Divino Moura do INMET, pelos dados meteorológicos de pressão atmosférica.

À FAPEAL, pelos recursos financeiros cedidos.

## SUMÁRIO

|  |      |
|--|------|
| LISTA DE FIGURAS   | VI   |
| LISTA DE TABELAS   | IX   |
| LISTA DE APÊNDICE  | X    |
| LISTA DE ABREVIATURAS E SÍMBOLOS                           | XI   |
| RESUMO   | XII  |
| ABSTRACT   | XIII |
| 1 - INTRODUÇÃO   | 01   |
| 2 - REVISÃO DA LITERATURA                                  | 04   |
| 2.1 - Circulação Geral da Atmosfera (CGA)                  | 04   |
| 2.2 - Circulação Hadley - Walker                           | 05   |
| 2.3 - Zona de Convergência Intertropical (ZCIT)            | 06   |
| 2.4 - Pressão ao Nível do Mar (PNM)                        | 07   |
| 2.4.1 - Climatologia da Pressão ao Nível do Mar            | 07   |
| 2.5 - Variabilidade Interanual das Altas Subtropicais      | 09   |
| 2.6 - Variabilidade Interdecadal das Altas Subtropicais    | 16   |
| 3 - MATERIAL E MÉTODOS                                     | 25   |
| 3.1 - Localização da Área de Estudo                        | 25   |
| 3.2 - Métodos Estatísticos                                 | 28   |
| 3.2.1 - Medidas de Tendência Central                       | 28   |
| 3.2.2 - Média Amostral                                     | 28   |
| 3.2.3 - Desvio Padrão                                      | 29   |
| 3.2.4 - Anomalias Padronizadas pelo Desvio Padrão          | 29   |
| 3.3 - Tendências Oscilatórias                              | 30   |
| 3.3.1 - Filtro Lanczos                                     | 30   |
| 3.3.2 - Matriz de Correlação                               | 32   |
| 3.3.3 - Análise do Espectro de Potência                    | 33   |
| 3.4 - Dados  | 33   |
| 3.4.1 - Dados do GHCN Versão 2 e dados do INMET            | 34   |
| 3.4.2 - Tratamento dos Dados                               | 36   |
| 4 - RESULTADOS E DISCUSSÃO                                 | 37   |
| 4.1 - Correlações com ODP                                  | 37   |
| 4.2 - Análise Espectral das Séries Temporais: OS e ODP     | 46   |
| 4.3 - Correlação entre Séries Temporais de OS e IPN        | 48   |
| 4.4 - Variabilidade entre ODP e IPN das Estações           | 52   |
| 4.5 - Variabilidade da Pressão e as Normais Climatológicas | 56   |
| 4.6 - A Pressão das Estações e as Fases da ODP             | 59   |
| 5 - CONCLUSÕES   | 61   |
| 6 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS                             | 64   |
| 7 - APÊNDICE   | 70   |

## LISTA DE FIGURAS

| Figura |   | Página |
|--------|---|--------|
| 1      | Circulação Geral da Atmosfera.  | 04     |
| 2      | Modelo Padrão Global Tri-celular Clássico.  | 05     |
| 3      | Circulação Geral da Atmosfera. Cartas de PNM, (a) média para janeiro e (b) média para julho.          | 08     |
| 4      | Variação anual das posições dos centros de alta pressão subtropical. Os números representam os meses. | 09     |
| 5      | Deslocamento anual do centro da AS.   | 10     |
| 6      | Ciclo anual do deslocamento do centro da AN.  | 11     |
| 7      | Localização das regiões: Niño 1, Niño 2, Niño 3, Niño 3 e 4 e Niño 4.                                 | 12     |
| 8      | (a) Deslocamento da AS, para os anos de El Niño, (b) para os anos de La Niña.                         | 13     |
| 9      | Anomalias de TSM referentes ao Índice de ODP, em suas respectivas fases.                              | 17     |
| 10     | Índice Multivariado de ENOS (IME).  | 18     |
| 11     | Série Temporal do Índice de ODP, período 1900 a 2000.   | 19     |
| 12     | AS durante a fase fria da ODP (1948-1976) (a), e AS durante a fase quente da ODP (1977 –1988) (b).    | 22     |
| 13     | AN durante a fase fria da ODP (1948-1976) (a), e AN durante a fase quente da ODP (1977 –1988) (b).    | 23     |
| 14     | (a) Mapa político do Continente Americano.  | 25     |
| 14     | (b) Localização das estações do Continente americano, utilizadas neste estudo.                        | 26     |
| 15     | Representação esquemática da curva da função de resposta passa-baixa com o prazo de frequência.       | 32     |

| Figura |  | Página |
|--------|--|--------|
| 16     | (a) Anomalias da média anual da TSM na fase fria da ODP (1948-1976) com relação à média do período de (1948-1998). (b) Anomalias da média anual de vento zonal a 850hPa na fase fria da ODP (1948-1976) com relação à média do período de (1948-1998).     | 37     |
| 17     | (a) Anomalias da média anual da TSM na fase quente da ODP (1977-1998) com relação à média do período de (1948-1998). (b) Anomalias da média anual de vento zonal a 850hPa na fase quente da ODP (1977-1998) com relação à média do período de (1948-1998). | 38     |
| 18     | Anomalias da média anual da PNM na fase fria da ODP (1948-1976) com relação à média do período de (1948 - 1998).   | 39     |
| 19     | Anomalias da média anual de precipitação na fase fria da ODP (1948-1976) com relação média do período (1948-1998).   | 40     |
| 20     | Anomalias da média anual da PNM na fase quente da ODP (1977-1998) com relação à média do período (1948-1998).  | 41     |
| 21     | Anomalias da média anual de precipitação na fase quente da ODP (1977-1998), com relação à média do período (1948-1998).  | 42     |
| 22     | Diferença da média anual da PNM composta dos eventos El Niño e La Niña.  | 43     |
| 23     | Anomalias da média anual da precipitação composta pelos eventos El Niño e La Niña.   | 44     |
| 24     | Diferença entre a média da PNM da quadra chuvosa (abril–julho) da fase quente da ODP (1977-1998) e sua fase fria (1948–1976) para a costa Leste do NEB.  | 45     |
| 25     | Diferença entre a média da PNM da quadra chuvosa (abril – julho), composta dos eventos El Niño e a dos eventos La Niña na costa Leste do NEB.  | 46     |
| 26     | Espectro de potência do Índice mensal de OS de (1900-2000).  | 47     |
| 27     | Espectro de potência do Índice mensal da ODP de (1900-2000).   | 48     |

| Figura |   | Página |
|--------|---|--------|
| 28     | Correlação entre o OS e o IPN das 29 estações do Continente Americano   | 49     |
| 29     | Mapa representando o Coeficiente de Correlação positivo e negativo entre OS e as 29 estações. Azul CC – positivo, verde CC – negativo e em vermelho sem resposta. | 51     |
| 30     | Correlação entre ODP e a IPN das 29 estações do continente americano.   | 53     |
| 31     | Mapa representando o Coeficiente de Correlação (CC) entre ODP e a IPN das 29 estações. Azul CC – positivo e verde CC – negativo.                                  | 55     |
| 32     | Diferença de pressão para as estações brasileiras nos períodos das Normais Climatológicas 1931-1960 e 1961-1990.  | 57     |
| 33     | Índice de ODP e pressão da estação 15(Manaus) no período de 1954 a 2000.  | 58     |

## LISTA DE TABELAS

| Tabela |   | Página |
|--------|---|--------|
| 1      | As Grandes Erupções Vulcânicas Explosivas do Século XX.   | 16     |
| 2      | Anomalias entre Índice da ODP e eventos ENOS.   | 20     |
| 3      | Sumário das anomalias climáticas no Oceano Pacífico e na América do Norte, associadas com as fases extremas da ODP. | 21     |
| 4      | Localização das estações do Continente Americano, com seus respectivos códigos.                                     | 27     |
| 5      | Exemplo do tratamento a que os dados das estações com cerca de 100 anos foram submetidos.                           | 35     |
| 6      | Correlação com lag 1 entre as estações e a ODP. Marcados em amarelo os CC que foram analisados.                     | 52     |
| 7      | Estações americanas e coordenadas geográficas.  | 59     |
| 8      | Variação da pressão das estações com relação às fases da ODP.   | 59     |

## LISTA DE APÊNDICE

| Apêndice   | Página |
|--|--------|
| Apêndice A   |        |
| Correlações dos Índices de ODP e OS com o IPN das 29 estações. | 70     |
| Apêndice B   |        |
| Estação de 17 Barra do Corda.                                  | 76     |

## LISTA DE ABREVIATURAS E SÍMBOLOS

|                 |  |
|-----------------|--|
| AN              | Alta Subtropical do Atlântico Norte  |
| AS              | Alta Subtropical do Atlântico Sul  |
| AMIP            | Projeto de Intercomparação do Modelo Atmosférico   |
| CGD - UCAR      | Climate Global Division - University Corporation for Atmospheric Research                                  |
| CC              | Coefficiente de Correlação   |
| ENOS            | El Niño Oscilação Sul  |
| E               | Leste  |
| FFT             | Fast Fourier Transforms  |
| GHCN – V2       | Global Historical Climate Network – Versão 2   |
| HN              | Hemisfério Norte   |
| hPa             | Hecto Pascal   |
| HS              | Hemisfério Sul   |
| I E V           | Índice de Explosividade Vulcânica  |
| INMET           | Instituto Nacional de Meteorologia   |
| OS              | Oscilação Sul  |
| IPN             | Índice de Pressão Normalizada  |
| JISAO           | Joint Institute for Study of the Atmospheric and Ocean   |
| mb              | Milibar  |
| N               | Norte  |
| NCEP-NCAR       | National Centers for Environmental Prediction - National Center for Atmospheric Research                   |
| NOAA-CIRES      | National Oceanic Atmospheric Administration & Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences |
| NE              | Nordeste   |
| NEB             | Nordeste do Brasil   |
| NO              | Noroeste   |
| ODP             | Oscilação Decadal do Pacífico  |
| OMM             | Organização Meteorológica Mundial  |
| PNM             | Pressão ao Nível do Mar  |
| PN              | Alta Subtropical do Pacífico Norte   |
| PS              | Alta Subtropical do Pacífico Sul   |
| RS              | Rio Grande do Sul  |
| S               | Sul  |
| SE              | Sudeste  |
| SO              | Sudoeste   |
| SO <sub>2</sub> | Dióxido de Enxofre   |
| SQL             | Strutured Query Language   |
| TSM             | Temperatura da Superfície do Mar   |
| W               | Oeste  |
| ZCIT            | Zona de Convergência Intertropical   |

## RESUMO

BITENCOURT, Flávia Campelo Aragão. Variabilidade da pressão atmosférica nas Américas. Orientador: Prof. Dr. Luiz Carlos Baldicero Molion. Maceió - AL: UFAL; 2005. Dissertação (Mestrado em Meteorologia).

A variabilidade climática exerce uma significativa influência nas atividades sociais e econômicas. O objetivo deste trabalho foi estudar a variabilidade da pressão atmosférica (PNM) nas Américas, por ser uma variável amplamente disponível. Utilizaram-se dados de PNM entre 46 a 100 anos (1900 a 2000), provenientes do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) e Global Historical Climate Network (GHCN). Os Índices de Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) e Oscilação Sul (OS) foram obtidos do JISAO e do CGD –UCAR, respectivamente, com 100 anos (1900 a 2000). Dados de Reanálises do NCEP/NOAA de PNM, temperatura de superfície do mar (TSM) e vento zonal (U), com 50 anos (1948 a 1998), na área compreendida de pólo a pólo entre 30°O a 140°O, também foram utilizados. Através da análise espectral da ODP e da OS, foram identificadas as frequências características desses índices. Os dados foram filtrados para eliminar a variabilidade climática de curto prazo. Métodos estatísticos foram aplicados às séries temporais do Índice de Pressão Normalizada (IPN) de 29 estações. De maneira geral, os coeficientes de correlação (CC) entre IPN e OS foram positivos para a costa Oeste e negativos para a costa Leste das Américas. Os CC entre IPN e ODP apresentaram sinais contrários. A relação entre ODP e o Índice Multivariado de ENOS (IME) mostrou que ocorreu frequência maior de El Niño (La Niña) durante a fase quente (fria) da ODP. Considerando que o Oceano Pacífico ocupa 1/3 da superfície do globo e que as TSM são a condição de contorno inferior mais importante para o sistema terra-atmosfera, sugere-se que os resultados dos impactos da ODP sejam utilizados como cenários nos modelos climáticos para previsão de prazo mais longo, que é uma condição importante para se obter o almejado desenvolvimento sustentável.

**Palavras-chave:** variabilidade climática, PNM, ODP, OS, TSM, precipitação.

## ABSTRACT

BITENCOURT, Flávia Campelo Aragão. Variability of the atmospheric pressure on Americas. Adviser: Prof. Dr. Luiz Carlos Baldicero Molion. Maceió (AL): UFAL; 2005. MSc Dissertation in Meteorology).

The climatic variability imposes a significant influence in the social and economical activities. The objective of this work was to study the variability of the atmospheric pressure (SLP) on Americas, since it is a variable widely available. Data of SLP were used among 46 to 100 years (1900 to 2000), coming of the National Institute of Meteorology (INMET) and Global Historical Climate Network (GHCN). The indices of Pacific Decadal Oscillation (PDO) and South Oscillation (SO), 100 years series (1900 to 2000), were taken from JISAO and of CGD – UCAR respectively. NCEP/NOAA Reanalysis data of SLP, sea surface temperature (SST) and zonal wind (U), with 50 years (1948 to 1998) for an area from pole to pole and 30°W to 140°W were also used in this work. Power spectrum analysis was applied to PDO and SO series to determined the characteristics frequencies, or cycles. Data were, then, filtered to eliminate the high frequency climatic variability. Statistical methods were used for constructing a time series of the Normalized Pressure Index (NPI) for each of the 29 stations studied. In general, the correlation coefficients (CC) between IPN and SOI were positive in the West Coast and negative in the East Coast of the Americas. The CC between IPN and ODP presented opposite signs. The relation between PDO and the Multivariate ENSO Index (MEI) series showed a high frequency of El Niño (La Niña) during the warm (cold) PDO phase. Considering that the Pacific Ocean occupies 1/3 of the Earth's surface and that TSM are the most important lower boundary conditions for the atmosphere, it is suggested that the results of diagnostic studies of PDO impacts on global climate are used in Global Climate Models as sceneries for long-term forecasting, a key factor to achieving sustainable development.

**Key words:** variability climatic, SLP, PDO, SO, SST, precipitation.

## 1. INTRODUÇÃO

O sistema climático é um recurso natural e fundamental da Terra. É movido pelo Sol e contém gases necessários para manter a temperatura da superfície dentro de um range limitado e, juntamente com a fotossíntese, estabelecer as cadeias alimentares necessárias para a existência da vida como se a conhece. A Sociedade deve enfrentar as condições do estado atmosférico, ventos, temperatura e precipitação com a capacidade de perceber que os extremos ocorrem em escala de tempo de minutos, horas ou dias. A variabilidade dos eventos atmosféricos, numa escala de tempo interanual e interdecadal, afeta muitas facetas da vida humana. Em toda parte, na história da Humanidade, as mudanças climáticas freqüentemente têm promovido as diferenças entre a prosperidade e a pobreza, a abundância e escassez, a saúde e doença e até mesmo culminando em vida e morte. Às vezes, mais sutilmente, elas explicam, nos mínimos detalhes, a delicada diferença entre o grau de lucro e de perda. Os efeitos da variabilidade climática são, de tempos em tempos, dramáticos e inconfundíveis, por outro lado, eles são mutáveis e difíceis de se separar de outras forças que afetam a Sociedade.

O El Niño de 1997-1998 estabeleceu um dramático exemplo do efeito relativo das variações climáticas de curto prazo sobre a Sociedade e o valor potencial de prevê-las. A solução dos indicadores do forte El Niño, incluindo um grande aumento da temperatura de superfície do mar (TSM) no Oceano Pacífico Tropical, foram detectados em março de 1997. As TSM do Pacífico Leste alcançaram valores recordes superiores à 5°C com relação à média de junho, e sua intensidade foi comparada ao evento El Niño de 1982-1983, lembrando sinais do grande impacto desse evento em escala global. A diferença foi que, durante o El Niño de 1997-1998, cientistas monitoraram o evento ao longo de sua evolução e fizeram previsões de sua influência nas condições atmosféricas com 3 a 6 meses de antecedência.

Modelos de interação oceano-atmosfera acoplados transformaram os dados do intenso episódio El Niño Oscilação Sul (ENOS) em prognósticos de anomalias climáticas de tempo extremas para várias partes do globo, muitas dos quais foram confirmados por observações. Incluídos entre os eventos catastróficos associados ao episódio ENOS de

1997-1998 estiveram diminuição de chuva, incêndio e falhas nas colheitas na América do Sul e Central; incêndios no Sudeste da Ásia; fortes temporais na América do Sul e Califórnia; tornados nos EUA, que mataram mais de 120 pessoas; e aumento de chuva no Sul dos EUA. No Brasil, foram registradas secas severas na Região Nordeste e excesso de chuva, com conseqüentes inundações, nas Regiões Sudeste e Sul, que causaram perdas de vidas humanas e vultosos danos materiais. As previsões climáticas fazem uso do conhecimento científico adquirido e do aperfeiçoamento da tecnologia com a utilização de variáveis climáticas, práticas geográficas e temporais. Desse modo, apresentam um aumento do benefício potencial com relação à previsão de tempo, o que auxiliará nas ações futuras que serão tomadas, possibilitando minimizar as conseqüências dos impactos.

Além da variabilidade climática interanual, existe um regime de prazo mais longo, conhecido como Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) (Mantua et al., 1997). Esse fenômeno foi descrito como sendo semelhante ao evento El Niño, mas com amplitude temporal de duas a três décadas. A ODP possui duas fases: uma quente que compreende os anos de 1925 a 1946 e 1977 a 1998 e uma fase fria de 1947-1976 (Minobe e Mantua, 1999).

Como o Oceano Pacífico ocupa 1/3 da superfície do globo terrestre, a ODP deve impor um sinal detectável nos climas global e regional. Por exemplo, Molion (2005) mostrou que houve uma coincidência entre a variabilidade da temperatura média global e as fases da ODP. Quando a ODP estava em suas fases quentes (1925-1946 e 1977-1998), a temperatura média global aumentou. Quando na fase fria (1947-1998), diminuiu aproximadamente 0,15°C, apesar do aumento da concentração de gases de efeito-estufa. Assim, a temperatura média global parece estar associada a ODP e, possivelmente, outras variáveis, como pressão atmosférica, umidade e ventos, também tenham suas configurações alteradas com suas mudanças de fases.

Há indícios que a ODP esteja entrando em uma fase negativa, que deve perdurar por 20 a 25 anos. Partindo-se dessa hipótese, resultados de estudos diagnósticos ao longo do Século passado podem representar cenários mais realistas para as previsões climáticas de prazo mais longo, pois esses cenários foram resultantes de estados climáticos observados.

O objetivo deste trabalho é analisar a variabilidade da pressão ao nível do mar (PNM) sobre as Américas, para contribuir na criação desses cenários futuros. Para isso, foram utilizados os Índices de ODP e Oscilação Sul (OS), com 100 anos (1900 a 2000) de dados, proveniente do Joint Institute for Study of the Atmosphere and Ocean (JISAO) e do Climate Global Dynamics Division – University Corporation for Atmospheric Research (CGD –UCAR), respectivamente. A

PNM, precipitação, temperatura de superfície do mar (TSM), e vento zonal (U), com 50 anos de dados (1948 a 1998) foram provenientes das Reanálises do NCEP/NOAA. Séries de PNM de 29 estações, com período variando entre 46 a 100 anos, foram obtidas do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) e do Global Historical Climate Network (GHCN), para uma área compreendida entre as longitudes de 30°O a 140°O e de pólo a pólo.

As séries de Índices de ODP e OS foram submetidas à análise espectral, obtendo-se periodicidades diferentes para cada índice. Dentro dessas respostas, aplicou-se o filtro de Lanczos, com bandas que variaram entre 4 a 20 anos. Posteriormente, foram aplicadas correlações com atraso de um mês para ODP e simultânea para OS. Métodos estatísticos foram aplicados às séries temporais da PNM das 29 estações. A TSM e o vento zonal, associados aos índices de escala global, serviram como auxílio à análise dos desvios das correlações encontrados entre os índices e as estações, demonstrando que os resultados obtidos foram coerentes com os dados de Reanálises. A periodicidade dos índices, associados à variabilidade da PNM ao longo das Américas, sugeriu que a variabilidade atmosférica possa estar ligada às fases da ODP e aos eventos El Niño e La Niña. A oscilação desses fenômenos interanuais e interdecadais parece modular as distribuições temporal e espacial das variáveis climáticas, em particular da precipitação, sobre o continente.

Espera-se que os resultados dessas análises contribuam para um maior entendimento da variabilidade climática e que venham a ser utilizados na construção de cenários futuros que auxiliem na previsão climática de longo prazo, que é um fator importante para atingir o almejado desenvolvimento sustentável.

## 2. REVISÃO DA LITERATURA

### 2.1 Circulação Geral da Atmosfera (CGA)

A CGA pode ser considerada como uma circulação média de longo prazo dos sistemas atmosféricos, livre de todas as tendências sazonais do escoamento. Isto é o que determina os padrões de clima do globo e suas principais características (Wallace e Hobbs, 1977).

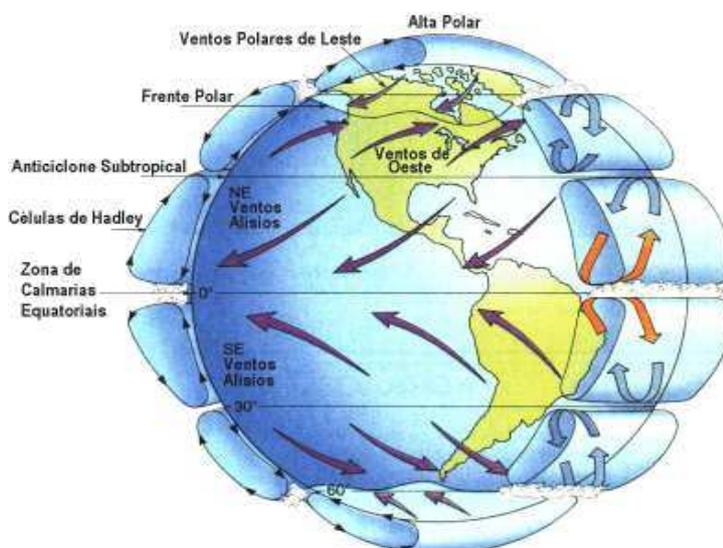


Figura 1 - Circulação Geral da Atmosfera. (Fonte: <http://alicegrimm.ufpr>)

Indicada na Figura 1, a CGA age no sentido de redirecionar toda energia, mantendo o balanço de calor e o balanço de umidade dos hemisférios.

Os principais aspectos da CGA incluem os sistemas convectivos, as células da Troposfera (Polar, Ferrel e Hadley-Walker) os cinturões de alta e baixa pressão, os ventos Alísios localizados nas áreas tropicais e os ventos de Oeste de latitude média.

## 2.2 Circulação Hadley-Walker

Existem três células principais interconectadas com a CGA em cada hemisfério. A célula de Hadley-Walker nas latitudes tropicais; a célula de Ferrel em latitudes médias, e a menos organizada e definida célula Polar. Os limites de cada célula são marcados da seguinte forma: no Oceano Atlântico é mais Hadley-Walker, e no Índico são as monções. Nos altos níveis o limite polar da célula de Hadley-Walker é marcado pela corrente de Oeste do Jato Subtropical e o limite polar da célula de Ferrel é marcado pela frente polar.

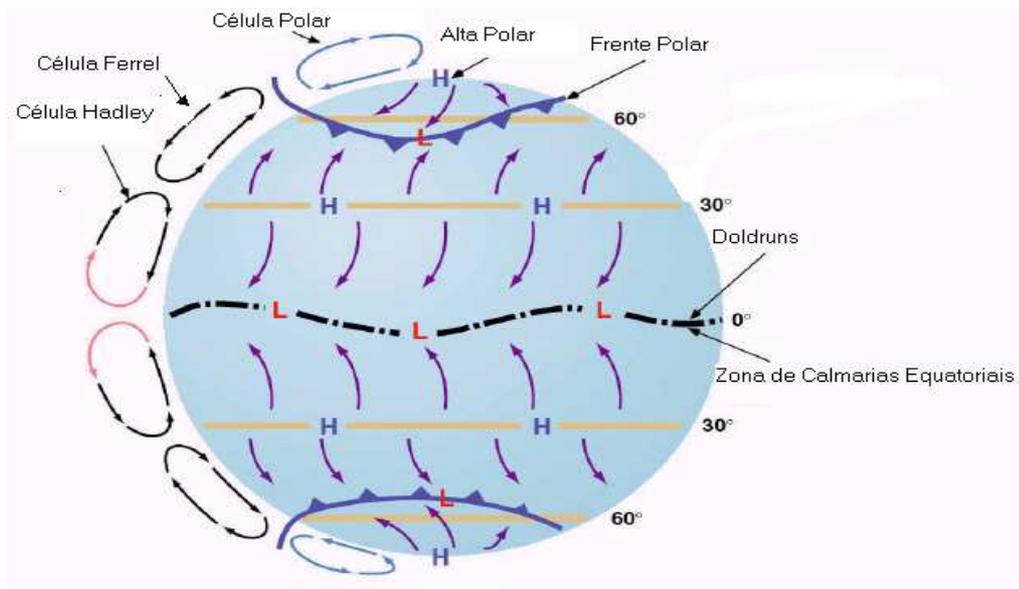


Figura 2 – Modelo Padrão Global Tri-celular Clássico. (Fonte: adaptada de Brooks/Cole Publishing IPP, 2001).

O primeiro modelo foi o de Edmund Halley, que, em 1686, descreveu uma circulação térmica com ar quente subindo na zona de máximo aquecimento em latitudes baixas, produzindo um escoamento direcionado ao Equador na região dos Alísios, na direção dos Pólos em altos níveis (Wallace e Hobbs, 1977).

George Hadley, em 1735, incorporou os efeitos da rotação da Terra. Essa circulação é hoje referida como *célula de Hadley* (limitada nas latitudes tropicais). As idéias de Hadley

estavam baseadas numa única célula termicamente direta e requeria alta pressão sobre os Pólos e baixa pressão sobre o Equador, com um gradiente meridional uniforme de temperatura.

No século XIX, novas observações da pressão em superfície contradisseram essas idéias (Wallace e Hobbs, 1977). Cinturões de alta pressão foram observados nas áreas subtropicais assim como nos Pólos e cinturões de baixa pressão nas latitudes médias assim como no Equador. Em 1856, Ferrel melhorou o modelo de Hadley, incluiu a *célula de Ferrel* e sistemas de vento no modelo. A Figura 2 foi sugerida por Bergeron em 1928 e por Rossby em 1941, com algumas correções, que incluíram os ventos de Oeste nas latitudes médias e a *célula Polar* (Wallace e Hobbs, 1977).

### 2.3 Zona de Convergência Intertropical (ZCIT)

Ao redor do globo, próximo ao Equador existe uma área de baixa pressão com grande precipitação e banda de nebulosidade. Essa região é conhecida como área de atuação da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT).

O deslocamento da ZCIT sobre o Atlântico é de cerca de 14°N de agosto a setembro e durante os meses de março a abril a ZCIT migra a sua posição em aproximadamente 4°S (Hastenath, 1990).

Os processos formadores da ZCIT são a zona de confluência dos ventos Alísios do Sudeste, oriundos do sistema de alta pressão subtropical do Hemisfério Sul (HS) e dos ventos Alísios do Nordeste, oriundos do sistema de alta pressão subtropical do Hemisfério Norte (HN), o cavado equatorial, a zona de máxima temperatura da superfície do mar e a zona de máxima cobertura de nuvens convectivas (Paegle, 1987).

Quanto ao seu posicionamento, a ZCIT desloca-se mais para o Sul quando áreas de alta pressão do Atlântico Norte e os ventos Alísios do Nordeste estão mais intensos, e desloca-se mais para o Norte quando áreas de alta pressão do Atlântico Sul e os ventos Alísios do Sudeste estão mais intensos. Para Uvo e Nobre (1989), a ZCIT é um verdadeiro cinturão de baixa pressão. Sua

localização é devido à atuação de dois sistemas de Leste que convergem (Wallace e Hobbs, 1977; Cutrim et al., 2000).

Outro fator determinante para seu posicionamento e intensidade é a TSM, pois a ZCIT é bem mais significativa sobre os oceanos que sobre os continentes (Wagner, 1996). Para Nieuwoult (1977) as condições de tempo são geralmente caracterizadas por freqüentes trovoadas. Dentro da ZCIT a precipitação apresenta grande variabilidade espacial e temporal.

Os efeitos da atuação da ZCIT principalmente para o Nordeste do Brasil (NEB) dependem de seu posicionamento mais ao Sul do Equador, estando diretamente relacionados à maior ou menor intensificação do fluxo meridional de vapor d'água (Cavalcanti et al., 2002).

As variabilidades dos sistemas de altas pressões subtropicais do Atlântico Norte e Atlântico Sul estão diretamente relacionadas com o deslocamento da banda de nebulosidade associada à ZCIT. As condições da circulação oceânica e atmosférica sobre a Bacia do Atlântico Tropical influem fortemente na variabilidade interanual climática sobre as Américas (Hastenrath, 1990).

## 2.4 Pressão ao Nível do Mar (PNM)

A pressão atmosférica é a força por unidade de área, exercida pelo peso de uma coluna de ar contra uma superfície. Se a força exercida pelo ar aumenta num determinado ponto, a pressão também aumentará neste ponto. De um modo geral a variabilidade temporal e espacial da pressão atmosférica determina as condições de bom ou mau tempo.

### 2.4.1 Climatologia da Pressão ao Nível do Mar

O padrão de PNM sobre os oceanos Pacífico e Atlântico é representado por uma faixa de baixa pressão ao redor da área equatorial e os cinturões das altas pressões em redor de 30° N e

30°S. Geralmente, os continentes apresentam pressão mais alta durante o inverno e mais baixa durante o verão, enquanto as áreas do oceano exibem um ciclo anual de menor amplitude.

Na Figura 3a mostra-se, a CGA no mês de janeiro, do HN, áreas de alta pressão com valores entre 1020 e 1032 mb. Sobre o continente do HS, áreas de baixa pressão entre 996 e 1014 mb durante a estação do verão e áreas de alta pressão com 1020 mb localizadas sobre os oceanos.

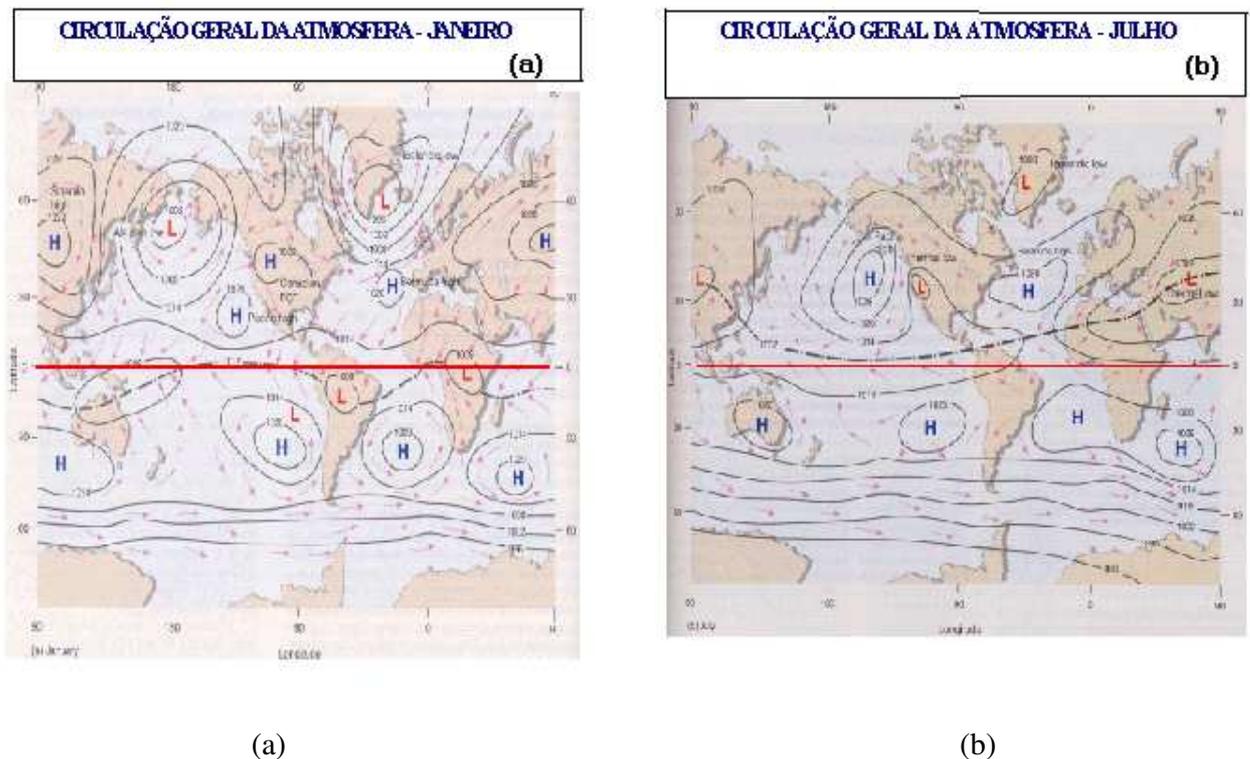


Figura 3 - Circulação Geral da Atmosfera. Cartas de PNM, (a) média para janeiro e (b) média para julho. (Fonte: adaptada de Brooks/Cole Publishing IPP, 2001).

Nessa Figura 3b, nota-se que para o mês de julho, durante o verão do HN, as áreas de alta pressão entre 1014 a 1026 mb se encontram sobre os oceanos e as áreas de baixa pressão, entre 1002 e 1008 mb sobre os continentes. No inverno do HS as áreas de alta pressão, em sua maioria, sobre os oceanos, estão próximas da costa Leste e Oeste da América do Sul, entre 1020 e 1026 mb.

A ZCIT localizada mais ao Norte segue o deslocamento do Sol, com um atraso de aproximadamente 1 mês e meio.

## 2.5 Variabilidade Interanual das Altas Subtropicais

Nos dois hemisférios, ao longo de 30° de latitude, é observada uma faixa de altas pressões resultantes dos ramos subsidentes das células de Hadley – Walker. Dentro desses cinturões, as regiões de pressão máxima estão próxima da costa Oeste dos continentes e são denominados centros das altas subtropicais.

Na Figura 4 nota-se, a variação anual das posições dos centros das altas subtropicais nos dois hemisférios.

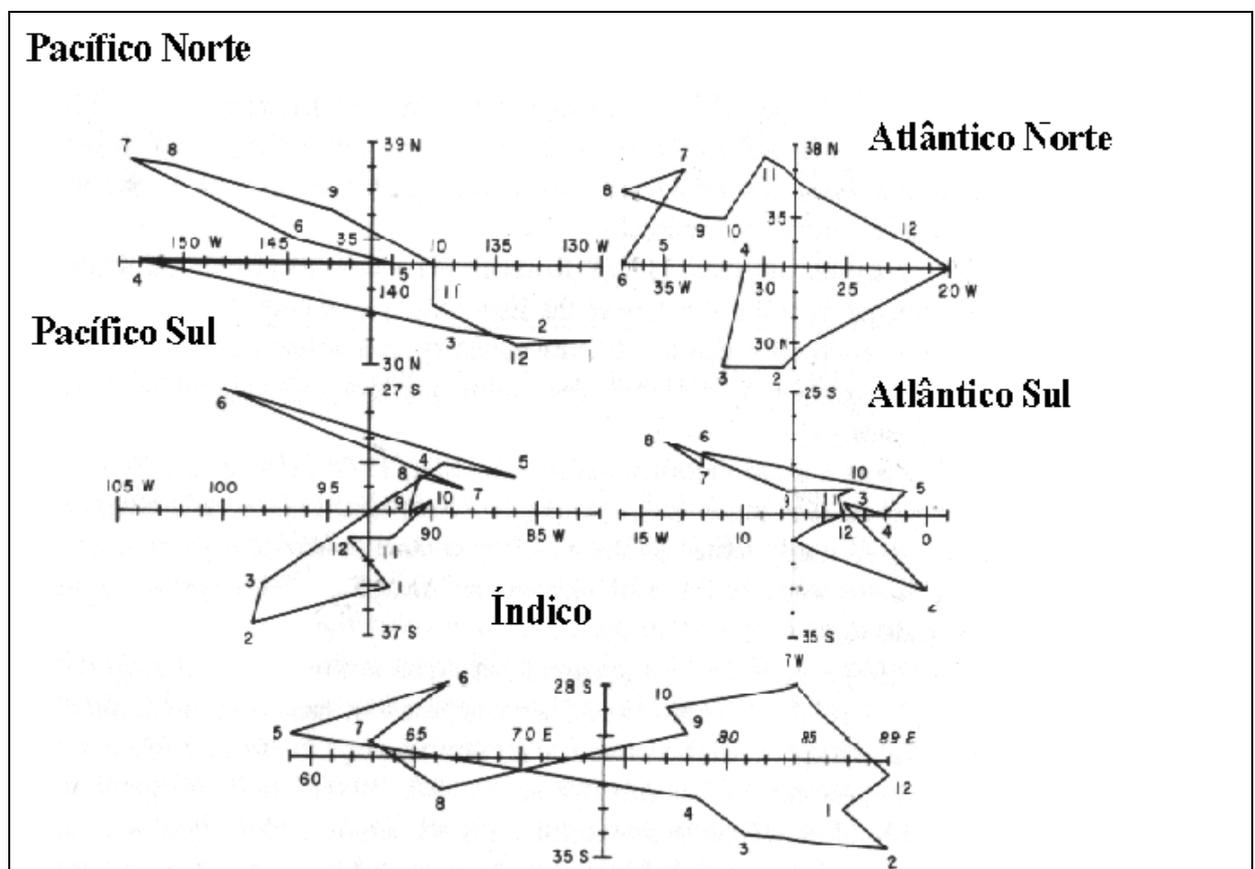


Figura 4 – Variação anual das posições dos centros de alta pressão subtropical. Os números representam os meses (Hastenath, 1985).

O ciclo anual dos centros das altas subtropicais se desloca latitudinalmente seguindo o movimento aparente do Sol. Estão mais próximas (afastadas) do Equador em seu respectivo inverno (verão). O centro de alta do Pacífico Sul, porém, desloca-se de maneira distinta,

conforme pode ser visto na Figura 4. No Atlântico Norte, a posição do centro da alta é de 33° N e 28°O enquanto no Atlântico Sul, o centro se posiciona 30°S e 4°O. Além do deslocamento latitudinal apresentam um deslocamento longitudinal, atingindo sua posição Ocidental máxima em junho - agosto e Oriental máxima em dezembro - fevereiro. No Atlântico, portanto, o deslocamento dos centros apresenta a direção NO-SE. Porém, a Figura 4 foi elaborada com dados do período 1974 – 1979, exceto 1975.

Molion et al., (2004) utilizaram dados de Reanálises do NCEP/NCAR do período 1948 – 1998 e reconstruíram o ciclo anual dos posicionamentos dos centros do Atlântico Norte e Sul. Conforme pode ser apreciado na Figura 5, o ciclo anual do deslocamento do centro da Alta Subtropical do Atlântico Sul (AS). Em novembro a posição extrema Leste foi de 31°S e 3°O, para o mês de maio a posição extrema Oeste foi de 30°S e 11°O. A amplitude latitudinal cerca de 4° centrada em 31°S o deslocamento longitudinal da AS foi cerca de 9° relativamente menor quando comparado a AN com deslocamento de 24°. Foi notado que esse posicionamento pode ter enfraquecido a subsidência e aumentado a atividade convectiva sobre a área Tropical da América do Sul.

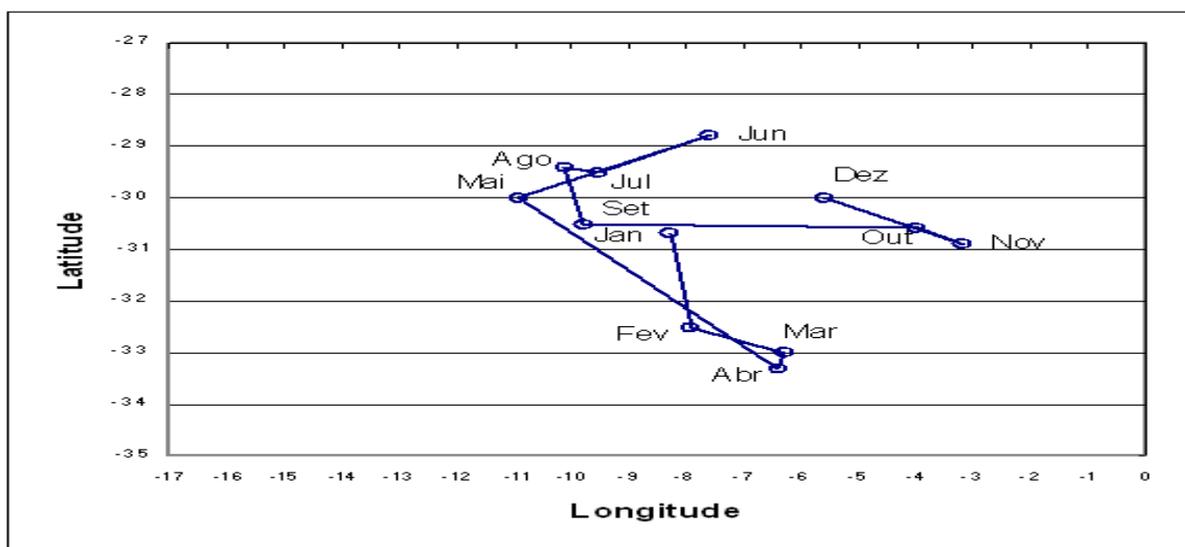


Figura 5 - Deslocamento anual do centro da AS. (Fonte: adaptada de Molion et al., 2004).

A amplitude latitudinal do centro da AS foi cerca de 4° (29°S-33°S), centrado em 31°S e seu deslocamento longitudinal foi de 9°.

A Figura 6 a seguir, mostra para o período 1948-1998, o deslocamento do centro da Alta Subtropical do Atlântico Norte (AN).

A AN atingiu sua posição extrema ao Norte no mês de outubro ( $38^{\circ}\text{N}$ ;  $15^{\circ}\text{O}$ ), enquanto sua posição extrema a Oeste foi registrada em julho ( $36^{\circ}\text{N}$ ;  $38^{\circ}\text{O}$ ). Sua posição mais ao Sul ocorreu em março ( $31^{\circ}\text{N}$ ;  $33^{\circ}\text{O}$ ), o que está de acordo com o deslocamento aparente do Sol (forçante solar) para o HN.

Seu deslocamento latitudinal segue a forçante solar, com atraso de 1 a 2 meses. Deslocando-se de sua posição extrema Norte, em outubro, para sua posição extrema Sul, em março, e retornando para completar o ciclo anual. Seu deslocamento latitudinal foi de  $7^{\circ}$ . Enquanto que seu deslocamento longitudinal foi de cerca de  $24^{\circ}$ . Molion et al., (2004) levaram em consideração que a variação abrupta observada entre 1948 - 1998 pode estar ligada às intensas mudanças de fase da ODP ocorridas, nas cinco últimas décadas do Século XX.

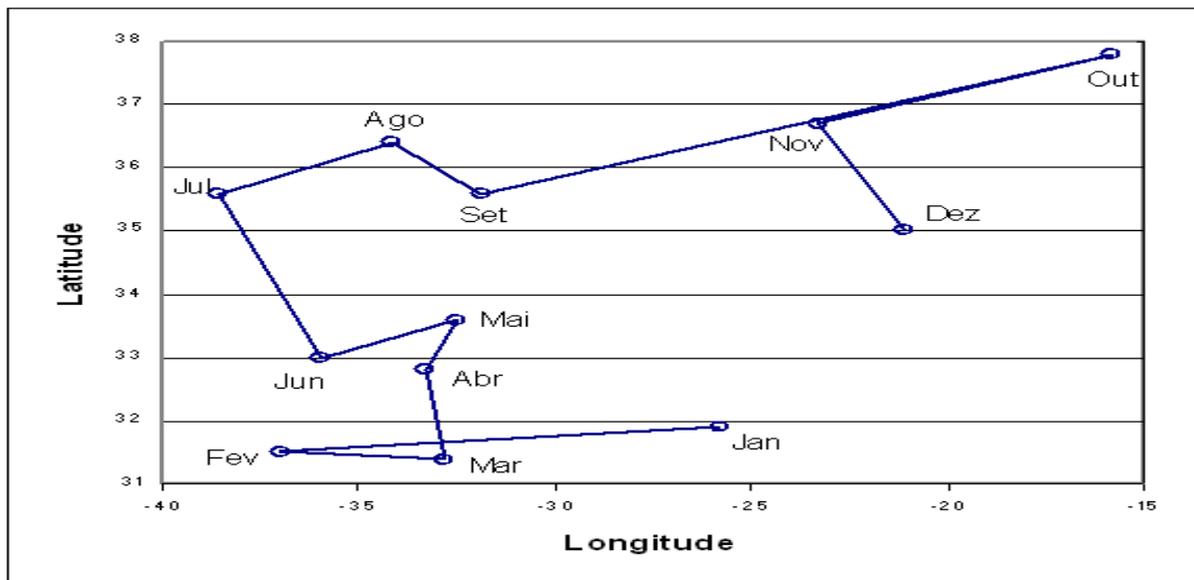


Figura 6 - Ciclo anual do deslocamento do centro da AN. (Fonte: adaptada de Molion et al., 2004).

A variabilidade interanual do posicionamento dos centros de alta pressão no Atlântico pode estar associada ao fenômeno El Niño Oscilação Sul (ENOS). Várias são as hipóteses que explicam as causas e eventos ENOS, variam desde a extrusão de lava (material magmático resultante de uma erupção vulcânica) no chão do mar a variações de intensidade da radiação solar (Inman e Jenkins, 2003).

Regiões associadas a evento ENOS, visualizadas na Figura 7 a seguir, foram divididas em cinco áreas: a Zona Costeira peruana, Niño 1 e Niño 2, porção do Pacífico Oriental região do Niño 3, a área do Pacífico central equatorial, Niño 3.4 e por fim, nas imediações da Indonésia, Niño 4.

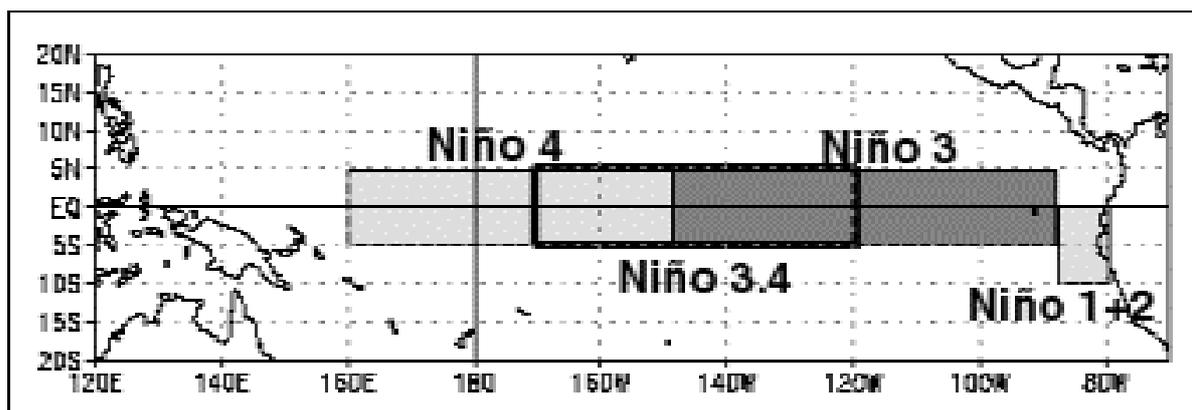


Figura 7 – Localização das regiões: Niño 1, Niño 2, Niño 3, Niño 3 e 4 e Niño 4. (Fonte: Glantz, 2004).

Há uma variação com relação ao tempo de permanência, intensidade e evolução desse evento, repetitivo, que oscila em média entre 2 a 8 anos (Bradley et al., 1987; Berlato e Fontana, 2003; Natiello, 1999).

O impacto causado pelo evento ENOS, um exemplo de perturbação climática de escala global, pode ser sentido principalmente pela modificação do regime e do total de precipitação que, dependendo da intensidade do evento, pode ou não resultar em secas severas, em várias áreas do globo incluindo o NE do Brasil, interferindo, de forma expressiva nas atividades humanas (Molion e Bernardo, 2002).

Quando um ENOS se instala na parte centro - oriental do Oceano Pacífico ao longo do Equador, ocorrem mudanças significativas nos padrões oceano-atmosfera. De uma forma geral, a atmosfera atua mecanicamente sobre a superfície do oceano, causando diferenças de temperatura, que, por sua vez, causam variações nos campos de pressão e vento. A Oscilação Sul (OS) é descrita por um índice que indica intensidade e fase, o qual é definido pela diferença entre os desvios normalizados da PNM de duas estações meteorológicas localizadas em Tahiti, na Indonésia, e Darwin, no Norte da Austrália.

A fase positiva da OS ocorre quando os sistemas de alta pressão do Pacífico Oriental e o de baixa pressão na Indonésia se intensificam (Kiladiz, 1999). Essa fase é conhecida como El Niño ou fase quente. Com o aumento da atividade convectiva sobre a região da Indonésia e Austrália ocorrem deslocamento dos ventos de ar superior para Leste, movimento de subsidência sobre todo o Pacífico central Leste, podendo reforçar o fenômeno da ressurgência em associação com a ampliação da circulação marinha da Corrente de Humboldt, adjacente à costa Oeste da América do Sul e de forma simultânea, com o aumento da atividade convectiva sobre a Amazônia e Nordeste do Brasil. Na fase negativa, tanto os sistemas de baixas pressões, na Indonésia e no Norte da Austrália, como os de altas pressões, no Pacífico Oriental, enfraquecem. A alta subtropical e os ventos Alísios do Sudeste do Oceano Pacífico tornam-se mais fracos que o normal. Essa fase é denominada La Niña, ou fase fria.

A Figura 8 mostra os deslocamentos das altas subtropicais durante os eventos de La Niña e El Niño. Nos meses de maio a agosto, o centro permaneceu mais para Leste, entre  $6^{\circ}\text{O}$ - $7^{\circ}\text{O}$ , Figura 8a e durante os anos de La Niña o centro da alta subtropical esteve mais próximo da costa brasileira nos meses de maio  $17^{\circ}\text{O}$  e  $15^{\circ}\text{O}$  em agosto, sugerindo um aumento do gradiente de pressão e da convergência do fluxo de umidade e, conseqüentemente, aumento de precipitação, durante os anos de La Niña.

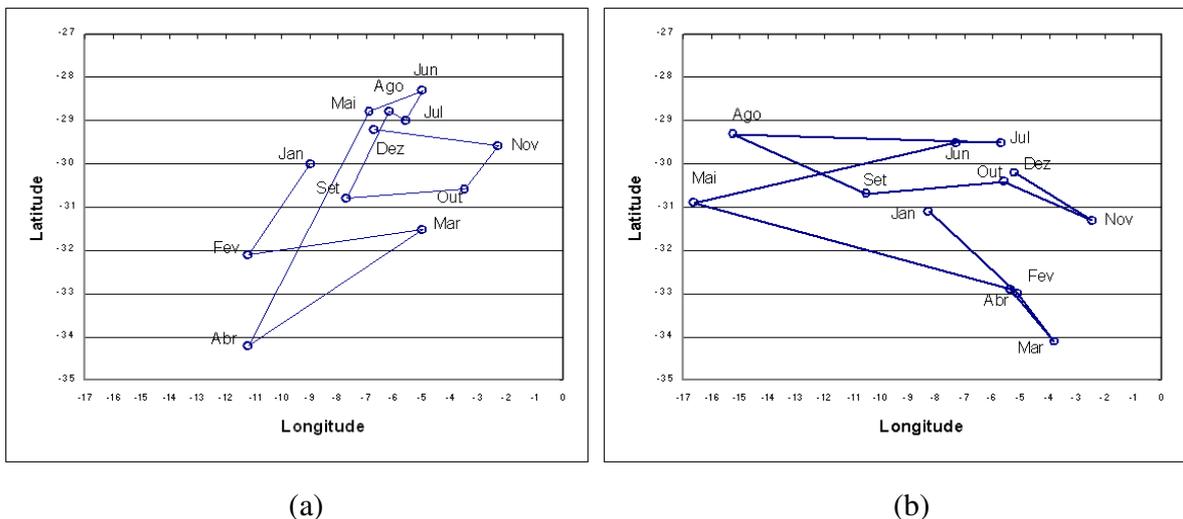


Figura 8 – (a) Deslocamento da AS, para os anos de El Niño, (b) para os anos de La Niña. (Fonte: adaptada de Molion et al., 2004).

Na Figura 8b, o centro da AS esteve mais deslocado para sudeste durante os meses de fevereiro a abril. Porém em anos de El Niño, no mês de maio, o centro da AS posicionado mais ao Norte, pode indicar que a estação chuvosa seja mais curta sobre a costa Norte da América do Sul (Molion et al., 2004).

Uma outra possível causa da variabilidade interanual dos centros de alta pressão seria grandes erupções vulcânicas. As erupções vulcânicas explosivas são eventos muito violentos e podem injetar uma significativa quantidade de dióxido de enxofre na mais baixa estratosfera, onde gotas de ácido sulfúrico formam-se no período de alguns meses. Enquanto as cinzas e as gotas grandes de ácido resultam num período muito curto perturbando o balanço radioativo (Handler e Andsager, 1989; Ammann e Naveau, 2003).

O transporte dos aerossóis tropicais ocorre na mais baixa estratosfera (25° N – 25 °S), nas médias latitudes ocorre durante a estação do inverno do respectivo hemisfério onde se deteriora subsequente na estação do verão.

Em cima dos pólos, os aerossóis são rapidamente afastados durante o inverno, mas são advectados das médias latitudes na primavera e no verão depois da diminuição ou desaparecimento do vórtice polar. A sedimentação ocorre em média, em torno de 12 meses para os trópicos.

Os aerossóis de erupções vulcânicas das altas latitudes ficam restritos, permanecendo acima dos 30° do próprio hemisfério (Ammann e Naveau, 2003).

As forçantes climáticas provenientes das erupções vulcânicas são mudanças impostas dentro do balanço de aquecimento do planeta, de maneira que vem a alterar a temperatura global. Mas, não se pode afirmar que apenas a forçante vulcânica seja a principal razão para a evolução da temperatura observada no século XX.

Estudos feitos por Robock e Mao (1992) com o modelo atmosférico AMIP (Projeto de Intercomparação do Modelo Atmosférico), para o período de 1979-1988, constataram que a emissão de enxofre (SO<sub>2</sub>) da erupção do El Chichón – México, em abril de 1982, produziu alta concentração de aerossóis na baixa estratosfera que ocultou o HN, e reduziu a radiação solar incidente. Comparações demonstraram que aconteceu um esfriamento global visível nos primeiros meses e coincidentemente, houve um contraste com o sinal proveniente de um evento El Niño. Os efeitos dos aerossóis vulcânicos no clima podem ter sido compensados pelo aquecimento global que geralmente ocorre com

eventos ENOS, ou seja, os sinais de resfriamento da forçante vulcânica do El Chichón não foram evidentes.

Os aerossóis têm, teoricamente; a propriedade de esfriar a troposfera e, assim, partículas de sulfatos podem ser um fator importante na modulação do sistema climático (Lefohn et al., 1999).

O tempo de permanência desses aerossóis está entre 2 a 3 anos (Chevallier et al., 2004). Observou-se que o evento do Monte Pinatubo nas Filipinas, no dia 15 de junho de 1991, foi classificado com Índice de Explosividade Vulcânica (IEV) igual a 6, como mostra a Tabela 1. Na sua erupção, esse vulcão ejetou cerca de 20 milhões de toneladas de dióxido de enxofre (SO<sub>2</sub>).

Elaborados pela Comissão de Geociências da National Academic Press, composta por Seinfeld et al., (1996) os modelos climáticos, serviram para quantificar a forçante resultante da erupção do Pinatubo, e, foi encontrado resultado de uma baixa forçante que ficou em torno - 4,0 W m<sup>2</sup> determinando uma queda da temperatura de superfície global em torno de 0,5 ° C. Andronova et al., (1999) concordaram com a hipótese de esfriamento da média de temperatura da superfície global, mas, acharam difícil testar essa hipótese quantitativamente, pois faltam detalhes como a altitude na qual os gases vulcânicos foram injetados na estratosfera, a composição e dispersão desses gases após sua conversão para partículas e as propriedades radiativas desses aerossóis.

Por causa desses detalhes do saldo de radiação no topo da atmosfera e a insuficiência de dados das propriedades ópticas dos aerossóis vulcânicos, o cálculo direto dos efeitos vulcânicos no clima se torna incerto, motivando estudos mais profundos nessa área (Robock e Mao 1992).

Na Tabela 1 a seguir, indica-se as erupções explosivas do Século XX e foi adaptada por (Ammann e Naveau, 2003). Os autores utilizaram técnicas para medir as cores, através da quantidade de sulfatos encontrados no gelo polar dos últimos seis séculos, e aliaram aos registros de vulcões explosivos a área Tropical. Nas amostras de gelo, foram identificadas deposições de sulfatos antropogênicos do século XX e realizados critérios de seleção para que as amostras obtivessem apenas material ejetado dos vulcões. Procedendo assim, foi confirmada a magnitude da ocorrência de grandes erupções tropicais dos últimos seis séculos, através da Tabela de IEV de Newhall e Self (1982) modificada por esses dois autores, com inclusão das mais novas erupções vulcânicas, da década de 90.

Tabela 1 – As Grandes Erupções Vulcânicas Explosivas do Século XX.

| <b>Ano</b>   | <b>Vulcões</b>                         | <b>Latitude</b> | <b>Longitude</b> | <b>IEV</b> |
|--------------|--|-----------------|------------------|------------|
| <b>1902</b>  | <b>Pelee, W Indies</b>                 | <b>-14.82</b>   | <b>61.2 W</b>    | <b>4</b>   |
| <b>1902</b>  | <b>Soufriere St. Vincent, W Indies</b> | <b>13.33</b>    | <b>61.2 W</b>    | <b>4</b>   |
| <b>1903</b>  | <b>Santa Maria, Guatemala</b>          | <b>14.76</b>    | <b>91.5 W</b>    | <b>6</b>   |
| <b>?1911</b> | <b>Lolobau, SW-Pacific</b>             | <b>-4,9</b>     | <b>151.2 E</b>   | <b>4</b>   |
| <b>?1911</b> | <b>Taal, Philippines</b>               | <b>14.0</b>     | <b>120.9 E</b>   | <b>4</b>   |
| <b>?1911</b> | <b>Semeru, Java</b>                    | <b>-8.1</b>     | <b>112.9 E</b>   | <b>3</b>   |
| <b>1917</b>  | <b>Agrigan, Mariana</b>                | <b>18.77</b>    | <b>145.7 E</b>   | <b>4</b>   |
| <b>1924</b>  | <b>Irimote-Jima, Ryukyu</b>            | <b>24.56</b>    | <b>124.0 E</b>   | <b>4?</b>  |
| <b>1928</b>  | <b>Paluweh, Sunda</b>                  | <b>-8.32</b>    | <b>121.7 E</b>   | <b>3</b>   |
| <b>1953</b>  | <b>Ambrym</b>                          | <b>-16</b>      | <b>168.1 E</b>   | <b>4+</b>  |
| <b>1953</b>  | <b>Lamington, New Guinea</b>           | <b>-9</b>       | <b>148.1 E</b>   | <b>4</b>   |
| <b>1953</b>  | <b>Bagana , Pacific</b>                | <b>-6</b>       | <b>155.2 E</b>   | <b>4</b>   |
| <b>1963</b>  | <b>Agung, Sunda</b>                    | <b>-8.34</b>    | <b>115.5 E</b>   | <b>4</b>   |
| <b>1968</b>  | <b>Fernandina, Galapagos</b>           | <b>-0.37</b>    | <b>91.5 W</b>    | <b>4</b>   |
| <b>1974</b>  | <b>Fuego, Guatemala</b>                | <b>14.47</b>    | <b>90.9 W</b>    | <b>4</b>   |
| <b>1982</b>  | <b>El Chichon, Mexico</b>              | <b>17.36</b>    | <b>93.2 W</b>    | <b>5</b>   |
| <b>1991</b>  | <b>Pinatubo, Philippines</b>           | <b>15.13</b>    | <b>120.3 E</b>   | <b>6</b>   |

Fonte: adaptada de Ammann e Naveau (2003).

De maneira geral, aerossóis vulcânicos aumentam o albedo planetário e reduzem a entrada do fluxo de radiação solar no sistema Terra-atmosfera. A consequência é um resfriamento de toda a troposfera global que se torna mais seca e mais estável. Esse resfriamento pode alterar o campo de pressão horizontal e seu gradiente Equador-pólo produzindo impactos na distribuição global de precipitação. Estudos realizados por Molion e Bernardo (2002) mostraram que dados analisados de precipitação indicaram que os totais pluviométricos foram reduzidos nos trópicos sul-americanos.

## 2.6 Variabilidade Interdecadal das Altas Subtropicais

O estudo do deslocamento das altas subtropicais não é tão novo. Em julho de 1898, Rawson notificava à Sociedade da Royal Meteorological Society que havia evidências de que os centros dos Anticiclones Subtropicais estavam se deslocando. Rawson (1908, 1909) utilizou

cerca de 60 anos de dados em cartas sinóticas e demonstrou que os cinturões se deslocavam, e os índices de anomalias de pressão encontrados poderiam estar conectados às posições dos centros das altas. Conseqüentemente, esses deslocamentos poderiam ter induzido a situações de chuvas pesadas e a secas severas que ocorreram na Cidade do Cabo, República da África do Sul. Nos anos de 1864, 1865 e 1866, as secas foram tão fortes que a precipitação chegou a diminuir, aproximadamente 254 mm ao ano. Rawson (1908) chamou a atenção para a existência de um ciclo aparente de periodicidade de aproximadamente 19 anos, ou seja, um ciclo de 9 e 10 anos do deslocamento do centro, entre a posição extrema Sul e a posição extrema Norte nos HN e HS.

Outro ciclo que mostra a grande variabilidade climática é a Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) que foi descrita então como um longo El Niño (Inman e Jenkins, 2003). Mas, sua primeira designação como termo ODP deve-se a Steve Hare em 1996 que conectou aos ciclos de produção do salmão no Alasca. Foi calculada considerando a oposição entre as anomalias de TSM, na costa Oeste da América do Norte e da bacia do Pacífico Norte.

Ocorrendo através de fases. Na Figura 9, a fase quente, representada por índices positivos, e identificada por anomalias positivas de TSM ao longo da costa Oeste da América do

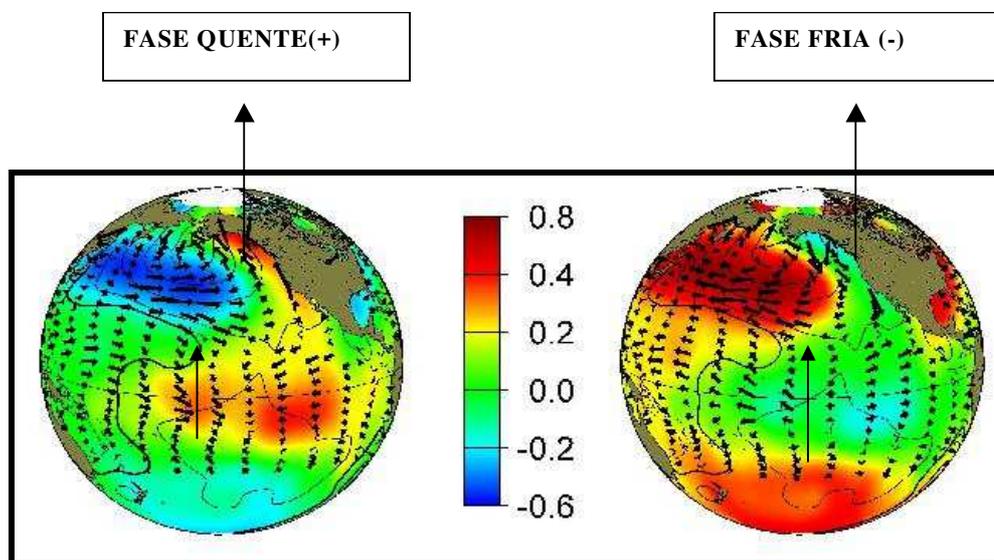


Figura 9 – Anomalias de TSM referentes ao Índice de ODP, em suas respectivas fases. (Fonte: Mantua et al., 1997).

Norte e anomalias negativas na Bacia do Pacífico Norte. A fase fria, representada por índices negativos, ocorre quando anomalias negativas de TSM são registradas ao longo da costa Oeste da América do Norte e anomalias de TSM positivas na Bacia do Pacífico Norte.

O regime climático da ODP pode estar ligado a outro índice como o ENOS (Minobe e Mantua, 1999; Minobe, 1999; Biondi et al., 2001) lembrando que esses dois índices possuem um comportamento temporal muito diferente. Entretanto, segundo Minobe (1999) e Mantua et al., (1997) a variabilidade da escala decadal é amplamente semelhante à variabilidade interanual associada a eventos ENOS.

De 1947-1976, durante a fase fria (negativa) da ODP coincidentemente há um aumento na frequência de eventos La Niña, mudando o padrão de tempestade do inverno, com condições anômalas de períodos secos e úmidos. Esse aumento de eventos La Niña é aparente (Figura 10).

Por outro lado, na fase quente da ODP, entre 1977 – 1998, predominaram os eventos El Niño, com impactos adversos no clima global como redução dos totais pluviométricos na América do Sul Tropical. Houve aumento na frequência de El Niños, tendo sido registrados os eventos mais fortes do Século XX nessa fase quente (Figura 10), o Índice Multivariado ENOS elaborado pelo NOAA-CIRES, conforme apresentado por Wolter e Timlin (1998) com seis variáveis padronizadas na Região do Oceano Pacífico Tropical e compreende o período de 1950 a 1998. As variáveis padronizadas utilizadas para obter o índice são: pressão atmosférica ao nível do mar, vento de superfície zonal e meridional, temperatura da superfície do mar, temperatura do ar de superfície do oceano, e fração de nebulosidade total do oceano.

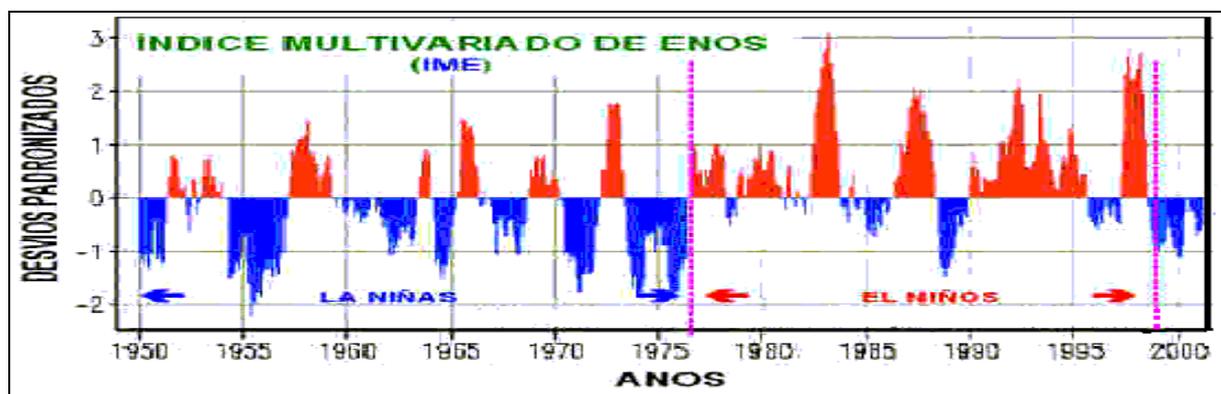


Figura 10 – Índice Multivariado de ENOS (IME). (Fonte: adaptado de: CDC/ NOAA <http://www.cdc.noaa.gov> em 2004 ).

Schwing et al., (2002) fizeram alusão a três eventos principais que ocorreram nos recentes anos de 1995 a 2000. La Niña (1995-1997), El Niño (1997-1998), e a La Niña (1998 a 2001), essas anomalias foram verificadas através de teleconexões entre oceano-atmosfera no Norte e

Nordeste do Pacífico Tropical. Sugerem que uma troca de clima decadal pode ter acontecido dentro do recente ano de 1998 e pode estar ocorrendo uma fase fria da ODP.

Na Figura 11 vê-se a evolução temporal do Índice da ODP no século passado. As flutuações da ODP manifestaram-se de forma intensa no Século XX. Com periodicidades entre 15 e 25 anos e de 50 a 70 anos. A variação pentadecadal é observada no inverno e primavera e a variação bidecadal somente no inverno e caracteriza-se pela rapidez das trocas das fases dos regimes. Aparentes na Figura 11 encontram-se, as fases marcadas pela cor: vermelho (azul) indicando temperatura quente (fria). Dentro da série histórica de 100 anos a fase quente vai de 1925 a 1946 e de 1977 a 1998. Para a fase fria ou negativa de 1947 a 1976. Segundo Minobe e Mantua (1999) as reversões de polaridade prevaletentes à ODP estão em torno dos anos de 1925, 1947 e 1976.

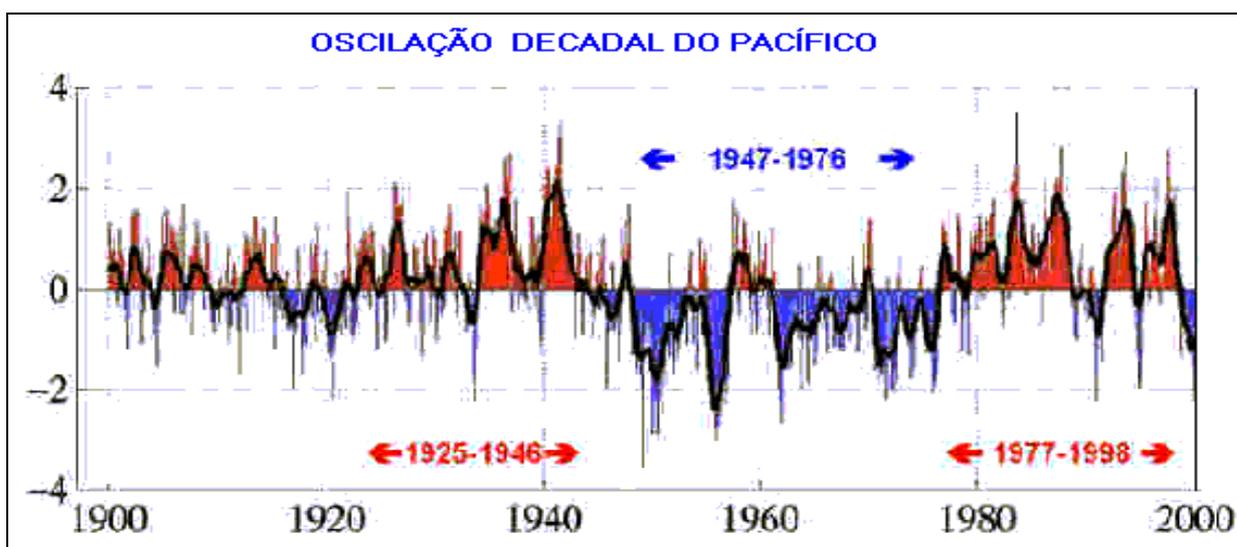


Figura 11 – Série Temporal do Índice de ODP, período 1900 a 2000. (Fonte: adaptada de Mantua, 1997).

Um ponto importante a ser notado é que, aparentemente, a partir de 1999, a ODP está evoluindo para uma nova fase fria. Os anos de 1896-1924 são considerados como fase fria, mas não aparecem de forma tão evidente quanto às demais fases, provavelmente porque esse período foi de atividade vulcânica intensa o que pode ter levado a mascarar os sinais da ODP. Na literatura algumas das principais mudanças que ocorreram no Norte do Pacífico foram apresentadas pelos ecossistemas marinhos relacionando-os às fases da ODP. Na fase quente 1925-1946, com um aumento da produtividade biológica no Alasca e produtividade inibida fora

da costa Oeste dos Estados Unidos, enquanto nas fases frias 1900-1924 e 1947-1976, ocorreu o oposto do padrão Norte-Sul para o ecossistema marinho de produtividade (Minobe e Mantua, 1999; Deser et al., 1996; Beamish et al., 2000).

Na Tabela 2 indicam-se as fases da ODP. A fase fria associada a eventos La Niña e a fase quente associada a eventos El Niño.

Tabela 2 - Anomalias entre o Índice da ODP e eventos ENOS.

| <b>FASE ODP E ENOS</b>                                    |                            |  |
|---|----------------------------|--|
| <b>FASE FRIA<br/>1947-76<br/>ÍNDICE (-)<br/>La Niña</b>   | <b>ANOMALIAS POSITIVAS</b> | <b>COSTA OESTE DA AMÉRICA DO NORTE</b> |
|   | <b>ANOMALIAS NEGATIVAS</b> | <b>BACIA DO PACÍFICO NORTE</b>         |
| <b>FASE QUENTE<br/>1977-98<br/>ÍNDICE (+)<br/>El Niño</b> | <b>ANOMALIAS NEGATIVAS</b> | <b>COSTA OESTE DA AMÉRICA DO NORTE</b> |
|   | <b>ANOMALIAS POSITIVAS</b> | <b>BACIA DO PACÍFICO NORTE</b>         |

Fonte: adaptada de Mantua et al., (1997).

Na Tabela 3 mostra-se o conjunto de anomalias associadas com as fases (quente e fria) da ODP para a América do Norte e Oceano Pacífico.

Tabela 3 – Sumário das anomalias climáticas no Oceano Pacífico e na América do Norte, associadas com as fases extremas da ODP.

| <b>ANOMALIAS CLIMÁTICAS</b>  | <b>FASE QUENTE</b>     | <b>FASE FRIA</b>       |
|--|------------------------|------------------------|
| <b>TSM no NE do Pacífico e Pacífico Tropical</b>                                     | <b>Acima da média</b>  | <b>Abaixo da média</b> |
| <b>Temperatura do ar de outubro-março no noroeste e Norte da América</b>             | <b>Acima da média</b>  | <b>Abaixo da média</b> |
| <b>Temperaturas do ar de outubro-março no SW dos EUA</b>                             | <b>Abaixo da média</b> | <b>Acima da média</b>  |
| <b>Precipitação de outubro-março no Sul dos EUA e nordeste do México</b>             | <b>Acima da média</b>  | <b>Abaixo da média</b> |
| <b>Precipitação de outubro-março no NW e N da América e Região dos Grandes Lagos</b> | <b>Abaixo da média</b> | <b>Acima da média</b>  |
| <b>Neve e chuva de outubro - setembro NW e N da América</b>                          | <b>Abaixo da média</b> | <b>Acima da média</b>  |
| <b>Inverno e primavera com risco de aguaceiro no NW do Pacífico</b>                  | <b>Abaixo da média</b> | <b>Acima da média</b>  |

Fonte: adaptada de Minobe e Mantua (1999).

Molion et al., (2004) após estudos realizados com a *Oscilação Decadal do Pacífico* (ODP), identificaram ciclos de 9,3 e 18,7 anos através da análise de espectro de potência. Esses resultados sugeriram que a variação Interdecadal do Pacífico pode modular ciclos. Houve uma coincidência com os ciclos propostos por Rawson, o que levou os autores a sugerir que o deslocamento do centro das altas possa estar relacionado com a ODP e a um terceiro fenômeno geofísico.

Presumivelmente, uma possível causa da variabilidade de prazo longo do posicionamento dos centros das altas subtropicais seria a ODP.

Molion et al., (2004) indicaram através de estudos entre a ODP e os centros da AS e AN que ocorreram modificações do ciclo anual da posição média mensal dos centros, durante as fases fria e quente (1948-1976 e 1977- 1998) da ODP, conforme podem ser constatados nas Figuras 12 e 13.

No período de 1948-1976 da AS, (Figura 12 a), quando a ODP apresentou sua fase fria, a posição mais extrema ao Norte e a Oeste, ocorreu nos meses de julho-agosto, chegando a 29°S e

14°O; a posição extrema Leste foi em novembro (31°S; 4°O), enquanto a posição extrema Sul ocorreu entre fevereiro-abril (33°S), coincidentemente com o deslocamento mais para o Sul da ZCIT durante o inverno do HN. O deslocamento latitudinal foi de 4° e o deslocamento longitudinal foi de 10°. Quando a ODP esteve em sua fase quente o deslocamento latitudinal foi igual ao da fase fria, enquanto o longitudinal foi mais amplo (14°) e a fase anual foi oposta, pois o centro esteve mais para nordeste durante os meses de junho a agosto, deslocado para a coordenada 4°O, quando se esperava ver sua posição mais para noroeste, entre 12°O e 15°O. O posicionamento do centro mais a Leste, na fase quente da ODP, pode ter enfraquecido a subsidência sobre essas regiões, aumentando a área da atividade convectiva e a precipitação em seu período seco.

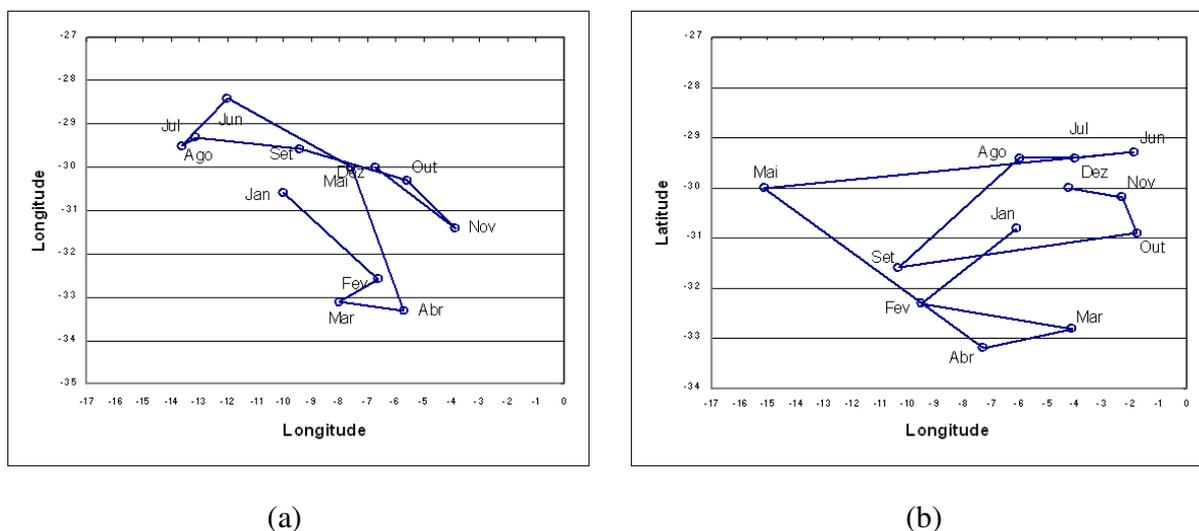
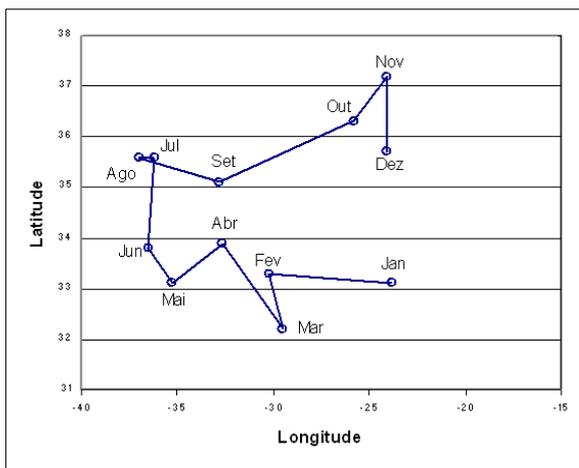


Figura 12 – (a) AS durante a fase fria da ODP (1948-1976) e (b) AS durante a fase quente da ODP (1977- 1998). (Fonte: adaptada de Molion et al., 2004).

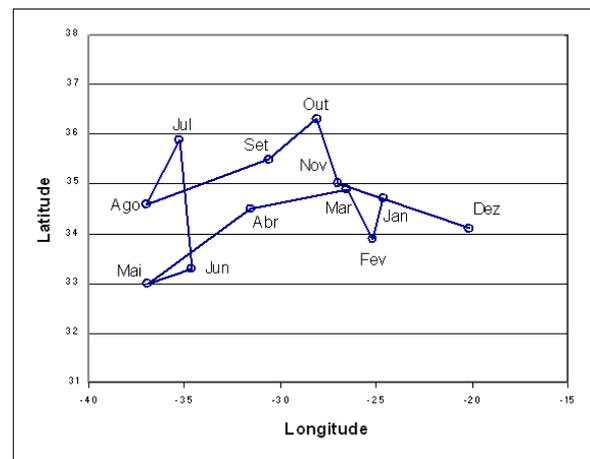
Quando o centro da AS se aproximou mais do continente sul-americano em maio (30°S; 15°O) durante a fase quente (Figura 12b), essa aproximação pode ter aumentado o gradiente de pressão Leste-Oeste, e a convergência do fluxo de umidade induzido o mês de maio a ser o mais chuvoso da costa Leste do NEB naquele período. Em janeiro de 1948-1976 o centro da AS estava mais próximo da costa brasileira (11°O), que em janeiro do período subsequente (6°O). O enfraquecimento dos gradientes de pressão durante a fase quente da ODP, devido a maior

amplitude da AS nesse período, pode ter sido a causa da diminuição das normais de PNM para essas localidades.

O mesmo estudo de Molion et al., (2004) se aplica para a Figura 13, onde a posição média do centro da AN apresentou modificações nos deslocamentos durante os períodos de 1948-1976 e 1977-1998, correspondentes as fases fria e quente da ODP. Durante a fase fria (Figura 13a) apresentou sua posição extrema Norte em novembro ( $37^{\circ}\text{N}$ ;  $24^{\circ}\text{O}$ ), enquanto sua posição extrema Oeste ocorreu em agosto ( $36^{\circ}\text{N}$ ;  $37^{\circ}\text{O}$ ). Sua posição mais ao Sul, em março foi  $35^{\circ}\text{N}$  e  $26^{\circ}\text{O}$ , a cerca de 900 km a nordeste da posição média para esse mês. No período representado (Figura 13a), a ODP estava em sua fase fria e a posição mais ao Sul do centro da AN ocorreu em março enquanto, na fase quente da ODP (Figura 13b), esse mês marcou uma posição a cerca de 350 km a nordeste, afastando-se do Equador.



(a)



(b)

Figura 13 – (a) AN durante a fase fria da ODP (1948-1976), e (b) AN durante a fase quente da ODP (1977- 1998) (Fonte: adaptada de Molion et al., 2004).

Durante a fase fria da ODP, o ciclo anual apresentou um deslocamento latitudinal mais amplo  $5^{\circ}$  entre  $32^{\circ}\text{N}$  e  $37^{\circ}\text{N}$  enquanto, na fase quente, o deslocamento latitudinal restringiu-se a  $3^{\circ}$  entre  $33^{\circ}\text{N}$  e  $36^{\circ}\text{N}$ . Seu deslocamento longitudinal, foi cerca de  $4^{\circ}$  maior do que na fase quente. Isso sugere que a ZCIT tenha um deslocamento latitudinal mais amplo durante a fase fria, pois o centro de AN está mais afastado em outubro-dezembro e mais próximo em janeiro-março do Equador. Por outro lado, a posição do centro da AN mais próxima do Equador no outono do

HN (outubro-dezembro), deve ter deslocado o posicionamento médio das trilhas de tempestades e os jatos subtropical e polar para latitudes mais baixas, afetando o clima e produzindo eventos de tempo mais severos para os países de latitudes médias daquele hemisfério.

Portanto, a variação dos centros do AS e do AN afetaram a circulação atmosférica e impuseram uma variabilidade interdecadal para o clima.

### 3. MATERIAL E MÉTODOS

#### 3.1 Localização da Área de Estudo

A área de estudo da PNM foi definida entre as coordenadas de 30°O a 140°O e de pólo a pólo e dentro dessas coordenadas selecionadas as estações como mostram as Figuras 14a e 14b.

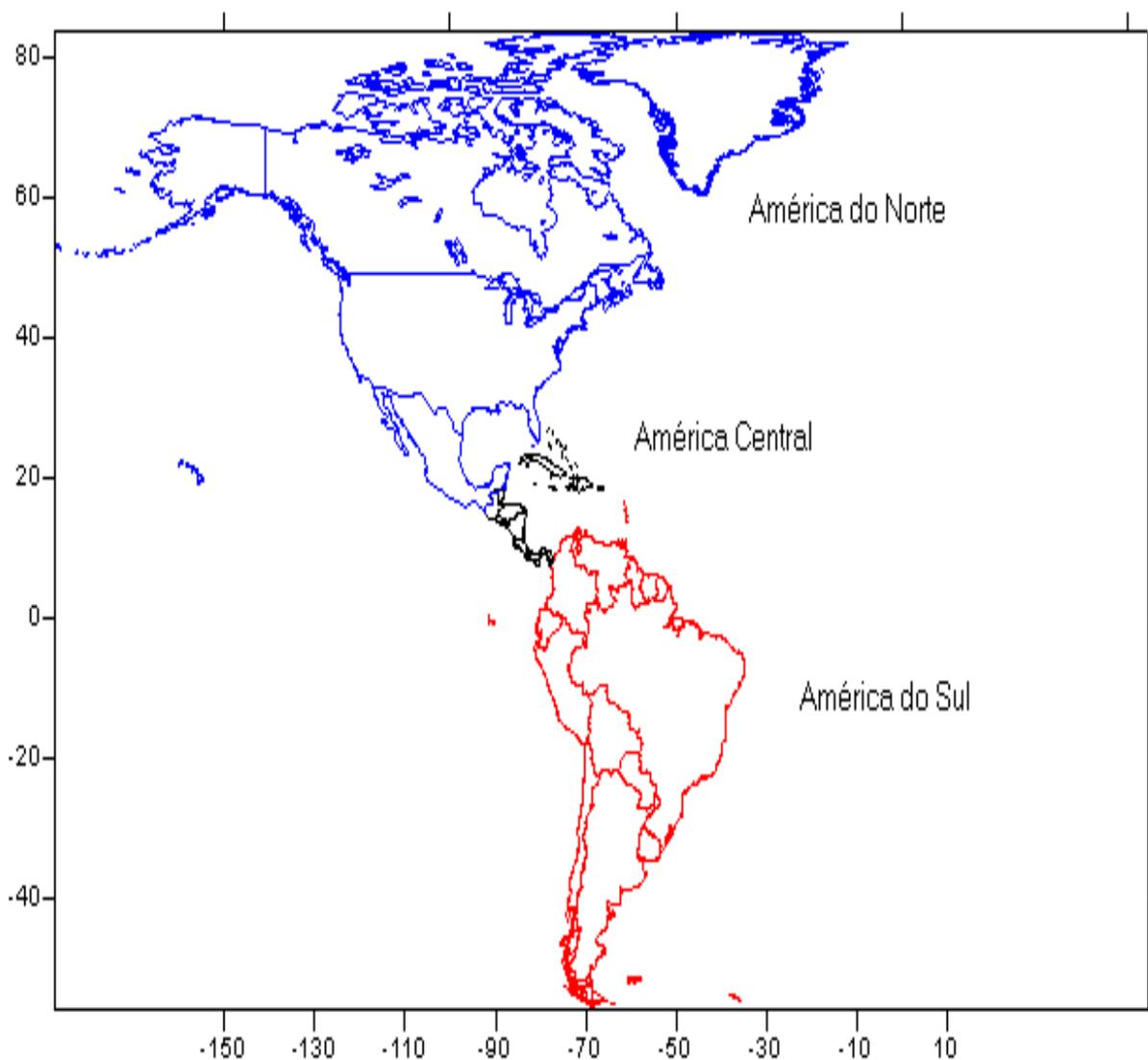


Figura 14 – (a) Mapa político do Continente Americano. (Fonte: <http://www.maps.quest.com>)

A Figura 14b mostra a localização das estações do Continente Americano, que integram o conjunto de dados do GHCN e INMET, utilizadas neste trabalho.

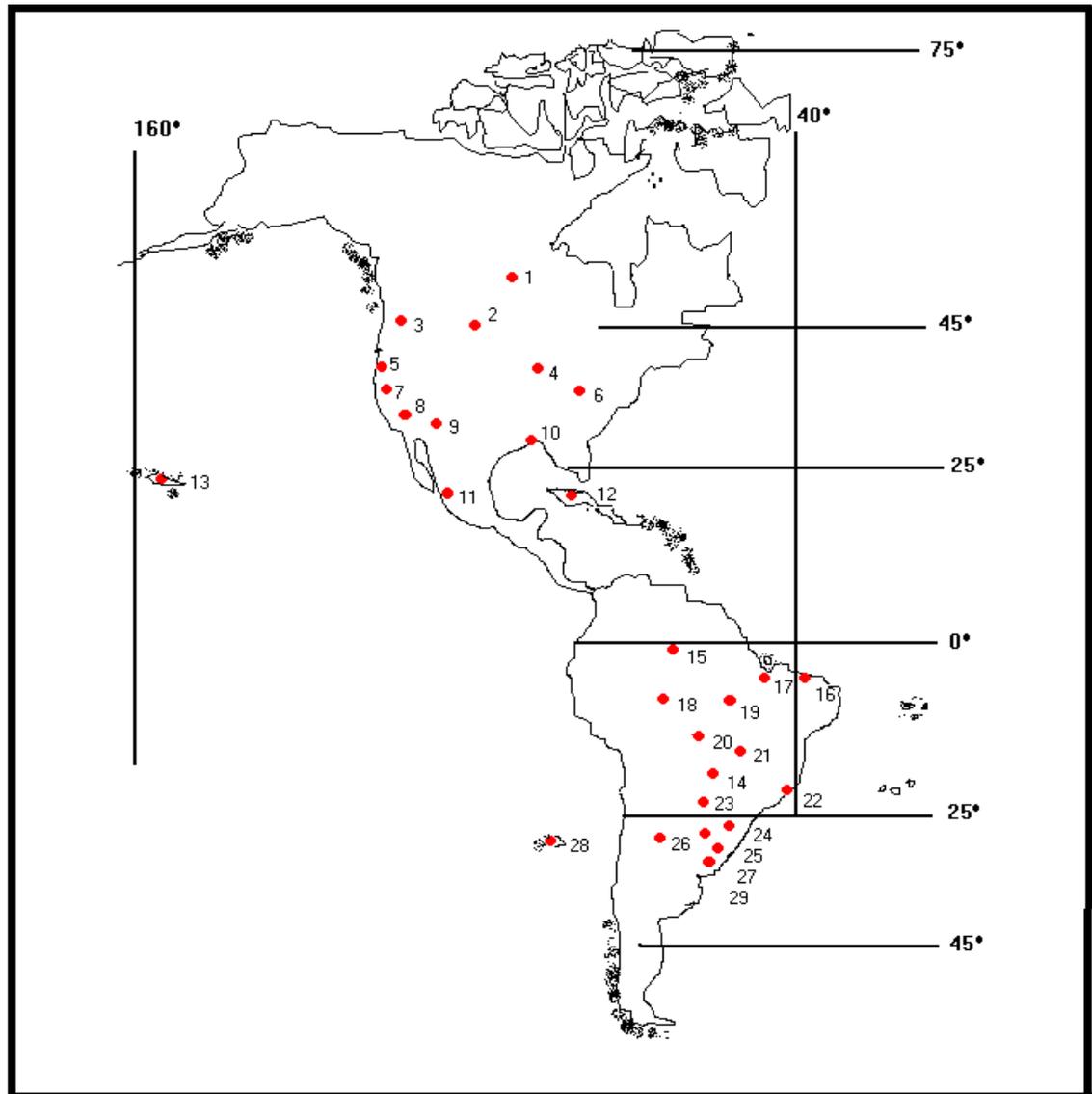


Figura 14 – (b) Localização das estações do Continente americano, utilizadas neste estudo.

As 29 estações meteorológicas utilizadas constam da Tabela 4.

Tabela 4 – Localização das estações do Continente Americano, com seus respectivos códigos.

| <b>INDICE</b> | <b>CÓD</b> | <b>ESTAÇÃO</b> | <b>CIDADE</b>       | <b>LOCALIDADES</b> | <b>PAÍS</b> | <b>LAT</b> | <b>LONG</b> |
|---------------|------------|----------------|---------------------|--------------------|-------------|------------|-------------|
| 1             | 403        | 71867000       | The Pass            | Manitoba           | Canadá      | 53,97      | -101,1      |
| 2             | 425        | 72777001       | Assinniboine        | Montana            | EUA         | 48,5       | -109,8      |
| 3             | 425        | 72493000       | Stampede            | Seattle            | EUA         | 47,28      | -121,33     |
| 4             | 425        | 72546000       | Des Moines          | Iowa               | EUA         | 41,53      | -93,65      |
| 5             | 425        | 72594000       | Eureka              | Califórnia         | EUA         | 40,8       | -124,17     |
| 6             | 425        | 72428001       | Lockbourne          | Columbus           | EUA         | 39,82      | -82,93      |
| 7             | 425        | 72493000       | Oakland             | Sacramento         | EUA         | 37,73      | -122,22     |
| 8             | 425        | 72289001       | Los Angeles         | Califórnia         | EUA         | 34,05      | -118,25     |
| 9             | 425        | 72290000       | San Diego           | Califórnia         | EUA         | 32,73      | -117,17     |
| 10            | 425        | 72231001       | Bootville           | Wscmo              | EUA         | 29,33      | -89,4       |
| 11            | 414        | 76458000       | Mazatlán            | S.M Ocidental      | México      | 23,2       | -106,42     |
| 12            | 406        | 78325000       | Casa Blanca         |                    | Cuba        | 23,17      | -82,35      |
| 13            | 425        | 91178001       | Honolulu            | Oahu               | Havaí       | 21,3       | -158,1      |
| 14            | 303        | 83611          | Campo Grande        | Mato Grosso do Sul | Brasil      | -20,26     | -54,43      |
| 15            | 303        | 82331          | Manaus              | Amazonas           | Brasil      | -3,07      | -59,57      |
| 16            | 303        | 82586000       | Quixeramobim        | Ceará              | Brasil      | -5,2       | -39,3       |
| 17            | 303        | 82571          | Barra do Corda      | Maranhão           | Brasil      | -5,3       | -45,16      |
| 18            | 303        | 82825          | Porto Velho         | Rondônia           | Brasil      | -8,46      | -63,55      |
| 19            | 303        | 83064          | Porto Nacional      | Tocantins          | Brasil      | -10,43     | -48,25      |
| 20            | 303        | 83361          | Cuiabá              | Mato Grosso        | Brasil      | -15,33     | -56,07      |
| 21            | 303        | 83423          | Goiânia             | Goiás              | Brasil      | -16,4      | -49,15      |
| 22            | 303        | 83743000       | Rio de Janeiro      | Rio de Janeiro     | Brasil      | -22,92     | -43,17      |
| 23            | 308        | 86297000       | Encarnacion         |                    | Paraguai    | -27,32     | -55,83      |
| 24            | 303        | 83907          | São Luiz Gonzaga    | Rio Grande do Sul  | Brasil      | -28,24     | -55,01      |
| 25            | 303        | 83927          | Uruguaiana          | Rio Grande do Sul  | Brasil      | -29,45     | -57,05      |
| 26            | 301        | 87344000       | Córdoba             |                    | Argentina   | -31,32     | -64,22      |
| 27            | 313        | 86360000       | Salto Uruguai       |                    | Uruguai     | -31,38     | -57,95      |
| 28            | 304        | 85585000       | Arq. Juan Fernandez |                    | Chile       | -33,67     | -78,98      |
| 29            | 313        | 86560000       | Colônia Uruguai     |                    | Uruguai     | -34,45     | -57,83      |

O código, que contém 3 dígitos, designa o país ao qual a estação pertence. A nomenclatura seguiu a da Organização Meteorológica Mundial (OMM). As estações, que possuem 8 dígitos constam do conjunto de dados de PNM do GHCN - Versão 2. As estações brasileiras, provenientes do INMET, foram identificadas com seu código internacional de 5 dígitos. Localizações geográficas foram dispostas por cidade, localidade, país e coordenadas geográficas.

## 3.2 Métodos Estatísticos

### 3.2.1 Medidas de Tendência Central

A média é um valor representativo de um conjunto de dados. Como esses valores estão dentro de um conjunto de dados ordenados segundo suas grandezas, possuem uma tendência a se encontrarem em um ponto central, e o encontro desses valores é chamado de *medidas de tendência central*.

### 3.2.2 Média Amostral

A média amostral, ou simplesmente média, que se representa por  $\bar{x}$ , é uma medida de localização do centro da amostra, sendo  $n$  o número de elementos da amostra. Ela é importante para se estudar o ponto central da amostra. A média obtém-se a partir da seguinte expressão:

Onde:

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

### 3.2.3 Desvio - Padrão

É a medida do grau de dispersão de um conjunto de dados de n elementos ou de uma amostra em torno do seu valor médio.

$$S_{xy} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x}) \cdot (y_i - \bar{y}) \therefore \sigma = \sqrt{S_{xx}} \quad (2)$$

onde  $S_{xy}$  e  $S_{xx}$  são a covariância e a variância das séries x e y, respectivamente;  $x_i$  e  $y_i$  representam os i-ésimos elementos das séries x e y;  $\bar{x}$  e  $\bar{y}$ , são as médias de todos os valores pertencentes as séries x e y, respectivamente e o  $\sigma$  é o desvio padrão da série x.

### 3.2.4 Anomalias Padronizadas pelo Desvio Padrão

É a diferença entre um dado elemento de uma amostra e o valor médio dessa amostra dividido pelo seu desvio padrão. Para se determinar às correlações entre as séries temporais da PNM das estações, foi utilizado um Índice de Pressão Normalizado (IPN) como mostra a expressão a seguir:

$$\xi_{1\varphi} = (r_{1\varphi} - r_1) / \sigma \quad (3)$$

onde  $1$  corresponde à estação meteorológica,  $\varphi$  é o ano,  $r_{1\varphi}$  é a variável de estudo da estação  $1$  no ano  $\varphi$ ,  $r_1$  é a média da variável de estudo da estação  $1$  e  $\xi_{1\varphi}$  representa o número de desvios padrões de um desvio em torno da média mensal da estação  $1$  no ano  $\varphi$ .

### 3.3 Tendências Oscilatórias

De acordo com Lamb (1972) as técnicas mais usadas para detectar tendências oscilatórias ou características na escala de tempo das flutuações, dentro das séries históricas observadas, são:

- Filtros
- Correlações
- Análise do Espectro de Potência

#### 3.3.1 Filtro de Lanczos

A maior parte dos métodos que tratam de séries temporais são baseados em técnicas para remover ou filtrar a parte não-estacionária de uma série (Chatifield, 1984).

Neste estudo foi utilizado o método digital de filtragem dos dados temporais (Índices de ODP e OS com IPN), conhecido por Filtro de Lanczos (Duchon, 1979).

Usou-se o Filtro de Lanczos passa-baixa nos dados para eliminar os sinais de alta frequência e reduzir a dispersão das séries analisadas, pois, como o próprio nome o diz, “deixa passar” as baixas frequências e elimina as altas frequências. O filtro de Lanczos envolve a transformação de uma seqüência de dados  $\mathbf{X}_t$ , onde  $t$  é tempo em uma produção de seqüência de dados  $\mathbf{Y}_t$ , usando a relação linear com  $\mathbf{W}_k$  que é a escolha adequada dos pesos.

$$y_t = \sum_{k \rightarrow \infty}^{\infty} w_k x_{t-k_t} \quad (2)$$

Relação entre a contribuição e a produção da amplitude e densidade das funções de Fourier  $\mathbf{X}(\phi)$  e  $\mathbf{Y}(\phi)$  onde  $\phi$  é frequência, obtida pela transformada de Fourier (3). O resultado é uma análise em sistema linear, onde  $\mathbf{R}(\phi)$  é a função da frequência da resposta (Duchon, 1979).

$$Y(f) = R(f) \cdot X(f) \quad (3)$$

Foram feitos vários testes nas séries de anomalias de 1900 a 2000. Para analisar a resposta do filtro, utilizou-se fórmula da frequência de resposta:

$$R(f) = W_0 + 2 \sum_{k=1}^n W_k \cos 2\pi f k \quad (4)$$

onde  $W_0$  é o peso central, sendo expresso por  $W_0 = 2\Delta f_c$ ,  $\Delta$  é o intervalo da amostra e  $f_c$  é a frequência.

Depois, determinou-se o peso funcional. Na forma da função da resposta, levando-se em conta o número de pesos em consideração ao comprimento da seqüência de dados, usou-se um número finito de pesos para calcular a verdadeira dupla resposta (Andreoli, 1998; Nobre e Melo, 2000; Kousky e Kayano, 1994; Duchon, 1979).

Os pesos para esse filtro podem ser calculados através da seguinte fórmula geral:

$$\overline{W}_k = \left( \frac{\text{sen } 2\pi f_c k}{\pi k} - \frac{\text{sen } 2\pi f_c k}{\pi k} \right) \sigma \quad (5)$$

onde :  $k = -n, \dots, 0, \dots, n$  e  $n$  são os pesos

$$\sigma = \frac{\text{sen } \pi k/n}{\pi k/n} = \text{é o fator sigma que reduz a amplitude}$$

$$n \geq 1.3 / (f_c - f_c)$$

onde  $\phi_c^1$   $\phi_c^2$  são as frequências de corte de entrada e de saída respectivamente.

Na Figura 15 pode-se observar a curva ideal da função ideal passa-baixa de resposta (linha tracejada).

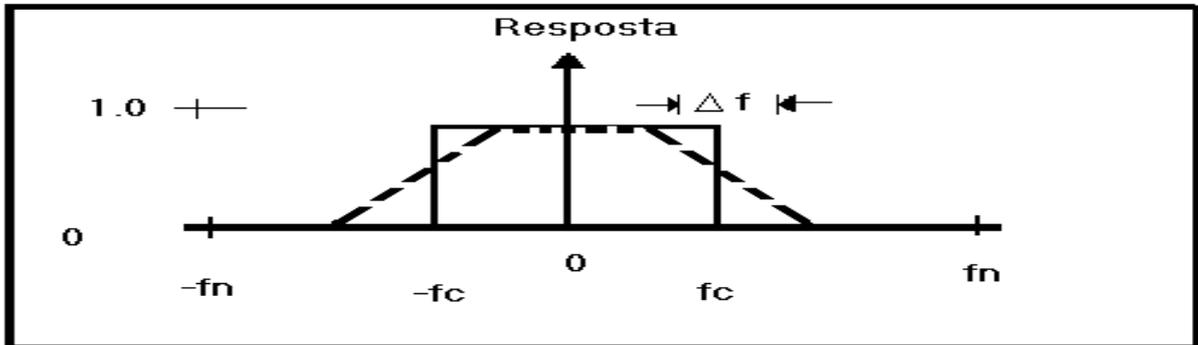


Figura 15 – Representação esquemática da curva da função de resposta passa-baixa com o prazo de frequência. (Fonte: Duchon, 1979).

Na prática, o que é feito é decidir primeiro a forma da função de resposta, então se determina o peso em atenção ao comprimento da sucessão de dados e, finalmente, usa-se a Equação (4) para calcular a resposta atual pela qual se deva usar um número finito de pesos (Duchon, 1979).

### 3.3.2 Matriz de Correlação

É uma matriz quadrada de ordem  $n$ , formada pelos coeficientes de correlação entre as séries temporais envolvidas, para seus conjuntos de valores observados. Cada elemento dessa matriz  $r_{ij}$  corresponde ao Coeficiente de Correlação (CC), entre os  $i$ -ésima e  $j$ -ésima séries temporais, sendo idêntico ao elemento  $r_{ji}$  mostrando ser uma matriz simétrica.

Calculou-se a matriz de correlação  $\mathbf{R}$ , através de uma matriz  $\mathbf{D}$ , de tal forma que  $d_{ij}$  seja calculado utilizando a Equação (6), onde  $\bar{x}_j$  e  $\sigma_j$  representem a média e o desvio padrão da  $j$ -ésima coluna. Aplicou-se a Equação (7) e vê-se a matriz de correlação onde  $m$  é o número de combinações, ou seja, número de anos menos o lag.

$$d_{ij} = \frac{(x_{ij} - \bar{x}_j)}{\sigma_j} \quad (6)$$

$$R = \frac{1}{m} D^T D \quad (7)$$

Calculou-se o CC com “lags” 1 e 2 meses atrasados e simultâneos para estações já normalizadas e as séries temporais dos Índices de ODP e OS, considerando-se que podem ocorrer valores positivos e negativos.

### 3.3.3 Análise do Espectro de Potência

Em uma análise do espectro de potência usa-se o comprimento global do registro,  $N \Delta t$  denotado por  $\mathbf{P}$ , que significa o período fundamental ou total chamado período do 1º harmônico, onde são descritos os registros de  $N$  observações de uma variável meteorológica com um intervalo uniforme de tempo,  $\Delta t$  (Lamb, 1972). Das séries plotadas nos gráficos, examinaram-se a potência e o período de ODP e OS.

### 3.4 Dados

Foram obtidos dados com séries temporais mensais de pressão ao nível do mar (PNM) no Global Historical Climate Network (GHCN), Versão 2, totalizando um período de 100 anos. Os arquivos do GHCN - V2 foram enviados via ftp.

Também foram obtidas séries de dados que correspondem às médias da PNM diárias das estações brasileiras que foram cedidas pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), com um período aproximado para cada estação de 39 a 46 ( para quase todas as estações de 1961 – 2000, exceto para Manaus que foi de 1954 – 2000 ) anos de dados.

Para os dois conjuntos de dados obteve-se um total de 29 estações que foram estudadas ao longo das Américas. Geograficamente localizadas entre a longitude de 30°O a 140°O e latitude de pólo a pólo.

Utilizaram-se dados de médias mensais de PNM, de precipitação com média diária e médias mensais de vento zonal ao nível de 850 hPa. Localizados entre as latitudes 60°N - 40°S e longitudes 30°O - 160° O. Todos estão no período de janeiro de 1948 a dezembro de 1998, com resolução espacial de 2,5° x 2,5°. Os dois últimos conjuntos de dados foram plotados nas latitudes de 90°N - 60°S e longitudes de 160°O – 20°L. Os dados referidos são provenientes de Reanálises do National Centers for Environmental Prediction (NCEP/NCAR/ NOAA).

Os livros das Normais Climatológicas de 1931-1960 e 1961-1990 foram recebidos do INMET, juntamente com os dados da média da Normal 1961-1990 que integram a estação de Uruguaiana – RS.

O conjunto de dados mensais que integram o Índice de Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) foi obtido do Joint Institute for Study of the Atmosphere and Ocean (JISAO). Dos dados foram utilizados 100 anos, (de janeiro de 1900 a dezembro de 2000).

O conjunto de dados mensais do Índice de Oscilação Sul (OS) foi obtido do catálogo do Climate Global Dynamics Division – University Corporation for Atmospheric Research (CGD – UCAR). Possui uma série histórica de 100 anos (de janeiro de 1900 a dezembro de 2000).

#### 3.4.1 Dados do GHCN Versão 2 e dados do INMET

Depois de abertos, os arquivos foram dispostos em um banco de dados e, através do próprio arquivo do inventário das estações, foi inserido o código da cidade e o código da estação, em conformidade com a OMM, os dados foram selecionados de acordo com o início e fim, dos anos e meses com seus respectivos índices de PNM. Para ajuste dos dados, realizou-se a divisão de cada variável mensal por 10, tornando-se pressão em milibar (mb).

No conjunto dos dados mensais, foram procurados cuidadosamente os faltantes identificados pela seqüência **-9999**, foram retirados e substituídos pela sua média total. A Tabela 5 resume a situação dos dados utilizados.

Tabela 5 – Exemplo do tratamento a que os dados das estações com cerca de 100 anos foram submetidos.

| ÍNDICE | ESTAÇÃO  | ORIGEM  | INÍCIO | FIM  | FALHAS                                   | ARQUIVO MODIFICADO 0/1                         |
|--------|----------|---------|--------|------|--|--|
| 1      | 71867000 | GHCN-V2 | 1900   | 2000 | 1920                                     | Não usado.                                     |
| 2      | 72777001 | GHCN-V2 | 1900   | 1993 | 1981, 1982, 1988 e 1989                  | 0 para: 1938, 1952-1959, 1983-1987, 1990-1993. |
| 3      | 72493000 | GHCN-V2 | 1900   | 1991 | Não há falhas                            | Não usado.                                     |
| 4      | 72546000 | GHCN-V2 | 1900   | 2000 | Não há falhas                            | Não usado.                                     |
| 5      | 72594000 | GHCN-V2 | 1900   | 2000 | 1978-1986                                | Não usado.                                     |
| 6      | 72428001 | GHCN-V2 | 1900   | 1991 | Não há falhas                            | Não usado.                                     |
| 7      | 72493000 | GHCN-V2 | 1900   | 1991 | Não há falhas                            | Não usado.                                     |
| 8      | 72289001 | GHCN-V2 | 1900   | 1977 | Não há falhas                            | Não usado.                                     |
| 9      | 72290000 | GHCN-V2 | 1900   | 2000 | Não há falhas                            | Não usado.                                     |
| 10     | 72231001 | GHCN-V2 | 1900   | 2000 | Não há falhas                            | 0 para: 1992-2000.                             |
| 11     | 76458000 | GHCN-V2 | 1900   | 2000 | 1915-1920, 1957, 1972, 1974, 1991-1993   | Não usado.                                     |
| 12     | 78325000 | GHCN-V2 | 1900   | 1992 | 1974-1979, 1981, 1982, 1985-1986 e 1991. | Não usado.                                     |
| 13     | 91178001 | GHCN-V2 | 1961   | 1985 | Não há falhas                            | Não usado.                                     |
| 14     | 83611    | INMET   | 1954   | 2000 | Não há falhas                            |  |
| 15     | 82331    | INMET   | 1911   | 2000 | Não há falhas                            |  |
| 16     | 82586000 | GHCN-V2 | 1961   | 2000 | 1931-1960                                | Não usado.                                     |
| 17     | 82571    | INMET   | 1961   | 2000 | Não há falhas                            |  |
| 18     | 82825    | INMET   | 1961   | 2000 | Não há falhas                            |  |
| 19     | 83064    | INMET   | 1961   | 2000 | Não há falhas                            |  |
| 20     | 83361    | INMET   | 1961   | 2000 | Não há falhas                            |  |
| 21     | 83423    | INMET   | 1961   | 2000 | Não há falhas                            |  |
| 22     | 83743000 | GHCN-V2 | 1911   | 1990 | 1941-1960                                | Não usado.                                     |
| 23     | 86297000 | GHCN-V2 | 1941   | 2000 | 1986 e 1999.                             | 0 para todos os anos.                          |
| 24     | 83907    | INMET   | 1961   | 2000 | Não há falhas                            |  |
| 25     | 83927    | INMET   | 1961   | 2000 | Não há falhas                            |  |
| 26     | 87344000 | GHCN-V2 | 1941   | 2000 | Não há falhas                            | 1 para: 1941-1950 e 0 para: 1951-2000.         |
| 27     | 86360000 | GHCN-V2 | 1951   | 2000 | Não há falhas                            | 0 para todos os anos.                          |
| 28     | 85585000 | GHCN-V2 | 1911   | 2000 | Não há falhas                            | Não usado.                                     |
| 29     | 86560000 | GHCN-V2 | 1951   | 2000 | Não há falhas                            | 0 para todos os anos.                          |

Cuidado foi tomado com as seqüências **-9998** uma vez que estavam preenchendo valores de pressão com falhas, foram retirados e substituídos pela sua média total. Esses valores fazem parte do processo de controle de qualidade do próprio arquivo.

Não foram usados os valores do arquivo de falhas do GHCN-V2 para cobrir esses espaços. As estações modificadas ou duplicadas foram identificadas por códigos dentro dos arquivos chamados de *modificado 0* (zero) e *1* (um). Esse critério do próprio arquivo foi adotado para determinar as estações de acordo com o tamanho do arquivo que melhor representasse a série histórica. É importante lembrar que esses números (*0* e *1*), não representam o código da estação fornecido pela OMM.

O arquivo modificado codificado por  $\theta$ , é composto pelas estações 425-72777001, 425-72231001, 308-86297000, 313-86360000 , 313-86560000. Em apenas uma estação, a 301-87344000, utilizou-se a pressão modificada codificada por  $\theta$  e por  $I$ .

Os dados diários de PNM, das estações brasileiras em sua totalidade foram cedidos pelo INMET e transformados em mensais.

### 3.4.2 Tratamento dos Dados

Aos dados mensais de PNM e aos Índices de ODP e OS utilizados neste trabalho, foram aplicadas formulações estatísticas para cálculos de média, desvio-padrão, com normalização das médias através do desvio-padrão.

Procurou-se identificar possíveis periodicidades dos Índices ODP e OS, através de uma análise espectral.

Aplicou-se o filtro de Lanczos passa - baixa nas séries de ODP e OS, associadas ao IPN de cada estação. Analisou-se a resposta do filtro através dos vários testes com correlações simultâneas e atrasadas.

Com base nas cartas de Reanálises, constatou-se a identificação da direção predominante do vento zonal da localidade pesquisada e procedeu-se a obtenção de um melhor ajustamento aos dados de ODP e PNM. Paralelamente, houve necessidade de se buscar o comportamento da TSM, mediante as correlações que estavam sendo realizadas entre as 29 estações e a ODP. Essas cartas também são oriundas dos dados de Reanálises.

## 4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Procurou-se, analisar a variabilidade da pressão ao longo das Américas, não apenas definindo como movimento de subsidência do ar seco e frio, promovendo céu claro, e sem nuvens ou ainda, movimento ascendente, propiciando formação de nuvens, mas mecanismos de interação oceano – atmosfera (TSM) e ventos zonais (U) resultantes dos gradientes longitudinais de pressão.

### 4.1 Correlações com ODP

#### Fase Fria da ODP

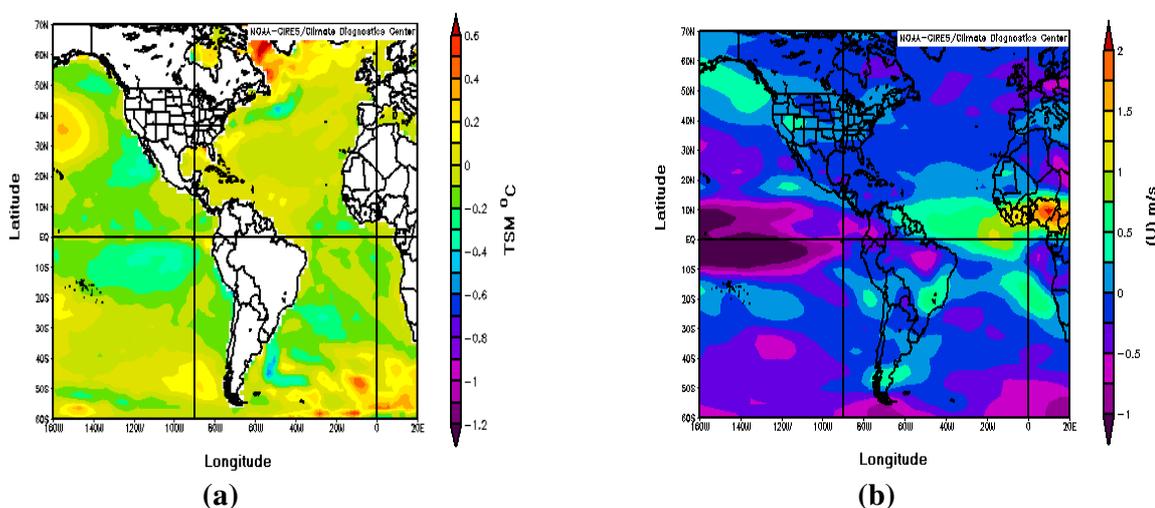


Figura 16 – (a) Anomalias da média anual da TSM na fase fria da ODP (1948-1976) com relação à média do período de (1948-1998).(b) Anomalias da média anual de vento zonal a 850hPa na fase fria da ODP (1948-1976) com relação à media do período de (1948-1998). (Fonte: Dados de Reanálise de 1948 a 2000- NCEP/NCAR).

Na Figura 16 (a), estão representadas, as TSM da costa norte da América do Sul, Caribe, Golfo e costa Leste da América do Norte, apresentaram desvios positivos com relação à média do

período (1948-1998), enquanto a costa Oeste da América do Norte e a costa Oeste e Leste da América do Sul apresentaram desvios de TSM negativos. Desvios de TSM positivos estiveram associados a ventos Alísios mais fortes no Atlântico Norte Tropical e ventos de Oeste na (Figura 16b), mais fracos ao longo da costa Norte Americana ao nível de 850 hPa.

### Fase Quente da ODP

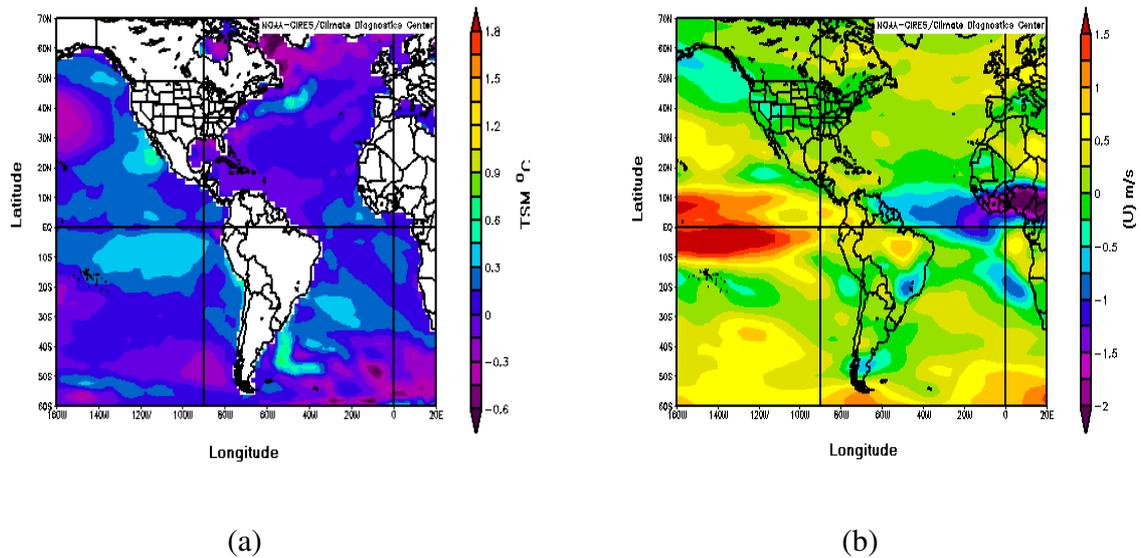


Figura 17 – (a) Anomalias da média anual da TSM na fase quente da ODP (1977-1998) com relação à média do período de (1948-1998). (b) Anomalias da média anual de vento zonal a 850hPa na fase quente da ODP (1977-1998) com relação à media do período de (1948-1998). (Fonte: Dados de Reanálise de 1948 a 2000- NCEP/NCAR).

Para a Figura 17a, a situação, em geral, foi oposta, com desvios negativos de TSM no Atlântico Norte, desde a costa norte da América do Sul, Caribe e ao longo da costa Leste da América do Norte. Ao longo da costa Oeste das Américas e costa Leste da América do Sul os desvios de TSM foram positivos; com ventos Alísios mais fracos e ventos de Oeste, mais fortes em 850 hPa (Figura 17 b), transportando mais água quente para o Atlântico Nordeste (Inglaterra e Escandinávia).

Esses contrastes explicam as correlações de sinais contrários de PNM e ODP sobre a costa Oeste (negativos) e a costa Leste (positivos) da América do Norte e sobre o NO (negativo) e NE (positivo) da América do Sul.

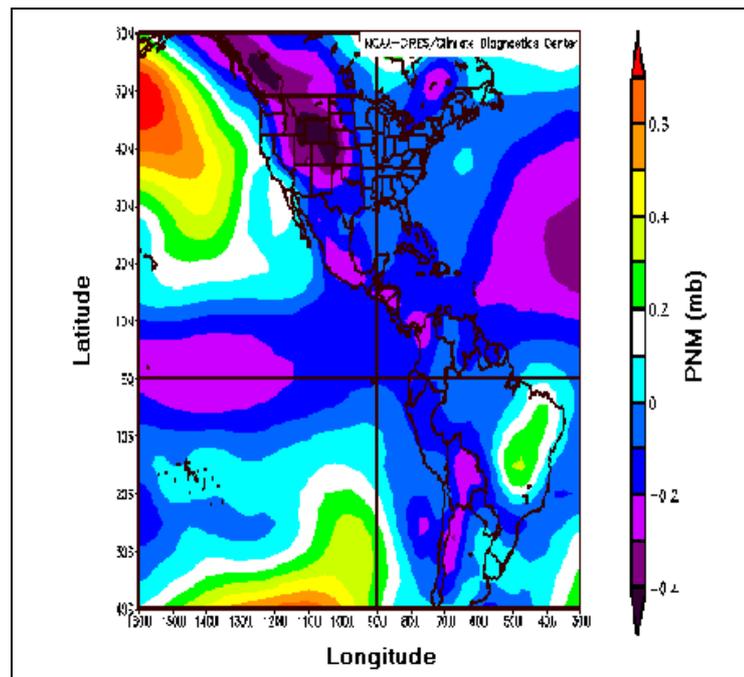


Figura 18 – Anomalias da média anual da PNM na fase fria da ODP (1948-1976) com relação à média do período de (1948 - 1998). (Fonte: Dados de Reanálise de 1948 a 2000 – NCEP/NCAR).

A Figura 18 é uma carta de anomalias de PNM média anual da fase fria da ODP (1948-1976) em relação ao período analisado neste trabalho (1948- 1998) para as Américas.

Sobre o Oceano Pacífico Extratropical, em ambos hemisférios, as anomalias foram positivas enquanto o Pacífico Tropical apresentou anomalias negativas sugerindo PNM mais baixas durante a fase fria da ODP. De maneira geral, os continentes e o Atlântico Norte apresentaram o mesmo sinal que o Pacífico Tropical. A exceção foi aparente sobre o Nordeste e Leste da América do Sul em que as anomalias foram positivas, sugerindo PNM mais altas sobre essas Regiões durante a fase fria da ODP. Uma possível causa para esse aumento de PNM, sobre parte do território brasileiro, seria a intensificação de ramo subsidente da Célula de Hadley-

Walker. Ou seja, durante a fase fria, parece que a atividade convectiva foi reduzida sobre essa Região, causando uma conseqüente redução dos totais pluviométricos (Figura 19).

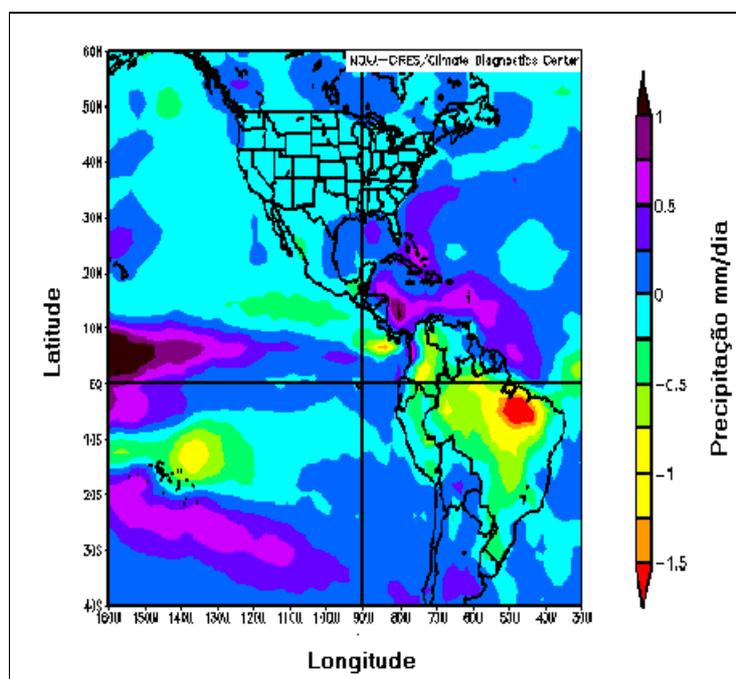


Figura 19 - Anomalias da média anual de precipitação na fase fria da ODP (1948-1976) com relação média do período (1948-1998). (Fonte: Dados de Reanálise de 1948 a 2000 – NCEP/NCAR).

A redução de precipitação excedeu aproximadamente 550 mm/ano no Nordeste do Pará e parte do Maranhão. É importante notar que essa Região engloba o NEB como um todo e o Semi-Árido Nordestino teria sido mais atingido. Em outras palavras, a semi-aridez parece ter sido mais intensa durante a fase fria da ODP. Uma possível explicação para essa redução seria a ZCIT ter se posicionado mais ao Norte de sua posição normal. Nota-se, na Figura 16 a, que há uma faixa zonal de águas mais aquecidas, a 10° N, se estendendo até a costa da África, que ancoraria a ZCIT. Essa posição da ZCIT intensificaria o ramo subsidente da Célula de Hadley –Walker sobre o Leste/Nordeste do Brasil, aumentando a PNM e diminuindo a precipitação.

Na Figura 20 a seguir, apresentou-se a carta referente às anomalias da fase quente da ODP (1977-1998), relativas ao período total dos dados de Reanálises do NCEP (1948-1998). Aparentemente houve inversão quase total das anomalias com relação à fase fria. O Pacífico

Extratropical apresentou PNM mais baixas em ambos hemisférios, enquanto as anomalias de PNM foram positivas no Pacífico Tropical e Atlântico Norte, sugerindo redução de atividade convectiva sobre essa Região.

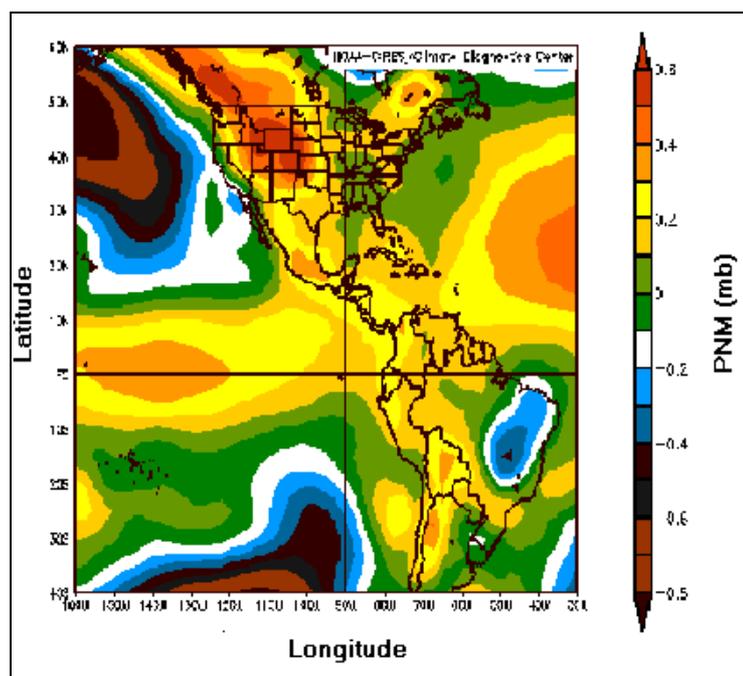


Figura 20 – Anomalias da média anual da PNM na fase quente da ODP (1977-1998) com relação à média do período (1948-1998). (Fonte: Dados de Reanálise de 1948 a 2000 – NCEP/NCAR).

Talvez as anomalias de PNM positivas possam ser explicadas pela seguinte hipótese: TSM positivas aquecem a troposfera, fazendo com que haja maior convecção, convergência de fluxo de massa mais intensa e tropopausa mais elevada. O aumento de massa na coluna atmosférica expandida seria a causa das anomalias de PNM positivas. Essa hipótese, contudo, deverá ser objeto de estudo mais detalhado. As anomalias de PNM foram negativas sobre o Leste do Brasil, com valores superiores a  $-0,3$  hPa. Isso sugere que a PNM foi mais baixa, houve um enfraquecimento do ramo subsidente da célula de Hadley-Walker, resultando numa frequência maior de atividade convectiva e, conseqüentemente, na precipitação (Figura 21).

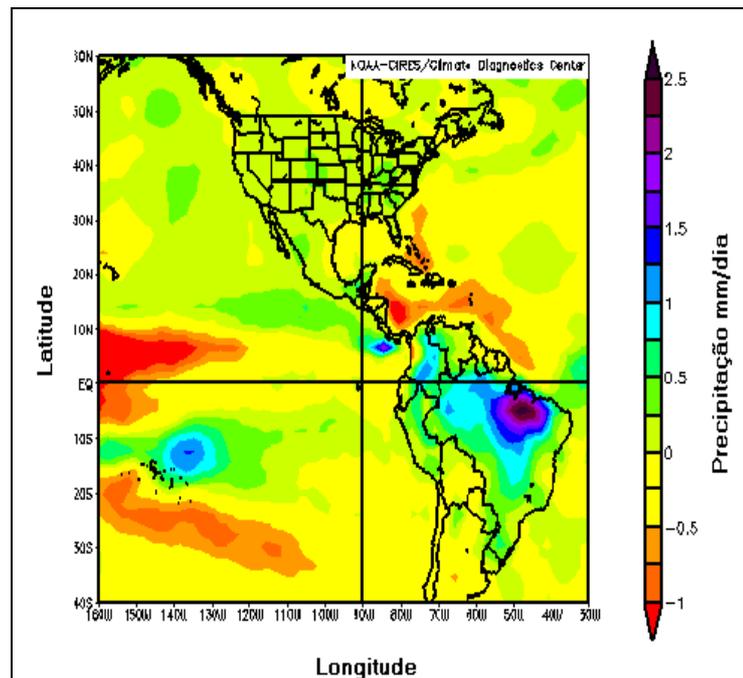


Figura 21 – Anomalias da média anual de precipitação na fase quente da ODP (1977-1998), com relação à média do período (1948-1998). (Fonte: Dados de Reanálise de 1948 a 2000 – NCEP/NCAR).

O aumento de precipitação excedeu a 900 mm/ano no Nordeste do Pará e parte do Maranhão. E em algumas áreas da costa Leste do NEB a redução de precipitação foi em torno de 150 mm/ano.

De maneira geral, os sinais das anomalias da Figura 21 durante a fase quente, são invertidos quando comparados com os da fase fria da ODP.

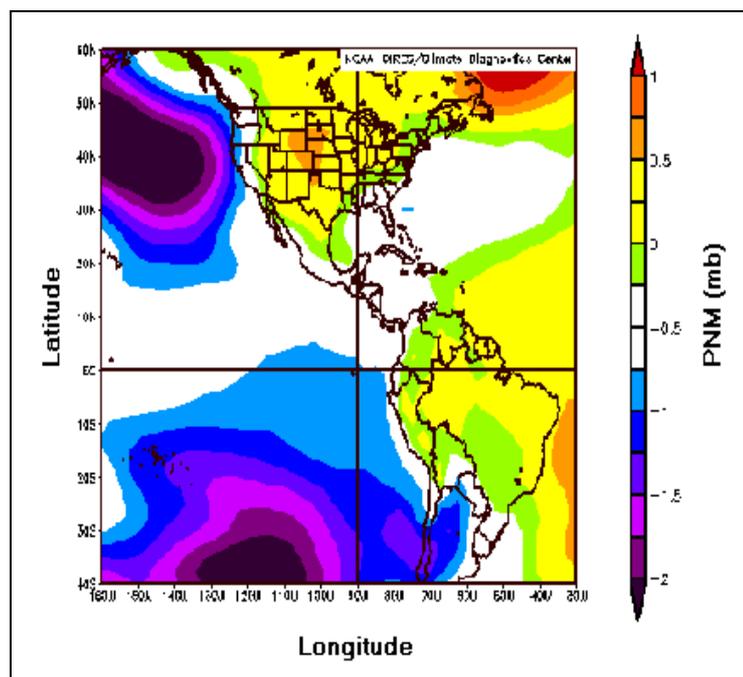


Figura 22 - Diferença da média anual da PNM composta dos eventos El Niño e La Niña. (Fonte: Dados de Reanálise de 1948 a 2000 – NCEP/NCAR).

A Figura 22 representa, uma carta de diferença da PNM média anual da composição de eventos El Niño (1958, 1972, 1983, 1987, 1992, 1993 e 1998) e a da composição de eventos La Niña (1950, 1952, 1956, 1974, 1975, 1984 e 1988).

No Pacífico Extratropical nota-se que as diferenças foram negativas, sugerindo que as PNM sejam mais altas durante os eventos La Niña, em ambos hemisférios. Valores negativos, embora de menor módulo, são aparentes sobre o Pacífico Tropical Oriental e Atlântico Norte.

Esse resultado foi coerente, pois o gradiente de PNM Leste-Oeste é mais intenso durante os eventos de La Niña, o que intensifica os ventos Alísios e a ressurgência na costa Oeste da América do Sul. A costa Oeste norte-americana também apresentou resultado semelhante.

Sobre o Brasil, observam-se diferenças positivas particularmente sobre o NEB, sugerindo que as PNM sejam mais altas nos eventos El Niño. Isso reduz a convergência do fluxo de umidade e a convecção na Região, com conseqüente redução da pluviosidade.

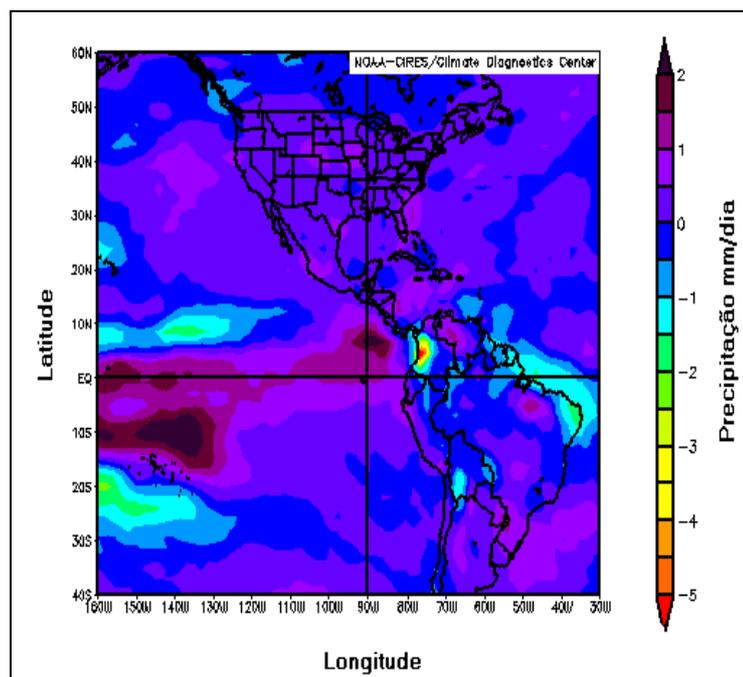


Figura 23 – Anomalias da média anual da precipitação composta pelos eventos El Niño e La Niña. Fonte: (Dados de Reanálise de 1948 a 2000 – NCEP/NCAR).

A Figura 23 representa as anomalias da média anual de precipitação composta pelos eventos El Niño (1958, 1972, 1983, 1987, 1992, 1993 e 1998) e eventos La Niña (1950, 1952, 1956, 1974, 1975, 1984 e 1988).

Ocorreu uma redução de pluviosidade, no extremo da costa Leste do NEB, em torno de 400 a 700 mm/ano. O inverso observou-se no Sul e Sudeste do País, onde o total anual pluviométrico aumentou cerca de 730 mm/ano para essas áreas.

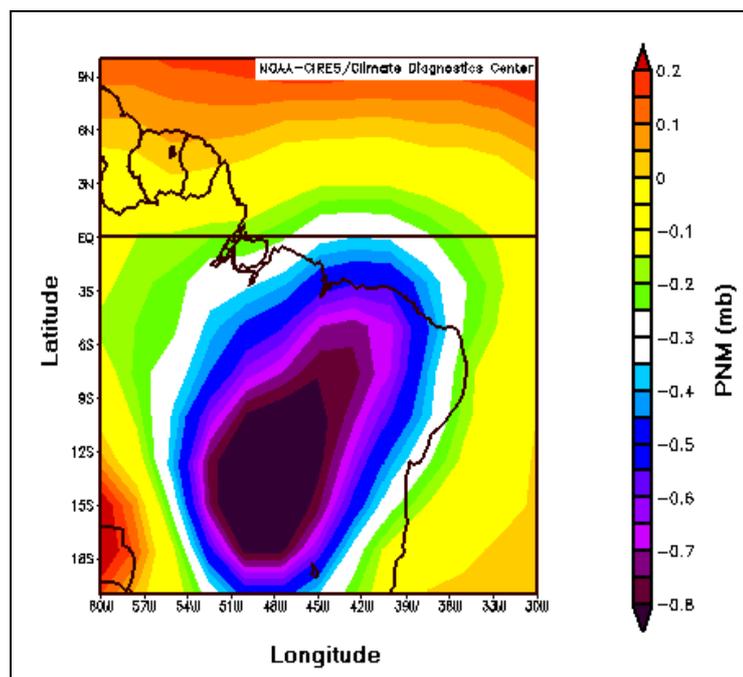


Figura 24 - Diferença entre a média da PNM da quadra chuvosa (abril–julho) da fase quente da ODP (1977-1998) e sua fase fria (1948–1976) para a costa Leste do NEB. (Fonte: Dados de Reanálise de 1948 a 2000 – NCEP/NCAR).

Na Figura 24, mostrou-se a diferença da precipitação média entre a fase quente da ODP (1977 –1998) e a sua fase fria (1948-1976) para a quadra chuvosa (abril-julho) da costa Leste do NEB. Climatologicamente, o período chuvoso predominante concentra-se no quadrimestre abril, maio, junho e julho (AMJJ) afetando os Estados do Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco, Bahia e centro Leste de Sergipe e Alagoas.

Durante a quadra chuvosa da costa Leste do NEB, entre a fase quente e a fase fria da ODP, notou-se anomalia negativa de PNM entre 0,2 e 0,8 hPa, o que evidenciou aumento da pluviosidade. Em contrapartida, sobre o Atlântico Tropical e o Centro-Oeste do Brasil, anomalia de PNM positiva entre 0,1 e 0,2 hPa, sugerindo uma menor atividade convectiva sobre essas áreas.

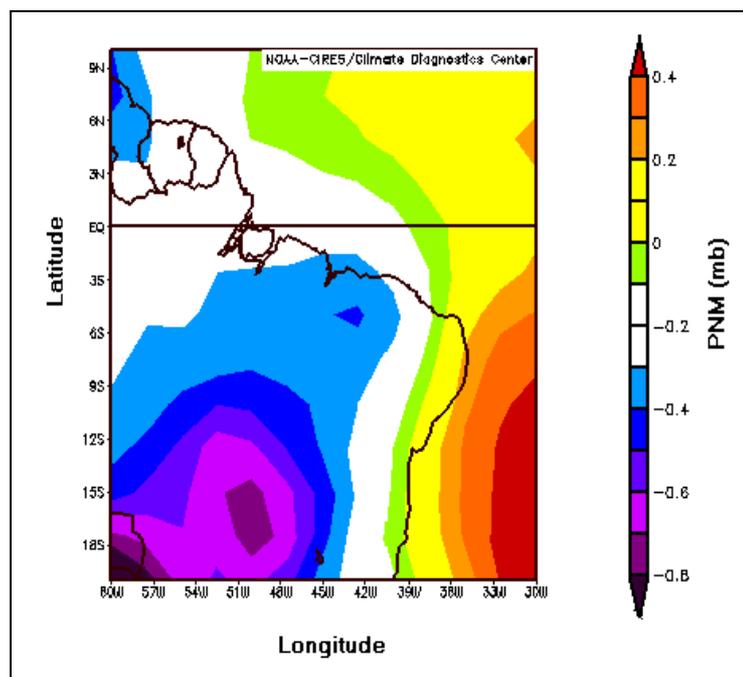


Figura 25 – Diferença entre a média da PNM da quadra chuvosa (abril – julho), composta dos eventos El Niño e a dos eventos La Niña na costa Leste do NEB. (Fonte: Dados de Reanálise de 1948 a 2000 – NCEP/NCAR).

Na Figura 25, apresentaram-se as diferenças de PNM da quadra chuvosa durante uma composição de eventos El Niño e uma de La Niña. Uma estreita faixa da costa Leste do NEB apresentou diferenças positivas da PNM, entre 0 e 0,2 hPa, sugerindo períodos de menor precipitação nessa área em relação aos eventos El Niño.

Nas demais áreas, localizadas sobre as Regiões Nordeste e Centro-Oeste, encontraram-se diferenças negativas, de 0,8 a 0,2 hPa, indicando períodos mais chuvosos nessas Regiões, associados aos eventos La Niña.

#### 4.2 Análise Espectral das Séries Temporais: OS e ODP

A análise do espectro de potência foi utilizada para identificar periodicidades aparentes nas séries temporais dos Índices de OS e da ODP.

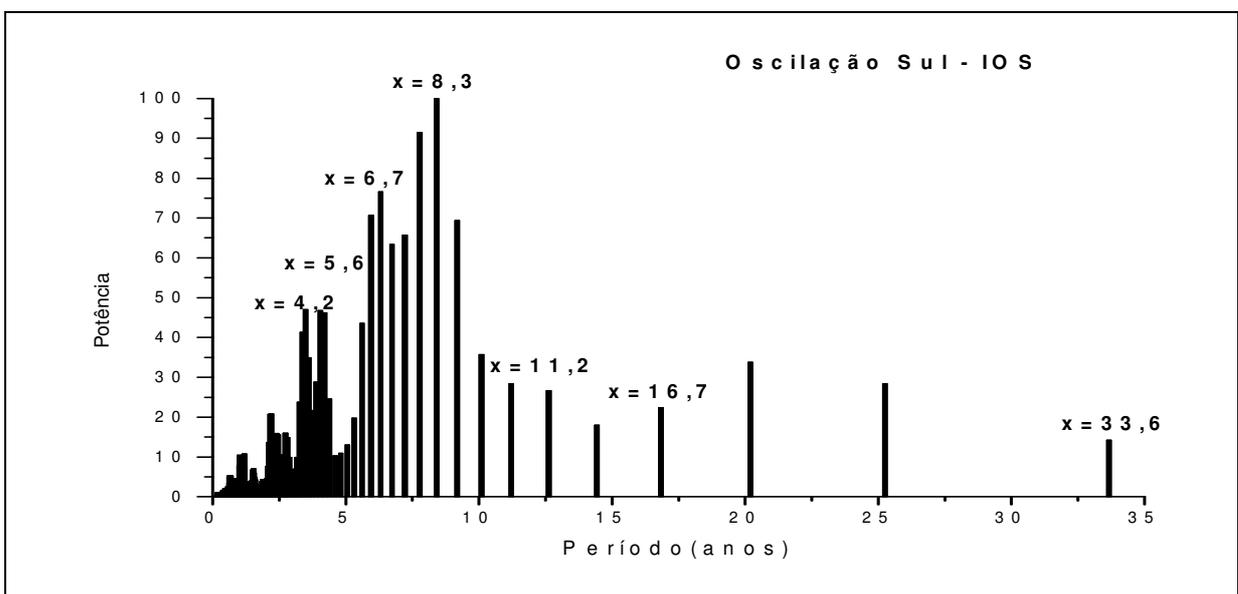


Figura 26 – Espectro de potência do índice mensal de OS de (1900-2000).

Para a análise da OS, foram utilizados uma série com 100 anos (1900 – 2000). Na Figura 14 é mostrado o espectro de potência obtido para essa série. Entre os períodos de 0 a 5 anos, e os períodos de 2 - 3 anos da OS, conforme Lamb (1972) pode ser uma tentativa de identificar os padrões dos fenômenos meteorológicos de grande escala que afetam o Oceano Pacífico Sul entre a costa Oeste da América do Sul e Java. Ainda dentro desse mesmo período, 2,5 anos pode estar ligado à Oscilação Quase-Bienal (QBO) dos ventos equatoriais estratosféricos. Porém, um mecanismo físico, que conecte a QBO com OS, ainda não foi aventado e esse aspecto deve ser mais explorado. O período em torno de 4,2 – 5,6 anos pode ser representativo de eventos ENOS.

O período em torno de 11,2 anos pode ser resultado do ciclo de manchas solares. O período de translação do Planeta Júpiter é de 11,9 anos aproximadamente. Sua aproximação

poderia causar variações na atração gravitacional entre Sol- Terra- Lua. Esses alinhamentos parciais entre Terra-Lua-Sol com períodos entre 9,5 e 19 anos podem proporcionar ciclos ou periodicidades aparentes com intervalos de tempo, cerca de 27,2 e 44 anos. Portanto não podemos descartar que esses fenômenos podem determinar perturbações climáticas e meteorológicas na Terra.

Para a análise do espectro da ODP (Figura 27) utilizou-se uma série de 100 anos (1900-2000). Tem-se o espectro de potência para a referida série, e observam-se picos em torno de 5,5 anos que podem estar associado aos eventos El Niño ou ser um harmônico de 11 anos, outro em 11,2 anos que pode estar associado ao ciclo de manchas solares ou a variação da alteração gravitacional entre Sol-Terra-Lua quando o Planeta Júpiter está próximo, e a potência de 21 anos que pode estar associada ao ciclo da variação da declinação da Lua com relação à Terra. O ciclo de 33,6 anos pode estar relacionado, com a própria variabilidade do fenômeno oceano-atmosfera da ODP, que está entre 20 a 30 anos.

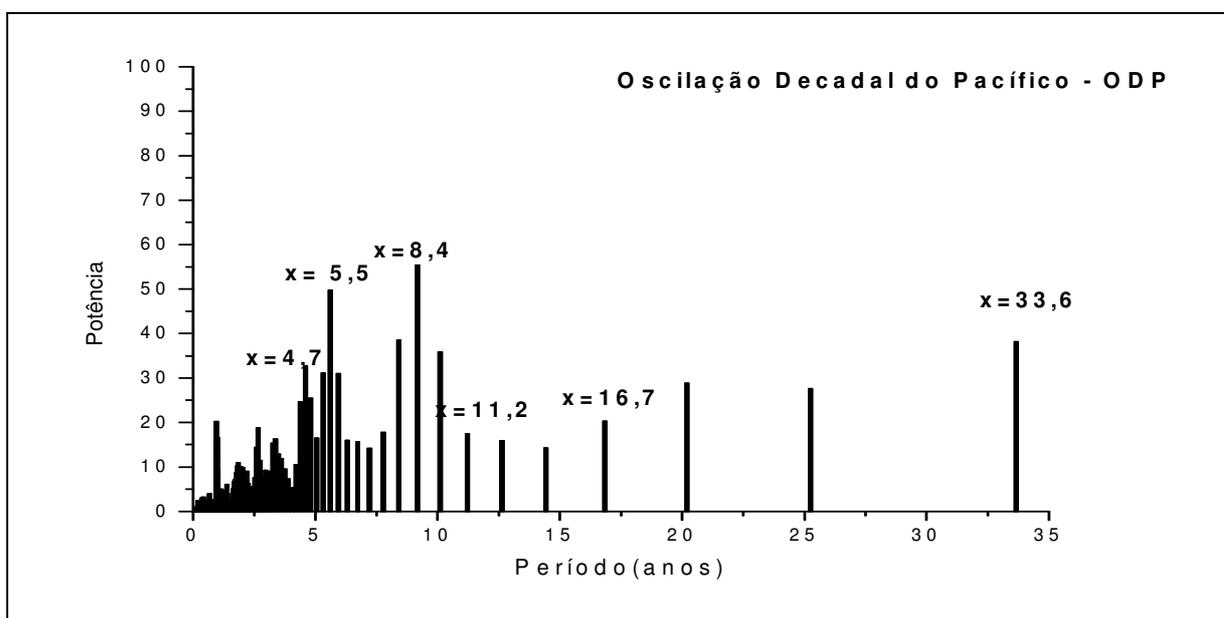


Figura 27 – Espectro de potência do índice mensal da ODP de (1900-2000).

### 4.3 Correlação entre Séries Temporais de OS e IPN

Na Figura 28 mostram-se os coeficientes de correlação (CC) entre o OS e o IPN para as 29 estações selecionadas.

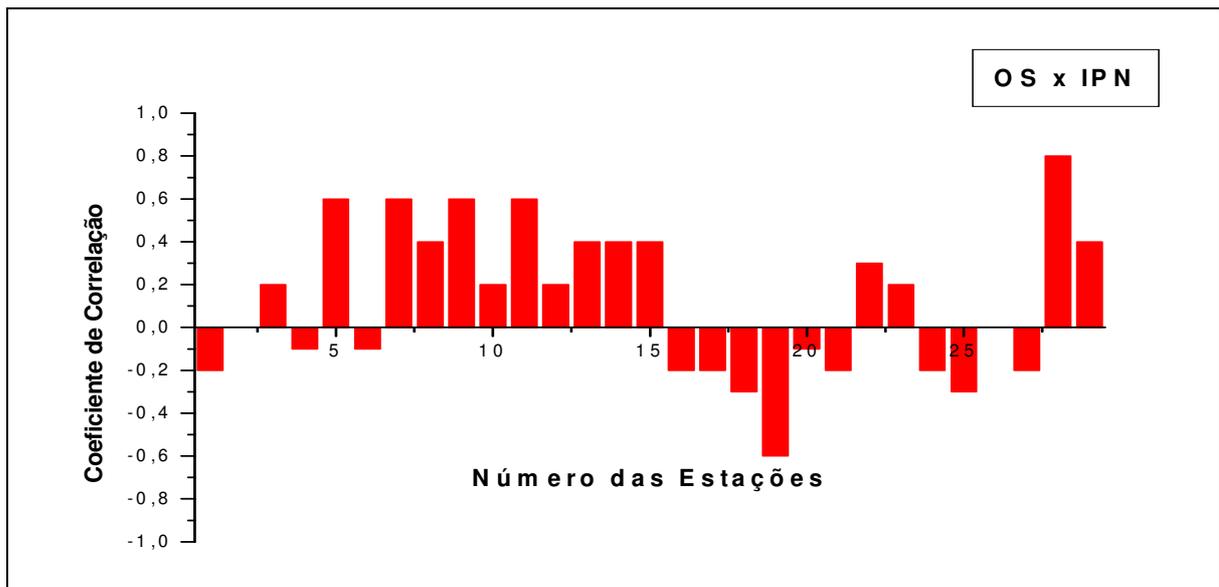


Figura 28 – Correlação entre o OS e o IPN das 29 estações do Continente Americano.

A análise da correlação com os dados brutos não apresentou valores altos. Testes foram realizados com a utilização do filtro Lanczos para os dados de OS e IPN. Os testes foram feitos várias vezes. Foi escolhida a passa-banda de 48 – 108 meses que corresponde a periodicidades aparentes de 4 a 9 anos. E assim, escolhida a passa-banda que indicasse um melhor CC e uma menor perda de meses. Depois foram feitas correlações simultâneas entre OS e IPN e obtiveram-se coeficiente entre 0,1 a 0,8.

Encontrou-se coeficiente de correlação positivo para as estações 3 (Stampede), 10 (Bootville), 12 (Casa Blanca) e 23 (Encaranacion) em torno de (0,2), a estação 22 (Rio de Janeiro) próximo de (0,3), as estações 8 (Los Angeles), 13 (Honolulu), 14 (Campo Grande), 15 (Manaus), e 29 (Colônia Uruguai) aproximadamente (0,4), as estações 5 (Eureka), 7 (Oakland) 9 (San Diego) e 11 (Mazatlán) cerca de (0,6) e a estação 28 (Juan Fernandez) com (0,8). Todas essas estações estão sob o domínio de sistema de alta pressão subtropical do Pacífico Norte (PN).

O sinal positivo do CC indica que a PNM foi mais intensa durante os eventos La Niña (OS positivo). Ou também pode sugerir que as estações que apresentaram CC positivos indiquem que a PNM abaixo da média, gere uma maior atividade convectiva e chuva durante os eventos El Niño.

Encontrou-se coeficiente de correlação negativo, para as estações 4 (Des Moines), 6 (Lockbourne) e 20 (Cuiabá), com CC de (0,1), e as estações 1 (The Pass), 16 (Quixeramobim), 17 (Barra do Corda), 21 (Goiânia), 24 (São Luiz Gonzaga) e 27 (Salto Uruguai) com CC em torno de (0,2). As estações 18 (Porto Velho) e 25 (Uruguaiana) com CC de (0,3) e a estação 19 (Porto Nacional) com CC de (0,6), sugerindo que a PNM de cada estação foi alta durante eventos El Niño (OS negativo). PNM acima da média está associada à intensificação de movimentos descendente e conseqüente redução de convecção.

Para a Figura 29, o CC mais alto (0,8) foi da estação 28 (Juan Fernandez) que está sob o domínio da Alta Subtropical do Pacífico Sul (PS) seu sinal positivo sugere que possam ocorrer anomalias de pressão negativas (positivas) durante eventos El Niño (La Niña).

É importante ressaltar que o CC da estação 15 (Manaus) foi positivo, indicando PNM mais baixa, e, portanto maior atividade convectiva e mais chuva, com OS negativo (El Niño). Esse resultado parece contrariar as expectativas, pois se esperava redução de precipitação na Amazônia Central durante os eventos El Niño. Porém o sinal desse coeficiente reflete o comportamento de padrões da circulação tropical de prazo mais longo que podem estar associados as TSM do Pacífico Tropical, ou seja, o domínio de anomalias positivas de TSM (OS negativo) que faz com que a troposfera de torne mais espessa e as anomalias de PNM negativas, ocorram em média, nas regiões tropicais.

Ainda para a Figura 29, as estações **2** (Assinniboine) e **26** (Córdoba) cujas marcações estão em vermelho, não foi obtido nenhum resultado no CC. Foi verificada também, alternância de CC positivo (negativo) na parte Oeste (Leste) do continente americano. O que pode sugerir que os sinais dos CC contrários das estações indicados possuem uma alternância significativa no campo da pressão atmosférica. Esse padrão dipolo no sentido Oeste (Leste) apresentou-se nos dois hemisférios. Esses padrões encontrados das variâncias coincidem com a área de grande variabilidade interanual como citada por (Inman e Jenkins, 2003; Schwing et al. 2002; Mantua et al. 1997; Ropellewski e Halpert, 1989).

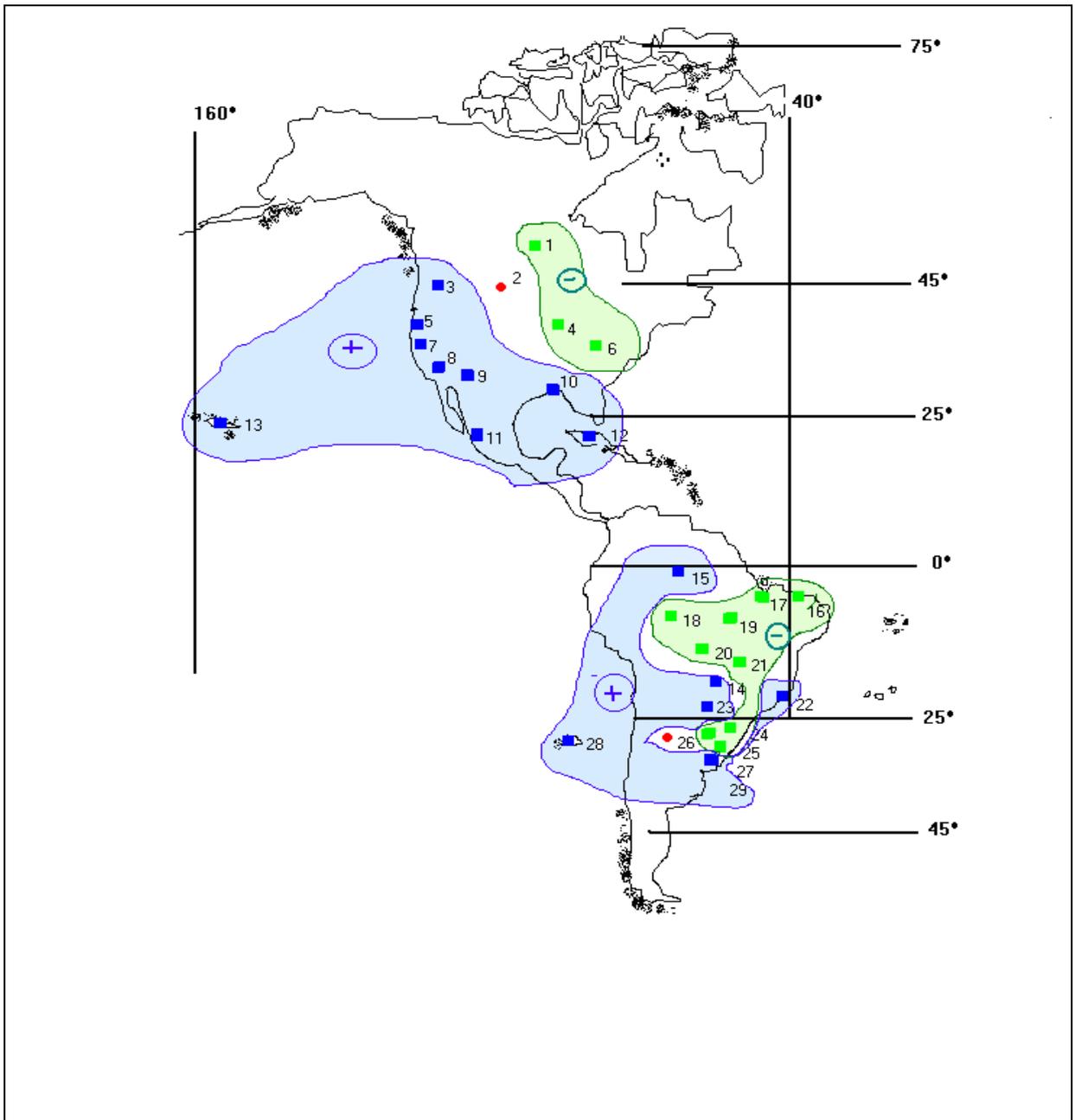


Figura 29 – Mapa representando o coeficiente de correlação positivo e negativo entre OS e as 29 estações. Azul CC – positivo, verde CC – negativo e em vermelho sem resposta.

#### 4.4 Variabilidade entre ODP e IPN das Estações

A princípio analisou-se a série da ODP com as séries das estações normalizadas, sem o processo de filtragem, mas não se chegou a resultados satisfatórios, devido às oscilações sazonais, as quais interferiram nos resultados de maneira destrutiva, onde mascararam as oscilações da ODP.

Tabela 6 – Correlação com lag 1 entre as estações e a ODP. Marcados em amarelo os CC que foram analisados.

| Estações | <i>Correlações lag 1 com aplicação das bandas</i> |                        |                        |                        |
|----------|---|------------------------|------------------------|------------------------|
|          | <b>A - 7 a 18,6 anos</b>                          | <b>B - 7 a 20 anos</b> | <b>C - 7 a 15 anos</b> | <b>D - 8 a 14 anos</b> |
| 1        | -0,1  | -0,1                   | -0,2                   | -0,1                   |
| 2        | -0,1  | -0,1                   | -0,2                   | -0,4                   |
| 3        | -0,4  | -0,4                   | -0,5                   | -0,7                   |
| 4        | 0,3   | 0,3                    | 0,5                    | 0,3                    |
| 5        | -0,2  | -0,2                   | -0,3                   | -0,5                   |
| 6        | 0,3   | 0,3                    | 0,4                    | 0,3                    |
| 7        | -0,1  | -0,1                   | -0,2                   | -0,5                   |
| 8        | -0,2  | -0,2                   | -0,3                   | -0,5                   |
| 9        | 0   | 0,1                    | -0,1                   | -0,4                   |
| 10       | 0,6   | 0,7                    | 0,6                    | 0,5                    |
| 11       | 0,4   | 0,4                    | 0,4                    | 0,2                    |
| 12       | 0,3   | 0,3                    | 0,2                    | 0,5                    |
| 13       | -0,3  | -0,3                   | -0,3                   | -0,5                   |
| 14       | 0,2   | 0,1                    | 0,3                    | 0,3                    |
| 15       | -0,2  | -0,2                   | -0,3                   | -0,4                   |
| 16       | 0,4   | 0,4                    | 0,4                    | 0,5                    |
| 17       | 0   | 0,1                    | -0,3                   | -0,3                   |
| 18       | -0,4  | -0,4                   | -0,3                   | -0,2                   |
| 19       | 0,6   | 0,5                    | 0,7                    | 0,6                    |
| 20       | -0,3  | -0,3                   | -0,2                   | -0,2                   |
| 21       | 0,5   | 0,6                    | 0,5                    | 0,2                    |
| 22       | 0,4   | 0,4                    | 0,6                    | 0,4                    |
| 23       | 0,5   | 0,5                    | 0,6                    | 0,7                    |
| 24       | -0,1  | -0,1                   | -0,4                   | -0,4                   |
| 25       | -0,1  | 0                      | -0,4                   | -0,3                   |
| 26       | 0,4   | 0,5                    | 0,5                    | 0,4                    |
| 27       | 0,5   | 0,4                    | 0,6                    | 0,7                    |
| 28       | 0,0   | 0,0                    | 0,0                    | -0,1                   |
| 29       | -0,2  | -0,1                   | -0,4                   | -0,3                   |

Na Tabela 6 foram listadas todas as estações com suas respectivas bandas e CC. Marcou-se em amarelo as que foram utilizadas. Todas apresentaram resultados de CC, e os resultados não foram descartados.

Para que a análise fosse feita, procedeu-se na aplicação do filtro de Lanczos, sendo analisadas as várias bandas individualmente, comparando-se com as séries que melhor se adequavam, e neste caso, apontou-se para as seguintes bandas: 7 a 18,6 anos; 7 a 20 anos; 7 a 15 anos e 8 a 14 anos. Conforme Tabela 6 as bandas passaram a ser expressas pelas letras *A*, *B*, *C* e *D* respectivamente. De acordo com as bandas escolhidas, a correlação entre a ODP e o IPN das estações, foram calculadas separadamente. Desta forma, forneceu-se duas condições para a análise: correlações simultâneas e correlações com “lag” 1, onde a ODP fosse a previsora. Depois escolheu-se o melhor CC de cada banda. No Apêndice A, estão todas as tabelas que fazem parte dos CC elaborados para cada banda.

Na Figura 30 foram apresentados os resultados do CC para ODP e o IPN.

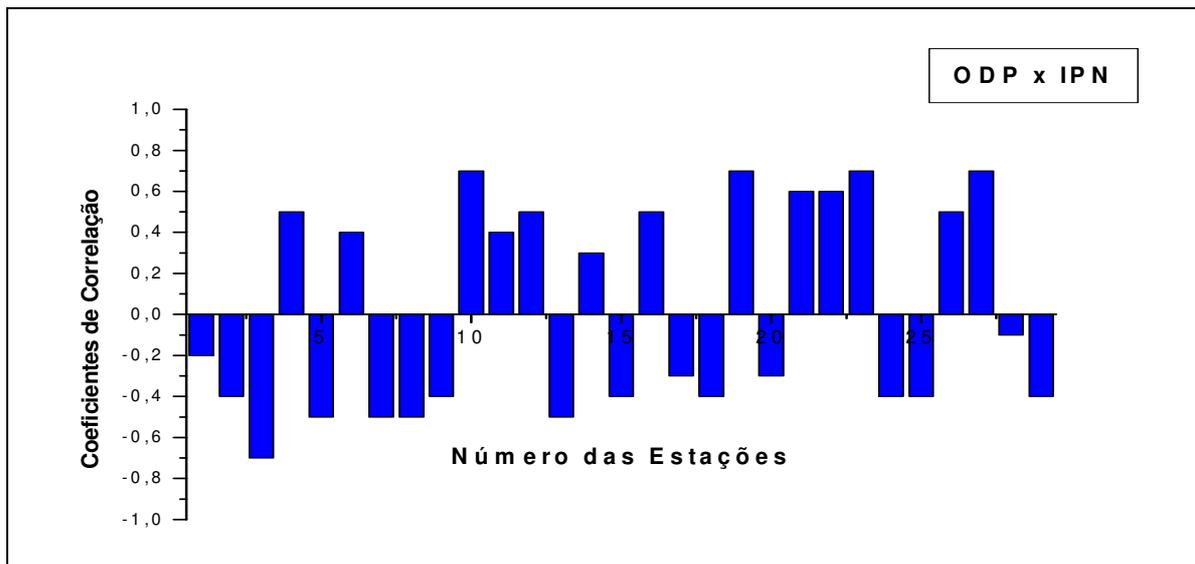


Figura 30 – Correlação entre ODP e o IPN das 29 estações do continente americano.

Entretanto, o presente estudo indicou que ao longo do continente americano as interações oceano-atmosfera, podem estar influenciando na variabilidade da pressão de cada estação. E essa variabilidade pode advir de eventos ENOS (La Niña) conectados à fase quente (fria) da ODP.

Segundo Kaplan et al., (2000) a média da pressão e a TSM podem ser vistas, como variáveis físicas que descrevem a grande interação entre oceano e atmosfera, e que desempenham um papel importante na dinâmica da variabilidade climática. Reforçou-se ainda mais esse resultado através dos estudos de Pierce (2001) onde apontou que os eventos ENOS são a ligação comum entre as áreas intertropicais e extratropicais, e as conexões entre essas áreas são as anomalias de TSM que podem ser geradas através das anomalias de vento.

Isso explicaria por um lado, a alta correlação positiva das estações **10 (Bootville)**, **19 (Porto Nacional)**, **23 (Encarnacion)** e **27 (Salto Uruguai)** com a ODP.

A estação **3 (Stampede)**, adjacente à Bacia do Pacífico Norte, apresentou CC negativo, e pode estar associado a uma anomalia de TSM negativa (La Niña). Consistente com estudos realizados por (Minobe, 1999; Pierce, 2001) onde mostraram que a resposta da variabilidade da ODP existe, mas é muito lenta para os trópicos.

De acordo com Barreiro e Lorenzo (2000) principalmente para os trópicos que tem nas mudanças de TSM, respostas para a variabilidade atmosférica da região do oceano Atlântico Tropical. Esse evento modula as peculiaridades das irregularidades climáticas na escala interanual, e pode também acabar por induzir a características decadais.

Na Figura 31, em ambos hemisférios, observou-se à presença de um dipolo de correlações significativas, aparentemente, associados à própria oscilação da TSM.

Encontrou-se coeficiente de correlação negativo, para a estação **28 (Juan Fernandez)**, com CC de (0,1), para a estação **1 (The Pass)**, com CC em torno de (0,2), para as estações **17 (Barra do Corda)** e **20 (Cuiabá)** com CC em torno de (0,3), para as estações **2 (Assiniboine)**, **9 (San Diego)**, **15 (Manaus)**, **18 (Porto Velho)**, **24 (São Luiz Gonzaga)**, **25 (Uruguaiana)** e **29 (Colônia Uruguai)** com CC de (0,4), para as estações **5 (Eureka)**, **7 (Oakland)**, **8 (Los Angeles)** e **13 (Honolulu)** com CC em torno de (0,5), e para a estação **3 (Stampede)** com CC em torno de (0,7).

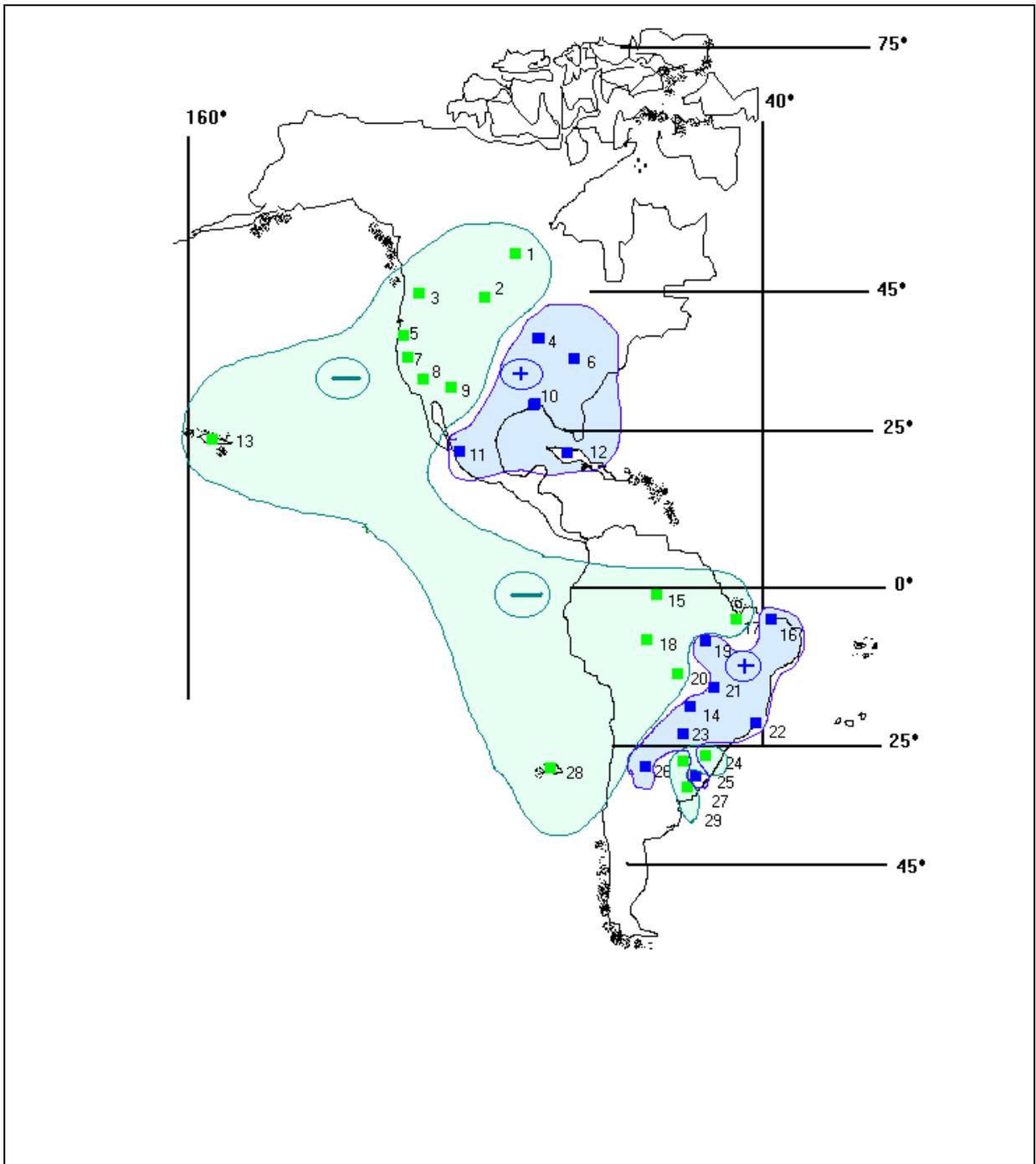


Figura 31 - Mapa representando o Coeficiente de Correlação (CC) entre ODP e a IPN das 29 estações. Azul CC – positivo e verde CC – negativo.

Na Figura 31, para as demais estações encontram-se CC positivo para a estação **14 (Campo Grande)** em torno de (0,3), e para as estações: **6 (Lockbourne)** e **11 (Mazatlan)**, em torno de (0,4), para as estações **4 (Dês Moines)**, **12 (Casa Blanca)** e **16 (Quixeramobim)** em

torno de (0,5), para as estações **21 (Goiânia)** e **22 (Rio de Janeiro)** em torno de (0,6), e para as estações **(10 Bootville)**, **19 (Porto Nacional)**, **23 (Encarnacion)** e **27 (Salto Uruguai)** em torno de (0,7). É importante destacar, que as correlações das cinco estações mais significativas em torno de (0,7) em sua maioria, estão localizadas entre 30° N e 30°S. Pode-se suspeitar que essa correlação esteja ligada ao movimento de deslocamento das altas subtropicais. Essa poderia ser uma possível explicação para os CC significativos encontrados nessas latitudes.

#### 4.5 A Variabilidade da Pressão e as Normais Climatológicas

Os resultados do presente estudo da variabilidade da pressão das estações brasileiras quando comparados com os dados de Reanálise do NCEP/NCAR, mostraram que na análise da Figura 18 fase fria, da ODP (1948 –1976), a condição oceânica sofreu uma inversão de anomalia, no Pacífico Tropical encontrou-se, anomalias negativas e no Pacífico Extratropical anomalias da TSM foram positivas. Pertinentes à Figura 20, as condições oceânicas da TSM demonstraram que durante a fase quente da ODP (1977-1998) ocorreu no Pacífico Tropical anomalia positiva, e no Pacífico Extratropical anomalias negativas de TSM.

Paralelamente, analisou-se a pressão das 10 estações selecionadas para o estudo no Brasil, através do cálculo da diferença entre as Normais Climatológicas de 1961-1990 e 1931-1960, representadas na Figura 32, e considerou-se o valor da pressão tomado através da medida da altitude de cada estação meteorológica. Na estação 17 (Barra do Corda), ocorreu uma modificação da altura da cuba do barômetro, interferindo nos valores de uma normal para outra, o procedimento de acerto se encontra no Apêndice B. De um modo geral, constatou-se que 60% das estações brasileiras apresentaram uma diminuição da pressão. Para as demais estações, 40% apresentaram aumento na pressão.

Distribuídas da seguinte forma: com sinais negativos de anomalias as estações: **15 (Manaus)**, **16 (Quixeramobim)**, **17 (Barra do Corda)**, **19 (Porto Nacional)**, **21 (Goiânia)** e **25 (Uruguaiana)**, demonstraram estar de acordo com a fase quente da ODP.

E as estações **14 (Campo Grande)**, **20 (Cuiabá)**, **22 (Rio de Janeiro)** e **24 (São Luiz Gonzaga)** indicaram sinais positivos de anomalias, comportando-se de acordo com a fase fria da ODP.

A Figura 33 mostrou, uma aparente resposta da relação entre a pressão da estação **15 (Manaus)** com a ODP. Identificou-se uma possível associação entre a troca de fase da ODP e a pressão da estação. De 1954 a 1976 a ODP apresentou desvio negativo de temperatura, marcada por uma maior quantidade de eventos La Niña e nessa mesma fase, a pressão da estação atingiu uma média de 1015,0 mb. Observou-se que, de 1977 a 1996, a ODP apresentou desvio positivo de temperatura e a pressão da estação foi de 1007,0 mb, essa fase foi marcada por eventos El Niño. Como pode ser visto na Figura 16 a, os desvios de TSM sobre o Atlântico, próximo da costa Norte da América Central e Sul, foram positivos. Isso deve ter deslocado a convecção (Alta da Bolívia) para o NO da América do Sul, intensificando o ramo descendente da Célula de Hadley-Walker sobre a Amazônia Central e Leste, e reduzindo a precipitação, conforme pode ser visto na Figura 19. A partir de 1977, os sinais se inverteram, e a pressão de **15 (Manaus)** ficou negativa, sugerindo aumento na atividade convectiva e precipitação associada (Figura 21).

Note-se, que a partir de 1996/1997, os sinais da pressão de **15 (Manaus)** se tornaram positivos novamente, sugerindo que a ODP esteja em uma nova fase fria. Se o clima se comportar de maneira semelhante à fase fria anterior (1948-1976), espera-se que a precipitação se reduza durante os próximos 20-25 anos, período que deve durar a nova fase fria.

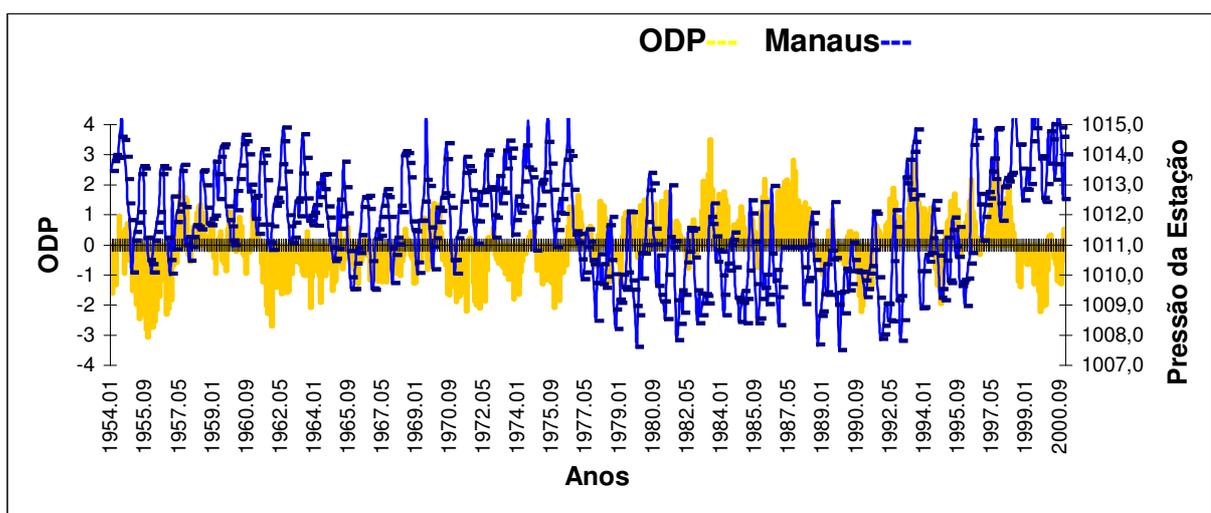


Figura 33 – Índice de ODP e pressão da estação de 15 (Manaus) no período de 1954 a 2000.

#### 4.6 A Pressão das Estações e as Fases da ODP

Dentro do conjunto de dados de pressão do GHCN, que integram esse estudo, foram escolhidas cinco estações por possuir maior quantidade de dados e menor quantidade de falhas.

A Tabela 7 a seguir mostra as cinco estações com suas respectivas coordenadas geográficas.

Tabela 7 - Estações americanas e coordenadas geográficas

| <b>Estação</b>                     | <b>Latitude</b> | <b>Longitude</b> |
|------------------------------------|-----------------|------------------|
| <b>4 - Des Moines - EUA</b>        | <b>41,53</b>    | <b>- 93,65</b>   |
| <b>9 - San Diego - EUA</b>         | <b>32,73</b>    | <b>-117,17</b>   |
| <b>10 - Bootville - EUA</b>        | <b>29,33</b>    | <b>- 89,40</b>   |
| <b>11 - Mazatlan - México</b>      | <b>- 23,20</b>  | <b>-106,42</b>   |
| <b>28 - Juan Fernandez - Chile</b> | <b>- 33,67</b>  | <b>- 78,98</b>   |

Foram utilizados dois períodos da ODP, um na fase fria de 1947-1976 e outro na fase quente 1977-1998. A Tabela 8 mostra a PNM (mb) das estações 4 (Des Moines), 9 (San Diego), 10 (Bootville), 11 (Mazatlan) e 28 (Juan Fernandez), comparadas às fases da ODP.

Tabela 8 - Variação da pressão das estações com relação às fases da ODP.

| <b>FASE ODP</b>   | <b>ANOS</b>    | <b>Estação-4</b> | <b>Estação-9</b> | <b>Estação-10</b> | <b>Estação-11</b> | <b>Estação-28</b> |
|-------------------|----------------|------------------|------------------|-------------------|-------------------|-------------------|
| <b>FRIA</b>       | <b>1947-76</b> | <b>1016,89</b>   | <b>1015,17</b>   | <b>1017,53</b>    | <b>1011,95</b>    | <b>1019,85</b>    |
| <b>QUENTE</b>     | <b>1977-98</b> | <b>1016,75</b>   | <b>1015,69</b>   | <b>1017,24</b>    | <b>1010,60</b>    | <b>1018,97</b>    |
| <b>TOTAIS(mb)</b> |                | <b>0,14</b>      | <b>-0,52</b>     | <b>0,29</b>       | <b>1,35</b>       | <b>0,88</b>       |

Para análise do gradiente de pressão observa-se, que fora dos trópicos a pressão diminui e nas áreas tropicais ela aumenta, conseqüentemente o gradiente Equador-Pólo enfraquece e de acordo com a variabilidade sazonal as massas de ar polares, podem penetrar pela baixa latitude.

O cinturão das altas subtropicais pode afastar-se do Equador, diminuindo ainda mais esse gradiente. Essas características são consistentes com a fase fria da ODP.

Em concordância com a fase quente da ODP, fora dos trópicos a pressão aumenta, e na faixa intertropical diminui, gerando assim uma intensificação do gradiente Equador – Pólo.

O cinturão das altas subtropicais se aproxima do Equador, aumentando ainda mais esse gradiente, podendo impedir a entrada das massas de ar polares, na área equatorial.

A Tabela 8 mostra os resultados alcançados para as variações de pressão e temperatura das estações **4 (Des Moines)**, **10 (Bootville)**, **11 (Mazatlan)** e **28 (Juan Fernandez)**, comprovam o comportamento da pressão previsto, durante as fases quente e fria da ODP, exceto **9 (San Diego)**, onde não foi possível essa concordância, pois seu sinal em relação a cada fase foi contrário.

## 5. CONCLUSÕES

O objetivo da presente pesquisa foi avaliar a variabilidade da pressão ao nível do mar das estações que foram escolhidas ao longo do continente americano, entre as latitudes de 30°O a 140°O e de pólo a pólo. Para tanto, utilizaram-se quatro conjuntos de dados históricos: o GHCN em torno de cem anos, o INMET em média 46 anos, as cartas de Reanálises do NCEP-NOAA, com 50 anos e as Normais Climatológicas de 1931-1960 a 1961-1990, associados aos índices de ODP e OS com 100 anos e variáveis TSM e vento zonal a 850mb.

O comportamento da pressão observado no continente americano, ao longo desses anos foi investigado utilizando métodos estatísticos. Foi feita uma análise do espectro de potência para a ODP e OS, que serviu para identificar as aparentes periodicidades dessas séries. Utilizou-se o filtro de Lanczos nas séries de ODP e OS e conseguiu-se uma melhor análise das séries filtrando as oscilações de frequências mais altas. O ajuste do “lag” deu-se por conta da diferenciação da resposta do aquecimento existente entre atmosfera e oceano e, para ODP, conseguiu-se um melhor ajuste com lag de um mês. Para OS, não foi necessário tal ajuste.

Durante o estudo dos padrões da OS com as estações, encontrou-se uma alternância de CC positivo (negativo) na parte Oeste (Leste) do continente americano, e apenas duas estações não apresentaram resposta significativa: a 2 (Assinniboine nos EUA), e a 26 (Córdoba na Argentina), sugerindo uma alternância significativa no campo de pressão atmosférica, associada às flutuações sazonais e interanuais dos eventos ENOS.

Os coeficientes de correlação entre ODP e os IPN foram negativos para a costa Oeste e positivos para a costa Leste do continente Norte-Americano. Para a América do Sul, foram negativos para a costa Oeste e Amazônia e positivos em toda a costa Leste com exceção das estações em torno de 30°S. A interação entre oceano-atmosfera parece, portanto, explicar os contrastes dos CC entre o IPN e a OS e o IPN e a ODP no continente americano.

Analisaram-se, ainda, as PNM de cinco estações que apresentaram menores falhas e maior quantidade de dados. Observou-se que a variabilidade da pressão das estações 4 (Des Moines, EUA), 10 (Bootville, EUA), 11 (Mazatlan, México), 28 (Juan Fernandez, Chile), foi pequena. Essas estações apresentaram características semelhantes durante a fase fria (quente) com pressão baixa (alta), exceto para a estação 9 (San Diego, EUA), que apresentou sinal

contrário para as duas fases da ODP. Uma comparação entre as séries temporais do Índice de ODP e do Índice Multivariado de ENOS (IME) mostrou uma frequência maior de eventos El Niño (La Niña) durante a fase quente (fria) da ODP.

O dados de pressão das Normais Climatológicas de 1931-1960 e 1961-1990 mostraram que cerca de 60%, das estações brasileiras apresentaram PNM mais baixas no último período. É possível que a fase quente da ODP tenha tido influência sobre a PNM do último período para as estações: 15 (Manaus), 16 (Quixeramobim), 17 (Barra do Corda), 19 (Porto Nacional), 21 (Goiânia), e 25 (Uruguaiana). Uma possível causa seria o deslocamento da Alta da Bolívia (AB) para o Sudeste de sua posição ocupada no período de 1931-1960. Apenas 40% dessas estações apresentaram PNM mais alta, entre elas as estações 14 (Campo Grande), 20 (Cuiabá), 22 (Rio de Janeiro) e 24 (São Luiz Gonzaga). Isso é evidente nas análises e pode ser resultante do posicionamento da Zona de Convergência da América do Sul (ZCAS) mais ao norte. Porém, uma investigação mais cuidadosa se faz necessária.

Averiguou-se que, durante a fase fria (quente) da ODP, houve uma maior quantidade de eventos ENOS. Essas ligações consistentes sugerem que as anomalias de longo prazo de TSM negativa (positiva) possam ser resultantes da frequência de eventos La Niña (El Niño). Portanto, em face desses resultados, buscou-se nas cartas dos dados de Reanálises uma melhor avaliação do campo de vento e de TSM. Assim sendo, durante a fase fria da ODP para a costa Norte da América do Sul, Caribe e costa Leste da América do Norte, os desvios de TSM foram positivos e, para a costa Oeste da América do Norte e costa Leste e Oeste da América do Sul, negativos. Analisando o campo de vento zonal a 850 hPa, notou-se a intensificação dos ventos Alísios no Atlântico Norte e o enfraquecimento dos ventos de Oeste na costa Norte americana. Para a fase quente da ODP, ocorreu ao contrário. Na costa Norte da América do Sul, Caribe e costa Leste da América do Norte, os desvios de TSM foram negativos e, nas costas Oeste das Américas e Leste da América do Sul, positivos. Notou-se que os ventos Alísios se enfraqueceram e os ventos de Oeste tornaram-se mais fortes, transportando água mais quente para a região do Atlântico Nordeste (Inglaterra e Escandinávia). Através da análise da correlação, foi encontrado sinal negativo sobre a costa Oeste e positivo na costa Leste da América do Norte. Sobre o noroeste da América do Sul, o sinal foi negativo e positivo no nordeste.

A vulnerabilidade da Sociedade cresce com o aumento da população e a variabilidade climática. A sustentabilidade das atividades humanas, particularmente agricultura e geração de energia, torna-se questionável em face desse quadro. Para se atingir sustentabilidade com

conservação ambiental seria necessário antever o estado do clima futuro. Modelos de Clima Global (MCG) são boas ferramentas, mas apresentam ainda limitações, principalmente no que se refere à parametrização dos processos físicos responsáveis pelo clima.

A previsão do clima na escala interanual alcançou sucesso quando se passou a utilizar as previsões de TSM nos MCG. O exemplo mais bem sucedido foi à previsão durante o forte evento El Niño de 1997-1998, ou seja, considerando que as TSM variam lentamente, tornou-se possível prever o clima com meses de antecedência.

A ODP é um exemplo de interação oceano-atmosfera cuja escala de tempo é interdecadal. Nesse contexto, estudos diagnósticos dos impactos das fases da ODP nos climas global e regional podem permitir uma visão do clima com antecedência de duas a três décadas e com melhor qualidade já que esses impactos resultaram de interações reais no sistema Terra-atmosfera-oceanos. Há indícios que a ODP esteja iniciando uma nova fase fria, que deve durar entre 20 e 25 anos. Sugere-se, portanto, que os cenários da fase fria da ODP seja utilizado em MCG para prever o clima futuro e auxiliar no planejamento do desenvolvimento social sustentável de prazo mais longo.

## 6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AMMANN, C.M.; NAVEAU, P. Statistical Analysis of Tropical Explosive Volcanism Occurrences over the Last 6 Centuries. **Geophysical Research Letters**, v.30, n°5, p.1210, 2003.

ANDREOLI, R.V. **Variabilidade Interanual de Campos Atmosféricos Totais e Zonalmente Assimétricos**. Orientador: Mary T. Kayano. São José dos Campos: INPE, 1998. p.95. Dissertação. (Mestrado em Meteorologia)

ANDRONOVA, N.G.; ROZANOV, E.V.; YANG, F.; SCHLESINGER, M.E.; STENCHIKOV, G. L. Radiative Forcing by Volcanic Aerosols from 1850 through 1994. **Journal Geophysical Research**, v.104, D14, p.16.807-16.826, 1999.

BARREIRO, M.; LORENZO D.E. **Theory and Modeling of Low Frequency Variability in the Tropical Atlantic Ocean and Atmosphere**. Rowan Sutton: Center for Global Atmospheric Modelling, University of Reading, 2000.

BEAMISH, R.J.; NOAKES, D.J; MCFARLANE, G. A.; PINNIX, W.; SWEETING, R.; KING, J. Trends in Coho Marine Survival in Relation to the Regime Concept. **Fish Oceanography**, v. 9, p.114-119, 2000.

BERLATO, A. M., FONTANA, C.D. **EL Niño e La Niña – Impactos no clima, na vegetação e na agricultura do Rio Grande do Sul. Aplicações de previsões climáticas na agricultura**. 1ed.Porto Alegre.Editora UFRGS, 2003. p.19 - 55.

BIONDI, F., GERSHUNOV, A., CAYAN, D.R. North Pacific Decadal Climate Variability Since 1661. **Journal of Climate**, v.14, p. 5 - 9, 2001.

BRADLEY, R.S., DIAZ, H.F., KILADIS, G.N., EISHEID, J.K. ENSO signal in continental temperature and precipitation records. **Nature**, v. 327, nº 6122, p. 497-501,1987.

CAVALCANTI, E.P.; AZEVEDO, P.V. ; GANDU, A.W. Transporte e Balanço de vapor d'água atmosférico sobre o Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 17, nº 2, p. 207, 2002.

CUTRIM, E.M.C.; MOLION, L.C.B.; NECHET, D. Chuvas na Amazônia durante o século XX In: **CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA**, 2000, Rio de Janeiro, RJ. SBMET, 2000. Anais do XI CBMET, 2000.

CHEVALLIER, G.; JOUSLIN de NORAY, H.; WANG, X.; DE MARTIN, F. **Detection et Attribution Du Changement Climatique**. Ecole Nationale Des Ponts Et Chaussees, p.1-17. Paris, 2004.

CHATIFIELD, C. **The Time-Series Analysis: an Introduction**. Chapman and Hall, Thd. Ed. London. 1984. p.30.

DEPARTAMENTO NACIONAL DE METEOROLOGIA. **Normais Climatológicas 1961-1990**. Brasília DF. 1992. p.10-14.

DESER, C.; ALEXANDER, M. A.; TIMLIN, M. S. Upper Ocean Thermal Variations in the North Pacific During 1970-1991. **Journal of Climate**, v. 9, p.1840-1855, 1996.

DUCHON, C.E. Lanczos Filtering in One and Two Dimensions. **Journal of Applied Meteorology**, v.18, p.1016-1022, 1979.

GRIMM, A.M. Apostila de Meteorologia da UFPR. CIRCULAÇÃO GERAL DA ATMOSFERA. Disponível na INTERNET via <http://www.ufpr.br>. Arquivo consultado em 2004.

GLANTZ, M.H. La Predicción de El Niño: El Aporte de La Ciencia al Siglo XXI. **The Flipe Side of Science**, p. 5 - 43, 2004.

HANDLER, P.; ANDSAGER, K. **Volcanic Aerosols, El Niño and The Southern Oscillation.** University of Illinois at Urbana-Champaign Loomis Laboratory, 1989.

HASTENRATH, S. Prediction of Northeast Brasil Rainfall anomalies. **Journal of Climate**, v. 3, p. 893-904, 1990.

HASTENHATH, S. **Climate and Circulation of the Tropics.** Reidel Publishing Company, Holland , Chapter 6, p. 129-175, 1985.

INMAN, L. D.; JENKINS, S.A., Climate Patterns in the Coastal Zone. **Kluwer Academic Publishers.** Dordrecht. The Netherlands, 2003.

KAPLAN, A.; KUSHNIR, Y.; MARK, A. Reduced Space Optimal Interpolation of Historical Marine Sea Level Pressure: 1854 –1992. **Journal of Climate**, v.13, p.2987-3002, 2000.

KILADIS, G.N.; DIAZ, H.F. Global Climatic Anomalies with Extremes in the Southern Oscillation. **Journal of Climate**, v. 2, n° 9, 1999.

KOUSKY, V.E.; KAYANO, M. T. Principal Modes of Outgoing Longwave Radiation and 250 – mb Circulation for the South American Sector. **Journal of Climate**, v.7, n° 7, 1994.

LAMB, H.H. **Climate and Present Past and Future.** vol I . Fundamental and Climate Now. cap. 6. Cyclic and quasi-periodic Phenomena, p.213-254, 1972.

LEFOHN, S.A.; HUSAR, J.D.; HUSAR, R.B, Estimating Historical Antropogenic Global Sufur Emissions Patterns for the Period 1850-1990. **Atmospheric Enviroment**, v.33, p.3436 – 3436, 1999.

MANTUA, N.J., HARE, S.R., ZHANG, Y.; WALLACE, J.M.; FRANCIS, R.C. A Pacific Interdecadal Climate Oscillation with Impacts on Salmon Production. **Bull. of the Am. Meteor. Soc**, v. 78, p. 1069-1079, 1997.

MAPAS POLÍTICOS E ADMINISTRATIVOS DA AMÉRICA DO SUL. Disponível na INTERNET via <http://www.maps.quest.com> . Arquivo consultado em 2004.

MINISTÉRIO DA AGRICULTURA - INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA  
**Normais Climatológicas 1931-1960**. 3ª Edição. Rio de Janeiro. Brasil.1984. p.7-14.

MINOBE, S. Resonance in Bidecadal and Pentadecadal Climate Oscillations over the North Pacific: Role in Climatic Regime Shifts. **Geophysical Research Letters**, v. 26, nº 7, p.855-858, 1999.

MINOBE, S.; MANTUA, N. Interdecadal Modulation of Interannual Atmospheric and Oceanic Variability over the North Pacific. **Progress in Oceanography**, v.43, p.163-192,1999.

MOLION, L.C.B.; BERNARDO, S.O.; OLIVEIRA, C.P. Variabilidade da Circulação de Grande Escala Sobre o Atlântico Subtropical. In: **CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA**. Fortaleza. 2004. p. 5-11.

MOLION, L.C.B.; BERNARDO, S.O. Uma Revisão da Dinâmica das Chuvas no Nordeste Brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.17, nº01, Rio de Janeiro – RJ, 2002.

MOLION, L.C.B. Long Term Climate as a Marketing Strategy.2005. In: **Proceedings of Regional Technical Meeting a Clips and Agrometeorological Application for Mercosur Countries**. Campinas. Julho.

NEWHALL, C.G.; SELF, S. The volcanic explosivity index (VEI): an estimate of Explosive magnitude for historical volcanism. **Journal of Geophysical Research**, v.87, p.1231–1238, 1982.

NIEUWOULT, S. **Tropical Climatology – An Introduction to the Climates of the Low Latitudes**, v.1, p.38-50, 1977.

NOAA/NCEP. Climate Prediction Center, Data and Indices. Disponível na INTERNET via <http://nic.fb4.noaa.gov/>. Arquivo consultado em 2003.

NOBRE, P.; MELO, A.B.C. **Variabilidade Climática Intrasazonal sobre o Nordeste do Brasil em 1998-2000**. CPTEC/INPE. São Paulo, SP. 2000.

PAEGLE, J. **Interactions between convective and large-scale motions over Amazônia**. In **The Geophysiology of Amazonia**, cap.17, p.345-387,1987.

PIERCE, D.W. Possible mechanisms, tropical links, and forcing of extratropical Pacific decadal oscillations. **Eighteenth Annual PACLIM Workshop**. Monterey, CA, p.18-21, 2001.

RAWSON, C.H.E. The Anticyclonic Belt of the Southern Hemisphere. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.XXXIV, nº 147, p.166-180, 1908.

RAWSON, C.H.E. The Anticyclonic Belt of the Northern Hemisphere. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.XXXV, nº 152, p.234-311, 1909.

ROBOCK, A.; MAO, J. Winter Warming From Large Volcanic Eruptions. **Geophysical Research Letters**, v. 19, p. 2405-2408, 1992.

ROPELEWSKI, C.F.; HALPERT, M.S. More technical information on the global patterns of abnormal precipitation and temperature related to cold episodes in the tropical Pacific can be found **Journal of Climate**, v.2, p. 268-284,1989.

SEINFELD, J.H.; CHARLSON, R.; DURKEE, P.A. et al. **Aerosol Radiative Forcing and Climate Change**. National Academies Press, p. 7-33, 1996.

SCHWING, F.B.; MURPHREE, T.GREEN, P.M. The Northern Oscillation Index (NOI): A New Climate Index for the Northeast Pacific. **Progress in Oceanography**, v. 53, p. 115-139, 2002.

TIMLIN, M. Multivariate ENSO Index (MEI). Disponível na INTERNET via <http://cdc.noaa.gov/>. Arquivo consultado em 2004.

UVO, C.R.B., NOBRE, C. A. A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a Precipitação no Norte do Nordeste do Brasil. Parte I: A Posição da ZCIT no Atlântico Equatorial. **Climanálise**, v. 4, nº 07, p. 34-40, 1989.

WAGNER, R. G. Decadal – scale trends in mechanisms controlling meridional sea surface temperature gradients in the tropical Atlantic. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, nº C7, p. 16.683 -16.684,1996.

WALLACE, J.M.; HOBBS, P.V. **Atmospheric Science An Introductory Survey**. Academic Press, p. 384-431, 1977.

WHITE, F. M., **Fluid Mechanics**. McGraw Hill Book Company. 5ª edição.p.67. New York, 2003.

WOLTER, K. Multivariate ENOS Index. Disponível na INTERNET via <http://www.cdc.noaa.gov/>. Arquivo consultado em 2004.

WOLTER, K and M.S. TIMLIN, 1998: Measuring the strength of ENSO - how does 1997/98 rank? *Weather*, **53**, 315-324, <http://www.cdc.noaa.gov/people/klaus.wolter/MEI/mei.html>

## 7. APÊNDICE

### 7.1 Apêndice A

Primeiramente, os dados de todas as estações foram normalizados. Após esse tratamento aplicou-se o Filtro de Lanczos com as suas respectivas bandas. Somente depois realizou-se as correlações com “lag” 1. As planilhas a seguir demonstraram as correlações feitas em cada banda para a ODP e as 29 estações normalizadas.

Correlação Lag 1 : ODP x IPN - Banda 84\_224 (A)

Correlação Lag 1 : ODP x IPN - Banda 84\_240 (B)

Correlação Lag 1 : ODP x IPN - Banda 84\_180 (C)

Correlação Lag 1 : ODP x IPN - Banda 96\_168 (D)

Para ODP foram utilizadas as bandas que significam:

- A - 84\_224 – 7 a 18,6 anos;
- B - 84\_240 – 7 a 20 anos;
- C - 84\_180 – 7 a 15 anos;
- D - 96\_168 – 8 a 14 anos.

Para OS utilizou-se apenas uma banda que indicou um melhor tratamento pelo filtro. A correlação aplicada a OS as 29 estações normalizadas foi a simultânea.

Correlação Simultânea: OS x IPN - Banda 48\_108 (E)

Para OS foi utilizada a banda que significa:

- E - 48\_108 – 4 a 9 anos.

## 7.2 Apêndice B

### Estação 17 - Barra do Corda

Os valores calculados representam as variações mensais da pressão atmosférica com relação às Normais Climatológicas de 1931-1960 e 1961-1990 da estação 17 (Barra do Corda).

Tabela 1.a - Variações mensais da pressão atmosférica das Normais Climatológicas de 1931-1960 e 1961-1990.

|                  |                 |                 |                |
|------------------|-----------------|-----------------|----------------|
| <b>Janeiro</b>   | <b>- 8,9 mb</b> | <b>Julho</b>    | <b>-7,9 mb</b> |
| <b>Fevereiro</b> | <b>- 8,8 mb</b> | <b>Agosto</b>   | <b>-8,1 mb</b> |
| <b>Março</b>     | <b>- 9,1 mb</b> | <b>Setembro</b> | <b>-8,4 mb</b> |
| <b>Abril</b>     | <b>- 8,1 mb</b> | <b>Outubro</b>  | <b>-9,1 mb</b> |
| <b>Maiο</b>      | <b>- 8,6 mb</b> | <b>Novembro</b> | <b>-9,1 mb</b> |
| <b>Junho</b>     | <b>- 8,3 mb</b> | <b>Dezembro</b> | <b>-9,2 mb</b> |

Para as Normais Climatológicas da estação meteorológica **17 (Barra do Corda)** encontrou-se duas alturas. O processo foi viabilizado através da dedução da altura da estação ( $H_p$ ) encontrada entre as Normais Climatológicas de pressão atmosférica para as séries de 1931-1960 e 1961-1990.

$$H_{p\ 61-90} = 153\text{m}$$

$$H_{p\ 31-60} = 81\text{m}$$

A Equação da Hidrostática (8) estabelece que, a pressão em um fluido (com densidade constante) varia linearmente com a altura (White, 2003).

$$\Delta p = \rho g \Delta z \quad (8)$$

$\Delta p$  diferença de pressão da estação de Barra do Corda

$\rho$  densidade do ar seco que vale 1,29 kg/m<sup>3</sup>

$g$  aceleração da gravidade 9,8 m/s<sup>2</sup>

$\Delta z$  altura da estação em metros.

Para o que se quer aplicar a Equação (8) pode ser escrita na forma:

$$\frac{\Delta p}{\Delta z} = \rho g \quad (9)$$

Após a aplicação da Equação (9), achou-se que para cada 1 mb corresponde a 10 metros. Encontrou-se, uma diferença de 72 metros o que corresponde a 7,2 mb de diferença, que será deduzida dos valores das variações mensais da pressão atmosférica calculados acima na Tabela 1.a. O objetivo foi verificar a linearidade da variação da pressão com referência a altura da estação nas duas séries das Normais Climatológicas. Portanto, a Tabela 1b mostra os valores da diferença absoluta para a pressão da estação meteorológica.

Tabela 1.b - Valores da diferença absoluta para a pressão da estação de 17 (Barra do Corda) – MA.

|                  |                |                 |                |
|------------------|----------------|-----------------|----------------|
| <b>Janeiro</b>   | <b>-1,7 mb</b> | <b>Julho</b>    | <b>-0,7 mb</b> |
| <b>Fevereiro</b> | <b>-1,6 mb</b> | <b>Agosto</b>   | <b>-0,9 mb</b> |
| <b>Março</b>     | <b>-1,9 mb</b> | <b>Setembro</b> | <b>-1,2 mb</b> |
| <b>Abril</b>     | <b>-0,9 mb</b> | <b>Outubro</b>  | <b>-1,9 mb</b> |
| <b>Mai</b>       | <b>-1,4 mb</b> | <b>Novembro</b> | <b>-1,9 mb</b> |
| <b>Junho</b>     | <b>-1,1 mb</b> | <b>Dezembro</b> | <b>-2,0 mb</b> |