



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-12886-TDI/1008

ESTIMATIVAS DA RESPOSTA HIDROLÓGICA DAS SUB- BACIAS BRASILEIRAS

Felix Carriello

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto,
orientada pelos Drs. João Viane Soares e Nelson Jesus Ferreira, aprovada em
2 de junho de 2004.

INPE
São José dos Campos
2005

528.711.7

CARRIELLO, F.

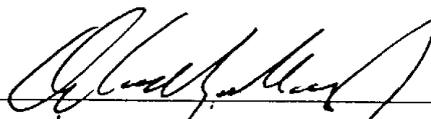
Estimativas da resposta hidrológica das sub-bacias
brasileiras / F. Carriello. – São José dos Campos: INPE,
2004.

155p – (INPE-12886-TDI/1008).

1.Sensoriamento remoto. 2.Hidrologia. 3.Escoamento
direto. 4.Ciclo hidrológico. 5.Índice de Vegetação por
Diferença Normalizada (NDVI). 6.El Niño. I.Título.

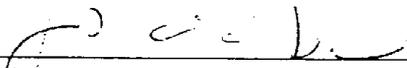
Aprovado pela Banca Examinadora
em cumprimento a requisito exigido
para a obtenção do Título de Mestre
em Sensoriamento Remoto.

Dr. Antonio Miguel Vieira Monteiro



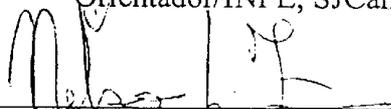
Presidente/INPE, SJCampos-SP

Dr. João Viane Soares



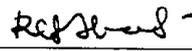
Orientador/INPE, SJCampos-SP

Dr. Nelson Jesus Ferreira



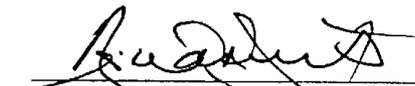
Orientador/INPE, SJCampos-SP

Dra. Regina Célia dos Santos Alvalá



Membro da Banca/INPE, SJCampos-SP

Dr. Reinaldo Bomfim da Silveira



Convidado/INMET- Brasília - DF

Aluno: Felix Carriello

São José dos Campos, 02 de junho de 2004.

“...Enfim, viver não é apenas difícil, é quase impossível, mormente naqueles anos em que, não estando a causa à vista, nos esteja interpelando o efeito, se ainda esse nome lhe basta, reclamando que o expliquemos em seus fundamentos e origens, e também como causa que por sua vez já começou a ser, porquanto, como ninguém ignora, em toda esta contradança, a nós é que compete encontrar sentidos e definições, quando o que nos apeteceria seria fechar sossegadamente os olhos e deixar correr um mundo que muito mais nos vem governando do que se deixa, ele, governar. Se tal sucede, isto é, se diante dos olhos temos o que, por todos os sinais e apresentação, tem visos de efeito, e dele não percebemos uma causa imediata ou próxima, o remédio estará em temporizar, em dar tempo ao tempo, já que a espécie humana, sobre a qual, lembremo-lo, embora pareça vir a despropósito, não se conhece outra opinião do que a que ela tem de si própria, está destinada a esperar infinitamente os efeitos e a buscar infinitamente as causas, pelo menos é o que, até hoje, infinitamente tem feito...”

José Saramago

História do cerco de Lisboa

À Nelia e Luizito, meus pais.

Ao Henrique e Laura; Marina e Luísa, meus sobrinhos.

AGRADECIMENTOS

A meus pais e a meus irmãos, Karina, Luciana e Marcelo, pela presença e apoio.

Aos Drs. João Viane Soares e Nelson Jesus Ferreira pela dedicação, ensinando-me os caminhos da pesquisa.

Aos membros da banca examinadora pelas sugestões.

Ao Daniel Rodriguez, pelo apoio, amizade e pelas inúmeras vezes que discutiu comigo questões de hidrologia.

À Liana, com sua amizade, a alegria fica sempre por perto. E à sua família, pelo apoio em todas as horas.

Ao Brummer, amigo desde o primeiro momento.

Aos amigos de mestrado: Ieda, Silvio, Eddy, Gelelete, Pierre, Cleber, Fernanda, Brenner, Lucyana, William e Paula, por compartilharem o conhecimento e pelo convívio durante os últimos anos, vocês sempre estarão em minhas boas lembranças.

Aos mestres, em compartilhar o conhecimento.

À Etel e à Angelucci pelo apoio em todas as etapas.

Às Bibliotecárias e pessoal de apoio da biblioteca do INPE nas inúmeras pesquisas.

Aos colegas da turma de mestrado de sensoriamento remoto do ano de 2001.

Aos amigos do Rio (Bom Jardim e Nova Friburgo), pela presença, mesmo distantes.

Ao INPE, pela possibilidade concedida a mim de realizar o mestrado e pela excelente infra-estrutura.

À Capes, pela bolsa concedida, possibilitando-me a realização da pesquisa.

RESUMO

Este estudo analisa a variabilidade espaço-temporal da resposta hidrológica do Brasil, para o período de 1970 a 2000. O objetivo deste estudo é mapear a resposta hidrológica das sub-bacias brasileiras com o intuito de subsidiar estudos e auxiliar o gerenciamento de recursos hídricos em nível nacional. A resposta hidrológica foi estimada a partir de dados observados de vazão e de precipitação e, também, a partir de dados do modelo de previsão numérica do National Centers for Environmental Prediction (NCEP). A comparação qualitativa das respostas hidrológicas apresentou concordância tanto para a média do período, quanto para as respostas anuais, ao longo do período. Análises estatísticas indicam que os resultados obtidos apresentam áreas de maior concordância para as regiões da Amazônia central, Centro-Oeste e Sudeste, enquanto áreas de menor concordância foram o leste da Amazônia, a porção leste do Nordeste e sub-regiões do Sul do Brasil. A evapotranspiração do território brasileiro também foi calculada a partir da equação do balanço hidrológico, cujos valores estimados são similares aos encontrados na literatura. A relação entre o NDVI e a resposta hidrológica foi investigada, indicando haver correlações positivas principalmente nas sub-bacias onde predominam os climas semi-árido e semi-úmido, presentes nas regiões Nordeste e Centro-Oeste.

TIME-SPACE ANALYSIS OF THE HYDROLOGICAL RESPONSE OF THE BRAZILIAN SUB-BASINS

ABSTRACT

This work analyses the temporal-spatial behavior of the hydrological response in Brazil during the 1970 to 2000 period. The objective of this study is to map the hydrological response of Brazilian sub basins in order to give support to the hydric resources management in a national level. The hydrological response was carried out using streamflow and observed precipitation data and also reanalysis data from the National Centers for Environmental Prediction - NCEP. The qualitative comparison of the hydrological responses showed agreement both for the mean period and for the annual responses along the period. Statistical analysis indicated good results for two presented types of mapping with better agreement in areas such as central Amazon, middle west and southeast regions. The east Amazon region and the east part of northeast region and sub regions located in the south of Brazil presented the worst results. The evapotranspiration rates were also estimated and the values found were similar to those found in the literature. The relation between NDVI and hydrological response was investigated indicating positive correlations mainly in the sub basins with prevailing semi arid and semi humid climates in the northeast and middle west Brazil regions.

SUMÁRIO

Pág.

LISTA DE FIGURAS	
LISTA DE TABELAS	
LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS	
CAPÍTULO 1	25
INTRODUÇÃO	25
Objetivo Geral	27
Objetivos específicos	27
CAPÍTULO 2	29
FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	29
2.1 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	29
2.1.1 Ciclo Hidrológico	29
2.1.2 Componentes do ciclo hidrológico	33
2.1.2.1 Precipitação através do dossel	34
2.1.2.2 Fluxo através do caule	35
2.1.2.3 Interceptação pela copa.....	35
2.1.2.4 Interceptação da liteira.....	36
2.1.2.5 Evaporação	36
2.1.2.6 Transpiração	37
2.1.2.7 Infiltração.....	38
2.1.2.8 Água no solo	38
2.1.3 <i>Runoff</i>	39
2.1.3.1 Fatores que influenciam a geração de <i>runoff</i>	39
2.1.4 Componentes do fluxo de canal.....	40
2.1.4.1 Precipitação no canal: (C_p).....	40
2.1.4.2 Escoamento lateral no solo (R_s).....	40
2.1.4.3 Escoamento superficial (C_p+R_s)	41
2.1.4.4 Escoamento sub-superficial (R_i).....	41
2.1.4.5 Escoamento base (R_g):.....	41
2.1.5 Resposta Hidrológica	41
2.1.6 Bacia Hidrográfica.....	43
2.1.7 Resposta Hidrológica e NDVI	43
2.1.7.1 NDVI	43
2.1.8 El Niño / Oscilação Sul (ENSO)	49
2.2 Revisão Bibliográfica	52
2.2.1 Mapeamento da resposta hidrológica	52
2.2.2 Geração de <i>runoff</i>	57
2.2.3 <i>Runoff</i> e vegetação	60
2.2.4 Geração de <i>runoff</i> e florestas	61
2.2.5 Geração de <i>runoff</i> : Climas árido e semi-árido	62
2.2.6 <i>Runoff</i> e solo	62

CAPÍTULO 3	64
MATERIAIS E MÉTODOS	64
3.1 Cálculo da resposta hidrológica observada.....	64
3.1.1 Dados de vazão	64
3.1.2 Dados de precipitação	64
3.2 Metodologia para a estimativa da resposta hidrológica observada	66
3.3 Bacias brasileiras	67
3.3.1 Bacia 1 - Bacia do rio Amazonas	69
3.3.2 Bacia 2 - Bacia do rio Tocantins/Araguaia	71
3.3.3 Bacia 3 - Bacia do Atlântico Norte Nordeste	72
3.3.4 Bacia 4 - Bacia do rio São Francisco	73
3.3.5 Bacia 5 - Bacia do Atlântico Leste	74
3.3.6 Bacia 6 - Bacia do rio Paraná/Paraguai	75
3.3.7 Bacia 7 - Bacia do rio Uruguai	76
3.3.8 Bacia 8 - Bacia do Atlântico Sudeste	77
3.4 Evapotranspiração.....	78
3.5 Resposta Hidrológica e NDVI	78
3.6 Síntese da metodologia da resposta hidrológica e da correlação resposta hidrológica e NDVI.....	79
CAPÍTULO 4	81
RESULTADOS	81
4.1 Resposta Hidrológica Média.....	81
4.2 Evapotranspiração.....	85
4.3 Resposta Hidrológica Observada das Bacias Brasileiras.....	88
4.4 Variabilidade Interanual da Resposta Hidrológica	96
4.4.1 Resposta Hidrológica Observada para o período de 1970 a 2000	96
4.5 Resposta Hidrológica e NDVI	105
CAPÍTULO 5	113
CONSIDERAÇÕES FINAIS E SUGESTÕES	113
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	117
APÊNDICE A	125
A.1 Resposta Hidrológica com dados do NCEP/NCAR	125
A .1.1 Tendências	126
A.1.1.1 Diferença.....	127
A.1.1.1.1 RMSE – Erro Quadrático Médio	127
A.2 Evapotranspiração.....	128
A.3 Resposta Hidrológica Média com dados do reanálises NCEP	128
A.4 Comparação entre RHR e RHO	129
A.4.1 Tendência entre RHR e RHO	130
A.4.2 Erro Quadrático Médio entre RHO e RHR.....	131
APÊNDICE B	133
APÊNDICE C	143
APÊNDICE D	151

LISTA DE FIGURAS

2.1 - Quantidade anual de água estocada nos oceanos, terra e atmosfera, e trocada anualmente entre os diferentes reservatórios através de evaporação, precipitação e <i>runoff</i> (estimativas de Peixoto e Kettani, 1973, e, entre parênteses, de Baumgartner e Reichel, 1975).	30
2.2 - Diagrama esquemático dos ramos atmosférico e terrestre do ciclo hidrológico mostrando a importância da evaporação E, advecção de vapor d'água na atmosfera Q, precipitação P, <i>runoff</i> de rios R _o , e <i>runoff</i> subterrâneo R _u . Atmosfera, A; Oceanos, O; Parte terrestre, L; Neve, C.....	31
2.3 - Exemplo de como a resposta hidrológica varia com os limites fisiográficos de uma bacia no leste dos Estados Unidos. FONTE: Modificada de Woodruff e Hewlett (1970).	42
2.4 - Principais classes de vegetação com respectivos valores de NDVI (à direita) e IAF (à esquerda) de cada recobrimento vegetal.	48
2.5 - Circulação observada no Oceano Pacífico Equatorial em anos sem a presença do El Niño ou La Niña, ou seja, anos normais.	49
2.6 - Padrão de circulação observada em anos de El Niño na região equatorial do Oceano Pacífico.	50
2.7 - Padrão de circulação observada em anos de La Niña na região equatorial do Oceano Pacífico.	51
2.8 - Sistema de drenagem de uma bacia hidrográfica: Estoque: C, dossel; Ch, canal; Dp, depressão; Dt, detenção de superfície; G, água subterrânea; Lk, lagos; Lt, liteira; Pp, canais; S, neve e gelo; Sm umidade do solo. Processos e fluxos: d, precipitação da copa; e, evaporação; et, evapotranspiração; gs, infiltração do subsolo; i, infiltração; it, interceptação; lf, fluxo de liteira; m, derretimento de neve e gelo; of, fluxo superficial; p, precipitação; pf, fluxo em canais; rf, fluxo de retorno; sf, fluxo de corrente; sof, fluxo superficial de retorno; sp, fluxo de nascente; st, fluxo de caule; tr, fluxo através da copa, áreas contribuintes para o <i>runoff</i>	59
3.1 - Bacias do Brasil.....	69
3.2 - Bacia do rio Amazonas: sub-bacias, rios e estações selecionadas. (Bacia 1)	70
3.3 - Bacia do rio Tocantins/Araguaia: Divisão em sub-bacias, rios e estações selecionadas (Bacia 2).	71
3.4 - Bacia do Atlântico N/Ne: Divisão em sub-bacias, rios e estações selecionadas (Bacia 3).....	72
3.5 - Bacia do rio São Francisco: Divisão em sub-bacias, rios e estações selecionadas (Bacia 4).	73
3.6 - Bacia do Atlântico Leste: Divisão em sub-bacias, rios e estações selecionadas (Bacia 5).....	74
3.7 - Bacia do rio Paraná/Paraguai: Divisão em sub-bacias, rios e estações selecionadas (Bacia 6).	75
3.8 - Bacia rio Uruguai: subdivisões em sub-bacias, rios e estações selecionadas (Bacia 7).....	76

3.9 - Atlântico Sudeste: sub-bacias, rios e estações selecionadas (Bacia 8).....	77
4.1 - Resposta Hidrológica Observada média anual (RHO), período de 1970 a 2000	81
4.2 - Evapotranspiração Real, média anual, para o período de 1970-2000, obtida utilizando-se a equação do balanço hídrico.	86
4.3 - Precipitação média anual observada para o período de 1970-2000.	87
4.4 - Irradiação Média Anual (Wh/m ²), para o período de 1995-98.....	88
4.5 - RHO da Bacia Amazônica (Bacia 1), média anual, período de 1970-2000.....	89
4.6 - RHO da Bacia do rio Tocantins/Araguaia (Bacia 2), média anual, período de 1970-2000.....	90
4.7 - RHO da Bacia do Atlântico trecho N/NE (Bacia 3), média anual, período de 1970-2000.....	91
4.8 - RHO da Bacia do rio São Francisco (Bacia 4), média anual, período de 1970-2000.	92
4.9 - RHO da Bacia do Atlântico trecho Leste (Bacia 5), média anual, período de 1970-2000.....	93
4.10 - RHO da Bacia do rio Paraná/Paraguai (Bacia 6), média anual, período de 1970-2000.....	94
4.11 - RHO da Bacia do rio Uruguai (Bacia 7), média anual, período de 1970-2000....	95
4.12 - RHO da Bacia do Atlântico trecho Sudeste (Bacia 8), média anual, período de 1970-2000.....	95
4.13 - RHO1970-71	100
4.14 - RHO1971-72	100
4.15 - RHO1972-73	100
4.16 - RHO1973-74	100
4.17 - RHO1974-75	100
4.18 - RHO1975-76.....	100
4.19 - RHO1976-77	101
4.20 - RHO1977-78.....	101
4.21 - RHO1978-79	101
4.22 - RHO1979-80.....	101
4.23 - RHO1980-81	101
4.24 - RHO1981-82	101
4.25 - RHO1982-83	102
4.26 - RHO1983-84	102
4.27 - RHO1984-85	102
4.28 - RHO1985-86.....	102
4.29 - RHO1986-87	102
4.30 - RHO1987-88	102
4.31 - RHO1988-89	103
4.32 - RHO1989-90.....	103
4.33 - RHO1990-91	103
4.34 - RHO1991-92	103
4.35 - RHO1992-93	103
4.36 - RHO1993-94	103
4.37 - RHO1994-95	104

4.38 - RHO1995-96	104
4.39 - RHO1996-97	104
4.40 - RHO1997-98	104
4.41 - RHO1998-99	104
4.42 - RHO1999-00	104
4.43 - Correlação entre NDVI e Resposta Hidrológica, período de 1982 a 1999.	105
4.44 - Unidades Climáticas do Brasil	109
4.45 - Vegetação e Recursos florísticos – Vegetação Atual.....	110
A.1 - Resposta Hidrológica média anual derivada das reanálises NCEP, (RHR), período de 1970 a 2000.....	128
A.2 - Diferença entre a RHR e a RHO média anual, período de 1970 a 2000	130
A.3 - Erro quadrático médio da RHO e RHR, durante o período de 1970 a 2000.	132
B.4 - EVT Observada, em mm 1992-93	140
B.5 - EVT NCEP, em mm 1992-93.....	140
B.6 - EVT Observada, em mm 1993-94	140
B.7 - EVT NCEP, em mm 1993-94.....	140
B.8 - EVT Observada, em mm 1994-95	141
B.9 - EVT NCEP, em mm 1994-95.....	141
B.10 - EVT Observada, em mm 1995-96	141
B.11 - EVT NCEP, em mm 1995-96.....	141
D.712 - RHR1976-77.....	152
D.1213 - RHR1981-82.....	152

LISTA DE TABELAS

2.1 – Satélites NOAA: bandas e IFOV.	45
3.1 - Áreas das sub-bacias e áreas drenadas pelas estações (* estação com área drenada de sub-bacias à montante) da Bacia 1.	70
3.2 - Áreas das sub-bacias e áreas drenadas pelas estações (* estação com área drenada de sub-bacias à montante) da Bacia 2.	71
3.3 - Bacia 3: área das sub-bacias e áreas drenadas pelas estações da Bacia 3.	72
3.4 - Área das sub-bacias e áreas drenadas pelas estações da Bacia 4.	73
3.5 - Área das sub-bacias e áreas drenadas pelas estações da Bacia 5.	74
3.6 - Área das sub-bacias e áreas drenadas pelas estações (* estação com área drenada de sub-bacias à montante) da Bacia 6.	75
3.7 - Área das sub-bacias e áreas drenadas pelas estações (* estação com área drenada de sub-bacias à montante) da Bacia 7.	76
3.8 - Área das sub-bacias e áreas drenadas pelas estações da Bacia 8.	77
4.1 - Dados de composições anuais de NDVI (10 anos).	107
C.1 - Resposta Hidrológica anual das sub-bacias – Bacia 1 – * anos El Niño; (*)anos El Niño acoplados (+) La Niña. Números em destaque indicam valores iguais ou maiores do que a média geral da Bacia.	143
C.2 - Resposta Hidrológica anual das sub-bacias – Bacia 2 – * anos El Niño; (*)anos El Niño acoplados; + anos La Niña. Números em destaque indicam valores iguais ou maiores do que a média geral da Bacia.	144
C.3 - Resposta Hidrológica anual das sub-bacias – Bacia 3 – * anos El Niño; (*)anos El Niño acoplados; + anos La Niña. Números em destaque indicam valores iguais ou maiores do que a média geral da Bacia.	145
C.4 - Resposta Hidrológica anual das sub-bacias – Bacia 4 – * anos El Niño; (*)anos El Niño acoplados; + anos La Niña. Números em destaque indicam valores iguais ou maiores do que a média geral da Bacia.	146
C.5 - Resposta Hidrológica anual das sub-bacias – Bacia 5 – * anos El Niño; (*)anos El Niño acoplados; + anos La Niña. Números em destaque indicam valores iguais ou maiores do que a média geral da Bacia.	147
C.6 - Resposta Hidrológica anual das sub-bacias – Bacia 6 – * anos El Niño; (*)anos El Niño acoplados; + anos La Niña. Números em destaque indicam valores iguais ou maiores do que a média geral da Bacia.	148
C.7 - Resposta Hidrológica anual das sub-bacias – Bacia 7 – * anos El Niño; (*)anos El Niño acoplados; + anos La Niña. Números em destaque indicam valores iguais ou maiores do que a média geral da Bacia.	149
C.8 - Resposta Hidrológica anual das sub-bacias – Bacia 8 – * anos El Niño; (*)anos El Niño acoplados; + anos La Niña. Números em destaque indicam valores iguais ou maiores do que a média geral da Bacia.	150

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ANA - Agência Nacional de Águas

AVHRR - Advanced Very High Resolution Radiometer

CIAT - Centro Internacional de Agricultura Tropical

CPTEC - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos

CRU - Climatic Research Unit

ENSO - El Niño/Oscilação Sul

ENVI - The Environment for Visualising Images

fPAR - fração de Radiação Absorvida Fotossinteticamente Ativa

GIMMS - Global Inventory Monitoring and Modelling Studies

GRADS - Grid Analysis and Display System

GSFC - Goddard Space Flight Center

IAF - Índice de área Foliar

IBGE - Instituto Nacional de Geografia e Estatística

INMET - Instituto Nacional de Meteorologia

JMA - Japan Meteorological Agency

MAPSS - Mapped Atmosphere-Plant Soil System

MLRA - Major Land Resource Area

NASA - National Aeronautics & Space Administratio

NCAR - National Center for Atmospheric Research

NCEP - National Centers for Environmental Prediction

NDVI - Índice de Vegetação por Diferença Normalizada

NOAA - National Oceanic and Atmospheric Administration

PRISM - Parameter-elevation Regressions on Independent Slopes Model

RHO - Resposta Hidrológica Observada

RHR - Resposta Hidrológica obtida por dados de reanálises do NCEP

RMSE - Erro Médio Quadrático Médio

SAVI - Índice de Vegetação Ajustado ao Solo

SPRING - Sistema de Processamento de Informações Georreferenciadas

SRVI - Razão Simples entre Infravermelho Próximo e Vermelho

TM - Thematic Mapper

USGS - United States Geographic Survey

WMO - World Meteorological Organization

ZCAS - Zona de Convergência do Atlântico Sul

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

A resposta hidrológica refere-se à produção de vazão nos canais de drenagem a partir das diferentes formas de precipitação (Hewlett, 1982). A água proveniente da precipitação pode seguir diferentes caminhos, ora transformando-se em vazão que irá alimentar os rios e canais, ora evaporando-se a partir das superfícies do solo ou das copas das árvores, ou indo alimentar os aquíferos permanecendo armazenada por longo tempo. A bacia é o local que reúne as mesmas características da paisagem que regem os fenômenos que nela acontecem. Sobre uma mesma área, temos o espaço físico, a flora, a fauna, e os fenômenos climatológicos ocorrendo, teoricamente, de maneira uniforme sobre toda a área e, dessa forma, a interação entre os elementos da paisagem condiciona sua resposta hidrológica.

O Brasil possui a maior bacia hidrográfica do mundo, a bacia Amazônica, e outras grandes bacias como a do Prata (englobando as bacias do rio Iguazu, Uruguai, Paraguai e Paraná) e a do São Francisco. Apesar da disponibilidade hídrica, recentemente convivemos com a crise do setor energético, dependente prioritariamente de energia proveniente das usinas hidroelétricas. Em 2001 e 2003, algumas cidades brasileiras e as regiões metropolitanas do Rio de Janeiro e São Paulo enfrentaram dificuldades em manter o abastecimento normalizado às populações, juntamente com o risco do “apagão” em 2001. Essa crise ocorreu devido à oferta insuficiente de água para os reservatórios, aliada a problemas estruturais no setor elétrico. Neste contexto, mapas de resposta hidrológica poderiam servir de auxílio para prever o comportamento de bacias em relação à produção de água, e, desta forma, servir de ferramenta aos órgãos públicos e empresas ligadas à distribuição e ao gerenciamento e planejamento de recursos hídricos.

Conhecer a quantidade de vazão a ser disponibilizada como escoamento direto (*runoff*) nos canais é de grande valia para o manejo de águas como fonte de recursos ou prevenção à ameaça às vidas e propriedades do homem. Através do mapeamento da

resposta hidrológica pode-se conhecer a quantidade e o tempo de chegada de *runoff*, podendo servir como uma ferramenta valiosa no manejo de fonte de água, para o suprimento de populações e na prevenção de cheias e enchentes, (Woodruff e Hewlett, 1970).

Mapas de resposta hidrológica nem sempre estão disponíveis na literatura (Church et al., 1995), e os exemplos são poucos mesmo para os Estados Unidos, onde dados de vazão e de precipitação pluviométrica estão disponíveis para diferentes áreas, e pesquisas direcionadas para a estimativa da resposta hidrológica são realizadas há longo tempo. No Brasil, poucos trabalhos foram efetuados para estimar a resposta hidrológica em todo o território. Recentemente, Rossato (2001) fez estimativas da capacidade de armazenamento de água no solo do Brasil, utilizando uma expressão simplificada de balanço hídrico, a qual é função da capacidade de água disponível no solo para as plantas, da precipitação e da evapotranspiração real da cobertura vegetal. O CPTEC - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos - disponibiliza, através do Portal Energia, análises da condição das chuvas em importantes bacias do território brasileiro, bem como a situação do nível dos reservatórios das principais hidroelétricas do Brasil.

Bishop e Church (1992), Church et al. (1995); Bishop e Church (1995) relatam que os mapas de *runoff* regionais podem auxiliar estudos científicos, como por exemplo o de deposição de substâncias em bacias hidrográficas; eles permitem também a visualização de relações temporais e espaciais de *runoff* nas áreas estudadas. Bishop e Church (1992) em estudos no nordeste dos Estados Unidos, inferiram que mapas de resposta hidrológica são úteis para o planejamento de recursos hídricos. Estes mapas são também relevantes em estudos sobre como as variabilidades da razão entre *runoff* e precipitação afetam as avaliações regionais de entrada e saída no balanço químico de substâncias e se padrões regionais de evapotranspiração e razão de *runoff*/precipitação podem ser usados efetivamente nos mapeamentos anuais de evapotranspiração e *runoff*.

A confecção de mapas de respostas hidrológicas para as bacias em escalas regional e nacional, serve de auxílio a profissionais ligados ao gerenciamento de bacias (Bishop et al., 1998; Bishop e Church, 1995). O conhecimento da quantidade de *runoff* gerado em

determinada bacia hidrográfica a partir de parâmetros de precipitação é de grande valia no auxílio à tomada de decisão em assuntos relacionados à área de recursos hídricos (água para abastecimento de população e irrigação de culturas, construção de hidroelétricas, construção de pontes e barragens).

O presente trabalho visa a caracterização da resposta hidrológica em escala sinótica sobre o Brasil, analisando a relação entre ela e a vegetação, para a compreensão de como e porquê as sub-bacias têm comportamentos diferentes. A importância do mapa de resposta hidrológica reside também na possibilidade de servir como ferramenta para auxiliar a definição de critérios para a concessão de outorga, que é um instrumento no gerenciamento de recursos hídricos para determinada região ou bacia hidrográfica, de acordo com a Lei Federal de Recursos Hídricos (Brasil, Lei nº 9433/97).

Objetivo Geral

O objetivo geral deste trabalho é estimar a resposta hidrológica para o território nacional e caracterizar sua variabilidade espacial e temporal.

Objetivos específicos

Especificamente pretende-se:

- Analisar estimativas da resposta hidrológica média para um período de 30 anos, (1970-2000) gerados através de dados observados;
- Analisar a variabilidade interanual da resposta hidrológica e suas conexões com o clima;
- Avaliar a relação entre a resposta hidrológica e as diferentes formações de vegetação existentes no território brasileiro;
- Analisar as diferenças de respostas hidrológicas entre as bacias, associando-as com as características de vegetação;

- Analisar a influência de ENSO - El Niño/Oscilação Sul na resposta hidrológica observada nas bacias brasileiras.

CAPÍTULO 2

FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Fundamentação Teórica

2.1.1 Ciclo Hidrológico

A circulação da água dos oceanos e das superfícies terrestres (continentais) para a atmosfera e o retorno desse fluxo cria uma fonte ilimitada de água em termos globais. Ela constitui a maior circulação de matéria dentro do sistema terra-atmosfera, como um processo último de reciclagem para a purificação da água através de processos de precipitação, geração de deflúvio superficial ou *runoff* (termo amplamente utilizado e considerado neste trabalho como a designação do deflúvio superficial) e evaporação. A quantidade total de água sobre a terra permanece constante em escalas de tempo de milhares de anos; entretanto, muda de estado entre sua forma líquida, sólida e gasosa quando se move através do sistema hidrológico. O movimento da água entre os reservatórios do oceano, atmosfera e continente é chamado ciclo hidrológico. O fornecimento de água para a terra é dependente deste ciclo hidrológico. O contínuo aporte de energia solar e gradientes de concentração da água entre a superfície e a atmosfera gerando evaporação geram também transpiração, processo que cria um diferencial de potencial na planta para manter o fluxo de seiva circulante nas plantas. Uma vez na atmosfera, o vapor d'água pode ser transportado horizontalmente para grandes distâncias e movido para cima. O movimento horizontal e o movimento vertical do vapor d'água são críticos para o balanço de água das áreas continentais, desde que aproximadamente 1/3 da precipitação que cai sobre as áreas continentais da Terra é água que foi evaporada das áreas oceânicas e então transportada para os continentes na atmosfera. O excesso de precipitação sobre a evapotranspiração nas áreas continentais suporta o retorno da água dos continentes para os oceanos através dos rios. Por isso, o ciclo hidrológico, junto com a radiação solar, são as fontes relevantes para a produção biológica primária.

Segundo Peixoto e Oort (1992), a hidrosfera consiste de vários reservatórios conectados pela transferência de água em várias fases, exercendo um papel central no sistema climático da terra. Os cinco reservatórios de água são: os oceanos, as geleiras e depósitos de neve, a água terrestre, a atmosfera e finalmente a biosfera. Uma grande quantidade de água está continuamente em movimento no sistema climático como exemplificado na Figura 2.1. Sob a influência direta ou indireta da radiação solar, a água se evapora dos oceanos e dos continentes e é transpirada pelas plantas e animais para a atmosfera. Na atmosfera, a água é transportada na fase condensada (água líquida e cristais de gelo) em nuvens; ou na fase de vapor d'água. A água precipita sobre continentes e oceanos na forma de chuva, neve ou granizo ou outras formas de precipitação (ela depois retorna à atmosfera através de evaporação e evapotranspiração), infiltra o solo ou escoam sobre ou sob a superfície do solo para rios e correntes, trazendo a água de volta aos oceanos.

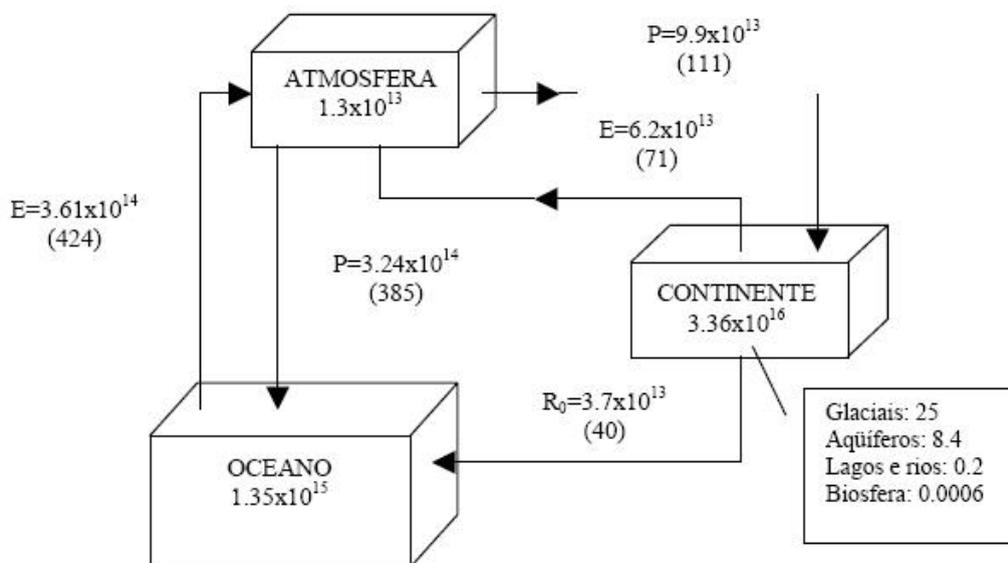


FIGURA 2.1 - Quantidade anual de água estocada nos oceanos, terra e atmosfera, e trocada anualmente entre os diferentes reservatórios através de evaporação, precipitação e *runoff* (estimativas de Peixoto e Kettani, 1973, e, entre parênteses, de Baumgartner e Reichel, 1975).
FONTE: Modificada de Peixoto e Oort (1992).

O ciclo hidrológico possui duas divisões principais (Figura 2.2): o ramo terrestre e o ramo atmosférico. O ramo terrestre consiste de entradas (precipitação, degelo, deposição), saídas (evapotranspiração e *runoff*) e estoque de água em várias formas nos

continentes e oceanos; enquanto o ramo atmosférico consiste de transporte atmosférico de água, principalmente na forma de vapor. As duas divisões do ciclo hidrológico se unem na interface entre as superfícies atmosférica e terrestre (nesta superfície incluindo o oceano).

O volume total global de água na hidrosfera é estimado entre 1,38 a 1,51 bilhões de km³. Para fins práticos, em termos globais, o volume de água é finito; porém, o ciclo hidrológico torna o suprimento ilimitado.

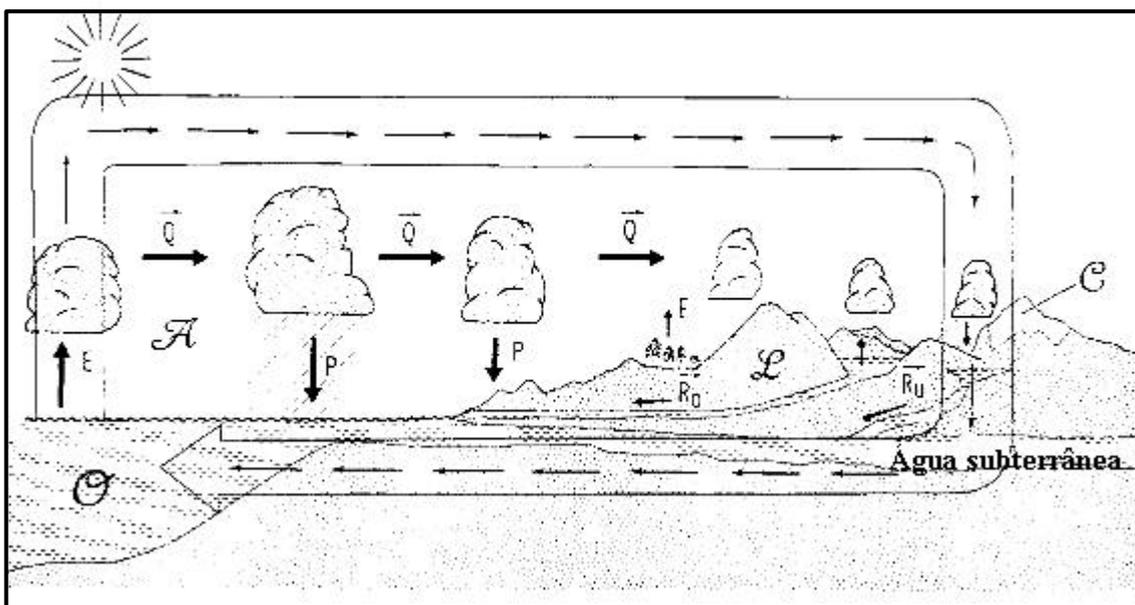


FIGURA 2.2 - Diagrama esquemático dos ramos atmosférico e terrestre do ciclo hidrológico mostrando a importância da evaporação E, adveccção de vapor d'água na atmosfera Q, precipitação P, *runoff* de rios R_o, e *runoff* subterrâneo R_u. Atmosfera, A; Oceanos, O; Parte terrestre, L; Neve, C.

FONTE: Modificada de Peixoto e Oort (1992).

A equação clássica da hidrologia terrestre para o balanço hídrico do ramo terrestre do ciclo hidrológico é dada, segundo Peixoto e Oort (1992), pela equação,:

$$S = P - E - R_o - R_u \quad (2.1)$$

Em que S é a taxa de estoque de água; P é a taxa de precipitação; E é a taxa de evapotranspiração (EVT); R_o é o *Runoff* de superfície (escoamento) e R_a é o *Runoff* subterrâneo (percolação).

Para grandes regiões, o *runoff* subterrâneo é geralmente pequeno e, portanto, a equação pode ser simplificada para a forma:

$$\{\bar{S}\} = \{\bar{P} - \bar{E}\} - \{\bar{R}_o\} \quad (2.2)$$

em que $(\bar{\quad})$ denota média temporal e $\{\quad\}$ uma média espacial sobre a região de determinada área (Peixoto e Oort, 1992). Para longos períodos de tempo e grandes áreas a variação de $\{S\}$ tende a ser pequeno, comparado a outros termos e a equação pode ser reduzida a:

$$E = P - R_o \quad (2.3)$$

O termo de maior interesse para a hidrologia é o *runoff*, medido facilmente através de estações de medição existentes na rede de canais. A precipitação é a causa primária de *runoff*. Medidas de evaporação, evapotranspiração e a mudança no estoque de água são difíceis de serem feitas, embora estimativas semi-empíricas destas quantidades são feitas para pequenas áreas.

Cada um dos componentes do balanço hídrico é afetado por certas propriedades da superfície terrestre, mas os componentes que são ligados diretamente às propriedades terrestres são os mais afetados. É possível expressar o ciclo de energia e o balanço hídrico relacionados através do calor latente de vaporização da água (L), conforme descrito por Hewlett (1982). O princípio da conservação da energia estabelece que ganhos e perdas de energia devem se contrabalançar na superfície da Terra. A Lei da conservação de energia na superfície da Terra pode ser expressa, em $W.m^{-2}$, por:

$$R_n - H - G - LE - p = 0 \quad (2.4)$$

sendo R_n o saldo de radiação; H o fluxo de calor sensível; G o fluxo de calor no solo; LE o fluxo de calor latente (ou taxa de evapotranspiração) e p a energia associada a processos químicos complexos (fotossíntese e respiração).

O termo L que aparece em ambas equações (2.1 e 2.2) é o calor latente de vaporização da água (igual a $2,5 \times 10^6 \text{ J Kg}^{-1}$), o qual na Equação 2.1 é representado pelo termo E .

Considerando a somatória, para qualquer bacia (assumindo que não há perdas e fluxos subterrâneos) nas equações 2.1 e 2.2, a mudança em termos de estoque, aproxima-se de zero e pode ser desprezada, então:

$$E = P - Q$$

tal que $Q = R_o = \textit{runoff}$ de superfície, similar a Equação 2.3 descrita acima.

Na Equação 2.4, desprezando o termo “ p ”, a equação torna-se:

$$E = (R_n - H - G) / L \quad (2.5)$$

Igualando-se as equações 2.5 e 2.3, L permite calcular o balanço, em calorías, pela seguinte equação:

$$(P - Q) 586 = R_n - H - G, \quad (2.6)$$

ou seja:

$$P - Q = (R_n - H - G) / 586 \quad (2.7)$$

A Equação 2.7 representa uma melhor aproximação para explicar, estudar e prever o comportamento complexo da água e o efeito do uso da terra sobre a água. No lado esquerdo da equação tem-se o balanço hídrico e no lado direito o balanço de energia.

2.1.2 Componentes do ciclo hidrológico

Precipitação é toda água, no estado líquido ou no estado sólido, que cai da atmosfera para a superfície terrestre. De um modo geral, cerca de 25% da precipitação anual

global torna-se disponível para o escoamento de rios, a maior parte dela retorna à superfície através da evapotranspiração.

Dois grupos distintos de processos físicos formam precipitação: condensação e crescimento das partículas de água por coalescência e o processo de resfriamento que envolve a formação e crescimento de cristais de gelo. Estes processos demandam o suprimento de umidade, movimentos verticais ascendentes e colisão entre partículas de água e cristais.

A precipitação chega na superfície terrestre de várias formas: chuvisco, chuva, neve e granizo. De um modo geral destacam-se os seguintes tipos básicos de precipitação:

Chuvas frontais, que são associadas a frentes, frias ou quentes;

Chuvas convectivas, que são o resultado da ascensão de ar relativamente quente;

Chuvas orográficas, que resultam da ascensão de ar sobre barreiras físicas.

A precipitação é medida em termos de altura de água (mm) de chuva que se acumularia na superfície plana e impermeável.

A precipitação é dividida entre vários componentes que vão constituir escoamento direto, escoamento de base, água subterrânea e as perdas por evapotranspiração (EVT) e interceptação de copas e liteira. Essa separação da precipitação em componentes distintos serve para simplificar modelos de geração de *runoff*.

2.1.2.1 Precipitação através do dossel

A precipitação através do dossel (T) é a parte da chuva que cai diretamente ou goteja das folhas, caules, ramos. Pode ser medida pela diferença entre precipitação total e a soma da Interceptação da copa (Ic), Interceptação da liteira (If), e pelo fluxo através do caule (Pc). T varia inversamente com a densidade de florestas e, geralmente aumenta com a distância de galhos, refletindo o efeito da densidade sobre a Ic. Em florestas densas o padrão de T pode ser associado a padrões de umidade de solo. A intensidade

média de T é menor que a precipitação, mas suas gotas são maiores e seu potencial de impacto de força erosiva é maior (Lee, 1980).

2.1.2.2 Fluxo através do caule

A precipitação através do caule (P_c) é o menor elemento do balanço hidrológico de florestas. Seu valor é residual, podendo ser expresso por:

$$P_c = P - I_c - T \quad (2.8)$$

sendo P_c o fluxo através do caule; P é a precipitação; I_c é a interceptação da copa e T é a precipitação através do dossel.

A precipitação através do caule é geralmente de magnitude menor que T ; porém, é importante ecologicamente, pois é absorvida pelo solo na zona primária de raízes, na base das árvores.

Variações da precipitação através do caule ocorrem entre florestas que crescem em diferentes climas e mesmo entre indivíduos da mesma espécie. Dessa forma, é difícil obter estimativa acurada deste elemento do balanço hidrológico de florestas.

2.1.2.3 Interceptação pela copa

A interceptação da copa é um fenômeno que ocorre nos dosséis das florestas, onde a água precipitada é interceptada pelos ramos e copas das árvores e pode ser evaporada pela ação da radiação e ventos tão logo ela ocorre se a precipitação for de pequena intensidade. A precipitação é redistribuída pelas copas das árvores e é reduzida em quantidade quanto mais se aproxima do solo (Lee, 1980). A redução pela copa depende das seguintes variáveis: quantidade e frequência de chuvas; capacidade de estoque da copa e taxa de secagem da copa.

A interceptação da copa varia consideravelmente em função do clima predominante, entre tipos de florestas, com a disposição e idade das copas e disposição dos galhos. Em relação às perdas por interceptação, Crockford e Richardson (2000), em seu trabalho, relataram a dificuldade em fazer conclusões gerais sobre perdas de interceptação por

florestas específicas, pois ela depende do tipo de chuva e outras condições meteorológicas.

A água interceptada pelas copas é importante também porque implica em umidade não uniforme do chão, inibe a transpiração e reduz a umidade do solo. A taxa de evaporação pode ser mais alta do que a taxa de transpiração em um mesmo clima e pode constituir um grande componente do Balanço de Água; portanto, não pode ser omitida nas trocas de água, especialmente em períodos após uma chuva quando a vegetação está molhada. A água interceptada pela copa é dada pela fórmula:

$$I_c = P - T - P_c \quad (2.9)$$

2.1.2.4 Interceptação da liteira

A liteira é a camada de folhas, galhos, flores, frutos e outros produtos da vegetação que serão decompostos na superfície. Esta camada protege o solo de florestas contra o impacto das gotas de chuva e também da radiação direta do sol, evitando, assim, o selamento da superfície do solo de florestas.

A precipitação líquida (P_n) é a soma de T e P_c ; a precipitação efetiva (P_e) é aquela que encontra o solo. A diferença entre as duas é a interceptação da liteira ($I_f = P_n - P_e$) sendo evaporada do solo. Então, se $P_n = P - I_c$, a diferença entre P (sobre copas) e a precipitação efetiva é:

$$P - P_e = I_c + I_f \quad (2.10)$$

$$I_f = P - P_e - I_c \quad (2.11)$$

2.1.2.5 Evaporação

A evaporação depende de: a) a profundidade do nível de água; b) o tamanho, densidade, orientação e conectividade dos poros dentro do solo, que controlam a altura para a qual a água poderá subir sobre o nível do lençol freático por atração elétrica dentro dos tubos de capilares; c) a troca (aquecimento) local de calor, que é mais variável na terra que na

água pelos diferentes ângulos e orientação, diferentes propriedades do solo (albedo e drenagem local, e sombreamento vegetal).

A evaporação pode ser dividida em vários componentes para melhor estimativa de entradas e saídas de uma bacia hidrográfica: 1) Evaporação da água interceptada (I_c e I_f); 2) Evaporação do solo – E_s - vaporização da água diretamente a partir da superfície mineral do solo, pequena em florestas pelo sombreamento produzido pela vegetação e baixa velocidade do vento dentro das florestas; 3) Evaporação da água em superfície livre (E_o) – é função da temperatura da água (determinando a pressão de vapor na superfície) e da pressão de vapor do ar em contato com a superfície.

A taxa de evaporação depende de vários determinantes atmosféricos e de superfície. Quando vista como processo de transferência de massa, a Evaporação depende de: 1) disponibilidade relativa da água; 2) magnitude da pressão de vapor ou diferença de densidade entre a superfície de evaporação e o ambiente atmosférico; 3) a eficiência do mecanismo de transporte.

2.1.2.6 Transpiração

A transpiração é essencialmente um processo de evaporação e é controlado pelos mesmos fatores, mas neste caso a área efetiva para evaporação é muito grande e a resistência de superfície tem uma função muito maior.

A transpiração é um processo de secamento do solo, porém as plantas impõem condições que alteram os regimes e o volume total de perda d'água (Lee, 1980). Em solos nus a evaporação é inicialmente rápida, mas a superfície seca e aumenta o caminho que a água tem que percorrer no solo, aumentando a resistência total para o fluxo de vapor de água. Em solos de granulação fina, a água deve mover-se através da superfície por capilaridade, mas eventualmente a água retrocede. Em solos de florestas, ocorre alguma evaporação direta, mas a superfície seca muito mais devagar porque o solo está na sombra. Entretanto o processo de secamento não é tão limitado a camadas mais próximas à superfície porque as raízes de árvores ocupam uma considerável profundidade do solo, retirando água dessas camadas.

Segundo Jones (1999), a transpiração é controlada por muitas variáveis, dependendo de aspectos dinâmicos da atividade da planta tais como: 1) plantas de espécies diferentes transpiram de modo diferente por causa da quantidade de estômatos que variam em tamanho, densidade, localização ou exposição destes; 2) estação do ano; 3) período do dia; 4) estágio do crescimento - plantas mais novas em atividade ou crescimento transpiram mais; 5) fatores meteorológicos - afetam a abertura dos estômatos, por exemplo, em ventos fortes, o estômato tende a fechar para reduzir danos por perdas de água; por outro lado, quando há alta umidade, as plantas podem continuar a perder água exsudando líquido para manter o movimento da seiva; 6) propriedades dos solos - afetam a retirada de água do solo pelas plantas. Solos argilosos tendem a dificultar a retirada de água mais do que solos arenosos.

2.1.2.7 Infiltração

A infiltração da água no solo é talvez o processo mais importante dentro do balanço hídrico (Jones, 1999). Infiltração é o movimento descendente da água através da superfície do solo. Sua unidade é a mesma que a usada para a taxa de precipitação (mm/h) e a taxa de infiltração não excede, obviamente, a intensidade da precipitação sobre solo nu, enquanto na floresta não excede a intensidade da precipitação efetiva. A capacidade de infiltração é a mais alta taxa de água que pode ser absorvida por um solo; e em florestas não perturbadas pode exceder mesmo as maiores precipitações. A água infiltra no solo da floresta sobre influência da gravidade e atração capilar, ou em algumas instâncias, como resultado da pressão criada por poças. Normalmente o solo é muito permeável e, uma vez saturado, a taxa de infiltração é limitada pela taxa do fluxo de sub-superfície ou percolação, através de camadas menos permeáveis. Uma vez que todo perfil está saturado, a taxa de infiltração é reduzida pela taxa determinada pela permeabilidade da rocha do leito.

2.1.2.8 Água no solo

De acordo com forças específicas, a água no solo pode ser: água gravitacional, que se move nos espaços não capilares de acordo com o fluxo da gravidade num campo livre; água capilar, que é retida por forças coesas entre moléculas de água que criam uma

tensão de superfície entre interfaces ar-água nos capilares e água higroscópica, que é retida por grandes tensões de forças moleculares e não está disponível para as plantas. Um componente menor de umidade do solo é o vapor de água que ocorre nos espaços de ar de solos não saturados (Lee, 1980).

2.1.3 Runoff

Segundo Chow (1964), *runoff* é a parte da precipitação, além de qualquer outra contribuição, que surge em correntes de superfícies, sejam perenes ou intermitentes. Este é o fluxo coletado por uma bacia de drenagem, aparecendo na saída da bacia.

As fontes desse fluxo são o *runoff* superficial, *runoff* sub-superficial e *runoff* subterrâneo. O *runoff* superficial, como seu nome já diz, é o fluxo que escorre sobre a superfície e canais; o *runoff* sub-superficial é a parte da precipitação que infiltra o solo e se move lateralmente através das camadas mais superficiais até encontrar as correntes. Parte desse fluxo encontra as correntes rapidamente e outra parte irá formar a corrente tempos depois; o *runoff* subterrâneo é parte do *runoff* relacionado à percolação profunda de água que se infiltra, atravessa camadas do solo e se torna água subterrânea e, após, escorre para águas superficiais.

2.1.3.1 Fatores que influenciam a geração de *runoff*

Chow (1964) considera o *runoff* do ponto de vista hidrológico como produto deste ciclo hidrológico, sendo influenciado por dois grandes grupos de fatores: climáticos e fisiográficos. Fatores climáticos incluem principalmente as várias formas e tipos de precipitação, interceptação, evaporação e transpiração, todos apresentando variação sazonal de acordo com os tipos climáticos a que estão submetidos. Pode-se citar, dentre os fatores climáticos: i) precipitação - forma (chuva, neve, granizo etc), tipo, intensidade, duração, distribuição temporal, distribuição espacial, frequência de ocorrência, precipitações anteriores e umidade do solo; ii) interceptação - espécie de vegetação, composição, idade e densidade de galhos, estação do ano, tipo de precipitação; iii) evaporação - temperatura, vento, pressão atmosférica, tipo e forma da

superfície de evaporação; iii) transpiração - temperatura, radiação solar, vento, umidade da atmosfera, umidade do solo, tipo de vegetação.

Os fatores fisiográficos podem ser divididos em fatores de geometria e físicos (relacionados à bacia): a) geometria - tamanho, forma, declividade, orientação, elevação, densidade de corrente; b) físicos - uso e recobrimento da terra, condições de infiltração da superfície, tipos de solo, geológicos (permeabilidade e capacidade de formação de água subterrânea, condições topográficas (presença de lagos e pântanos), drenagem artificiais). As características do canal estão relacionadas às propriedades hidráulicas do canal que direcionam o movimento do fluxo e determinam a capacidade de estoque nele: i) capacidade de transporte (tamanho e forma da seção transversal), declividade, rugosidade, comprimento e tributários e; ii) capacidade de estoque.

2.1.4 Componentes do fluxo de canal

O componente do fluxo de um canal é todo o fluxo que atravessa a seção do canal. Segundo Soares (2002), podem ser divididos em:

2.1.4.1 Precipitação no canal: (C_p)

É a fração da chuva que cai diretamente no canal de drenagem da bacia. Normalmente a área que recebe C_p é da ordem de 1 % da área total da bacia, mas, em caso de períodos prolongados de chuva, a área que recebe a chuva diretamente pode ser considerável devido à expansão do canal principal para dentro de canais intermitentes e efêmeros da bacia. Kirkby (1985) relata que até 5% do escoamento pode ser devido a C_p quando ocorre a expansão dos canais, em épocas de períodos chuvosos.

2.1.4.2 Escoamento lateral no solo (R_s)

É a fração da vazão derivada da precipitação que não infiltra na superfície mineral do solo (escoando sobre a superfície para o canal mais próximo sem infiltração alguma).

2.1.4.3 Escoamento superficial (Cp+Rs)

O escoamento superficial é a soma de precipitação sobre o canal e o escoamento lateral. A distinção importante é que escoamento superficial não infiltra.

2.1.4.4 Escoamento sub-superficial (Ri).

Refere-se a parte da vazão do canal que vem de fontes sub-superficiais, mas que atinge o canal tão rapidamente que compõe a hidrógrafa causada por dado evento de chuva. Existe uma incerteza na separação entre fluxo de base e fluxo sub-superficial, mas o maior componente da vazão derivada de chuva em áreas de florestas começa com fluxo sub-superficial. A separação em uma hidrógrafa dos fluxos direto e de base é feita arbitrariamente (Hewlett, 1982).

2.1.4.5 Escoamento base (Rg):

O escoamento de base é o efluxo de água dos aquíferos subterrâneos (regularmente alimentados pela percolação de água no regolito) para o canal. Em áreas de floresta de terra firme e bem drenadas, aproximadamente 85% do volume de água recebido pela drenagem é escoamento básico. No leste dos EUA, em torno de 70% é escoamento básico e 30% é deflúvio. Pode-se dizer também que o escoamento básico é também suprido pelo escoamento lento da água no solo não saturado, abaixo da zona de aeração, particularmente nas declividades (Hewlett, 1982).

2.1.5 Resposta Hidrológica

A resposta hidrológica é a forma pela qual uma bacia responde com escoamento à precipitação que cai no solo, sendo definida como a razão entre o *runoff* e a precipitação. Ela representa a produção de água de uma bacia em função da precipitação. A Figura 2.3 apresenta um exemplo da resposta hidrológica do leste dos Estados Unidos.

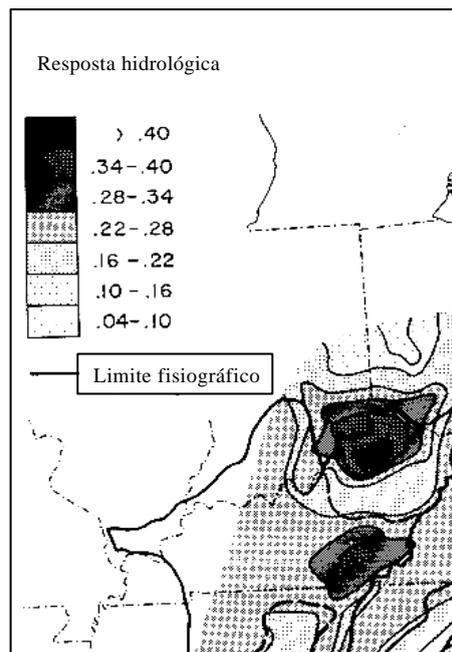


FIGURA 2.3 - Exemplo de como a resposta hidrológica varia com os limites fisiográficos de uma bacia no leste dos Estados Unidos. FONTE: Modificada de Woodruff e Hewlett (1970).

Calcular a quantidade de água que uma bacia produzirá como vazão a partir das diferentes formas de precipitação vem sendo tratado por hidrologistas como forma de prever e prevenir acidentes ao homem. Uma das fórmulas mais antigas é descrita em Chow (1964), a qual vem sendo usada nos Estados Unidos e na Inglaterra desde o século XVIII, chamada fórmula racional:

$$Q = C \times I \times A \quad (2.12)$$

em que Q é o pico de vazão em m³/s, C é o coeficiente de *runoff* (adimensional); I é a taxa da precipitação em mm/h e A é a área da bacia estudada em m². “C” é a resposta hidrológica desta determinada bacia, por isso a importância de se conhecer como a bacia responde à entrada de água, nas diversas formas de precipitação.

Nem toda precipitação que cai numa bacia se transforma em deflúvio diretamente. Parte dela escoar como escoamento direto, parte permanece armazenada na bacia por algum tempo, indo fazer parte do aquífero, e parte evapora no solo, voltando à atmosfera.

2.1.6 Bacia Hidrográfica

A bacia hidrográfica apresenta a rede natural para a geração do fluxo nos rios sendo a unidade natural para o gerenciamento de água e estudo científico para a resposta hidrológica (Jones, 1999). As bacias hidrográficas são separadas de outras bacias por barreiras topográficas chamadas vertentes. A vertente representa todos os canais tributários que fluem para o mesmo local ao longo da corrente. Topografia, tipo de solo, geologia, clima e cobertura vegetal são fatores que influenciam a natureza do padrão dos canais de drenagem. A topografia forma o perímetro divisor da bacia e, na maioria das vezes, formando um limite impermeável. Seus limites superiores são os divisores de águas (partes mais altas da bacia – divisor topográfico) e seu limite inferior é a saída da bacia (confluência).

A resposta hidrológica da bacia depende, de certa forma, de suas características morfológicas (área, forma, topografia, geologia, solo, cobertura vegetal entre outros).

2.1.7 Resposta Hidrológica e NDVI

Pressupõe-se que a relação existente entre cobertura vegetal e a resposta hidrológica das sub-bacias possa ser investigada a partir de imagens NDVI (Índice de Vegetação por Diferença Normalizada). Os níveis de resposta hidrológica deverão ser diferentes para cada tipo de formação vegetal, pois tais formações possuem características físicas e fisiológicas que interferem desde a interceptação e evaporação da água da chuva até a retirada de água do solo pelas plantas que compõem as grandes formações vegetais do Brasil. Segundo Sellers (1985) as respostas fisiológicas de formações vegetais (floresta tropical, savanas, florestas estacionais) obtidas por sensores em satélites exibem similaridades na forma e taxas de produção primária, sendo possível assumir que os dosséis dentro desses grupos apresentem características comuns.

2.1.7.1 NDVI

Os diferentes alvos da superfície terrestre possuem propriedades físicas e químicas específicas e quando interagem com a radiação solar apresentam comportamentos

espectrais determinados por essas características físico-químicas e também por sua posição e geometria. Por essas características, os alvos terrestres podem ser estudados de forma contínua, através de imagens de sensores localizados principalmente em plataformas orbitais.

De maneira geral, a vegetação verde absorve a radiação solar incidente na região entre 0,55 a 0,70 μm pela presença de clorofila, carotenóides e outros pigmentos fotossintetizantes existentes na folha; na região do infravermelho próximo, de 0,70 a 1,30 μm , a vegetação tem alta reflectância devido à sua estrutura interna foliar. O solo apresenta aumento da reflectância progressivamente do visível ao infravermelho médio e a umidade presente no solo diminui a reflectância do visível ao infravermelho. A água possui baixa reflectância com aumento da absorção da radiação eletromagnética do visível aos maiores comprimentos de onda (Jensen, 2000).

Os índices de vegetação consideram as características presentes nos alvos terrestres para o estudo e monitoramento da fenologia da vegetação (Justice et al., 1985), combinando as informações de dois canais espectrais em um único, como por exemplo, o NDVI. Este é um dos vários índices de vegetação que podem ser obtidos a partir de sensores em plataformas orbitais ou em sensores aerotransportados. O que é detectado pelo NDVI, como em outros índices de vegetação, serve como indicador do crescimento e do vigor da vegetação verde e são utilizados no diagnóstico de vários parâmetros biofísicos, incluindo o IAF (Índice de Área Foliar), biomassa, porcentagem de cobertura de solo, atividade fotossintética e produtividade. Essas relações são determinadas para locais específicos e apresentam relações com a variação do solo, atmosfera, calibração dos instrumentos, ângulo solar e de visada (Ponzoni, 2001).

Segundo Guyot et al. (1989), os fatores externos que influenciam a reflectância de dosséis de florestas são a elevação solar; orientação de visada e do zênite; a contaminação da atmosfera por aerossóis e por nuvens e a velocidade do vento. A influência dos fatores internos é devido à orientação da vegetação; às propriedades ópticas do solo e à geometria do dossel.

Neste trabalho são utilizadas imagens obtidas a partir do sensor AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) a bordo dos satélites NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). Tais satélites seriam, a princípio, utilizados para o monitoramento meteorológico; mas, devido às características de suas bandas espectrais, são também utilizados para o monitoramento da vegetação.

O sensor AVHRR possui 5 bandas espectrais a partir do satélite NOAA 7 (nos satélites anteriores e nos de número 8 e 10 o canal 5 repetia o canal 4). As características de suas bandas, assim como os IFOVs (Instantaneous Field of View), são apresentados na Tabela 2.1.

TABELA 2.1 – Satélites NOAA: bandas e IFOV.

Bandas do Satélite:	Bandas (micrometros) NOAA - 6, 8, 10	Bandas (micrometros) NOAA - 7, 9, 11, 12, 14 e 16	IFOV (milliradianos)
1	0.58 - 0.68	0.58 - 0.68	1.39
2	0.725 - 1.00	0.725 - 1.00	1.41
3	3.55 - 3.93	3.55 - 3.93	1.51
4	10.50 - 11.50	10.3 - 11.3	1.41
5	Banda 4 repetida	11.5 - 12.5	1.30

FONTE: Modificada de www.ngdc.noaa.gov/seg/globsys/avhrr.shtml#avhrr1 (2004).

Os canais 1 e 2 do sensor AVHRR são equivalentes, respectivamente, às bandas 3 e 4 (vermelho e infravermelho próximo) do TM (Thematic Mapper) do satélite LANDSAT (5 e 7).

Os satélites NOAA têm órbita sol-síncrona, sua faixa de imageamento é de aproximadamente 2.400 km e ângulo de visada de aproximadamente 55,4°, percorrendo 14,1 órbitas/dia. Satélites com números ímpares (exceto o de número 15) cruzam o equador por volta de 14:00h (hora local), o que permite um imageamento mais preciso dos alvos terrestres, apesar da maior cobertura de nuvens no horário de passagem; pois os satélites pares (exceto os de número 14 e 16) cruzam o equador pela manhã e à noite (por volta de 7:30h e 19:30h); porém, nestes satélites, devido ao horário de imageamento, há áreas não iluminadas pelo Sol (Justice et al., 1985).

Segundo Cihlar et al. (2004) as fontes primárias de ruídos do sensor AVHRR são a contaminação por nuvens e aerossóis, o fator de distribuição de reflectância bidirecional e a calibração entre os diferentes satélites da série NOAA.

O NDVI é expresso pela razão entre a diferença da medida da reflectância nos canais do infravermelho próximo e vermelho, e a soma desses canais.

$$\text{NDVI} = \frac{(r_{iv} - r_v)}{(r_{iv} + r_v)} \quad (2.13)$$

onde r_{iv} representa o valor de reflectância na região do infravermelho próximo e r_v representa o valor de reflectância na região do vermelho. Os valores de NDVI variam entre -1 e 1 , e áreas com vegetação apresentam valores positivos que variam com a densidade da cobertura, da umidade e arquitetura dos dosséis; a água que reflete pouco no vermelho e no infravermelho tem valores negativos de NDVI; nuvens apresentam valores próximos a zero de NDVI, pois refletem igualmente no vermelho e infravermelho e solos nus com vegetação esparsa terão índices positivos, porém, baixos de NDVI.

Sellers (1985) relata que o IAF não é estimado de forma acurada pelos índices de vegetação quando aquele ultrapassa valores de 2 ou 3. Isto ocorre devido à saturação do NDVI, que apresenta valores iguais mesmo com maiores valores de IAF. Baret e Guyot (1991) relataram que os índices de vegetação se aproximam dos níveis de saturação quando o IAF possui valores de 2 a 6, dependendo do tipo de índice de vegetação utilizado, do tipo de cultura estudado e das condições experimentais.

Carlson e Ripley (1997) ressaltaram que valores de NDVI aumentam quase linearmente com aumentos de IAF e, então, o NDVI inicia um regime em que seus valores aumentam muito pouco, mesmo com número maior de IAF.

Walter-Shea et al. (1997) correlacionaram os índices de vegetação SRVI (Razão Simples entre Infravermelho próximo e vermelho) e o NDVI com fPAR (fração de radiação fotossinteticamente ativa absorvida) e IAF em diferentes geometrias de

iluminação e visada e concluíram que os índices de vegetação são mais sensíveis à fPAR do que ao IAF. Os autores constataram também que a visada que apresentou melhor correlação entre fPAR e NDVI é aquela obtida por retroespalhamento, e a pior foi a obtida pelo espalhamento à frente.

North (2002) correlacionou cobertura vegetal, IAF, e fPAR com oito índices de vegetação, entre estes o NDVI. O autor ressaltou que os índices de vegetação são melhores para estimar a fração de vegetação verde do que a vegetação total. As estimativas que levam em conta somente a vegetação verde são melhores para estimar a fPAR do que para o IAF, e nas estimativas da fPAR o NDVI e o SAVI (Índice de Vegetação Ajustado ao Solo) apresentaram os melhores resultados. As correlações para o IAF não apresentaram bons resultados para os índices de vegetação, porém as melhores estimativas são as do SAVI e do NDVI.

Valores de NDVI e de IAF variam com o tipo de cobertura vegetal como apresenta a Figura 2.4. Em cenas com vegetação, o NDVI varia entre 0,1 e 0,6 - florestas tropicais, como a Floresta Amazônica e a Mata Atlântica, apresentam NDVI em torno de 0,7 e IAF em torno de 5, os Cerrados, Campos e a Caatinga (tipos de savanas da Figura 2.4) apresentam valores menores, com NDVI variando de 0,2 a 0,6 e IAF de 1 a 4. O NDVI apresenta menores variações do que o IAF, principalmente em regiões que apresentam maior crescimento e o NDVI apresenta saturação em torno de 0,7 como as florestas de folhas largas sempre verdes (Zhang, 2004).

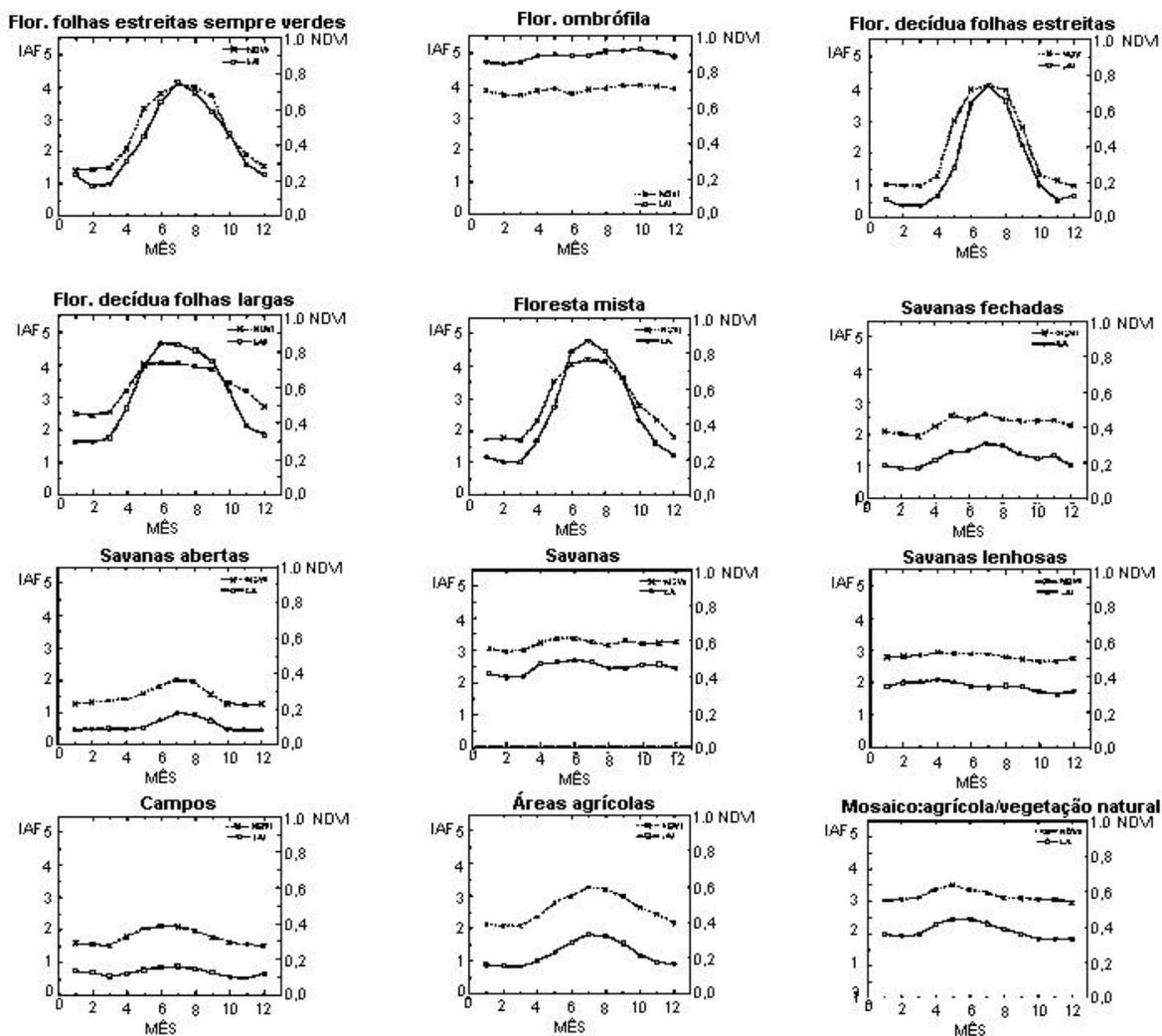


FIGURA 2.4 - Principais classes de vegetação com respectivos valores de NDVI (à direita) e IAF (à esquerda) de cada recobrimento vegetal.
 FONTE: Modificada de Zhang (2002)

Szylagi (2000) avaliou, considerando bacias florestadas do Estado da Geórgia nos Estados Unidos, a relação entre o NDVI e a evapotranspiração obtida através de balanço hídrico. Os resultados mostraram que a média de NDVI e os valores de transpiração são linearmente relacionados. Além disso, observou-se uma relação direta entre a atividade fotossintética detectada pelo NDVI e a transpiração. Embora tenha sido diagnosticado uma relação entre NDVI e precipitação, o estudo destacou que somente a precipitação não pode explicar mudanças na atividade fotossintética da vegetação presente nas bacias. Em bacias situadas em climas mais áridos há uma maior correlação negativa:

A Figura 2.5 apresenta a circulação observada no oceano Pacífico em condições normais: a célula de circulação com movimentos ascendentes no Pacífico Central/Ocidental e movimentos descendentes no oeste da América do Sul (setas pretas) e com ventos de leste para oeste próximos à superfície (ventos alísios, setas brancas) e de oeste para leste em altos níveis da troposfera é a chamada célula de Walker. No Oceano Pacífico, pode-se ver a região com águas mais quentes representadas pelas cores avermelhadas e mais frias pelas cores azuladas. Pode-se ver também a inclinação da termoclina, mais rasa junto à costa oeste da América do Sul e mais profunda no Pacífico Ocidental.

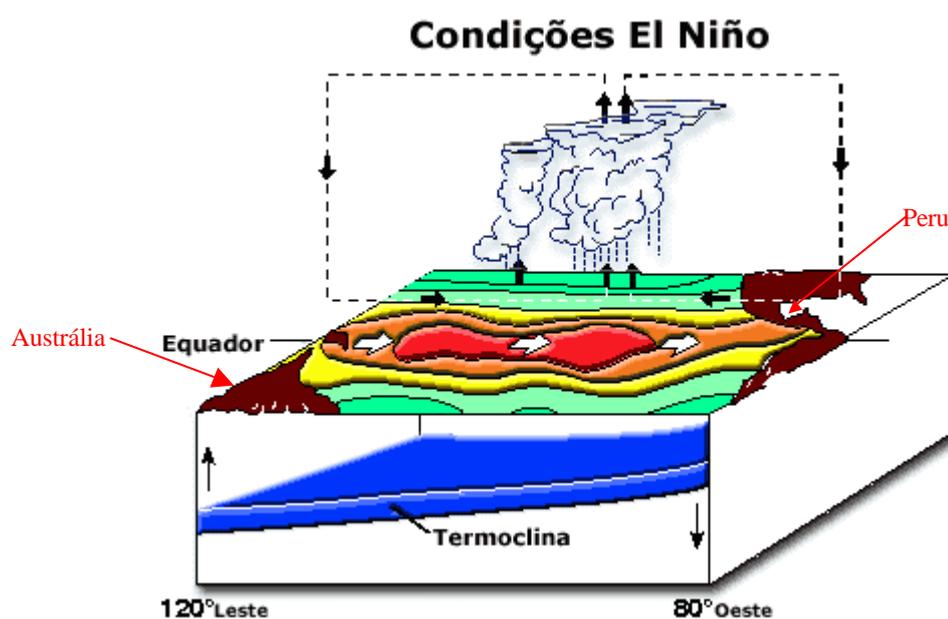


FIGURA 2.6 - Padrão de circulação observada em anos de El Niño na região equatorial do Oceano Pacífico.

FONTE: Modificada de CPTEC (2004).

Em condições de El Niño (Figura 2.6) nota-se que os ventos em superfície, em alguns casos, chegam até a mudar de sentido, ou seja, ficam de oeste para leste. Há um deslocamento da região com maior formação de nuvens e a célula de Walker fica bipartida (setas pretas). No Oceano Pacífico Equatorial podem ser observadas águas quentes em praticamente toda a sua extensão. A termoclina fica mais aprofundada junto à costa oeste da América do Sul principalmente devido ao enfraquecimento dos ventos alísios (CPTEC, 2004).

Por outro lado, La Niña (Figura 2.7) se caracteriza por esfriamento das águas na costa oeste da América do Sul, na costa do Peru e Equador devido à maior intensidade dos ventos alísios soprando para leste do Pacífico. Águas mais quentes no Pacífico se situam mais a leste do que o normal, gerando maior quantidade de chuva no Pacífico ocidental e nordeste do oceano Índico.

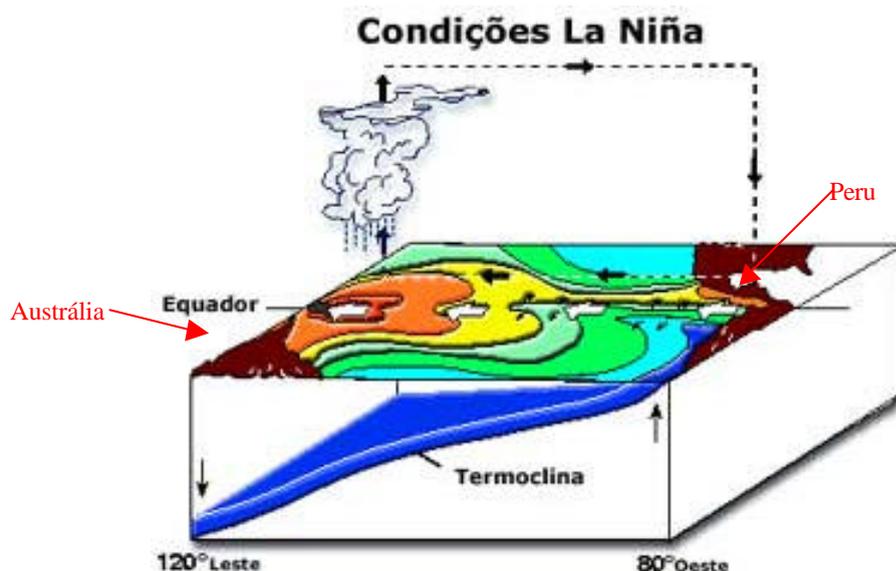


FIGURA 2.7 - Padrão de circulação observada em anos de La Niña na região equatorial do Oceano Pacífico.

FONTE: Modificada de CPTEC (2004).

El Niño – Oscilação Sul se refere a um aquecimento de correntes do Pacífico que afetam o clima em níveis regional e global. Para estabelecer um evento El Niño, de acordo com a definição organizada pela Agência Meteorológica do Japão - Japan Meteorological Agency - (JMA) e aceita pela comunidade científica, é necessário analisar mensalmente a temperatura da superfície do mar em grades de 2° x 2°, calcular as anomalias mensais de temperatura da superfície do mar situada na região compreendida entre 4° N e 4° S e entre 90° e 150° W (região conhecida como Niño 3); em seis meses consecutivos deverá haver pelo menos cinco meses em que a temperatura da superfície do mar seja maior que 0,5 °C na região descrita (Trenberth, 1997).

No território brasileiro, as principais anomalias de precipitação (Cavalcanti, 1996) relacionadas ao evento El Niño são: secas severas no nordeste brasileiro, diminuição da precipitação e seca no norte da Amazônia e altas taxas de precipitação no sul do país. No Brasil, La Niña, por sua vez produz secas no sul e aumento de precipitação e vazão dos rios no Nordeste e na Amazônia.

As anomalias atmosféricas mais importantes que ocorrem na América do Sul devido ao fenômeno El Niño são, segundo Cavalcanti (1996), o deslocamento e a maior intensidade da célula de Walker; da Zona de Convergência Intertropical que em eventos de El Niño não se desloca tanto para o hemisfério Sul como normalmente acontece, diminuindo a precipitação no Nordeste; da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) que em eventos de El Niño ficam estacionadas no Sul e Sudeste, não conseguindo penetrar além de 30°S (Satyamurti et al., 1998) aumentando a precipitação no Sul do Brasil, bem como os jatos subtropicais ficam fortalecidos durante a vigência de El Niño interagindo com as ZCAS, aumentando a precipitação no Sul e Sudeste do Brasil.

2.2 Revisão Bibliográfica

2.2.1 Mapeamento da resposta hidrológica

Os mapas de respostas hidrológicas são instrumentos importantes para o manejo de águas como fonte de recursos ou prevenção de acidentes, como cheias e enchentes, em defesa de vidas humanas e suas propriedades (Woodruff e Hewlett, 1970). Rochelle et al. (1988); Bishop e Church (1992); Bishop e Church (1995); Church et al. (1995) ressaltaram que mapas de *runoff* regionais podem auxiliar estudos científicos, como, por exemplo, os de deposição de substâncias químicas em bacias; eles permitem também a visualização de relações temporais e espaciais de *runoff*. Bishop e Church (1992), após realizarem estudos para o nordeste dos Estados Unidos, inferiram que mapas de resposta hidrológica são úteis para o planejamento de recursos hídricos. Neste artigo específico, os autores estudaram como as variabilidades da razão entre o *runoff* e a precipitação afetaram as avaliações regionais de entrada e saída no balanço químico e se os padrões

regionais de evapotranspiração e a razão de *runoff*/precipitação poderiam ser usados efetivamente nos mapeamentos anuais de evapotranspiração e *runoff*.

No estudo sobre a resposta hidrológica do leste dos Estados Unidos, Woodruff e Hewlett (1970) utilizaram características de bacia e canais na tentativa de relacioná-las à resposta hidrológica. As principais variáveis estudadas no trabalho foram:

- 1) Área da bacia;
- 2) Distância vertical entre o ponto mais alto da bacia e a confluência da bacia;
- 3) Integral hipsométrica (percentual da quantidade total de matéria que permanece na bacia após erosão);
- 4) Eixo ajustado - Em estudos, percebeu-se que um canal tende a possuir declividade constante se ignora-se os 15% iniciais e os últimos 10% finais do comprimento desse canal;
- 5) Eixo total - comprimento do eixo da bacia da estação até o divisor;
- 6) Eixo de declividade ajustado (10-85) - distância vertical entre pontos 10 % abaixo dos divisores da bacia e 85 % acima da estação medidora;
- 7) Caída total - distância vertical entre estação e divisores até o final do eixo;
- 8) Porcentagem de área não-florestada e não-urbana;
- 9) Porcentagem de área de floresta;
- 10) Porcentagem da bacia em cidades ou bairros;
- 11) comprimento do canal – comprimento total de canais (cartas topográficas);
- 12) densidade de drenagem;
- 13) razão do eixo - razão entre área da bacia e comprimento do eixo.

Os autores fizeram diversas análises estatísticas, mas em nenhuma delas obteve resposta satisfatória ao se correlacionar as variáveis derivadas de morfologia de bacia e uso da terra com o mapa de resposta hidrológica gerado para o leste dos Estados Unidos. Woodruff e Hewlett (1970) inferiram que a resposta hidrológica é controlada por fatores que têm uma homogeneidade regional ou geológica definida. Há uma tendência geral da

resposta hidrológica em seguir feições de topografia e litologia; porém, mudanças repentinas e distintas nos valores através das fronteiras fisiográficas e ilhas de maiores respostas sugerem que, mais do que uma relação de coincidência, a resposta hidrológica das bacias reflete uma combinação de fatores de armazenamento que não foram avaliados pelos parâmetros de bacia avaliados no estudo.

Rochelle et al. (1988) concluíram que não há correlação entre *runoff* anual e a área da bacia, tanto para períodos pequenos, quanto para períodos maiores (30 anos), a partir de estudos considerando bacias situadas no nordeste dos Estados Unidos. As áreas das bacias variavam de 17.278,00 a 5,18 km² para o período de 30 anos e de 17.278 a 0,52 km² para o ano hidrológico de 1984.

Métodos automáticos em comparação com métodos manuais para produção de mapas de EVT (evapotranspiração) e mapas de *runoff* regionais para o nordeste dos Estados Unidos foram desenvolvidos por Bishop e Church (1992). Eles analisaram como a variabilidade da razão de *runoff*/precipitação afeta as avaliações regionais de entrada e saída de balanços químicos, e diagnosticaram se padrões regionais de EVT e razão de *runoff*/precipitação podem ser usados em mapeamentos anuais para suplementar falta de dados de vazão em bacias com ausência de estações fluviométricas. Os dados contidos nestes mapas seriam úteis em aplicações de planejamento e gerenciamento de recursos hídricos.

Bishop e Church (1992) avaliaram oito tipos de métodos automáticos para mapeamento regional de *runoff* no nordeste dos Estados Unidos. Neste estudo foram utilizadas as “Major Land Resource Area” (MLRA) nos métodos para o cálculo de EVT e da razão *runoff*/precipitação e, desta forma, pode-se calcular o *runoff* através da equação do balanço hídrico. As MLRA são áreas classificadas por tipo de solo em uma mesma área geográfica, sendo criadas segundo padrões de fisiografia e uso da terra. Os oito tipos de mapeamento foram analisados visualmente e estatisticamente. Foram utilizados dados de estações de vazão e de precipitação obtidas na região nordeste dos Estados Unidos. Os métodos de mapeamento automático envolvem estimar o *runoff* através de interpolação de dados de vazão para um conjunto de estações de precipitação, a partir de métodos baseados no balanço hídrico de bacias. As isolinhas de runoff são obtidas das

estimativas dos dados de vazão. Comparações visuais e estatísticas dos mapeamentos realizados mostraram concordância com o padrão geral de *runoff* da região estudada.

Alguns estudos foram feitos sobre os diferentes métodos, principalmente em relação à influência da altitude na razão *runoff*/precipitação (Bishop e Church, 1992). Em escala regional, a altitude pode ter uma forte influência na precipitação e no *runoff*; porém, isto não é válido para grandes áreas. A ausência desta influência em grandes áreas se deve provavelmente às variações de padrões de clima interagindo com influências orográficas, geológicas e outras influências na região.

Church et al. (1995) elaboraram mapas de evapotranspiração e de razão *runoff*/precipitação usando três métodos. No primeiro método utilizaram a MLRA; no segundo método, o mapeamento da razão *runoff*/precipitação e da EVT foram obtidas automaticamente utilizando-se dados observados de vazão e o PRISM (Parameter-elevation Regressions on Independent Slopes Model), que é um modelo utilizado para gerar precipitação (Daly, 1996). No terceiro método foi utilizado o contorno manual de isolinhas de mapas já existentes de *runoff* e precipitação, levando em consideração fatores como altitude e tipo de vegetação e, então, foram calculadas a EVT e a razão *runoff*/precipitação. No mapeamento realizado com a MLRA (primeiro método) foram utilizados dois recursos para a obtenção de *runoff*: 1) os valores de *runoff* foram interpolados para as estações de medição de precipitação e, após, calculou-se os valores de razão R/P e; 2) foram interpolados os valores de precipitação nas estações de *runoff* e, no centróide da bacia, foi calculada a resposta hidrológica. Como os resultados dos dois métodos não mostraram diferenças significativas, eles foram reunidos produzindo os contornos de R/P em um mesmo mapa.

O método automático permite uma representação mais detalhada espacialmente se comparado com os mapas gerados pela MLRA. A precipitação foi estimada através do modelo PRISM nos centróides de cada bacia e, com os dados de vazão observada, foi calculada a razão *runoff*/precipitação.

No método manual, há a avaliação subjetiva de dados espaciais (como elevação, os divisores topográficos, etc), e os valores estimados de *runoff*/precipitação (realizados através da MLRA) são plotados aos seus locais específicos no mapa base.

Posteriormente, sobrepõe-se este mapa, ao mapa altimétrico para se obter as isolinhas de razão *runoff*/precipitação usando elevação e a vegetação natural como guias para a realização dos contornos de evapotranspiração e a razão de *runoff* / precipitação.

Bishop et al. (1998) compararam quatro métodos de mapeamento de *runoff* considerando o período de 30 anos da região nordeste dos Estados Unidos. Eles utilizaram o método manual, o método automático (que utiliza o PRISM para estimar precipitação e dados observados de *runoff*) e dois métodos baseados em modelos - PnEt-II (modelo de balanço hídrico e ganho de carbono) e MAPSS (Mapped Atmosphere-Plant Soil System). Para o mapeamento manual utilizaram-se dados de vazão e de precipitação observados e, no centróide de cada bacia, os dados foram interpolados, conjugando fatores geográficos para construir as isolinhas de *runoff*. Os dados estimados de precipitação juntamente com os dados observados de vazão são interpolados para o cálculo da razão *runoff*/precipitação para cada bacia.

O PnET-II é um modelo em que os parâmetros fisiológicos de vegetação, juntamente com dados climáticos mensais, são utilizados para calcular o balanço hídrico e de carbono para ecossistemas de florestas. Como dado de entrada o modelo utiliza temperaturas mínimas e máximas diárias, precipitação mensal, radiação solar, tipos de florestas existentes no local e água no solo disponível para plantas. A precipitação média mensal é derivada do PRISM e o *runoff* é obtido a partir dessas variáveis.

O mapeamento através do MAPSS utiliza um modelo que usa como entrada dados de temperatura média, de precipitação estimada (PRISM), de pressão de vapor, de velocidade do vento e modelo digital de terreno. Conjugando esses dados com processos vegetais e modelos de balanço hídrico são produzidos os mapas de *runoff*.

Diferente dos enfoques que envolvem modelagem, o método automático é simples em sua estrutura. As variáveis de entrada são a precipitação, estimada através do PRISM, o *runoff*, medido em estações, e a razão entre o *runoff* e precipitação é calculada nos centróides das bacias sendo interpolada para toda a bacia. O método manual, apesar de sua estrutura simples, requer trabalho intensivo para a geração de mapas. Ressalta-se que os mapas gerados indicaram grande concordância com aqueles criados manualmente e estatisticamente, sendo o método automático o que melhor representou o

runoff para maiores períodos de tempo. Embora os mapas de *runoff* gerados através de modelos necessitem de maior refinamento, os modelos mostraram ser promissores para mapear o *runoff*.

2.2.2 Geração de *runoff*

O modelo de geração de *runoff* que influenciou a hidrologia por muitos anos foi aquele proposto por Horton na década de 30 (Jones, 1999). Sua teoria baseia-se na capacidade de infiltração da água no solo, tal que quando a taxa de infiltração é superada pela intensidade da precipitação há formação de poças, ocorrendo o que se chama retenção de superfície, que é sucedida pelo fluxo de água laminar escorrendo pela declividade. Este fluxo inicia-se por toda a bacia e vai gradualmente aumentando a quantidade de água em várias profundidades no solo no fundo dos vales. A princípio o fluxo é laminar não-erosivo, formando o escoamento superficial e, quando a quantidade de água aumenta, esse escoamento superficial muda para um regime turbulento e erosivo, criando nascentes e pequenos riachos. Solos finos, baixa capacidade de infiltração e vegetação esparsa favorecem o fluxo proposto por Horton.

A teoria proposta por Horton é justificada para o uso da hidrógrafa unitária e serviu de base para muitos modelos computacionais de geração de *runoff*. O modelo proposto por Horton só foi contestado após a década de 60, quando hidrologistas americanos contestaram a generalidade da sua teoria e experimentos de campo provaram a importância do “fluxo de retorno” (Jones, 1999).

Na década de 60, Betson (1964) apresentou o conceito de “Áreas Parciais de Contribuição”. Mais tarde, a *Tennessee Valley Authority* reconheceu que a área que contribui para o escoamento superficial não é parcial, mas varia (Jones, 1999). Hewlett e Hibbert (1967) demonstraram que a área de contribuição de escoamento (escoamento de base e escoamento direto) é dinâmica, ora se expandindo, ora se contraindo. Durante um evento de precipitação, a área envolvida em contribuir para o fluxo pode variar quanto à porcentagem da área total da bacia. Pode ser menor que 1% e chegar a mais de 50% em situações de precipitações intensas. Áreas de contribuição dinâmicas se expandem durante uma precipitação e se retraem depois dela. As áreas dinâmicas

dependem de precipitação para precipitação, do estado de umidade do solo pré - precipitação e da intensidade da precipitação.

Segundo Whipkey e Kirkby (1978) o *runoff* produzido a partir de respostas a um evento de precipitação podem ser sumarizados, em ordem de rapidez de resposta: a) escoamento superficial - ocorre onde a intensidade da precipitação é maior que a capacidade de infiltração do solo. Este é a principal forma de escoamento no pico da hidrógrafa; b) escoamento superficial de saturação - dividido em dois tipos, ou seja, áreas com solo já saturado, onde toda a precipitação será escoamento superficial e o crescimento da área saturada durante um evento de precipitação, tanto do fluxo de água sub-superficial ou de adição vertical de água percolada; c) fluxo de retorno - o fluxo sub-superficial pode retornar à superfície durante ou depois de um evento de precipitação (ocorre quando o fluxo sub-superficial é forçado a voltar para a superfície quando a água em seu caminho lateral no solo em declive encontra camadas de solos já saturados próximos à superfície); d) escoamento sub-superficial saturado - escoamento na matriz de solos saturados; e) escoamento sub-superficial não saturado - é fluxo lento que pode continuar por semanas e ser o componente principal de vazão de baixos fluxos e f) fluxo subterrâneo - a diferença entre o escoamento sub-superficial saturado e este é que características, tais como tempo de percolação, tende a atrasar o fluxo subterrâneo.

Wheater et al. (1991) realizaram exaustivos experimentos de campo para melhorar a descrição dos modos múltiplos de resposta de *runoff* na escala da bacia e da vertente. Observaram a contração e a expansão de áreas de sub-superfície saturadas, alimentadas por drenagem da declividade.

Na Figura 2.8, é esquematizado os vários tipos de geração de *runoff* em uma bacia hidrográfica.

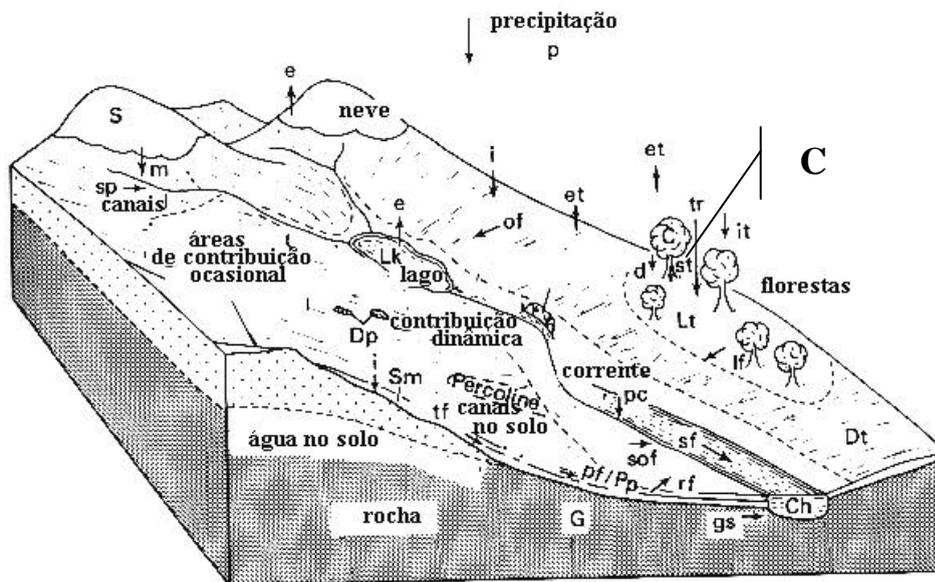


FIGURA 2.8 - Sistema de drenagem de uma bacia hidrográfica: **Estoque**: C, dossel; Ch, canal; Dp, depressão; Dt, detenção de superfície; G, água subterrânea; Lk, lagos; Lt, liteira; Pp, canais; S, neve e gelo; Sm umidade do solo. **Processos e fluxos**: d, precipitação da copa; e, evaporação; et, evapotranspiração; gs, infiltração do subsolo; i, infiltração; it, interceptação; lf, fluxo de liteira; m, derretimento de neve e gelo; of, fluxo superficial; p, precipitação; pf, fluxo em canais; rf, fluxo de retorno; sf, fluxo de corrente; sof, fluxo superficial de retorno; sp, fluxo de nascente; st, fluxo de caule; tr, fluxo através da copa, áreas contribuintes para o *runoff*.

FONTE: Modificada de Jones (1999).

O fluxo na matriz dos solos pode ser dividido em fluxo difuso lento e fluxo rápido por macroporos. O fluxo difuso lento ocorre quando atravessa os poros na matriz dos solos, sendo governado pela Lei de Darcy, expressa por:

$$V = K \Delta H / L \quad (2.14)$$

em que V é a velocidade do fluxo (m/s), K é a condutividade hidráulica do solo (m/s), H é a altura (m) e L é o comprimento (m).

Muitos solos contêm uma variedade de poros que são muito maiores que os microporos da matriz dos solos. Esses macroporos têm diâmetros maiores que 30 micrometros e também são conectados a poros maiores. A velocidade do fluxo nesses poros é de 1,00

mm/s ou maior. Canais com fluxos rápidos de água foram observados em regiões da Grã-Bretanha, e contribuem para uma rápida resposta à precipitação, podendo chegar a 50 % do fluxo de canais em algumas regiões (Jones, 1999).

Kirkby (1985) considerou que o fluxo superficial do *runoff* divide-se em três processos: 1) quando a precipitação é maior que a capacidade de infiltrar, tornando-se o fluxo superficial; 2) quando o solo já está saturado e qualquer chuva se torna fluxo superficial (fluxo superficial de saturação); e 3) fluxo de retorno.

2.2.3 Runoff e vegetação

Roberts (2000) destacou que há duas formas principais nas quais as características físicas e fisiológicas da vegetação podem influenciar o ciclo hidrológico, ou seja, a) na forma em que a vegetação exerce em ceder água como precipitação em quantidade e distribuição de água para o solo e b) a quantidade e distribuição da água que será removida do solo e sub-solo. A primeira é dependente das características físicas das plantas, enquanto a segunda depende das características fisiológicas da vegetação, pois determinam como as plantas retiram água do solo.

Um ponto central no processos de perda de água para a atmosfera é o processo de evapotranspiração, que inclui a perda de água pelos dosséis molhados pela chuva (interceptação) e a água retirada do solo que é liberada através dos estômatos nas superfícies das folhas pela transpiração.

A transpiração é a remoção de água do solo pela vegetação e é dependente de variáveis controladas ou relacionadas com a condutância da copa e condutância estomatal. Estas variáveis são: temperatura, radiação solar, déficit de umidade do ar, concentração de água potencial na folha e de concentração de carbono (Roberts, 2000).

As influências físicas e fisiológicas da vegetação na equação de Penman-Monteith para estimativa de evapotranspiração são representadas através da energia disponível, albedo, condutância aerodinâmica e condutância do dossel. O albedo determina a energia disponível para a evaporação e ele varia com o tamanho e rugosidade da vegetação, com

o ângulo solar e com a estação do ano. Os determinantes principais da condutância aerodinâmica são a altura e a rugosidade (Roberts, 2000).

A evapotranspiração pode se expressar como a soma de três processos: a transpiração da vegetação, a evaporação da água precipitada interceptada pela vegetação e a evaporação do solo nu. Há, na literatura, existe um número bastante amplo de métodos de obtenção e fórmulas para a estimativa da evapotranspiração em função de variáveis básicas ou de parametrizações complexas.

2.2.4 Geração de *runoff* e florestas

O fluxo proposto por Horton (fluxo superficial) em florestas é raro, o *runoff* quase sempre é dominado pelo fluxo sub-superficial, fluxo através de macroporos e fluxo por mecanismos controlados topograficamente como fluxo superficial por excesso de saturação (Croke et al., 1999; Cheng et al., 2002). Hewlett et al. (1977) já haviam constatado essa observação a partir de estudos realizados em florestas da Carolina do Norte (EUA), onde mesmo em situações com elevado índice pluviométrico o volume do fluxo do canal é dominado pelo fluxo sub-superficial. As pancadas de chuva incrementam os fluxos de pico por pequena distância através da corrente, por precipitação direta no canal, mesmo quando o volume de água envolvido é pequeno.

Cheng et al. (2002) observaram que em Taiwan, onde os solos são permeáveis e os terrenos têm elevada declividade, as altas taxas de precipitação são importantes para gerar um grande volume de *runoff*. Isto se justifica porque a capacidade de interceptação da copa e a quantidade de água requerida para recarregar o armazenamento de umidade no solo da floresta são atingidas (principalmente quando a umidade antecedente é alta); e as áreas florestadas se comportam como se fossem áreas desflorestadas, pois uma grande quantidade de água atinge o solo já saturado das florestas. Desta forma, o fluxo de pico ou fluxo das cheias se comportam como se não existissem florestas. No estudo de Cheng et al. (2002), o papel de florestas em diminuir a geração de *runoff* é limitado por uma conjunção de fatores, tais como solos rasos permeáveis, elevada declividade e, principalmente, elevada precipitação distribuída durante todo ano. Constatação também

observada por McCulloch e Robinson (1993), que ressaltaram que as florestas podem reduzir eventos pequenos de cheias, mas não eventos extremos de precipitação.

2.2.5 Geração de *runoff*: Climas árido e semi-árido

Para Yair e Kossovsky (2002) a geração de *runoff* integra fatores climáticos (propriedades de precipitação) e outros fatores (propriedades de superfície) que são indiretamente ligados ao clima. Estes fatores influenciarão a taxa de transformação de chuva em *runoff*, resultando na redistribuição espacial de fonte de água. Diferenças pronunciadas em taxas de infiltração, sempre relacionadas com o solo, irão influenciar a taxa de transformação de precipitação em *runoff*. Áreas que respondem rapidamente à precipitação produzirão descargas rápidas de *runoff*, permitindo a continuidade do fluxo através da rede de drenagem. O oposto pode ser esperado nas áreas caracterizadas por alta taxa de absorção e infiltração. Yair e Kossovsky (2002) concluíram que a geração de *runoff* e a taxa de geração de *runoff* nas áreas áridas e semi-áridas de Israel são mais afetadas e controladas por propriedades do solo do que por características da precipitação.

De acordo com Descroix et al. (2002), em regiões com clima semi-árido a variabilidade espacial do comportamento hidrodinâmico da encosta deve-se à conjunção de muitos fatores: presença de rochas, encrustamento da superfície do solo, vegetação e padrão da liteira. As rochas podem estar livres ou em camadas, incluídas na matriz do solo ou somente no topo do solo e seu tamanho resulta em taxas distintas de infiltração. O encrustamento do topo do solo tem função importante na hidrologia do solo, levando a diminuição severa na sua permeabilidade. A densidade e padrão de vegetação influenciam o *runoff* e *runon* (água percolada para se tornar água subterrânea) no semi-árido mesmo em áreas planas.

2.2.6 *Runoff* e solo

Descroix et al. (2002) ressaltaram que a estrutura dos solos apresenta variabilidade espacial e temporal e têm importância na estimativa do comportamento hidrodinâmico de uma bacia. A variabilidade espacial da infiltração medida ou estimada é sempre alta para vários tipos de solo. Considerável heterogeneidade espacial das propriedades

hidráulicas de solo foi observada por Corradini et al. (1998). Além disso, eles indicaram que a condutividade saturada do solo (Ks) tem grande influência na geração de fluxo hortoniano em tos de precipitações de pequena intensidade e curta duração.

Declividade, porosidade, encrustamento do solo, feições de superfície, pedogênese e uso da terra são considerados por muitos autores como as principais variáveis que têm influência no comportamento hídrico do solo (Descroix et al., 2002). As estruturas superficiais são responsáveis pela grande variabilidade espacial da resposta da precipitação em regiões áridas e semi-áridas e a capacidade de infiltração varia significativamente em distâncias de poucos centímetros. Nas regiões com climas árido e semi-árido as características de infiltração e a geração de *runoff* são mais complexas quando comparadas com as áreas úmidas.

Deve-se destacar que o *runoff* é influenciado por inúmeros fatores locais, sendo que cada um deles tem uma grande variabilidade espacial. Isto contribui para explicar a extrema heterogeneidade da condutividade hidráulica e condições de produção de *runoff*, mesmo com contexto único de fluxo hortoniano.

CAPÍTULO 3

MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Cálculo da resposta hidrológica observada

3.1.1 Dados de vazão

Para a elaboração dos mapas de resposta hidrológica observadas (citadas neste trabalho como RHO) selecionou-se as estações com dados de vazão, a partir de levantamentos do “Inventário das Estações Fluviométricas” documento da Divisão de Controle de Recursos Hídricos do Departamento Nacional de Águas e Energia Elétrica do Ministério das Minas e Energia (1997), e de consultas ao Portal da Agência Nacional de Águas (ANA). A partir destas fontes foram selecionadas as estações que possuíam os dados para o período de 1970 a 2000, bem como informações sobre a área drenada pela estação, longitude, latitude, tipo de estação e período de funcionamento da estação. Os dados consistidos de vazão, de cada estação fluviométrica disponíveis no Portal da ANA (ANA, 2003), foram recuperados em médias diárias e convertidos em médias mensais e, anuais, para o cálculo do *runoff* anual de cada bacia.

3.1.2 Dados de precipitação

Os dados de chuva utilizados para o cálculo da RHO foram reunidos, compilados e interpolados pelo Tyndall Center for Climate Change Research (New et al., 1999; 2000 e 2002). em grades de 0,5° x 0,5° para todo o globo terrestre, para o período de 1900 a 2000. Estes dados estão em arquivos mensais para todo o globo terrestre e foram processados a partir de dados cedidos por agências e institutos de meteorologia de vários países; dados do Centro Internacional de Agricultura Tropical (CIAT); dados do próprio Climatic Research Unit (CRU - Tyndall Center) e da Agência Meteorológica Mundial - WMO (World Meteorological Organization). Os dados mensais de chuva foram transformados em dados anuais para o cálculo da resposta hidrológica.

A interpolação é um procedimento de estimação do valor de um atributo em locais não amostrados a partir de pontos amostrados na mesma área ou região. O interpolador escolhido para a representação dos dados de precipitação é o “Thin-plate spline”, que considera funções polinomiais e utiliza dados pontuais para ajustar uma superfície, dado um conjunto de pontos. Esta técnica é apropriada principalmente para áreas em que os dados pontuais têm distribuição espacial esparsa e irregular. A superfície gerada por este interpolador apresenta um ajustamento para minimizar mudanças bruscas na geração das isolinhas do dado a ser interpolado e a interpolação da superfície de precipitação a ser gerada é função da latitude, longitude e elevação (New et al., 1999).

A avaliação de erros pode ser realizada de diferentes formas, como por exemplo observar os padrões espaciais de erros ou o seu comportamento médio (Erro Quadrático Médio). Outro método de avaliação dos erros de detecção de variáveis climáticas associados aos campos de interpolação é por comparação com outros conjuntos de dados de variáveis climáticas já existentes. Um método independente de avaliar os erros dos dados interpolados é a Validação Cruzada Generalizada (Generalised Cross Validation – GVC), que é uma medida direta do erro de dados gerados pela interpolação da superfície ajustada, sendo calculada através da remoção de cada dado pontual a cada vez. A validação cruzada e sua raiz quadrada (RTGVC) provêm uma estimativa do erro médio de ajustamento da superfície e por isso permitem uma avaliação acurada da superfície gerada pelo interpolador. O campo de chuva possui valores grandes de validação cruzada devido à sua grande variabilidade espacial, sendo que os erros de previsão de chuva são maiores onde o conjunto de estações é esparsa para capturar a variabilidade espacial da variável, como por exemplo, as regiões montanhosas da América do Sul e do Norte (Cordilheira dos Andes e Montanhas Rochosas), locais em que há poucas estações pluviométricas e padrões complexos de precipitação. Porém, no extremo norte da Ásia, local onde a precipitação possui pouca variação, as estações não são representativas da área e, então, os erros são igualmente grandes. Em regiões bem representadas, com boa distribuição de estações, como na Europa e nos Estados Unidos, a raiz quadrada da validação cruzada apresenta erros entre 10% e 25%. Para a região da América do Sul, os erros de validação cruzada dos dados de precipitação situam-se entre

17% e 46% (New et al., 1999), em concordância com outros conjuntos de dados de variáveis climatológicas. Um grande problema da validação cruzada é que ela considera o diagnóstico do erro, de forma pontual e pode, portanto, induzir ao erro se o conjunto de estações for inadequado. Em comparação com outras climatologias realizadas por diferentes institutos de meteorologia, os dados do CRU apresentaram boa concordância. Os dados de precipitação e outras variáveis de diferentes climatologias diferem entre si devido aos diferentes conjuntos de estações usados para interpolação de cada variável, em cada climatologia. A climatologia processada pelo Tyndall Center pode ser aplicada a diferentes estudos climáticos e atividades relacionadas.

3.2 Metodologia para a estimativa da resposta hidrológica observada

Os dados de vazão das estações fluviométricas selecionadas para cada bacia foram organizados em planilhas para posterior processamento pelo aplicativo GRADS (Grid Analysis and Display System), incluindo-se os dados de latitude, de longitude e da área drenada pela estação, os quais foram utilizados para a interpolação da resposta hidrológica nos mapas gerados. As planilhas também serviram para o cálculo da resposta hidrológica das estações fluviométricas, bem como para obtenção da correlação linear entre a resposta hidrológica observada (RHO) e os valores médios anuais de NDVI de cada sub-bacia para o período de 1982 a 1999.

Os dados de precipitação foram processados no GRADS, sendo utilizado um dispositivo em que os dados de determinada área (sub-bacia) pudessem ser calculados somente para esta área específica (máscaras) e dessa forma, pudessem ser determinados os valores de médias anuais de precipitação espacial, em mm, de cada uma das sub-bacias para cada ano do período considerado. Os dados de precipitação para o Brasil estão situados entre as coordenadas 6°N a 34°S e entre 74°(O) a 34°(O).

Com os dados de vazão e da área de cada estação fluviométrica foi calculado o *runoff* de cada sub-bacia. O cálculo do *runoff* considerou a área drenada pela estação fluviométrica e a respectiva vazão dessa estação (Equação 3.1). Posteriormente, assumiu-se que o *runoff* gerado na área drenada pela estação é o *runoff* correspondente a toda sub-bacia.

$$R = \frac{Q}{A} \quad (3.1)$$

em que R é o *runoff* em m (ou mm); Q é a vazão em m³ e A é a área em m².

Com os dados de *runoff* e de precipitação calculou-se a resposta hidrológica anual das sub-bacias através da Equação 3.2. O GrADS foi utilizado para a apresentação dos resultados. Estes resultados foram interpolados, tendo sido levados em consideração os raios de influência das estações de medição (que, de forma simplificada, quanto mais próximo à estação, maior influência ela exercerá sobre o dado) e plotados através do aplicativo em gráficos anuais para o período de estudo. Para o presente trabalho estabeleceu-se um atraso (*lag*) de dois meses para a vazão, em relação à precipitação. Este *lag* foi estabelecido a partir da análise gráfica da precipitação versus a vazão das sub-bacias, mostrando que os picos de vazão acontecem dois meses, na média, depois dos maiores eventos de precipitação. Assim, o cálculo da resposta hidrológica será realizado com a precipitação do mês e a vazão de dois meses à frente. Por exemplo, para o mês de outubro de 1970, a precipitação é a de outubro de 1970, e a vazão é a de dezembro de 1970.

$$\text{Resposta hidrológica média anual} = \left\langle \frac{R}{P} \right\rangle \quad (3.2)$$

sendo R o *runoff* em mm, média anual e P a precipitação média anual espacial, em mm.

Deste modo foram calculadas as respostas hidrológicas para 74 sub-bacias das 76 situadas em território brasileiro. As duas sub-bacias não consideradas (80 e 89) não possuíam dados de vazão em estações fluviométricas suficientes para o período estudado.

3.3 Bacias brasileiras

As bacias brasileiras são divididas em oito grandes bacias, conforme apresentadas na Figura 3.1. De acordo com o tipo de drenagem, observam-se dois tipos principais de bacias: a) bacias que drenam para um único rio, ficando as sub-bacias encadeadas ou ligadas, uma após a outra, como é o caso das bacias 1 (Amazônica), 2 (Araguaia-

Tocantins), 4 (São Francisco), 6 (Paraná) e 7 (Uruguai), e b) bacias cujos rios deságuam no oceano Atlântico, não possuindo um rio principal (com algumas exceções, por exemplo a sub-bacia 58 – Paraíba do Sul) mas vários rios desaguando no oceano Atlântico, como é o caso das bacias 3, 5 e 8 (Bacias do Atlântico trecho N/NE, trecho Leste e trecho Sudeste, respectivamente). As grandes bacias são divididas em bacias menores formadas pelos afluentes principais dos formadores da Bacia. Assim, a Bacia 1 (bacia do rio Amazonas) é subdividida em dez sub-bacias menores, cujo rio principal é, geralmente, afluente do Amazonas, ou seja, na sub-bacia 10 o rio principal é o Javari, nas sub-bacias 11 e 12, o principal rio é o Solimões; na sub-bacia 13, o Purus é o rio principal; na sub-bacia 14, o rio principal é o Negro; na sub-bacia 15 o Madeira é o principal rio; na sub-bacia 16, o Trombetas é o principal; na sub-bacia 17 o Tapajós; na sub-bacia 18, o rio Xingu e na sub-bacia 19 o rio principal é o Jari. Cada grande Bacia é sub-dividida em dez sub-bacias, totalizando 76 sub-bacias, pois a Bacia 6 possui 8 sub-bacias em território brasileiro (da 60 a 67); e as Bacias 7 e 8 possuem 9 bacias, cada uma, em território brasileiro.

Bacias do Brasil

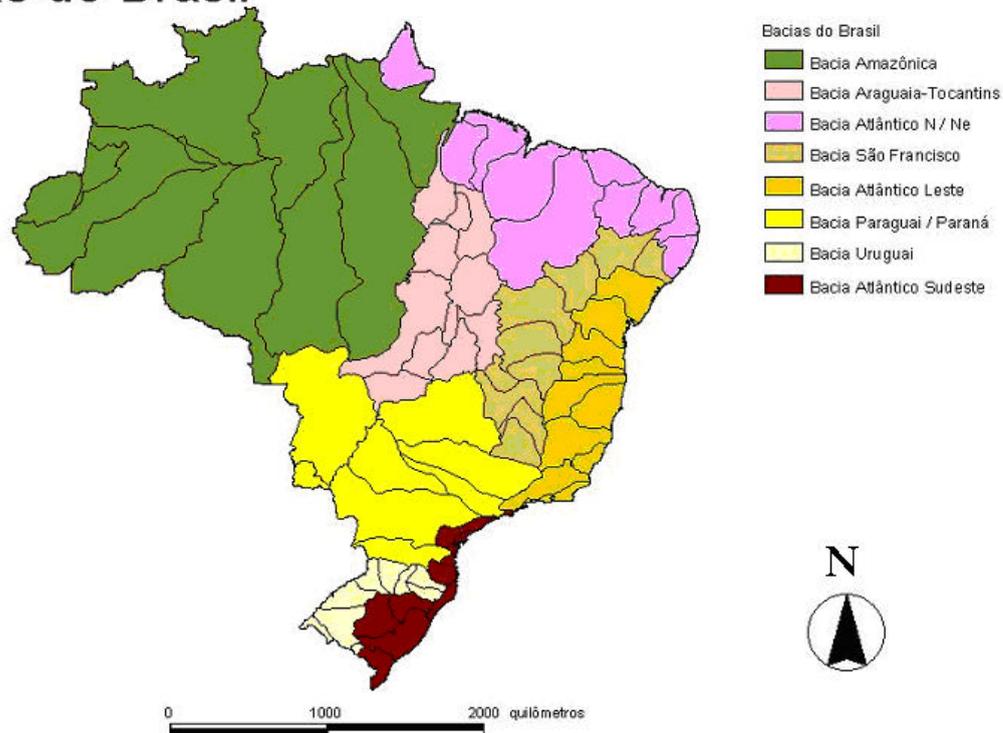


FIGURA 3.1 - Bacias do Brasil

Para a obtenção da RHO, que consiste em produzir os mapas de resposta hidrológica das sub-bacias brasileiras com dados observados, considerando anos hidrológicos (início em 01 de outubro e final em 30 de setembro do ano seguinte), foram utilizados dados de vazão do período de 1970 a 2000 de estações fluviométricas instaladas nos rios das respectivas sub-bacias.

3.3.1 Bacia 1 - Bacia do rio Amazonas

A bacia Amazônica, juntamente com as sub-bacias, rios e estações selecionadas estão apresentadas na Figura 3.2.

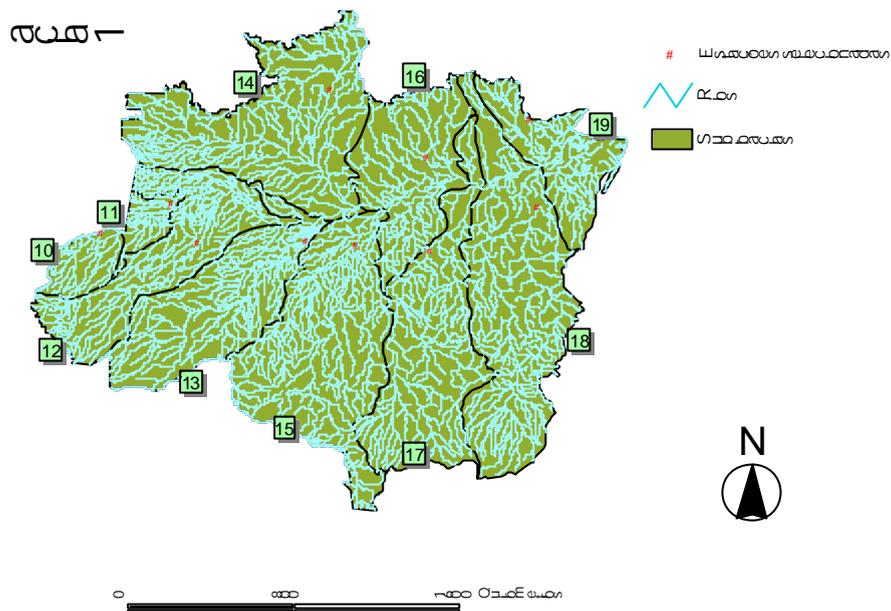


FIGURA 3.2 - Bacia do rio Amazonas: sub-bacias, rios e estações selecionadas. (Bacia 1)

A Tabela 3.1 apresenta as sub-bacias, as estações selecionadas, as respectivas áreas de drenagem das estações, áreas das sub-bacias e a porcentagem da área da bacia drenada pela estação.

TABELA 3.1 - Áreas das sub-bacias e áreas drenadas pelas estações (* estação com área drenada de sub-bacias à montante) da Bacia 1.

Sub-bacia	Estação da sub-bacia	Área drenada estação (m ²)	Área da sub-bacia (m ²)	% área da bacia
10	10500000	58.107.000.000,00	85.090.020.619,00	68,29
11	11500000*	1.134.540.000.000,00	58.618.367.449,00	1935,47
12	12840000	162.000.000.000,00	375.448.506.650,00	43,15
13	13962000	359.853.000.000,00	415.009.422.840,00	86,71
14	14710000	124.980.000.000,00	614.719.451.003,00	20,33
15	15860000*	1.324.727.000.000,00	586.979.688.109,00	225,69
16	16650000	77.134.000.000,00	347.871.618.109,00	22,17
17	17650000	387.378.000.000,00	499.479.935.208,00	77,56
18	18850000	446.203.000.000,00	634.179.646.620,00	70,36
19	19150000	51.340.000.000,00	223.343.948.277,00	22,99

3.3.2 Bacia 2 - Bacia do rio Tocantins/Araguaia

As sub-bacias, rios principais e estações de vazões selecionadas em cada sub-bacia estão apresentadas na Figura 3.3:

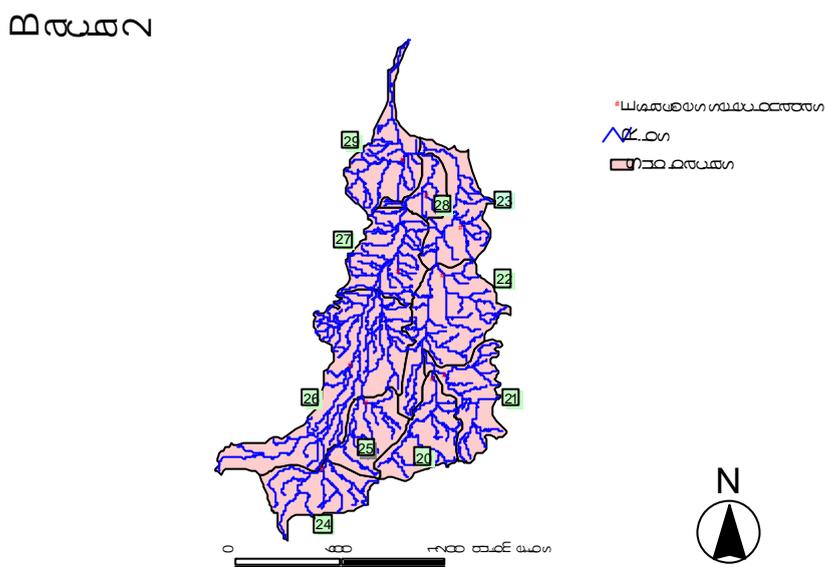


FIGURA 3.3 - Bacia do rio Tocantins/Araguaia: Divisão em sub-bacias, rios e estações selecionadas (Bacia 2).

A Tabela 3.2 apresenta as sub-bacias, as estações selecionadas, as respectivas áreas de drenagem das estações, áreas das sub-bacias e a porcentagem da área da bacia drenada pela estação.

TABELA 3.2 - Áreas das sub-bacias e áreas drenadas pelas estações (* estação com área drenada de sub-bacias à montante) da Bacia 2.

Sub-bacia	Estação da sub-bacia	Área drenada estação (m ²)	Área da sub-bacia (m ²)	% área da sub-bacia
20	21080000(*)	63.770.000.000,00	62.086.573.551,00	102,71
21	21900000	59.987.000.000,00	61.108.085.524,00	98,17
22	22900000	44.910.000.000,00	109.376.843.761,00	41,06
23	23250000	9.636.000.000,00	71.066.229.845,00	13,56
24	24850000	50.930.000.000,00	62.345.716.530,00	81,69
25	25800000	18.600.000.000,00	52.281.202.465,00	35,58
26	26300000	59.163.000.000,00	170.029.288.857,00	34,80
27	27380000	1.686.000.000,00	75.125.493.235,00	2,24
28	28240000	3.488.000.000,00	26.488.644.780,00	13,17
29	29100000	37.600.000.000,00	72.569.744.243,00	51,81

3.3.3 Bacia 3 - Bacia do Atlântico Norte Nordeste

As sub-bacias, rios principais e estações de vazões escolhidas em cada sub-bacia estão apresentadas na Figura 3.4:

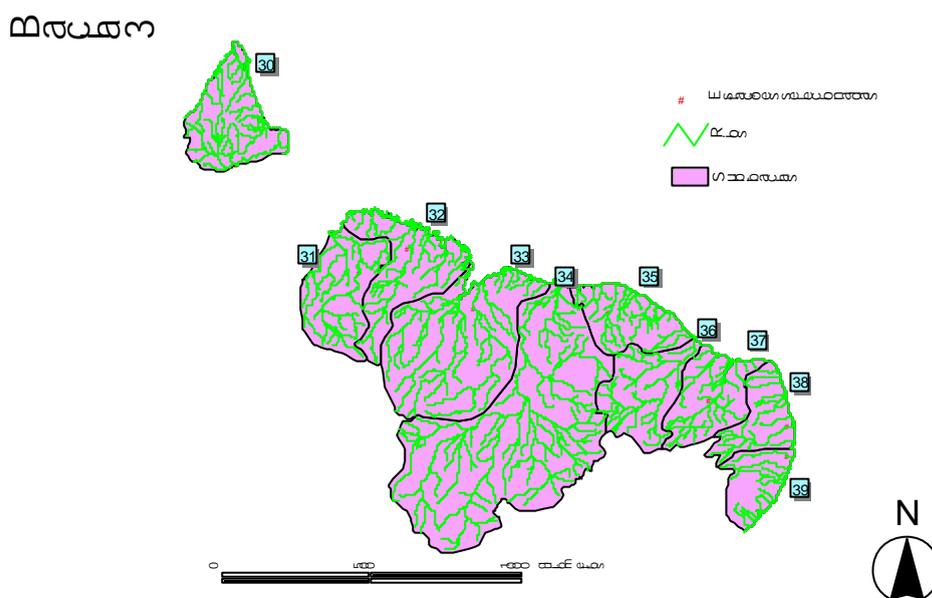


FIGURA 3.4 - Bacia do Atlântico N/Ne: Divisão em sub-bacias, rios e estações selecionadas (Bacia 3).

A Tabela 3.3 apresenta as sub-bacias, as estações selecionadas, as respectivas áreas de drenagem das estações, áreas das sub-bacias e a porcentagem da área da bacia drenada pela estação.

TABELA 3.3 - Bacia 3: área das sub-bacias e áreas drenadas pelas estações da Bacia 3.

Sub-bacia	Estação da sub-bacia	Área drenada estação (m ²)	Área da sub-bacia (m ²)	% área da sub-bacia
30	30400000	23.590.000.000,00	80.094.949.746,00	29,45
31	31700000	38.178.000.000,00	81.842.513.347,00	46,65
32	32620000	31.850.000.000,00	87.958.615.351,00	36,21
33	33680000	49.500.000.000,00	182.428.526.990,00	27,13
34	34879500	282.000.000.000,00	3.345.644.68.347,00	84,29
35	35275003	11.160.000.000,00	60.321.002.882,00	18,50
36	36390000	48.200.000.000,00	73.797.608.908,00	65,31
37	37470000	21.350.000.000,00	66.224.832.212,00	32,24
38	38895000	19.244.000.000,00	4.816.919.0577,00	39,95
39	39188000	7.240.000.000,00	41.793.930.983,00	17,32

3.3.4 Bacia 4 - Bacia do rio São Francisco

As sub-bacias, rios principais e estações de vazões selecionadas em cada sub-bacia estão apresentadas na Figura 3.5:

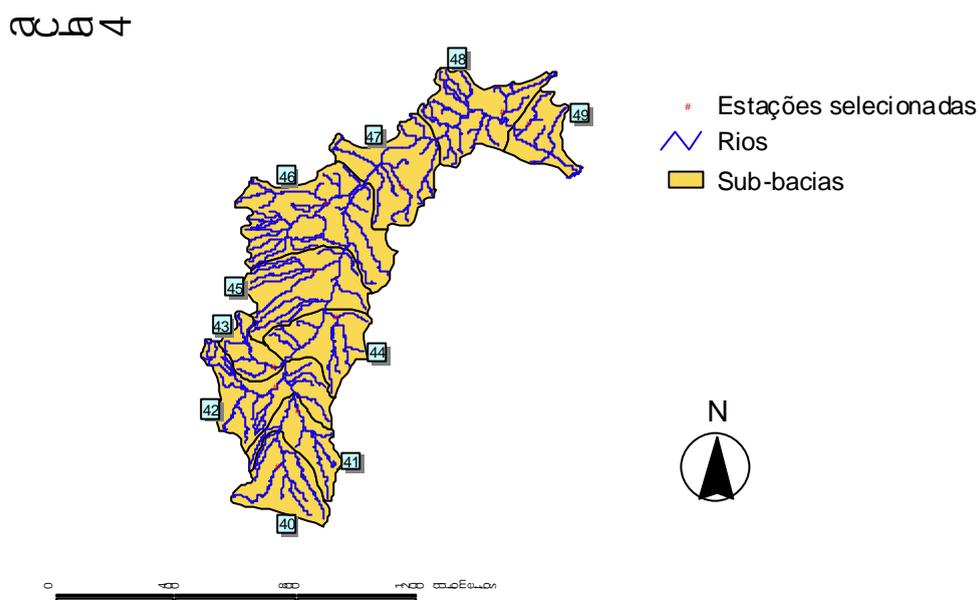


FIGURA 3.5 - Bacia do rio São Francisco: Divisão em sub-bacias, rios e estações selecionadas (Bacia 4).

A Tabela 3.4 apresenta as sub-bacias, as estações selecionadas, as respectivas áreas de drenagem das estações, áreas das sub-bacias e a porcentagem da área da bacia drenada pela estação.

TABELA 3.4 - Área das sub-bacias e áreas drenadas pelas estações da Bacia 4.

Sub-bacia	Estação da sub-bacia	Área drenada estação (m ²)	Área da sub-bacia (m ²)	% área da bacia
40	40100000	13.087.000.000,00	52.092.786.481,00	25,12
41	41990000	25.940.000.000,00	37.999.358.846,00	68,26
42	42980000	40.300.000.000,00	68.279.829.892,00	59,02
43	43880000	23.765.000.000,00	24.614.817.010,00	96,55
44	44950000	30.474.000.000,00	53.393.175.603,00	57,07
45	45910001	29.640.000.000,00	79.057.793.376,00	37,49
46	46902000	68.540.000.000,00	120.328.140.134,00	56,96
47	47480000	10.450.000.000,00	74.180.350.211,00	14,09
48	48860000	13.240.000.000,00	74.960.932.450,00	17,66
49	49160000	8.200.000.000,00	36.906.507.848,00	22,22

3.3.5 Bacia 5 - Bacia do Atlântico Leste

As sub-bacias, rios principais e estações de vazões escolhidas em cada sub-bacia estão apresentadas na Figura 3.6:

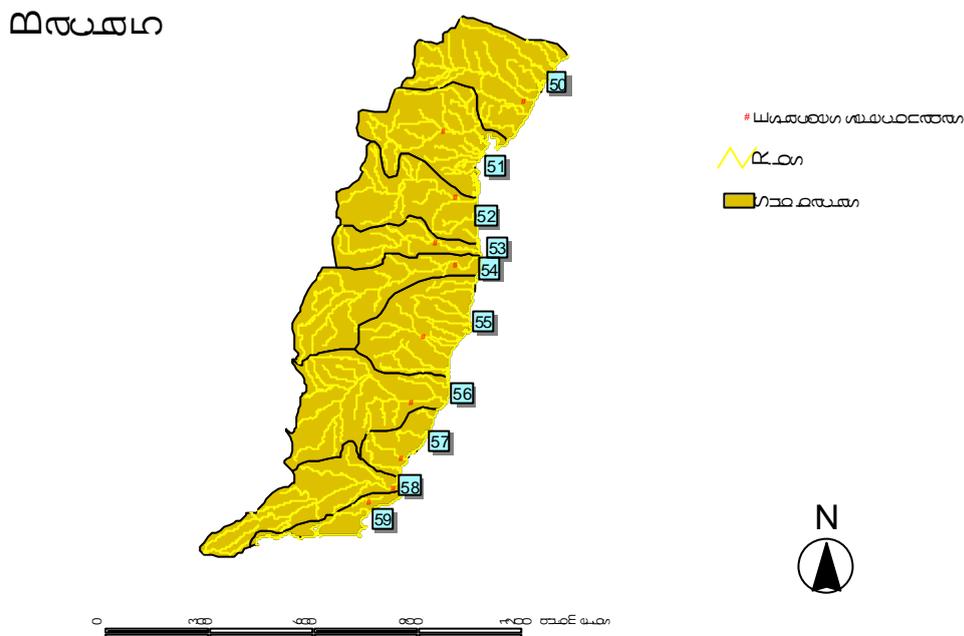


FIGURA 3.6 – Bacia do Atlântico Leste: Divisão em sub-bacias, rios e estações selecionadas (Bacia 5).

A Tabela 3.5 apresenta as sub-bacias, as estações selecionadas, as respectivas áreas de drenagem das estações, áreas das sub-bacias e a porcentagem da área da bacia drenada pela estação.

TABELA 3.5 - Área das sub-bacias e áreas drenadas pelas estações da Bacia 5.

Sub-bacia	Estação da sub-bacia	Área drenada estação (m ²)	Área da sub-bacia (m ²)	% área da bacia
50	50595000	35.150.000.000,00	81.372.315.334,00	43,20
51	51330000	31.488.000.000,00	73.795.558.461,00	42,67
52	52695000	47.450.000.000,00	62.251.682.424,00	76,22
53	53690000	22.340.000.000,00	33.489.239.972,00	66,71
54	54950000	67.769.000.000,00	68.782.119.236,00	98,53
55	55699998	12.799.000.000,00	65.419.174.822,00	19,56
56	56994500	72.765.000.000,00	84.636.914.379,00	85,97
57	57580000	5.166.000.000,00	20.574.097.294,00	25,11
58	58974000	55.083.000.000,00	57.951.998.525,00	95,05
59	59100000	626.000.000,00	16.391.428.443,00	3,82

3.3.6 Bacia 6 - Bacia do rio Paraná/Paraguai

As sub-bacias, rios principais e estações de vazões escolhidas em cada sub-bacia estão apresentadas na Figura 3.7:

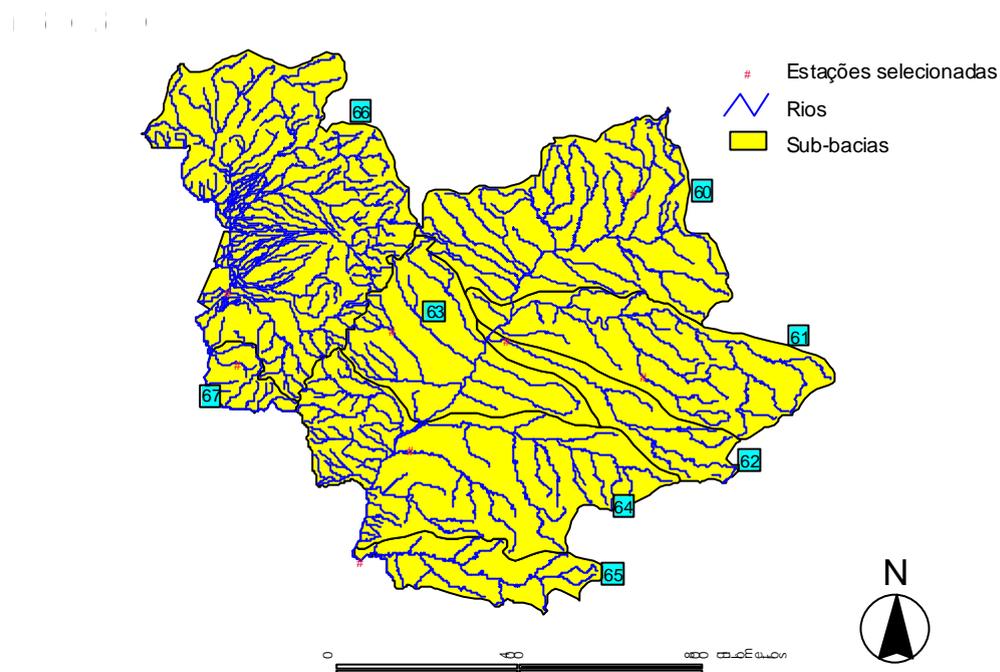


FIGURA 3.7 - Bacia do rio Paraná/Paraguai: Divisão em sub-bacias, rios e estações selecionadas (Bacia 6).

A Tabela 3.6 apresenta as sub-bacias, as estações selecionadas, as respectivas áreas de drenagem das estações, áreas das sub-bacias e a porcentagem da área da bacia drenada pela estação.

TABELA 3.6 - Área das sub-bacias e áreas drenadas pelas estações (* estação com área drenada de sub-bacias à montante) da Bacia 6.

Sub-bacia	Estação da sub-bacia	Área drenada estação (m ²)	Área da sub-bacia (m ²)	% área da bacia
60	60545000	21.248.000.000,00	228.584.249.724,00	9,30
61	61912000	13.845.000.000,00	157.603.909.219,00	8,78
62	62885000*	69.792.000.000,00	61.222.388.858,00	114,00
63	63900001	8.570.000.000,00	129.868.540.153,00	6,60
64	64693000	34.432.000.000,00	235.123.210.136,00	14,64
65	65993000*	67.317.000.000,00	61.830.030.557,00	108,87
66	66960008*	363.500.000.000,00	332.125.292.359,00	109,45
67	67025000	1.250.000.000,00	24.077.386.726,00	5,19

3.3.7 Bacia 7 - Bacia do rio Uruguai

As sub-bacias, rios principais e estações de vazões escolhidas em cada sub-bacia estão apresentadas na Figura 3.8:

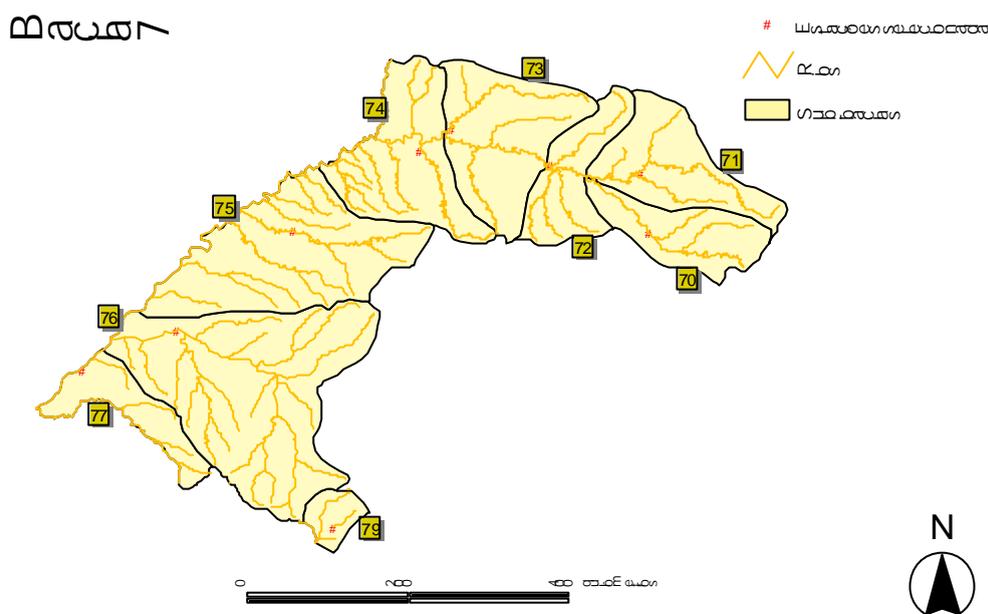


FIGURA 3.8 - Bacia rio Uruguai: subdivisões em sub-bacias, rios e estações selecionadas (Bacia 7).

A Tabela 3.7 apresenta as sub-bacias, as estações selecionadas, as respectivas áreas de drenagem das estações, áreas das sub-bacias e a porcentagem da área da bacia drenada pela estação.

TABELA 3.7 - Área das sub-bacias e áreas drenadas pelas estações (* estação com área drenada de sub-bacias à montante) da Bacia 7.

Sub-bacia	Estação da sub-bacia	Área drenada estação (m ²)	Área da sub-bacia (m ²)	% área da bacia
70	70700000	8.423.000.000,00	12.421.103.414,00	67,81
71	71550000	9.868.000.000,00	16.858.883.387,00	58,53
72	72980000	5.239.000.000,00	11.709.419.993,00	44,74
73	73960000	8.267.000.000,00	22.225.883.644,00	37,20
74	74270000	5.356.000.000,00	21.043.293.559,00	25,45
75	75320000	9.426.000.000,00	32.370.368.213,00	29,12
76	76800000	41.265.000.000,00	45.280.322.716,00	91,13
77	77150000*	163.547.000.000,00	9.178.210.881,00	1.781,91
79	79400000	1.172.000.000,00	3.341.542.966,00	35,07

3.3.8 Bacia 8 - Bacia do Atlântico Sudeste

As sub-bacias, rios principais e estações de vazões selecionadas em cada sub-bacia são apresentadas na Figura 3.9.

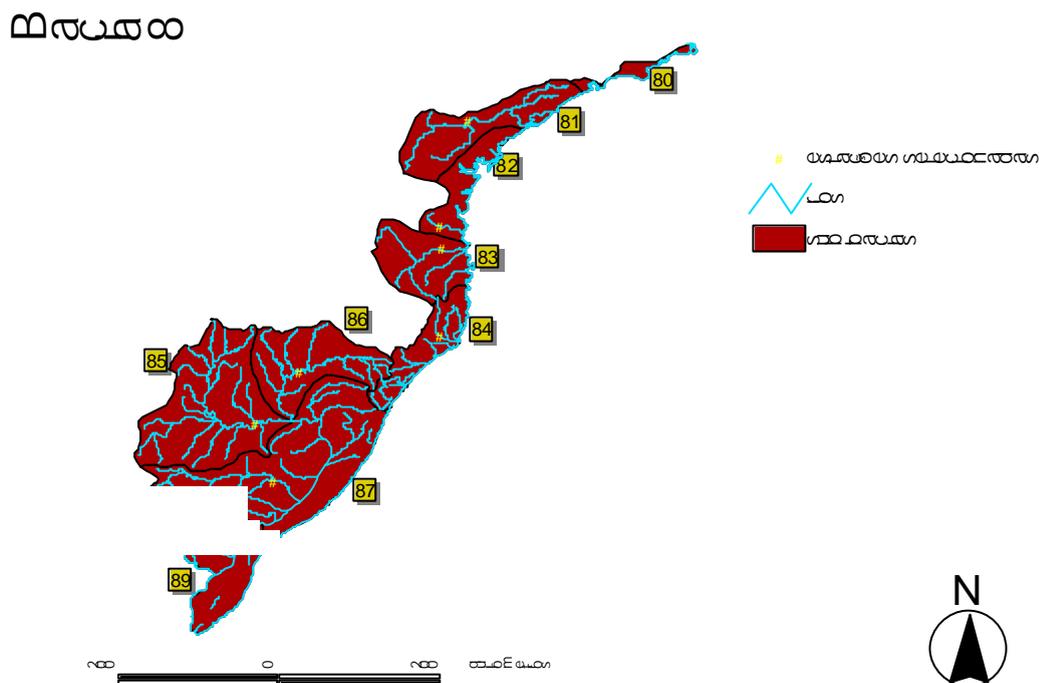


FIGURA 3.9 - Atlântico Sudeste: sub-bacias, rios e estações selecionadas (Bacia 8).

A Tabela 3.8 apresenta as sub-bacias, as estações selecionadas, as respectivas áreas de drenagem das estações, áreas das sub-bacias e a porcentagem da área da bacia drenada pela estação.

TABELA 3.8 - Área das sub-bacias e áreas drenadas pelas estações da Bacia 8.

Sub-bacia	Estação da sub-bacia	Área drenada estação (m ²)	Área da sub-bacia (m ²)	% área da bacia
81	81350000	12.450.000.000,00	24.526.934.991,00	50,76
82	82350000	796.000.000,00	12.531.042.649,00	6,35
83	83800002	11.803.000.000,00	19.052.888.922,00	61,95
84	84580000	2.740.000.000,00	14.035.369.102,00	19,52
85	85900000	38.753.000.000,00	46.285.329.275,00	83,73
86	86470000	12.298.000.000,00	26.367.167.794,00	46,64
87	87905000	15.546.000.000,00	57.354.181.812,00	27,11

3.4 Evapotranspiração

Foram elaborados mapas de evapotranspiração real para cada ano, bem como o mapa de evapotranspiração real climatológico (média do período de 30 anos: 1970-2000), cuja estimativa foi obtida a partir de dados de vazão e de precipitação observados, através da equação da resposta hidrológica:

$$Et = P(1-R) \quad (3.3)$$

em que Et é a evapotranspiração real em mm; P é a precipitação em mm e R é a resposta hidrológica observada.

3.5 Resposta Hidrológica e NDVI

Foram utilizadas imagens NDVI para o estudo da atividade fotossintética e sua relação com a resposta hidrológica dos grandes grupos florestais presentes no território brasileiro durante o período estudado.

Dados mensais de NDVI disponíveis foram processados no aplicativo ENVI (ENVI, 2003) para a obtenção da média anual de imagens NDVI de cada ano do período de 1982 a 1999. As médias anuais foram obtidas por ano hidrológico: de outubro do ano corrente a setembro do ano seguinte. As imagens NDVI mensais foram obtidas do sensor AVHRR (Advanced Very High Radiance Radiometer) a bordo dos satélites NOAA 7, 9, 11 e 14, produzidas pelo Global Inventory Monitoring and Modelling Studies (GIMMS) associado ao Goddard Space Flight Center/National Aeronautics & Space Administration (GSFC/NASA). Os dados diários de NDVI são mapeados usando os dados de navegação do satélite e reamostrados para 7,6 km x 7,6 km de resolução espacial, em composições quinzenais. Através de processamentos no mosaico realizado com duas imagens quinzenais, em que prevalece o maior valor de NDVI, são produzidas as composições mensais. No processamento são eliminados os dados afetados por contaminação por nuvens, por espalhamento e por absorção devido a efeitos da atmosfera e visadas fora do nadir, com ângulos maiores que 25°. Os dados de entrada para o cálculo do NDVI originalmente apresentam resolução espacial de 4 km x

4 km. Inicialmente estes dados foram organizados por continentes, e as informações relativas ao oceano são omitidas (Los et al., 1994). As imagens anuais produzidas a partir de imagens mensais foram, então, importados para o aplicativo SPRING, (INPE, 2003) na projeção Policônica.

Os limites das sub-bacias foram obtidos através da importação de arquivos digitais das sub-bacias fornecidos pela ANA. Tais arquivos foram reprojatados da projeção Coordenadas Geográficas Lat/Lon, datum WGS 84, para a projeção Policônica. Estes novos arquivos foram importados para o Aplicativo SPRING. As médias anuais do valor de NDVI para cada bacia foram submetidas ao processo de estatísticas de imagem para cálculos estatísticos realizado em cada polígono. No caso do presente trabalho calculou-se, para cada sub-bacia, a média anual do valor de NDVI, o desvio-padrão e a variância, sendo utilizado o valor da média de NDVI de cada sub-bacia para cada ano hidrológico.

A partir do valor médio anual de NDVI obtido para cada sub-bacia, juntamente com a resposta hidrológica anual de cada sub-bacia, fez-se a correlação linear para o período de dezoito anos (1982-1999). Os resultados da correlação entre o NDVI e a resposta hidrológica foram espacializados por sub-bacia para melhor visualização da correlação.

3.6 Síntese da metodologia da resposta hidrológica e da correlação resposta hidrológica e NDVI

Para a obtenção do cálculo de resposta hidrológica (etapa 1) foram adquiridos dados consistidos de vazão nas estações situadas nas sub-bacias. A vazão diária é transformada em médias mensais e anuais. A vazão anual é dividida pela área drenada pela estação e, então, obteve-se o runoff. Assumiu-se que este *runoff* é o de toda a sub-bacia onde está situada a estação. As máscaras (dispositivo que permite o cálculo de determinada variável para determinada região) para cada sub-bacia permitiram que fosse calculada a precipitação espacial, média anual, para cada sub-bacia. Dessa forma, os dados de *runoff* foram divididos pela precipitação, sendo então, efetuada o cálculo da resposta hidrológica em cada sub-bacia para cada ano do período de estudo (1970-2000).

A correlação linear entre a resposta hidrológica de 1982 a 1999 e NDVI das sub-bacias (etapa 2) foi realizado com os dados de resposta hidrológica anual de cada sub-bacia com o valor de NDVI respectivo de cada sub-bacia. Os resultados da correlação de cada sub-bacia foram relacionados à sub-bacia correspondente e espacializados através do aplicativo ArcView, produzindo o mapa de correlações entre resposta hidrológica e NDVI.

CAPÍTULO 4

RESULTADOS

4.1 Resposta Hidrológica Média

A Figura 4.1 apresenta a resposta hidrológica observada (RHO) com início em 1º de outubro de 1970 e término em 30 de setembro de 2000 em anos hidrológicos.

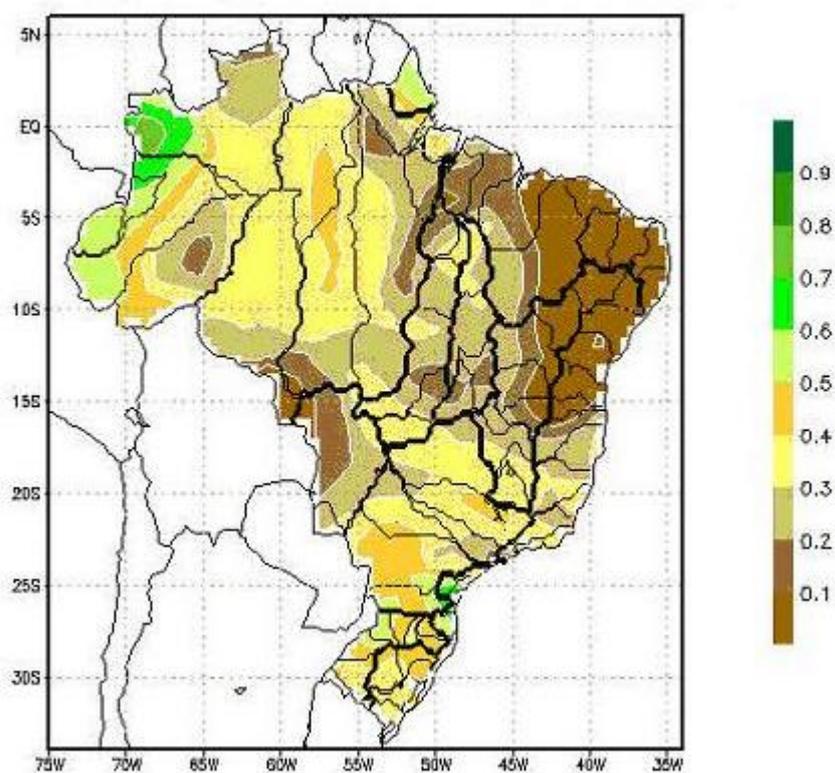


FIGURA 4.1 - Resposta Hidrológica Observada média anual (RHO), período de 1970 a 2000

O padrão espacial da RHO média apresenta valores altos no oeste da Amazônia e em algumas sub-bacias do Sul do Brasil; alto a médio na Amazônia central, baixos no Nordeste do Brasil e oeste da região Centro-Oeste (limite do Brasil com a Bolívia), e médio no Centro-Oeste e Sudeste.

A variabilidade da RHO no Brasil está associada principalmente ao clima e suas características regionais. Na região Norte, as maiores precipitações ocorrem nas partes noroeste e nordeste, chegando a 3.250 mm/ano. No centro dessa região, a precipitação anual é cerca de 2.750 mm/ano e, ao norte, em Roraima a precipitação decai para 1.750 mm/ano (Nimer, 1979). Os climas predominantes, baseado na classificação de Thornthwaite (Mather, 1974) são o super-úmido na parte ocidental, enquanto o úmido predomina no centro, sul e leste da região, e o sub-úmido ao leste do estado de Roraima.

A radiação solar incidente na Amazônia é consumida principalmente pela evapotranspiração, que no caso de florestas tropicais atingem valores acima de 1.000 mm/ano (Schultz, 1995). Lesack (1993) apresenta valores de evapotranspiração real iguais a 1.120 mm/ano, valor este obtido a partir de experimentos realizados na Amazônia Central. Leopoldo et al. (1995) realizaram o balanço hídrico na bacia de Barro-Branco, na Reserva Ducke, norte de Manaus, coberta por floresta tropical típica da Amazônia central e obtiveram valores de evapotranspiração real anual de 1.493,1 mm (média de três anos). Dados do projeto RADAM mostram evapotranspiração real entre 1.106 mm a 1.463 mm/ano para a região de Tapajós. A quantidade de água infiltrada no solo que irá alimentar o lençol freático é, portanto, reduzida por essa quantidade de água evapotranspirada, que por sua vez representa uma grande porcentagem do total da precipitação observada. Consistente com esses argumentos, a RHO apresenta valores entre 0,2 (norte de Roraima) a 0,8 (oeste da região), enquanto a RHR apresenta valores entre 0,2 (norte) a 0,6 (oeste da região).

No Nordeste do Brasil, de um modo geral o clima semi-árido apresenta baixas respostas, pois a água da chuva, que é escassa, primeiro deve recarregar o solo (constantemente seco) e apenas o excesso sobre evapotranspiração gerará *runoff* para formar a vazão dos rios. Segundo Nimer (1979), a região Nordeste é caracterizada por uma variedade climática do ponto de vista hidrológico. A pluviosidade decresce da periferia da região Nordeste (oeste e leste) para o interior da região. As partes oeste e leste apresentam as maiores taxas de precipitações; no primeiro caso, os índices pluviométricos variam de 1.500 mm/ano a 1.750 mm/ano. A parte leste do Nordeste do Brasil, do Rio Grande do Norte ao norte do Espírito Santo apresenta índices superiores,

de 1.250 até 2.000 mm/ano. Por outro lado, o sertão semi-árido apresenta precipitações abaixo de 1.000 mm/ano, com uma porção significativa dessa área apresentando precipitação que atinge valores inferiores a 750 mm/ano. A evapotranspiração real no município de Curaçá, BA, representativo do clima semi-árido, é de aproximadamente 473 mm/ano, a qual se iguala à precipitação (Projeto RADAMBRASIL, folhas sc.24/25). Os climas semi-úmido (com quatro meses de seca) e o semi-árido (com 10 meses de seca) predominam no Nordeste, com períodos de seca que variam de 4 a 10 meses. Devido às suas características geográficas e a circulação atmosférica dominante, esta região apresenta desde o clima úmido (sem secas) até o semi-árido, como se observa no interior de Pernambuco que apresenta até 10 meses de seca. Dentre esses extremos, destaca-se o clima úmido e semi-úmido, em que as precipitações são concentradas em estações chuvosas. Os regimes hídricos dependem diretamente das chuvas tal que os picos de vazão estão associados a eventos de precipitação. Quando estes terminam, os rios retornam rapidamente aos baixos valores de vazão, por esse motivo as vazões são episódicas. Neste contexto, a RHO se situa entre 0,0 a 0,3 e a RHR entre 0,0 (leste) a 0,4 (oeste da região).

Segundo Nimer (1979), a região Centro-Oeste também apresenta variação de pluviosidade, sendo que as chuvas máximas ocorrem no norte do Estado de Mato Grosso, porém, (esta região pertence à Bacia Amazônica) podendo atingir 2.750 mm/ano. Em direção ao sul, a pluviosidade diminui nas partes leste e sul, com níveis inferiores a 1.250 mm/ano no Pantanal e 1.500 mm/ano no leste de Goiás. Na região central do Centro-oeste, são observados índices de evapotranspiração real em torno de 1.000 mm/ano (Projeto RADAMBRASIL, folhas SD 22). Lima et al. (2001) estimaram em 831,03 mm/ano (entre 04 de agosto de 1998 a 03 de agosto de 1999) a evapotranspiração real (obtida através de balanço hídrico em uma bacia hidrográfica com 96,30 km², em uma área a sudeste do Distrito Federal), com presença de cerrado, campo cerrado, campo limpo e mata ciliar como cobertura vegetal. A precipitação no ano de estudo foi de 1.058,73 mm/ano e a evapotranspiração atingiu aproximadamente 78% da precipitação. Os climas úmido e semi-úmido predominam na região, prevalecendo o úmido com 1 a 3 meses de seca, no sul do Estado de Mato Grosso, norte

do Estado de Mato Grosso do Sul e norte de Goiás. Nessa região, a RHO apresenta valores entre 0,1 (extremo oeste da região) e 0,4 (partes sul e leste do estado de Goiás), enquanto a RHR situa-se entre 0,1 a 0,5.

A região Sudeste apresenta grande variabilidade de temperatura e de pluviosidade. As áreas com maiores índices pluviométricos (acima de 1.500 mm/ano) são: 1) o litoral e a Serra do Mar, (com direção principalmente de sudoeste a nordeste) no Rio de Janeiro e São Paulo e 2) a área que se coloca perpendicular a 1ª com direção noroeste-sudeste, do oeste de Minas Gerais ao Rio de Janeiro (nessas duas áreas a precipitação pode chegar a 2.400 mm/ano). No restante da região, a precipitação não ultrapassa 1.550 mm/ano com mínimos de 1.250 mm/ano. Os tipos climáticos dominantes na região Sudeste são os climas super-úmido e úmido em quase metade do seu território. O clima semi-úmido está presente na maior parte de Minas Gerais, e ao norte deste estado o clima é semi-árido. A evapotranspiração real, na maior parte da região, situa-se em torno de 1.000 mm/ano, segundo dados do Projeto RADAMBRASIL, folhas SF 23/24,(1983). Almeida e Soares (2003), em experimentos no Estado do Espírito Santo, encontraram valores de evapotranspiração igual a 1.350 mm/ano, para uma bacia experimental coberta com Mata Atlântica (0,86 km²). Os valores para a RHO situaram-se entre 0,2 e 0,4 (maior parte da região) e a RHR apresentou valores entre 0,2 e 0,5.

A região Sul apresenta homogeneidade em relação à pluviometria e ao ritmo estacional de seu regime, ou seja, as precipitações são bem distribuídas durante o ano. O clima predominante da região Sul é o mesotérmico temperado, com precipitações entre 1.250 a 2.000 mm/ano, que são bem distribuídos tanto espacialmente como temporalmente. Por essa razão, a região caracteriza-se por não apresentar meses com seca na maior parte de seu território. A evapotranspiração real situa-se entre 1.000 mm e 1.200 mm/ano (Projeto RADAMBrasil, folhas SH.24/22, 1983). A RHO apresentou valores entre 0,3 e 0,7 e a RHR entre 0,1 e 0,4.

No apêndice A são discutidos e apresentados os resultados da resposta hidrológica com dados gerados pelo modelo de previsão numérica do tempo do reanálises do NCEP/NCAR (National Centers for Environmental Predictions / National Center for

Atmospheric Research) - citada neste trabalho como RHR. São discutidas também comparações visuais; a diferença entre a RHR e a RHO e o RMSE da resposta hidrológica obtida com dados do reanálises do NCEP.

A climatologia da RHR (FIGURA A.1) apresentou valores baixos na região Nordeste, parte norte da região Sul e oeste do Centro-Oeste; valores médios na Amazônia, em partes da região Sul, na região Sudeste e parte central da região Centro-Oeste e valores altos no oeste da Amazônia. A climatologia da RHR mostra uma variabilidade espacial similar à da RHO (Figura 4.1), exceto na parte sul do país e no oeste da Amazônia onde a RHR apresentou valores mais baixos.

4.2 Evapotranspiração

Os valores de evapotranspiração real, média anual (Figura 4.2) obtidos como resíduo da equação do balanço hidrológico, para o período estudado (1970-2000), estão consistentes com os valores encontrados na literatura. O mapeamento da evapotranspiração anual observada e aquela obtida com dados de reanálises do NCEP estão documentadas no apêndice B, (anuais) e os resultados obtidos apresentam valores mais altos na evapotranspiração com dados de reanálises do NCEP, com exceção em alguns anos para a região norte, nordeste e noroeste da Amazônia em que os resultados da evapotranspiração com dados observados foram mais altos do que aquela obtida com dados do reanálises NCEP.

Na Amazônia, os valores da evapotranspiração real variam entre 1.000 e 1.800 mm/ano, atingindo 2.200 mm/ano nas regiões noroeste e nordeste da Amazônia. No Nordeste, os valores de evapotranspiração real encontram-se entre 600 e 800 mm/ano, sendo que em algumas regiões do interior eles ficaram abaixo de 600 mm/ano. Na região Centro-Oeste, a maior parte desta apresenta valores de evapotranspiração entre 800 e 1.400 mm/ano. Na região Sudeste, grande parte apresenta valores de evapotranspiração entre 500 e 1.000 mm/ano, exceto no Estado do Rio de Janeiro e na parte norte do Estado de São Paulo, em que os valores situam-se entre 600 a 1.200 mm/ano. Na região Sul do Brasil, os valores variam entre 600 e 1.200 mm/ano; nas partes oeste e sul da região a evapotranspiração apresenta valores entre 800 e 1.000 mm/ano.

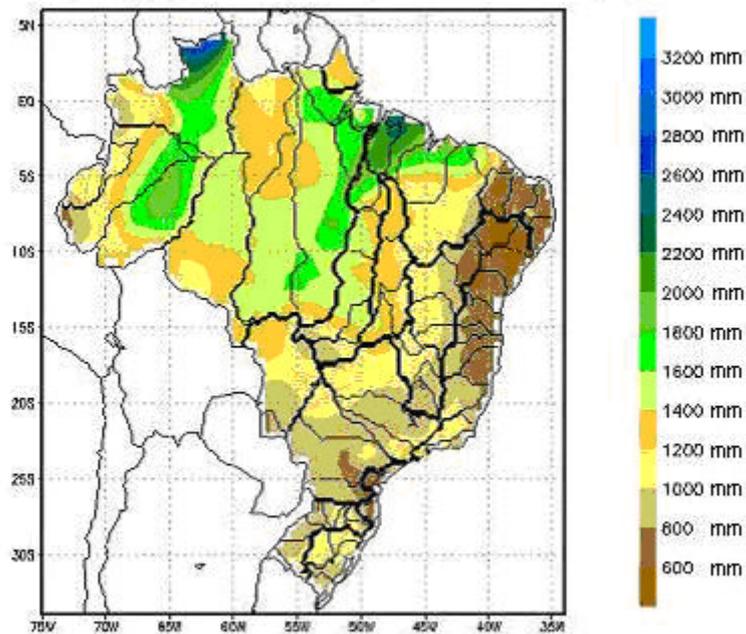


FIGURA 4.2 - Evapotranspiração Real, média anual, para o período de 1970-2000, obtida utilizando-se a equação do balanço hídrico.

As Figuras 4.3 e 4.4 apresentam, respectivamente, a precipitação média anual do período estudado (1970-2000) e a irradiação média em Wh/m² para o período de 1995 a 1998. Pode-se observar que os índices mais elevados de evapotranspiração no norte do Estado de Roraima (Figura 4.2) estão associados aos altos valores de precipitação e irradiação. Valores altos de evapotranspiração podem ser justificados pelos mesmos motivos, nas regiões norte do Estado do Pará e centro-leste da Amazônia. Por outro lado, na região Nordeste, os valores da evapotranspiração observada são coerentes com a precipitação recebida, aliada à alta irradiação, tal que quase toda a precipitação é evapotranspirada.

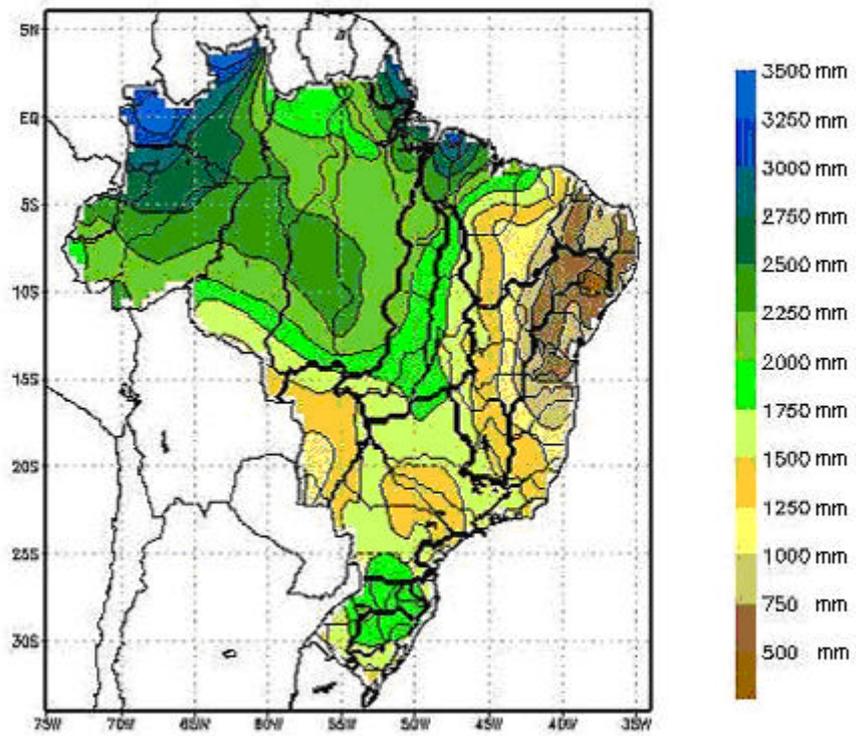


FIGURA 4.3 - Precipitação média anual observada para o período de 1970-2000.

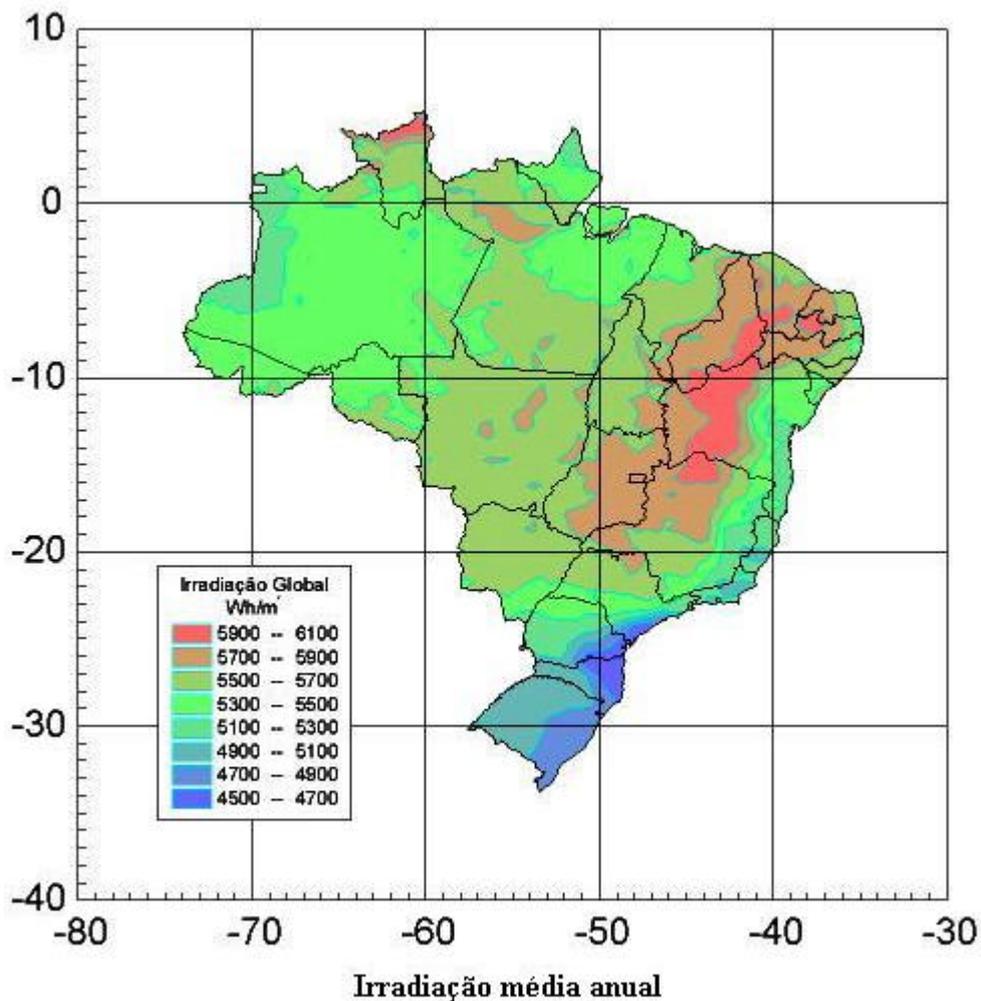


FIGURA 4.4 - Irradiação Média Anual (Wh/m^2), para o período de 1995-98.
 FONTE: Modificada do Atlas de Irradiação Solar do Brasil - INMET (1998).

4.3 Resposta Hidrológica Observada das Bacias Brasileiras

Valores da RHO anuais, média, variância, desvio-padrão e intervalos de confiança para cada sub-bacia, assim como a média e a variância das Bacias também foram calculadas (APÊNDICE C).

As sub-bacias da região amazônica - Bacia 1 (Figura 4.5) apresentam resposta hidrológica elevada, com média de 0,40 e variância de 0,024. As respostas hidrológicas das sub-bacias 10, 11 e 12 são superiores à média da Bacia 1; a sub-bacia 14 apresenta

média igual à média da Bacia 1 e as sub-bacias 13, 15, 16, 17, 18 e 19, apresentam médias inferiores à da Bacia 1.

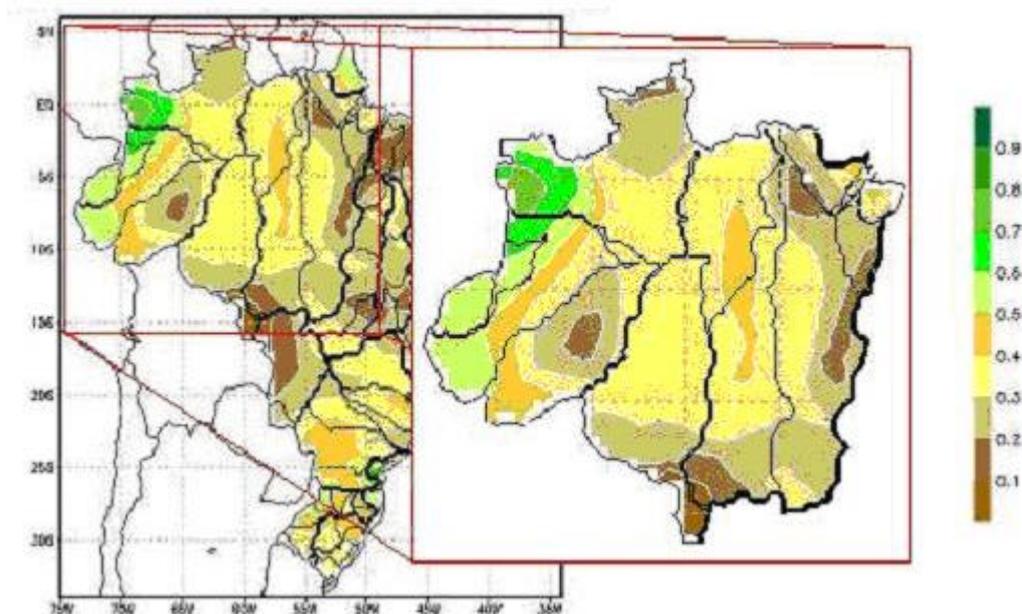


FIGURA 4.5 - RHO da Bacia Amazônica (Bacia 1), média anual, período de 1970-2000.

As sub-bacias do rio Tocantins - Bacia 2 (Figura 4.6) mostraram média igual a 0,30 e variância de 0,013. As sub-bacias com respostas hidrológicas acima da média são: 23, 24, 26, 27 e 28. Por outro lado, as sub-bacias 20, 21, 22, 25 e 29 apresentam valores abaixo da média da Bacia 2.

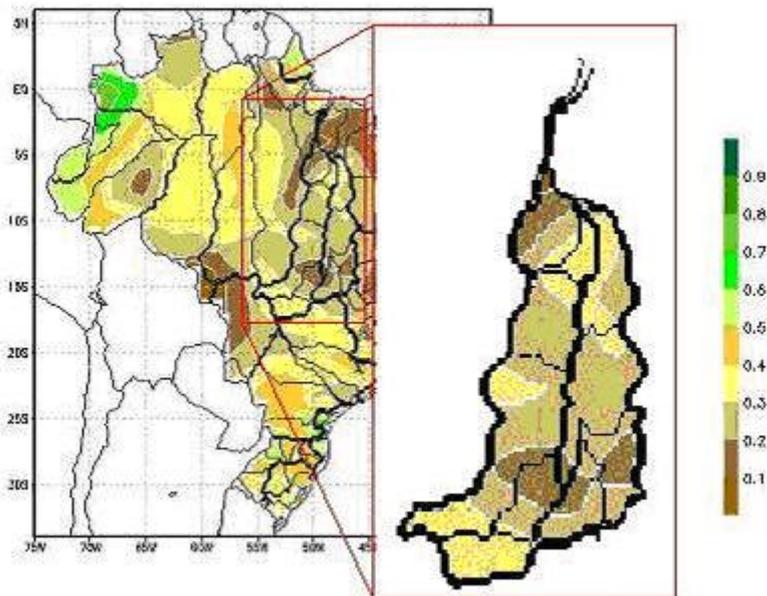


FIGURA 4.6 - RHO da Bacia do rio Tocantins/Araguaia (Bacia 2), média anual, período de 1970-2000.

A Bacia do Atlântico trecho N/Ne - Bacia 3 (Figura 4.7) apresentou os menores índices de resposta hidrológica, (abaixo de 0,20), com exceção da sub-bacia 30, a qual é influenciada pelo clima da região Amazônica. A RHO média da bacia foi igual a 0,15 e a variância de 0,03. As sub-bacias da parte oeste desta Bacia (sub-bacias 30, 31 e 32) apresentam os maiores valores de RHO, superiores àquele da média da Bacia 3. Estão são influenciadas pelo clima úmido preponderante na região em que se situam. As sub-bacias situadas na parte leste da Bacia apresentam as menores respostas hidrológicas e apresentam influência de El Niño, havendo diminuição da resposta quando este fenômeno está presente.

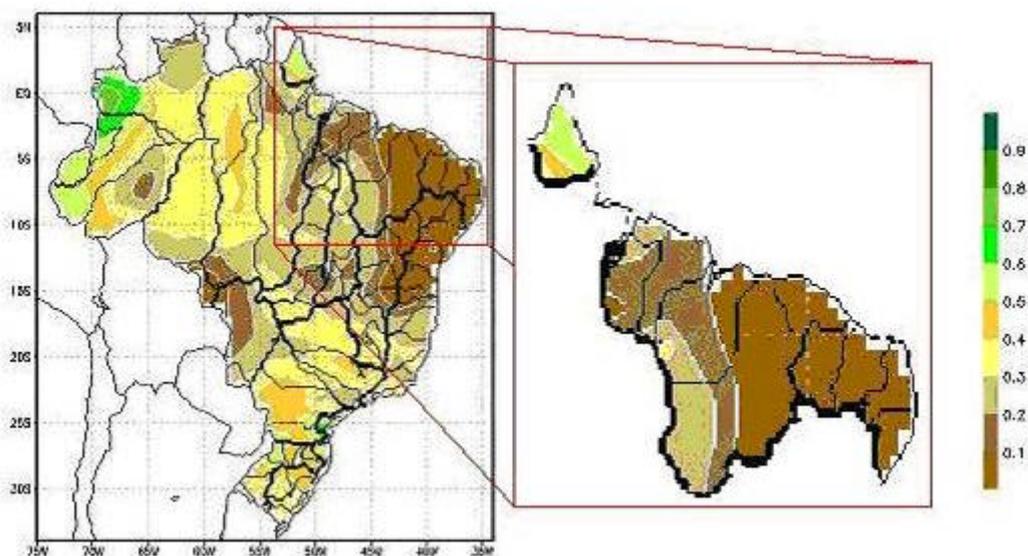


FIGURA 4.7 - RHO da Bacia do Atlântico trecho N/NE (Bacia 3), média anual, período de 1970-2000.

Na Bacia do São Francisco - Bacia 4 (Figura 4.8), as sub-bacias apresentam resposta hidrológica baixa, com média de 0,19 (a segunda mais baixa) e variância de 0,016. As sub-bacias com valores superiores à média da Bacia 4 são as de número 40, 41, 42 e 43. Observa-se que à medida que o rio São Francisco desloca-se para o interior semi-árido da região Nordeste, a resposta hidrológica de suas sub-bacias diminui consideravelmente, possivelmente influenciada pelo tipo climático predominante. Esta característica pode ser observada a partir da sub-bacia 43; nas sub-bacias à jusante, todas apresentam média inferior à da Bacia 4.

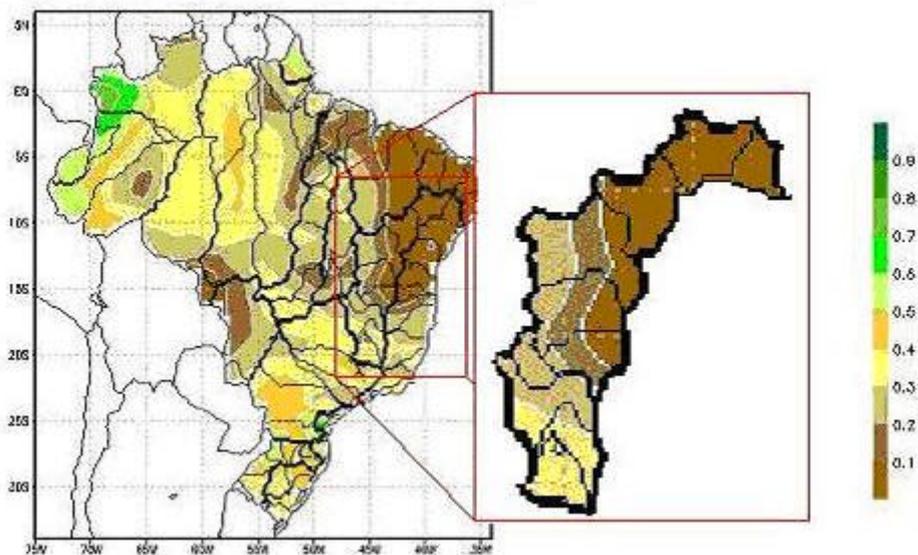


FIGURA 4.8 - RHO da Bacia do rio São Francisco (Bacia 4), média anual, período de 1970-2000.

Na Bacia do Atlântico trecho Leste - Bacia 5 (Figura 4.9), as sub-bacias apresentam características semelhantes às das sub-bacias nordestinas e às da região Sudeste. Assim, a resposta hidrológica é baixa para as sub-bacias situadas ao norte e mais alta para as sub-bacias situadas ao sul. As sub-bacias apresentam média de 0,20 e variância de 0,024. As sub-bacias 50, 51, 52 e 53 (situadas na região Nordeste) possuem médias abaixo da média da Bacia. As sub-bacias 54, 55, 56, 57, 58 e 59, situadas na região Sudeste, apresentam média superior à da Bacia 5.

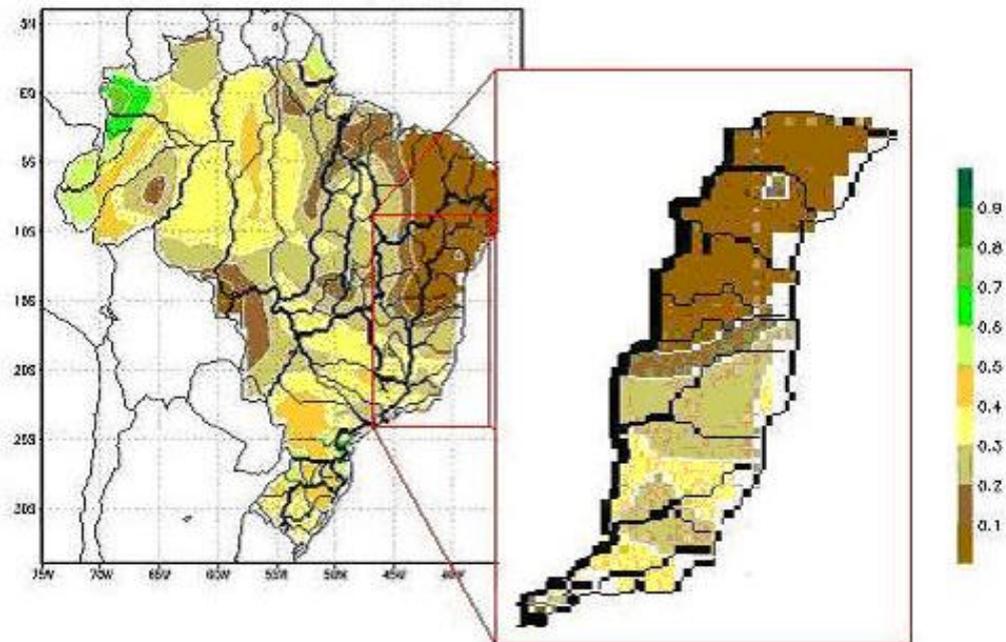


FIGURA 4.9 - RHO da Bacia do Atlântico trecho Leste (Bacia 5), média anual, período de 1970-2000.

Na Bacia do Paraguai/Paraná - Bacia 6 (Figura 4.10), as sub-bacias apresentam RHO média igual a 0,33 e variância de 0,025. As sub-bacias 60, 62, 63, 66 e 67 apresentam médias inferiores à média da Bacia 6. As sub-bacias 61, 64 e 65 apresentam médias superiores à média da Bacia 6.

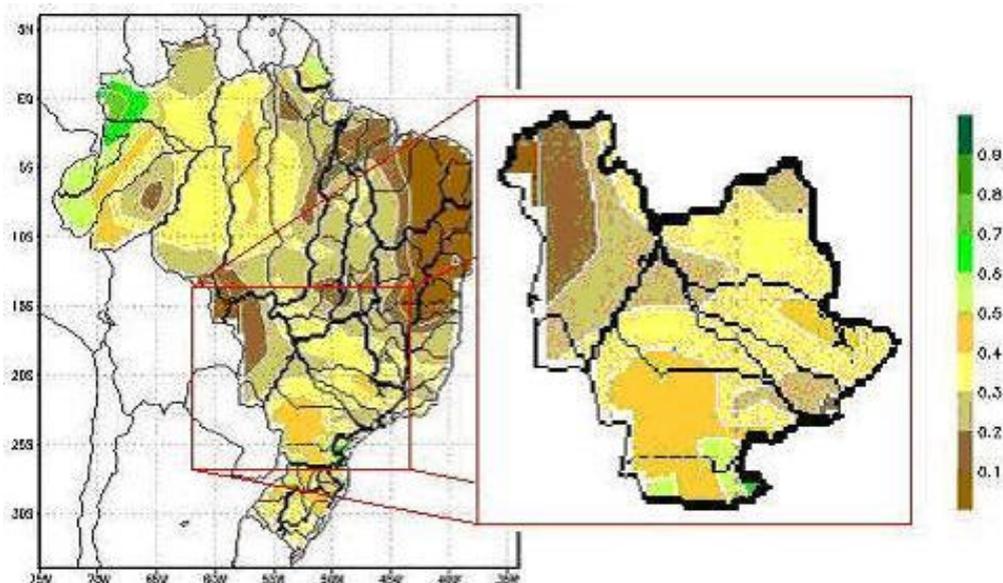


FIGURA 4.10 - RHO da Bacia do rio Paraná/Paraguai (Bacia 6), média anual, período de 1970-2000.

Na Bacia do rio Uruguai - Bacia 7 (Figura 4.11), a resposta hidrológica é alta, com média de 0,43 (a segunda mais alta) e variância de 0,025. As sub-bacias 70, 71, 73, 74 e 75 apresentam respostas acima da média da Bacia. Estas sub-bacias estão situadas em áreas de clima mesotérmico, com ocorrências de sistemas frontais (Satyamurty et al., 1998) e climaticamente são influenciadas pelo fenômeno El Niño-Oscilação Sul/ENSO, (Cavalcanti, 1996; Ropelewski e Halpert, 1987). Assim, em períodos de El Niño, a região apresenta aumento significativo da precipitação, o que reflete na resposta hidrológica das sub-bacias nos períodos quando o fenômeno está presente. Em períodos de La Niña, ao contrário, observa-se secas na região, o que faz com que a resposta hidrológica diminua nos anos em que o fenômeno ocorre.

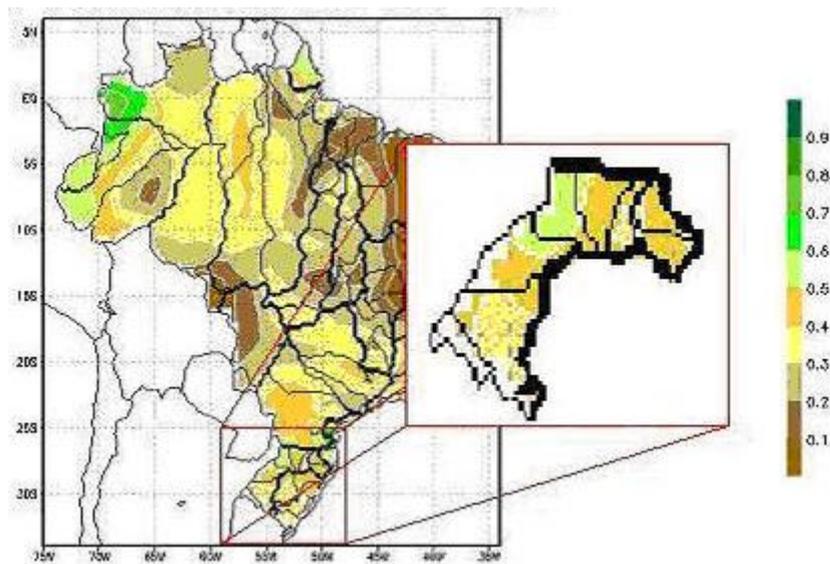


FIGURA 4.11 - RHO da Bacia do rio Uruguai (Bacia 7), média anual, período de 1970-2000.

A Bacia do Atlântico trecho Sudeste - Bacia 8 (Figura 4.12) é a que apresenta maior resposta hidrológica, média de 0,45 e variância de 0, 027. As sub-bacias 82, 83 e 84 apresentam respostas acima da média da Bacia.

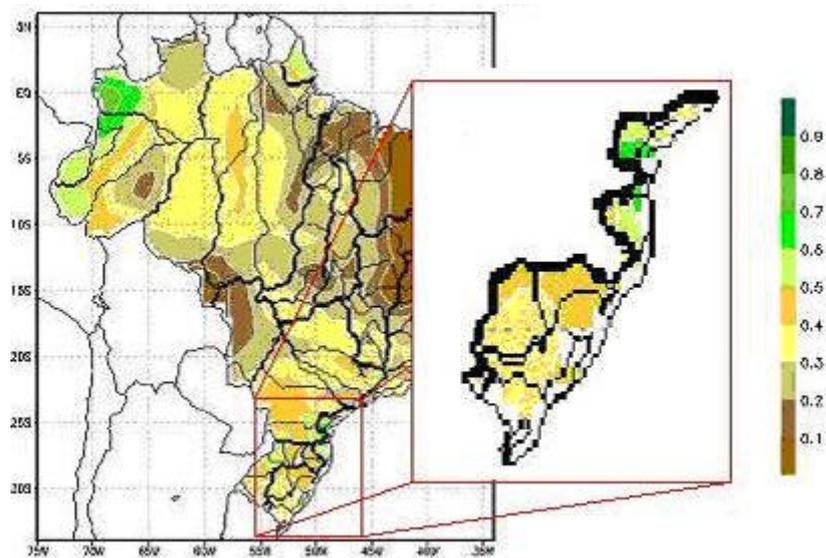


FIGURA 4.12 - RHO da Bacia do Atlântico trecho Sudeste (Bacia 8), média anual, período de 1970-2000.

4.4 Variabilidade Interanual da Resposta Hidrológica

Os mapas das RHO, para cada ano do período de 1970 a 2000 são apresentados, respectivamente, da Figura 4.13 a 4.42. Estas figuras caracterizam a variação anual do padrão espacial da resposta hidrológica nas bacias brasileiras. Os mapas das RHR estão apresentadas no APÊNDICE D.

4.4.1 Resposta Hidrológica Observada para o período de 1970 a 2000

Não se pode explicar a resposta hidrológica unicamente como um produto direto e linear da precipitação, visto que outros fatores, tais como recobrimento da terra, morfologia da bacia, tipos de solo e a geologia que compõem o arcabouço sobre o qual cai a precipitação, também influenciam essa variável (Woodruff and Hewlett, 1970). Além disso, a resposta hidrológica também depende da variabilidade espacial da precipitação. A influência da precipitação é mais evidente quando fenômenos atmosféricos influenciam grandes áreas e a precipitação aumenta (diminui), ocasionando aumento (diminuição) da resposta hidrológica. Por exemplo, o ENSO exerce uma influência distinta nas regiões Sul e Nordeste do Brasil. No primeiro caso, o El Niño provoca um aumento da precipitação enquanto no segundo observa-se uma diminuição, inclusive com secas severas em determinados anos. Por outro lado, o fenômeno La Niña, provoca maior (menor) precipitação na região Nordeste (Sul). Para facilitar a discussão a seguir, anos de El Niño são designados por (*) e anos de La Niña são designados por (+).

Observando os padrões de resposta hidrológica durante o período estudado, verifica-se que algumas regiões apresentam padrões que se repetem, sendo possível delimitar espacialmente esse comportamento. Particularmente a região Norte apresenta respostas médias a altas, a região Nordeste respostas baixas, as regiões Centro-Oeste e Sudeste respostas médias; e a região Sul apresenta respostas altas. Porém, este padrão apresenta variações significativas em determinados anos, que podem ser associados principalmente à presença do fenômeno El Niño/La Niña. Na região Nordeste, por exemplo, os níveis mais baixos de RHO situam-se entre os paralelos 35° e 45° W; e 2,5° e 15° S. Em alguns anos a área de baixa RHO se estende para o sul e oeste aumentando

a área de baixa resposta hidrológica nesta região. Esta característica é evidente nos anos de 1975-76*; 1976-77*; 1977-78*; 1982-83*; 1985-86; 1986-87*; 1987-88*; 1988-89+; 1989-90; 1990-91*; 1991-92*; 1992-93*; 1993-94*; 1995-96+; 1996-97, 1997-98* e 1998-99.

Deve-se destacar que durante anos de El Niño observam-se anomalias negativas de precipitação na região Nordeste. Por outro lado, ocorrem anomalias positivas de precipitação e aumento de resposta hidrológica durante períodos de atuação de fenômenos de La Niña. Marengo e Uvo (1996) ressaltam que a correspondência entre a chuva e a vazão de rios é não linear; porém, pode-se assumir que anomalias de precipitação provocam anomalias de descargas de mesmo sinal. Segundo os mesmos autores, as vazões integram a variabilidade espacial de precipitação dentro da bacia. Desta forma, essas anomalias de precipitação podem ser relacionadas com anomalias de RHO. Ropelewski e Halpert (1987) investigaram padrões globais e regionais de precipitação e inferiram que o Nordeste brasileiro é uma das áreas do globo de maior correspondência entre ENSO e precipitação. Nove entre onze eventos de seca estudados ocorreram em associação com anos de El Niño e nenhuma estação úmida ocorreu durante anos El Niño. Cavalcanti (1996) encontrou anomalias negativas de precipitação na região Nordeste e positivas na região Sul, durante a década de 1986 a 1996, em períodos de El Niño. Na região Nordeste, o pior período ocorreu durante a seca de 1990 a 1993, e, somente em 1994, a estação chuvosa apresentou anomalias positivas de precipitação. Por outro lado, no sul da América do Sul, a relação não é tão forte, porém, há uma tendência clara de ocorrência de aumentos de precipitação na vigência de El Niño. Kousky et al. (1984) relataram a tendência de ocorrência de secas severas em certas regiões tropicais e subtropicais e excessiva precipitação em outras regiões durante os períodos de ocorrência de El Niño; porém, nem sempre ocorrerá seca, uma vez que ela depende de outras forçantes.

Os resultados obtidos no presente estudo mostram que houve aumento da RHO na região Nordeste nos seguintes períodos: 1973-74+; 1974-75+; 1980-81; 1983-84 e 1984-85+. Observou-se também que o campo de RHO é sensível tanto para as

anomalias positivas quanto para as negativas associadas ao fenômeno ENSO, tal que a relação é maior no Nordeste do que no Sul do Brasil.

Na Amazônia central, os anos hidrológicos com RHO mais elevadas em relação à climatologia foram: 1976-77*; 1977-78*; 1978-79; 1981-82; 1982-83*; 1984-85+; 1987-88*; 1991-92* e 1996-97, e os anos com respostas mais baixas são: 1970-71+; 1971-72+; 1972-73*; 1973-74+; 1974-75+; 1975-76+; 1995-96+ e 1998-99. Segundo Zeng (1999), a influência de um evento ENSO sobre o *runoff* na bacia Amazônica ocorre até sete meses após o início do evento. Por este motivo, as influências do fenômeno sobre a região podem ocorrer dentro do ano hidrológico em estudo e também em anos seguintes. A umidade do solo na Bacia Amazônica durante eventos de El Niño é reduzida na mesma escala da precipitação subordinada a um evento de EL Niño (Poveda e Mesa, 1997).

As anomalias observadas para a Bacia Amazônica em relação ao fenômeno ENSO têm comportamento que varia com seu posicionamento: as sub-bacias do centro e sul da Amazônia apresentam tendência em ter anomalias positivas de resposta hidrológica em períodos de El Niño, enquanto as sub-bacias do norte possuem tendência de apresentar anomalias negativas de resposta hidrológica em eventos de El Niño. Marengo et al. (2004), avaliando as relações existentes entre a Amazônia e El Niño Oscilação Sul relataram que vários autores encontraram anomalias positivas (negativas) de vazão em sub-bacias do sul (norte) da Amazônia, bem como obtiveram resultados semelhantes, sendo que na porção norte da Amazônia predominam condições mais secas durante eventos El Niño e nas regiões do sul e centro da Amazônia prevalecem condições mais úmidas.

Na região Sudeste e na parte central da região Centro-Oeste, observam-se respostas hidrológicas que variaram entre 0,3 e 0,5. Durante o período estudado a resposta oscilou muito, cujos anos com maior RHO nos anos de 1978-79; 1979-1980*; 1980-1981; 1983-84; 1990-1991*; 1996-1997; 1998-1999 e 1999-00+. Ressalta-se a baixa previsibilidade climática da região Sudeste, devido aos fenômenos atuantes na região como os sistemas frontais, as ZCAS e os sistemas convectivos (Satyamurti et al., 1998).

Amarasekera et al. (1997) associaram o aumento de vazão no Rio Paraná com anos El Niño. Mais recentemente, Camilloni e Barros (2003) comprovaram a correlação existente entre a vazão do rio Paraná e eventos de El Niño, mostrando a relação positiva entre o fenômeno e a anomalia positiva de vazão do alto Paraná, situado entre a confluência dos rios Grande e Parnaíba (início) e a cidade de Corrientes na Argentina. Eles observaram que entre as dezesseis maiores vazões do rio Paraná em Corrientes, onze ocorreram na vigência de El Niño, mas nenhuma ocorreu em períodos de La Niña.

Quanto às regiões Centro-Oeste e Sudeste, os anos em que houve diminuição da resposta hidrológica observada foram: 1970-1971+; 1971-1972+; 1972-73*; 1974-1975+; 1975-76+; 1985-1986; 1986-87*; 1991-1992*; 1992-1993* e 1995-96+.

Na região Sul do Brasil, altas respostas são observadas nos anos hidrológicos de 1970-71+; 1971-72+; 1972-1973*, 1976-77*; 1979-80*; 1982-1983*, 1986-87*, 1989-90; 1991-92*; 1992-93* e 1997-1998*. Eventos de El Niño implicam em anomalias positivas de precipitação no Sul, enquanto anos de La Niña produzem anomalias negativas. Ropelewski e Halpert (1987) destacaram que no Sul do país, em dezesseis eventos El Niño estudados houve quatorze episódios de índices pluviométricos mais elevados. Nos mapas de RHO, a sua diminuição na região Sul pode ser vista nos anos de 1974-75+; 1977-1978*; 1978-79; 1980-81; 1985-86; 1998-99 e 1999-2000+.

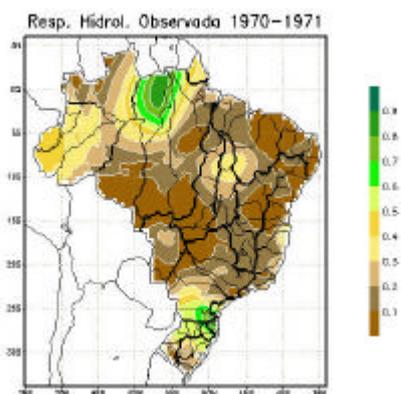


FIGURA 4.13 - RHO1970-71

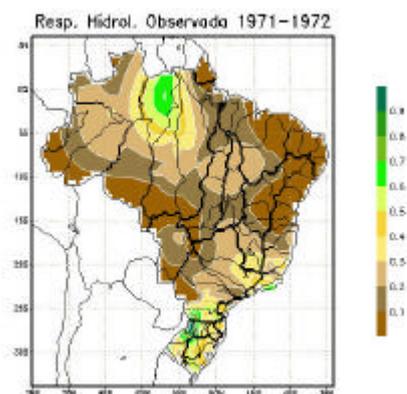


FIGURA 4.14 - RHO1971-72

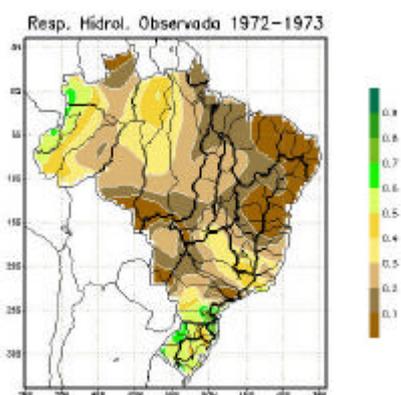


FIGURA 4.15 - RHO1972-73

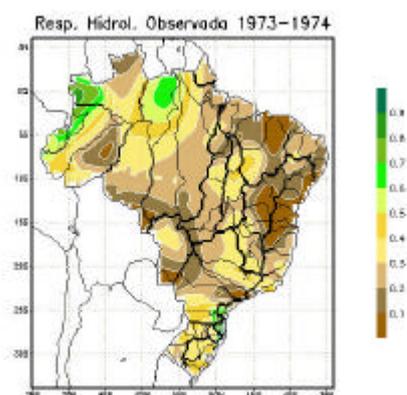


FIGURA 4.16 - RHO1973-74

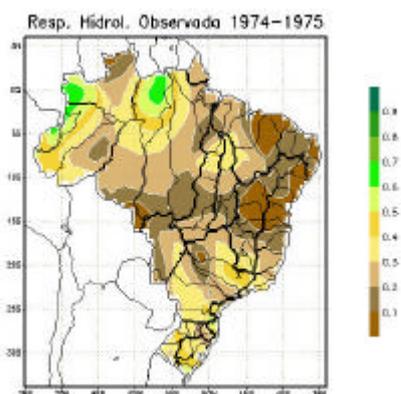


FIGURA 4.17 - RHO1974-75

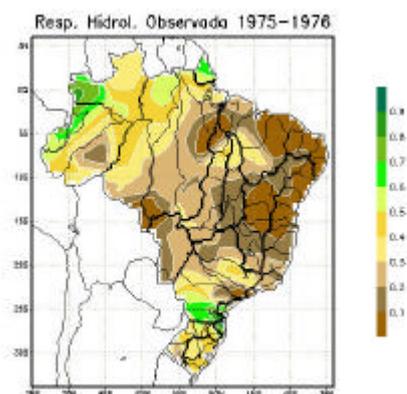


FIGURA 4.18 - RHO1975-76

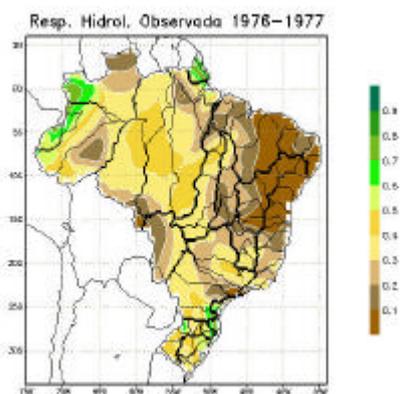


FIGURA 4.19 - RHO1976-77

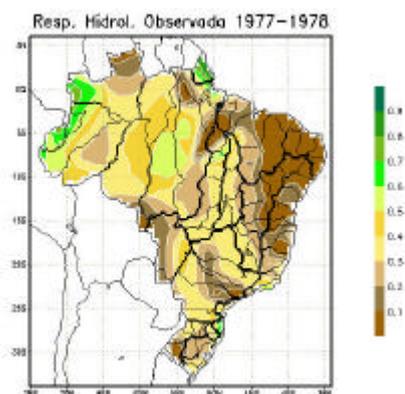


FIGURA 4.20 - RHO1977-78

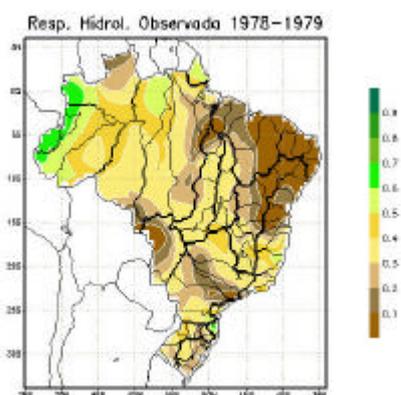


FIGURA 4.21 - RHO1978-79

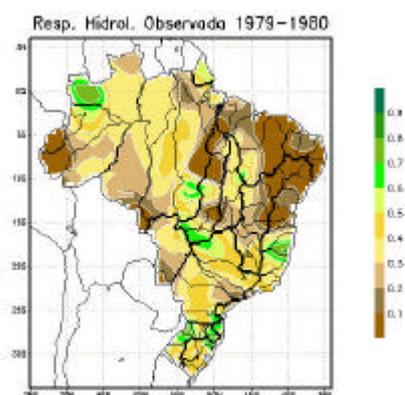


FIGURA 4.22 - RHO1979-80

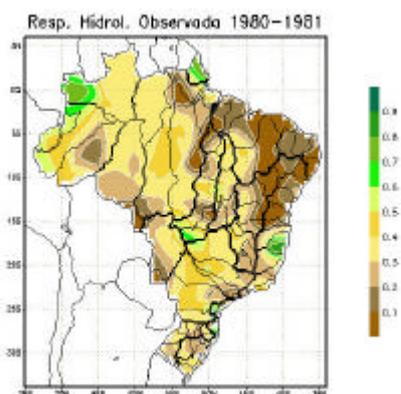


FIGURA 4.23 - RHO1980-81

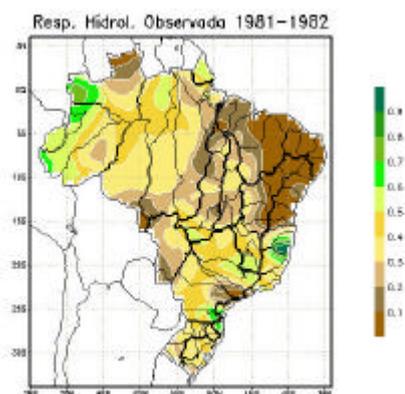


FIGURA 4.24 - RHO1981-82



FIGURA 4.25 - RHO1982-83

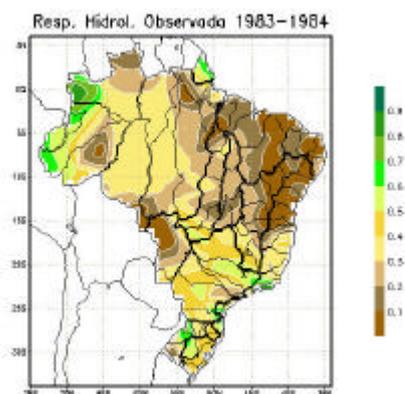


FIGURA 4.26 - RHO1983-84

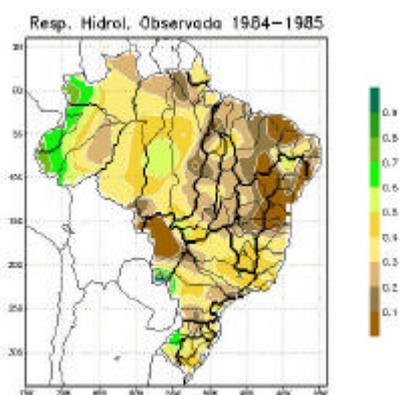


FIGURA 4.27 - RHO1984-85

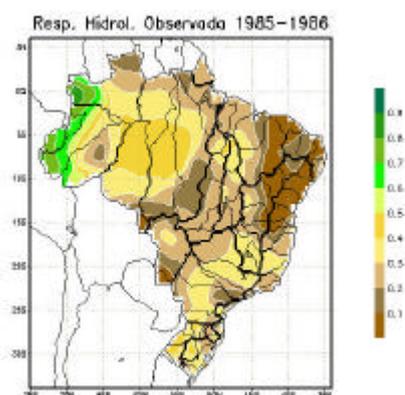


FIGURA 4.28 - RHO1985-86

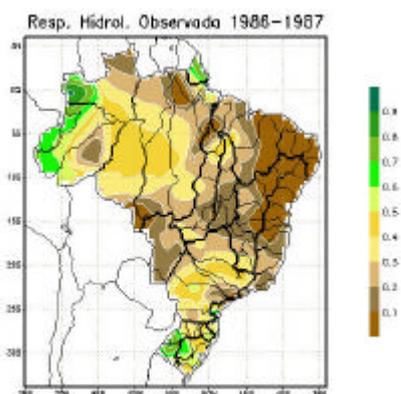


FIGURA 4.29 - RHO1986-87

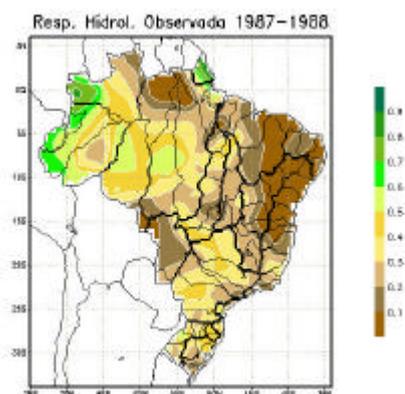


FIGURA 4.30 - RHO1987-88



FIGURA 4.31 - RHO1988-89

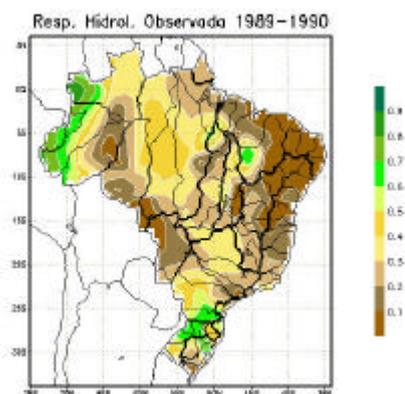


FIGURA 4.32 - RHO1989-90

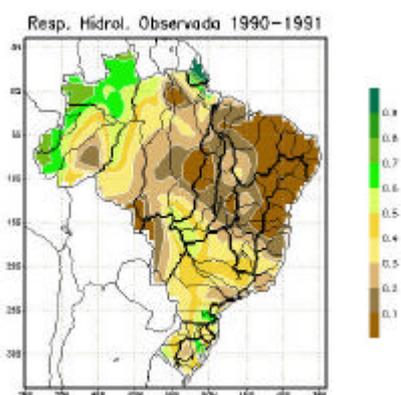


FIGURA 4.33 - RHO1990-91

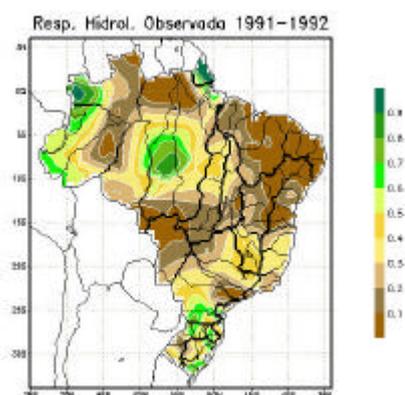


FIGURA 4.34 - RHO1991-92



FIGURA 4.35 - RHO1992-93

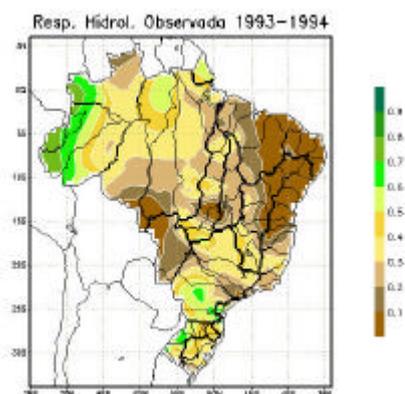


FIGURA 4.36 - RHO1993-94

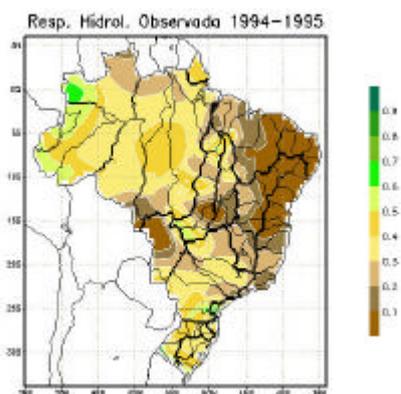


FIGURA 4.37 - RHO1994-95

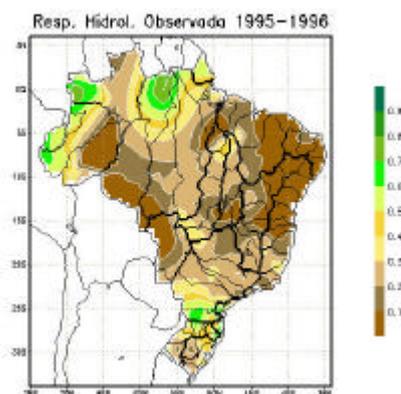


FIGURA 4.38 - RHO1995-96

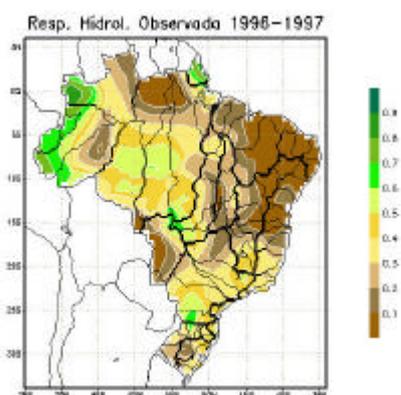


FIGURA 4.39 - RHO1996-97

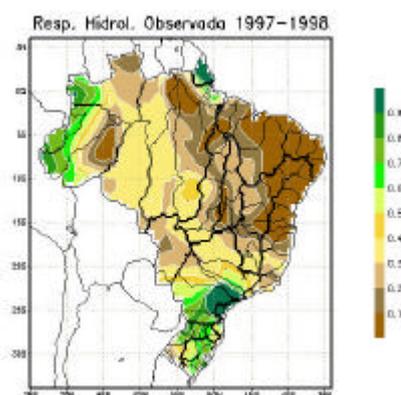


FIGURA 4.40 - RHO1997-98

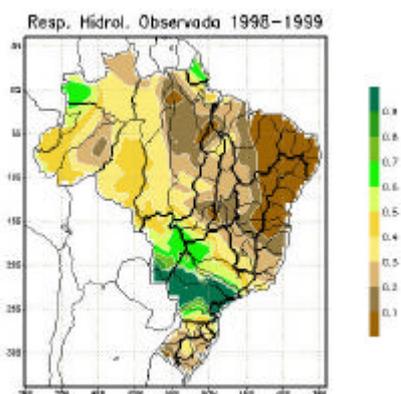


FIGURA 4.41 - RHO1998-99

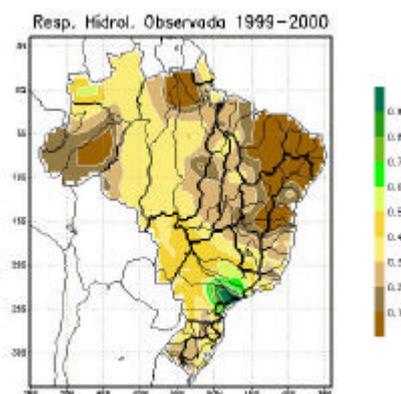


FIGURA 4.42 - RHO1999-00

4.5 Resposta Hidrológica e NDVI

Esta seção tem por objetivo diagnosticar possíveis conexões entre a resposta hidrológica observada e a cobertura vegetal representadas por campos de NDVI.

A Figura 4.43 apresenta os valores do coeficiente de correlação entre os valores médios anuais de NDVI e a resposta hidrológica média anual para cada sub-bacia.

Correlação: NDVI e Resposta Hidrológica

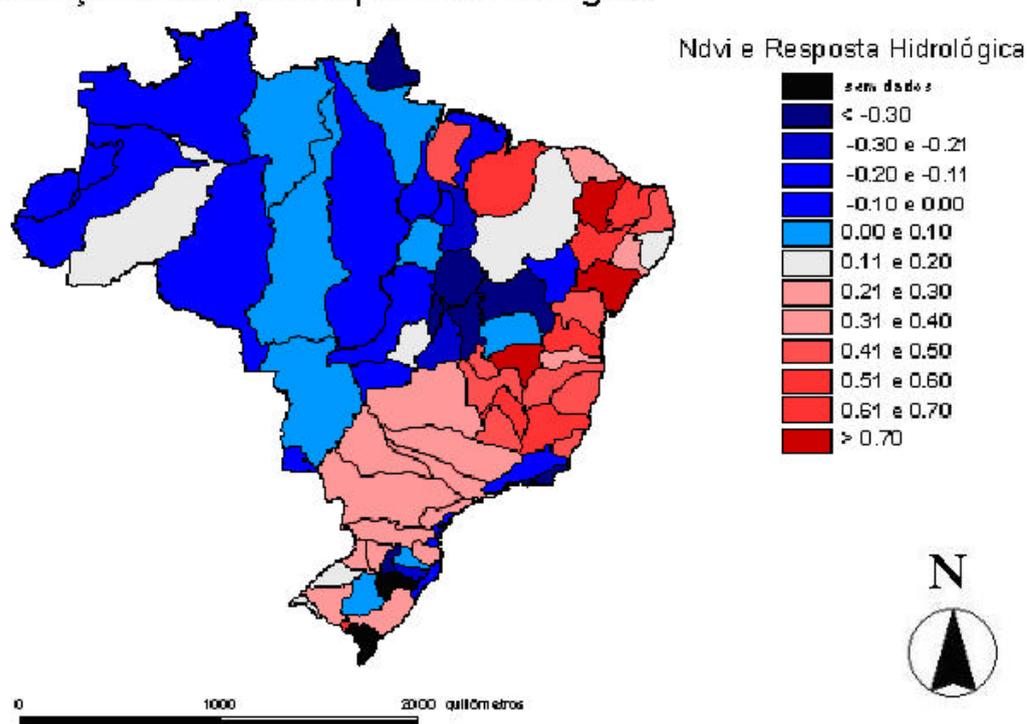


FIGURA 4.43 - Correlação entre NDVI e Resposta Hidrológica, período de 1982 a 1999.

A distribuição espacial das correlações mostra um comportamento regional bem definido: sub-bacias com correlações baixas e sub-bacias com correlações altas estão próximas entre si, formando grupos de sub-bacias com baixas, médias e altas correlações entre NDVI e a resposta hidrológica. Os valores de correlação são relativamente baixos (a maioria das sub-bacias não ultrapassa 0,70) pode-se fazer algumas considerações: as menores correlações são observadas na Bacia 1 (Amazônia) algumas até negativas, enquanto as maiores correlações são observadas nas Bacias 3, 4

e 5, quase totalmente na região Nordeste do Brasil, e os valores médios encontram-se nas bacias 6, 7 e 8.

As menores correlações (Bacia 1), ocorrem predominantemente na floresta Amazônica onde a resposta hidrológica apresenta valores entre 0,3 e 0,5. Os meses com menor precipitação não interferem na fisiologia vegetal, uma vez que os índices pluviométricos continuam altos e os anos com menores índices pluviométricos apresentam, mesmo assim, níveis relativamente altos de chuva, o que não interfere de maneira drástica na fisiologia vegetal e, portanto, nos valores de NDVI. Algumas sub-bacias apresentaram inclusive correlações negativas, indicando possivelmente que a diminuição da resposta hidrológica deveu-se a um aumento da atividade fotossintética. Nesta região os valores de NDVI são altos, pois havendo água disponível e energia radiante, as plantas apresentam sempre altas taxas de fotossíntese, sem grandes mudanças sazonais e, por essa razão, as taxas de evapotranspiração são altas. Como consequência, ocorre uma diminuição da água disponível para escoar como *runoff* refletindo em correlações negativas em algumas sub-bacias da Bacia 1 (Amazônica), Bacia 2 (Araguaia/Tocantins), Bacia 4 (São Francisco) e Bacia 6 (Paraná/Paraguai). Schultz e Halpert (1995) encontraram correlações negativas ou próximas a zero envolvendo NDVI e precipitação em florestas tropicais, pela falta de ciclos evidentes anuais de NDVI e/ou precipitação, o que mascarou a correlação. Almeida (1997) encontrou baixas correlações entre precipitação e NDVI em áreas de florestas na Amazônia; embora no mesmo trabalho as correlações obtidas para o Cerrado tenham sido maiores, devido à sazonalidade dessa vegetação.

Na região Nordeste, em quase todas as sub-bacias as maiores correlações apresentam valores acima de 0,31, com exceção de duas sub-bacias situadas em zona de clima úmido (30 e 32). Os climas semi-úmido e semi-árido predominam na região Nordeste, sendo que o primeiro representa grande parte da região e a Caatinga é a formação predominante. Nas sub-bacias do Nordeste, nos anos de maior resposta hidrológica, o NDVI é maior; o solo torna-se mais úmido, com maior suprimento para evapotranspiração e *runoff*. Nos anos de seca mais acentuada, há pouca água disponível para a vegetação, o solo torna-se seco, diminui a atividade fotossintética e o valor de

NDVI, havendo também menor quantidade de água disponível para vazão e, portanto, menor resposta hidrológica. Ichii et al. 2002 encontraram correlações positivas médias entre NDVI e precipitação em regiões do hemisfério Sul, principalmente nas regiões áridas e semi-áridas (incluindo entre essas regiões o Nordeste brasileiro), com o decréscimo da precipitação acarretando decréscimo nos valores de NDVI.

Na região de Cerrado, correlações médias podem ser explicadas pela variabilidade da resposta hidrológica: nos anos de maior resposta, o NDVI é maior e nos anos de menor resposta, ele é menor. Porém, a resposta do Cerrado é mais duradoura do que na região da Caatinga e o déficit hídrico no Cerrado é menor, por essa razão, a área apresenta correlações médias.

Batista et al. (1997) analisaram composições de NDVI mensais do norte do Brasil para um período de dez anos visando avaliar a possibilidade de diferenciação da floresta densa, floresta aberta, floresta sazonal (caatinga) e dois tipos de savana (cerrado 1 e 2) a partir de imagens NDVI/AVHRR. Os valores de NDVI são apresentados na Tabela 4.1.

TABELA 4.1 - Dados de composições anuais de NDVI (10 anos).

Tipo de vegetação	Média mensal de NDVI	Desvio padrão	intervalo de confiança de 95%	Coefficiente de variação (%)	NDVI Mín.	NDVI Máx.
Floresta Densa (Db)	0,49	0,059	0,003	12,1	0,37	0,58
Floresta Densa (Ds)	0,52	0,053	0,003	10,1	0,44	0,61
Floresta Aberta (Ab)	0,51	0,055	0,003	10,7	0,39	0,62
Floresta Aberta (As)	0,53	0,064	0,004	12,2	0,34	0,63
Transição floresta (T)	0,53	0,065	0,004	12,3	0,33	0,63
Caatinga (E)	0,35	0,146	0,008	42,4	0,15	0,53
Cerrado (1)	0,36	0,082	0,005	23,0	0,16	0,44
Cerrado (2)	0,41	0,078	0,004	18,7	0,22	0,50

Db: Floresta Ombrófila Densa de Terras baixas; Ds: Floresta Ombrófila Densa Submontana; Ab: Floresta Ombrófila Aberta de Terras Baixas; As: Floresta Ombrófila Aberta Submontana; T: Floresta de transição; E: Caatinga; 1: tipo de Cerrado; 2: tipo de Cerrado.

FONTE: Modificada de Batista et al. (1997).

Esse estudo mostrou que, devido ao caráter sazonal do clima, a caatinga apresenta resposta fenológica à precipitação mais rápida e intensa, apresentando uma maior

variação de NDVI entre as estações seca e chuvosa. Como a estação chuvosa é menor, os picos de NDVI são curtos; enquanto a resposta do cerrado é mais ampla, uma vez que a estação chuvosa é maior. Por outro lado, a floresta Amazônica apresentou a menor variação de NDVI para o período estudado, pois o déficit hídrico é quase inexistente e os valores de NDVI estão sempre altos.

Na região Sudeste e Sul, onde as correlações são médias, a vegetação dominante é o Cerrado ou a Estepe presente nos Campos sulinos; onde há baixas correlações, a vegetação dominante é a Mata Atlântica.

Segundo Schultz (1995), ecozonas são regiões da Terra que apresentam características próprias, interagindo com fatores climáticos, com a morfodinâmica, com os processos de formação de solos e com condições ambientais para plantas e animais. Correspondentemente, essas regiões são distinguidas por diferentes climas, paisagens, unidades de solos, formações vegetais e biomas e uso da terra. Na ecozona correspondente aos Trópicos Úmidos, onde há predomínio de florestas tropicais, os valores de resposta hidrológica variaram entre 0,3 e 0,6, portanto, estão consistentes com os valores obtidos anteriormente. Para a região do Cerrado (Ecozona Sub-tropical Úmido), os valores de resposta hidrológica variaram de 0,25 a 0,35 (Schultz, 1995) e de 0,15 a 0,23, (Larcher, 1995). Os valores de RHO obtidos no presente estudo variaram de 0,1 a 0,4 para a região do Cerrado. Para a região Nordeste, a resposta hidrológica apresentou valores próximos a 0,08 (Schultz, 1995), enquanto Larcher (1995) encontrou valores de 0,05. A RHO no presente estudo, para a mesma região variou entre 0,0 e 0,1.

As áreas com maior correlação entre o NDVI e a resposta hidrológica correspondem às áreas de clima semi-úmido e ao clima semi-árido (Figura 4.44). Estes tipos climáticos se sobrepõem espacialmente às sub-bacias pertencentes às Bacias 3, 4, 5 e 6.

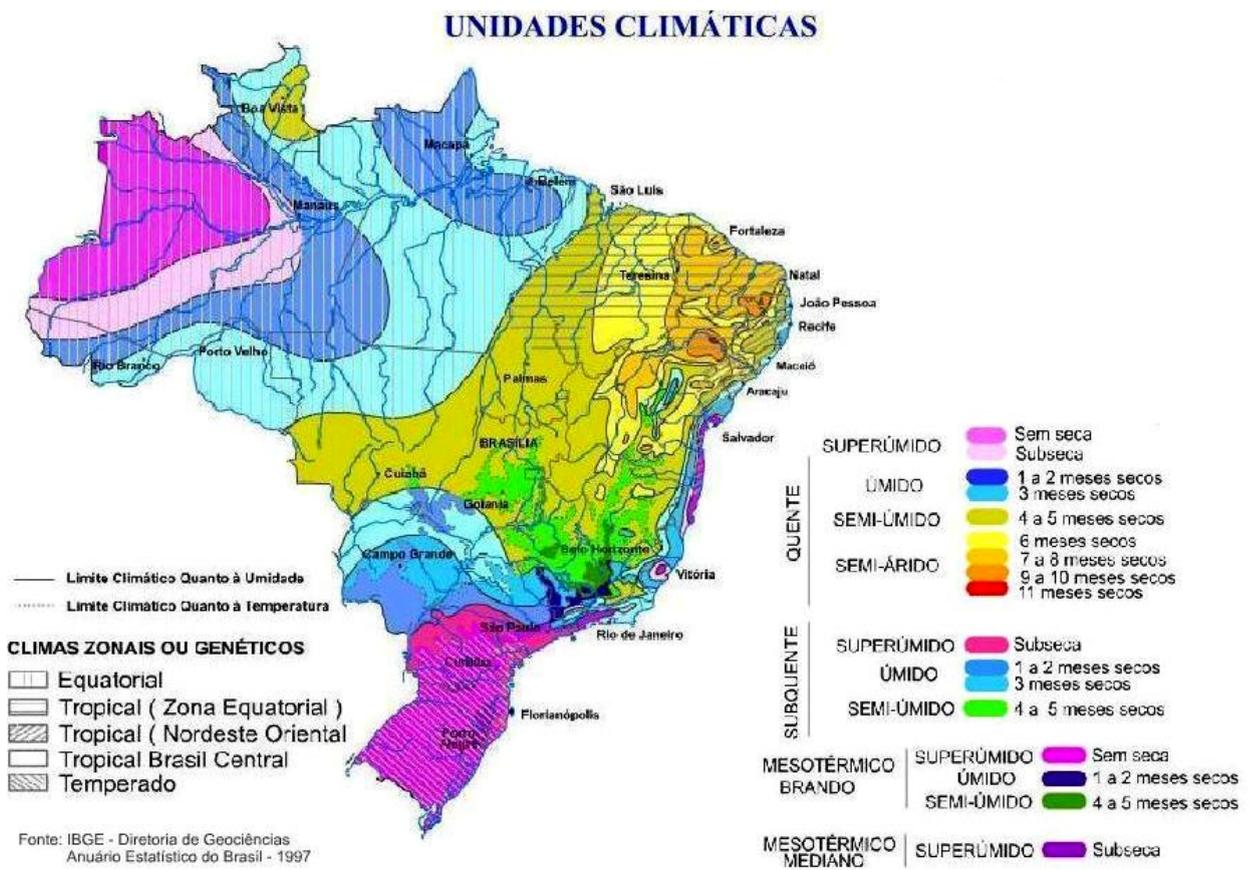


FIGURA 4.44 - Unidades Climáticas do Brasil
 FONTE: Modificada de IBGE (1997).

A distribuição espacial da Vegetação e Recursos florísticos do Brasil apresentada na Figura 4.45 possui relação com o mapa de RHO apresentada na Figura 4.1. As áreas com respostas hidrológicas baixas estão associadas à distribuição espacial da Estepe e da Savana Estépica (Caatinga), o que é coerente em relação à correlação NDVI/RH. No Brasil, este tipo de vegetação, presente em climas áridos e semi-áridos, é representado pela Caatinga, presente no sertão árido nordestino, nos Campos de Roraima (parte nordeste do estado), em partes do Pantanal Mato-Grossense e no Sul do Brasil (Campos Sulinos). Nessas áreas, o mapeamento apresentou baixos valores de respostas - entre 0,1 e 0,3 - exceto em relação aos campos sulinos (Estepe), onde os valores foram mais altos, entre 0,3 e 0,4.

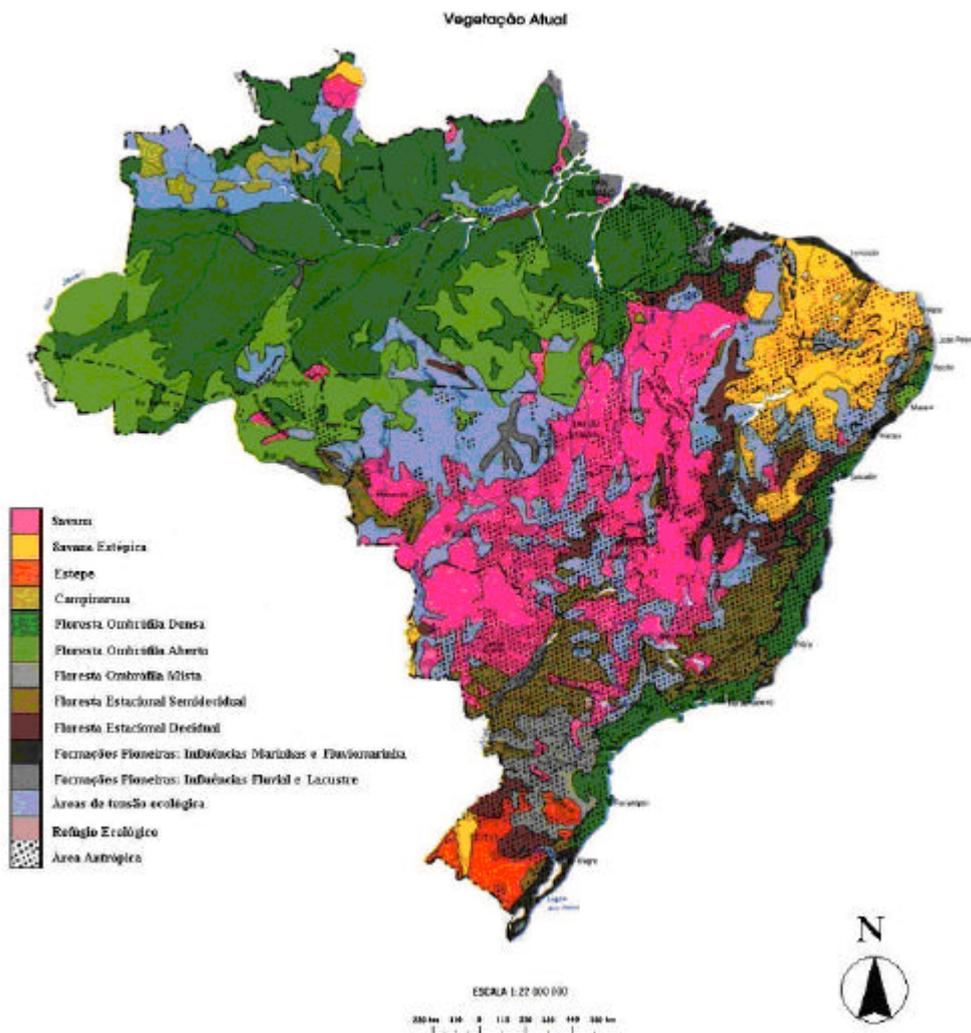


FIGURA 4.45 - Vegetação e Recursos florísticos – Vegetação Atual
 FONTE: IBGE (1993).

Observa-se também que as áreas com respostas hidrológicas baixa e média correspondem às regiões com distribuição de Savana, vegetação esta presente em climas úmidos e sub-úmidos, representada pelo Cerrado, principalmente em áreas da região Centro-Oeste.

Áreas com alta resposta hidrológica observada no oeste da Amazônia correspondem às matas de campinarana (solos rasos quase sempre encharcados, arenosos e areias quartzosas) e à floresta ombrófila aberta nas planícies do Acre. Nas áreas com respostas

altas e médias (entre 0,3 e 0,5) encontram-se a floresta ombrófila densa e aberta na Amazônia e em regiões do Sudeste brasileiro, presentes em climas úmidos e sub-úmidos (Floresta Amazônica e Mata Atlântica) e na floresta estacional semidecidual e na Floresta Ombrófila Mista na parte norte da região Sul (Floresta de Araucárias). Na análise dos mapas de RHO (Figura 4.1), de unidades climáticas do Brasil (Figura 4.44) e de vegetação (Figura 4.45) observa-se uma aparente função do clima na modulação da cobertura vegetal e, em consequência, como esta interfere na resposta hidrológica no território brasileiro.

CAPÍTULO 5

CONSIDERAÇÕES FINAIS E SUGESTÕES

Este estudo apresenta uma análise da variabilidade espacial e temporal da Resposta Hidrológica sobre o Brasil utilizando dados observados e reanálises do NCEP. A comparação entre os dois métodos utilizados – RHO e RHR - apresentou concordância quanto à distribuição espacial da resposta hidrológica nos dois mapeamentos: valores altos de RH no oeste da Amazônia e na região Sul, valores médios na Amazônia Central e nas regiões Centro-Oeste e Sudeste, baixos valores na região Nordeste e no oeste da região Centro-Oeste (limite do Brasil com a Bolívia). A variabilidade interanual da resposta hidrológica observada e aquela obtida com os dados de reanálises também apresentou boa concordância.

A diferença entre os valores climatológicos da RHR e da RHO mostrou que as regiões da Amazônia, Sudeste e Centro-Oeste apresentaram concordância satisfatória, enquanto as regiões Sul e Nordeste foram as que apresentaram as maiores diferenças. A análise do Erro Quadrático Médio (RMSE) para o período de estudo indicou que os maiores erros foram observados para a região Nordeste e para as partes sul do Centro-Oeste e norte da Região Sul do Brasil. Os melhores resultados foram observados para a Amazônia e partes das regiões Centro-Oeste e Sudeste do País. Portanto, os dados do NCEP devem ser utilizados com cautela para estimativa da resposta hidrológica.

Observou-se a importância do clima e da vegetação na produção da resposta hidrológica; indicando uma determinação climática para os tipos vegetais e esses irão influir diretamente na resposta hidrológica. A relação entre informações de NDVI dos grandes grupos de vegetação do Brasil e a resposta hidrológica observada das sub-bacias foi avaliada: as maiores correlações foram obtidas para áreas de clima semi-árido e semi-úmido, que caracterizam as regiões Nordeste e Centro-Oeste e parte da região Sudeste do Brasil. Para a Amazônia e parte oeste da região Centro-Oeste a correlação é negativa, possivelmente indicando haver maior transpiração da floresta situadas nessas

sub-bacias, diminuindo a parcela de água disponível para *runoff*: ou seja, há maior precipitação, maior atividade fotossintética (sendo a área próxima ao equador, a energia radiante é sempre alta), maior transpiração e, como consequência menor quantidade de água disponível para escoar como *runoff*.

A avaliação considerando a vegetação e a RHO indicou regiões de menor resposta são características de regiões com vegetação de clima semi-árido, mais resistentes à restrição hídrica, como a Caatinga; áreas de respostas entre baixa e média são características de regiões em que predominam o Cerrado e áreas de maiores respostas são regiões onde predominam a Floresta Ombrófila (Floresta Amazônica e Mata Atlântica) onde a oferta hídrica é sempre alta.

Outrossim, ressalta-se que trabalhos futuros podem ser direcionados para estudos de uma determinada sub-bacia e estudos multi-temporais entre a resposta hidrológica e o uso do solo podem ser importantes para avaliar atividades antrópicas relacionadas com mudanças na resposta hidrológica de uma determinada sub-bacia. Estudos da relação entre o NDVI e a resposta hidrológica e entre NDVI de anos de El Niño e a resposta hidrológica também podem ser explorados para melhor conhecimento da resposta da bacia e da vegetação, relacionados ao fenômeno El Niño/Oscilação Sul – ENSO.

Ressalta-se ainda que, um estudo mais detalhado da relação entre ciclos mensais e sazonais de resposta hidrológica e os ciclos de crescimento da vegetação deveriam ser explorados para se tentar correlacionar o crescimento vegetal aos ciclos de resposta hidrológica.

Observou-se também a influência do fenômeno ENSO e a resposta hidrológica em sub-bacias das regiões Nordeste e Sul do Brasil. Neste contexto, é relevante estudar a variação da resposta hidrológica, em termos sazonais ou mensais, considerando as bacias que já apresentaram boa correlação, bem como avaliar se há outros tipos de correlações, (interanuais, anuais ou sazonais) em outras sub-bacias brasileiras.

Finalmente, a estimativa sugere que o mapeamento da resposta hidrológica das sub-bacias brasileiras obtido no presente estudo pode ser um instrumento importante de

auxílio no planejamento e no gerenciamento de recursos hídricos, no que concerne à água que poderá estar disponível à população, à irrigação para agricultura, às empresas de abastecimento de água, hidroelétricas e para empresas que fazem uso da água.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, A.C.; Soares, J.V. Comparação entre o uso de água em plantações de *Eucalyptus grandis* e floresta ombrófila densa (Mata Atlântica) na costa leste do Brasil. **Revista Árvore**, v. 27, n. 2, p. 159-170, mar./abr. 2003.
- Almeida, E.S. **Relação Entre Índice de Vegetação Derivado do NOAA-AVHRR e Precipitação na Região Amazônica**. 89p. (INPE-6390-TDI/606).Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos 1997.
- Amarasekera, K. N.; Lee, R. F.; Willians, E.R.; Eltahir, E.A.B. ENSO and natural variability in the flow of tropical rivers. **Journal of Hydrology**, v. 200, n. 1-4, p. 24-39, Dec.1997.
- Agência Nacional de Águas – ANA. **Séries Históricas**. Disponível em: <www.ana.gov.br>. Acesso em jun. 2003.
- Advanced Very High Resolution Radiometer - AVHRR: **Overview**. Disponível em: <www.ngdc.noaa.gov/seg/globsys/avhrr.shtml#avhrr1> Acesso em 05/04/2004.
- Baret, F.; Guyot, G. Potentials and Limits of Vegetation Indices for LAI and APAR Assessment. **Remote Sensing of Environment**, v. 35, n. 2-3, p. 161-173, Feb.-Mar.1991.
- Batista, G.T. ; Shimabukuro, Y.E. e Lawrence W.T. The long-term monitoring of vegetation cover in the Amazonian region of northern Brazil using NOAA-AVHRR data. **International Journal of Remote Sensing**, v. 18, n. 15, p. 3195-3210, Oct.1997.
- Betson, R. P. What is watershed runoff? **Journal of Geophysical Research**. v. 69, n. 8, p. 1541-1552, Apr. 1964.
- Bishop, G. D. Church, M.R. Automated approaches for regional runoff mapping in the northern United States. **Journal of Hydrology**, v. 138, n. 3-4, p. 361-385, Oct. 1992.
- Bishop, G. D. Church, M.R. Mapping long-term regional runoff in the eastern United States using automated approaches. **Journal of Hydrology**, v. 169, n.1-4, p. 189-207, Jul. 1995.
- Bishop, G.D.; Church, M. R.; Aber, J.D.; Neilson, R.P.; Ollinger, S. V.; Daly, C. A comparison of mapped estimates of long-term regional runoff in the northeast United States. **Journal of hydrology**, v. 206, n. 3-4, p. 176-190, May, 1998.
- Brasil.Agência Nacional de Águas (ANA). **Lei Federal nº 9433 de 8 de janeiro de 1997**. Institui a Política Nacional de Recursos Hídricos. Brasília, Out.1997.
- Camilloni, I.A; Barros, V.R. Extreme discharges events in The Paraná River and their climate forcing. **Journal of Hydrology**, v. 278, n. 1-4, p. 94-106, Jul. 2003.
- Carlson, T.N.; Ripley, D.A. On the Relation between NDVI, Fractional Vegetation Cover, and Leaf Area Index. **Remote Sensing of Environment**, v. 62, n. 3, p. 241-252, Dec.1997.

Cavalcanti, I.F.A. Episódios de El Niño/Oscilação Sul durante a década de 1986 a 1996 e suas influências sobre o Brasil. **Climanálise Edição Especial Comemorativa – 10 anos** Cap. 6, Disponível em:

<<http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise/cliesp10a/index1.html>>. Acesso em 11 set 2003.

Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC). **El Niño e La Niña**. Disponível em: <<http://www.cptec.inpe.br/enos/>>. Acesso em 05/01/2004.

Cheng, J.D. Lin, L.L.; Lu, H.S. Influences of forests on water flows from headwater watersheds in Taiwan. **Forest Ecology and Management**, v. 165, p. 11-28, Jul. 2002.

Chow, V.T. Runoff. In: Chow, V.T. **Handbook of applied hydrology**. New York: McGraw Hill May, 1964. Cap. 14, p. 141-149.

Church, M. R. Bishop, G.D.; Cassel, D.L. Maps of regional evapotranspiration and runoff / precipitation ratios in the northeast of United States. **Journal of Hydrology**, v. 168, n.1-4 , p.283-298, Jun. 1995.

Cihlar, J.; Latifovic, R.; Chen, J.; Trishchenko, A.; Fedosejevs, G.; Guindon, B. Systematic corrections of AVHRR image composites for temporal studies . **Remote Sensing of Environment**, v. 89, n. 2, p. 217-233, jan. 2004.

Corradini, C; Morbidelli, R; Melone, F. On the interaction between infiltration and Hortonian runoff. **Journal of Hydrology**, v. 204, n.1-4, p. 52-67, Jan. 1998.

Crockford, R.H. Richardson, D.P. Partitioning of rainfall into throughfall, stemflow and interception: effect of forest type, ground cover and climate.. **Hydrological Processes**, v. 14, n. 16-17, p. 2903-2920. Nov-Dec. 2000.

Croke, J. Hausine, P.; Fogaty, P. Runoff generation and re-distribution in logged eucalyptus forests-southeastern Australia. **Journal of Hydrology**, v. 216, n.1-2, p. 56-77, Mar. 1999.

Daly, C. **Overview of the PRISM Model**, p. 1-3, nov. 1996. Disponível em: <www.ocs.orst.edu/prism/overview.html>. Acesso em 21 fev 2003.

Descroix, L. Barrios, J.L.G., Vandervaere, J.P. , Viramontes, D.; Bollery, A. An experimental analysis of hydrodynamic behaviour on soils and hillslope in a sub tropical mountainous environment. **Journal of Hydrology**, v. 266, n. 1-2, p.1-14 , Sep. 2002.

Doty, B.E. **Using grid analysis and display system**. Maryland: Center for Ocean-Land-Atmosphere Interactions – University of Maryland, Jun. 2002

Environment for Visualising Images(ENVI). **ENVI online guide** . Disponível em: <http://www.rsinc.com>> Acesso em: set. 2003

Gutman, G; Rukhovetz, L Towards satellite-derived global estimation of monthly evapotranspiration over land. **Advances in Space Research**, v. 18, n. 7, p. 67-71, 1996.

Guyot, G.; Guyon, D.; Riom, J. Factors Affecting the Spectral Responses of Forest Canopies: A Review. **Geocarto International**, v. 4, n. 3, p. 3-18, Sep.1989.

Hewlett, J.D **Principles of forest hydrology**. Athens: The University of Georgia Press: 1982. 183 p.

Hewlett, J.D.; Fortson, C.B.; Cunningham, G.B. The effect of rainfall intensity on stormflow and peak discharge from forest land. **Water Resource Research**, v. 13, n.2, p.259-266 , Apr. 1977.

Hewlett, J.D.; Hibbert, A.E. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. **International Symposium on Forest Hydrology**. Pergamon Press. 1967, 275-290 p.

Ichii, K.; Kawabata, A.; Yamaguchi, Y. Global correlation analysis for NDVI and climatic variables and NDVI trends: 1982-1990. **International Journal of Remote Sensing**, v. 23, n. 18, p. 3873-3878, Sep.2002.

Instituto Nacional de Geografia e Estatística (IBGE). **Rio de Janeiro (RJ)**: Distribuição Regional da Vegetação Natural, Mapa de Vegetação do Brasil. Rio de Janeiro, 1993. (Mapa de Vegetação. Escala 1:20.000.000).Disponível em:<http://www2.ibge.gov.br/pub/Cartas_e_Mapas/Mapas_Tematicos/> acesso em: 25.03.2004

Instituto Nacional de Geografia e Estatística (IBGE). **Rio de Janeiro (RJ)**: Unidades Climáticas do Brasil. Disponível em: <http://www2.ibge.gov.br/pub/Cartas_e_Mapas/Mapas_Tematicos/> Acesso em 09.10.2003

Instituto Nacional de Meteorologia; Laboratório de Energia Solar - Universidade Federal de Santa Catarina. **Atlas de irradiação solar do Brasil**. Brasília: 1998.

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). **SPRING**: Sistema de Processamento de Informações Georreferenciadas. Disponível em: <http://www.dpi.inpe.br/spring/portugues/material.html> Acesso em: ago.2003

Jensen, J.R.; **Remote sensing of the environment - an earth resource perspective**. USA: Prentice-Hall, Inc, 2000. p. 181-232

Jones, J.A.A. **Global hydrology**: processes, resources and environmental management. England: Pearson, 1999. Cap. 2 - 4, p. 22-119 .

Justice, C.O.; Towshend, J.R.G.; Tucker, C.J. Analysis of the phenology of global vegetation using meteorological satellite data . **International Journal of Remote Sensing**, v. 6, n. 8, p. 1271-1318, 1985.

Kalnay, E.; Kanamitsu, M.; Kistler, R.; Collins, W.; Deaven, D.; Gandim, L.; Iredell, M.; Saha, S.; White, G.; Wollen, J.; Zhu, Y.; Cheliah, M.; Ebisuzaki, W.; Higgins, W.; Janowiak, J. Mo, K.C.; Ropelewski, C.; Wang, J.; Leetman, A.; Reynolds, R.; Jenne, R.; Joseph, D. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, n. 3. p. 437-471, Mar.1996.

Kirkby, M.J.. Hillslope hydrology. In: Anderson, M.G. and Burt, T. **Hydrological forecasting**. New York, USA: John Wiley and Sons, 1985 .604p. cap. 2 p 37-76

Kistler, R, Robert Kistler, Eugenia Kalnay, William Collins, Suranjana Saha, Glenn White, John Woollen, Muthuvel Chelliah, Wesley Ebisuzaki, Masao Kanamitsu, Vernon Kousky, Huug van den Dool, Roy Jenne and Michael Fiorino. The NCEP-NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly Means CD Rom and Documentation. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 82, n. 2, p. 247-268, Feb. 2001.

Kousky, V.E.; Kagano, M.T.; Cavalcanti, I. F. A review of the Southern Oscillation: oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. **Tellus**, v. 36 A, n. 5, p. 490-504, Oct.1984.

Larcher, Walter; **Physiological plant ecology**. Stuttgart, Germany: Springer-Verlag, Mar. 1995. 506 p.

Lee, Richard; **Forest hydrology**. New York, USA: Columbia University Press, 1980. 349 p.

Leopoldo, P.R.; Franken, W.K.; Villa Nova, N.A. Real evapotranspiration and transpiration through a tropical rain forest in central Amazonia as estimated by the water balance method. **Forest Ecology and Management**, v. 73, n. 1-3, p. 185-195, May.1995.

Lesack, L.F.W. Water Balance and Hydrologic Characteristics of a Rain Forest Catchment in the Central Amazon Basin. **Water Resources Research**, v. 29, n. 3, p. 759-773, Mar. 1993.

Lima, J. E.F.W.; Silva, C.L.; Oliveira, C.A.S. Comparação da evapotranspiração real simulada e observada em uma bacia hidrográfica em condições naturais de cerrado. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 5, n. 1, p. 33-41, jan-abr. 2001.

Los, S.O.; Justice, C.O.; Tucker, C.J.A. A global 1° by 1° NDVI data set for climate studies derived from GIMMS continental NDVI data. **International Journal of Remote Sensing**, v.15, n. 17, p.3493-3518, Nov.1994.

Mahrt, L.; Pan, H. A Two-Layer Model of Soil Hydrology. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 29, n. 1, p. 1-20, jan. 1984.

Marengo, J.A.; Nobre, C.A.; Sampaio, G. **On The Associations Between Hydrometeorological Conditions In Amazônia And The Extremes Of The Southern Oscillation**. Disponível

em:<<http://www.unesco.org/uy/phi/libros/enso/marengo.pdf>> Acesso em 16 de março de 2004.

Marengo, J.A.; Uvo, C. B. Variabilidade e Mudança Climática no Brasil e América do Sul. **Climanálise**. Edição Comemorativa 10 anos, out. 1996. Disponível em: <www.cptec.inpe.br/products/climanalise/cliesp10a/mudanca.html>. Acesso em 22/06/2003

Mather, J.R.; **Climatology: fundamentals and applications**. New York: McGraw-Hill, Inc., 1974. p. 112-126.

- Maurer, E.P.; O'Donnell, G.M.; Lettenmaier, D.P.; Roads, J.O. Evaluation of the land surface water budget in NCEP/NCAR and NCEP/DOE reanalyses using an off-line hydrologic model. **Journal of Geophysical Research**, v. 106, n. D16, p. 17.841-17.862, ago. 2001.
- McCulloch, J.S.G.; Robinson, M. History of forest hydrology. **Journal of Hydrology**, v. 150, n.2-4, p.189-216, Oct. 1993.
- Ministério de Minas e Energia - Departamento Nacional de Águas e Energia Elétrica, Divisão de Controle de Recursos hídricos. **Inventário das estações fluviométricas**. Brasília, 1997.
- New, M.; Hulme, M.; Jones, P. Representing Twentieth-Century Space-Time Climate Variability. Part II: Development of 1901-96 Monthly Grids of Terrestrial Surface Climate. **Journal of Climate**, v. 13, n.13, p. 2217-2238, Jul. 2000.
- New, M.; Lister, D.; Hulme, M.; Makin, I. A high resolution data set of surface climate over global land areas. **Climate Research**, v. 21, n. 1, p. 1-25, May. 2002.
- New, Mark; Hulme, M.; Jones, P. Representing Twentieth-Century space-Time Climate Variability. Part I: Development of a 1961-90 Mean Monthly Terrestrial Climatology. **Journal of Climate**, v. 12, n. 3, p. 829-856, Mar.1999.
- Nimer, E. In: **Climatologia do Brasil**. Série Recursos Naturais e Meio Ambiente – N.º 4 Rio de Janeiro: IBGE, Mai. 1979. 421 p.
- North, P.R.J.; Estimation of fPAR, LAI, and vegetation fractional cover from ATSR-2 imagery. **Remote Sensing of Environment**, v. 80, n. 1, p. 114-121, Apr.2002.
- Pan, H.; Mahrt, L. Interaction Between Soil Hydrology and Boundary-Layer Development. **Boundary Layer Meteorology**, v. 38, n. 1-2, p. 185-202, jan. 1987.
- Peixoto, J.P.; Oort, A.H.. Water cycle. In: **Physics of Climate**. New York: Springer-Verlag, 1992, Cap. 12, p. 270-274.
- Ponzoni, F. Comportamento Espectral da Vegetação. In: Meneses, P.R.; Netto, J.S.M. (ed). **Sensoriamento remoto** - reflectância dos alvos naturais. Brasília: Editora Universidade de Brasília, 2001. Cap.5, p.157-199.
- Poveda, G.; Mesa, O.J. Feedbacks between hydrological processes in tropical South America and large-scale ocean-atmospheric phenomena. **Journal of Climate**, v. 10, n. 10, p. 2690-2702, Oct.1997.
- Projeto RADAMBRASIL: **Folhas SB.21 Tapajós**: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra.. Rio de Janeiro, 1983.p. 825-832.
- Projeto RADAMBRASIL: **Folhas SC.24/25 Aracaju/Recife**: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra.. Rio de Janeiro, 1983.p. 825-832.
- Projeto RADAMBRASIL: **Folhas SD.22 Goiás**: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra.. Rio de Janeiro, 1983.p.571.
- Projeto RADAMBRASIL: **Folhas SF 23/24 Rio de Janeiro e Vitória**: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra.. Rio de Janeiro, 1983.p. 649-650.

- Projeto RADAMBRASIL: **Folhas SH.24 22 Porto Alegre**: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1983.p. 763 e 770.
- Roberts, J. The influence of physical and physiological characteristics of vegetation on their hydrological response. **Hydrological Processes**, v. 14, n. 16-17 , p. 2885-2901, Nov-Dec. 2000.
- Rochelle, B. P.; Church, M. Robbins; Gebert, W. A.; Graczyk D. J.; Krug W. R. Relationship between annual runoff and watershed area for the eastern United States. **Water Resources Bulletin**, v. 24, n. 1, p. 35-41, Feb. 1988.
- Ropelewski, C.F.; Halpert, M.S Global and Regional scale Precipitation Patterns Associated with the El Niño/Southern Oscillation. **Monthly Weather Review**, v. 115, n. , p. 1606-1626, Aug. 1987.
- Rossato, Luciana; **Estimativas da capacidade de armazenamento de água no solo do Brasil**. 147p. (INPE - 8915/TDI/809).Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2001.
- Satyamurty, P.; Nobre, C.A.; Silva Diaz, P.L.; South America. In: Karoly, D.J.F.; Vincent, D.J.F. (ed). **Meteorology of the southern hemisphere** . Massachusetts. AMS, 1998, Cap. 3C. p.119-139.
- Schultz, J.; **The ecozones of the world**. Stuttgart, Germany: Springer-Verlag, mar. 1995. 449 p.
- Schultz, P. A.; Halpert, M.S. Global analysis of the relationships among a vegetation index, precipitation and land surface temperature. **International Journal of Remote Sensing**, v. 16, n. 15, p. 2755-2777, Out.1995.
- Sellers, P.J.; Canopy reflectance, photosynthesis and transpiration. **Remote Sensing of Environment**, v. 6, n. 8, p. 1335-1372, Aug.1985.
- Soares, J. V. **Hidrologia de florestas**. Notas de aulas dadas no Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. São José dos Campos, Out. a Dez. 2002.
- Szylagyi, J. Can a vegetation index derived from remote sensing be indicative of areal transpiration?. **Ecological Modelling**, v. 127, n. 1, p. 65-79, Mar. 2000.
- Trenberth, K.E.; The definition of El Niño. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 12, p. 2771-2777, Dec.1997.
- Walter-Shea, E.A.; Privette, J; Cornell, D.;Mesach, M.A.; Hays, C.J. Relations between Directional Spectral Vegetation Indices and Leaf Area and Absorbed Radiation in Alfafa. **Remote Sensing of Environment**, v. 61, n. 1, p. 162-177, Jul.1997.
- Wheater, H.S.; Langman, S.J.; Brown, A.; Beck, M.B. Hydrological response of the Allt a'Mharcaidh catchment - inferences from experimental plots. **Journal of Hydrology**, v. 123, n. 1-2, p. 163-199, Feb.1991.
- Whipkey, R.Z.; Kirkby, M.J. **Water**. In:Kirkby, M. J.(ed). **Hillslope hydrology**. Norwich: John Wiley and Sons, 1978. Cap. 4, p. 121-144

Woodruff, J. F. and Hewlett, J.D. Predicting and Mapping the average hydrological response in the eastern United States. **Water Resource Research**, v. 6, n.5, p.1312-1326, oct. 1970.

Yair, A.; Kossovsky, A. Climate and Surface properties: hydrological response of small arid and semi-arid watersheds. **Geomorphology**, v. 42, n.1-2, p. 43-57, Jan. 2002.

Zeng, N.; Seasonal cycle and interannual variability in the Amazon hydrologic cycle. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, n. D8, p. 9097-9106, Apr.1999.

Zhang, P.; Anderson, B; Barlow, M.; Tan, B.; Myneni, R.B. **Climate related vegetation characteristics derived from MODIS LAI and NDVI**. Disponível em: <<http://cybele.bu.edu/download/manuscripts/zhping01.pdf>>. Acesso em 02.10.2004.

APÊNDICE A

A.1 Resposta Hidrológica com dados do NCEP/NCAR

Para a obtenção da resposta hidrológica a partir de dados das reanálises do NCEP foram obtidos dados de precipitação e de *runoff* em médias mensais que foram transformados em médias anuais, provenientes do NCEP/NCAR Reanalysis/Climate Diagnostics Center (*NCEP Reanalysis NOAA-CIRES Climate Diagnostics Center, Boulder, Colorado, EUA*) do período de 1970 a 2000. Este centro de previsão gera essencialmente dois tipos de dados: análises e previsão. As análises são geradas a partir de assimilação de todas as variáveis observadas por sistemas convencionais e não convencionais (bóias, satélites, aviões, etc). Os dados são interpolados e ajustados de acordo com a físico-dinâmica do modelo utilizado. As análises do modelo constituem-se em dados os mais próximos possíveis da realidade. Deve-se destacar que a precipitação não é gerada diretamente pelos modelos de previsão, mas sim associados a esquemas e parametrizações que possibilitam a sua estimativa de forma indireta. Uma discussão ampla sobre estes dados foi documentada por Kalnay et al.(1996). O modelo de solo utilizado para a realização de reanálises da variável *runoff* pelo NCEP/NCAR é baseado em Mahrt e Pan (1984) e Pan e Mahrt (1987) em que o solo é dividido em duas camadas, uma superficial e fina que responde principalmente às variações diurnas de armazenamento de água e outra maior e mais profunda que responde principalmente às variações sazonais de armazenamento de água. A este modelo de solo é acoplado o modelo de atmosfera. Os dados de *runoff* do reanálises do NCEP envolvem estimativa da drenagem na fronteira inferior da coluna do solo, que é controlada pela condutividade hidráulica da camada inferior do solo e que, por sua vez, é função de seu conteúdo de umidade. A água que deixa a coluna do solo como drenagem é incluída no *runoff* (Maurer et al. 2001).

As avaliações efetuadas por Kalnay et al. (1996) e por Kistler et al. (2001) das reanálises do NCEP indicam que os dados de precipitação global apresentam uma baixa correlação, para algumas regiões, com dados observados. Segundo esses estudos, na região localizada entre 20°S e 80°S os dados de precipitação do NCEP não apresentam

boas estimativas, subestimando valores em relação aos dados de Xie e Arkin (dados observados). Os dados de precipitação são classificados nos estudos como variáveis “C”, que de forma simplificada podem ser explicadas como sendo as variáveis totalmente determinadas pelo modelo, sem influências de dados observados. As variáveis “A” são fortemente influenciadas por dados observados e as variáveis “B” tem influência mais significativa dos modelos na previsão. As baixas correlações, segundo os autores, são explicadas pelo menor número de dados observados nessas regiões, implicando em estimativas mais incertas.

No presente estudo, os dados de precipitação e de *runoff* do NCEP em grades de 2,5° x 2,5° foram processados utilizando-se o software GrADS (Grid Analysis and Display System) (Doty, 2002). O GrADS é um aplicativo para uso global de análise e exibição de dados e opera com dados de modelos em quatro dimensões: latitude, longitude, nível vertical e tempo. O aplicativo processa os dados de estações, além de dados em pontos de grades que podem ser regulares ou de resolução variável. Dados de diferentes grupos podem ser sobrepostos graficamente, com correção espacial e registro de tempo.

Os dados para o Brasil se situam entre os paralelos 6° N e 35° S e entre os meridianos 34°W (O) e 74°W (O). Os resultados foram plotados em gráficos anuais, por ano hidrológico, utilizando-se um dispositivo em que somente os dados referentes ao Brasil sejam visualizados (máscara).

A .1.1Tendências

Serão feitas análises estatísticas utilizando-se a diferença e o erro quadrático médio (RMSE) dos mapas de resposta hidrológica gerados através de dados de modelos e de dados medidos. A partir dos mapas de resposta hidrológica obtidos de dados observados de precipitação e vazão e dos mapas gerados a partir das reanálises do NCEP, será avaliado a atuação do modelo em estimar a resposta hidrológica. O confronto dos mapas de respostas hidrológicas pretende avaliar a atuação do modelo em gerar resposta hidrológica e qual confiabilidade ele possui.

A.1.1.1Diferença

Como a resolução dos tipos de mapeamento possui resoluções diferentes foi necessário degradar a resolução do mapeamento realizado com dados observados (0,5° x 0,5°) para a grade do mapeamento com dados de reanálises NCEP (2,5° x 2,5°), posteriormente é feito o cálculo da diferença entre os dois métodos de realização de resposta hidrológica em cada ponto de grade.

A.1.1.1.1 RMSE – Erro Quadrático Médio

O Erro Médio Quadrático Médio (RMSE) da resposta hidrológica realizada com dados de reanálises NCEP para o período de 30 anos para o Brasil foi calculado, e como o mapeamento realizado com dados de reanálises NCEP possui menor resolução (2,5° x 2,5°) que o mapeamento realizado com dados observados (0,5° x 0,5°), foi feita a degradação da resposta hidrológica obtida com dados observados à resolução da resposta obtida com dados de reanálises NCEP. Posteriormente, o cálculo do RMSE é realizado para cada ponto de grade, para cada ano do período e posteriormente é feita a divisão pelos anos de estudo, no presente trabalho, 30 anos.

O erro médio quadrático é uma medida do desvio dos valores previstos em relação aos valores observados. O RMSE é estimado tomando-se uma amostra dos valores previstos e comparando-a com seus valores observados. As diferenças entre elas são então elevadas ao quadrado e somadas. A soma é então dividida pelo número de medidas, para que se atinja o erro RMSE, cuja raiz quadrada fornece uma medida característica de erro na mesma unidade das medidas originais. O RMSE é diretamente comparável ao conceito de desvio padrão.

$$RMS_{error} = [(x_1 - x_{obs})^2]^{1/2}$$

Onde X_1 é o valor previsto; e

X_{obs} é o valor observado.

A.2 Evapotranspiração

Mapas de evapotranspiração anuais do NCEP foram realizados utilizando-se dados de fluxo de calor latente em médias mensais do reanálises do NCEP para o período de 30 anos (1970-2000) e estão apresentadas no apêndice B.

A.3 Resposta Hidrológica Média com dados do reanálises NCEP

A FIGURA A.1 apresenta a resposta hidrológica obtida com dados de reanálises do NCEP (RHR) para o período de 30 anos, com início em 1º de outubro de 1970 e término em 30 de setembro de 2000 (anos hidrológicos).

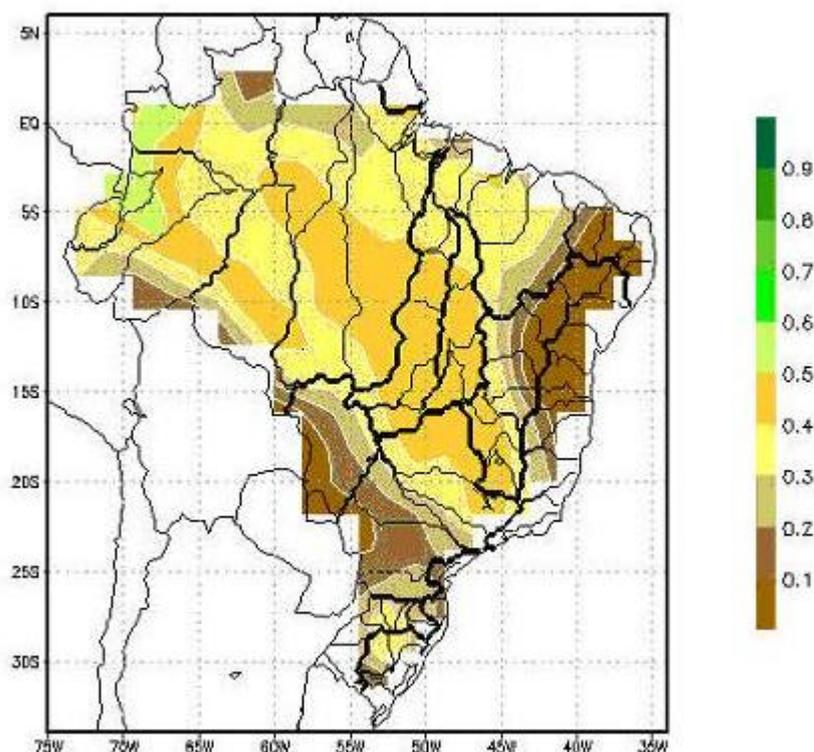


FIGURA A.1 - Resposta Hidrológica média anual derivada das reanálises NCEP, (RHR), período de 1970 a 2000.

A climatologia da RHR, apresentada na FIGURA A.1, apresenta valores baixos na região Nordeste, parte norte da região Sul e oeste do Centro-Oeste; valores médios na Amazônia, em partes da região Sul, na região Sudeste e parte central da região Centro-

Oeste e valores altos no oeste da Amazônia. A climatologia da RHR mostra uma variabilidade espacial similar à da RHO (Figura 4.1), exceto na parte sul do país e no oeste da Amazônia onde a RHR apresentou valores mais baixos.

Na comparação visual dos mapas de RHO com os de RHR, observa-se que o padrão de distribuição espacial é semelhante; porém, há diferenças a serem destacadas. A RHR superestima os valores em áreas com resposta hidrológica média (Amazônia e Centro-Oeste) e subestima áreas (as áreas apresentam menor extensão) com valores de resposta hidrológica baixa (Nordeste). Na Amazônia Central, a RHR apresenta valores mais altos e maior área em relação à RHO. Nesta mesma área, em que a RHO apresenta valores médios, a área é menor do que a da RHR. Observa-se também que a RHR é maior nas regiões Centro-Oeste e Sudeste (média de 0,5 - enquanto a média da RHO ficou entre 0,3 e 0,4). Na região Sul, a RHO apresenta valores mais altos de resposta se comparada com a RHR.

A área de baixos valores de resposta hidrológica na região Nordeste é menor para a RHR se comparada com aquela estimada para a RHO: a área com baixos valores da RHO abrange a parte leste dos Estados do Maranhão, Piauí, Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco, Bahia, Alagoas, Sergipe e a parte norte do Estado de Minas Gerais. No caso da RHR, os estados abrangidos por baixas respostas são: a parte leste do Estado do Piauí, Estados do Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco, Bahia, Alagoas, Sergipe e a parte norte dos Estados de Minas Gerais e Espírito Santo.

No Sul, os valores de resposta hidrológica são menores para a RHR, variando de 0,2 a 0,4. Nesta região, a RHO apresenta valores que variam tanto quantitativamente como espacialmente, com valores entre 0,3 e 0,7. As áreas com maior resposta apresentam maior área e os níveis de resposta mais elevados.

A.4 Comparação entre RHR e RHO

Serão apresentadas comparações entre a RHO e a RHR. Na primeira seção é analisada a diferença entre a RHO e a RHR média anual do período de 30 anos. Na segunda seção é analisada o Erro Quadrático Médio entre RHO e RHR.

A.4.1 Tendência entre RHR e RHO

A diferença entre a RHR e RHO apresentada na FIGURA A.2 mostra valores positivos, entre 0,0 e 0,1, na maior parte do território brasileiro. Observa-se que a média da resposta hidrológica apresentou valores de 0,30 para todo o Brasil, enquanto para as regiões do Brasil central, Amazônia central, regiões do Centro-Oeste e parte do Sudeste a RHO média varia entre 0,2 e 0,5. A RHR mostrou uma concordância regular com erros entre 0 a 50 %. As diferenças positivas com variação entre 0,1 e 0,2 ocorrem no Tocantins, sudeste da Amazônia, oeste do Nordeste e norte do Sudeste; nesta região, a RHO (exceto o Nordeste), apresenta valores entre 0,3 a 0,5; com erros de RHR de 20 a 66%. A região com diferença positiva no Nordeste (parte oeste da região) entre 0,1 e 0,2, possui RHO que varia entre 0,0 e 0,3; a diferença, portanto, está próxima aos valores de resposta hidrológica observada, apresentando, portanto, grandes diferenças para a RHR nesta região.

NCEP-OBSERVADO (Resp. Hidrol. Média 1970 - 2000)

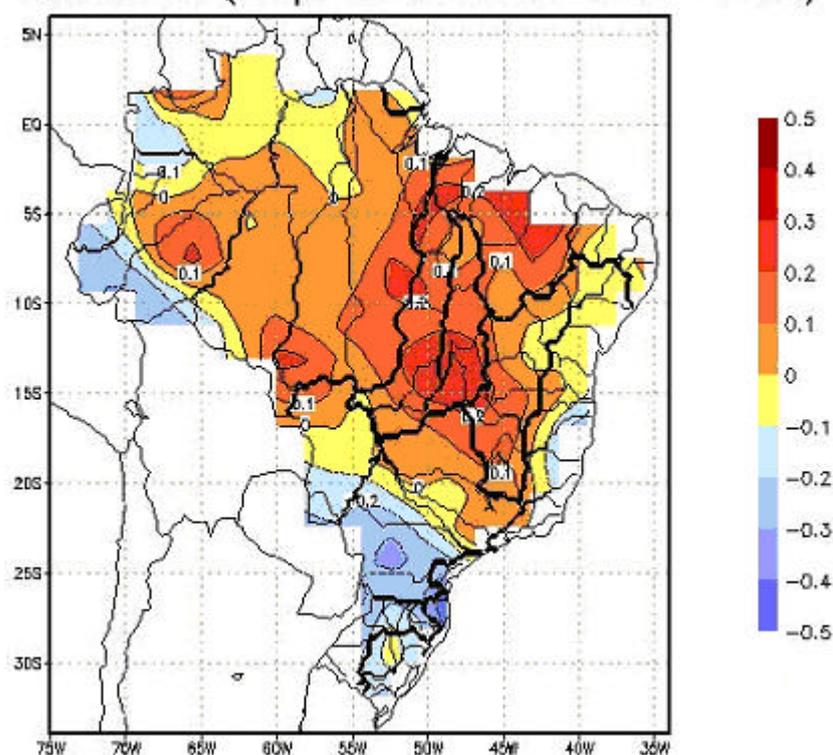


FIGURA A.2 - Diferença entre a RHR e a RHO média anual, período de 1970 a 2000

As diferenças negativas ocorrem principalmente na região Sul e parte sul do Centro-Oeste, norte e sudoeste da Bacia Amazônica e na parte leste das bacias 3, 4 e 5 (estas situadas quase todas na região Nordeste). As maiores diferenças negativas (entre 0,0 e 0,4) encontram-se no Sul e parte sudoeste do Centro-Oeste, onde são encontrados valores de RHO variando de 0,2 a 0,6. As menores diferenças negativas (entre 0,0 e 0,1) são encontradas no norte da Bacia Amazônica e no leste do Nordeste. No norte da Bacia Amazônica, a RHO média variou de 0,3 a 0,6; a RHR apresenta bons resultados em comparação com a RHO e o erro varia entre 16 a 30% nesta região. Na faixa leste da região Nordeste, a RHO apresenta valores baixos, entre 0,0 e 0,1; bem como a diferença apresenta os mesmos valores, por essa razão, a RHR apresenta diferenças maiores, apresentando grandes erros. As diferenças encontradas para o sudoeste da bacia Amazônica estão entre 0,0 e 0,3 com a RHO apresentando valores altos, entre 0,4 e 0,6, e a RHR apresentando erros entre 50 e 75%.

As diferenças encontradas no Sul e sudoeste da região Centro-Oeste apresentam valores entre 0,0 e 0,4, enquanto os valores de RHO variam entre 0,2 e 0,6, e apresentam erros grandes.

Os resultados obtidos para a diferença entre a RHR e a RHO sugerem que a previsão numérica do NCEP apresenta resultados qualitativamente satisfatórios para grande parte do Brasil (Centro-Oeste, Sudeste e Amazônia central). Por outro lado, para as regiões Sul, Nordeste e parte sudoeste da Amazônia, os resultados não são confiáveis.

A.4.2 Erro Quadrático Médio entre RHO e RHR

O erro quadrático médio (RMSE) da estimativa de RH pelo modelo de previsão numérica do NCEP é apresentado na FIGURA A.3. Ressalta-se que os menores valores de RMSE são observados em parte da região Nordeste e região central da Amazônia. Na região Nordeste, os valores são significativos, pois as respostas hidrológicas variam entre 0,0 e 0,1 (na mesma ordem do erro). Na Amazônia central, os valores de RHR variam entre 0,3 e 0,5 e entre 0,2 a 0,6 na RHO. O erro da RHR nessa região varia entre 0,0 e 0,1 sugerindo que as estimativas pelo modelo do NCEP são satisfatórias.

Observam-se erros entre 0,1 e 0,2 na maior parte do Brasil, principalmente na Amazônia, em grande parte do Centro-Oeste, no Sudeste e na parte oeste do Nordeste. Nestas regiões, exceto para o Nordeste, as respostas hidrológicas variam entre 0,3 e 0,6 e entre 0,1 e 0,6 respectivamente para RHR e RHO, mostrando um bom resultado, exceto para a região oeste do Nordeste.

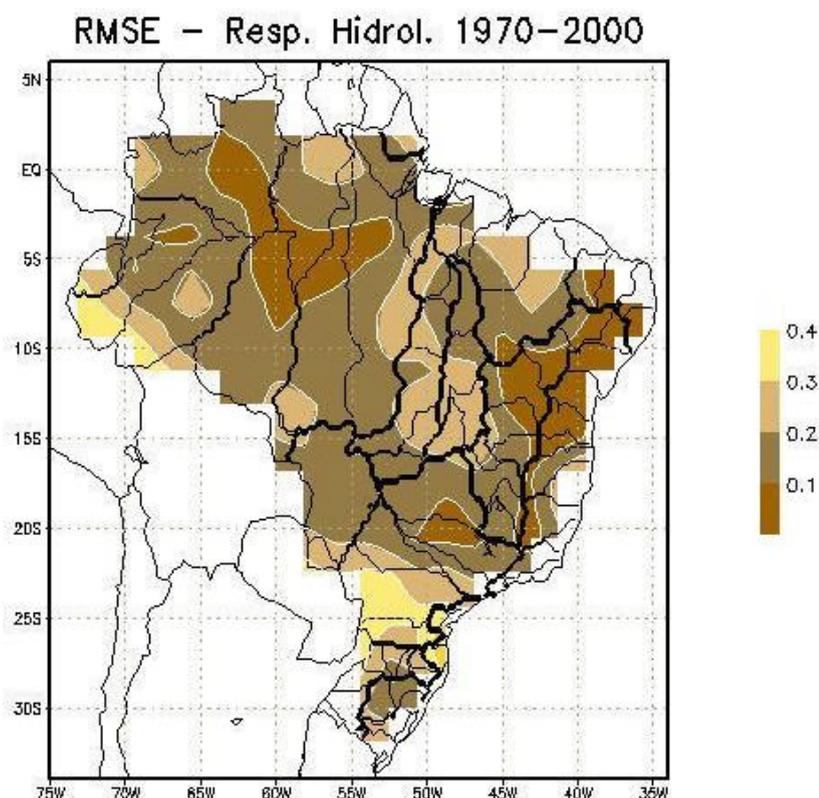


FIGURA A.3 - Erro quadrático médio da RHO e RHR, durante o período de 1970 a 2000.

O maior erro quadrático médio (0,3 e 0,4) foi observado na parte norte e oeste da região Sul e em parte do Estado do Acre. Tanto a região Sul quanto parte do estado do Acre apresentaram grande variação da RHO ao longo do período de estudo - valores de RHO entre 0,3 a 0,9 na região Sul e entre 0,0 a 0,9 na região do Estado do Acre. Como mencionado anteriormente, as estimativas de precipitação do NCEP/NCAR apresentam deficiências nas regiões entre 20°S e 20°N e entre 20°S e 80°S, podendo explicar as maiores diferenças ocorridas nessas regiões.

APÊNDICE B

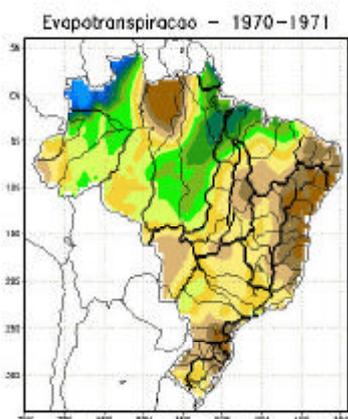


FIGURA B.1 - EVT Observada, em mm 1970-71

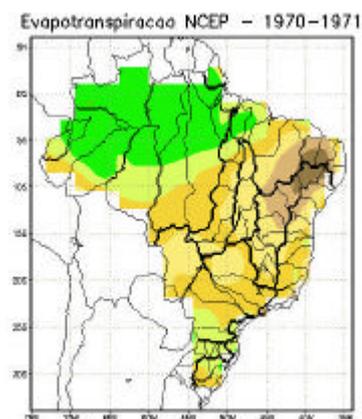


FIGURA B.2 - EVT NCEP, em mm 1970-71

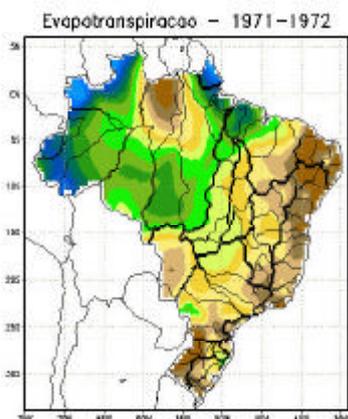


FIGURA B.3 - EVT Observada, em mm 1971-72

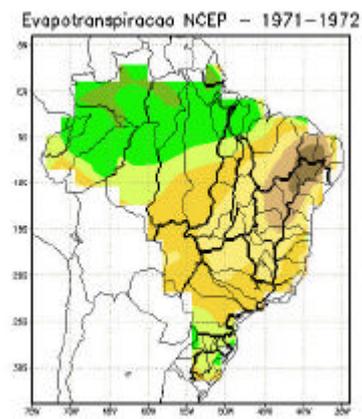


FIGURA B.4 - EVT NCEP, em mm 1971-72

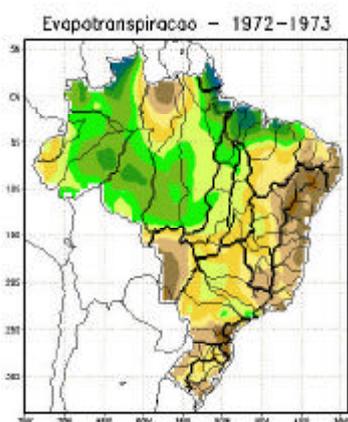


FIGURA B.5 - EVT Observada, em mm 1972-73

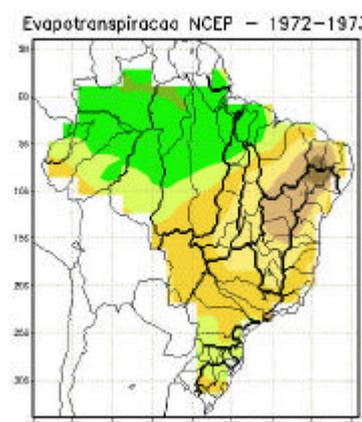


FIGURA B.6 - EVT NCEP, em mm 1972-73

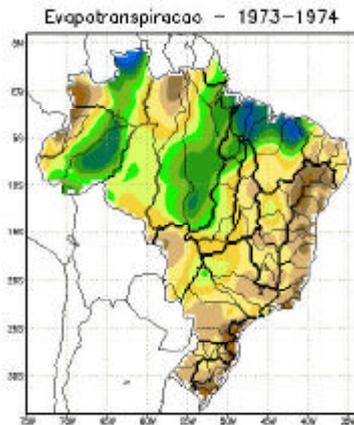


FIGURA B.7 - EVT Observada, em mm 1973-74

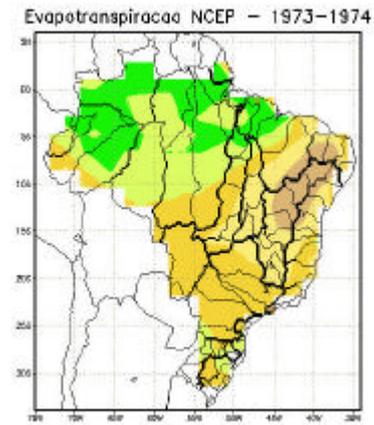


FIGURA B.8 - EVT NCEP, em mm 1973-74

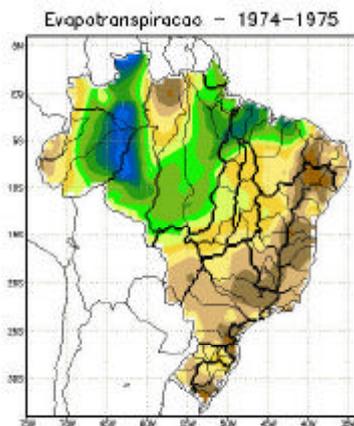


FIGURA B.9 - EVT Observada, em mm 1974-75

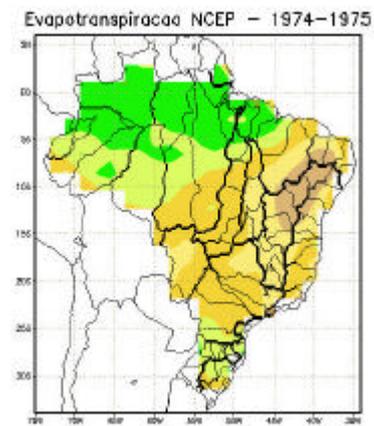


FIGURA B.10 - EVT NCEP, em mm 1974-75

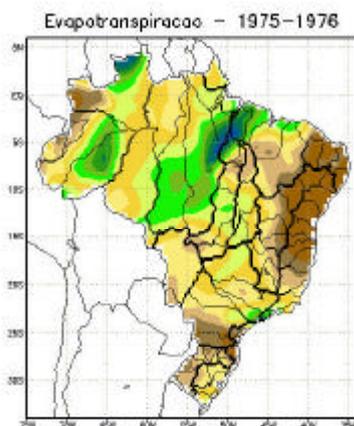


FIGURA B.11 - EVT Observada, em mm 1975-76

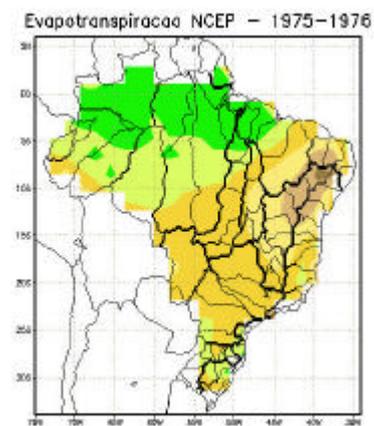


FIGURA B.12 - EVT NCEP, em mm 1975-76

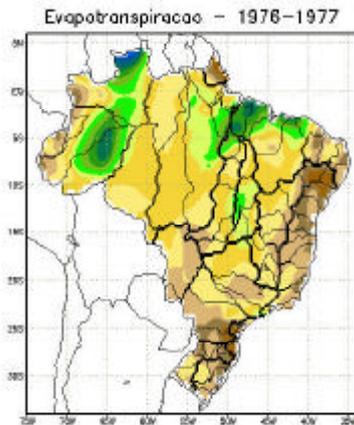


FIGURA B.13 - EVT Observada, em mm 1976-77

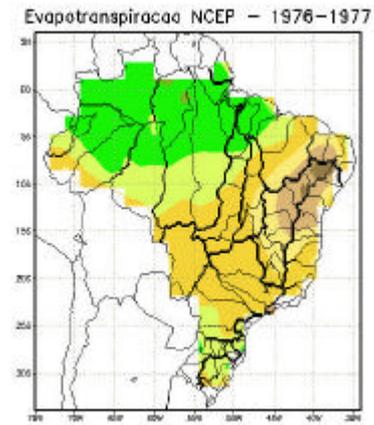


FIGURA B.14 - EVT NCEP, em mm 1976-77

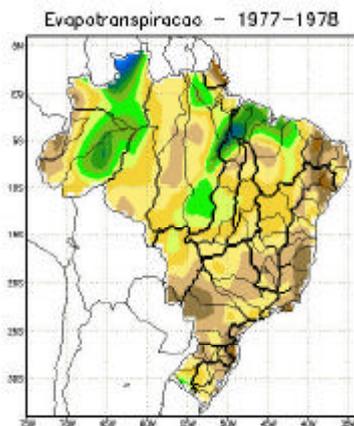


FIGURA B.15 - EVT Observada, em mm 1977-78

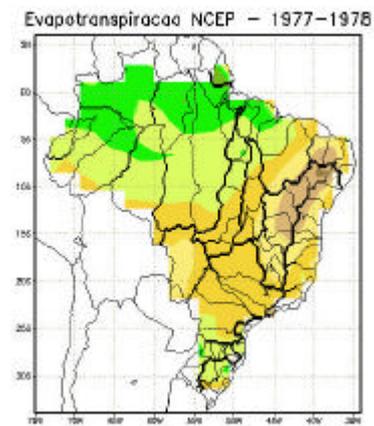


FIGURA B.16 - EVT NCEP, em mm 1977-78

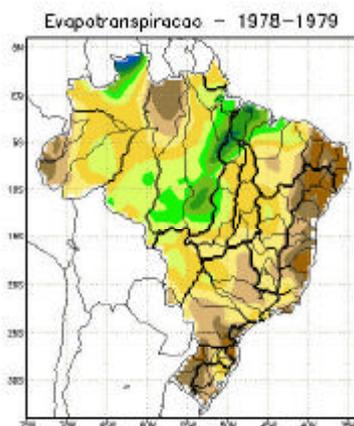


FIGURA B.17 - EVT Observada, em mm 1978-79

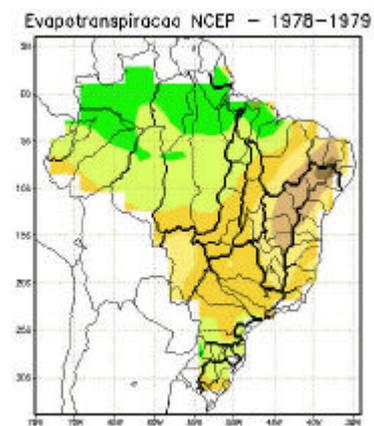


FIGURA B.18 - EVT NCEP, em mm 1978-79

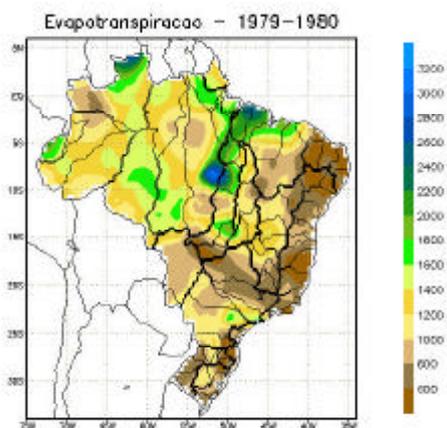


FIGURA B.19 - EVT Observada, em mm 1979-80



FIGURA B.20 - EVT NCEP, em mm 1979-80

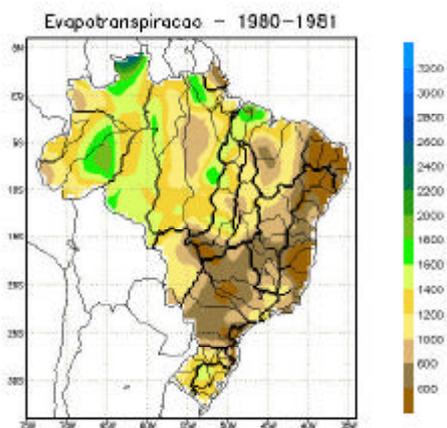


FIGURA B.21 - EVT Observada, em mm 1980-81

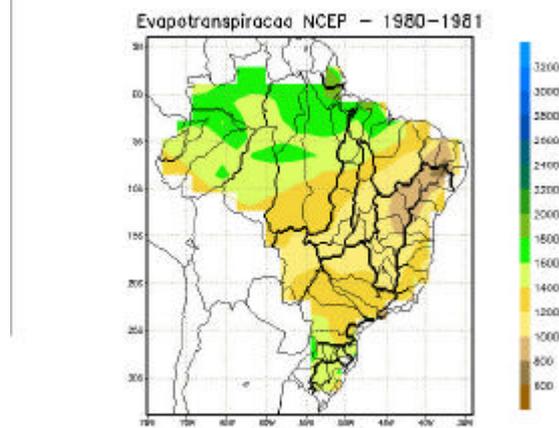


FIGURA B.22 - EVT NCEP, em mm 1980-81

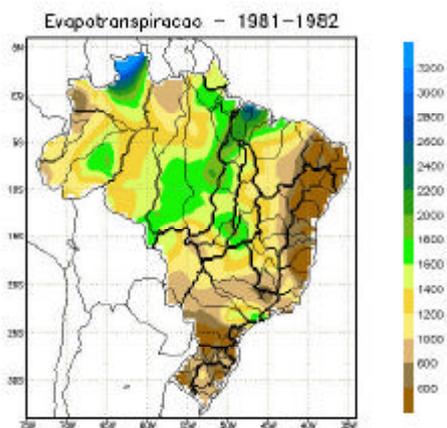


FIGURA B.23 - EVT Observada, em mm 1981-82

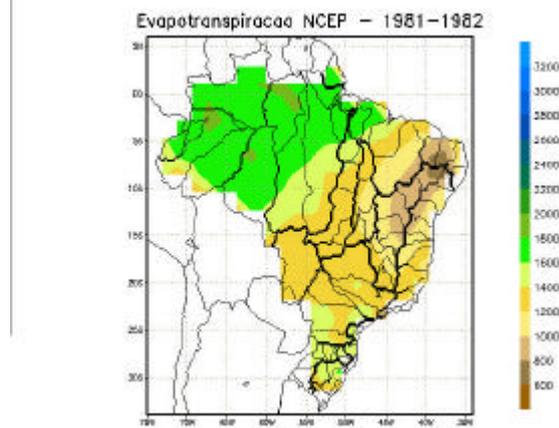


FIGURA B.24 - EVT NCEP, em mm 1981-82

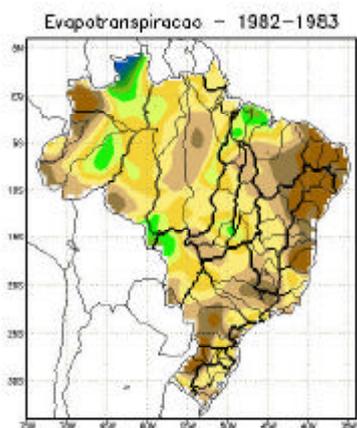


FIGURA B.25 - EVT Observada, em mm 1982-83

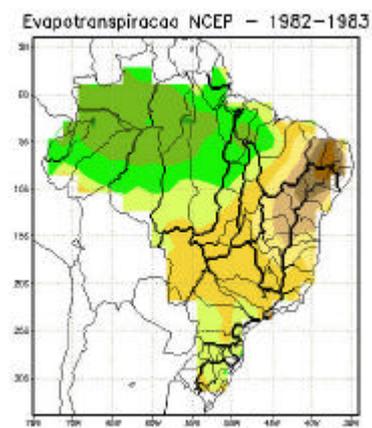


FIGURA B.26 - EVT NCEP, em mm 1982-83

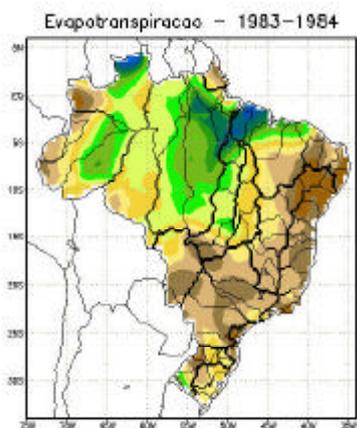


FIGURA B.27 - EVT Observada, em mm 1983-84

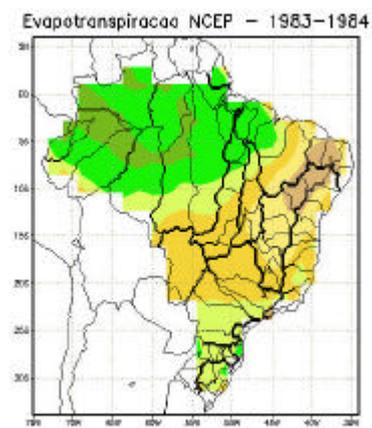


FIGURA B.28 - EVT NCEP, em mm 1983-84

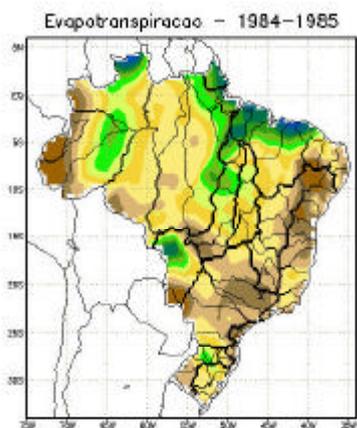


FIGURA B.29 - EVT Observada, em mm 1984-85

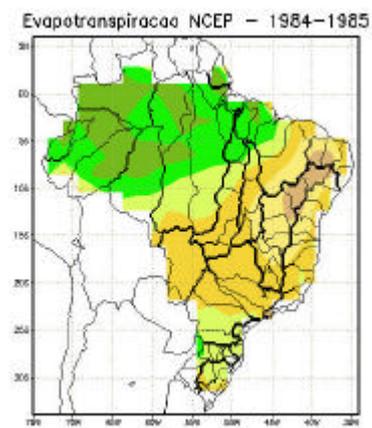


FIGURA B.30 - EVT NCEP, em mm 1984-85

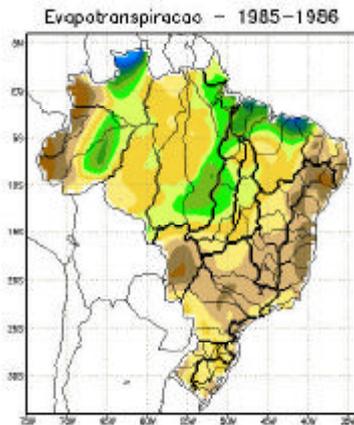


FIGURA B.31 - EVT Observada, em mm 1985-86

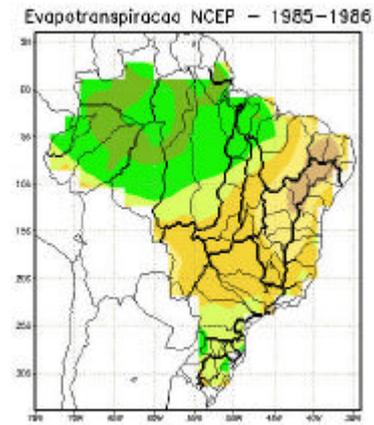


FIGURA B.32 - EVT NCEP, em mm 1985-86

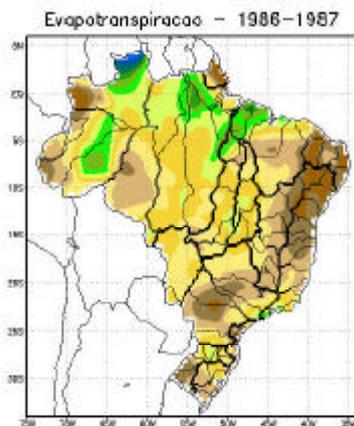


FIGURA B.33 - EVT Observada, em mm 1986-87

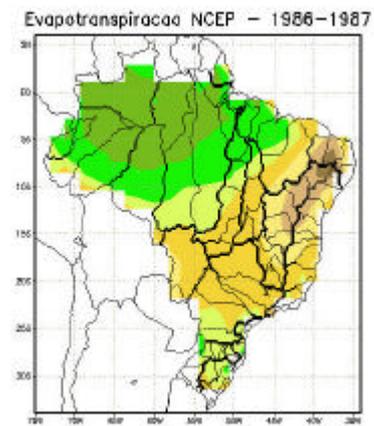


FIGURA B.34 - EVT NCEP, em mm 1986-87

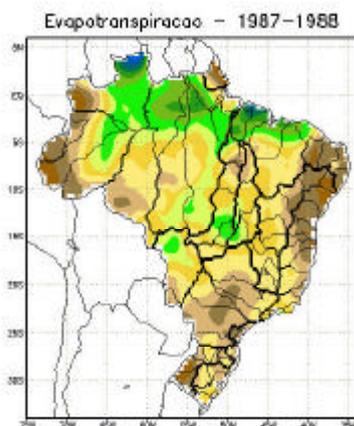


FIGURA B.35 - EVT Observada, em mm 1987-88

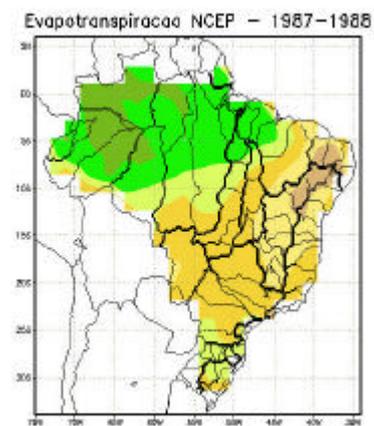


FIGURA B.36 - EVT NCEP, em mm 1987-88

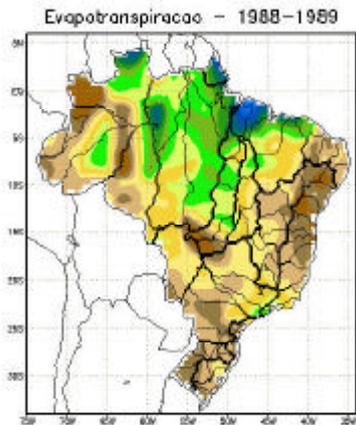


FIGURA B.37 - EVT Observada, em mm 1988-89

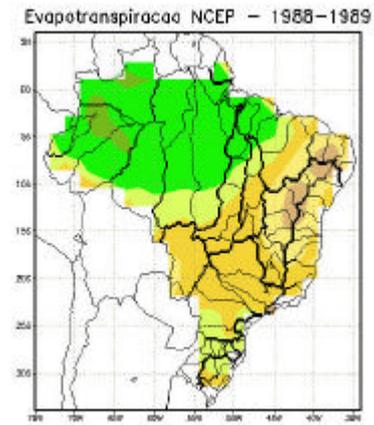


FIGURA B.38 - EVT NCEP, em mm 1988-89

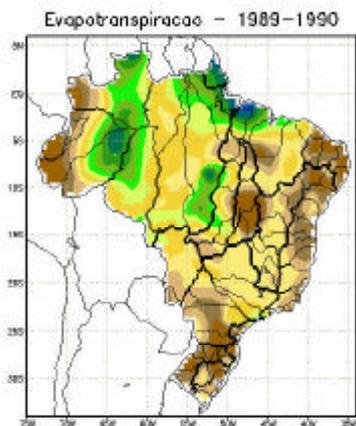


FIGURA B.39 - EVT Observada, em mm 1989-90

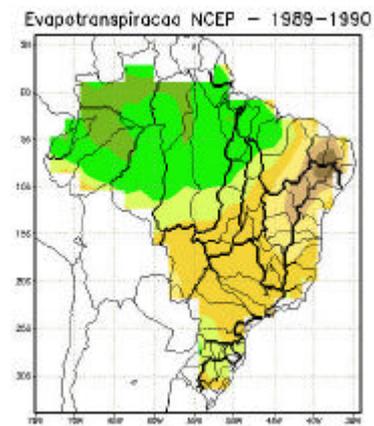


FIGURA B.40 - EVT NCEP, em mm 1989-90

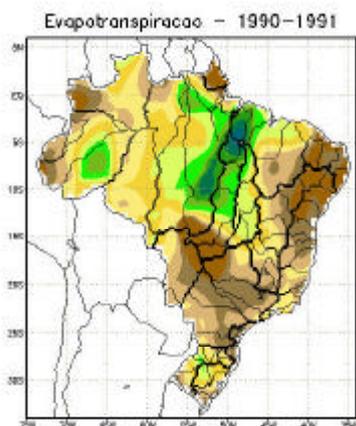


FIGURA B.41 - EVT Observada, em mm 1990-91

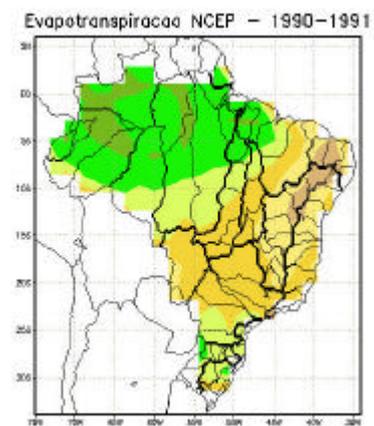


FIGURA B.42 - EVT NCEP, em mm 1990-91

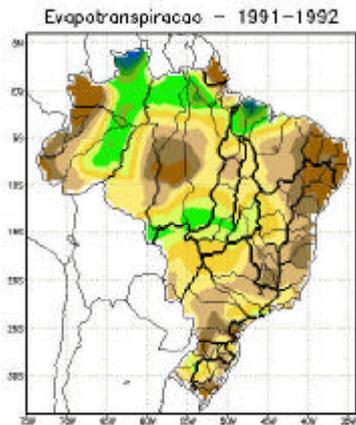


FIGURA B.43 - EVT Observada, em mm 1991-92

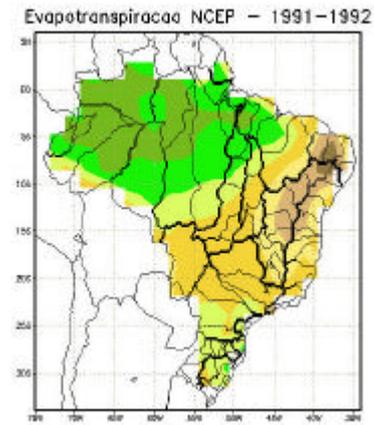


FIGURA B.44 - EVT NCEP, em mm 1991-92

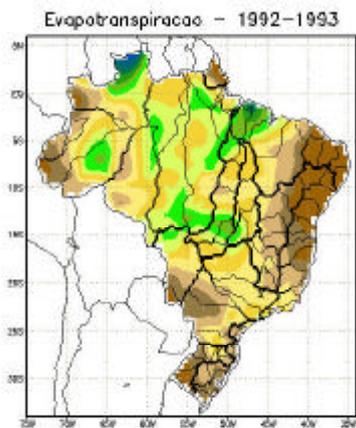


FIGURA B.4 - EVT Observada, em mm 1992-93

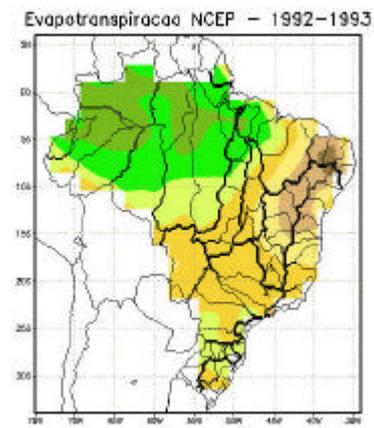


FIGURA B.5 - EVT NCEP, em mm 1992-93

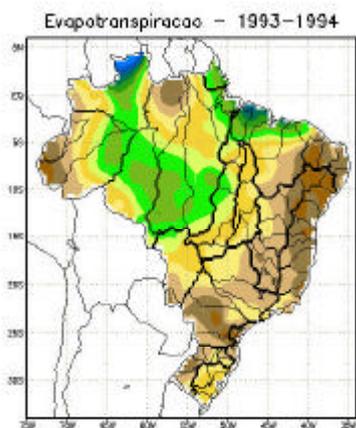


FIGURA B.6 - EVT Observada, em mm 1993-94

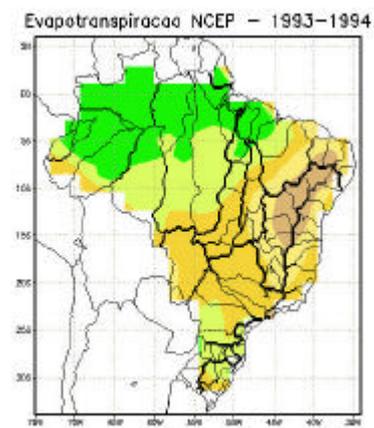


FIGURA B.7 - EVT NCEP, em mm 1993-94

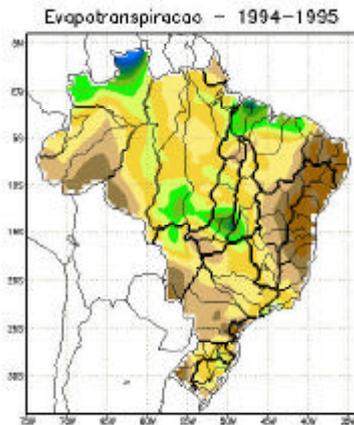


FIGURA B.8 - EVT Observada, em mm 1994-95

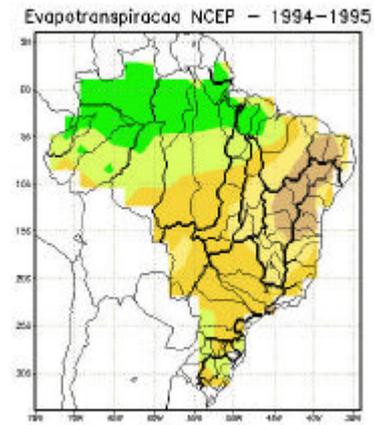


FIGURA B.9 - EVT NCEP, em mm 1994-95

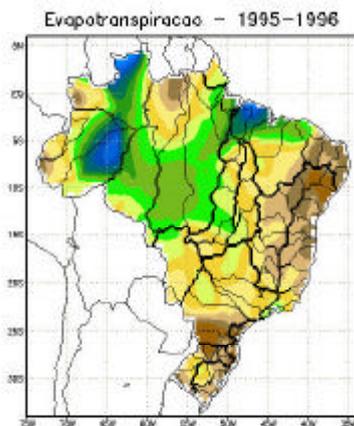


FIGURA B.10 - EVT Observada, em mm 1995-96

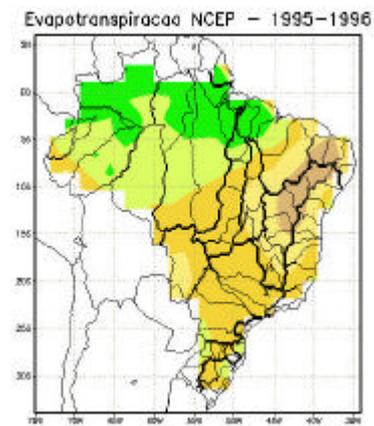


FIGURA B.11 - EVT NCEP, em mm 1995-96

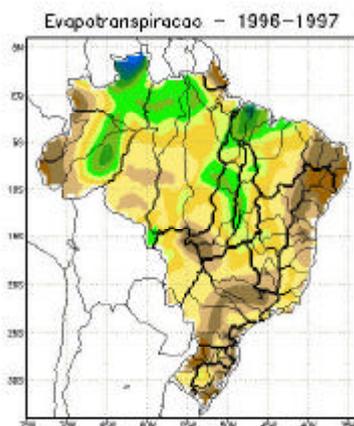


FIGURA B.54 - EVT Observada, em mm 1996-97

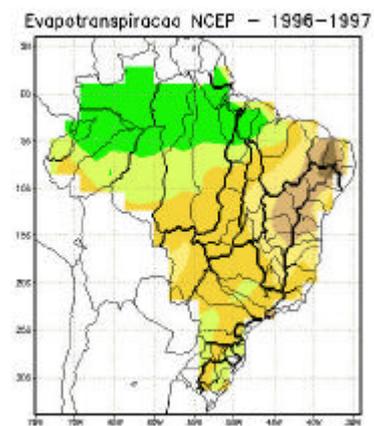


FIGURA B.54 - EVT NCEP, em mm 1996-97

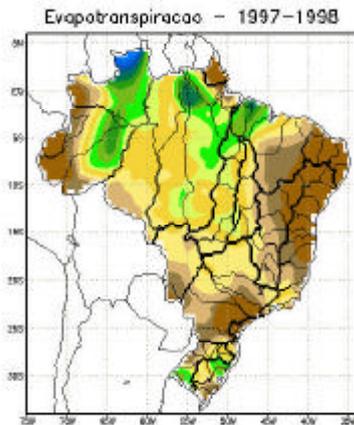


FIGURA B.55 - EVT Observada, em mm 1997-98

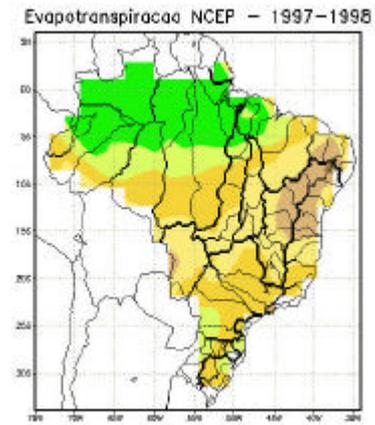


FIGURA B.56 - EVT NCEP, em mm 1997-98

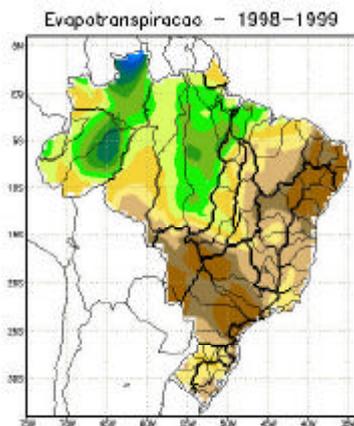


FIGURA B.57 - EVT Observada, em mm 1998-99

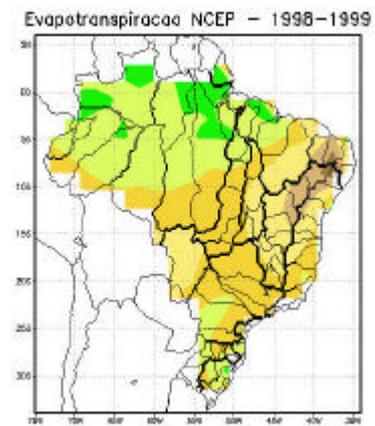


FIGURA B.58 - EVT NCEP, em mm 1998-99

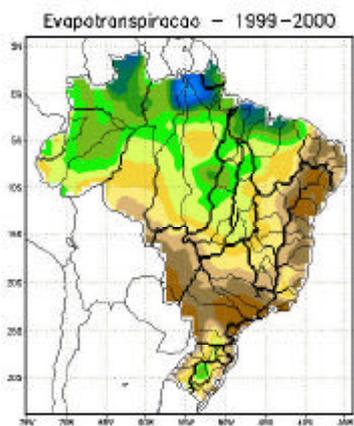


FIGURA B.59 - EVT Observada, em mm 1999-00

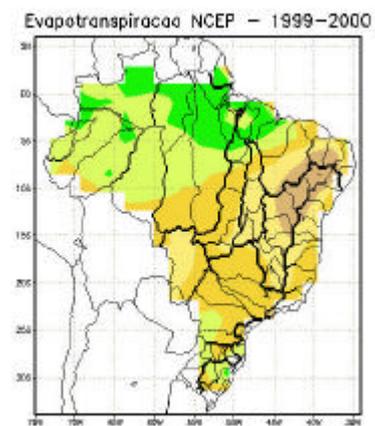


FIGURA B.60 - EVT NCEP, em mm 1999-00

APÊNDICE C

TABELA C.1 - Resposta Hidrológica anual das sub-bacias – Bacia 1 – * anos El Niño;
(*)anos El Niño acoplados (+) La Niña. Números em destaque indicam
valores iguais ou maiores do que a média geral da Bacia.

ano/bacia	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
70+	0,46	0,39	0,38	0,30	0,25	0,12	0,70	0,20	0,19	0,27
71+	0,02	0,15	0,13	0,15	0,22	0,10	0,54	0,19	0,24	0,14
72*	0,50	0,49	0,42	0,32	0,30	0,22	0,44	0,23	0,24	0,22
73+	0,61	0,66	0,45	0,22	0,41	0,27	0,55	0,28	0,27	0,34
74+	0,59	0,56	0,44	0,23	0,31	0,15	0,52	0,25	0,24	0,28
75+	0,60	0,64	0,46	0,30	0,50	0,30	0,46	0,26	0,23	0,30
76(*)	0,60	0,61	0,45	0,29	0,38	0,33	0,38	0,36	0,35	0,34
77(*)	0,62	0,61	0,48	0,35	0,35	0,37	0,39	0,42	0,31	0,30
78	0,58	0,57	0,50	0,41	0,39	0,31	0,51	0,35	0,29	0,29
79*	0,20	0,47	0,36	0,32	0,42	0,26	0,34	0,34	0,29	0,27
80	0,51	0,54	0,46	0,31	0,44	0,28	0,36	0,35	0,29	0,27
81	0,57	0,61	0,53	0,38	0,37	0,33	0,45	0,32	0,30	0,29
82*	0,51	0,64	0,51	0,36	0,37	0,35	0,17	0,37	0,30	0,20
83	0,59	0,60	0,50	0,31	0,42	0,32	0,33	0,29	0,24	0,26
84+	0,75	0,64	0,58	0,39	0,41	0,39	0,35	0,42	0,34	0,24
85	0,70	0,68	0,57	0,36	0,42	0,34	0,39	0,33	0,27	0,28
86*	0,59	0,62	0,52	0,37	0,41	0,38	0,27	0,31	0,26	0,27
87*	0,65	0,63	0,55	0,41	0,42	0,42	0,16	0,36	0,29	0,31
88+	0,60	0,68	0,57	0,45	0,54	0,41	0,31	0,39	0,35	0,27
89	0,75	0,65	0,56	0,28	0,42	0,21	0,35	0,33	0,26	0,27
90*	0,63	0,60	0,53	0,36	0,59	0,35	0,40	0,33	0,24	0,38
91(*)	0,58	0,66	0,51	0,26	0,36	0,31	0,18	0,39	0,30	0,31
92(*)	0,68	0,65	0,57	0,44	0,43	0,40	0,28	0,27	0,27	0,29
93(*)	0,68	0,65	0,59	0,42	0,40	0,26	0,49	0,28	0,30	0,31
94(*)	0,53	0,54	0,54	0,54	0,34	0,36	0,38	0,35	0,36	0,34
95+	0,57	0,53	0,40	0,09	0,40	0,14	0,52	0,24	0,27	0,33
96	0,64	0,63	0,53	0,34	0,38	0,42	0,14	0,41	0,33	0,31
97*	0,78	0,68	0,58	0,30	0,39	0,34	0,29	0,34	0,23	0,31
98	0,44	0,50	0,43	0,31	0,41	0,39	0,31	0,33	0,21	0,28
99+	0,39	0,42	0,32	0,22	0,38	0,35	0,22	0,33	0,26	0,17
media	0,56	0,58	0,48	0,33	0,39	0,31	0,37	0,32	0,28	0,28
variância	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00
interv. conf.	0,04	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,04	0,02	0,01	0,01
des.pad.	0,10	0,08	0,07	0,07	0,05	0,07	0,10	0,05	0,03	0,04
med.bacia	0,39									
var. bacia	0,02									

TABELA C.2 - Resposta Hidrológica anual das sub-bacias – Bacia 2 – * anos El Niño; (*)anos El Niño acoplados; + anos La Niña. Números em destaque indicam valores iguais ou maiores do que a média geral da Bacia.

ano/bacia	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
70+	0,28	0,18	0,27	0,28	0,17	0,19	0,13	0,28	0,22	0,14
71+	0,18	0,16	0,22	0,22	0,11	0,16	0,16	0,25	0,2	0,16
72*	0,28	0,19	0,22	0,23	0,18	0,24	0,19	0,25	0,22	0,18
73+	0,28	0,28	0,36	0,3	0,18	0,24	0,25	0,31	0,17	0,26
74+	0,22	0,16	0,24	0,33	0,24	0,21	0,2	0,33	0,36	0,2
75+	0,17	0,14	0,2	0,36	0,29	0,23	0,24	0,37	0,48	0,08
76(*)	0,22	0,19	0,22	0,33	0,35	0,3	0,33	0,4	0,43	0,25
77(*)	0,34	0,31	0,32	0,37	0,32	0,31	0,3	0,41	0,43	0,03
78	0,39	0,32	0,36	0,32	0,36	0,37	0,33	0,39	0,33	0,12
79*	0,23	0,29	0,37	0,33	0,6	0,11	0,37		0,33	0,06
80	0,3	0,32	0,39	0,36	0,58	0,2	0,4	0,25	0,36	0,14
81	0,26	0,25	0,3	0,27	0,46	0,24	0,31	0,22	0,31	0,16
82*	0,28	0,28	0,31	0,31	0,44	0,23	0,34	0,25	0,37	0,12
83	0,22	0,21	0,22	0,26	0,47	0,2	0,3	0,24	0,3	0,13
84+	0,26	0,23	0,27	0,34	0,45	0,24	0,32	0,23	0,45	0,23
85	0,26	0,27	0,28	0,36	0,24	0,23	0,21	0,27	0,41	0,28
86*	0,15	0,15	0,2	0,32	0,32	0,16	0,26	0,28	0,43	0,15
87*	0,24	0,28	0,24	0,33	0,4	0,18	0,29	0,32	0,45	0,23
88+	0,22	0,25	0,26	0,28	0,64	0,24	0,38	0,29	0,42	0,26
89	0,53	0,99	0,64	0,45	0,39	0,2	0,32	0,22	0,51	0,51
90*	0,25	0,12	0,19	0,19	0,94	0,39	0,38	0,18	0,11	0,05
91(*)	0,22	0,17	0,29	0,29	0,2	0,18	0,26	0,42	0,39	0,27
92(*)	0,13	0,2	0,25	0,2	0,19	0,02	0,25	0,35	0,26	0,14
93(*)	0,31	0,25	0,27	0,3	0,3	0,3	0,26	0,24	0,39	0,29
94(*)	0,11	0,17	0,25	0,34	0,46	0,06	0,32	0,31	0,48	0,31
95+	0,11	0,11	0,21	0,31	0,32	0,14	0,24	0,28	0,44	0,22
96	0,18	0,22	0,19	0,26	0,48	0,28	0,34	0,23	0,36	0,26
97*	0,14	0,18	0,19	0,22	0,35	0,17	0,28	0,2	0,22	0,11
98	0,2	0,27	0,27	0,28	0,55	0,17	0,31	0,25	0,34	0,15
99+	0,22	0,19	0,27	0,27	0,4	0,26	0,29	0,21	0,36	0,27
med. bacia	0,24	0,24	0,28	0,30	0,38	0,22	0,29	0,28	0,35	0,19
var. bacia	0,01	0,02	0,01	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
interv. conf.	0,02	0,03	0,02	0,02	0,05	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03
des.pad.	0,06	0,08	0,06	0,04	0,13	0,06	0,05	0,05	0,08	0,08
med. geral	0,28									
var. geral	0,01									

TABELA C.3 - Resposta Hidrológica anual das sub-bacias – Bacia 3 – * anos El Niño; (*)anos El Niño acoplados; + anos La Niña. Números em destaque indicam valores iguais ou maiores do que a média geral da Bacia.

ano/bacia	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39
70+	0,37	0,15	0,15	0,12	0,15		0,05	0,10	0,09	0,06
71+		0,14	0,10	0,10	0,12	0,01	0,03	0,02	0,02	0,08
72*	0,17	0,19	0,18	0,13	0,12	0,01	0,06	0,08	0,05	0,08
73+	0,48	0,25	0,22	0,16	0,19	0,08	0,25	0,27	0,16	0,10
74+	0,39	0,22	0,22	0,17	0,15	0,04	0,14	0,13	0,07	0,09
75+	0,60	0,09	0,21	0,18	0,14	0,01	0,07	0,08	0,04	0,04
76(*)	0,75	0,19	0,19	0,17	0,08	0,02	0,06	0,11	0,08	0,01
77(*)	0,74	0,09	0,20	0,16	0,09	0,02	0,07	0,07	0,04	0,02
78	0,54	0,11	0,14	0,13	0,11	0,01	0,03	0,04	0,02	
79*	0,51	0,13	0,19	0,15	0,14	0,04	0,09	0,11	0,05	
80	0,69	0,12	0,14	0,17	0,14	0,04	0,14	0,16	0,09	
81	0,50	0,14	0,14	0,11	0,11		0,02	0,04	0,03	0,02
82*	0,46	0,08	0,09	0,13	0,12	0,01	0,04	0,04	0,02	
83	0,66	0,13	0,15	0,15	0,11	0,04	0,12	0,07	0,01	0,14
84+	0,21	0,21	0,23	0,24	0,15		0,14	0,29	0,15	0,12
85	0,42	0,25	0,26	0,24	0,14	0,02	0,11	0,11	0,05	0,15
86*	0,72	0,17	0,19	0,18	0,09		0,04	0,04	0,02	0,06
87*	0,71	0,20	0,20	0,18	0,10	0,03	0,11	0,12	0,03	0,08
88+	0,33	0,14	0,17	0,14	0,08	0,03	0,12	0,13	0,05	0,07
89	0,31	0,24	0,14	0,24	0,16		0,02	0,03	0,01	0,05
90*		0,12	0,16	0,09	0,11	0,01	0,03	0,05	0,03	0,01
91(*)	0,90	0,17	0,12	0,11	0,08	0,01	0,05	0,05	0,02	0,01
92(*)	0,74	0,12	0,12	0,07	0,06		0,01	0,02	0,01	0,01
93(*)	0,39	0,22	0,19	0,15	0,11		0,06	0,04	0,01	
94(*)	0,59	0,21	0,21	0,18	0,10	0,01	0,07	0,07	0,03	
95+	0,54	0,16	0,18	0,14	0,08	0,02	0,07	0,09	0,05	
96	0,74	0,18	0,16	0,11	0,08		0,02	0,04	0,02	
97*		0,12	0,12	0,09	0,10		0,01	0,01	0,01	
98	0,53	0,21	0,23	0,15	0,10		0,03	0,03	0,01	
99+	0,31	0,22	0,19	0,13	0,06		0,01	0,01		
med. bacia	0,53	0,17	0,17	0,15	0,11	0,02	0,07	0,08	0,04	0,06
var. bacia	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
interv. conf.	0,05	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02
des.pad.	0,15	0,04	0,03	0,03	0,02	0,01	0,04	0,05	0,03	0,04
med. geral	0,15									
var. geral	0,02									

TABELA C.4 - Resposta Hidrológica anual das sub-bacias – Bacia 4 – * anos El Niño; (*)anos El Niño acoplados; + anos La Niña. Números em destaque indicam valores iguais ou maiores do que a média geral da Bacia.

ano/bacia	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49
70+	0,10	0,15	0,16	0,15	0,08	0,05	0,10	0,10	0,10	0,07
71+	0,41	0,30	0,24	0,19	0,10	0,06	0,09	0,09	0,03	0,04
72*	0,38	0,30	0,25	0,24	0,11	0,08	0,09	0,12	0,10	0,05
73+	0,34	0,24	0,26	0,34	0,14	0,10	0,12	0,14	0,23	0,11
74+	0,38	0,31	0,24	0,17	0,11	0,03	0,04	0,13	0,13	0,07
75+	0,29	0,20	0,15	0,12	0,07	0,03	0,05	0,21	0,13	0,03
76(*)	0,34	0,30	0,24	0,14	0,07	0,12	0,14	0,01	0,01	0,02
77(*)	0,32	0,31	0,31	0,32	0,15	0,17	0,16	0,01	0,02	0,04
78	0,38	0,41	0,36	0,37	0,24	0,20	0,17	0,01		0,01
79*	0,48	0,42	0,29	0,27	0,17	0,18	0,21	0,02		
80	0,29	0,33	0,41	0,44	0,22	0,24	0,19	0,01	0,09	0,02
81	0,53	0,40	0,36	0,31	0,15	0,19	0,17	0,01		0,02
82*	0,60	0,43	0,41	0,35	0,16	0,18	0,17	0,01		0,02
83	0,39	0,31	0,30	0,29	0,12	0,17	0,14	0,01	0,08	0,01
84+	0,47	0,44	0,34	0,21	0,13	0,17	0,16	0,02	0,38	0,04
85	0,35	0,33	0,30	0,27	0,13	0,18	0,17	0,02	0,08	0,03
86*	0,37	0,28	0,20	0,16	0,06	0,14	0,14	0,01	0,02	0,01
87*	0,28	0,26	0,25	0,25	0,10	0,16	0,16	0,02	0,05	0,01
88+	0,23	0,23	0,21	0,19	0,08	0,16	0,18	0,02	0,04	0,01
89	0,28	0,24	0,27	0,32	0,12	0,23	0,30	0,02		0,02
90*	0,44	0,38	0,29	0,21	0,10	0,15	0,14	0,02		0,02
91(*)	0,51	0,45	0,44	0,34	0,18	0,17	0,13	0,02	0,03	0,04
92(*)	0,39	0,31	0,30	0,28	0,12	0,18	0,16	0,02		0,02
93(*)	0,38	0,34	0,36	0,35	0,13	0,18	0,16	0,02	0,06	
94(*)	0,30	0,24	0,22	0,20	0,07	0,16	0,16	0,02	0,03	
95+	0,26	0,29	0,20	0,10	0,07	0,12	0,13	0,02		
96	0,46	0,37	0,25	0,14	0,08	0,12	0,16	0,01		0,01
97*	0,35	0,31	0,24	0,17	0,08	0,15	0,18	0,02		
98	0,35	0,27	0,23	0,20	0,08	0,15	0,19	0,02		
99+	0,41	0,32	0,25	0,18	0,08	0,13	0,16			
media	0,37	0,32	0,28	0,24	0,12	0,15	0,15	0,04	0,09	0,03
variância	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
interv. conf.	0,03	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01
des.pad.	0,07	0,06	0,06	0,07	0,04	0,04	0,03	0,04	0,06	0,02
med.bacia	0,19									
var. bacia	0,02									

TABELA C.5 - Resposta Hidrológica anual das sub-bacias – Bacia 5 – * anos El Niño; (*)anos El Niño acoplados; + anos La Niña. Números em destaque indicam valores iguais ou maiores do que a média geral da Bacia.

ano/bacia	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59
70+	0,05	0,05		0,07	0,19	0,31	0,16	0,27	0,15	0,31
71+				0,04	0,13	0,19	0,28	0,35	0,39	0,54
72*	0,07	0,07	0,01	0,03	0,13	0,22	0,29	0,33	0,29	0,43
73+	0,10	0,10	0,02	0,05	0,09	0,19	0,25	0,33	0,28	0,40
74+	0,08	0,08	0,04	0,09	0,20	0,21	0,29	0,32	0,31	0,40
75+	0,13	0,13	0,06	0,06	0,11	0,15	0,20	0,20	0,19	0,21
76(*)	0,07	0,07	0,02	0,03	0,19	0,18	0,27	0,32	0,24	0,35
77(*)	0,11	0,11	0,04	0,08	0,21	0,33	0,33	0,36	0,29	0,43
78	0,10	0,10	0,03	0,13	0,40	0,58	0,47	0,43	0,31	0,44
79*	0,13	0,13	0,05	0,11	0,41	0,65	0,50	0,41	0,35	0,48
80	0,10	0,10	0,02	0,13	0,43	0,86	0,47	0,38	0,27	0,37
81	0,05	0,05		0,11	0,36	0,74	0,48	0,37	0,35	0,44
82*	0,06	0,06		0,09	0,38	0,63	0,34	0,35	0,49	0,48
83	0,05	0,05		0,03	0,19	0,28	0,30	0,35	0,39	0,54
84+	0,07	0,07	0,02	0,08	0,31	0,33	0,40	0,50	0,38	0,43
85	0,06	0,06	0,02	0,07	0,19	0,23	0,30	0,30	0,23	0,24
86*	0,04	0,04			0,12	0,13	0,23	0,27	0,17	0,17
87*	0,03	0,03		0,01	0,12	0,13	0,27	0,34	0,21	0,19
88+	0,04	0,04			0,12	0,13	0,22	0,25	0,19	0,22
89	0,09	0,09	0,06	0,09	0,15	0,16	0,18	0,24	0,21	0,29
90*	0,06	0,06		0,03	0,19	0,17	0,31	0,42	0,25	0,27
91(*)	0,13	0,13	0,03	0,11	0,29	0,40	0,37	0,35	0,27	0,30
92(*)	0,05	0,05		0,06	0,21	0,34	0,28	0,31	0,22	0,24
93(*)	0,04	0,04		0,03	0,14	0,22	0,32	0,44	0,20	0,27
94(*)	0,03	0,03			0,11	0,16	0,22	0,24	0,19	0,17
95+	0,03	0,03		0,01	0,19	0,15	0,28	0,38	0,20	0,21
96	0,10	0,10	0,02	0,04	0,18	0,16	0,33	0,36	0,34	0,37
97*	0,04	0,04		0,01	0,15	0,16	0,28	0,34	0,31	0,34
98	0,06	0,06	0,01	0,02	0,13	0,14	0,23	0,26	0,31	0,30
99+	0,25	0,25	0,05	0,04	0,21	0,28	0,26	0,44	0,47	0,65
media	0,08	0,08	0,03	0,06	0,21	0,29	0,30	0,34	0,28	0,35
variância	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,06	0,00	0,01	0,00	0,02
interv.conf.	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,05	0,02	0,02	0,02	0,04
des.pad.	0,03	0,03	0,01	0,03	0,08	0,15	0,07	0,05	0,07	0,10
med.bacia	0,21									
var. bacia	0,02									

TABELA C.6 - Resposta Hidrológica anual das sub-bacias – Bacia 6 – * anos El Niño; (*)anos El Niño acoplados; + anos La Niña. Números em destaque indicam valores iguais ou maiores do que a média geral da Bacia.

ano/bacia	60,00	61,00	62,00	63,00	64,00	65,00	66,00	67,00
70+	0,24	0,17	0,09	0,13	0,31	0,63	0,12	0,03
71+	0,22	0,34	0,21	0,21	0,23	0,58	0,10	0,07
72*	0,27	0,29	0,07	0,16	0,31	0,61	0,15	0,05
73+	0,26	0,34	0,15	0,21	0,33	0,47	0,19	0,03
74+	0,26	0,37	0,18	0,27	0,34	0,49	0,19	0,13
75+	0,22	0,36	0,20	0,31	0,42	0,61	0,19	0,20
76(*)	0,29	0,36	0,15	0,33	0,35	0,50	0,24	0,25
77(*)	0,31	0,29	0,13	0,31	0,27	0,34	0,21	0,24
78,00	0,33	0,30	0,09	0,25	0,33	0,56	0,22	0,24
79*	0,49	0,44	0,15	0,35	0,32	0,50	0,30	0,09
80,00	0,44	0,38	0,25	0,42	0,36	0,44	0,29	0,05
81,00	0,42	0,47	0,16	0,38	0,46	0,68	0,22	0,26
82*	0,44	0,56	0,41	0,41	0,61	0,66	0,13	0,46
83,00	0,39	0,43	0,23	0,36	0,37	0,45	0,18	0,39
84+	0,34	0,41	0,27	0,30	0,37	0,26	0,03	0,96
85,00	0,27	0,32	0,21	0,30	0,26	0,33	0,20	
86*	0,30	0,41	0,24	0,38	0,38	0,39	0,17	0,15
87*	0,36	0,34	0,25	0,29	0,33	0,30	0,17	0,30
88+	0,35	0,29	0,19	0,33	0,42	0,53	0,26	0,29
89,00	0,34	0,30	0,16	0,36	0,51	0,81	0,13	0,30
90*	0,49	0,42	0,29	0,40	0,31	0,44	0,39	0,16
91(*)	0,30	0,34	0,14	0,33	0,43	0,57	0,13	0,30
92(*)	0,29	0,34	0,23	0,35	0,40	0,44	0,08	0,44
93(*)	0,34	0,31	0,16	0,33	0,41	0,52	0,12	0,23
94(*)	0,30	0,33	0,28	0,32	0,43	0,47	0,17	0,45
95+	0,22	0,28	0,25	0,26	0,41	0,68	0,11	0,24
96,00	0,33	0,50	0,38	0,38	0,48	0,65	0,16	0,12
97*	0,33	0,46	0,88	0,43	0,76	0,69	0,32	0,51
98,00	0,47	0,49	0,86	0,54	0,64	0,45	0,47	0,41
99+	0,38	0,52	0,65	0,47	0,56	0,41	0,44	0,52
media	0,33	0,37	0,26	0,33	0,40	0,52	0,20	0,27
variância	0,01	0,01	0,04	0,01	0,01	0,02	0,01	0,04
interv.conf.	0,02	0,02	0,05	0,02	0,03	0,04	0,03	0,05
des.pad.	0,06	0,07	0,13	0,06	0,09	0,10	0,08	0,14
med.bacia	0,34							
var. bacia	0,03							

TABELA C.7 - Resposta Hidrológica anual das sub-bacias – Bacia 7 – * anos El Niño; (*)anos El Niño acoplados; + anos La Niña. Números em destaque indicam valores iguais ou maiores do que a média geral da Bacia.

ano/bacia	70	71	72	73	74	75	76	77	79
70+	0,53	0,61	0,54	0,52	0,51	0,46	0,27	0,17	0,13
71+	0,35	0,38	0,46	0,69	0,99	0,74	0,57	0,40	0,56
72*	0,42	0,50	0,45	0,56	0,60	0,57	0,50	0,48	0,48
73+	0,42	0,46	0,25	0,37	0,33	0,38	0,32	0,25	0,40
74+	0,31	0,38	0,32	0,43	0,46	0,46	0,39	0,25	0,50
75+	0,43	0,50	0,42	0,51	0,40	0,42	0,32	0,30	0,13
76(*)	0,56	0,55	0,43	0,42	0,59	0,42	0,42	0,43	0,40
77(*)	0,34	0,37	0,21	0,27	0,34	0,28	0,20	0,15	0,20
78	0,33	0,44	0,38	0,54	0,66	0,56	0,46	0,39	0,38
79*	0,63	0,60	0,38	0,40	0,55	0,52	0,40	0,32	0,38
80	0,34	0,39	0,22	0,31	0,22	0,25	0,21	0,17	0,22
81	0,47	0,51	0,50	0,63	0,57	0,58	0,61	0,72	0,50
82*	0,60	0,56	0,54	0,75	0,91	0,75	0,43	0,13	0,33
83	0,47	0,46	0,38	0,42	0,72	0,51	0,18		0,23
84+	0,37	0,34	0,24	0,26	0,41	0,56	0,45	0,39	0,32
85	0,34	0,34	0,33	0,38	0,43	0,52	0,42	0,44	0,20
86*	0,51	0,46	0,39	0,37	0,53	0,66	0,57	0,56	0,37
87*	0,38	0,38	0,35	0,22	0,41	0,49	0,38	0,29	0,28
88+	0,47	0,52	0,51	0,51	0,59	0,53	0,25	0,01	0,01
89	0,55	0,78	0,96	0,72	0,71	0,70	0,57	0,55	0,36
90*	0,31	0,40	0,36	0,35	0,18	0,30	0,39	0,58	0,41
91(*)	0,57	0,49	0,51	0,64	0,65	0,29	0,36	0,45	0,50
92(*)	0,49	0,45	0,40	0,48	0,61	0,60	0,63	0,81	0,51
93(*)	0,46	0,47	0,46	0,53	0,61	0,64	0,42	0,30	0,15
94(*)	0,30	0,35	0,31	0,42	0,39	0,38	0,40	0,50	0,37
95+	0,52	0,53	0,48	0,68	0,37	0,20	0,28	0,48	0,26
96	0,55	0,55	0,54	0,70	0,90	0,56	0,21		0,27
97*	0,45	0,51	0,49	0,63	0,69	0,65	0,32	0,10	0,28
98	0,33	0,36	0,30	0,37	0,35	0,30	0,15	0,01	0,11
99+	0,42	0,31	0,20	0,40	0,50	0,46	0,16		
media	0,44	0,47	0,41	0,48	0,54	0,49	0,37	0,36	0,32
variância	0,01	0,01	0,02	0,02	0,04	0,02	0,02	0,04	0,02
interv.conf.	0,03	0,03	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,06	0,04
des.pad.	0,08	0,08	0,10	0,12	0,15	0,12	0,11	0,16	0,12
med.bacia	0,43								
var. bacia	0,03								

TABELA C.8 - Resposta Hidrológica anual das sub-bacias – Bacia 8 – * anos El Niño; (*)anos El Niño acoplados; + anos La Niña. Números em destaque indicam valores iguais ou maiores do que a média geral da Bacia.

ano/bacia	81	82	83	84	85	86	87
70+	0,38	0,60	0,78	0,55	0,26	0,49	0,32
71+	0,39	0,51	0,50	0,25	0,60	0,47	0,52
72*	0,40	0,69	0,71	0,55	0,46	0,46	0,47
73+	0,40	0,66	0,79	0,77	0,34	0,35	0,44
74+	0,37	0,57	0,61	0,37	0,43	0,35	0,48
75+	0,40	0,65	0,73	0,50	0,34	0,41	0,22
76(*)	0,37	0,67	0,72	0,66	0,42	0,53	0,48
77(*)	0,25	0,42	0,60	0,58	0,23	0,26	0,25
78	0,32	0,52	0,71	0,40	0,50	0,31	0,31
79*	0,32	0,54	0,85	0,43	0,35	0,47	0,45
80	0,46	0,80	0,53	0,60	0,23	0,22	0,26
81	0,36	0,65	0,73	0,43	0,50	0,59	0,50
82*	0,53	0,71	0,53	0,57	0,51	0,55	0,47
83	0,41	0,67	0,57	0,42	0,54	0,45	0,45
84+	0,33	0,49	0,40	0,51	0,45	0,33	0,38
85	0,26	0,41	0,31	0,42	0,44	0,33	0,40
86*	0,34	0,59	0,47	0,50	0,54	0,46	0,47
87*	0,34	0,52	0,37	0,41	0,33	0,40	0,27
88+	0,34	0,56	0,50	0,40	0,38	0,40	0,14
89	0,40	0,63	0,74	0,43	0,47	0,67	0,47
90*	0,34	0,48	0,52	0,43	0,21	0,29	0,33
91(*)	0,36	0,67	0,35	0,36	0,39	0,53	0,59
92(*)	0,36	0,51	0,52	0,53	0,45	0,52	0,45
93(*)	0,40	0,64	0,50	0,36	0,45	0,44	0,36
94(*)	0,50	0,73	0,39	0,39	0,33	0,29	0,37
95+	0,48	0,71	0,57	0,72	0,21	0,48	0,36
96	0,44	0,58	0,61	0,57	0,35	0,52	0,53
97*			0,51	0,39	0,53	0,36	0,53
98		0,99	0,44	0,42	0,31	0,30	0,29
99+	0,77	0,69	0,46	0,58	0,12	0,38	0,41
media	0,39	0,62	0,57	0,48	0,39	0,42	0,40
variância	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
interv. conf.	0,02	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03
des.pad.	0,06	0,09	0,12	0,09	0,10	0,09	0,09
med.bacia	0,47						
var. bacia	0,02						

APÊNDICE D

As figuras que serão apresentadas são relativas ao mapeamento de RHR anual.

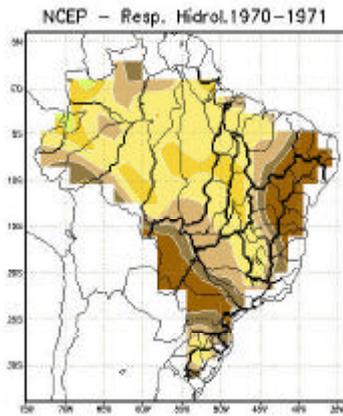


FIGURA D.1 - RHR 1970-71

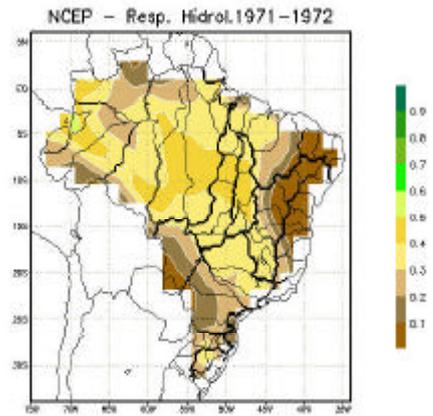


FIGURA D.2 - RHR 1971-72

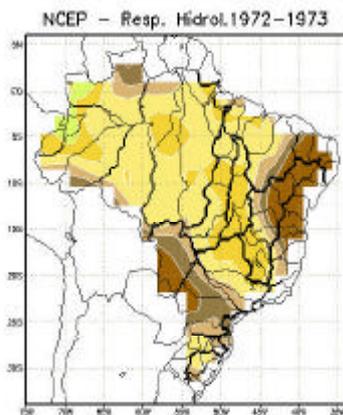


FIGURA D.3 - RHR 1972-73

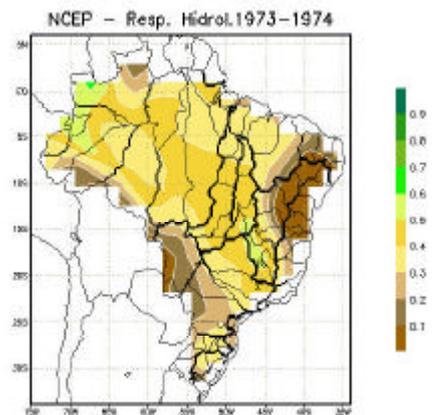


FIGURA D.4 - RHR 1973-74

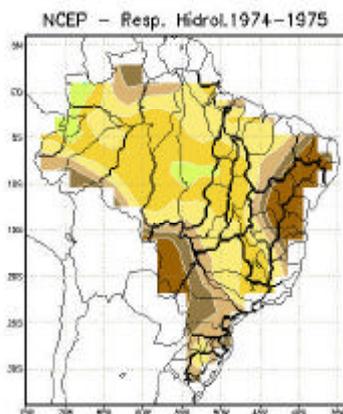


FIGURA D.5 - RHR 1974-75

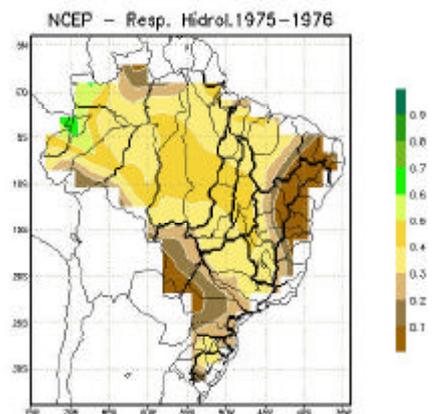


FIGURA D.6 - RHR 1975-76

NCEP - Resp. Hidrol.1976-1977

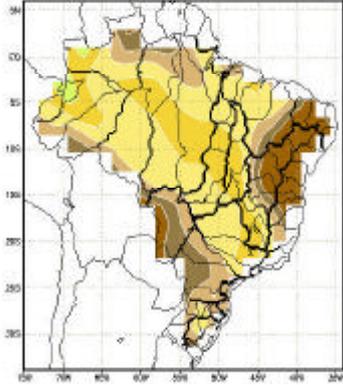


FIGURA D.712 - RHR1976-77

NCEP - Resp. Hidrol.1977-1978

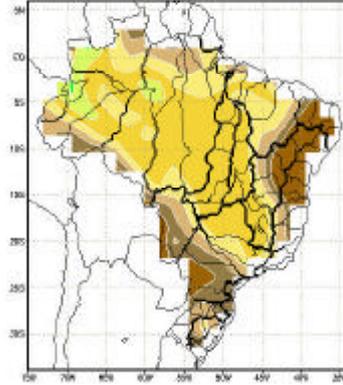


FIGURA D.8 - RHR1977-78

NCEP - Resp. Hidrol.1978-1979

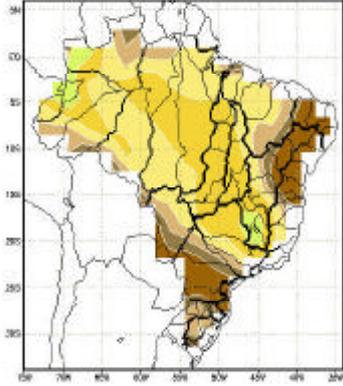


FIGURA D.9 - RHR1978-79

NCEP - Resp. Hidrol.1979-1980

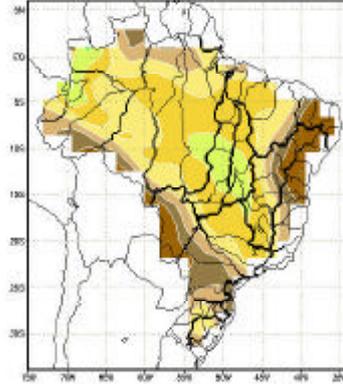


FIGURA D.10 - RHR1979-80

NCEP - Resp. Hidrol.1980-1981

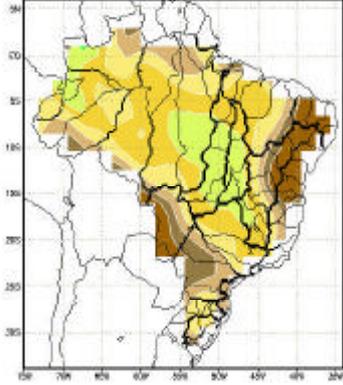


FIGURA D.11 - RHR1980-81

NCEP - Resp. Hidrol.1981-1982

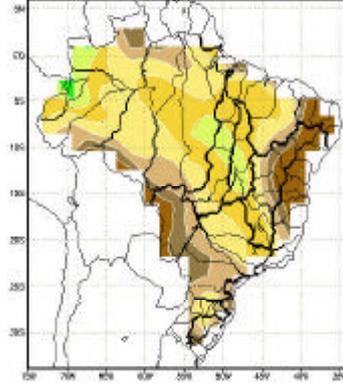


FIGURA D.1213 - RHR1981-82

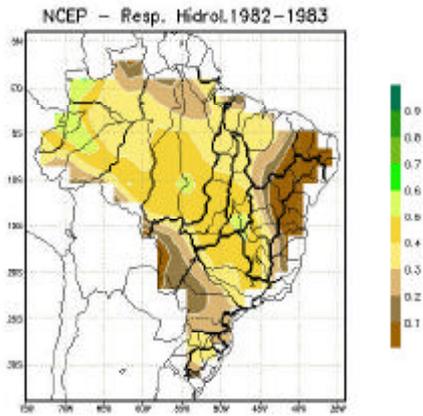


FIGURA D.13 - RHR1982-83

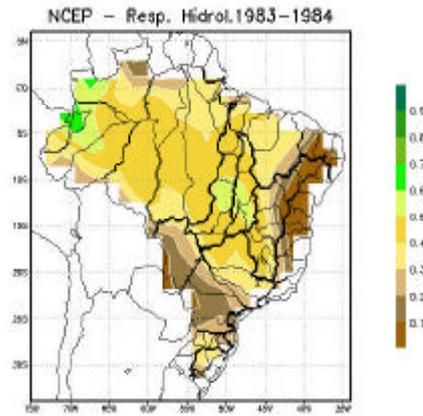


FIGURA D.14 - RHR1983-84

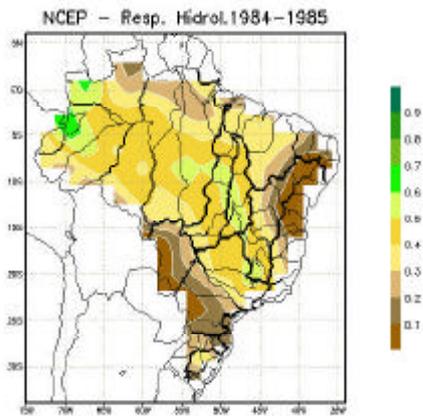


FIGURA D.15 - RHR1984-85

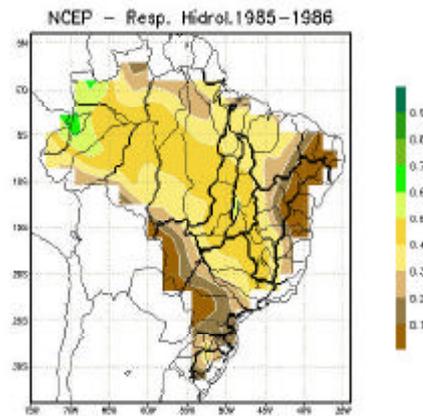


FIGURA D.16 - RHR1985-86

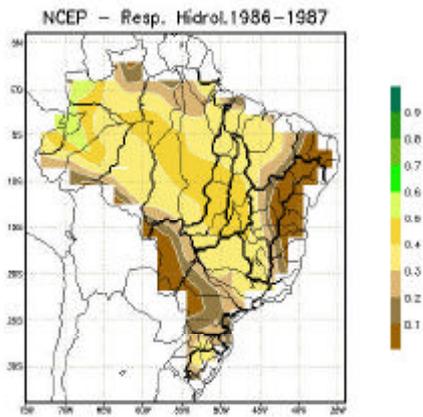


FIGURA D.17 - RHR1986-87

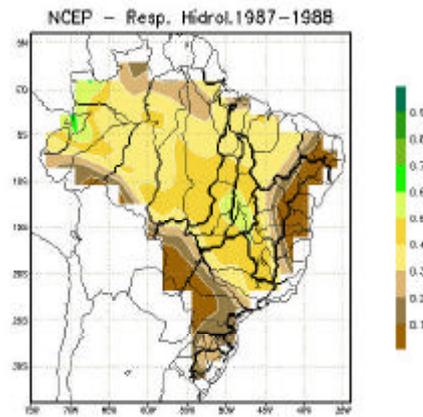


FIGURA D.18 - RHR1987-88

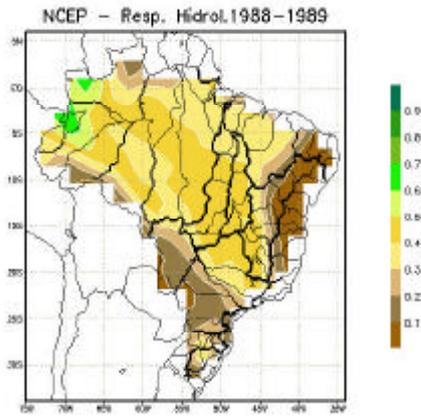


FIGURA D.19 - RHR1988-89

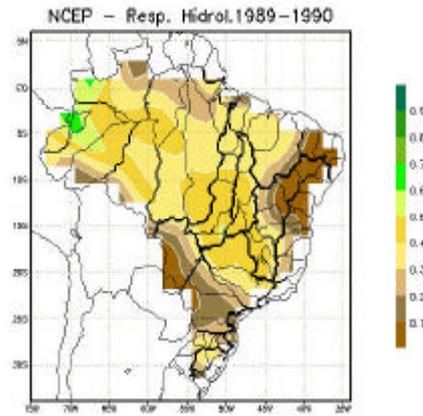


FIGURA D.20 - RHR1989-90

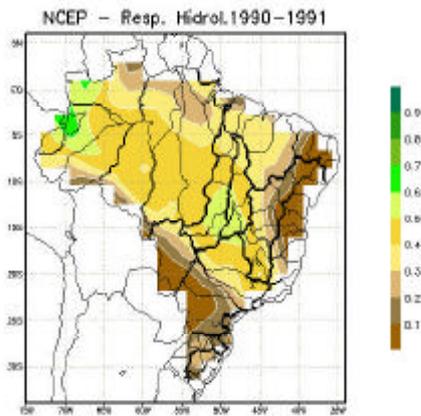


FIGURA D.21 - RHR1990-91

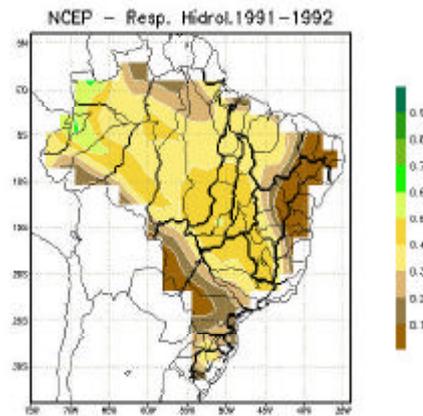


FIGURA D.22 - RHR1991-92

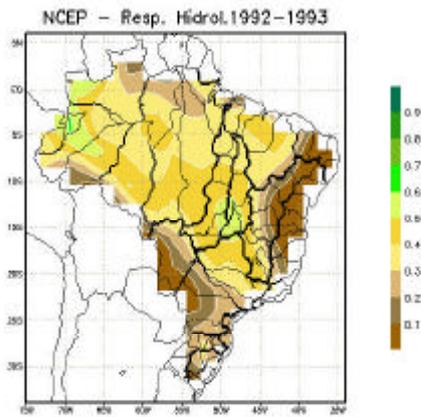


FIGURA D.23 - RHR1992-93

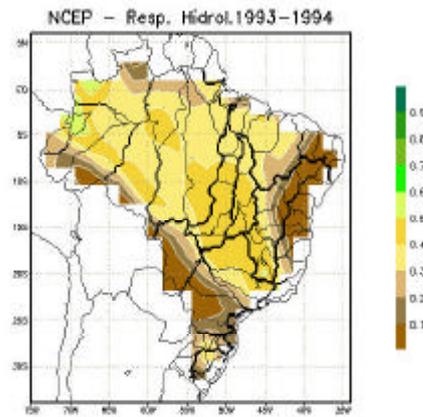


FIGURA D.24 - RHR1993-94

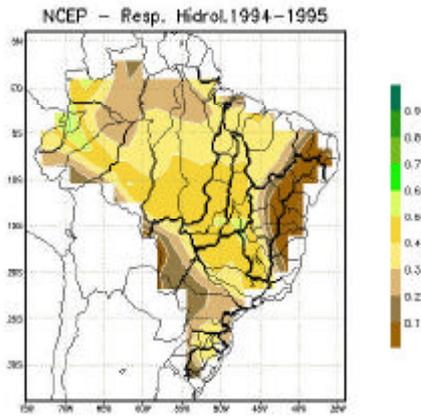


FIGURA D.25 - RHR1994-95

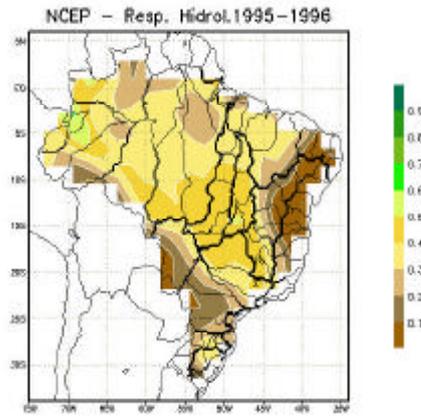


FIGURA D.26 - RHR1995-96

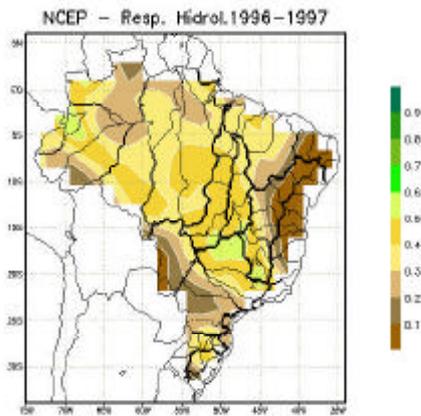


FIGURA D.27 - RHR1996-97

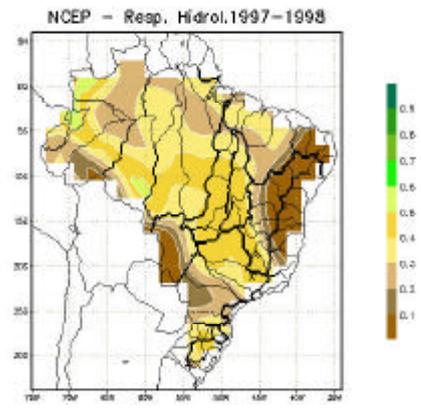


FIGURA D.28 - RHR1997-98

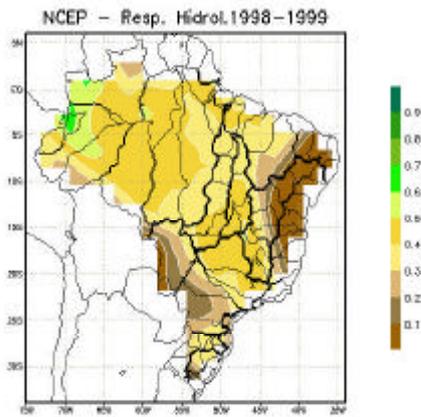


FIGURA D.29 - RHR1998-99

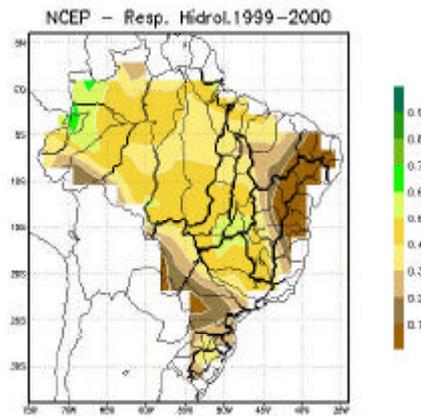


FIGURA D.30 - RHR1999-00