

UFCG

UFCG



UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE- UFCG
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS - CTRN
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS - UACA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

**CENÁRIOS DE BALANÇO HÍDRICO NO CEARÁ DECORRENTES DE
MUDANÇAS CLIMÁTICAS**

RICHELLE KEHRLE DE PAULA

Campina Grande - PB

Março 2011

UFCG/BIBLIOTECA/BC

UFCG

RICHELLE KEHRLE DE PAULA

**CENÁRIOS DE BALANÇO HÍDRICO NO CEARÁ DECORRENTES DE
MUDANÇAS CLIMÁTICAS**

**Dissertação apresentada ao Programa de
Pós-Graduação em Meteorologia da
Universidade Federal de Campina
Grande, em cumprimento às exigências
para obtenção do grau de Mestre.**

Área de concentração: Meteorologia de Meso e Grande escala

Sub-área: Climatologia

Orientador: Prof. Dr. José Ivaldo Barbosa de Brito

RICHELLE KEHRLE DE PAULA

CENÁRIOS DE BALANÇO HÍDRICO NO CEARÁ DECORRENTES DE
MUDANÇAS CLIMÁTICAS

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 15/3/2011

BANCA EXAMINADORA

Jose Ivaldo Barbosa de Brito

Prof. Dr. JOSÉIVALDO BARBOSA DE BRITO
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande

Carlos Antonio Costa dos Santos

Prof. Dr. CARLOS ANTONIO COSTA DOS SANTOS
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande

Daisy Beserra Lucena

Profa Dra. DAISY BESERRA LUCENA

Centro de Desenvolvimento Sustentável do Semiárido
Universidade Federal de Campina Grande

Dedico primeiramente a Deus, aos meus pais, Antonio de Assis e Delcia Maria, e ao meu noivo Maxwell Leonardo, pelo amor, dedicação e incentivo.

AGRADECIMENTOS

A DEUS, por tudo que conquistei na vida, por ter me dado coragem para enfrentar todos os obstáculos e pelas pessoas que me ajudaram para conseguir mais um objetivo.

Aos meus pais, pelo incentivo e força e amor que me deram durante esse período de trabalho e em toda minha vida.

Ao meu noivo, Maxwell Leonardo Dias, pelo amor, dedicação, companheirismo e compreensão.

A minha família que nos momentos difíceis e na alegria compartilhamos sempre juntos em especial a minha tia Maria do Socorro, minha prima Tayse Tamara, meu irmão Richardson e meu sobrinho João Victor que sempre estavam presentes e me ajudaram de alguma maneira nessa jornada.

Ao professor e orientador desse trabalho, JoséIVALDO Barbosa de Brito, pela dedicação, paciência, incentivo e por acreditar no meu trabalho.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq pela concessão a bolsa de estudo.

A Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas pelas facilidades disponíveis para a elaboração da Dissertação;

A Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME) pela disponibilização online os dados de precipitação do Ceará;

Aos membros da Banca Examinadora, pela predisposição em analisar este trabalho;

A todos os professores do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia pela atenção e ensinamentos ministrados.

A secretária do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Divanete Cruz Rocha Farias, pela atenção e assistência prestada durante o curso.

Aos colegas do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Everson Mariano, Madson Tavares, Maytê Coutinho, Pollyanna Kelly, Roni Valter, Samira de Azevedo, Sonaly Duarte, que me ajudaram sempre com troca de conhecimentos, com amizade e companheirismo.

A todas as pessoas que considero meus amigos e aqueles que me ajudaram de alguma maneira.

Enfim, a todos aqueles que participaram de forma direta ou indireta da elaboração deste trabalho, muito obrigada!!!

RESUMO

A presente pesquisa teve por objetivo estudar as mudanças causadas em componentes do balanço hídrico associadas aos cenários das mudanças climáticas do IPCC, cenários A2 e B2, aumento da temperatura em 3,0°C e 1,5°C respectivamente, e aumento e redução da precipitação em 20%, analisados para o estado do Ceará. Usou-se como referência as condições climatológicas atuais e analisou-se a variabilidade interanual climática durante a ocorrência de La Niña e El Niño para verificar se as tendências observadas nos cenários estavam além da flutuabilidade natural do clima. Os dados climatológicos de temperatura do ar e totais de precipitação pluvial usados neste estudo obtidos do banco de dados da UACA (Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas). Para elaboração do balanço hídrico utilizou-se o método de Thornthwaite e Mather (1957). Os resultados das projeções mostraram tendência para um clima mais seco, redução do armazenamento de água no solo e do excedente hídrico, aumento da evapotranspiração real inferior ao da evapotranspiração potencial, produzindo uma diminuição da umidade relativa na atmosfera no estado do Ceará. Além disso, pode-se observar também um aumento no índice de aridez e uma diminuição no índice efetivo de umidade, que modificou a classificação climática da região. Também foram verificadas variabilidades interanuais das componentes do balanço hídrico através das análises dessas componentes hídricas em anos de *La Niña* e *El Niño*. Os parâmetros do Balanço Hídrico apresentaram comportamento dentro do esperado para os anos de El Niño e La Niña, ou seja, ETP, ETR, Ia altos e EXC, ARM e Im, baixos para os anos de El Niño, e o contrário para os anos de La Niña.

Palavras chaves: Balanço hídrico, Ceará, cenários, El Niño, La Niña, projeções.

ABSTRACT

This research aims to study the changes caused in the water balance components associated with scenarios of climate change IPCC scenarios A2 and B2, increased temperature by 3.0 °C and 1.5 °C respectively, and reduced precipitation and increased 20%, analyzed for the state of Ceara. It was used as reference the current conditions and the climatic interannual variability during an episode of La Niña and another of El Niño. Climatological data of air temperature and total rainfall used in this study obtained from the database of UACA (Academic Department of Atmospheric Sciences). To develop the water balance, we used the method of Thornthwaite and Mather (1957). The projected results showed a trend towards drier conditions, reduced water storage in soil and water surplus, increase in actual evapotranspiration is less than the potential evaporation, producing a decrease in relative humidity in the atmosphere in the state of Ceara. Moreover, one can also observe an increase in the index of aridity index and a decrease in effective moisture, changing climatic classification of the region. Interannual variability were also found in the components of water balance through the analysis of these components in water La Niña years and El Niño. The parameters of the water balance behaved as expected for the year of El Niño and La Niña, or ETP, ETR, EXC ups and Ia, and Im ARM, low for the year of El Niño, and the opposite for the years La niña.

Keywords: Water balance, Ceará, scenarios, El niño, la niña, projections.

Sumário

LISTA DE FIGURAS.....	I
LISTA DE SIMBOLOS.....	IV
LISTA DE SIGLAS.....	V
LISTA DE TABELAS.....	VI
CAPITULO 1	1
INTRODUÇÃO.....	1
1.1 OBJETIVOS.....	3
CAPITULO 2	5
REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	5
2.1 Caracterização da área de estudo.....	5
2.2 IPCC	9
2.3. Balanço Hídrico.....	13
CAPITULO 3	18
MATERIAL E MÉTODOS.....	18
3.1 Dados.....	18
3.2 Métodos	19
3.2.1 Metodologia.....	19
3.2.2 Balanço Hídrico.....	21
3.2.3 Evapotranspiração Potencial.....	27
CAPITULO 4	28
RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	28
4.1 Precipitação	28
4.2 Temperatura.....	29
4.3 Evapotranspiração Potencial (ETP).....	30
4.4 Evapotranspiração Real (ETR).....	33
4.5 Excedente Hídrico (EXC).....	35
4.6 Armazenamento (ARM).....	38
4.7 Índice de Aridez (Ia).....	40
4.8 Índice Efetivo de Umidade (Im).....	42
4.9 Eventos de El Niño e La Niña	46
CAPITULO 5	52
CONCLUSÕES	52
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	54
ANEXO	64

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1- Médias globais do aquecimento da superfície produzidas por vários modelos. Fonte: IPCC (2007).....	10
Figura 2.2 Comparação das mudanças observadas de escala continental e global na temperatura da superfície com resultados simulados por modelos climáticos, usando-se forçamentos naturais e antrópicos. IPCC (2007).....	11
Figura 3.1 - Distribuição espacial das estações Meteorológicas do estado do Ceará.....	18
Figura 3.2 - Mesorregiões Geográficas do estado do Ceará.....	20
Figura 4.1 – (a) Distribuição anual da precipitação no estado do Ceará, (b) Projeção para cenário com redução da precipitação em 20%, (c) Projeção para cenário com aumento da precipitação em 20%.....	29
Figura 4.2 – (a) distribuição espacial observada da temperatura do ar para o Estado do Ceará (b) Distribuição espacial da temperatura projetada pelo modelo Eta-HADCM produzidas pelo PNUD-CPTEC para 2011-2040.....	30
Figura 4.3 – Distribuição espacial da evapotranspiração potencial: (a) Observada para o período de 1965 2006; (b) Estimada usando informações das projeções de temperatura do ar e precipitação do modelo Eta-HADCM produzidas pelo PNUD-CPTEC para 2011-2040; (c) Diferença entre evapotranspiração observada e evapotranspiração com aumento da temperatura em 1,5°C; (d) Diferença entre evapotranspiração observada e evapotranspiração com aumento da temperatura em 3,0°C.....	32
Figura 4.4 - Distribuição espacial da evapotranspiração real (ETR): (a) Média Climatológica observada no período de 1965 a 2006; (b) Diferença entre ETR com aumento da temperatura em 1,5°C e aumento na precipitação em 20% e ETR observada; (c) Diferença entre ETR com aumento da temperatura em 1,5°C e redução na precipitação em 20% e ETR observada; (d) Diferença entre ETR com aumento da temperatura em 3,0°C e aumento na precipitação em 20% e ETR observada; (e) Diferença entre ETR com aumento da temperatura em 3,0°C e redução na precipitação em 20% e ETR observada.....	34
Figura 4.5- Distribuição espacial da Excedente Hídrico: (a) Média climatológica observada para o período de 1965 a 2006; (b) Diferença entre EXC com aumento da temperatura em 1,5°C e aumento na precipitação em 20% e EXC observado; (c) Diferença entre EXC com aumento da temperatura em 1,5°C e redução na precipitação	

em 20% e EXC observado; (d) Diferença entre EXC com aumento da temperatura em 3,0°C e aumento na precipitação em 20% e EXC observado; (e) Diferença entre EXC com aumento da temperatura em 3,0°C e redução na precipitação em 20% e EXC observado.....	37
Figura 4.6 - Distribuições espacial do Armazenamento de água no solo: (a) Médio climatológico observado para o período de 1965 a 2006; (b) Diferença entre ARM cenário com aumento da temperatura em 1,5°C e aumento na precipitação em 20% e ARM observado; (c) Diferença entre ARM cenário com aumento da temperatura em 1,5°C e redução na precipitação em 20% e ARM observado; (d) Diferença entre ARM cenário com aumento da temperatura em 3,0°C e aumento na precipitação em 20% e ARM observado; (e) Diferença entre ARM cenário com aumento da temperatura em 3,0°C e redução na precipitação em 20% e ARM observado.....	39
Figura 4.7 - Distribuição espacial do Índice de Aridez (IA): (a) Médio climatológico observado para o período de 1965 a 2006; (b) Diferença entre IA cenário com aumento da temperatura em 1,5°C e aumento na precipitação em 20% e IA observado; (c) Diferença entre IA cenário com aumento da temperatura em 1,5°C e redução na precipitação em 20% e IA observado; (d) Diferença entre IA cenário com aumento da temperatura em 3,0°C e aumento na precipitação em 20% e IA observado; (e) Diferença entre IA cenário com aumento da temperatura em 3,0°C e redução na precipitação em 20% e IA observado.....	41
Figura 4.8 - Distribuição espacial do Índice efetivo de umidade (Im): (a) Médio climatológico observado para o período de 1965 a 2006; (b) Im cenário com aumento da temperatura em 1,5°C e aumento na precipitação em 20%; (c) Im cenário com aumento da temperatura em 1,5°C e redução na precipitação em 20%; (d) Im cenário com aumento da temperatura em 3,0°C e aumento na precipitação em 20%; (e) Im cenário com aumento da temperatura em 3,0°C e redução na precipitação em 20% (f) Im cenário projetado do modelo Eta-HADCM produzidas pelo PNUD-CPTEC para 2011-2040.....	44
Figura 4.9 – Distribuição espacial da (a) Evpotranspiração Potencial para anos de El Niño (b) ETP para anos de La nina.....	49
Figura 4.10 - Distribuição espacial da (a) Evpotranspiração Real para anos de El Niño (b) ETr para anos de La nina.....	49
Figura 4.11 - Distribuição espacial do (a) Excedente Hídrico para El Niño (b) EXC para La Niña.....	50

Figura 4.12 - Distribuição espacial do (a) Armazenamento de água no solo para El Niño (b) ARM para La Niña.....	50
Figura 4.13 - Distribuição espacial do (a) índice de Aridez para El Niño (b) índice de aridez para La Niña.....	51
Figura 4.14 - Distribuição espacial do (a) Índice efetivo de umidade para El Niño (b) Im para La Niña.....	51

LISTA DE SÍMBOLOS E SIGLAS**SÍMBOLOS**

A2 - altas emissões;

ARM - armazenamento d'água (mm/mês);

B2 - baixas emissões;

CAD - capacidade de água disponível (mm);

cc - Quantidade de água no solo na capacidade de campo;

cprofs - Comprimento de profundidade do solo em mm;

DEF - deficiência d'água (mm/mês);

Es - Escoamento superficial (mm/tempo);

ETP - evapotranspiração potencial (mm/mês);

ETR - evapotranspiração real (mm/mês);

EXC - excesso d'água (mm/mês);

Ia - índice de aridez (%);

IM - índice de umidade efetiva (%);

Iu - índice de umidade (%);

P - precipitação pluviométrica (mm/mês);

Pe - Percolação (mm/tempo);

PRE- precipitações (mm);

PMP- Ponto de Murcha Permanente;

T - temperatura média do ar (°C);

TE - índice de eficiência térmica (%);

ΔA_s - Variação de umidade do solo (mm).

SIGLAS

ANEEL - Agência Nacional De Energia Elétrica;

CCM- Complexos convectivos de mesoescala;

CPTEC- Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos;

ENOS – El niño e Oscilação Sul;

FUNCEME – Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos;

INMET - Instituto Nacional de Meteorologia;

INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais;

GEE - Gases de Efeito Estufa;

IPCC - *Intergovernmental Panel on Climate Change*;

NEB – Nordeste Brasileiro;

NCEP - *National Centers for Environmental Prediction*;

NCAR - *The National Center for Atmospheric Research*;

OMJ – Oscilações de Madden Julian;

OMM - Organização Meteorológica Mundial;

ONU- Organização das Nações Unidas;

PNUD- Programa das Nações Unidas para o Desenvolvimento;

TAR- Third Assessment Report;

TSM- Temperatura da superfície do Mar;

UNEP - Programa das Nações Unidas para Meio Ambiente;

VCAN- Vórtices ciclônicos de Altos Níveis;

ZCAS- Zona de Convergência do Atlântico Sul;

ZCIT- Zona de Convergência Intetropical.

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 - Balanço Hídrico para a região Nordeste, para os períodos de 1961 a 1990 utilizando dados das normais Climatológicas e para os períodos de 2011 a 2100 para modelos analisados para o cenário A2.....	15
Tabela 2.2 - Balanço Hídrico para a região da Nordeste, para os períodos de 1961 a 1990 utilizando os dados das Normais Climatológicas e para os períodos de 2011 a 2100 para os modelos analisados para o cenário B2.....	16
Tabela 3.1 – Classificação Climática com base no Índice Efetivo de Umidade (IM).....	26
Tabela 3.2 – Classificação do Índice de Aridez (Ia) segundo Ometto.....	27

CAPITULO 1

INTRODUÇÃO

Atualmente, buscar meios para diminuir as consequências do aquecimento global, analisar a variabilidade da precipitação e estudar a climatologia de uma determinada região é uma medida de grande importância, visto que é necessário conhecer em detalhes o clima e suas modificações para produzir previsões e projeções que possam ajudar na prevenção de problemas sejam eles atuais ou futuros. Em região semi-árida como o Nordeste do Brasil (NEB) o monitoramento da precipitação, principalmente, durante o período chuvoso é muito importante para tomada de decisões que tragam benefício para população, como por exemplo, no controle de secas e enchentes.

As chuvas no semiárido da região Nordeste apresentam enorme variabilidade espacial e temporal. Anos de secas e chuvas abundantes se alternam de forma quase aleatórias. Há registros de grandes secas desde os séculos XVII e XIX, como as de 1710-11, 1723-27, 1736-57, 1744-45, 1777-78, 1808-09, 1824-25, 1835-37, 1844-45, 1877-79 (CUNHA, 1966). Ressalta-se que as magnitudes destas secas não são conhecidas uma vez que observações de precipitação para o NEB como um todo iniciou-se em 1910. Durante o século XX foram observadas secas nos anos de 1915, 1919, 1933, 1936, 1941-43 1951-53, 1958-59, 1970, 1982-83, 1992-93 e 1997-98 (LEITÃO, 2005). A primeira seca do século XXI foi a do ano de 2010.

No NEB, as atividades agrícolas, o uso dos recursos hídricos para atividades industriais e serviços e a demanda para o consumo urbano, em geral, quase que em sua totalidade, são baseadas na precipitação. O regime pluviométrico de uma determinada região mantém uma forte relação com as condições hídricas do solo, e como a precipitação no NEB apresenta regime pluviométrico bastante irregular, a ocorrência de chuvas, por si, não garante que as culturas de subsistência sejam bem sucedidas. No semiárido é frequente a ocorrência de períodos secos durante a estação chuvosa que, dependendo da intensidade e duração, provocam fortes danos nas culturas de subsistência.

De acordo com Camargo (1971), para saber se uma região apresenta deficiência ou excesso de água durante o ano, é indispensável comparar dois elementos opostos do balanço hídrico: (1) a precipitação que fornece a umidade para o solo e (2) a evapotranspiração que consome a umidade do solo. Segundo Pereira *et al.*, (2002), a disponibilidade hídrica

climática pode ser quantificada pelo balanço hídrico climatológico, no qual fica evidenciada a flutuação temporal de períodos com excedente e com deficiência, permitindo, dessa forma, o planejamento das atividades agrícolas e a quantificação de irrigação.

Na América Latina, tem-se observado uma grande variedade de alterações no clima, que podem ser resultantes não só da variabilidade climática natural como também da interferência humana no sistema. Notam-se também, variações principalmente no ciclo hidrológico e na temperatura média (IPCC, 2007). Pesquisadores como Hooper *et al.*, (2005) afirmam que fatores antrópicos, tais como: desflorestamento e mau uso dos ecossistemas, podem modificar o clima de uma região. Esses fatores alteram o clima regional contribuindo para as alterações no sistema global.

O Relatório do Clima do Brasil, produzido recentemente pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), tem analisado as projeções de mudanças de clima no Brasil, e no Nordeste, para o período de 2011 até 2100, ou seja, quase todo século XXI. Este relatório tem usado modelos regionais de até 50 km de resolução alinhados no modelo global de HadAM3 do Centro Climático do Reino Unido (*Hadley Centre*). Segundo este relatório do INPE, estes seriam os possíveis impactos da mudança de clima, considerando os cenários otimistas e pessimistas propostos pelo Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas (IPCC):

No cenário climático pessimista, as temperaturas aumentariam de 2 °C a 4 °C e as chuvas de reduziriam entre 15-20% no Nordeste até o final do século XXI. No cenário otimista, o aquecimento seria entre 1-3 °C e a chuva ficariam entre 10-15% menor que no presente.

Os estados do Nordeste Setentrional (Paraíba, Ceará, Pernambuco e Rio Grande do Norte) estão entre os estados nordestinos que apresentam grande variabilidade interanual da precipitação pluvial e, conseqüentemente do clima, pois, nas áreas tropicais a precipitação é a principal variável na determinação do clima. As chuvas no Nordeste Setentrional são produzidas, principalmente, pela Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), vórtices ciclônicos da alta troposfera, ondas de leste e ocasionalmente por sistemas frontais austrais, e são modulados por eventos tipo El Niño/La Niña; padrões de dipolo das águas superficiais do Atlântico Tropical e Oscilações de Madden e Julian (OMJ). (SOARES e BRITO, 2006). Estes sistemas produzem flutuações intensas no clima que são capazes de influir na atividade agrícola, no armazenamento de água nos reservatórios apropriados e na dinâmica da vegetação regional.

Outra variável importante na determinação e monitoramento do clima é a temperatura, principalmente devido a sua relação com a evapotranspiração, pois, uma variação de 1% na temperatura do ar poderá produzir uma variação de 20% na pressão de vapor à saturação, que por sua vez, é uma variável chave na determinação da evapotranspiração. Além disso, a evapotranspiração potencial e a precipitação são as principais variáveis de entrada na elaboração de um balanço hídrico climático.

Outro ponto a ser analisado é que em áreas de ecossistemas frágeis e vulneráveis, tais como o semiárido brasileiro, as mudanças climáticas antrópicas mais drásticas poderão ocorrer através da soma das ações produzidas pelos GEE (Gases de Efeito Estufa) bem com o mau uso e desflorestamento dos ecossistemas locais (SANTOS e BRITO, 2007). É importante ressaltar que além das possíveis mudanças climáticas antrópicas as regiões semiárida também estão sujeitas as mudanças naturais do clima.

Diante do exposto a finalidade prática deste trabalho é estimar os impactos de cenários de mudanças climáticas propostos nas componentes do balanço hídrico (evapotranspiração potencial e real, umidade do solo, excedente hídrico, índice de aridez e índice de umidade efetiva) do Estado do Ceará.

1.1 OBJETIVOS

Geral

Avaliar os impactos nas componentes do balanço hídrico climático no estado do Ceará de acordo com projeções de aumento da temperatura do ar e do aumento e redução da precipitação total anual.

Específicos

- Estudar mudanças na evapotranspiração potencial e real do Ceará tendo como dados de entrada as projeções de aumento da temperatura do ar em 1,5°C e 3,0°C e aumento e redução da precipitação anual em 20%, e temperatura do ar e precipitação medias mensais conforme as projeções do IPCC para o período de 2011 a 2040;
- Investigar possíveis influências das projeções de temperatura do ar em 1,5°C e 3,0°C e aumento e redução da precipitação anual em 20%, e temperatura do ar e precipitação

medias mensais conforme as projeções do IPCC para o período de 2011 a 2040 na umidade do solo e no escoamento superficial e sub – superficial na região em estudo;

- Construir cenários dos índices de aridez e de umidade efetiva para o Ceará conforme as projeções de temperatura do ar e da precipitação;
- Verificar a variabilidade interanual das componentes do balanço hídrico no Ceará para anos de eventos La Niña e El Niño.

CAPITULO 2

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Caracterização da área de estudo

O Estado do Ceará que cobre uma área de 146.348 km² está situado na região Nordeste do Brasil. É formado por cinco unidades geomorfológicas com altitudes que vão de 0 (zero) a 1000 m, a saber: **Pediaplano** - ocupa a maior porção do território Cearense, constituindo-se de um amplo planalto onde as altitudes são de 400-500m. **Serras** - localizam-se ao norte do Ceará (Baturité, Uburetama, Mamaguape, Meruoca) erguendo-se a partir dos pediplanos. **Chapadas** - tratam-se de elevações tabulares, as quais ocupam uma grande extensão territorial e, delimitando naturalmente o estado. Três chapadas destacam-se: Apodi (mais baixa, divisa com Rio Grande do Norte), Ibiapaba (limite entre Ceará e Piauí) e Araripe (ao sul, fronteira com Pernambuco). **Tabuleiros Litorâneos** - estendem-se ao longo das praias com altitudes que não ultrapassam 100 metros. E por fim, **Planícies Aluviais** - também são chamadas de várzeas tendo suas terras inundadas durante as cheias. Estão situadas próximo dos cursos dos rios Jaguaribe, Acaraí e outros.

Aproximadamente 130.000 km² do território cearense é ocupado pela caatinga, a qual recobre todo o sertão. Esse tipo de vegetação encontra-se bastante modificado pela ação do homem, que o substituiu por plantações de algodão ou o transformou em pastagem, eliminando o estrato arbóreo ou arbustivo. No Ceará duas variedades podem ser observadas: Caatinga Hipoxerófila: típica das regiões de clima menos rigoroso, como baixada litorânea e sopé da Ibiapaba com espécies de maior porte e densidade ocupando 28.734,8 km² do estado. Caatinga Hiperxerófila: característica das regiões mais áridas, tratando-se, portanto de uma vegetação rala e baixa com exemplares espinhosos (jurema, catingueira, marmeleiro, favela, pau-branco etc) e cactáceos (xique-xique, mandacaru etc) são tomados por esta variedade. Além destas tipologias existem ainda compondo as paisagens cearenses os cerrados e os carnaubais.

Algumas elevações naturais presentes no estado formam divisores de águas entre os rios locais que recebem águas pluviais, não dispondo de outras fontes perenes, o que os torna rios temporários reforçados pelo curto período chuvoso. Durante o inverno, as chuvas são mais freqüentes preenchendo os cursos, passado este período, o escoamento diminui

permanecendo somente os rios cujos leitos são porosos e arenosos, ou àqueles com lençol freático próximo da superfície (SAMPAIO,1997).

Cerca de 95% do território é dominado pelo clima semiárido quente. Segundo a classificação de Köppen predomina no estado o clima semiárido quente (Bsh) com variações de temperaturas nas diferentes regiões do estado, litoral (27°C), Serras (22°C) e Sertão (33°C durante o dia e 23°C a noite). As chuvas, por sua vez, são reduzidas e escassas diferindo da mesma forma, de região para região. Em muitas localidades o índice pluviométrico registrado fica abaixo dos 1.000mm/ano e em algumas é inferior a 600mm/ano (bacia do rio Caxitoré e na região dos Inhamuns). Em outras, como no vale do Cariri, Serra de Uruburetama e Baturité e chapada do Ibiapaba as chuvas ocorrem em maior quantidade, e em alguns pontos os índices são superiores a 1.000mm/ano. Nestas serras e chapadas as chuvas são mais regulares e com período mais longo, tornando as temperaturas nestas áreas mais amenas (GARJULLI *et al.*, 2002).

A grande variabilidade anual da precipitação causa problemas de seca de diferentes intensidades no Estado do Ceará. A seca é um fenômeno climático que ocorre em uma região quando a precipitação, para determinado período de tempo, apresenta valores muito abaixo da normal climatológica. Embora não exista uma definição universal para a seca, esse fenômeno está sempre associado à deficiência hídrica, podendo ser avaliada em termos de sua duração, intensidade e variação espacial (BARRA *et al.*, 2002). Segundo McNab e Karl (1991) a dificuldade de se apresentar uma definição geral para seca deve-se à necessidade de especificar os componentes do ciclo hidrológico afetados pela deficiência hídrica e o período de tempo a ela associado. Várias definições têm sido propostas para caracterizar a severidade, a duração e a variação espacial desse fenômeno, justificando os diferentes enfoques utilizados na análise; meteorológico, hidrológico, agrícola ou socioeconômico.

As condições climáticas no Ceará são influenciadas pela conjugação de diferentes sistemas de circulação atmosférica que tornam complexa sua climatologia. Salienta-se, ainda, a existência de fatores geográficos e outros que atuam sobre as condições climatológicas em interação com os sistemas globais e regionais de circulação atmosférica, tais como: latitude, influências orográficas, forte insolação, elevadas taxas de evaporação e, principalmente, a marcante irregularidade das chuvas no tempo e no espaço (ROUCOU *et al.*, 1996).

A distribuição espacial das chuvas na região nordeste possui grande diversidade climática e torna-se complexa em função dos diversos sistemas de circulação atmosférica atuantes. A ZCIT (Zona de Convergência Intertropical) destaca-se por ter influência direta

modulando a distribuição sazonal de precipitação pluviométrica sobre o Atlântico Equatorial, parte do norte do Nordeste brasileiro (NOBRE e SHUCKLA, 1996) atua no verão e início do outono (UVO, 1989).

Diferentes sistemas meteorológicos, entretanto, afetam de forma significativa a intensidade e distribuição das chuvas no Nordeste. Os vórtices ciclônicos de altos níveis (VCAN) são sistemas que influenciam todo o Nordeste, atuando no final da primavera, verão e início do outono. Estão associados com volumes de chuva substanciais registrados principalmente no mês de janeiro caracterizado como o período de maior ocorrência destes sistemas (KOUSKY e GAN, 1981). A zona de convergência do Atlântico Sul (ZCAS) influencia o clima no oeste e sul do Nordeste, durante o verão, associada à incursão de sistemas frontais austrais (SATYAMURTY *et al.*, 1998). Outro sistema de grande escala que influencia as condições atmosféricas da região são os distúrbios de leste (ESPINOZA, 1996), principais responsáveis pela precipitação na estação chuvosa do leste do Nordeste, no outono e inverno do hemisfério sul. Assim como os sistemas de grande escala, merecem destaque o Anticiclone do Atlântico Sul, a convecção na Amazônia e o ramo subsidente da ZCIT por serem responsáveis por movimentos de subsidência na região nordeste e pela grande incidência de inversões térmicas que inibem o desenvolvimento de sistemas precipitantes (CORREIA *et al.*, 2006; SILVA ARAGÃO *et al.*, 2000; GANDU e SILVA DIAS, 1998).

Outros fenômenos que podem influenciar também na distribuição das chuvas na região são o El Niño (OLIVEIRA, 1999; MENEZES *et al.*, 2003B), os Complexos Convectivos de Mesoescala, a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e banda de nuvens associadas a frentes frias. Tais fenômenos contribuem para modular a distribuição temporal da pluviometria sobre a Região, ocasionando períodos de estiagem intercalados por ocorrências de precipitações mais abundantes.

O regime de chuvas no Ceará, como em praticamente todo o Nordeste brasileiro, é altamente concentrado na estação chuvosa: cerca de 90% dos totais pluviométricos ocorrem em apenas seis meses. A propósito, a FUNCEME (Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos) dividiu o território Cearense em oito regiões pluviometricamente homogênea (FUNCEME, 2011). Observou-se que em quase todas as oito regiões o período climatologicamente mais chuvoso é de fevereiro a maio, a exceção foi a região do Cariri, cujo período mais chuvoso é de janeiro a abril. Os totais climatológicos de precipitação observado em cada região durante toda quadra chuvosa foram os seguintes: (1) Cariri 636 mm; (2) Sertão Central e Inhamuns 519 mm; (3) Jaguaribana 599 mm; Maciço de Baturité 700 mm;

Litoral Percém 702 mm; Ibiapaba 765 mm; Litoral Norte 790 mm; Litoral Fortaleza 825 mm (FUNCEME, 2011).

A temperatura da superfície do mar (TSM) é muito importante nos trópicos, porque a atmosfera é sensível às condições da superfície oceânica e continental, que influenciam fortemente a variabilidade do clima. Por exemplo, foi mostrado que as chuvas sobre o norte da Amazônia e sobre o Nordeste (nordeste da América do Sul tropical) mudam significativamente, dependendo da fase do El Niño e o Oscilação Sul (ENOS), (KOUSKY *et al.*, 1984; ROPELEWSKI & HALPERT, 1987). No Pacífico Tropical a presença de eventos quentes (frios) denominados de El Niño (La Niña), anomalias positivas (negativas) a TSM, causa fenômenos climáticos diferenciados em várias áreas do Nordeste (PHILANDER, 1991).

O ENOS pode ser definido como um fenômeno associado ao sistema oceano-atmosfera no Oceano Pacífico, o que provoca importantes conseqüências para o clima em todo o globo (ANEEL, 1999), o ENOS (a junção do El Niño com a Oscilação Sul) e o Dipolo do Atlântico Tropical afetam diretamente o posicionamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) que por sua vez influencia na distribuição das chuvas sobre o Nordeste. No entanto, embora a variabilidade interanual das TSM's e ventos sobre o Atlântico Tropical sejam significativamente menores do que as observadas no Pacífico Equatorial, essas variáveis afetam substancialmente a variabilidade climática sobre a América do Sul, em especial a Região Nordeste do Brasil (HASTENRATH, 1984; NOBRE e SHUKLA, 1996).

No Nordeste brasileiro, incluindo o Estado do Ceará, o ENOS traz sérios prejuízos, pois intensifica a seca em todo o Estado. No entanto, a ocorrência do fenômeno ENOS e seus impactos na região Nordeste estão igualmente associados ao que acontece também no Oceano Atlântico, ou seja, a variabilidade climática também é influenciada por outra componente oceânica, além do Oceano Pacífico, o Atlântico Tropical (NOBRE, 1998).

Também tem sido documentado que a temperatura da superfície do mar (TSM) das bacias do Atlântico sul e norte desempenha um papel na variabilidade do balanço hídrico sobre os trópicos da América do Sul (UVO *et al.*, 2000, MARSHALL *et al.*, 2002; RONCHAIL *et al.*, 2002.). Esta influência ocorre tanto pela variabilidade das chuvas como pelo aumento ou diminuição da temperatura do ar sobre o continente. Por exemplo, mais chuva e temperatura do ar relativamente fria sobre o continente está associado com anomalias positivas a TSM no Atlântico Sul, juntamente com anomalias negativas a TSM no Atlântico Norte. Enquanto, menos chuvas e temperatura do ar relativamente mais quente sobre o continente está associado com anomalias negativas a TSM no Atlântico Sul, e com anomalias

positivas a TSM no Atlântico Norte. Tal situação é resultante do deslocamento meridional da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (ENFIELD, 1996; MORON *et al.*, 2005). Essa relação foi relatado para ser regionalmente limitada ao nordeste do Brasil (5°S e 60°W) (MOURA & SHUKLA, 1981). Entretanto, observações posteriores surgiram que esta influência do Atlântica poderia ser mais ampla estende-se para a bacia amazônica e ao sul da Bahia (por exemplo, LABAT *et al.*, 2004;.. RONCHAIL *et al.*, 2002).

2.2 IPCC

O Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas – IPCC (Intergovernmental panel on Climate Change) foi criado em 1988 pela Organização Meteorológica Mundial (OMM), ou em inglês, World Meteorological Organization (WMO) e pelo programa das Nações Unidas para Meio Ambiente (UNEP). O IPCC é aberto a todos os países membros da UNEP e da OMM, e se reúne normalmente em sessões plenárias uma vez por ano. Estas sessões decidem a estrutura, princípios, procedimentos e programa de trabalho do IPCC, além de eleger a presidência de suas comissões. Também é responsável por definir o escopo dos relatórios do IPCC e aceitá-los. As sessões plenárias são conduzidas nas seis línguas oficiais da ONU, Árabe, Chinês, Inglês, Francês, Russo e Espanhol, e geralmente são atendidas por centenas de representantes de governos e organizações participantes. A presidência e as comissões do IPCC são apoiadas pelo secretariado do IPCC.

O papel do IPCC é fornecer informações confiáveis a respeito dos conhecimentos científicos pertinentes às mudanças climáticas. O IPCC não conduz nenhuma pesquisa científica propriamente, mas revisam milhares de documentos sobre mudanças climáticas publicadas na literatura especializada todos os anos e resume o “nível de conhecimento” sobre o assunto em Relatórios de Avaliação que são publicados a cada cinco anos, em média. Todos os cientistas e especialistas envolvidos em produzir e revisar o trabalho do IPCC o fazem de forma voluntária (IPCC, 2001).

Os cenários climáticos projetados pelo IPCC até o final deste século, do mais otimista ao mais pessimista, sinalizam aumento na temperatura média mundial, com consequências graves para todos os setores da sociedade. Para evitar que os piores cenários se concretizem, precisamos construir, o mais breve possível, uma economia de baixo carbono, o que exige ampla reestruturação dos investimentos socioeconômicos e reformulação de nosso modo de

vida, mais próximos, o quanto possível, da chamada sustentabilidade (CEDEPLAR/UFMG e FIOCRUZ, 2008).

Todos os modelos matemáticos operam a partir de seis cenários possíveis, que pressupõem trajetórias distintas para uma série de fatores econômicos. O cenário mais otimista, chamado de B1, é aquele em que todos os países deixariam progressivamente de usar os combustíveis fósseis como fonte de energia e passariam a consumir a energia obtida de fontes alternativas, como o vento ou a luz solar. O resultado seria um aumento entre 1,1 e 2,9 graus na temperatura média global. No cenário mais pessimista, o A1FI, todas as nações adotariam o caminho oposto: buscariam o crescimento econômico a qualquer custo, sem tentar reduzir o uso de fontes poluentes de energia, como o petróleo e o carvão. A elevação da temperatura seria mais intensa, de 2,4 a 6,4 graus. Existem ainda quatro cenários intermediários. O segundo mais pessimista é o A2, que prevê que o mundo continuará consumindo energia gerada, predominantemente, a partir de combustíveis fósseis, ocasionando uma elevação de 2 a 5,4 graus na temperatura. Já o B2, um dos cenários otimistas, aposta no surgimento de uma matriz energética global mais equilibrada, com igual participação de fontes renováveis e de combustíveis fósseis, para as condições do cenário B2, a estimativa de aumento para a temperatura do ar próximo a superfície da Terra é de 1,4 a 3,8 graus, como mostra a Figura 2.1 (CEDEPLAR/UFMG e FIOCRUZ, 2008).

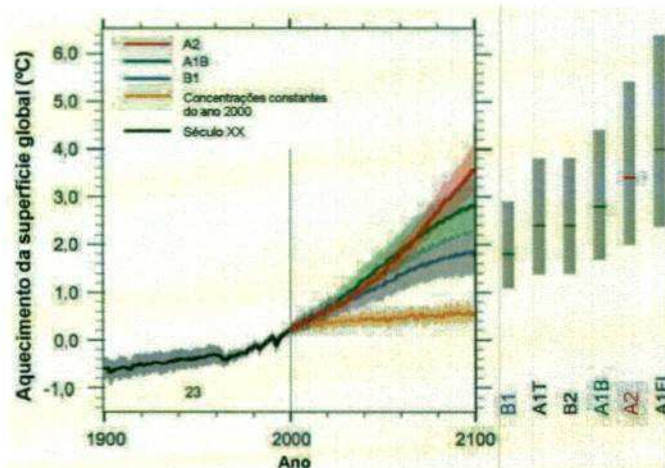


Figura 2.1- As linhas contínuas são médias globais multi-modelos de aquecimento superficial (relativos a 1980-1999) para os cenários A2, A1B, e B1, mostrados como continuações das simulações do século 21. O sombreamento denota a variação de desvio padrão para mais ou menos de meios anuais de modelo individual. O número de AOGCMs (Atmosphere-Ocean General Circulation Models) operados por dado período de tempo e cenários está indicado pelos números coloridos na parte inferior do painel. A linha laranja é para o experimento no qual as concentrações foram mantidas constantes, em valores do ano 2000. As barras cinza na direita indicam a melhor estimativa (linha contínua em cada barra) e o intervalo provável avaliado para

os 6 cenários marcadores SRES. A avaliação da melhor estimativa e variações prováveis nas barras cinza incluem os AOGCMs na parte esquerda da figura, bem como os resultados de uma hierarquia de modelos independentes e restrições, de observação. Fonte: IPCC (2007).

O quarto relatório do IPCC também faz projeções sobre o clima e tem apresentado cenários de secas e eventos extremos de chuva em grandes áreas do planeta. No Brasil, a região mais vulnerável, do ponto de vista social, à mudança de clima, seria o interior de Nordeste, conhecida como semiárido. Reduções de chuva aparecem na maioria dos modelos globais do IPCC AR4, assim como um aquecimento que pode chegar até 3-4°C para a segunda metade do século XXI. Isso acarretaria reduções de até 15-20% nas vazões do rio São Francisco (MARENGO e CAMARGO, 2007; MARENGO, 2007; AMBRIZZI *et al.*, 2007). A região mais afetada seria um quadrilátero no Nordeste, compreendendo desde o oeste do Piauí, o sul do Ceará, o norte da Bahia e oeste de Pernambuco, onde estão as cidades com menor desenvolvimento humano. As projeções de clima para o futuro indicam riscos de secas de 10 anos ou mais (MARENGO, 2008).

A projeção mais otimista dá conta de que o aumento de temperatura projetado seria de 1,8°C até 2100. Isso exigiria um corte de até 70% nas emissões de gases até 2050. Existe hoje consenso científico de que um aumento superior a 2°C seria desastroso. Se nada for feito, porém, essa elevação pode ultrapassar os 6°C. A Terra mais quente deve provocar alterações no regime das chuvas, com prejuízos para a agricultura. Também deve fazer o nível dos mares subir em média de 18 a 59 centímetros, afetando as cidades costeiras em vários continentes (CEDEPLAR/UFMG e FIOCRUZ, 2008).

O quarto relatório do IPCC revelou em 2007 que há responsabilidade do homem no aumento, em quase 1°C, da temperatura média do planeta registrado no último século, e esse aumento se dá principalmente por causa da queima de combustíveis e o desmatamento das florestas tropicais que causam o acúmulo excessivo dos gases provocando absorção de calor na atmosfera gerando o efeito estufa. Segundo os cientistas do IPCC o aumento da concentração dos gases do início da revolução industrial até hoje foram suficientes para mudar o clima do planeta (IPCC, 2007).

Onze dos últimos doze anos (1995 a 2006), figura 2.2, estão entre os anos mais quentes de registro instrumental da temperatura da superfície global (desde 1850). A tendência linear atualizada de 100 anos (1906 a 2005) de $0,74 \pm 0,18^\circ\text{C}$ é, portanto, mais elevada do que a tendência correspondente para o período de 1901 a 2000 apresentada no 3º Relatório de Avaliação de $0,6 \pm 0,2^\circ\text{C}$. A tendência linear de aquecimento ao longo dos últimos 50 anos ($0,13 \pm 0,3^\circ\text{C}$ por década) é quase o dobro da dos últimos 100 anos. O aumento

total da temperatura de 1850- 1899 a 2001-2005 é de $0,76 \pm 0,19^{\circ}\text{C}$. Os efeitos das ilhas de calor urbano são reais, mas locais, exercendo uma influência insignificante (menos de $0,006^{\circ}\text{C}$ por década sobre a terra e zero sobre os oceanos) IPCC (2007).

É provável que tenha havido um aquecimento antrópico significativo ao longo dos últimos 50 anos, considerando-se a média de todos os continentes exceto a Antártica. Os padrões observados de aquecimento, inclusive um aquecimento maior sobre a terra do que sobre o oceano e suas mudanças no tempo são simulados apenas em modelos que incluem forçamento antrópico (Figura 2.2). A capacidade dos modelos climáticos acoplados de simular a evolução da temperatura observada em cada um dos seis continentes fornece uma evidência mais contundente da influência humana no clima do que havia quando da publicação do Terceiro Relatório de Avaliação.

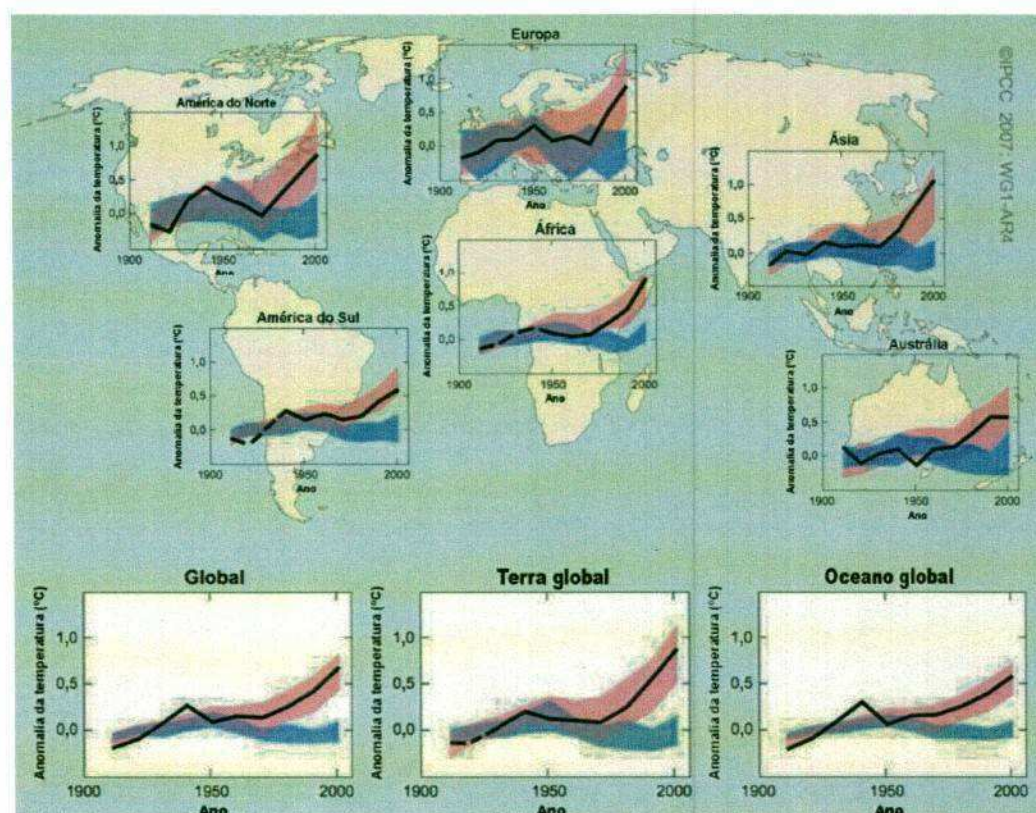


Figura 2.2 - Comparação das mudanças observadas de escala continental e global na temperatura da superfície com resultados simulados por modelos climáticos, usando-se forçamentos naturais e antrópicos. As médias decenais das observações são apresentadas para o período de 1906 a 2005 (linha preta) plotadas sobre o centro da década e relativas à média correspondente para 1901-1950. As linhas são tracejadas quando a cobertura espacial é inferior a 50%. As zonas azuis indicam a faixa de 5 a 95% para as 19 simulações dos 5 modelos climáticos com o uso apenas dos forçamentos naturais devidos à atividade solar e aos vulcões. As zonas vermelhas mostram a faixa de 5 a 95% para as 58 simulações dos 14 modelos climáticos com o uso dos forçamentos natural e antrópico. Fonte: IPCC (2007).

2.3. Balanço Hídrico

Existe uma variedade de modelos para determinação do balanço hídrico. O modelo mais utilizado para fins agroclimáticos é o desenvolvido por Thornthwaite & Mather (1957), que consiste na comparação entre a precipitação e a evapotranspiração, considerando-se uma determinada capacidade de armazenamento de água no solo.

O balanço hídrico idealizado por Thornthwaite & Mather (1957) considera-se que o solo oferece certa resistência às perdas de água para a atmosfera, e que esta aumenta com a redução da água armazenada no solo. Este método leva em conta que, quando ocorre, no período considerado, um saldo positivo entre a precipitação e a evapotranspiração potencial, este é incorporado ao solo, reabastecendo-o e quando o solo atinge sua capacidade de armazenamento pleno, esse saldo passa a ser considerado excesso (escoamento e drenagem profunda); por sua vez, o balanço de água tem como variáveis básicas de entrada, a precipitação e a evapotranspiração potencial, e como variáveis derivadas (saída) o armazenamento de água no solo, a variação do armazenamento de água do solo, negativo acumulado, a evapotranspiração real, o excesso e a deficiência hídrica.

O balanço hídrico climatológico, segundo Pereira *et al.*, (1997), é uma das várias maneiras de se monitorar a variação do armazenamento de água no solo. Através da contabilização do suprimento natural de água no solo, simbolizado pelas precipitações (PRE) e da demanda atmosférica, simbolizada pela evapotranspiração potencial (ETP), e com uma capacidade de água disponível apropriada ao tipo de planta cultivada, o balanço hídrico fornece estimativas da evapotranspiração real (ETR), da deficiência (DEF), do excedente (EXC), e do armazenamento de água no solo (ARM).

Para Aguilar *et al.*, (1986) os resultados de um balanço hídrico podem ser úteis no processo de zoneamento agroclimático de uma região, cálculo da demanda potencial de água das culturas irrigadas, definição de prioridades no planejamento de pesquisas ou, ainda, no conhecimento do regime hídrico.

Pequeno *et al.*, (1974) realizaram um estudo utilizando balanço hídrico climático em algumas microrregiões do estado do Ceará e verificaram que as microrregiões em estudo apresentaram deficiência hídrica, sendo que as mais distantes do litoral e de pequena altitude apresentaram maiores deficiência, já as regiões que estão próximas ao litoral e situadas em médias altitudes apresentam disponibilidades regular de água.

Salati *et al.*, (2007) apresentam resultados do balanço hídrico realizado para a Região Nordeste. Nesse estudo foram comparados os balanços hídricos realizados com os dados

médios de precipitação e temperatura do ar obtidas nas “Normais Climatológicas” do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), para o período de 1961 a 1990, com os balanços hídricos realizados com os dados médios de temperatura e precipitação estimados pelos modelos AOGCMs (*Atmosphere Ocean General Circulation Models*) do IPCC: HadCM3 (*Hadley Centre for Climate Prediction and Research*, da Inglaterra), GFDL-CM2 (*National Oceanic and Atmospheric Administration NOAA-Geophysical Fluids Dynamic Laboratories*); e pelas médias das precipitação e temperatura dos cinco modelos (HadCM3, GFDL, CCCMA (*Canadian Center for Climate Modeling and Analysis*, do Canadá), CSIRO-Mk2 (*Australia's Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization*, da Austrália) e CCSR/NIES (*Center for Climate Studies and Research /National Institute for Environmental Studies*)) para cenários A2 - Alta Emissão (o cenário A2 é “o cenário que descreve um mundo futuro muito heterogêneo, onde a regionalização é dominante”). Outras características são um crescimento populacional alto e menos preocupação em relação ao desenvolvimento econômico rápido (MARENGO e SILVA DIAS, 2006) e B2 – Baixa Emissão (o cenário B2 é o “cenário que descreve um mundo no qual a ênfase está em soluções locais para as sustentabilidades econômica, social e ambiental. A mudança tecnológica é mais diversa com forte ênfase nas iniciativas comunitárias e inovação social, em lugar de soluções globais”). (MARENGO e SILVA DIAS, 2006). Os intervalos dos períodos utilizados foram: 2011 a 2040 (centrado em 2025), 2041 a 2070 (centrado em 2050) e 2071 a 2100 (centrado em 2075).

As Tabelas 2.1 e 2.2 apresentam resultados encontrados para o balanço hídrico para os cenários A2 e B2, respectivamente. Os dados contraditórios para os balanços hídricos obtidos pelos dois modelos (HadCM3 e GFDL – Cenários A2 e B2) e para as médias dos valores dos modelos HadCM3, GFDL, CCCma, SCIRO e NIES – Cenários A2 e B2 para a região Nordeste indicam a necessidade de um aprimoramento nos processos das estimativas futuras dos efeitos das mudanças climáticas globais sobre os elementos meteorológicos (SALATI *et al.*, 2007).

Salati *et al.* (2007) descreveram que os balanços hídricos realizados para o modelo HadCM3, para os dois cenários analisados (A2 e B2) indicam não haverá excesso de água na região do Nordeste Brasileiro para os períodos de 2011 a 2100. Para os balanços hídricos realizados com base no modelo GFDL, existe uma grande diferença entre os dois cenários analisados (A2 e B2), sendo que para o cenário A2 os dados indicam que haverá um grande aumento (582%) do excesso de água na região no período de 2011 a 2040, diminuindo até 2100 com excesso nulo, quando comparados com o período de 1961 a 1990. Para o cenário

B2 os dados indicam que haverá um aumento constante do excesso de água na região de 2011 a 2100 de até 545%. Os dados dos balanços hídricos realizados com as médias dos valores dos modelos HadCM3, GFDL, CCCma, SCIRO e NIES, para os dois cenários analisados (A2 e B2) indicam que haverá uma diminuição do excesso de água na região de até 100 % para o período de 2011 a 2100.

Tabela 2.1 - Balanço Hídrico para a região Nordeste, para os períodos de 1961 a 1990 (utilizando dados das normais Climatológicas e para os períodos de 2011 a 2100 para modelos analisados para o cenário A2.

Período/Modelo	P (mm)	ETP (mm)	EXC (mm)	DEF (mm)	Ia (%)	Iu (%)	IM (%)	TE (%)	Fórmula Climática
Dados Observados (NC)* 1960 a 1900	1079,2	1424	38,0	382	27,1	2,7	-13,56	< 48	C ₁ dA'a'
Modelo GFDL	P (mm)	ETP (mm)	EXC (mm)	DEF (mm)	Ia (%)	Iu (%)	IM (%)	TE (%)	Fórmula Climática
2011 a 2040	1168,8	1626,5	219,4	677,1	41,6	13,5	-11,49	< 48	C ₁ wA'a'
2041 a 2070	1040	1807	53,0	820,1	45,4	2,9	-24,3	< 48	C ₁ dA'a'
2071 a 2100	843,8	1949,4	0,0	1105,6	56,7	0,0	-34,03	< 48	DdA'a'
Modelo HADCM3	P (mm)	ETP (mm)	EXC (mm)	DEF (mm)	Ia (%)	Iu (%)	IM (%)	TE (%)	Fórmula Climática
2011 a 2040	1074	1593,2	0,0	519,2	32,6	0,0	-19,55	< 48	C ₁ dA'a'
2041 a 2070	942,2	1766,2	0,0	824	46,7	2,9	-27,99	< 48	DdA'a'
2071 a 2100	731	1924,6	0,0	1193,6	62	0,0	-37,21	< 48	DdA'a'
Média dos Modelos	P (mm)	ETP (mm)	EXC (mm)	DEF (mm)	Ia (%)	Iu (%)	IM (%)	TE (%)	Fórmula Climática
2011 a 2040	1241,6	1561,8	57,6	377,3	24,2	3,68	-10,83	< 48	C ₁ dA'a'
2041 a 2070	1234,6	1700,5	13,6	479,4	28,2	0,8	-16,22	< 48	C ₁ dA'a'
2071 a 2100	1228,6	1882	0,0	653,4	34,7	0,0	-20,83	< 48	DdA'a'

Fonte: Salati *et al.*, 2007.

Observações: *Normais Climatológicas; P = Precipitação anual (calculada no balanço hídrico); ETP = Evapotranspiração Potencial anual (calculada no balanço hídrico); EXC = Excesso de água anual (calculado no balanço hídrico); DEF = Déficit de água anual (calculado no balanço hídrico); Ia = Índice de Aridez ($Ia = 100 * (DEF/ETP)$); Iu = Índice de Umidade ($Iu = 100 * (EXC /ETP)$); IM = Índice Efetivo de Umidade ($IM = Iu - 0,6 Ia$); TE = Índice de Eficiência Térmica: calculado pela somatória da evapotranspiração dos meses de verão dividida pela evapotranspiração anual.

Tabela 2.2 - Balanço Hídrico para a região da Nordeste, para os períodos de 1961 a 1990 (utilizando os dados das Normais Climatológicas) e para os períodos de 2011 a 2100 para modelos analisados para o cenário B2.

Período/Modelo	P (mm)	ETP (mm)	EXC (mm)	DEF (mm)	Ia (%)	Iu (%)	IM (%)	TE (%)	Fórmula Climática
Dados Observados (NC)* 1960 a 1900	1079,2	1424	38,0	382	27,1	2,7	-13,56	< 48	C ₁ dA'a'
Modelo GFDL	P (mm)	ETP (mm)	EXC (mm)	DEF (mm)	Ia (%)	Iu (%)	IM (%)	TE (%)	Fórmula Climática
2011 a 2040	1345,4	1547,1	129,9	331,5	21,4	8,4	-4,46	< 48	C ₁ dA'a'
2041 a 2070	1508,2	1657,1	198,7	347,5	21	12,0	-0,591	< 48	C ₁ wA'a'
2071 a 2100	1586,9	1741,6	201,9	356,6	20,5	11,6	-0,692	< 48	C ₁ wA'a'
Modelo HADCM3	P (mm)	ETP (mm)	EXC (mm)	DEF (mm)	Ia (%)	Iu (%)	IM (%)	TE (%)	Fórmula Climática
2011 a 2040	1026	1585,9	0,0	559,9	35,3	0,0	-21,18	< 48	DdA'a'
2041 a 2070	957,3	1695,7	0,0	738,4	43,5	0,0	-26,13	< 48	DdA'a'
2071 a 2100	760,6	1818,4	0,0	1057,8	58,2	0,0	-34,9	< 48	DdA'a'
Média dos Modelos	P (mm)	ETP (mm)	EXC (mm)	DEF (mm)	Ia (%)	Iu (%)	IM (%)	TE (%)	Fórmula Climática
2011 a 2040	1198,9	1564	25,0	390,1	24,9	1,6	-13,37	< 48	C ₁ dA'a'
2041 a 2070	1235,1	1670	18,0	452,9	27,1	1,1	-15,19	< 48	C ₁ dA'a'
2071 a 2100	1227,8	1776,5	0,0	548,8	30,9	0,0	-18,54	< 48	C ₁ dA'a'

Fonte: Salati *et al.* (2007).

Nos estudos realizados por Salati *et al.* (2007) considerou-se os valores médios para a região Nordeste como um todo não mostrando diferenças entre as áreas mais úmidas e as mais secas. Neste contexto Santos *et al.* (2007) elaboram balanço hídrico climático para duas localidades da Paraíba, uma na zona da Mata (Mamanguape) e a outra no Sertão (Sousa) para quatro cenários distintos: (1) aumento da temperatura em 1,0°C e aumento da precipitação em 20%; (2) aumento da temperatura em 1,0°C e redução da precipitação em 20%; (3) aumento da temperatura em 4,0°C e aumento da precipitação em 20%; (4) aumento da temperatura em 4,0°C e redução da precipitação em 20%. Concluíram que o aumento na temperatura do ar acarretará em grandes impactos na reservas hídricas, uma vez que, aumentará a evaporação, e que um acréscimo de 20% na precipitação média não é suficiente para atender as necessidades hídricas do solo.

Estudos observacionais de Rusticucci e Barrucand (2004), Vincent *et al.* (2005), Groissman *et al.* (2005), Haylock, *et al.* (2006), Alexander *et al.* (2006), Marengo e Camargo (2007), Rusticucci e Renom (2008), Penalba e Robledo (2009) e Marengo *et al.* (2010) têm documentado tendências em extremos nos últimos 50 anos, utilizando diferentes

metodologias para definição de extremos, do limiar de valores de percentis. A maioria desses estudos tem detectado tendências positivas de chuvas extremas em regiões como o sudeste da América do Sul, enquanto os índices com base na temperatura mínima têm mostrado um aumento substancial, basicamente, em toda a América do Sul, onde os dados diários foram disponíveis. Uma comparação entre as tendências observadas e simuladas na América do Sul durante 1960-2000 (Marengo *et al.*, 2010) usando vários índices de extremos definidos por Frich *et al.*, (2002) e oito dos GCMS usados no quarto relatório do IPCC (IPCC AR4) os experimentos 20C3M WCRP CMIP3 mostrou que, apesar de todos os modelos simularem muito bem as tendências observadas em noites quentes, às tendências dos índices de precipitações extremas não são tão bem representadas. Basicamente, todos os modelos mostram as tendências que são diferentes daquelas observadas em todas as regiões da América do Sul, com exceção do sudeste da América do Sul onde as tendências positivas são encontradas tanto nas observações como nos resultados dos modelos.

Vincent *et al.*, (2005), Alexander *et al.*, (2006) e Haylock *et al.*, (2006) têm mostrado aspectos observacionais de alguns índices extremos, mas poucos estudos têm proporcionado uma avaliação dos extremos simulados. Tebaldi *et al.*, (2007) verificaram diferenças em relação entre o clima presente e futuro, simulado com modelos WCRP CMIP3, mas nós ainda não sabemos o quão bem os modelos representam os valores médios observados e se há desvios sistemáticos. Assim, como um passo anterior, há ainda a necessidade de analisar se os modelos são capazes de simular bem os valores observados e a média de sua variabilidade.

CAPITULO 3

MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Dados

Neste trabalho foram utilizados dados meteorológicos referentes à temperatura do ar média mensal e total médio mensal de precipitação, para 77 postos meteorológicos (tabela em anexo) de superfícies convencionais obtidos do banco de dados da UACA (Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas) e FUCEME (Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos), disponível em www.dca.ufcg.edu.br/ e <http://www.funceme.br/index.php/areas/tempo/download-de-series-historica> para o período de 1965 a 2006, espacialmente distribuídas no estado do Ceará (Figura 3.1) e dados retirados das Projeções de temperatura do ar e precipitação dos modelos Eta-HADCM produzidas pelo PNUD-CPTEC disponível em http://www.cptec.inpe.br/pnud_pc.html#, e a CAD (capacidade de água Disponível) de cada região obtidos através da Embrapa Solos no site, www.uep.cnps.embrapa.br.

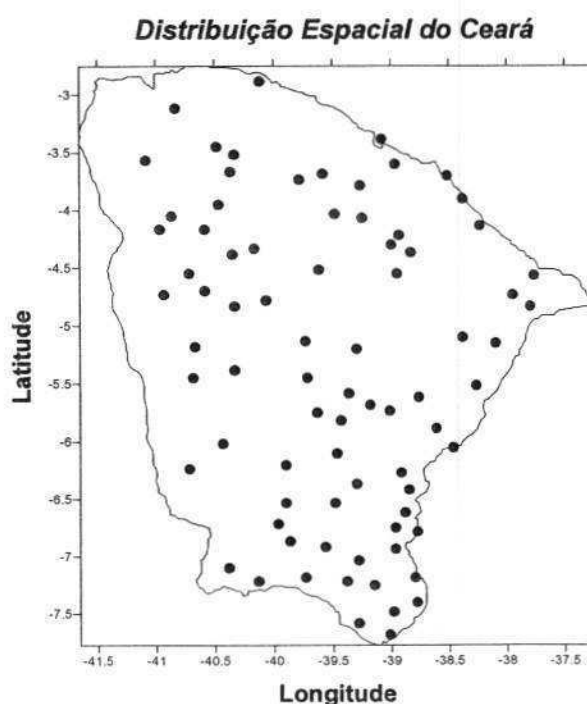


Figura 3.1- Distribuição espacial das estações Meteorológicas no estado do Ceará.

3.2 Métodos

3.2.1 Metodologia

Os dados de temperatura do ar média mensais, os totais médios mensais climatológicos de precipitação e os valores da CAD (capacidade de água disponível), foram utilizados na elaboração do balanço hídrico climatológico, empregando-se o método de Thornthwaite & Mather (1955), através do programa “BHnorm” elaborado em planilha EXCEL por Rolim et al. (1998). Para a CAD utilizou-se o valor de cada localidade, obtido da Embrapa-solo-Recife (Unidade Nordeste do Centro Nacional de Pesquisa de Solo da Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA)). A evapotranspiração potencial (ETP) foi estimada pelo método de Thornthwaite (1948). Como resultado de saída, o balanço hídrico fornece as estimativas da evapotranspiração real (ETR), da deficiência hídrica na atmosfera (DEF), do excedente hídrico no solo (EXC) e do armazenamento de água no solo (ARM) para cada mês do ano, bem com os índices de aridez, umidade e efetivo de umidade

Foram calculados balanços hídricos com valores de temperatura do ar para os seguintes cenários:



Ressalta-se que os valores de aumento de temperatura do ar em 1,5°C e 3,0°C foram escolhidos porque são os de referências do IPCC para os cenários de baixa emissão (B2) e alta emissão (A2), respectivamente. Foi feita também a diferença dos produtos obtidos dos balanços hídricos do aumento e redução na precipitação em 20% (baseado nos cenários do

IPCC), aumento da temperatura em 3,0°C (cenário A2 - altas emissões) e em 1,5°C (cenário B2 - baixas emissões). Os cenários A2 e B2 tiveram como base a temperatura média de seis modelos climáticos do IPCC TAR (Third Assessment Report) (MARENGO, 2006). A escolha do aumento e da redução em 20% na precipitação se deve, porque esses valores são próximos dos valores a média dos cenários do IPCC, que apresentam aumento de 45% da precipitação como o modelo da GFDL da Universidade de Princeton e redução de 30% como o modelo do Hadley Center.

Também foram elaborados os balanços hídricos utilizando médias mensais de temperatura do ar e da precipitação dos meses de agosto de um ano a setembro do outro ano para seguintes anos de El Niño, 1972/1973, 1982/1983, 1991/1993, 1997/1998 e para os anos de La Niña, 1973/1974, 1975/1976, 1985/1986 1988/1989. Estes balanços hídricos foram elaborados para verificar os impactos dos eventos El Niño e La Niña sobre as variáveis de saída do balanço hídrico, e se amplitude deste impactos são superiores ou inferiores aos verificados nas projeções devido ao aumento de temperatura. Ressalta-se que os eventos selecionados de El Niño e La Niña são classificados como forte que ocorreram no período de 1966 a 2003.

As representações gráficas da distribuição espacial dos resultados foram elaboradas no programa *Surfer* versão 8.0, pelo método “*Kriging*” para uma melhor visualização e espacialização dos resultados, junto com as coordenadas das 77 localidades do estado do Ceará (em anexo).

Os cenários foram analisados, segundo a mesorregião geográfica proposta pela FUNCEME e IPECE (Instituto de Pesquisa e estratégica geográfica), figura 3.2.



Figura 3.2 – Mesorregiões Geográficas do estado do Ceará.

3.2.2 Balanço Hídrico

O balanço hídrico é um método contábil de estimativa da disponibilidade de água no solo e baseia-se na aplicação do Princípio de Conservação de Massa em uma área de solo vegetado, contabilizando as entradas e saídas de água do solo (PEREIRA *et al.*, 2002). O balanço hídrico de uma região tende a se manter sem grandes alterações naturais, mas com o aumento populacional e o uso indiscriminado da água, as ações antrópicas podem acabar interferindo no ciclo hidrológico, por meio das taxas de precipitação, de infiltração no solo, da evapotranspiração e do escoamento superficial e profundo.

O balanço Hídrico pode ser determinado pela equação:

$$ETR = Pr + Ir + \Delta As - Pe - Es \quad (3.1)$$

Onde ETR é a evapotranspiração real; PR é a precipitação; Ir é a água de irrigação; ΔAs é a mudança de umidade no solo; Pe é a percolação e Es é o escoamento superficial, dados em mm/período de tempo considerado.

Se a capacidade de armazenamento de umidade de um solo é conhecida, a equação do balanço hídrico pode ser resolvida pela comparação da precipitação e da água de irrigação com evapotranspiração. O balanço hídrico por ser computado em escala de tempo diária, semanal ou mensal, tem sido usado para resolver inúmeros problemas, como controle de intervalo de irrigação, planejamento dos recursos hídricos, previsão de rendimento de cultura e classificação climática, entre outros.

As variáveis negativo acumulado (Nac) e armazenamento de água no solo (ARM) são calculadas simultaneamente, para facilitar o fechamento do balanço. Os primeiros cálculos para balanço hídrico anual com intervalo de tempo mensal são iniciados pelo último mês do período chuvoso, ou seja, o último mês em que a precipitação (Pr) é superior à evapotranspiração potencial (ETP). Considera-se, neste mês, denotado por j , o solo está plenamente abastecido de água, ou seja:

$$(Nac)_j = 0$$

$$(ARM)_j = \text{lâmina de máximo armazenamento de água (CA)}$$

A lâmina de máximo armazenamento de água (CA), necessária ao cálculo do balanço hídrico, foi tomada como sendo igual à máxima capacidade de retenção de água disponível pelo solo (CAD). O CAD é definido como sendo a diferença entre a quantidade de água existente no solo na capacidade de campo (cc) e a existente no ponto de murcha permanente (PMP), que representa a quantidade de água máxima retida em determinado tipo de solo que está disponível às plantas ou evaporação. O CAD decresce de solo barro-limoso para solos como areia grossa e pode ser determinado pela seguinte expressão:

$$CAD = \frac{(cc - pmp) \cdot daps \cdot cprofs}{100} \quad (3.2)$$

em que;

cc - conteúdo de água no solo na capacidade de campo,

pmp - conteúdo de água no solo no ponto de murcha permanente,

daps - densidade aparente do solo,

cprofs - comprimento de profundidade do solo em mm.

A equação (3.2) expressa o CAD em unidade de milímetros de água por cem milímetros de profundidade do solo. No presente estudo foi utilizado um CAD variável para cada localidade, obtidos através da embrapa solos (tabela em anexo).

A capacidade de campo corresponde a um conteúdo de umidade do solo, em que a força para extraí-la seja apenas de -0,1 bars, e ocorre depois de uma chuva ou irrigação intensa haver cessado e a força ou potencial gravitacional ter deixado de predominar sobre a água do solo, o que faz com que o movimento da água decresça substancialmente no sentido vertical. A capacidade de campo pode ser determinada empiricamente ou em laboratório; no segundo caso, torrões do solo revestido de resina, através da qual os torrões podem entrar em contato com a areia úmida de uma mesa de tensão a serem equilibrados a 0,1 bars. Depois do equilíbrio, a janela pode ser fechada novamente e a umidade dos torrões determinadas gravimetricamente.

As forças que retêm a água no solo aumentam com a diminuição de umidade. Assim, o solo pode atingir um estágio em que a água não mais passará do solo para as raízes. Logo, a perda por evaporação excederá a entrada de água e as plantas atingirão o estado de murchamento, a partir do qual não se recuperarão, mesmo com o restabelecimento da umidade do solo. Nesse estado, a planta atingiu o seu ponto de murcha permanente, que ocorre quando o conteúdo de umidade do solo é tão baixo que até mesmo forças de -15 bars

são incapazes de extrair umidade do solo. Para determinar o ponto de murcha permanente no laboratório, uma amostra do solo é trazida ao equilíbrio de umidade a 15 bars, no aparelho de membrana de pressão, e sua umidade determinada gravimetricamente.

A máxima capacidade de retenção de água disponível pelo solo pode ser grosseiramente avaliada, por método empírico, a partir do conhecimento da textura do solo; com prática, a composição do tamanho das partículas de um solo pode ser determinada friccionando-se uma amostra de solo úmido entre os dedos e decidindo-se subjetivamente sobre a proporção de material fino e grosso contido na amostra. A partir do conhecimento da classificação e espessura de cada horizonte de um solo, é possível estimar-se a capacidade máxima de retenção de água disponível, somando-se a capacidade de água disponível dos horizontes constituintes do solo.

A partir do mês $j+1$, ou seja, no primeiro mês em que ocorre N_{ac} , o solo começa a perder água. A água que está no solo é uma função do N_{ac} e da máxima capacidade de água disponível, é dada pelas seguintes expressões:

$$(N_{ac})_{j+1} = (N_{ac})_j + (Pr-ETP)_{j+1} \quad (3.3)$$

$$(ARM)_{j+1} = CAD * \exp((N_{ac})_{j+1}/CAD) \quad (3.4)$$

conforme modificação sugerida por Krishan (1980).

Após o período em que $Pr-ETP$ é menor que zero, ou seja, no primeiro mês em que $(Pr-ETP)$ é positivo, inicia-se a reposição de água no solo. Nesses meses o armazenamento de água no solo ARM é obtido adicionando o valor de ARM do mês anterior ao valor de $Pr-ETP$ do mês considerado, ou seja:

$$(ARM)_j = (Pr-ETP)_j + (ARM)_{j-1} \quad (3.5)$$

isto significa que a parte de precipitação não consumida pela evapotranspiração do mês considerado, junta-se ao armazenamento já existente do mês anterior. Se $(ARM)_j$ for menor que CA , o $(N_{ac})_j$ é calculado pela seguinte equação, já incluídas as modificações sugeridas por Krishan (1980):

$$(N_{ac})_j = CAD * \ln((ARM)_j/CAD) \quad (3.6)$$

Quando o resultado da equação (3.5) for igual ou superior à capacidade máxima de água disponível, o valor de $(ARM)_j$ será correspondente a essa capacidade, o excedente considerado excesso e o solo considerado plenamente abastecido. Neste caso $(Nac)_j$ é nulo. Nos casos em que, após o período mais chuvoso (meses consecutivos em que $(Pr-ETP)>0$) a soma de $(Pr-ETP)$ deste período for inferior a CA, inicia-se o balanço no último mês em que $(Pr-ETP)>0$, denominado mês k . $(ARM)_k$ é soma $(Pr-ETP)$ do período chuvoso e $(Nac)_k$ é calculado pela equação (3.6).

Quando, pelo procedimento acima, o valor do armazenamento do mês k , $(ARM)_k$, não atinge a lâmina máxima considerada, deve-se repetir o balanço, partindo-se novamente do mês k com o valor de $(ARM)_k$ encontrado. Tal procedimento é repetido, até que o valor de $(ARM)_k$ encontrado seja igual àquele utilizado para se iniciar o balanço o que significa fechar o balanço.

A variação da quantidade de água armazenada no solo (ΔARM) é sempre igual à ARM do mês j menos ARM do mês $j-1$.

3.2.2.1 Evapotranspiração Real (ETR)

A evapotranspiração real é a evapotranspiração em um dado intervalo de tempo nas condições de disponibilidade do solo e independente do estágio de desenvolvimento da cultura. A evapotranspiração real (ETR) é obtida da seguinte maneira:

a) A partir do primeiro mês em que houve água potencial perdida, isto é, em que $Pr - ETP < 0$, tem-se:

$$ETR = Pr + |\Delta ARM| \quad (3.7)$$

b) A partir do mês em que se reinicia a reposição da água no solo ($Pr - ETP < 0$) tem-se:

$$ETR = ETP \quad (3.8)$$

3.2.2.2 Excedente Hídrico

O excedente hídrico (EXC) é dado por:

$$EXC = (Pr - ETP) - (\Delta ARM) + DEF \quad (3.9)$$

que corresponde ao excesso de precipitação não absorvido pelo solo, por este já está com sua capacidade de armazenamento plenamente atingida, ou seja, somente há excesso a partir do momento em que o armazenamento atinge a capacidade de água disponível.

De posse do excesso hídrico, determina-se o escoamento superficial (E_s) e a infiltração (P_e) da seguinte forma:

$$(P_e)_j = krr [0,4(EXC_j) + 0,1(EXC_{j-1})] \quad (3.10)$$

e

$$(E_s)_j = EXC_j - (P_e)_j \quad (3.11)$$

sendo, krr igual à razão entre $\frac{1}{2}$ do excesso hídrico anual e 13% da precipitação anual, desde que 13% da precipitação anual sejam superiores a $\frac{1}{2}$ do excesso hídrico; caso contrário, krr é igual a um.

Na equação original de Thornthwaite e Mather (1957) não havia o coeficiente krr , ou seja, este coeficiente era tomado como igual a 1, mas devido às observações de Zektser & Loaiciga (1993) de que a água infiltrada é aproximadamente 10 – 15% da água precipitada, fez-se opção pelo fator de correção krr .

Caso seja observado que em todos os meses ($Pr - ETP$) foi menor que zero, o negativo acumulado não existirá, o armazenamento será nulo, a evaporação real será igual à precipitação, a deficiência hídrica será ($ETP - ETR$) e o excedente, nulo. Após a verificação dos resultados, calculam-se os índices climáticos.

3.2.2.3 Deficiência Hídrica (DEF)

É a água que deixa de ser evapotranspirada pela falta de umidade no solo; corresponde à quantificação da seca. A deficiência hídrica (DEF) é dada por:

$$DEF = ETP - ETR \quad (3.12)$$

3.2.2.4 Índices

Após a verificação dos resultados, calculam-se os índices de umidade (I_h), de aridez (I_a), e umidade efetiva (I_m). Os cálculos dos índices serão obtidos através das seguintes equações:

$$I_h = 100 \frac{EXC}{ETP} \quad (3.13)$$

$$I_a = 100 \frac{DEF}{ETP} \quad (3.14)$$

$$I_m = I_h - 0,6(I_a) \quad (3.15)$$

onde, EXC é o excedente hídrico anual; DEF é a deficiência hídrica anual; ETP é a evapotranspiração potencial.

Esses índices são úteis para determinação do tipo de clima da região em estudo, pelo método de Thornthwaite e Mather (1957), bem como para o Zoneamento Climático, que é o estudo de adaptação de culturas à região. O método de Thornthwaite e Mather (1957) pode ser utilizado para elaboração de uma classificação climática, de um determinado lugar, fazendo uso dos índices de aridez e efetivo de umidade. A propósito a tabela 3.1 mostra os diferentes tipos climáticos correspondentes aos diversos valores do índice efetivo de umidade.

Tabela 3.1
Classificação Climática com base no Índice Efetivo de Umidade.

Índice Efetivo de Umidade (I_m)	Tipo de Clima
$I_m \leq -60$	Hiper-árido
$-60 < I_m \leq -40$	Árido
$-40 < I_m \leq -20$	Semiárido
$-20 < I_m \leq 0$	Sub-úmido seco
$0 < I_m \leq 20$	Sub-úmido
$20 < I_m \leq 40$	Sub-úmido úmido
$40 < I_m \leq 60$	Úmido 2
$60 < I_m \leq 80$	Úmido 1
$80 < I_m \leq 100$	Super úmido
$I_m > 100$	Hiper-úmido

Fonte: Adaptado de Oliver (1973).

O índice de aridez expressa a deficiência hídrica em percentagem da ETP e varia de 0 a 100. Atinge o valor zero quando não existe déficit e 100 quando a deficiência é igual à evapotranspiração potencial. Segundo Ometto (1981), quanto maior for o grau de aridez de uma localidade, mais tempo ao longo do ano ele se encontrará em condições de secura. A Tabela 3.2 mostra a classificação do I_a .

Tabela 3.2

Classificação do Índice Aridez segundo o estudo de Ometto.

Classificação	I_a
Nenhum Déficit de Água	$I_a < 17$
Déficit Moderado	$17 < I_a < 33$
Déficit Muito Forte	$I_a > 33$

Fonte: Ometto (1981).

3.2.3 Evapotranspiração Potencial

O cálculo da evapotranspiração potencial foi realizado pelo método de Thornthwaite (1948) devido à peculiaridade dos dados meteorológicos da região. O método baseia-se na relação de dependência da evapotranspiração potencial em função da temperatura do ar verificado a cada mês, dada por:

$$ETP = 16 \left(\frac{10 \cdot T_i}{I} \right)^a \quad T_i > 0^\circ\text{C} \quad (3.16)$$

em que: T é temperatura do ar média do mês i ;

$$I = \sum_{i=1}^{12} (0,2T_i)^{1,514} \quad (3.17)$$

e o valor de a é dado por:

$$a = 6,75 \times 10^{-7} I^3 - 7,71 \times 10^{-5} I^2 + 1,7912 \times 10^{-2} I + 0,49239 \quad (3.18)$$

CAPITULO 4

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Nesse capítulo serão apresentadas as análises das distribuições espaciais das componentes do balanço hídrico ETP, ETR, EXC, ARM, Ia, e Im para os cenários oferecidos na seção 3.2.1.

4.1 Precipitação

A precipitação pluviométrica é de grande importância para a climatologia das regiões tropicais semi-áridas, sendo a quantidade de chuva e seu ritmo mensal suas características mais relevantes, dependentes dos sistemas de circulação atmosférica e por fatores geográficos que provocam diferenças no quadro climático das regiões.

Analisando os resultados obtidos na Figura 4.1, observa-se que o estado do Ceará apresenta precipitação anual (Figura 4.1 a) variando de 500 a 1600 mm/ano apresentando os maiores valores nas regiões litorâneas e os menores valores na parte sudoeste do estado. Os maiores valores observados estão nas localidades de Meruoca (40,48°W 3,45°S), Fortaleza (38,52°W 3,70°S) e Aquiraz (38,38°W 3,90°S) com valores respectivamente de 1617, 1592, e 1502 mm. Os menores valores observados foram 508, 558 e 593 mm/ano nas localidades de Irauçuba (39,78°W 3,73°S), Potengi (40,38°W 7,10°S) e Parambu (40,72°W 6,23°S) respectivamente. Pode-se concluir que estes valores estão dentro do esperado com a normal climatológica anual.

As Figuras 4.1 b e 4.1 c que apresentam projeções futuras com redução e aumento na precipitação em 20%, respectivamente. Na projeção com redução (Figura 4.1b), os valores foram de 1293 a 406 mm/ano, já cenário com aumento de 20% (Figura 4.1c), a precipitação apresentou um valor máximo de 1940 na localidade de Meruoca e um valor mínimo de 609 mm/ano na localidade de Irauçuba, assim, os valores de precipitação tiveram uma diminuição/aumento em média de 180 mm/ano se comparado com os valores de precipitação média anual observada (Figura 4.1 a).

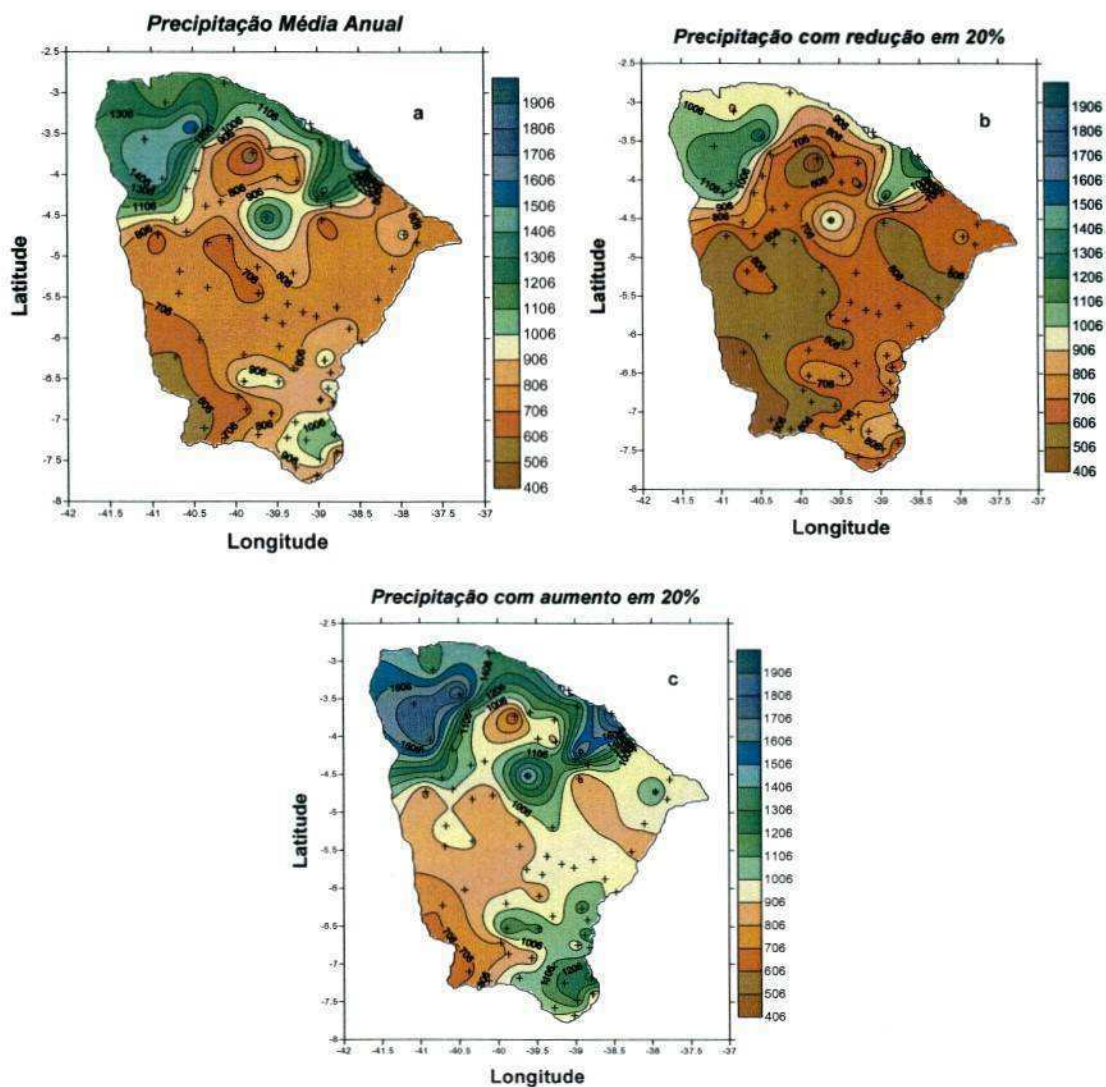


Figura 4.1 – (a) Distribuição anual da precipitação no estado do Ceará para o período de 1965 a 2006 em mm/ano, (b) Projeção para o cenário com redução da precipitação em 20% em mm/ano, (c) Projeção para o cenário com aumento em 20% em mm/ano.

4.2 Temperatura

A Figura 4.2a representa a distribuição espacial da temperatura do ar média anual obtida no período de 1965 a 2006, nota-se que o estado do Ceará apresenta uma variação de temperatura que vai de 19,27°C em Mulungu (39°W 4,3°S) a 27,75°C em Alto Santo (38,27°W 5,52°S). Entre os maiores valores de temperatura do ar observados estão 27,67°C, 27,63°C e 27,6°C nas localidades de Limoeiro do Norte (38,10 °W 5,15°S), Quixeramonbim

(39,30°W 5,20°S) e Jaguaribe (38,62°W 5,88°S), respectivamente. Destaca-se que a média anual de temperatura do ar é de 25,87°C para o estado do Ceará. Na Figura 4.2 b temos as projeções de temperatura do ar do modelo Eta-HADCM produzidas pelo PNUD-CPTEC para 2011-2040, apresenta um aumento em média de 1,0°C para cada localidade.

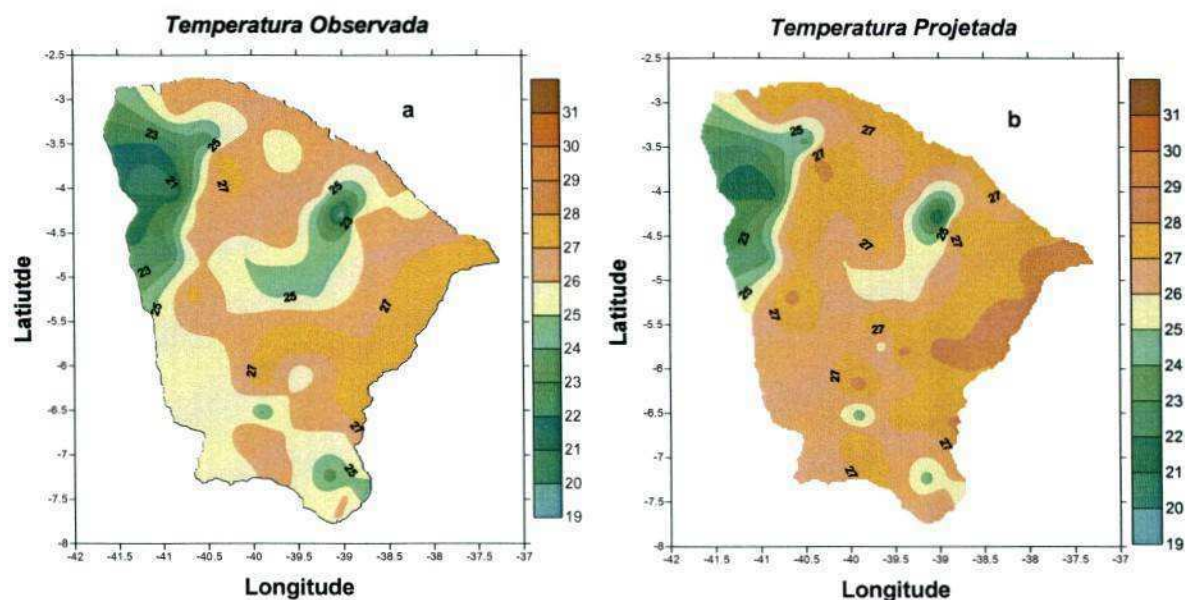


Figura 4.2 – (a) Distribuição espacial da temperatura do ar observada no estado do Ceará para o período de 1965 a 2006, (b) Distribuição espacial da temperatura projetada, extraída do modelo Eta-HADCM produzidas pelo PNUD-CPTEC para o período de 2011-2040.

4.3 Evapotranspiração Potencial (ETP)

Analisando a distribuição espacial da climatologia atual da evapotranspiração potencial (ETP) para o estado do Ceará no período de 1965 a 2006 (Figura 4.3 a) observam-se maiores valores nas regiões de Jaguaribe e metropolitana de Fortaleza, com valores entre 1719,43 mm/ano e 1935,79 mm/ano, salvo a cidade de Mulungu que apresentou o menor valor da ETP observada com 862,38 mm/ano. Por outro lado, observa-se que os menores valores de ETP foram observados no noroeste, sertão e sul do Ceará, com valores entre 909,81mm/ano a 1509,80 mm/ano. Os valores anuais da evapotranspiração potencial têm relação direta com a temperatura média do ar e variam bastante no território cearense, em função, especialmente, da variação da altitude, logo, é importante enfatizar que a evapotranspiração potencial e temperatura do ar anuais observados mostraram que os valores mais baixos estão nas áreas mais altas, como a de Mulungu (39°W 4,3°S), e os valores mais

altos, foram observados em áreas com menor altitude, destaca-se, Alto Santo (38,27°W 5,52°S) com 1935,79 mm/ano de ETP e 27,75°C de temperatura.

Avaliando os resultados da ETP para um cenário com um aumento na temperatura de 1,5°C, cenário B2 do IPCC, (figura 4.3c), verificou-se os maiores valores variando entre 2104,07 mm/ano até 2527,53 mm/ano no Jaguaribe e algumas localidades do noroeste cearense, o que representa um aumento de aproximadamente 31% do valor da ETP atual, com diferenças positivas de até 865 mm/ano em Reriutaba. Nos sertões, noroeste cearense, região metropolitana de Fortaleza, e extremo sul do estado, observaram-se evapotranspiração potencial variando entre 948,48 mm/ano a 2057,71 mm/ano, ou seja, um valor de aproximadamente 36% superior ao atual, apresentando diferença de 86,10 a 382,60 mm/ano (Figura 4.3c).

Analisando os resultados da diferença entre a ETP observada e a ETP para um aumento na temperatura de 3,0°C (cenário A2 do IPCC) (Figura 4.3 d), observa-se diferenças variando entre 198mm/ano a 1212mm/ano com valores ETP de 1060,88 mm/ano até 3148,02 mm/ano em todo do Ceará. As maiores diferenças de ETP foram observadas no Jaguaribe Cearense, apresentando valores de 989,02 mm/ano a 1240,15 mm/ano. As menores diferenças foram vistas nas demais regiões cearenses com valores de 198,5 a 979,96 mm/ano, exceto na localidade de Sobral (40,47°W 3,67°S), localizada noroeste cearense e apresentou uma diferença de 1117,53 mm/ano. Destacando o maior e o menor valor observado nas localidades de Boa Viagem (39,73°W 5,13°S) com diferença de 1240,15 mm/ano e de Mulungu (4,3°S 39°W) com valor de 198,5mm/ano. Estes números mostram que caso o cenário A2 realmente ocorra, a ETP do Ceará terá um aumento significativo em torno de 62%.

Já que a evapotranspiração potencial, é a máxima evapotranspiração que ocorreria se o solo dispusesse de suprimento de água suficiente, a ETP depende de vários fatores além da temperatura do ar, tais como, umidade e velocidade do vento, assim, não necessariamente a temperatura do ar será fator decisivo para determinar o teor de perda de água para atmosfera, provavelmente, nesse caso, existem outros fatores influenciando para o aumento da ETP nos vários cenários observados no estado do Ceará, que acarretará em uma maior demanda de perda de água para atmosfera o que significa que a região se tornará mais seca.

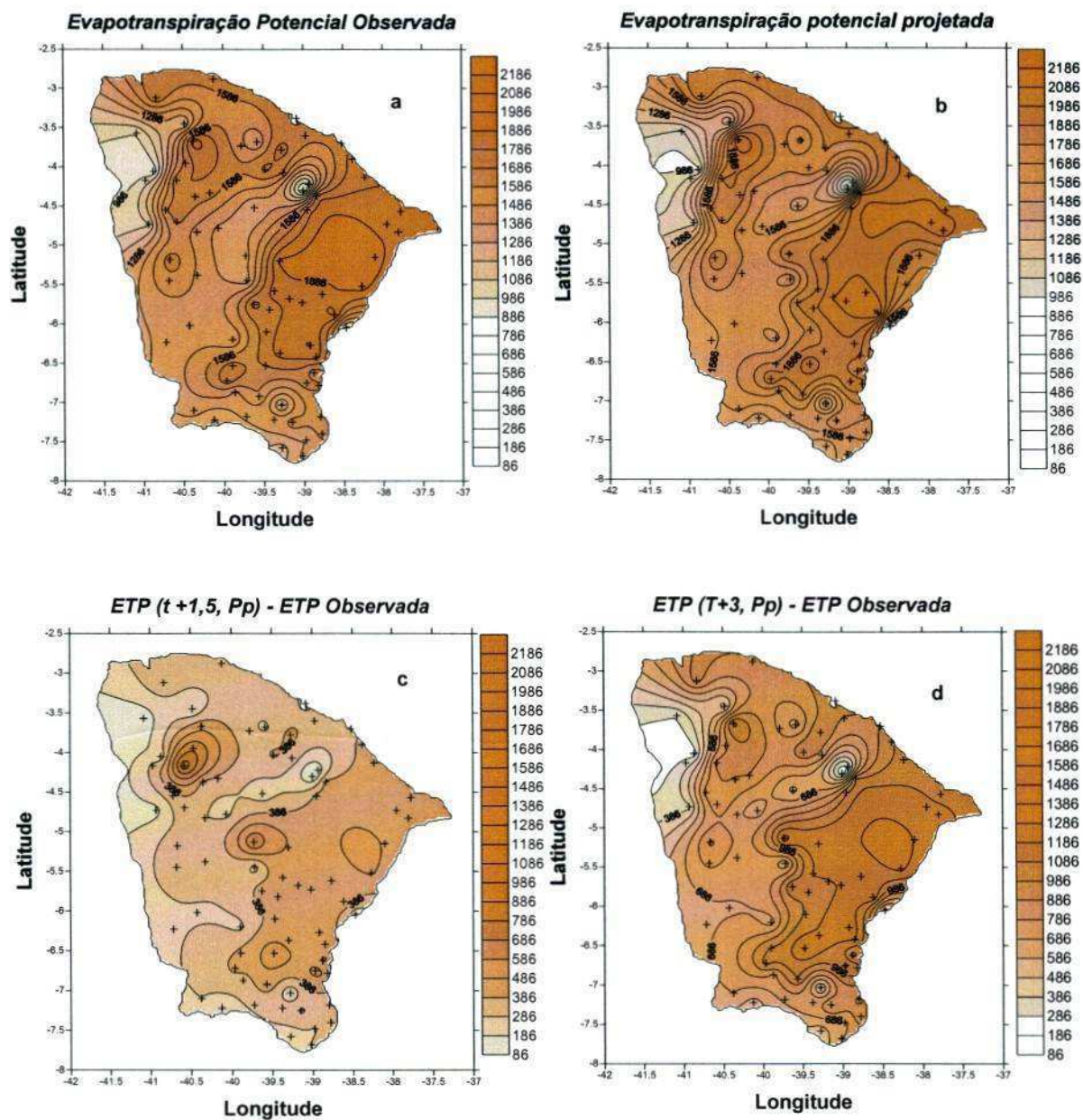


Figura 4.3 – Distribuição espacial da evapotranspiração potencial em mm/ano: (a) Observada para o período de 1965 2006; (b) Estimada usando informações das projeções de temperatura do ar e precipitação do modelo Eta-HADCM produzidas pelo PNUD-CPTEC para 2011-2040; (c) Diferença entre evapotranspiração observada e evapotranspiração com aumento da temperatura em 1,5°C; (d) Diferença entre evapotranspiração observada e evapotranspiração com aumento da temperatura em 3,0°C.

4.4 Evapotranspiração Real (ETR)

A distribuição espacial da evapotranspiração real (ETR) no Ceará (Figura 4.4 a) média anual para o período 1965 a 2006 apresentou valores da ordem de 508 mm/ano a 1114,1 mm/ano. Da faixa se que estende do Sul ao Noroeste do estado (Figura 4.4 a), os valores de ETR se encontram entre 718 mm/ano e 1114,1 mm/ano salvo as localidades de Jati (39,02°W 7,68°S), Viçosa do Ceará (41,08°W 3,57°S) e São Benedito (40,87°W 4,05°S) com valores de 685,8, 707,9 e 672,4 mm/ano, respectivamente. No noroeste e parte do norte do Estado destacam-se valores menores que nas demais áreas com valores entre 508 mm/ano a 712,7 mm/ano, exceto a localidade de Hidrolândia (40,65°W 4,°S) que apresentou ETR de 720,5 mm/ano.

A Figura 4.4 b, que representa a diferença entre a ETR observada média anual para o período de 1965 a 2006 e a ETR estimada com um aumento na temperatura de 1,5°C e aumento da precipitação em 20%. Observa-se diferenças positivas de 70,3 mm/ano a 239 mm/ano que significa que a evapotranspiração para esse cenário foi aumentada em torno de 20% em relação à ETR observada. Pode-se destacar apenas a localidade de Assare (39,87°W 6,87°S) com diferença de ETR negativa de -138,49 mm/ano, ou seja, a ETR estimada foi menor do que a observada. Por outro lado, para a diferença entre a ETR estimada com aumento de 1,5°C e redução da precipitação em 20% com a evapotranspiração real observada (Figura 4.4 c) são verificadas diferenças negativas na maior parte da região, o que significa que a evapotranspiração real da região teve uma diminuição. Ressalta-se que para este último cenário as diferenças de evapotranspiração real positivas ocorreram em algumas localidades do litoral e parte do noroeste do estado com valores de 3,66 mm/ano em Paracuru (39,08°W 3,38°S) a 96 mm/ano em Carnaubal (40,97°W 4,17°S).

A Figuras 4.4d mostra a diferença entre a ETP para um aumento de temperatura do ar de 3,0°C (condições próxima do cenário A2 do IPCC para o período de 2011 a 2040) com aumento da precipitação em 20% e a ETR observada. Verifica-se um aumento significativo na evapotranspiração real com uma diferença positiva que chega a 424 mm/ano, apresentando uma diminuição apenas na localidade de Tamboril (40,33°W 4,83°S). Evidencia-se que quanto maior a temperatura e a precipitação, maior será a evaporação da superfície para a atmosfera. Entretanto, quando se faz uma análise da diferença entre a ETR produzida com aumento da temperatura do ar de 3,0°C e redução da precipitação em 20% e a ETR observada (Figura 4.4e), verifica-se uma diminuição na ETR, pois, observam-se diferenças negativas na maior parte do Estado, principalmente, nas regiões que se estendem de parte do norte ao

extremo sul do estado, essa configuração também observada na figura 4.4c, que pode ser explicado devido a diminuição na precipitação.

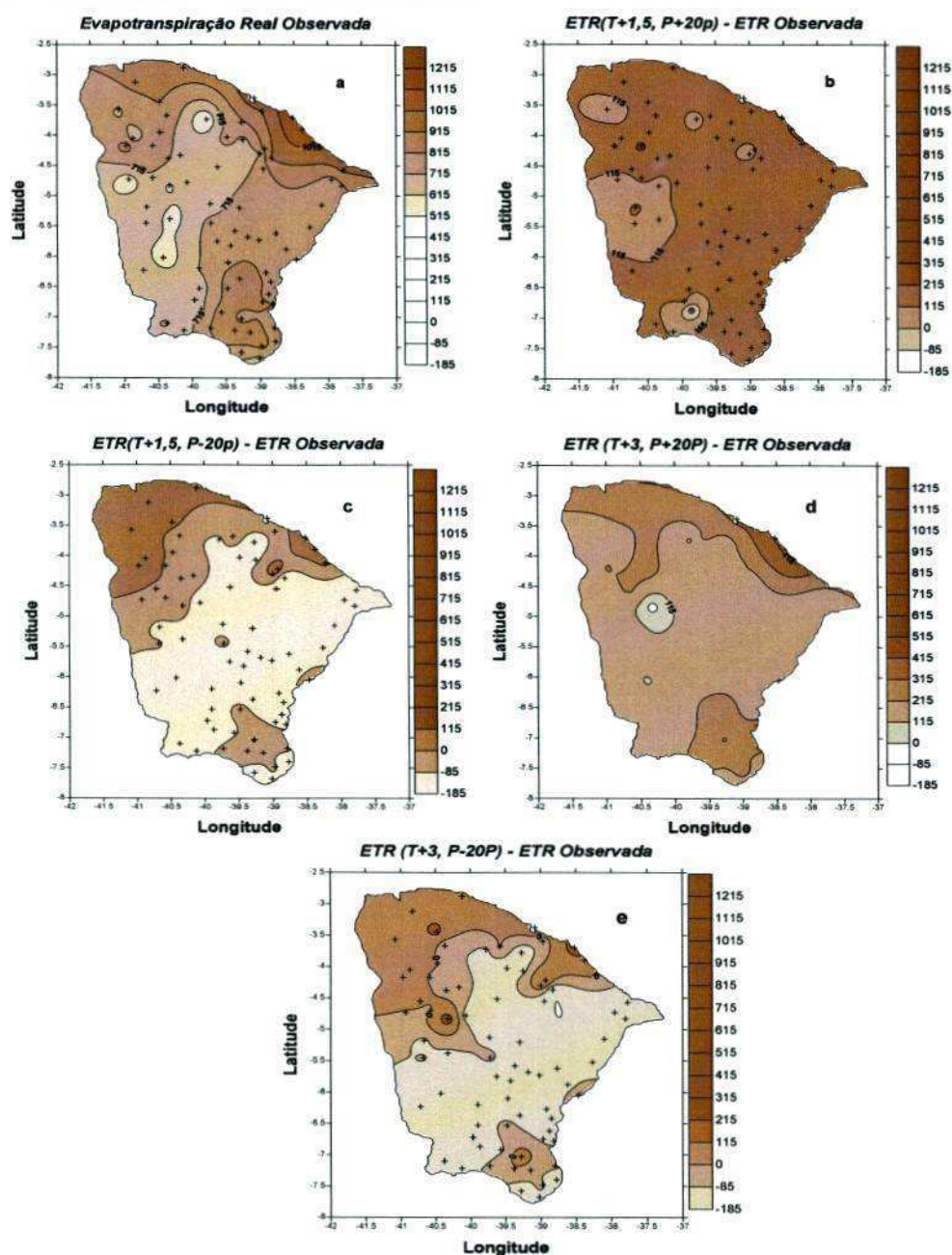


Figura 4.4 – Distribuição espacial da evapotranspiração real (ETR) em mm/ano: (a) Média Climatológica observada para o período de 1965 a 2006; (b) Diferença entre ETR com aumento da temperatura em 1,5°C e aumento na precipitação em 20% e ETR observada; ; (c) Diferença entre ETR com aumento da temperatura em 1,5°C e redução na precipitação em 20% e ETR observada; (d) Diferença entre ETR com aumento da temperatura em 3,0°C e aumento na precipitação em 20% e ETR observada; (e) Diferença entre ETR com aumento da temperatura em 3,0°C e redução na precipitação em 20% e ETR observada.

4.5 Excedente Hídrico (EXC)

O excedente hídrico observado (Figura 4.5a) apresentou valores positivos o que indica que houve excesso de água no período de 1965 a 2006 em todo o Estado do Ceará, com valores, em média de 130,5 mm/ano. Em geral, os maiores excessos ocorrem na região noroeste cearense, metropolitana de Fortaleza, apresentando valores de até 814,7 mm/ano na localidade de São Benedito (40,87°W 4,05°S). Nas regiões dos sertões, Jaguaribe, centro sul, sul e parte do norte foi encontrado valores variando de 0 mm/ano a 112,4 mm/ano.

Analisando as diferenças entre o excedente hídrico para um cenário com aumento de temperatura de 1,5°C (condições próxima do cenário B2 do IPCC) com aumento da precipitação de 20% e o excedente observado. Verifica-se um aumento no excedente hídrico em praticamente toda região de estudo. Localidades como São Benedito (40,87°W 4,05°S), Meruoca (40,48°W 3,45°S) e Viçosa do Ceará (41,08°W 3,57°S) que no cenário observado apresentaram excedente médio anual de 814,7; 801,6 e 767,7mm/ano, e para o cenário descrito apresentaram valores de até 989,7; 1006,8 e 975,5 mm/ano, respectivamente. Isto produz diferenças positivas de 175,08; 205,25 e 207,83 mm/ano como mostra a Figura 4.5b. De maneira geral, as diferenças de excedente hídrico foram positivas na maior parte da região (Figura 4.5b), com valores de 0 a 207,83 mm/ano, pode-se observar também que houve localidades com diferença de excedente hídrico negativo, ou seja, verificou-se uma diminuição do escoamento superficial e percolação para camada mais profunda do solo, em relação aos valores atuais observados. As diferenças negativas foram -49,26 mm/ano em Reirituba (40,58°W 4,17°S); -4,63mm/ano em Paramonti (39,25°W 4,07°S); -26,30 em Boa Viagem (39,73°W 5,13°S) e Ipaumirim (38,82°W 6,78°S) com perda significativa de 73,45mm/ano (Figura 4.5b).

Para o cenário com aumento da temperatura do ar em 1,5°C e redução da precipitação em 20% observou-se diferenças negativas do excedente hídrico em praticamente todo Estado com valores que vão de 0 a -374 mm/ano (Figura 4.5c). Isto pode ser um indício de que as diferenças positivas observadas para o cenário com aumento de precipitação, figura 4.5b, podem ser devido ao aumento das chuvas.

A Figura 4.5d mostra a diferença entre o excedente hídrico com aumento de temperatura do ar de 3,0°C e aumento da precipitação e o excedente hídrico observado, verifica-se valores variando entre -152 mm/ano a 160,9 mm/ano. De maneira geral, o excedente observado apresenta valores superiores ao do cenário idealizado. Isto mostra que o aumento da precipitação não foi suficiente para equilibrar o aumento de 3,0°C. As diferenças

entre o excedente hídrico com aumento da temperatura do ar de 3,0°C e redução da precipitação em 20% e o excedente observado são mostradas na Figura 4.5e. Verificam-se valores negativos em grande parte do estado, com redução de até 481,4 mm/ano, observada na localidade de em Fortaleza (38,52°W 3,70°S) e de 422 mm/ano em Pacoti (38,93°W 4,22°S). Portanto pode-se perceber que para o aumento da precipitação o excedente hídrico será positivo na maior parte do estado, porém com altas temperaturas como no caso do cenário com aumento de temperatura de 3,0°C esse excedente diminuirá.

Deste modo, verificou-se uma redução no EXC em grande parte do estado em todos os cenários observados, mesmo nos cenários com aumento da precipitação, que significa que esse aumento de precipitação não será suficiente para manter os níveis de evapotranspiração, que será muito maior, em função do aumento da temperatura do ar.

Segundo Pereira et al., (2002), a disponibilidade hídrica pode ser quantificada pelo balanço hídrico climatológico, no qual fica evidenciada a flutuação temporal de períodos com excedente e com deficiência, permitindo, dessa forma, o planejamento das atividades agrícolas e a quantificação de irrigação.

Portanto, a disponibilidade da água depende tanto das condições físicas da superfície da terra, quanto também das condições e variabilidade do clima, e afeta diretamente a vida animal e vegetal, e um dos seus mais conhecidos efeitos é a escassez de água, assim, essa diminuição observada no EXC poderá originar várias conseqüências para o estado do Ceará que possivelmente estará sofrendo de escassez de água comprometendo a produção de alimentos podendo haver conflitos sociais.

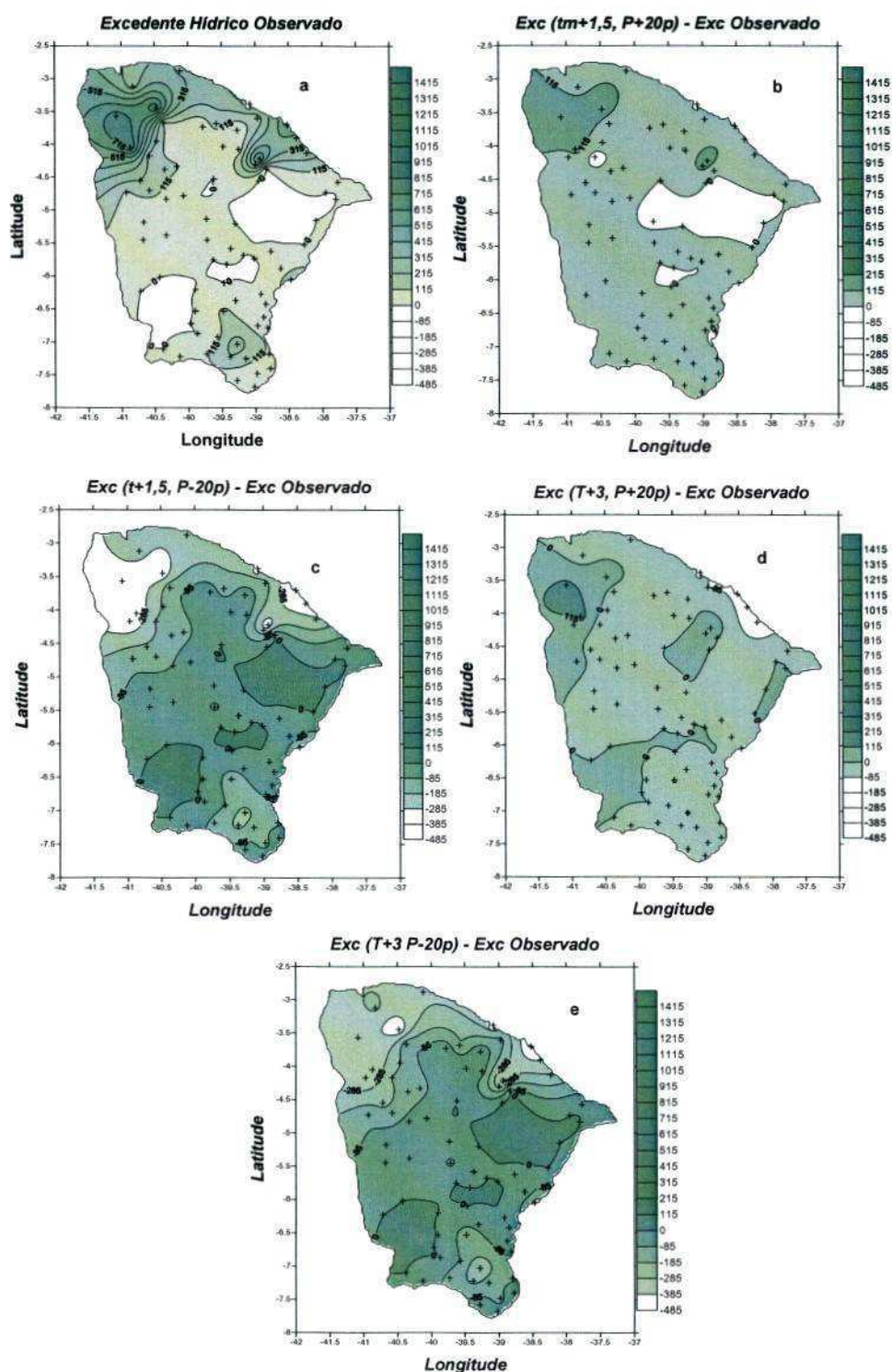


Figura 4.5 - Distribuição espacial da Excedente Hídrico em mm/ano: (a) Média climatológica observada para o período de 1965 a 2006; (b) Diferença entre EXC com aumento da temperatura em 1,5°C e aumento na precipitação em 20% e EXC observado; (c) Diferença entre EXC com aumento da temperatura em 1,5°C e redução na precipitação em 20% e EXC observado; (d) Diferença entre EXC com aumento da temperatura em 3,0°C e aumento na precipitação em 20% e EXC observado; (e) Diferença entre EXC com aumento da temperatura em 3,0°C e redução na precipitação em 20% e EXC observado.

4.6 Armazenamento (ARM)

A distribuição da umidade do solo média climatológica observada para o período de 1965 a 2006 é mostrada Figura 4.6a. Ressalta-se que a umidade é calculada em forma de armazenamento de água no solo em mm/período, o armazenamento máximo é igual ao CAD. Na Figura 4.6a verifica-se armazenamento no solo de 0 até 70,67 mm/ano. Observa-se que os maiores valores de armazenamento se encontram na mesma região em que a precipitação apresentou os maiores valores e que a evapotranspiração potencial foram menores que são as regiões do noroeste cearense, metropolitana de Fortaleza e parte do sul. No norte, sertão e Jaguaribe cearense os valores variam entre 3,86 a 36,90 mm/ano.

A distribuição espacial para a diferença entre o armazenamento para o cenário com aumento de temperatura do ar de 1,5°C e 3,0°C com aumento de precipitação de 20% e o armazenamento médio climatológico observado para o período de 1965 a 2006 são apresentadas nas Figuras 4.6b e 4.6d, respectivamente. Observa-se valores pequenos, próximos de zero, Figura 4.6b, revelando que um aumento de, apenas, 1,5°C foi capaz de neutralizar um aumento de 20% na precipitação. Na figura 4.6d verificam-se valores de diferenças negativas em todo o Estado, pois, representa uma forte diminuição do armazenamento de água no solo decorrente do aumento de 3,0°C, cujo aumento de 20% na precipitação não foi capaz de suprir o aumento da demanda evaporativa devido ao aumento da temperatura. Por outro lado, as Figuras 4.6c e 4.6e mostram a distribuição espacial das diferenças do armazenamento de água no solo para uma redução da precipitação em 20% e um aumento da temperatura do ar de 1,5°C e 3,0°C, respectivamente, e o armazenamento observado. Para estes cenários há uma forte redução do armazenamento de água no solo decorrente tanto do aumento de temperatura do ar quanto da diminuição da precipitação. Em geral, observa-se uma diminuição do conteúdo de água no solo em relação ao armazenamento observado da ordem de -3,60 a -34,06 mm/ano para o cenário com aumento 1,5°C e de -3,60 a -43,10 mm/ano para um aumento de 3,0°C na temperatura do ar.

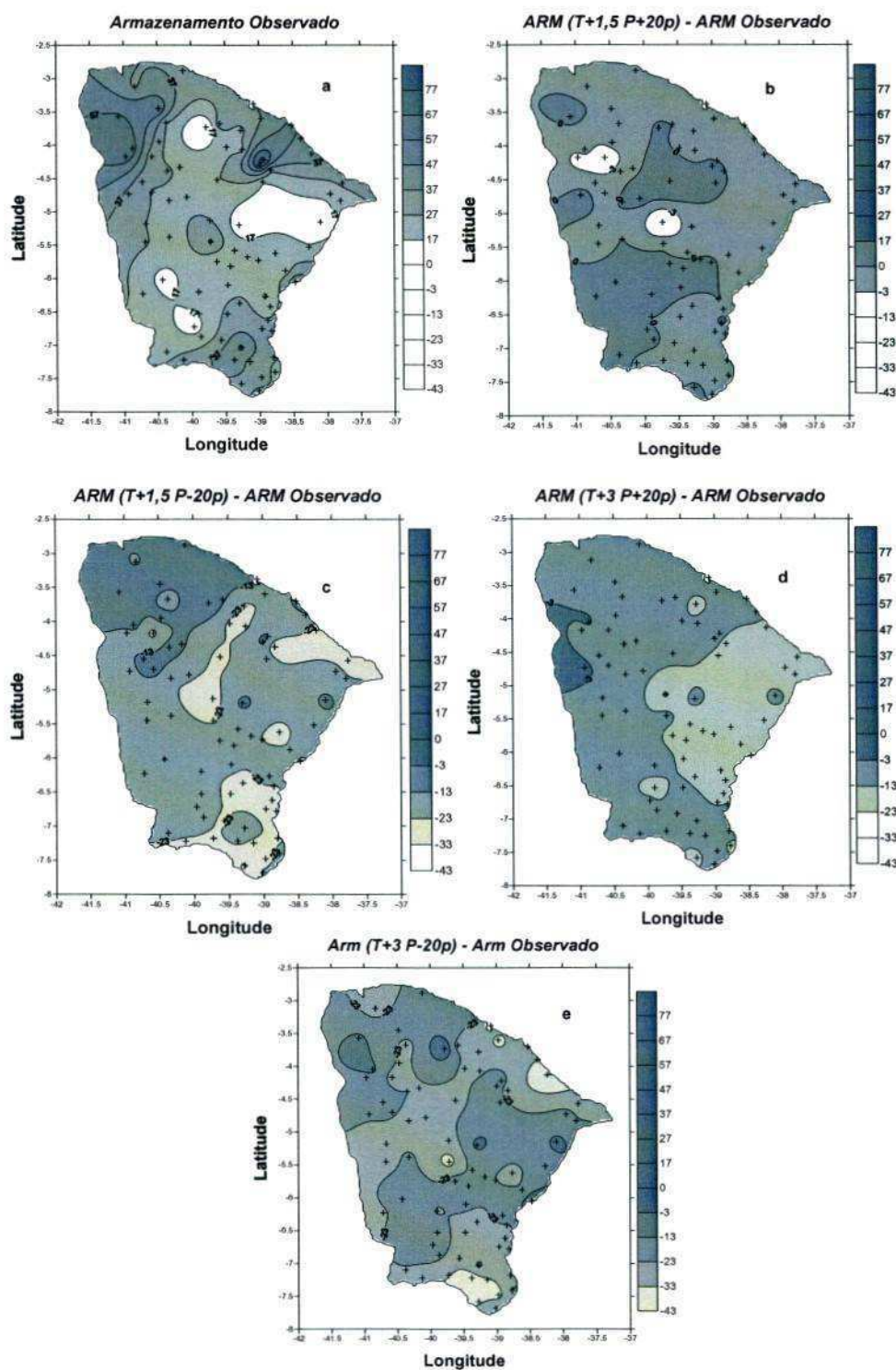


Figura 4.6 - Distribuições espacial do Armazenamento de água no solo em mm/ano: (a) Médio climatológico observado para o período de 1965 a 2006; (b) Diferença entre ARM cenário com aumento da temperatura em 1,5°C e aumento na precipitação em 20% e ARM observado; (c) Diferença entre ARM cenário com aumento da temperatura em 1,5°C e redução na precipitação em 20% e ARM observado; (d) Diferença entre ARM cenário com aumento da temperatura em 3,0°C e aumento na precipitação em 20% e ARM observado; (e) Diferença entre ARM cenário com aumento da temperatura em 3,0°C e redução na precipitação em 20% e ARM observado.

4.7 Índice de Aridez (Ia)

Segundo Cavalcanti (2006) o índice de aridez é utilizado para mensurar o grau de aridez (seca, desertificação) de uma determinada região. É obtido a partir de relação entre o potencial hídrico (P), quantidade de água da chuva, e a taxa de evapotranspiração potencial (ETP). Observando a Figura 4.7a que representa o índice de aridez médio para o estado do Ceará no período de 1965 a 2006, nela pode-se perceber que o índice de aridez apresenta uma variação de 13,9 a 66,5, valores que segundo a classificação de Ometo representam um déficit de água de moderado a forte. Os maiores valores do índice de aridez foram observados no Jaguaribe, sertão, centro sul e parte do norte cearense e indica quão árida é esta região, podendo-se destacar as localidades de Irauçuba (39,78°W 3,73°S), Saboeiro (39,90°W 6,53°S) e Antonina do Norte (39,97 °W 6,72°S) com valores de 66,5; 62,2 e 61,1, respectivamente, que pela classificação do índice de aridez esses valores indicam uma necessidade muito forte e água nessas regiões. As regiões do noroeste cearense, metropolitana de Fortaleza e extremo sul, com valores de 13,9 em Pacoti (38,93°W 4,22°S), 16,4 em Carnaubal (40,97°W 4,17°S) e Mulungu (39°W 4,3°S) com 17,9, por exemplo, representam as regiões menos áridas, com nenhuma necessidade ou necessidade moderada de água nessas regiões.

A Figura 4.7b mostra a diferença do índice de aridez para o cenário com aumento da temperatura do ar de 1,5°C e aumento da precipitação em 20% e o índice de aridez observado, verifica-se que houve um aumento homogêneo da aridez em todo o estado do Ceará, essa diferença varia de 0,09 a 8,5. Para os demais cenários com redução de precipitação (Figuras 4.7c, 4.7d e 4.7e) o aumento da aridez é muito intenso e preocupante, pois um aumento de 1,5°C ou 3,0°C na temperatura do ar é uma condição que poderá ocorrer, tornando a região ainda mais seca.

Deste modo, o índice de aridez apresentou aumento para todos os cenários observados, o que corrobora com o aumento da evapotranspiração e diminuição do excedente e armazenamento de água, consequências do aumento da temperatura, analisados nas seções anteriores.

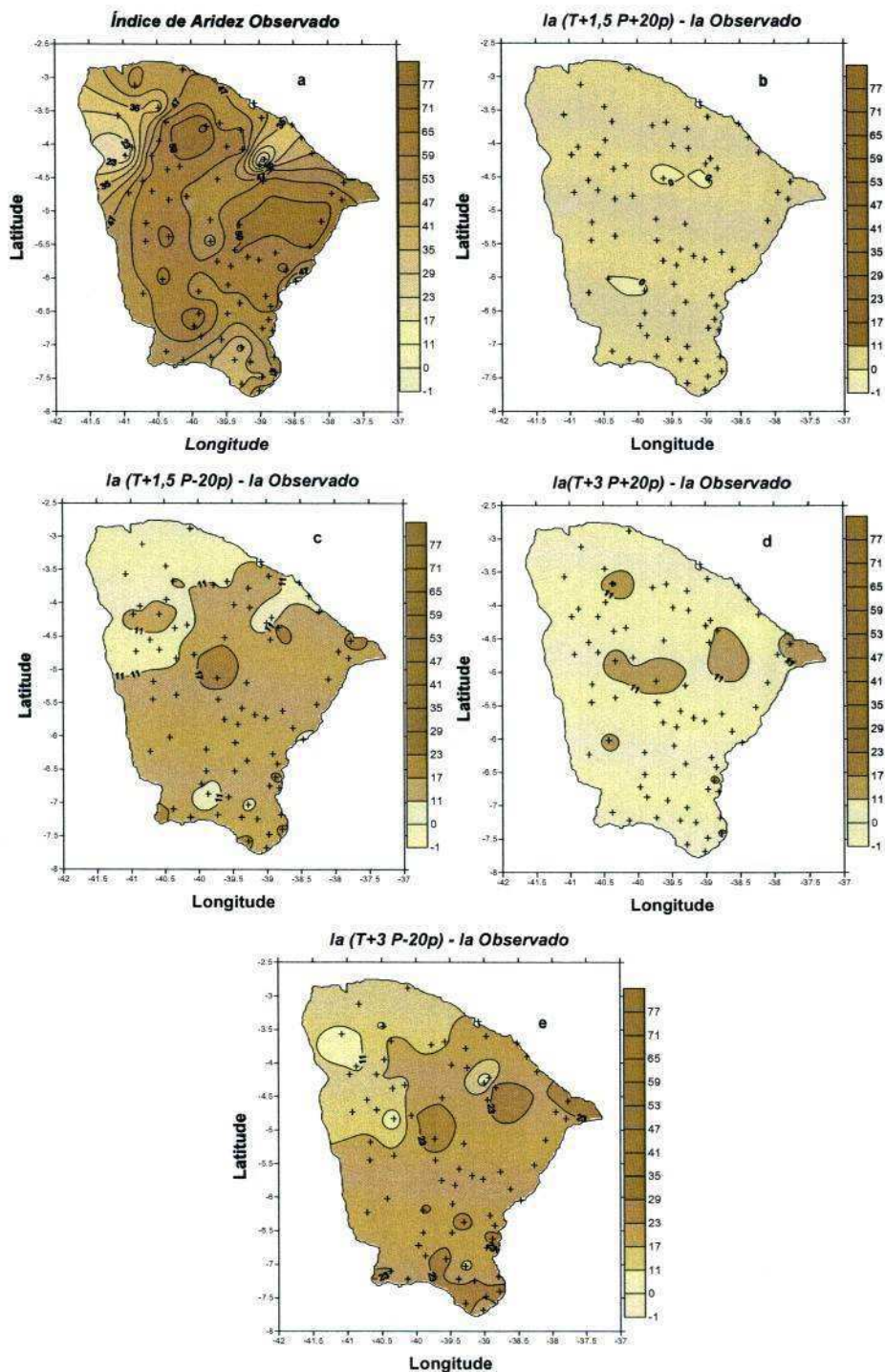


Figura 4.7- Distribuição espacial do Índice de Aridez (IA): (a) Médio climatológico observado para o período de 1965 a 2006; (b) Diferença entre IA cenário com aumento da temperatura em 1,5°C e aumento na precipitação em 20% e IA observado; (c) Diferença entre IA cenário com aumento da temperatura em 1,5°C e redução na precipitação em 20% e IA observado; (d) Diferença entre IA cenário com aumento da temperatura em 3,0°C e aumento na precipitação em 20% e IA observado; (e) Diferença entre IA cenário com aumento da temperatura em 3,0°C e redução na precipitação em 20% e IA observado.

4.8 Índice Efetivo de Umidade (Im)

Como parâmetro chave na classificação do tipo de clima de uma região, o índice efetivo de umidade tem sido utilizado como medidor das áreas sujeitas aos processos de desertificação, conforme definição das Nações Unidas. Entretanto, nos estudos elaborados sobre desertificação no Nordeste do Brasil, o índice efetivo de umidade de Thornthwaite e Mather (1957) tem sido substituído por outro mais simples (razão entre evapotranspiração potencial e precipitação) para facilitar os cálculos (Ferreira *et al.*, 1994). Portanto, as análises espacial e temporal do índice efetivo de umidade são de fundamental importância no diagnóstico de processos de desertificação em áreas do Nordeste.

Analisando a Figura 4.8a que mostra a distribuição espacial do índice efetivo de umidade observado para o estado do Ceará no período de 1965 a 2006, observa-se que nas regiões dos sertões, centro sul, Jaguaribe e parte do norte cearense pela classificação de Thornthwaite e Mather (1957) adaptado por Oliver (tabela 3.1) são classificadas como semiáridas com índice efetivo de umidade variando entre -21,4 e -39,9 e sendo predominante no estado. A região do sul Cearense apresentou valores entre -15,7 a -29,8, dentro desse intervalo, há localidades sendo classificadas como semi áridas ($-40 < \text{Im} \leq -20$) e outras como sub úmidas secas ($0 < \text{Im} \leq -20$). É importante enfatizar as localidades de Meruoca (40,48°W 3,45°S) com Im de 50; Viçosa do Ceará (41,08°W 3,57°S) com Im de 59,6; São Benedito (40,87°W 4,05°S) com Im de 73,9; Carnaubal (40,97°W 4,17°S) com Im de 39,8; Pacoti (38,93°W 4,22°S) apresentando Im igual a 57,8 e Mulungu (39°W 4,30°S) com Im de 42,9, que são localidades situadas nas regiões metropolitana de Fortaleza e noroeste cearens, e são classificadas como úmidas 2, ou seja, apresentam bastante umidade.

A configuração espacial do Im para o cenário com aumento da temperatura do ar de 1,5°C (condição próxima do cenário B2 – baixa emissão de gases de efeito estufa – do IPCC) com aumento da precipitação de 20% é apresentada na Figura 4.8b, de maneira geral o estado do Ceará apresentou uma pequena redução do índice efetivo de umidade Im, e os valores desse índice variam de -40,1 a 69,9. Isto mostra que um aumento de 20% na precipitação sobre todo Ceará não é capaz de reverter a tendência do aumento da aridez produzida pelo aumento de 1,5°C da temperatura média. Em valores numéricos pode-se perceber que as localidades de Meruoca, (40,48°W 3,45°S), Viçosa do Ceará (41,08°W 3,57°S), Mulungu (39°W 4,30°S) e Pacoti (38,93°W 4,22°S), que apresentaram $\text{Im} > 40$, agora, apresentam um Im ainda maior. Nota-se, portanto, que mesmo com diferenças positivas e negativas para

determinadas regiões a Classificação climática para o cenário “B2” com aumento da precipitação (Figura 4.8b) não foi diferente da vista com os valores observados.

Enfim para os cenários; (1) aumento da temperatura em $3,0^{\circ}\text{C}$ e aumento da precipitação em 20%; (2) aumento da temperatura em $1,5^{\circ}\text{C}$ e redução da precipitação; (3) aumento da temperatura em $3,0^{\circ}\text{C}$ e redução da precipitação em 20%. Observa-se uma forte tendência de aridização do clima do Ceará. Como pode ser verificado nas Figuras 4.8d, 4.8c e 4.8e, respectivamente.

A Figura 4.8c mostra Im para o cenário “B2” com redução da precipitação, esta apresentou uma diminuição significativas em todo o estado do Ceará variando de 19,4 a -46,7. Observa-se que nas regiões dos sertões, centro sul, Jaguaribe e parte do norte cearense são classificadas como semi áridas para os dados observados, neste cenário “B2” com redução da precipitação, passam a ser classificadas como semiáridas ou áridas. As regiões de metropolitana de Fortaleza, e do noroeste do estado que antes apresentaram bastante umidade, agora, são classificadas como sub úmidas secas e semiáridas, salvo as localidades de Meruoca, ($40,48^{\circ}\text{W}$ $3,45^{\circ}\text{S}$), Viçosa do Ceará ($41,08^{\circ}\text{W}$ $3,57^{\circ}\text{S}$) e Pacoti ($38,93^{\circ}\text{W}$ $4,22^{\circ}\text{S}$) que apresentaram valores de Im entre 10 e 20 e com isso são classificadas como sub úmidas. A região sul apresentou Im variando de -5,35 a -37,67, nesse intervalo a classificação climática para essa região é a mesma para os dados observados, sub úmida seca e semiárida.

Para o cenário “A2” com aumento da precipitação (Figura 4.8 d), observa-se que também houve diminuição nos valores de Im em relação aos valores observados, porém, mesmo com essa diminuição, a classificação climática predominante para o estado continua a ser semi árida. As regiões metropolitanas de fortaleza e noroeste do estado que antes apresentaram classificação semi árida e sub úmida seca, com valores de Im variando de -44,1 a 67,8, agora apresentam várias classificações, de árida a úmida 2.

O Im para o cenário com aumento de temperatura média do ar em $3,0^{\circ}\text{C}$ (condição próxima do cenário “A2” – alta emissão de gases de efeito estufa – do IPCC) com redução na precipitação podem ser vistos nas Figura 4.8e. O índice efetivo de umidade apresentou comportamento semelhante ao cenário “B2” com redução da precipitação (Figura 4.8c), ou seja, o índice efetivo de umidade teve diminuição em todo o estado do Ceará e apresentando classificação climática análogas, enfatizando algumas localidades, como por exemplo, Caririçu ($39,28^{\circ}\text{W}$ $7,23^{\circ}\text{S}$) que apresentou Im de 4,1 para os dados observados, é de -20,5 para o cenário “B2” com redução da precipitação e Im igual a -28,27, passando de regiões sub

úmida e para semiárida. Verifica-se que a classificação dominante do estado do Ceará para esse cenário é a árida.

A figura 4.8f mostra o Im projetado, ou seja, com a precipitação e temperatura do modelo Eta-HADCM produzidas pelo PNUD-CPTEC para 2011-2040. Verifica-se o Im com uma variação de -8,8 a -42,3 com esses valores, a classificação é de sub úmida seca a árida e prevê que a maior parte do estado será semi árida, destaca-se o valor de -8,8 em Pacoti (38,93°W 4,22°S) na região metropolitana de Fortaleza, sendo classificada como Sub úmida seca, e a localidade de Irauçuba com -42,3 classificada como árida.

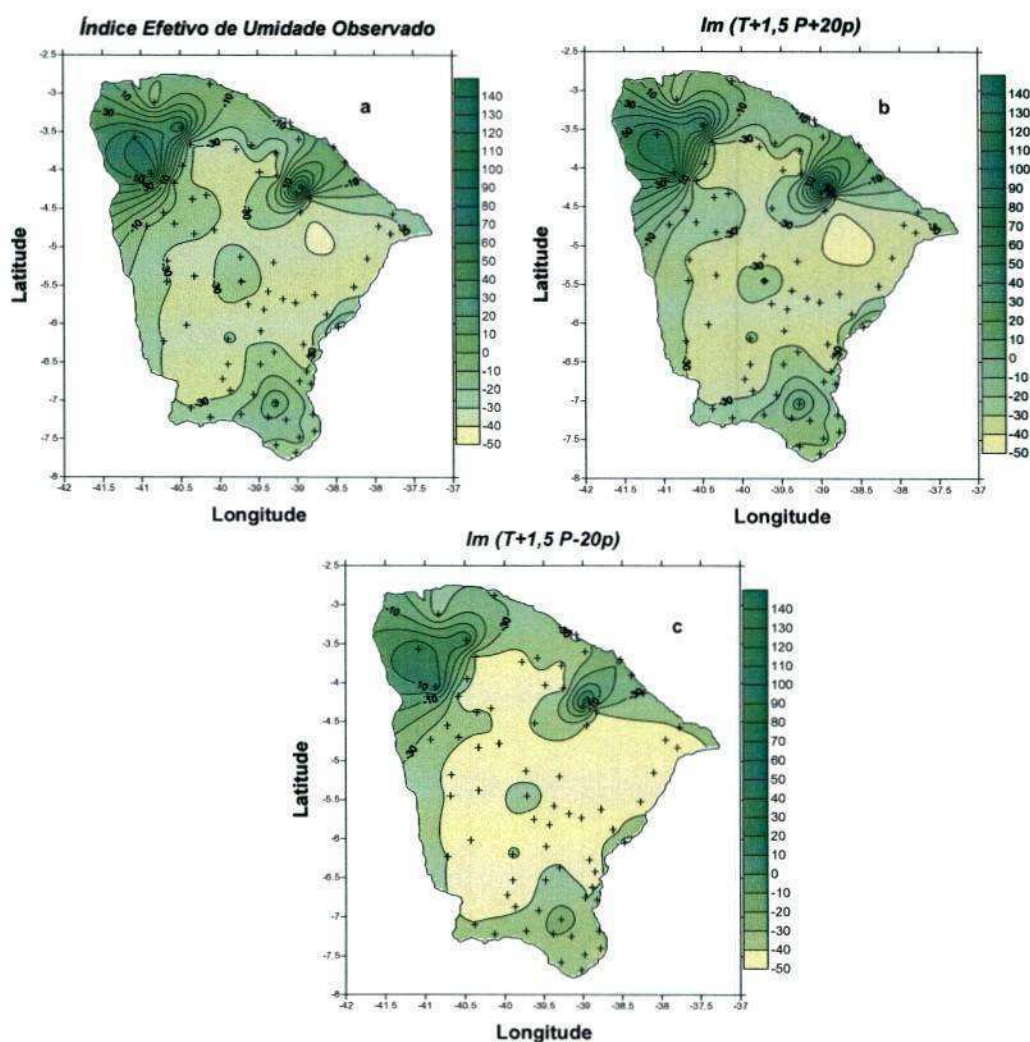


Figura 4.8 - Distribuição espacial do Índice efetivo de umidade (Im): (a) Médio climatológico observado para o período de 1965 a 2006; (b) Im cenário com aumento da temperatura em 1,5°C e aumento na precipitação em 20%; (c) Im cenário com aumento da temperatura em 1,5°C e redução na precipitação em 20%.

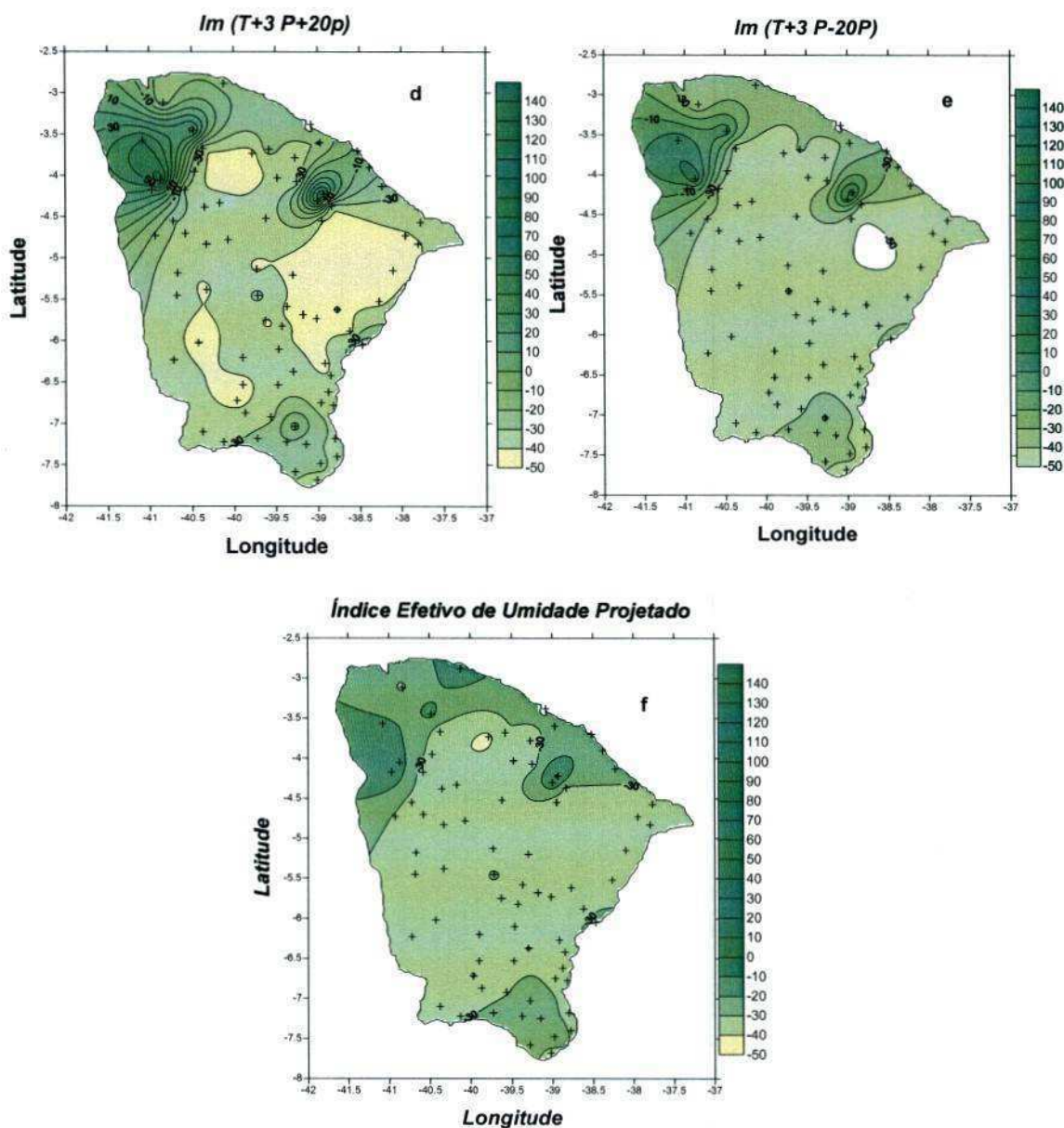


Figura 4.8 - Distribuição espacial do Índice efetivo de umidade (Im): (d) Im cenário com aumento da temperatura em $3,0^{\circ}\text{C}$ e aumento na precipitação em 20%; (e) Im cenário com aumento da temperatura em $3,0^{\circ}\text{C}$ e redução na precipitação em 20% (f) Im cenário projetado pelo modelo Eta-HADCM produzidas pelo PNUD-CPTEC para 2011-2040.

4.9 Eventos de El Niño e La Niña

O El Niño - Oscilação Sul (ENOS) é um dos principais fenômenos remotos responsáveis por extremos climáticos no nordeste do Brasil (NEB). Esta conexão se processa através da circulação atmosférica, de modo que uma circulação de Walker anormalmente deslocada para leste com seu ramo ascendente sobre o Pacífico Equatorial Leste e descendente sobre o Atlântico Tropical, explica as secas no NEB relacionadas a eventos de El Niño (HASTENRATH, 1976; KOUSKY et al., 1984; KAYANO et al., 1988; ROPELEWSKI e HALPERT, 1987 e 1989; RAO e HADA, 1990). As configurações anômalas da circulação atmosférica, temperatura da superfície do mar (TSM) e precipitação (em particular sobre o NEB) são aproximadamente invertidas durante os eventos de La Niña (KOUSKY e ROPELEWSKI, 1989).

Analisando as Figuras 4.9a e 4.9b que representam a distribuição espacial de evapotranspiração potencial para os anos de eventos El Niño e La Niña ocorridos no período entre 1966 a 2003, como mostrado no capítulo 3, observa-se que não há uma variação muito expressiva entre elas, apenas que os valores de ETP foram maiores para anos de El Niño que para anos de La Niña, apresentando valores de em média de 100 mm/ano. Já nas Figuras 4.10a e 4.10b que são as distribuições espaciais da evapotranspiração real, para os anos de El Niño e La Niña, pode-se perceber uma variação de 332,70 mm/ano a 1074,6 mm/ano. Nas regiões dos sertões, Jaguaribe e parte do norte cearense verificaram-se valores de 332,70 a 668,2 mm/ano para El Niño, já para La Niña essas regiões apresentaram valores maiores, variando entre 430,6 a 868,20 mm/ano, logo se pode perceber um aumento na evapotranspiração real nos anos de La Niña em relação aos anos de El Niño.

Para a distribuição espacial de Excedente Hídrico para anos de El Niño e La Niña, (Figura 4.11a e 4.11b), respectivamente, tem-se que o excedente hídrico para os anos de El Niño apresenta valores de 0 a 614,7 mm/ano. As regiões de metropolitana de Fortaleza, noroeste cearense e parte do norte apresentaram excedentes variando de 19,3 mm/ano a 614,7mm/ano, o restante, a maior parte do estado, não apresenta excedente ou tiveram variação muito pequena como é o caso de Lavras da Mangabeira (38,97°W 6,75°S) que apresentou um excedente hídrico de 0,2 mm/ano. Para anos de La Niña a variação no excedente foi bem maior com valores de 0 a 1498,5 mm/ano, sendo os maiores valores verificados nas regiões do noroeste cearense, parte da região metropolitana de Fortaleza e algumas regiões do Jaguaribe Cearense, a saber as cidades de Meruoca (40,48°W 3,45°S) com 1498,5mm/ano, Pacoti (38,93°W 4,22°S) com 1071,4 mm/ano, também no Jaguaribe pode se

observar os menores valores de excedente hídrico como é o caso das localidades de Limoeiro do Norte (38,10°W 5,15°S), Jaguaribe (38,62°W 5,88°S) e Jaguaratama (38,77°W 5,62°S) com valores de EXC de 36,6 mm/ano, 78,3 mm/ano e 74,9 mm/ano, respectivamente.

O armazenamento de água no solo Para os anos El Niño (Figura 4.12a) o armazenamento variou com localidades em que não houve armazenamento a localidades com armazenamento de 69,47mm/ano, variação de armazenamento um pouco menor do que em anos normais observados (Figura 4.6a). Observa-se déficit hídrico no solo para os anos de El Niño, como por exemplo nas localidades de Monsenhor Tabosa (40,07 °W 4,78°S), Tamboril (40,33°W 4,83°S), Irauçuba (39,78°W 3,73°S), Quixeramobim (39,30 °W 5,20°S) e Limoeiro do Norte (38,10°W 5,15°S), entre outras situadas nas regiões dos sertões, centro sul, Jaguaribe e parte do norte cearense, que apresentaram armazenamento 0. Para anos de La Niña e El Niño pode ser observado nas Figuras 4.12a e 4.12b respectivamente. Para os anos de La Niña pode-se observar uma variação positiva de 20,38 mm/ano a 83,60 mm/ano de armazenamento, o que representa um aumento nessa variável em relação aos anos normais, (Figura 4.6a), o que era esperado, já que com a ocorrência do fenômeno La Niña há um aumento no volume de chuvas nessa região. A cidade de Pacoti (38,93°W 4,22°S) localizada na região metropolitana de Fortaleza apresentou o maior armazenamento de 83,60 mm/ano, e a localidade de Icó (38,97°W 6,27°S) situada no centro sul cearense teve o menor valor de armazenamento 20,38 mm/ano.

Em algumas áreas do sertão nordestino, nos meses de seca geralmente não há registros de chuvas e nos meses em que é observada chuva não chove o suficiente para o desenvolvimento, acumulação de água para as atividades básicas e industriais e aumento da produção agrícola, sendo assim as secas duram até dois anos em períodos de El Niño. Mas os períodos de seca não se limitam apenas ao sertão, até mesmo no litoral são observadas grandes deficiências de chuva. Contudo, os agricultores do nordeste também são prejudicados pelo período chuvoso e sofrem graves perdas na área agrícola (Bezerra *et al.*, 2005). Com isso, o Índice de aridez para anos de El Niño são altos, pois representam a redução das chuvas nessa região. A variação do índice de aridez nos anos de El Niño (Figura 4.13a) é observada na com valores variando de 13,4 a 78,5. Observa-se que os maiores valores de Im nos anos de El Niño, foram observados na região do sertão, centro sul, Jaguaribe e parte do norte cearense, que apresentaram índice de aridez de 55,3 a 78,5. Pode-se observar o aumento significativo deste índice de aridez em relação aos valores observados para o período de 1965 a 2006 (Figura 4.7 a), que apresentaram valores de 43,9 a 66,5. Nas regiões metropolitanas de

Fortaleza e noroeste cearense apresentaram os menores valores do índice de aridez, e esses apresentaram-se em torno dos observados para os anos 1965 a 2006.

Em anos de La Niña a precipitação no nordeste tende a ser mais abundante, com isso o índice de aridez deve ser menor do que os anos de El niño, já que com um maior índice pluviométrico as regiões vão passar a ter maior umidade, esse comportamento é observado na Figura 4.13b e verifica-se na maior parte do estado apresentando valores de 4,1 a 60,7, sendo os maiores valores constatados ainda na região metropolitana de Fortaleza e noroeste cearense que já são regiões consideradas sub úmidas. As demais regiões apresentaram os maiores valores do índice de aridez, porém menores que os observados no período de 1965 a 2006 e do que nos anos de El niño.

Considerando a Figura 4.14a que mostra o índice efetivo de umidade para anos de El Niño, observa-se que, de maneira geral, que não houve mudanças efetivas já que as regiões do noroeste e metropolitana de Fortaleza continuam sendo classificadas como sendo sub úmida seca e a maior parte do Estado como semiárido. Pontualmente podemos destacar mudanças como no caso de regiões que apresentaram índices abaixo de -40 e acima de 20, o que muda a classificação de tais localidades como é o caso, por exemplo, de Tauá (40,43°W 6,02°S) e Irauçuba (39,78°W 3,73°S) que apresentaram Im de -39,1 e -39,9 para o período de 1965 a 2006, e Im de -45,18 e -47,1 para anos de El Niño passando assim de semi árida a árida, e as localidades de Viçosa do Ceará (41,08°W 3,57°S), Pacoti (38,93°W 4,22°S) e São Benedito (40,87°W 4,05°S) em que apresentaram índice 26,12 e 23,26 e 39,56, respectivamente, passando de região sub úmida seca para sub úmida úmida.

Para os anos de La Niña o índice efetivo de umidade (Figura 4.14b) se comportou de forma esperada apresentando altos valores, reduzindo bastante a área caracterizada como semiárida e tendo predominância as áreas classificadas como sub úmida secas. Os índices efetivos de umidade para anos de La Niña podem ser observado na Figura 4.14b, esses, apresentando valores variando de -31,9 na localidade de Umari (38,88°W 6,62°S) classificada como semiárida a 145,5 e na cidade de Meruoca (40,48°W 3,45°S), situada no noroeste do estado e tendo classificação climática de hiper úmida.

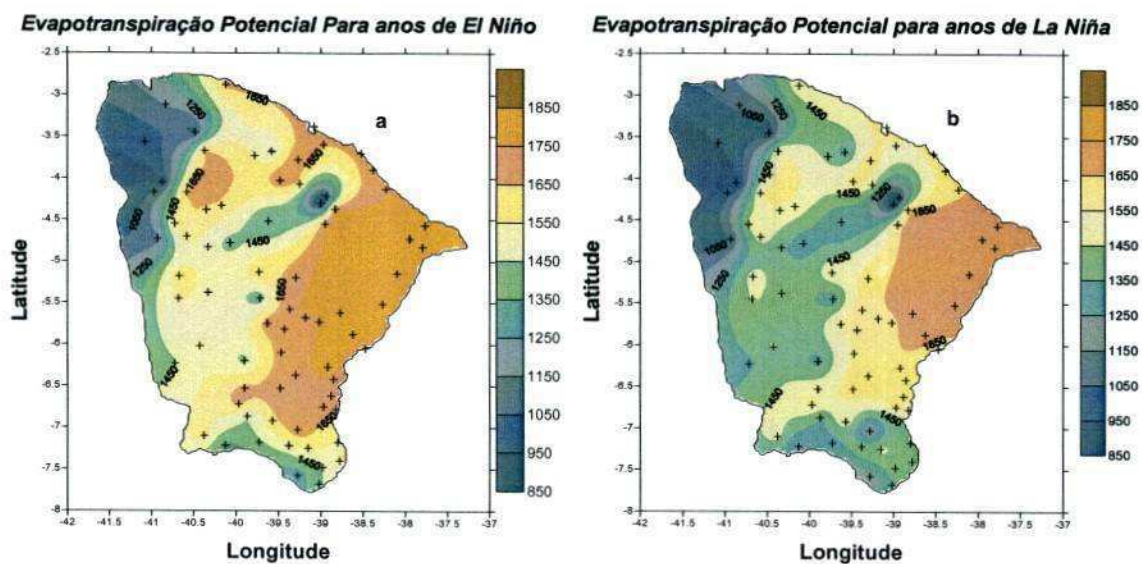


Figura 4.9 – Distribuição espacial da Evapotranspiração potencial em mm/ano: (a) em anos de El Niño; (b) em anos de La Niña.

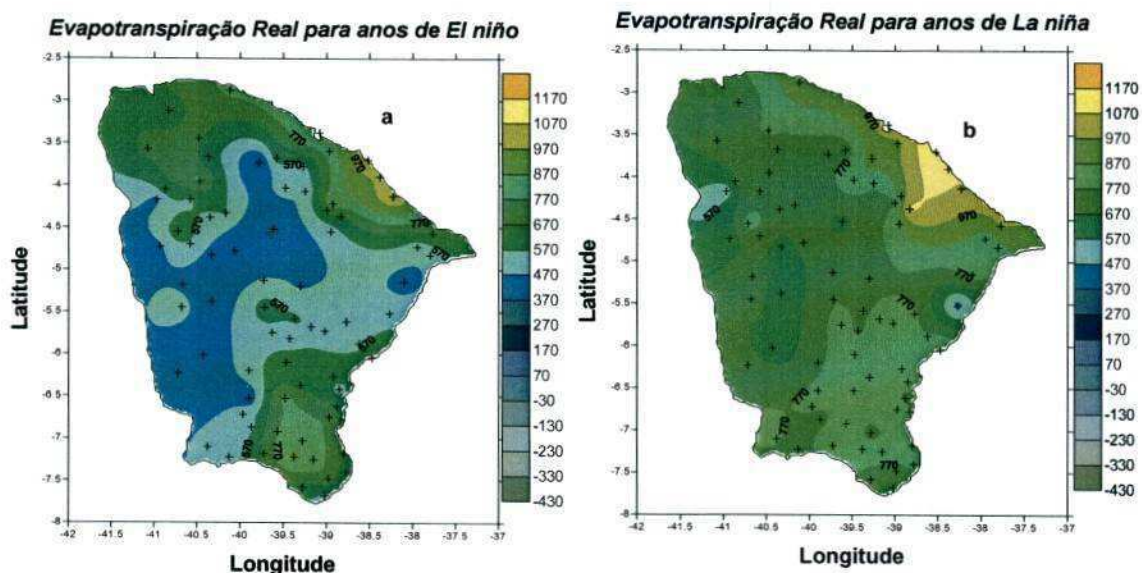


Figura 4.10 – Distribuição espacial da Evapotranspiração Real em mm/ano: (a) em anos de El Niño; (b) em anos de La Niña.

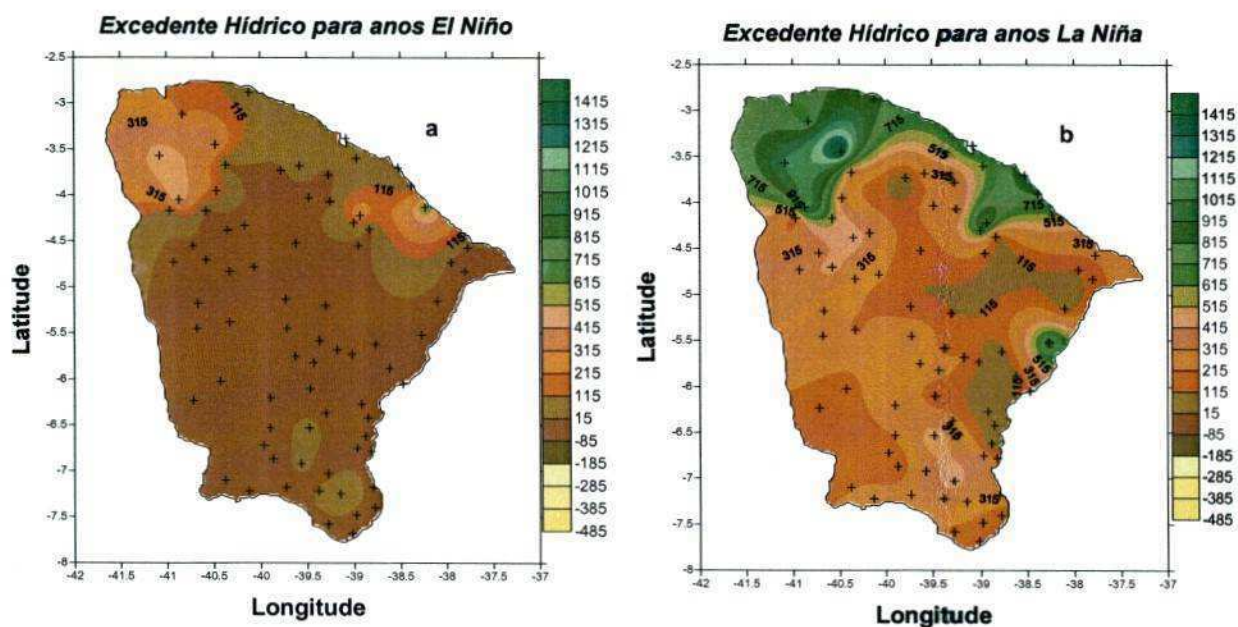


Figura 4.11 – Distribuição espacial do Excedente Hídrico em mm/ano: (a) em anos de El niño; (b) em anos de La niña.

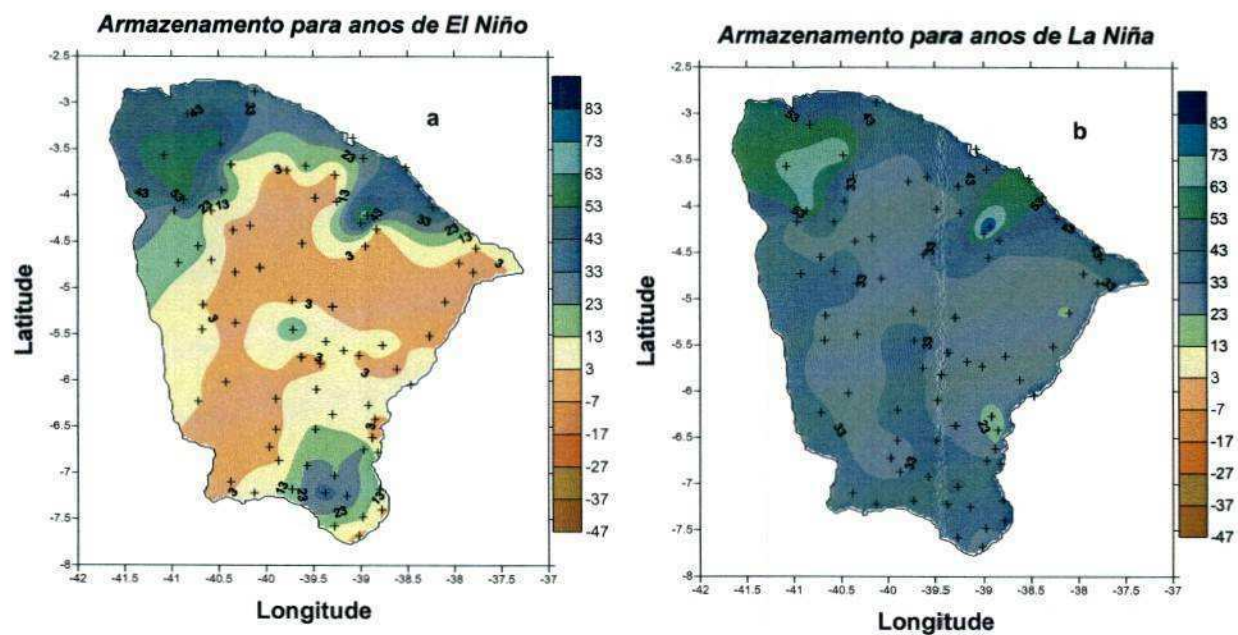


Figura 4.12 – Distribuição espacial do Armazenamento em mm/ano: (a) em anos de El niño; (b) em anos de La niña.

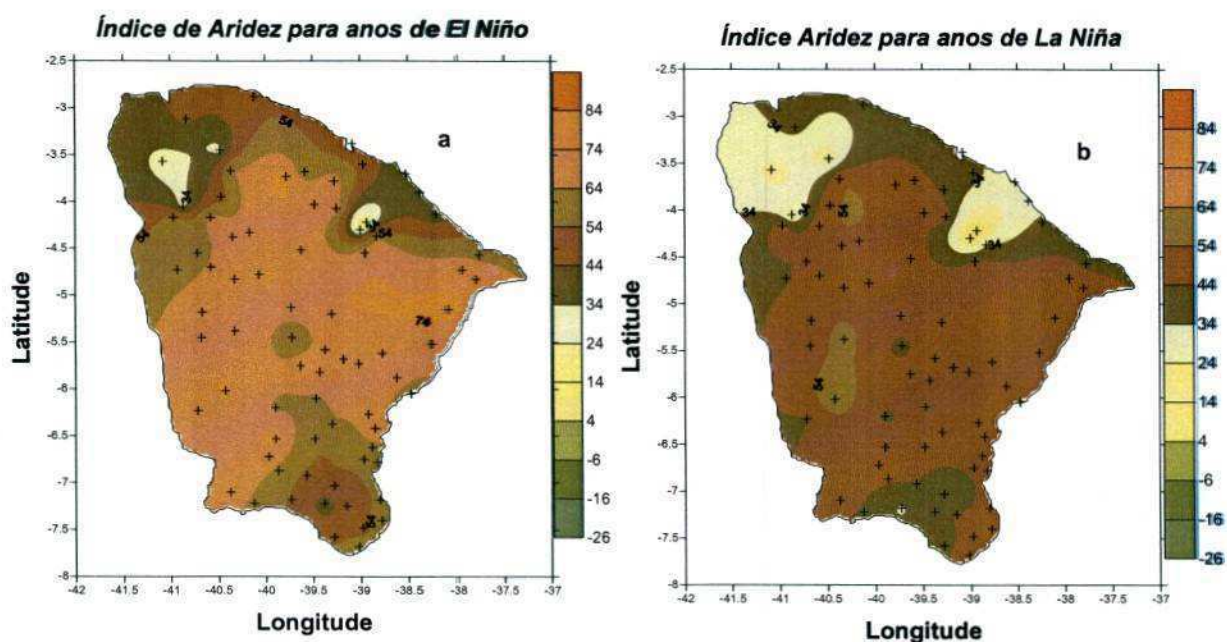


Figura 4.13– Distribuição espacial do Índice de Aridez: (a) em anos de El niño; (b) em anos de La niña.

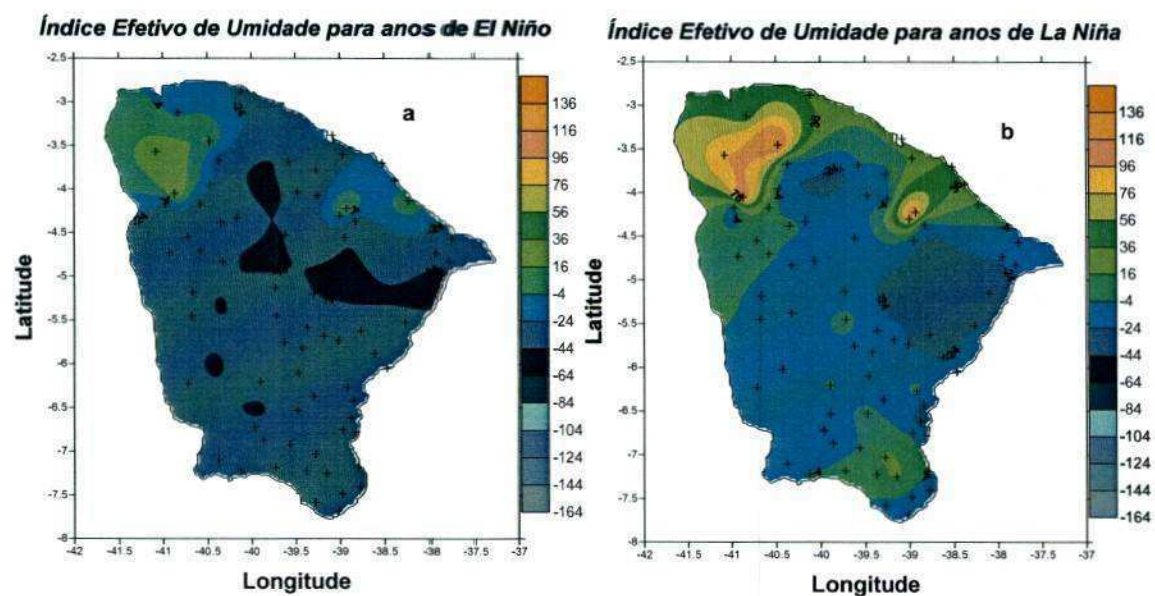


Figura 4.14 – Distribuição espacial do Índice Efetivo de Umidade: (a) em anos de El niño; (b) em anos de La niña.

CAPITULO 5

CONCLUSÕES

O objetivo geral deste trabalho foi avaliar os impactos das componentes (evapotranspiração real, excedente hídrico, umidade do solo, índices efetivo de umidade e de aridez) do balanço hídrico climático para o estados do Ceará, decorrentes do aumento da temperatura média anual do ar e aumento/redução da precipitação total anual. Também foram avaliadas as variabilidades climáticas interanual das componentes do balanço hídrico para anos com eventos de La Niña e El Niño. Tomando como base os objetivos propostos e os resultados obtidos, conclui-se que:

As anomalias de ETP obtidas para todos os cenários foram superiores às encontradas para os períodos de El Niño, ou seja, mesmo para condições de aumento de 1,5°C da temperatura do ar, cenário bastante provável, as demandas de água para a atmosfera no Ceará são superiores às observadas nos anos mais secos.

Para o cenário como aumento de temperatura de 3,0°C a ETP do Ceará terá um aumento significativo em torno de 62% com valores entre 1060,88 mm/ano e 3148,02.

A evapotranspiração real aumenta devido ao aumento da temperatura média do ar e da precipitação. Portanto, concluir-se que quanto maior a temperatura e a precipitação, maior será a perda de água para a atmosfera, porém, para os cenários com redução da precipitação em 20% há uma diminuição na evapotranspiração real.

Há uma tendência de diminuição do excedente hídrico em todos os cenários, principalmente os de redução da precipitação. Isto produz um decaimento do escoamento superficial e sub-superficial e da percolação de água para as camadas mais profundas do solo.

Também observou-se uma diminuição da quantidade de armazenamento do solo, um decaimento da água retida no solo, principalmente nos cenários de diminuição da precipitação. Isto mostra que com o aumento da temperatura média do ar há uma tendência de secamento do solo cearense.

A aridez aumentou em todo o estado do Ceará em todos os cenários analisados, principalmente os que apresentam redução da precipitação.

As regiões antes classificadas como semiáridas para os dados observados, nos cenários, (A2 e B2) passam a ser classificadas como semi áridas ou áridas. E regiões que

antes apresentaram bastante umidade, agora, são classificadas como sub úmidas seca e semi-áridas.

Os parâmetros do Balanço Hídrico apresentaram comportamento dentro do esperado para os anos de El Niño e La Niña, ou seja, aumento da Evapotranspiração Potencial, Evapotranspiração Real, e do Índice de Aridez e diminuição do Excedente hídrico, Armazenamento de água no solo e do Índice efetivo de umidade, para os anos de eventos El Niño, e o contrário observa-se para os anos de eventos La Niña.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGÊNCIA NACIONAL DE ENERGIA ELÉTRICA (ANEEL). **Vulnerabilidade climática e recursos hídricos no Nordeste**. O estado das águas no Brasil. Brasília, 1999, 3p.

AGUILAR, D. J.; KRUKER, R. J. M.; CALHEIROS, R.. **Determinação da Evapotranspiração Potencial e Balanço Hídrico da Região da Grande Dourados**. Dourados: EMBRAPA-UEPAE, 1986. 150 p.

ALEXANDER, L. V.; ZHANG, X.; PETERSON, T. C.; CAESAR, J.; GLEASON, B.; TANK, A. M. K.; HAYLOCK, M.; COLLINS, D.; TREWIN, B.; RAHIMZADEH, F.; TAGIPOUR, A.; KUMAR, K. R.; REVADEKAR, J.; GRIFFITHS, G.; VINCET, L.; STEPHENSON, D. B.; BURN, J.; AGUILAR, E.; BRUNET, M.; TAYLOR, M.; NEW, M.; ZHAI, P.; RUSTICUCCI, M.; VAZQUEZ-AGUIRRE, J. L. Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v. 111, DO. 5109, doi: 10.1029/2005 JD006290, March 2006.

AMBRIZZI, T; ROCHA, R. M.; MARENGO, J.A.; PISNITCHENKO, I.; ALVES, L. M.; FERNAN-DEZ, J. P. R. **Cenários regionalizados de clima no Brasil e América do Sul para o Século XXI**: projeções de clima futuro usando três modelos regionais. Relatório 3. Brasília: Ministério do Meio Ambiente, Secretaria de Biodiversidade e Florestas, Diretoria de Conservação da Biodiversidade, 2007.

BARRA, T.S; COSTA, J.M.N; RAO, T.V.R; SEDIYAMA, G.C; FERREIRA, W.P.M; NETO, F.S.D; Caracterização climatológica da severidade de secas do Estado do Ceará – Brasil, **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.6, n.2, p.266-272, Campina Grande, PB, 2002 ,DEAg/UFCG - <http://www.agriambi.com.br>

BEZERRA, A. C. N.; BARRETO, N. J. C.; SOUZA, A. R. E. S. Comportamento das Anomalias de Precipitação da Estação Chuvosa do Nordeste do Brasil (NEB) durante Fortes Anomalias de TSM nos Oceanos Adjacentes. In: **Simpósio Internacional de Climatologia**, Fortaleza-CE. Anais: CD-ROM, SBMET, 2005.

CAMARGO, A.P. **Balanço hídrico no Estado de São Paulo**. 3.ed. Campinas: Instituto Agrônômico, 1971. 28p. (Boletim 116)

CAVALCANTI, Edneida. Educação contextualizada e o tema da desertificação. In: LIMA, José Roberto de; QUADROS, Ruth Maria Bianchini de (Orgs.). **Combate à desertificação: um desafio para a escola**. Rio de Janeiro: TV Escola; Secretaria de Educação a Distância; MEC, 2006. (disponível em <http://www.mre.gov.br>)

CEDEPLAR/UFMG e FIOCRUZ. Mudanças Climáticas, Migrações e Saúde: Cenários para o Nordeste Brasileiro, 2000-2050. **Fundação Oswaldo Cruz**, Rio de Janeiro, p. 4-7, 2008.

CORREIA, M. F.; SILVA DIAS, M. A. F; SILVA ARAGÃO, M. R.; Soil occupation and atmospheric variations over Sobradinho Lake area. Part two: a regional modeling study. **Meteorology and Atmospheric Physics**, vol 94, n.1-4, p. 115 – 128, 2006.

CUNHA, Euclides da. "Os Sertões ". In: **Obras Completas**. Rio de Janeiro: Aguilar, volume II, 1966.

ESPINOZA, E. S. **Distúrbios nos ventos de leste no Atlântico Tropical**. Dissertação de Mestrado. São José dos Campos. INPE. 123p, 1996.

ENFIELD, D.B. Relationships of inter-American rainfall to tropical Atlantic and Pacific SST variability. **Geophys Research Letters**. v.23, n.23, p.3305–3308,1996.

FEREIRA, D.G; MELO, H.P; RODRIGUES NETO, F.R; NASCIMENTO, P.J.S. **A Desertificação no Nordeste do Brasil: Diagnóstico e Perspectiva**. In: Conferência Nacional E Seminário Latino – Americano Da Desertificação – CONSLAD. Fortaleza: Fundação Esquel – PNUD – Governo do Ceará – BNB, 1994. 56p. 1994.

FRICH, P; ALEXANDER, P; DELLA-MARTA, P; GLEASON, B; HAYLOCK, M; KLEIN TANK, A; PETERSON, T. Global changes in climatic extremes during the 2nd half of the 20th century. **Climate Research**, v.19, p.193–212, 2002.

Funceme,2011.

FUNCEME – Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos. Série histórica dos dados de precipitação do Ceará. Fortaleza: FUNCEME, 2010, disponível em: <http://www.funceme.br/index.php/areas/tempo/download-de-series-historicas>.

GANDU, A.W.; SILVA DIAS, P. L. Impact of tropical heat sources on the South American tropospheric upper circulation and subsidence. **Journal of Geophysics Research**, v. 103, n.D6, p. 6001-60015, 1998.

GARJULLI, R.; OLIVEIRA, J. L. F.; CUNHA, M. A. L.; SOUZA, E. R.; FOLHES, M. T. Projeto marca d'água. Núcleo de pesquisa em políticas públicas. Relatórios preliminares. **A bacia do rio Jaguaribe, Ceará**, 2002.

GROISSMAN, P; KNIGHT,P; EASTERLING,D; KARL,T; HEGERL,G; RAZUVAEK V Trends in intense precipitation in the climate record. **Journal of Climate**, v.18, p.1326–1350. Issue 9, May 2005.

HASTENRATH, S. Interannual Variability and Annual Cycle: Mechanisms of Circulation and Climate in the Tropical Atlantic. **Monthly Weather Review**, v.112, n.6, p.1097-1107, 1984.

HASTENRATH, S. Variations in Low-latitude Circulation and Extreme Climatic Events in the Tropical Americas. **Journal of Atmospheric Society**, v.33, issue 2, p.202-215, February, 1976.

HAYLOCK, M.R; PETERSON, T.C; ALVES, L.M; AMBRIZZI, T; ANUNCIAÇÃO, Y.M.T; BAEZ, J; BARROS, V.R; BERLATO, M.A; BIDEGAINM; CORONELG; CORRADI, V; GARCIA, V.J; GRIMMAM; KAROLYD; MARENGO, J.A; MARINO, M.B; MONCUNILL, D.F; NECHET D; QUINTANA, J; REBELLO, E; RUSTICUCCI, M; SANTOS, J.L; TREBEJO, I; VINCENT, L.A. Trends in total and extreme South American rainfall 1960–2000 and links with sea surface temperature. **Journal of Climate**, v.19, issue 8, p.1490–1512, April 2006.

HOOPER, D. U., CHAPIN, F. S., EWEL, J. J., HECTOR, E., INCHAUSTI, P., LAVOREL, S., LAWTON, J. H., LODGE, D. M., LOREAU, M., NAEEM, S., SCHMID, B., SETALA, H., SYMSTAD, A. J., VANDERMEER, J., WARDLE, D. A. Effects of biodiversity on ecosystem functioning: A consensus of current knowledge. **Ecological Monographs**, v. 75, issue 1, p 3-35, 2005.

Intergovernmental Panel on Climate Change IPCC. **Climate Change 2001: The Scientific Basis – Contribution of Working Group I to the IPCC**. Cambridge Univ. Press, New York, 2001.

Intergovernmental Panel on Climate Change IPCC. **Climate Change 2007: The Physical Science Basis, Summary for Policymakers**. IPCC, Genebra, 2007.

KAYANO, M. T.; RAO, V. B.; MOURA, A. D. Tropical Circulations and the Associated Rainfall Anomalies During Two Contrasting Years, **International Journal of Climatology**, v.8, issue 5, p.477-488, 1988.

KOUSKY, V.E.; GAN, M.A. **Upper troposphere cyclonic vortices in the tropical South Atlantic**. Tellus, Boston, v. 33, n. 6, p. 538-551, 1981.

KOUSKY, V.E; KAYANO, M.T; CAVALCANTI, I.F.A. **A review of the Southern Oscillation** - oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. Tellus.v.36, issue 5, p.490–504, October 1984.

KRISHAN, A. **Agroclimatic classification methods and their application in Índia**. In: Climatic classification: a consultant's Meeting. Patancheru: ICRISAT, p. 14-16, 1980.

LABAT, D.; RONCHAIL, J.; CALLEDE, J.; GUYOT, J.L.; DE OLIVEIRA, E.; GUIMARAES, W. Wavelet analysis of Amazon hydrological regime variability. **Geophys Research Letters**. v.31 :L02501. doi:10.1029/2003GL018741, 2004.

LEITÃO, M. M. V. B. R. **Secas no Semiárido do Nordeste**. Brasília: ABEAS, 65p, 2005. (Curso de Desenvolvimento Sustentável para o Semiárido Brasileiro Módulo 14).

MARENGO, J; CAMARGO, C.C. Surface air temperature trends in Southern Brazil for 1960–2002. *International Journal of Climatology*. v.28, n.7, p.893–904, 2007.doi:10.1002/joc.1584.

MARENGO, J.A.; SILVA DIAS, M. **Mudanças climáticas globais e seus impactos nos recursos hídricos.** Águas Doces no Brasil-capital ecológico usos múltiplos, exploração racional e conservação. 3 ed.: IEA/USP, p. 63-109, 2006.

MARENGO, J.A. O quarto relatório do IPCC (IPCC AR4) e projeções de mudança de clima para o Brasil e América do Sul. *Boletim da Sociedade Brasileira de Meteorologia*, v.30, n.4, p.23-28, 2007.

MARENGO, J; RUSTICUCCI, M; PENALBA, O; RENOM, M. An intercomparison of model-simulated in extreme rainfall and temperature events during the last half of the twentieth century: part 2: historical trends. *Climatic Change*. v.98, Numbers 3-4, p.509-529, 2010.

MARSHALL, J; KUSHNER, Y; BATTISTI, D; CHANG, P; CZAJA, A; DICKSON, R; HURRELL, J; MCCARTNEY, M; SARAVANAN, R; VISBECK, M. North Atlantic climate variability: phenomena, impacts and mechanisms. *International Journal of Climatology*. v. 21, issue 15, p.1863–1898. 2002.

McNAB, A.L.; KARL, T.R. **Climate and droughts.** In: Paulson, R. W.; Chase, E.B.; Roberts, R.S.; Moody, D.W. (eds.) Compilers, national water summary 1988-89 Hydrologic events and floods and droughts. Reston, Virginia: U.S. Geological Survey. p.89-98, 1991.

MENEZES, H. E. A.; SILVA, R. M.; ALVES, L. M.; CAMARGO JÚNIOR, H. Verificação do Prognóstico de Precipitação Sazonal Simulada pelo Modelo Eta Climático para o Nordeste do Brasil. In: Congresso Brasileiro de Agrometeorologia, XIII, 2003, Santa Maria-RS. *Anais*: Santa Maria-RS: SBA, p. 999-1000, 2003b.

MORON, V.; BIGOT.S.; ROUCOU.P. Rainfall variability insubequatorial America and Africa and relationships with the main sea-surface temperature modes (1951–1990). **International Journal of Climatology**, v.15, issue 12, p.1297–1322, December 2005.

MOURA, A. D.; SHUKLA, J. On the dynamics of the droughts in Northeast Brazil: observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. **Journal Atmospheric Science**, v.38, n.12, p.2653-2673, 1981.

NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. **Journal of Climate**, v.9, issue 10, p.2464-2479, October 1996.

NOBRE, C. A. El Niño e a seca no nordeste. In: SEMINÁRIO DE TROPICOLOGIA: globalização e trópico, 1998, Recife. **Anais...** Recife-PE: Fundação Joaquim Nabuco, 1998.

OLIVER, J.E. **Climate and Man's Environment**: An Introduction to applied Climatology. New York: John Wiley & Sons, INC, 1973, 517p.

OLIVEIRA, G. S. **O El Niño e Você – O Fenômeno Climático**. São José dos Campos, SP: Transtec Editorial, 1999.

OMETTO, J. C. . **Adaptação e Simplificação do Método de Penman As Condições Climáticas do Estado de São Paulo**. In: IV Simpósio Brasileiro De Hidrologia E Recursos Hídricos, 1981. Fortaleza - CE. p. 0-0.

PENALBA, O; ROBLEDO, F. Trends in extreme daily rainfall events in La Plata Basin. **Climatic Change**, v.98, n. 3-4, p.531-550, 2009.

PEQUENO, H.C.; SILVA, Z.R.; CAMPOS, J.L.D. **Balanço hídrico-climático de algumas microrregiões do Estado do Ceará, Brasil**. *Ciência Agrônômica*, v4, n.1/2, p. 43-46, 1974.

PERREIRA, R.P.;VILA NOVA, N.A.; SEDIYAMA, G.C. - **Evapo(transi)ração**. Piracicaba/FEALQ, 1997, 183p.

PEREIRA, A.R.; ANGELOCCI, L.R.; SENTELHAS, P.C. **Agrometeorologia: fundamentos e aplicações práticas**. Guaíba: Agropecuária, 2002. 478p.

PHILANDER, S. G. **El Niño, La Niña, and Southern Oscillation**. Academic Press, Londres, 1991, 289p.

RAO, V. B.; HADA, K. Characteristics of Rainfall over Brazil: Annual and Variations and Connections with the Southern Oscillation, **Theoretical and Applied Climatology**, v. 42, n. 2, p. 81-91, 1990.

ROLIM, G. S.; SENTELHAS, P. C.; BARBIERI, V. Planilhas no ambiente Exceltm para os cálculos de balanços hídricos: normal, sequencial, de cultura e de produtividade real e potencial. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v.6, n.1, p.133 – 137, 1998.

RONCHAIL, J.; COCHONNEAU, G.; MOLINIER, M.; GUYOT, J.L.; CHAVES, A.G.M.; GUIMARAES, V. Interannual rainfall variability in the Amazon basin and seasurface temperatures in the equatorial Pacific and the tropical Atlantic Oceans. **International Journal Climatology**, v.22, issue13, p.1663–1686, 2002.

ROPELEWSKI, C. F.; HALPERT, M. S. Global and Regional Scale Precipitation Patterns Associated with the El Niño/Southern Oscillation, **Month Weather Review**, v.115, n.8, p.1606-1626, 1987.

ROPELEWSKI, C. F.; HALPERT, M. S. Precipitation Patterns Associated with the High Index Phase of the Southern Oscillation, **Journal of Climate**, v.2, issue 3, p.268-284, March 1989.

ROUCOU, P.; ARAGÃO, J. O. R.; HARZALLAH, A.; FONTAINE, B.; JANICOT, S. Vertical motion, changes related to north-east Brazil rainfall variability: a GCM simulation. **International Journal of Climatology**, v. 16, issue 8, p. 879–891, 1996.

RUSTICUCCI, M; BARRUCAND, M. Observed trends and changes in temperature extremes in Argentina. **Journal of Climate**. v. 17, issue 20, p.4099–4107.2004.

RUSTICUCCI, M; RENOM, M. Variability and trends in indices of quality-controlled daily temperature extremes in Uruguay. **International Journal of Climatology**. v.28, issue 8, p.1083–1095, 2008. doi:10.1002/joc.1607

SALATI, E.; SALATI, E.; CAMPANHOL, T.; VILLA NOVA, N. **Relatório 4 “Tendências das Variações Climáticas para o Brasil no Século XX e Balanços Hídricos para Cenários Climáticos para o Século XXI”**. Ministério do Meio Ambiente – MMA, Secretaria de Biodiversidade e Florestas – SBF, Diretoria de Conservação da Biodiversidade – DCBio. Mudanças Climáticas Globais e Efeitos sobre a Biodiversidade. Subprojeto Caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do Século XXI. Brasília, Fevereiro 2007, p.132-162, 166.

SAMPAIO, D. **Anuário do Ceará**, SETUR/CE, 1997. In: LOPES, R. S. Apostila de geografia do Ceará. CEFET-CE.

SANTOS, C. A. C.; BRITO, J. I. B. Análise dos índices de extremos para o semi-árido do Brasil e suas relações com TSM e IVDN. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 22, n. 3, p. 303-312, 2007.

SANTOS, C. A. C; BEZERRA, B. G.; BRITO, J. I. B.; SILVA, B. B. Implicações do Aquecimento Global no Armazenamento de Água no Solo do Estado da Paraíba. IN: II International Conference on Water in Arid and Semiarid Lands, 2007, Gravatá – PE. **Anais ... Gravatá – PE**, 2007.

SATYAMURTY, P; MATTOS, L.F; NOBRE, C.A; SILVA, DIAS P.L. **Tropics - South America**. In : Meteorology of the Southern Hemisphere, Ed. Kauly, D. J. and Vincent, D. G., Meteorological Monograph. American Meteorological Society, Boston, p.119-139, 1998.

SILVA ARAGÃO, M.R.; CORREIA, M.F.; ARAÚJO, H.A. Characteristic of C-Band meteorological radar echoes at Petrolina, Northeast Brazil. **International Journal of Climatology**, v.20, issue3, p. 279-298, 2000.

SOARES, F. R.; BRITO, J.I.B. Estudo da Variabilidade Inter-anual da Aridez e da Vegetação (IVDN) da região do Seridó do Rio Grande do Norte e Paraíba. **IN: III Congresso de Iniciação Científica da UFCG**. Campina Grande. ANAIS: CD-ROM, Campina Grande, 2006.

TEBALDI, C; HAOHOW, K; ARBLASTER, J; MEEHL, G. Going to extremes. An intercomparison of model-simulated historical and future changes in extreme events. **Climatic Change**, v.79, n.3-4, p.185–211, 2007.

THORNTWHAITE, C.W. An approach toward a rational classification of climate. **Geographical Review**, v.38, n.1, p.55-94, 1948.

THORNTWHAITE, C.W.; MATHER, J.R. The water balance. **Publications in Climatology**. New Jersey: Drexel Institute of Technology, v.8, n.1, 104p. 1955.

THORNTWHAITE, C.W.; MATHER, J.R. **Instructions and Tables for Computing Potential Evapotranspiration and Water Balance**. Publications in Climatology, v.10, n.3. Drexel Institute of Technology, Centerton. 1957.

TUCCI, C. E. M. **Hidrologia: ciência e aplicação**. Porto Alegre: Edusp, 1993, 943p.

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

UVO, C.B; TOLLE, U; BERNDTSSON, R. Forecasting discharge in Amazonia using artificial neural networks. **International Journal of Climatology**, v.20, issue 12, p.1495–1507, 2000.

VINCENT, L.A.; PETERSON, T.C.; BARROS, V.R.; MARINO, M.B.; RUSTICUCCI, M.; CARRASCO, G; RAMIREZ, E; ALVES, L.M.; AMBRIZZI, T; BERLATO, M.A; GRIMM, A.M.; MARENGO, J.A; MOLION, L; MONCUNILL, D.F.; REBELLO, E; ANUNCIACÃO, Y.M.T.; QUINTANA, J; SANTOS, J.L; BAEZ, J; CORONEL, G; GARCIA, J; TREBEJO, I; BIDEGAIN, M; HAYLOCK, M.R.; KAROLY, D. Observed trends in indices of daily temperature extremes in South America 1960–2000. **Journal of Climate**, v.18, issue 23, p.5011–5023, 2005.

ZEKTER, I.S.; LOAICIGA, H.A. Groundwater Fluxes in the Global Hydrologic Cycle Past, present and future, **Journal of Hidrology**, v.144, nsf, p.405-427, 1993.

ANEXO
Tabela das localidades

	Localidades	Long	Lat	ALT (m)	CAD
1	Acarau	-40,12	-2,88	7	120
2	Granja	-40,83	-3,12	9	120
3	Meruoca	-40,48	-3,45	450	140
4	Viçosa do Ceará	-41,08	-3,57	685	140
5	Sobral	-40,37	-3,67	110	85
6	Carire	-40,47	-3,95	157	85
7	São Benedito	-40,87	-4,05	903	120
8	Carnaubal	-40,97	-4,17	700	70
9	Reriutaba	-40,58	-4,17	148	85
10	Santa Quitéria	-40,17	-4,33	190	85
11	Hidrolândia	-40,35	-4,38	200	85
12	Ipueiras	-40,72	-4,55	238	85
13	Poranga	-40,93	-4,73	700	85
14	Novas Russas	-40,58	-4,70	241	85
15	Monsenhor Tabosa	-40,07	-4,78	410	140
16	Tamboril	-40,33	-4,83	360	70
17	Paracuru	-39,08	-3,38	10	70
18	Itapage	-39,58	-3,68	280	45
19	Iraucuba	-39,78	-3,73	190	120
20	Pentecoste	-39,27	-3,78	50	140
21	São Gonçalo do Amarante	-38,97	-3,60	84	120
22	Fortaleza	-38,52	-3,70	26	120
23	Aquiraz	-38,38	-3,90	30	140
24	General Sampaio	-39,48	-4,03	100	85
25	Paramoti	-39,25	-4,07	160	85
26	Pacoti	-38,93	-4,22	800	140
27	Mulungu	-39,00	-4,30	1050	140
28	Aracoiaba	-38,83	-4,37	101	140
29	Itatira	-39,62	-4,52	450	140
30	Itapiuna	-38,95	-4,55	130	120
31	Aracati	-37,77	-4,57	20	140
32	Palhano	-37,95	-4,73	20	120
33	Jaguaruana	-37,80	-4,83	15	140
34	Creteus	-40,67	-5,18	275	120
35	Novo Oriente	-40,68	-5,45	328	120
36	Independencia	-40,33	-5,38	380	85
37	Parambu	-40,72	-6,23	470	140
38	Tauá	-40,43	-6,02	356	85
39	Potengi	-40,38	-7,10	480	140
40	Araripe	-40,13	-7,22	605	120
41	Boa Viagem	-39,73	-5,13	235	85
42	Pedra Branca	-39,72	-5,45	480	85
43	Quixeramobim	-39,30	-5,20	187	120
44	Limoeiro do norte	-38,10	-5,15	35	140
45	Mombaca	-39,63	-5,75	223	140
46	Senador Pompeu	-39,37	-5,58	173	42,5
47	Milha	-39,18	-5,68	180	85

48	Sonopole	-39,02	-5,73	170	85
49	Piquet Carneiro	-39,43	-5,82	243	140
50	Jaguaretama	-38,77	-5,62	150	85
51	Jaguaribe	-38,62	-5,88	120	85
52	Alto Santo	-38,27	-5,52	60	140
53	Catarina	-39,90	-6,20	490	140
54	Acopiara	-39,47	-6,10	250	140
55	Iguatu	-39,30	-6,37	213	120
56	Icó	-38,92	-6,27	160	140
57	Orós	-38,85	-6,42	188	85
58	Pereiro	-38,47	-6,05	600	140
59	Saboeiro	-39,90	-6,53	275	42,5
60	Antonina do Norte	-39,97	-6,72	270	140
61	Assare	-39,87	-6,87	435	140
62	Farias de Brito	-39,57	-6,92	320	140
63	Carius	-39,48	-6,53	230	45
64	Umari	-38,88	-6,62	220	140
65	Lavras da Mangabeira	-38,97	-6,75	247	85
66	Ipaumirim	-38,72	-6,78	270	85
67	Aurora	-38,97	-6,93	65	85
68	Santana do Cariri	-39,73	-7,18	480	170
69	Crato	-39,38	-7,22	421	140
70	Missão Velha	-39,15	-7,25	352	140
71	Barro	-38,80	-7,18	390	85
72	Brejo Santo	-38,98	-7,48	490	140
73	Jardim	-39,28	-7,58	630	85
74	Jati	-39,02	-7,68	470	42,5
75	Caririaçu	-39,28	-7,03	710	140
76	Mauriti	-38,78	-7,40	365	170
77	Cascavel	-38,23	-4,13	30	70