

UNIVERSIDADE FEDERAL DA PARAÍBA
CENTRO DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA
CURSO DE MESTRADO EM METEOROLOGIA

**AVALIAÇÃO DA ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL VIA
DADOS DE SATÉLITE METEOROLÓGICO EM UM MODELO HIDROLÓGICO
APLICADO ÀS SUB-BACIAS DO NORDESTE DO BRASIL**

JAIDETE MONTEIRO DE SOUZA

Campina Grande/PB
Fevereiro de 1999

JAIDETE MONTEIRO DE SOUZA

AVALIAÇÃO DA ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL VIA
DADOS DE SATÉLITE METEOROLÓGICO EM UM MODELO HIDROLÓGICO
APLICADO ÀS SUB-BACIAS DO NORDESTE DO BRASIL

Dissertação apresentada ao Curso de Mestrado
em Meteorologia da Universidade Federal da
Paraíba, em cumprimento às exigências para a
obtenção do grau de Mestre.

Area de Concentração: Sensoriamento Remoto e Radiação Atmosférica

Orientador: Eduardo Jorge de Brito Bastos

Co-orientador: Tantravahi Venkata Ramana Rao

Campina Grande/PB

Fevereiro de 1999

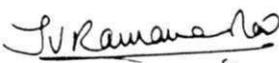
JAILETE MONTEIRO DE SOUZA

AVALIAÇÃO DA ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL VIA DADOS DE SATÉLITES METEOROLÓGICOS EM UM MODELO HIDROLÓGICO APLICADO ÀS SUB-BACIAS DO NORDESTE DO BRASIL.

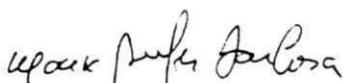
APROVADA EM 25/02/1999

BANCA EXAMINADORA


Prof. Dr. EDUARDO JORGE DE BRITO BASTOS - Orientador
Universidade Federal da Paraíba


Prof. Dr. TANTRAVAHÍ VENKATA RAMANA RAO – Co-Orientador
Universidade Federal da Paraíba


Prof. Dr. BERNARDO BARBOSA DA SILVA
Universidade Federal da Paraíba


Prof. Dr. MARX PRESTES BARBOSA
Universidade Federal da Paraíba

Quero viajar até onde puder alcançar. Quero atingir a alegria que reside em minha alma. E transformar os limites que me cercam. E sentir crescerem minha mente e meu espírito.
Quero viver, existir, "ser". E ouvir as verdades que existem dentro de mim.

-Doris Warshay -

DEDICATÓRIA

Àos meus pais João Félix de Souza
e Josefa Monteiro de Souza pelo
amor e carinho. Obrigada por tudo.

Aos meus irmãos que sempre estiveram
comigo, dando-me força e coragem.
E aos meus sobrinhos Renato, Aline e Iago.

AGRADECIMENTOS

À Deus por nortear os meus passos, ensinando-me a transformar os obstáculos em degraus para alcançar a vitória.

Ao Dr. Eduardo Jorge de Brito Bastos, orientador e amigo, meu muito obrigada pelos ensinamentos, companheirismo e incentivo para continuar diante das dificuldades.

Ao Msc. Clóvis Monteiro do Espírito Santo pela sua valiosa contribuição para a realização deste trabalho.

Ao Dr. Tantravahi Venkata Ramana Rao pelo seu apoio e colaboração e ao Dr. Clovis Angeli Sansigolo pela ajuda no desenvolvimento do trabalho.

Ao Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) por ceder as imagens de satélite, em nome do Dr. Juan Carlos Ceballos.

Ao curso de Mestrado em Meteorologia da Universidade Federal da Paraíba (UFPb), que permitiu a realização deste trabalho.

Aos professores do Departamento de Ciências Atmosféricas (DCA/UFPB) e a todos os funcionários, em especial às funcionárias Eng^a. Eyres Diana Ventura Silva e Divanete Cruz Rocha.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela bolsa de estudo concedida.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), em particular, a Divisão de Meteorologia por Satélite (DMS), por proporcionar apoio e acolhimento durante minha permanência na instituição, em nome do Dr. Nelson Jesus Ferreira.

A todos funcionários e pesquisadores da DMS, em particular, ao Msc. Jorge Luiz Martins Nogueira e Egidio Arai por sua ajuda.

À minha família que esteve sempre ao meu lado, fortalecendo-me e dando-me força para seguir em frente.

A todos os meus amigos, em especial Adma Raia, Monica Cristina, Micheline Coelho, Isabel Vitorino e Maria Valverde, pela amizade, companheirismo e carinho.

RESUMO

Neste trabalho é avaliado o impacto da estimativa da evapotranspiração potencial (ETP) sobre a vazão, evapotranspiração real e umidade do solo, determinados a partir de um modelo hidrológico global (MHG). Foram utilizados dados climatológicos mensais e diários para estimativa da evapotranspiração potencial segundo as formulações de Thornthwaite (1948), Jensen e Haise (1963) e de Caselles et al. (1992b) e que foram usadas na inicialização de um modelo hidrológico global. Os dados de radiação solar global, de setembro de 1997, foram obtidos a partir de um modelo de estimativa da radiação solar (GL 1.0) que utiliza informações obtidas do canal VIS do GOES-8. Também foram utilizados dados hidrológicos de precipitação e vazão dos rios referentes às sub-bacias 37 e 38 da Bacia Hidrográfica 3, localizada na região Nordeste do Brasil. A metodologia foi dividida nas seguintes etapas: 1) regionalização espacial da evapotranspiração potencial obtida pelo método de WARD, disponível no software SPSS (Statistical Package for the Social Sciences); 2) correlação dos valores de ETP estimados pelo método de Jensen e Haise - MJH (1963), Caselles et al. - MCA (1992) e o método de Penman - MP(1948), respectivamente; 3) teste de sensibilidade das formulações empíricas propostas por Jensen e Haise (1963) e Caselles et al. (1992) em função das variações da radiação solar global à superfície e da temperatura do ar; 4) simulação do modelo hidrológico geral para as sub-bacias 37 e 38, considerando diferentes métodos de estimativa de ETP (MT, MJH e MCA) e avaliação do coeficiente de ajuste de estimativa da ETP; e, 5) estimativa da evapotranspiração real (ETR), umidade do solo (US) e vazão (V) utilizando o MHG, o MCA e os dados de radiação solar global à superfície determinados a partir do modelo GL 1.0. O MHG foi desenvolvido para América do Sul com uma resolução espacial de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$. Os testes de sensibilidade mostraram que os métodos de estimativas de ETP influenciam o cálculo das vazões, nas regiões onde a precipitação apresentam valores próximos de ETP. As estimativas de ETR, US e V, a partir do modelo hidrológico, apresentaram resultados satisfatórios, com erros percentuais até 20%, quando utilizados dados de satélite.

ABSTRACT

In this research, the impact of the estimated potential evapotranspiration (ETP) on river discharge, actual evapotranspiration and soil humidity, which were determined by using a general hydrological model (GMH) is evaluated. The daily and monthly climatological data were used to estimate the potential evapotranspiration by means of the empirical equations and also to initialize the hydrological model. The global solar radiation data for the month of September, 1997 was obtained from the global solar radiation estimation model, GL 1.0. The model GL 1.0 utilizes the data from the VIS channel of GOES-8. Also used were the hydrological data of precipitation and river discharge of the sub-basins 37 and 38 of the hydrographic basin 3 which is located in the Northeast Brazil. The methodology involved the following steps: 1) spatial regionalization of the potential evapotranspiration using the method of WARD which is available on SPSS (Statistical Package for the Social Sciences) software; 2) correlation between the potential evapotranspiration values estimated from the methods of Jensen & Haise – MJH (1963), Caselles et al. – MCA (1992) and the method of Penman – MP (1948), respectively, were obtained; 3) tests of sensibility of the empirical formulations proposed by Jensen & Haise – MJH (1963) and Caselles et al. – MCA (1992) as a function of the changes in the surface global solar radiation and the air temperature; 4) simulation of the general hydrological model for the sub-basin 37 and 38, considering the different methods of estimation of the potential evapotranspiration and the evaluation of the correction coefficient in the estimation of the potential evapotranspiration; and, 5) estimation of the actual evapotranspiration, soil humidity and the discharge using the GHM, MCA and the global solar radiation data. The general hydrological model was developed for the South America with a spatial resolution of $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$. The sensibility tests showed the method of estimation of ETP influenced the discharge rates calculated for the regions where the precipitation values are very close to those of the ETP. The estimates of actual evapotranspiration, soil humidity and river discharge, obtained from the hydrological model, presents satisfactory results with a maximum error of 20% when compared with the estimates obtained from the satellite data.

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
<u>LISTA DE FIGURAS</u> -----	xii
<u>LISTA DE TABELAS</u> -----	xv
<u>LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS</u> -----	xvi
<u>CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO</u> -----	1
<u>CAPÍTULO 2 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</u> -----	4
<u>CAPÍTULO 3 – MATERIAL E MÉTODOS</u> -----	14
3.1 - Dados Disponíveis-----	14
3.2 - Correção dos Dados de Vazão-----	17
3.3 - Descrição da Área de Estudo-----	18
3.4 - Metodologia-----	23
3.4.1 - Métodos para Estimativa da Evapotranspiração Potencial-----	27
i) Método de Thornthwaite-----	28
ii) Método de Jensen e Haise-----	29
iii) Método de Penman-----	29
iv) Método proposto por Caselles et al. 1992-----	30
3.4.2 - Método Utilizado para Regionalização-----	31
3.4.3 - Modelo GL 1.0: Estimativa de Radiação Solar por Satélite-----	32
3.4.4 - Modelo Hidrológico-----	35

CAPÍTULO 4 – <u>RESULTADOS E DISCUSSÕES</u> -----	41
4.1 - Regionalização Espacial da Evapotranspiração Potencial -----	42
4.2 - Correlação entre três Métodos de Estimativa da Evapotranspiração Potencial -----	46
4.3 - Testes de Sensibilidade -----	51
4.4 - Avaliação do Modelo Hidrológico utilizando dados Climatológicos -----	54
4.5 - Estimativa da Evapotranspiração Real, Umidade do Solo e Vazão, a partir do Modelo Hidrológico -----	62
CAPÍTULO 5 – <u>CONSIDERAÇÕES FINAIS E SUGESTÕES</u> -----	69
APÊNDICE A – <u>DEFINIÇÕES BÁSICAS</u> -----	72
APÊNDICE B – <u>VALORES DE REFERÊNCIA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO</u> -----	74
<u>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</u> -----	76

LISTA DE FIGURAS

3.1 - Área recortada da imagem do satélite GOES-8 (canal VIS) denominada setor Nordeste do Brasil -----	16
3.2 - Correção dos dados de vazão máximas anual, cedidos pela ANEEL, referentes à sub-bacia 37, estação Vassouras-----	17
3.3 - Correção dos dados de vazão médias anual, cedidos pela ANEEL, referentes à sub-bacia 37, estação Vassouras-----	18
3.4 - Divisão das bacias hidrográficas do Brasil -----	19
3.5 - Bacia Hidrográfica 3 – Setor Norte-Nordeste-----	22
3.6 - Sub-bacias 37 e 38 da bacia hidrográfica 3-----	23
3.7 - Características principais do modelo hidrológico global (MGH)-----	36
3.8 - Principais componentes do ciclo hidrológico -----	37
3.9 - Principais componentes do balanço de massa para o rio-----	39
4.1 - Agrupamento da ETP para a região Nordeste do Brasil utilizando o método de Ward. A área pontilhada, denominada sub-região 1, apresenta a regionalização da ETP para o interior e litoral norte do NE; a sub-região 2, área não pontilhada, apresenta a regionalização da ETP para o litoral leste do NE-----	43
4.2 - Dendrograma obtido pelo método de Ward para regionalização da ETP -----	44
4.3 - Correlação da ETP para a opção 1 (todas as estações) obtida a partir de comparações entre: (a) os métodos MP e MCA; (b) os métodos MP e MJH-----	48

4.4 - Correlação da ETP para a opção 2 (estações localizadas no litoral) obtida a partir de comparações entre: (a) os métodos MP e MCA; (b) os métodos MP e MJH -----	49
4.5 - Correlação da ETP, para a opção 3 (estações localizadas no interior) obtida a partir de comparações entre: (a) os métodos MP e MCA; (b) os métodos MP e MJH -----	50
4.6 - Variação da ETP em função da radiação solar global para várias temperaturas, utilizando o método de estimativa proposto por Caselles et al. (1992b)-----	52
4.7 - Variação da ETP em função da radiação solar global para várias temperaturas, utilizando o método de estimativa de Jensen e Haise (1963) -----	52
4.8 - Teste de sensibilidade da vazão e da ETR estimados pelo modelo hidrológico, utilizando o método de estimativa proposto por Caselles et al. (1992b) para as sub-bacias 37 (a) e 38 (b) -----	57
4.9 - Teste de sensibilidade da vazão e da ETR estimados pelo modelo hidrológico, utilizando o método de estimativa de Jensen e Haise (1963) para as sub-bacias 37 (a) e 38 (b) -----	58
4.10 - Estimativa da evapotranspiração potencial (a); evapotranspiração real (b); umidade do solo (c) e vazão (d), utilizando o modelo hidrológico e o método proposto por Caselles et al. (1992b) -----	59
4.11 - Estimativa da evapotranspiração potencial (a); evapotranspiração real (b); umidade do solo (c) e vazão (d), utilizando o modelo hidrológico e o método de Jensen e Haise (1963)-----	60
4.12 - Estimativa da evapotranspiração potencial (a); evapotranspiração real (b); umidade do solo (c) e vazão (d), utilizando o modelo hidrológico e o método de Thornthwaite (1948)-----	61

- 4.13 - Saída do modelo hidrológico sem o fator de correção, utilizando o método proposto por Caselles et al. (1992b), informação climatológica de superfície e dados de satélite, para os dias: (a) 06/09/1997; (b) 11/09/1997 ----- 66
- 4.14 - Saída do modelo hidrológico com o fator de correção, utilizando o método proposto por Caselles et al.(1992b), informação climatológicas de superfície e dados de satélite, para os dias: (a) 06/09/1997; (b) 11/09/1997 ----- 67
- 4.15 - Campo da ETP obtido com o modelo hidrológico, utilizando o método de estimativa proposto por Caselles et al. (1992b) e, dados de informações obtidas em superfície (a e c) e informações obtidas a partir de satélites (b e d), sem o fator de correção (a e b) e com o fator de correção (c e d) ----- 68

LISTA DE TABELAS

3.1 - Características dos canais do GOES-8-----	16
3.2 - Contribuição do conjunto de bacias hidrográficas brasileiras -----	20
3.3 - Características da bacia hidrográfica 3-----	21
4.1 - Influência do método de estimativa da ETP na vazão, em regiões onde a taxa de precipitação é muito próxima a taxa de evapotranspiração-----	53
4.2 - Influência do método de estimativa da ETP na vazão, em regiões onde a taxa de precipitação é bem superior a taxa de evapotranspiração-----	53
4.3 - Valores da vazão estimados pelo modelo hidrológico utilizando 3 métodos de estimativa da ETP-----	55
4.4 - Saida do modelo hidrológico para o dia 06/09/1997, para cada bloco das sub-bacias 37 e 38, referentes aos valores de ETP estimados a partir do método proposto por Caselles et al. (1992b), com e sem o fator de correção -----	63
B.1 - Evapotranspiração de referência (em mm/dia) para diferentes regiões agroclimáticas -	83

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

EIS-RADSAT - Experimento Integrado no Semi-Árido, Projeto Radiação por Satélite

NE - Nordeste

MHG - Modelo Hidrológico Global

CPTEC – Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos

INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

LAPIM – Laboratório de Informações Meteorológicas

DCA – Departamento de Ciências Atmosféricas

UFPb – Universidade Federal da Paraíba

INMET – Instituto Nacional de Meteorologia

ANEEL – Agência Nacional de Energia Elétrica

ET - Evapotranspiração

ETP – Evapotranspiração Potencial

ETo – Evapotranspiração de Referência

ETR – Evapotranspiração Real

ETm - Evapotranspiração Máxima

EO - Condição de Oásis

MBA - Modelo de Balanço de Água

MTA - Modelo de Transporte de Água

MCA - Método proposto por Caselles et al. (1992)

MJH - Método de Jensen e Haise (1963)

MT - Método de Thornthwaite (1948)

US - Umidade do Solo

V - Vazão

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

A modelagem e o monitoramento de fluxos na superfície, tão importantes para modelos de previsão de tempo e clima em grandes escalas de tempo e espaço, como também para modelos hidrológicos, ainda não são possíveis. Isto devido à complexidade do sistema físico envolvido e aos métodos convencionais (tradicionais) de avaliação sobre grandes áreas que requerem um extensivo sistema de medidas meteorológicas. Além disso, os métodos tradicionais levam a resultados que são bastantes pontuais e/ou representativos de pequenas áreas.

Devido aos altos custos dos experimentos de campo e a existência de regiões de difícil acesso, tornam-se bastante escassas as informações de fluxos na superfície, e por esta razão torna indispensável a utilização de técnicas alternativas para complementar informações meteorológicas sobre uma determinada localidade. Neste sentido técnicas de sensoriamento remoto têm sido bastante utilizadas para obter informações de parâmetros de superfície e da atmosfera, cujo nível de detalhamento é determinado pelas resoluções temporal e espacial dos sensores multiespectrais. Dentre as

técnicas de sensoriamento remoto, pode-se destacar a utilização de sensores espaciais a bordo de satélites ambientais para se obter informações sobre grandes áreas.

Dentre os fluxos de superfície possíveis de serem estimados através do uso de imagens de satélites, destaca-se a evapotranspiração, que é de grande interesse tanto para estudos de modificações do tempo e clima como para a agricultura. Sendo assim, o conhecimento da quantidade de água perdida por superfícies naturais, por meio de evaporação e/ou evapotranspiração, através de técnicas de sensoriamento remoto tem sido tema de conferências internacionais. Várias pesquisas têm sido realizadas utilizando medidas de sensores a bordo de satélites ambientais, para obtenção deste parâmetro.

No Brasil, por sua vez, ainda são escassas as pesquisas e experimentos para a obtenção de informações hidrológicas precisas sobre áreas extensas, por meios de observações hidrometeorológicas, pois estas informações requerem altos investimentos custos em equipamentos e manutenção dos postos de coleta de dados. Ademais, são inexistentes estudos com o objetivo de inferir informações remotas, a partir de dados obtidos de sensores orbitais, para aplicações hidrológicas, tornando este presente trabalho pioneiro no país. O objetivo principal é avaliar o impacto da estimativa da evapotranspiração potencial mediante formulação empírica e através de dados de satélite, sobre estimativas de vazão, evapotranspiração real e umidade do solo, obtidos por um modelo hidrológico.

Para alcançar o objetivo principal deste trabalho são considerados os seguintes objetivos específicos: 1) obtenção de uma regionalização da evapotranspiração potencial para a região Nordeste do Brasil; 2) obtenção do coeficiente de correlação entre os métodos de estimativa da evapotranspiração potencial; 3) avaliação das equações de

estimativa de evapotranspiração potencial de Jensen e Haise (1963) e Caselles et al. (1992b), em função da variação da radiação solar global e da temperatura; 4) avaliação do modelo hidrológico sobre as sub-bacias 37 e 38, utilizando dados climatológicos e métodos distintos de determinação da evapotranspiração potencial e, do coeficiente de ajuste no método de estimativa da evapotranspiração potencial e da vazão no modelo hidrológico; e, por fim, 5) estimativa da evapotranspiração real, umidade do solo e vazão, utilizando o modelo hidrológico global, a partir do método de estimativa da evapotranspiração potencial proposto por Caselles et al. (1992b) e dados de radiação solar global à superfície estimados via canal VIS do satélite GOES-8.

CAPÍTULO 2

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Vários autores têm realizado estudos utilizando dados de imagens orbitais obtidas a partir de sensores a bordo de satélites ambientais, que são usadas para determinar o saldo de radiação na superfície terrestre a partir dos componentes do balanço de radiação, da temperatura de superfície, da evapotranspiração potencial, dos componentes do balanço de energia, entre outros. Estas informações permitem realizar estudos em áreas de grandes extensões, sendo uma solução viável para complementar as informações de superfície, pois não requerem muitos experimentos de campo ou uma rede densa de estações meteorológicas.

Desde a década de 80, muitos trabalhos têm sido realizados para obter dados de superfície, importantes para a meteorologia, que, de um modo geral, algumas são aplicados aos estudos de tempo e clima, cujos resultados têm se mostrado satisfatórios ao longo dos anos. Dentre eles podemos citar: as estimativas de radiação solar (Gautier et al., 1980; Moraes, 1986; Dedieu et al., 1987; Stuhlmann et al., 1990; Pinker e Laszlo, 1992; Moura, 1993; Ceballos e Moura, 1997), de albedo da superfície (Diabaté et al., 1989; Moran et al., 1990; Saunders, 1990), de temperatura da superfície (Price, 1984; Becker e

Li, 1990; Sobrino e Caselles, 1991; Sobrino et al., 1991; Coll et al., 1994); saldo de radiação (Pinker e Corio, 1984; Calvet e Viswanadham, 1992; Pontes e Bastos, 1996; Bastos e Pontes, 1996; Pontes, 1997; Pontes e Bastos, 1997).

Mais recentemente, com o desenvolvimento tecnológico, muito se tem evoluído na direção da obtenção de informações remotas capazes de complementar aquelas obtidas na superfície, sejam de forma rotineira ou esporádica, através de experimentos. É importante mencionar que duas classes de métodos têm sido propostos para o uso dos dados de satélites. A primeira composta pelo método empírico/estatístico; e a segunda pelo método físico. Os métodos empíricos são baseados em regressão entre informações de satélites e parâmetros meteorológicos medidos experimentalmente. Os métodos físicos usam simulações do processo de transferência radiativa.

Para estimativa do balanço de energia na superfície, Calvet e Viswanadham (1992) realizaram uma correlação entre a radiação líquida no topo da atmosfera e a radiação líquida medida em superfície, sobre uma reserva da floresta Amazônica em Manaus, para os meses de abril e maio de 1987 (meses considerados úmidos para a região). A radiação líquida no topo da atmosfera foi obtida a partir de informações obtidas pelo canal visível e infravermelho do satélite GOES-7; e a radiação líquida em superfície foi obtida com instrumento que apresenta um erro de medição de aproximadamente 3%. A obtenção do coeficiente de correlação, da ordem de 0,85, mostrou que a radiação líquida da superfície pode ser inferida pela radiação líquida planetária obtida por satélite. Os autores ressaltam que este resultado é específico para a área onde foi realizada o estudo, sendo assim, serem necessários ainda estudos, para investigar a dependência espacial da relação estatística entre os dados obtidos no topo da atmosfera e na superfície em função das variações diurna e sazonal.

Xinmei and Lyons (1993) desenvolveram um modelo para avaliar as densidades de fluxos de calor na superfície usando a temperatura de brilho da superfície e as reflectâncias obtidas pelos canais visível e infravermelho próximo do AVHRR/NOAA-11. A radiação líquida e o albedo da superfície foram obtidos a partir de fórmulas empíricas e de informações de imagens de satélites, respectivamente. A temperatura da superfície foi corrigida pela temperatura aerodinâmica da superfície para, a partir desta, estimar o fluxo de calor sensível e, pelo balanço de energia na superfície o fluxo de calor latente. Este estudo foi aplicado para agricultura relativamente homogênea e vegetação nativa. O modelo apresentou estimativas realísticas da densidade de fluxos de calor sensível e calor latente na camada próxima à superfície, em ocasiões onde predominaram ou o fluxo de calor sensível ou o fluxo latente.

Bastos e Pontes (1996) e Pontes e Bastos (1996) estimaram os componentes do saldo de radiação na superfície a partir de imagens do AVHRR/NOAA-14 e os compararam com os dados obtidos utilizando imagens do Meteosat-5. Os dados utilizados foram obtidos durante o Experimento Integrado no Semi-árido (EIS) do Projeto Radiação por Satélite (Radsat), realizado entre 25/03 e 04/04/1995. Os resultados do balanço de onda curta de medidas experimentais e estimado mediante NOAA-14, apresentaram erros relativos menores que 5%. Em relação ao balanço de onda longa os resultados encontrados foram satisfatórios. Quanto aos resultados do saldo de radiação via satélite, as estimativas com o Meteosat-5 foram melhores que o estimados mediante o NOAA-14. Este fato deve-se as estimativas do balanço de onda curta estimado através do Meteosat-5 terem sido melhores do que as do NOAA-14.

Pontes (1997) estimou os componentes do balanço de radiação na superfície usando satélite meteorológicos e os comparou com a verdade terrestre. O método foi aplicado à região Nordeste do Brasil, com ênfase para região de São Gonçalo no sertão do Estado da Paraíba. As medidas de campo foram obtidas durante o Experimento Integrado no Semi-Árido, projeto de Radiação por Satélite (EIS-RADSAT). Foram utilizados dados de radiação solar, albedo e temperatura da superfície, obtidos a partir das imagens dos satélites Meteosat-5 e NOAA-14. A radiação solar global na superfície foi estimada através de um modelo de transferência radiativa, para uma atmosfera conservativa. O albedo de superfície (banda larga) foi avaliado por uma média ponderada entre o albedo da superfície em banda estreita estimado via satélite e o albedo de superfície no infravermelho solar. O componente de radiação de onda longa descendente da atmosfera foi determinado através das equações de Brunt e Swinbank, que utilizam dados de temperatura do ar e pressão parcial de vapor. O componente de radiação de onda longa emitido pela superfície foi determinado pela lei de Stefan-Boltzman. A temperatura da superfície foi estimada por dois métodos "mono-window" e "split-window". Analisando os resultados observou-se que o método "mono-window" e "split-window" são razoáveis para dias de céu aberto. Para determinação de temperatura da superfície o método "split-window" apresentou melhores resultados do que o método "mono-window". As estimativas do saldo de radiação apresentaram boa correlação com os dados de verdade terrestre.

Ainda, Bastos e Pontes (1997) determinaram coeficientes de correlação regionais entre o saldo de radiação medido na superfície e a radiação solar global estimada via satélite Meteosat-5 (R_g) para uma dada área do Nordeste do Brasil, com ênfase para a região do sertão paraibano. Neste caso, os dados são os mesmos utilizados por Pontes (1997). Foram encontradas boas correlações entre o saldo de radiação medido em

superfície e a radiação global estimado via satélite. Os autores sugerem que as curvas de correlação devem apenas ser utilizadas para estimativas de $R_n \geq 200 \text{ Wm}^{-2}$, o que corresponde a um erro padrão de estimativa menor que 10%.

Por outro lado, os dados obtidos via satélite também têm sido utilizados para outras aplicações. Standfuss (1996) utilizou dados do satélite Meteosat e medidas do ERBE (Earth Radiation Budget Experiment) a bordo dos satélites experimentais NIMBUS-7, como dados de entrada em um modelo radiativo. Este estudo teve como objetivo reduzir o erro na estimativa do balanço de radiação da Terra. O algoritmo de onda longa apresentou uma redução considerável no erro, em particular, erros acima de 10 Wm^{-2} são reduzidos para áreas desertas assim como para regiões afetadas pela Zona de Convergência Intertropical. Em escala global, o erro mensal da estimativa de onda longa reduziu da ordem de 50%. Em relação ao algoritmos de onda curta, houve uma redução de aproximadamente 25%. Na região da costa leste da África, o balanço de radiação da Terra foi corrigido aproximadamente de 10 Wm^{-2} , mostrando que combinações entre informações de satélites com diferentes orbitas é uma boa solução para reduzir erros nas estimativas.

Berger et al. (1996) realizaram uma breve revisão sobre os métodos desenvolvidos para inferir fluxos de superfície usando dados de satélites, com ou sem o auxílio de outras informações meteorológicas. Utilizou as informações obtidas do satélite NOAA-AVHRR para o período de maio a junho de 1993 e informações adicionais do Meteosat. Inicialmente foi realizada uma comparação entre as informações obtidas mediante os satélites Meteosat e AVHRR/NOAA. A cobertura de nuvens obtida a partir do Meteosat foi comparada com a radiação solar global da superfície, obtida a partir de informações do AVHRR/NOAA-. O Meteosat apresentou uma cobertura de nuvens mais baixa do que a estimada pelo NOAA-AVHRR. Os resultados obtidos a partir de

informações de satélites foram comparados com medidas de superfície. Apresentaram-se bons resultados para condições de céu claro e uma superestimativa no valor da radiação solar global inferido a partir de satélites de aproximadamente 75 Wm^{-2} para condições de nebulosidade.

Por sua vez, é importante ressaltar a utilização dos dados de satélites para estimativa da radiação fotossinteticamente ativa (PAR) de uma vegetação (Reyes et al., 1996). Os dados de PAR estimados a partir dos valores de radiância obtidas pelos sensores do satélite Meteosat, foram comparados com verdade terrestre, cujos dados foram obtidos de duas estações radiométricas. O PAR é calculado usando uma parametrização no modelo, considerando condições de céu aberto e a contribuição do fator das nuvens. A contribuição do fator das nuvens é obtido das imagens do Meteosat e a radiância de cada pixel foi obtida a partir do código LONTRAN-7. O modelo forneceu uma boa estimativa, apresentando em média valores baixos de desvio padrão e variância, quando comparados com os dados obtidos das estações radiométricas.

Dessa forma as técnicas de sensoriamento remoto têm sido utilizadas para diversas aplicações, uma delas é na estimativa da evapotranspiração potencial. De acordo com a literatura, existem várias definições sobre a evapotranspiração e diversos tipos de métodos para sua estimativa (ver apêndices A e B). A partir do conceito da evapotranspiração potencial e dos diversos métodos de estimativa, diferentes abordagens têm sido consideradas para determinar a evapotranspiração potencial usando informações remotas. Os métodos apresentaram uma precisão confiável, com erros que variam de 10 a 15%. Todavia, estas abordagem são unicamente aplicada à escala local (10 - 100m²). Um dos problemas para aplicação dos métodos é a necessidade de definir exatamente a superfície sobre a qual os dados foram obtidos. Devido a este problema, faz-se uma

correlação entre os pontos medidos e dados de verdade terrestre para minimizar os erros absolutos de estimativas e daí definir coeficientes de correção entre os padrões de evapotranspiração potencial estimada e a verdade terrestre.

Neste contexto alguns pesquisadores utilizaram dados de sensores a bordo de satélites meteorológicos para estimar o valor da evapotranspiração potencial para regiões agrícolas, destacando-se: Taconet et al., 1984; Caselles e Delegido, 1987; Caselles et al. 1992a,b.

Taconet et al. (1986) utilizaram dados de imagens para estimar a evapotranspiração potencial sobre uma área agrícola. Estes autores desenvolveram uma metodologia que usa a temperatura infravermelha da superfície, estimada com os dados dos canais 4 e 5 do NOAA-7, como dados de entrada em um modelo unidimensional na camada limite sobre vegetação e solo. O modelo inclui uma parametrização de transferência na cultura, baseado na formulação de Deardoff, que permite o uso de um pequeno número de parâmetros de mesoescala característico da vegetação. O objetivo deste modelo é fornecer um prognóstico dos fluxos de superfície e resistência da cultura sobre uma densa vegetação, analisando comparativamente com medidas experimentais do fluxo de superfície. Foram utilizadas três imagens de uma região plana de monocultura, considerando condições de céu aberto.

Caselles e Delegido (1987) adaptaram o modelo de radiação proposto pela FAO para estimar a evapotranspiração potencial regional, utilizando informações de temperatura e albedo obtidos a partir de imagens do satélite NOAA-9. Aplicando o modelo na região de Valência na Espanha, os autores encontraram novos valores de coeficientes para a relação estabelecida por Doorenbos e Kassan (1980). Utilizando essa relação eles encontraram um coeficiente de correlação, entre a evapotranspiração potencial medida e a

evapotranspiração potencial estimada por satélite, em média da ordem de 0,84. Foi feita uma classificação para diferentes intervalos de umidade relativa (UR) e velocidade do vento (V): i) UR < 70% e V < 200km/dia; ii) UR > 70% e V < 200km/dia; iii) UR < 70% e V > 200km/dia; iv) UR > 70% e V > 200km/dia. Os coeficientes de correlação (CC) obtidos para cada grupo foram: i) CC = 0,88; ii) 0,84; iii) CC = 0,81 e iv) = 0,81. Com estas equações obtiveram uma estimativa da evapotranspiração máxima diária com uma precisão de 20%.

Na mesma linha de pesquisa, Caselles et al. (1992a) utilizaram a mesma metodologia de Caselles e Delegido (1987) mas com as seguintes alterações: 1) modificaram o modelo para uso das imagens AVHRR/NOAA e 2) verificaram a validade do modelo na região de La Mancha, na Espanha, área com diferentes características da região onde foi desenvolvido o modelo. Concluíram que o modelo de estimativa da evapotranspiração potencial pode ser modificado para os dados do AVHRR/NOAA. A correlação entre a evapotranspiração potencial estimada via satélite e a evapotranspiração potencial medida foi de 0,90 com um erro padrão de 1,2 mm/dia. Ainda, Caselles et al. 1992b aplicaram este mesmo método para região de La Mancha. A evapotranspiração potencial da superfície foi estimada a partir da equação de Penman e comparada com a obtida a partir de informações de satélite. Os autores observaram que uma variação de 10% na temperatura e na radiação, proporciona uma variação na evapotranspiração potencial inferior a 10%. Este método tem sido utilizado em outras regiões com características semelhantes àquelas ao qual o método foi desenvolvido, como umidade relativa entre 40 e 80%; ventos moderados de aproximadamente 200 Km/dia. Os resultados obtidos foram satisfatórios, justificando assim a aplicação do método.

Recentemente, no Brasil, tem-se utilizado alguns métodos alternativos de estimativa da evapotranspiração potencial, seja a partir de equipamentos que realizam medidas diretas da evapotranspiração em pequenas áreas, ou a utilização de Modelos Hidrológicos (MH). Estes modelos, quando aplicados em áreas extensas, sofrem limitações quanto ao uso do método para estimativa da evapotranspiração potencial devido aos parâmetros exigidos e a disponibilidade dos dados nas equações empíricas. É importante ressaltar que estas técnicas tem sido utilizadas para aplicações em agro e micrometeorologia.

Em relação ao uso do MH para estimativa da evapotranspiração no Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC/INPE), alguns trabalhos estão sendo desenvolvidos, mas não incorporando informações remotas, apenas utilizando dados de estações de superfície. Ferreira et al. (1998a) utilizaram o modelo hidrológico desenvolvido por Vorosmarty et al. (1989) para realizar um estudo sobre a bacia Amazônica, utilizando como dados de entrada no MH, três bases de dados climatológicos (UNESCO, Centro Europeu e Observações de Campo). O objetivo foi comparar os diferentes bancos de dados de entrada e analisar o que melhor representa a climatologia da bacia. Os dados utilizados para comparação foram do DNAEE (Departamento Nacional de Água e Energia Elétrica), considerados como referência. Os resultados obtidos mostraram que a saída do modelo (descarga dos rios) utilizando a série de dados do Centro Europeu, representou melhor a climatologia da bacia.

Também Ferreira et al. (1998b) utilizaram o mesmo modelo hidrológico para fazer uma calibração para a bacia do São Francisco. O comportamento mensal das descargas das represas foi simulado e incluído no cálculo para calibração da bacia. A saída do modelo foi comparada à série de dados de descarga mensal no Rio São Francisco

fornecida pelo DNAEE. O modelo hidrológico usando dados climatológicos e considerando a presença das represas na rede hidrográfica, pôde reproduzir o regime de vazão apresentado pelos rios da bacia do São Francisco.

De um modo geral, é possível constatar que ainda não foram desenvolvidos trabalhos utilizando informações remotas como dados de entrada em modelos hidrológicos. Todavia, algum esforço tem evoluído para que, num futuro próximo, os dados remotos complementem satisfatoriamente as observações convencionais, melhorando a qualidade dos dados de entrada utilizados em modelos de tempo, clima e hidrologia que sejam capazes de estimativas mais realísticas da própria evapotranspiração real.

CAPÍTULO 3

MATERIAL E MÉTODOS

3.1 – DADOS DISPONÍVEIS

Neste trabalho foram utilizados dados climatológicos mensais de temperatura, radiação solar e precipitação; dados climatológicos diários de radiação e temperatura; e dados diários de temperatura, umidade relativa, velocidade e direção do vento, evaporação e insolação, referentes a setembro de 1997. Os dados climatológicos (mensais e diários) foram cedidos pelo LAPIM (Laboratório de Informações Meteorológicas) do DCA/UFPB (Departamento de Ciências Atmosféricas da Universidade Federal da Paraíba). Os dados diários de setembro de 1997 foram cedidos pelo 3º Distrito de Meteorologia – INMET (Instituto Nacional de Meteorologia). Além disso, foram utilizados dados hidrológicos de precipitação e vazão dos rios referentes às sub-bacias 37 e 38 da bacia hidrográfica 3, localizada na região Norte-Nordeste do Brasil, que foram cedidos pela ANEEL (Agência Nacional de Energia Elétrica).

Os dados climatológicos mensais de temperatura são do período de 1912 a 1980, os dados de radiação solar global do período de 1968 a 1978 e os dados de precipitação do período de 1912 a 1990. Com respeito aos dados climatológicos diários, os de temperatura refere-se ao período de 1961 a 1970 e os de radiação solar, obtidos da Rede Solarimétrica do Nordeste, correspondem ao período de 1970 a 1978.

As imagens de satélite utilizadas foram fornecidas pelo Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC/INPE), obtidas a partir do satélite meteorológico geoestacionário GOES-8, canal visível, para o período de setembro de 1997. As imagens cobrem a região Nordeste do Brasil, ou seja, é um recorte que está compreendido entre as latitudes de 1°S e 18°S e longitudes de 31°W e 47°W. As imagens apresentam um tamanho de 434 x 525 "pixels". A Figura 3.1 é apresentado um recorte da imagem fornecida pelo CPTEC, denominada de setor Nordeste do Brasil.

O GOES-8 é um satélite de órbita geoestacionária que apresenta a mesma velocidade de rotação da Terra e está a 35.800 Km de altitude sobre o equador. Possui imagens no formato de 10 bit e é composto por sensores que operam em 5 bandas espectrais. O canal 1 apresenta resolução espacial de 1 Km e o canal 4 e 5 têm resolução espacial de 4 Km. Na Tabela 3.1 são apresentadas as características referentes a cada canal. Haja vista a diferença na resolução espacial entre os canais 1 e 4 do GOES-8, as imagens do canal 1 foram pré-processadas, ou seja, foram degradadas para ficarem com a mesma resolução espacial dos canais 4 e 5.

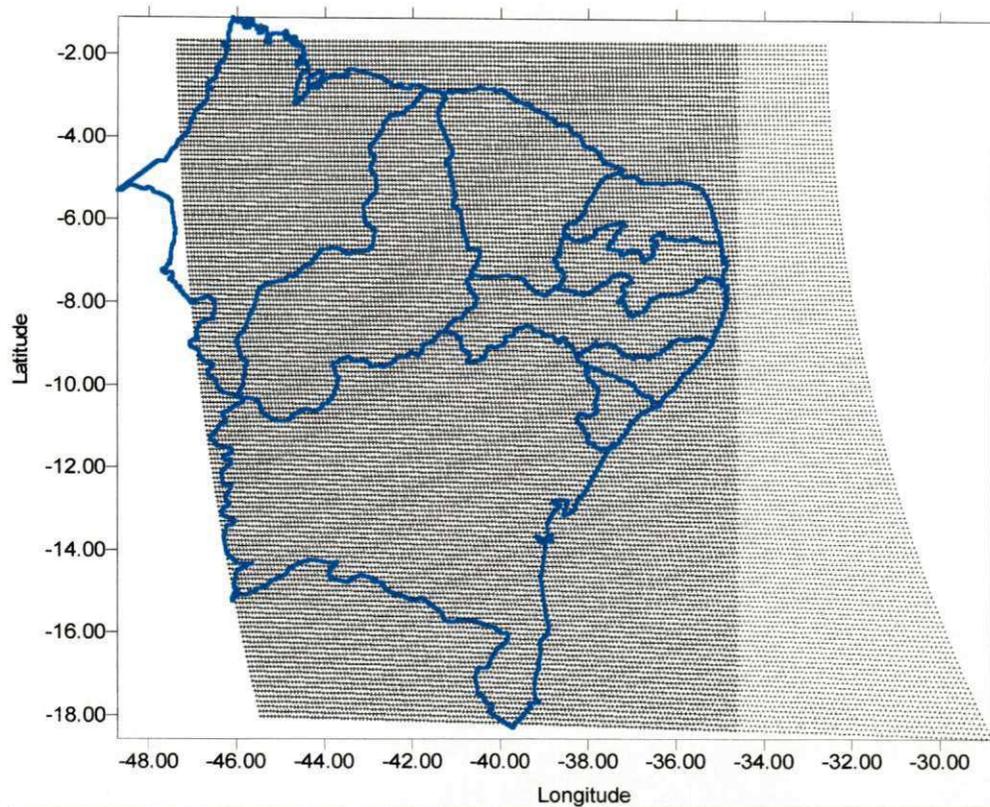


Figura 3.1 – Área recortada da imagem do satélite GOES-8 (canal VIS) denominada setor Nordeste do Brasil.

TABELA 3.1 – CARACTERÍSTICAS DOS CANAIS DO GOES-8

Canais	Faixa Espectral	Resolução Espacial
1 (VIS)	0,55 – 0,75 μm	1 Km
2 (IV próximo)	3,80 – 4,0 μm	4 Km
3 (vapor d'água)	6,50 – 7,0 μm	8 Km
4 (IV termal)	10,2 – 11,2 μm	4 Km
5 (IV termal)	11,5 – 12,5 μm	4 Km

3.2 - CORREÇÃO DOS DADOS DE VAZÃO

De início os dados de vazão das sub-bacias 37 e 38 apresentavam pontos esporádicos associados aos valores máximos e aos valores médios anuais. A aplicação da correção a dados de vazão da ANEEL fez-se usando o intervalo entre a média e duas vezes o desvio padrão, com uma significância de 95% dos dados. Esta correção foi realizada para todas as estações das sub-bacias 37 e 38. As Figuras 4.6 e 4.7, respectivamente, apresentam os dados originais e os dados após o tratamento da vazão máxima e média anuais, para uma das estações da bacia 3, estação Vassouras. Os dados corrigidos representam a “verdade terrestre” que foi utilizada validação dos resultados obtidos a partir do modelo hidrológico.

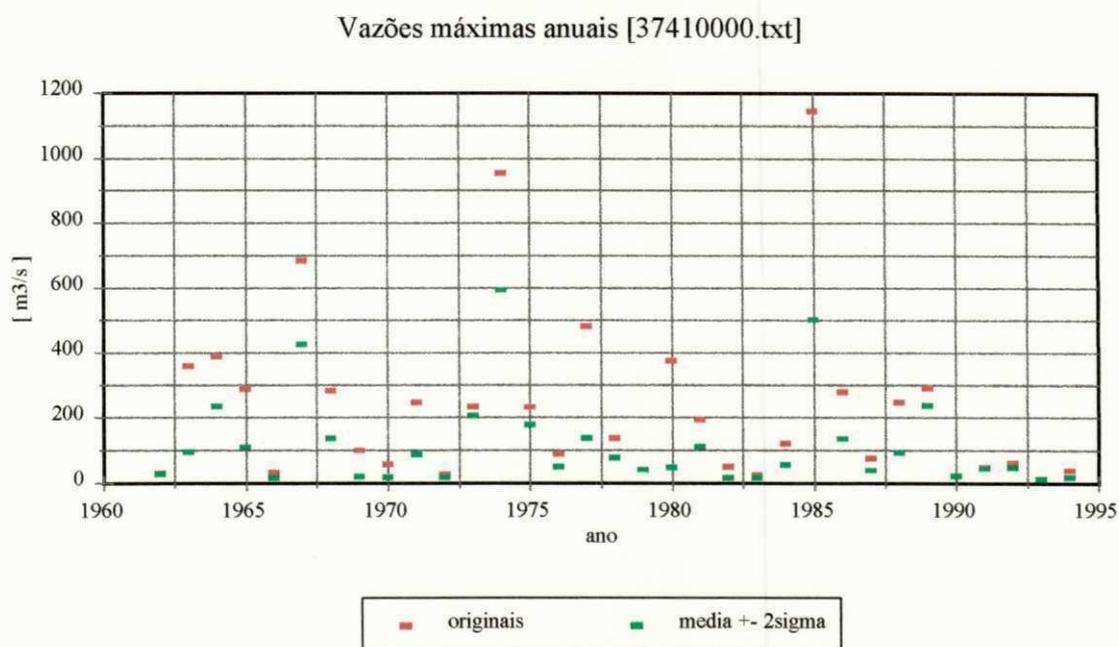


Figura 3.2 - Correção dos dados de vazão máximas anual cedidos pela ANEEL referentes à Sub-Bacia 37, estação Vassouras.

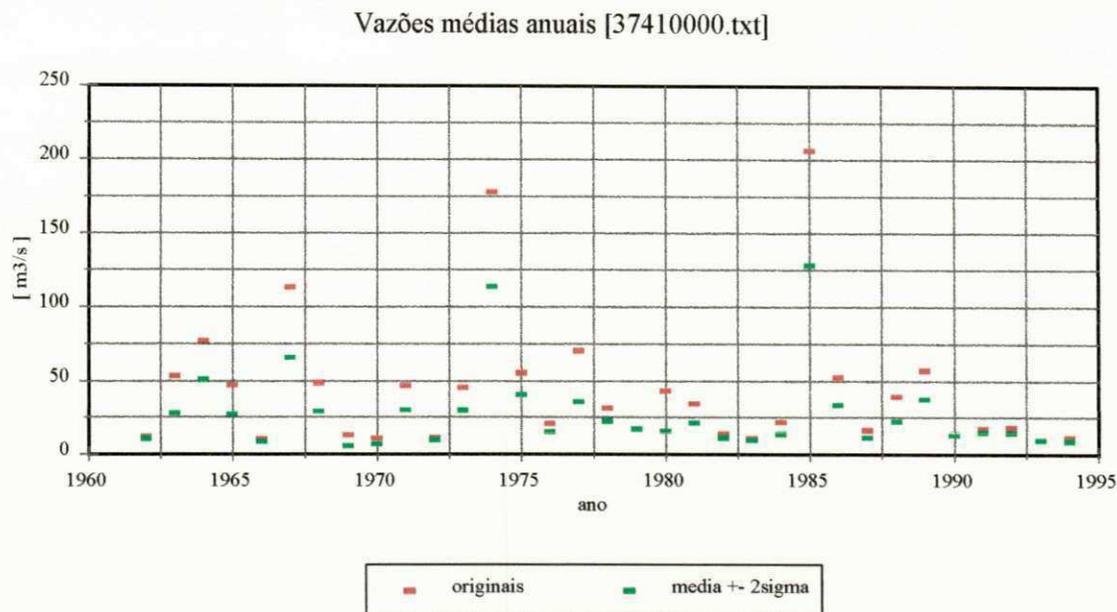


Figura 3.3 - Correção dos dados de vazão média anual cedidos pela ANELL, referentes a Sub-Bacias 37, estação Vassouras.

3.3 - DESCRIÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A região Nordeste do Brasil tem uma área de 1.548.672 Km², correspondendo a 18,2% da superfície do Brasil, estando compreendida entre as latitudes de 1°01'11"S e 18°20'45"S e as longitudes de 34°45'55"W e 48°50'15"W. O Nordeste apresenta grandes irregularidades quanto ao regime pluviométrico, possuindo áreas com bastante precipitação ao longo do ano e outras áreas com longos períodos de estiagens. O solo desta região é considerado bastante favorável a produção agrícola; sendo assim, esta região apresenta contrastes entre seu clima e a fertilidade do solo. As fontes de recursos hídricos são de suma importância para a região, devido a água ser bastante limitada pela quase ausência de chuvas e até mesmo é uma questão de sobrevivência, pelo fato da

produção agrícola e agropecuária desta região ser fonte de renda para muitos dos seus habitantes.

Em relação às distribuições das águas, o Brasil apresenta padrões bastantes distintos, como se pode observar na Figura 3.4. Em termos quantitativos, a Amazônia é a região com maiores recursos hídricos do mundo, enquanto que a bacia Norte-Nordeste é a terceira maior do país. A Tabela 3.2 mostra a contribuição da área e a porcentagem das bacias hidrográficas que constituem o país.



Figura 3.4 – Divisão das bacias hidrográficas do Brasil

Fonte: ANEEL, 1997

TABELA 3.2 – CONTRIBUIÇÃO DO CONJUNTO DE BACIAS HIDROGRÁFICAS
BRASILEIRAS

Bacias	Área (Km ²)	Participação (%)
Amazônica	3.984.467	46,8
Paraná	891.309	10,5
Nordeste	884.835	10,4
Tocantins – Araguaia	803.250	9,4
São Francisco	631.133	7,4
Leste	569.310	6,7
Paraguai	345.701	4,1
Sudeste	223.688	2,6
Uruguai	178.235	2,1
BRASIL	8.511.928	100,0

Fonte: Adaptada da publicação do DNOCS - Barragens no Nordeste do Brasil.

A região de estudo corresponde à bacia hidrográfica 3. Esta bacia é composta das sub-bacias do Atlântico Sul, trechos Norte/Nordeste e possui uma área de drenagem dos rios que deságuam no Atlântico Sul, costa Norte/Nordeste, composta por dois trechos:

1^o trecho – Norte: correspondente à área de drenagem dos rios que deságuam no Atlântico Sul, ao norte da Bacia Amazônica, incluindo a Bacia do Rio Oiapoque.

2^o trecho – Nordeste: correspondente à área de drenagem dos rios que deságuam no Atlântico Sul, entre a foz do rio Tocantins e a do rio São Francisco.

Na Tabela 3.3 são apresentadas algumas das características da bacia hidrográfica 3, que é subdividida em 10 sub-bacias, como mostrada na Figura 3.5.

TABELA 3.3– CARACTERÍSTICAS DA BACIA HIDROGRÁFICA 3

Área de Drenagem ($10^6 / \text{Km}^2$)	A = 1029
Precipitação (mm/ano)	P = 2950 (N); 1328 (NE)
Vazão Média de Longo Período (m^3/s)	Q = 9050
Vazão Específica de Longo Período (l/s/Km^2)	q = 48,21 (N); 5,71 (NE)
Evaporação (mm/ano)	E = 1431 (N); 1150 (NE)

Fonte: ANEEL, 1997

Dentre as sub-bacias hidrográficas da bacia 3, selecionou-se 2 sub-bacias: as sub-bacias hidrográficas de números 37 e 38, localizadas entre os Estados do Rio Grande do Norte e Paraíba, na região Nordeste do Brasil, como mostra a Figura 3.6.

A Sub-Bacia hidrográfica 37 apresenta uma área de drenagem compreendida entre a foz do rio Jaguaribe, exclusive e a foz do rio Açu, inclusive. A Sub-

Bacia Hidrográfica 38 possui uma área de drenagem compreendida entre a foz do rio Açu, exclusive e a foz do rio Paraíba, inclusive.

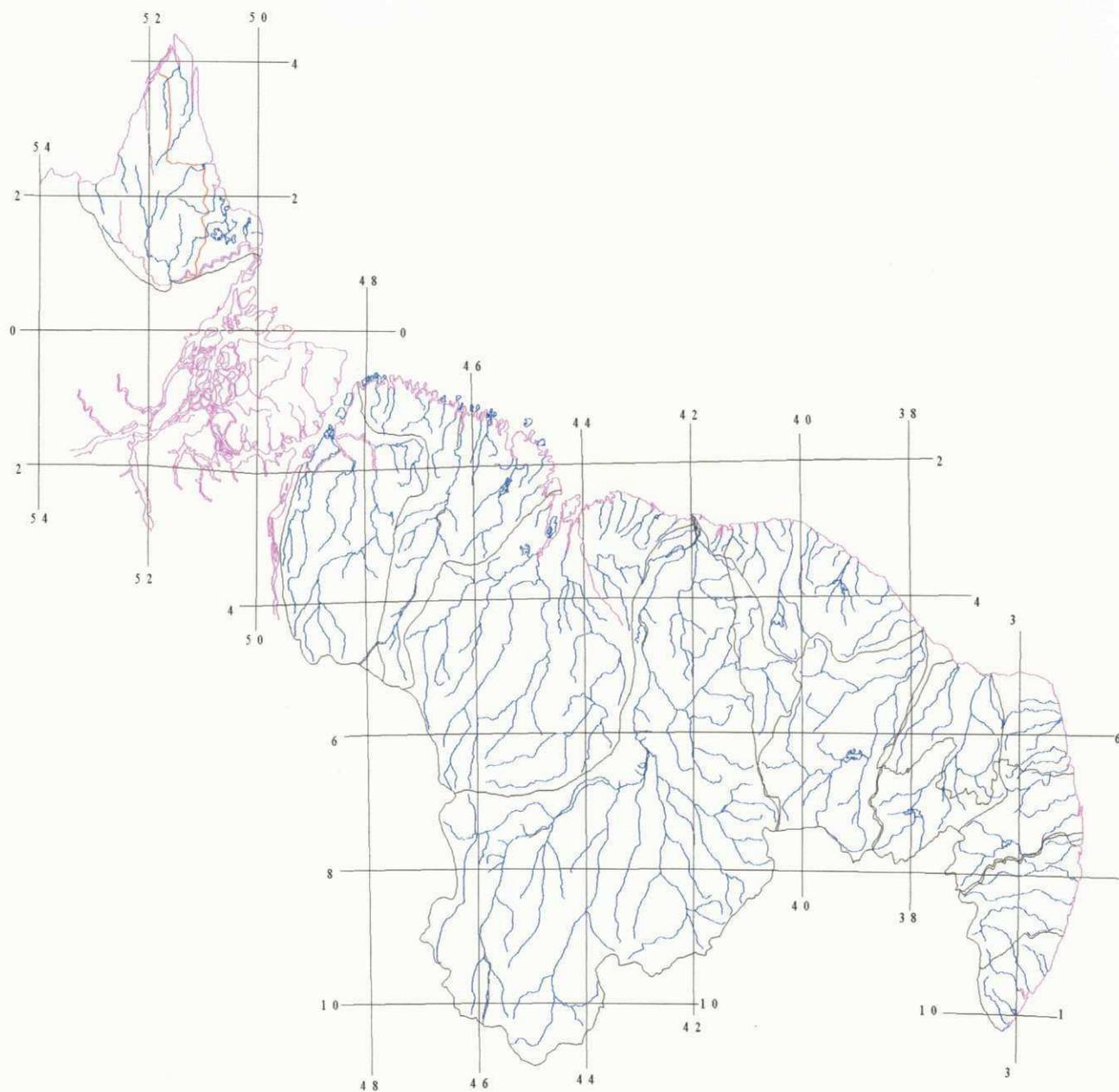


Figura 3.5 – Bacia Hidrográfica 3 – Setor Norte-Nordeste

Fonte: ANEEL

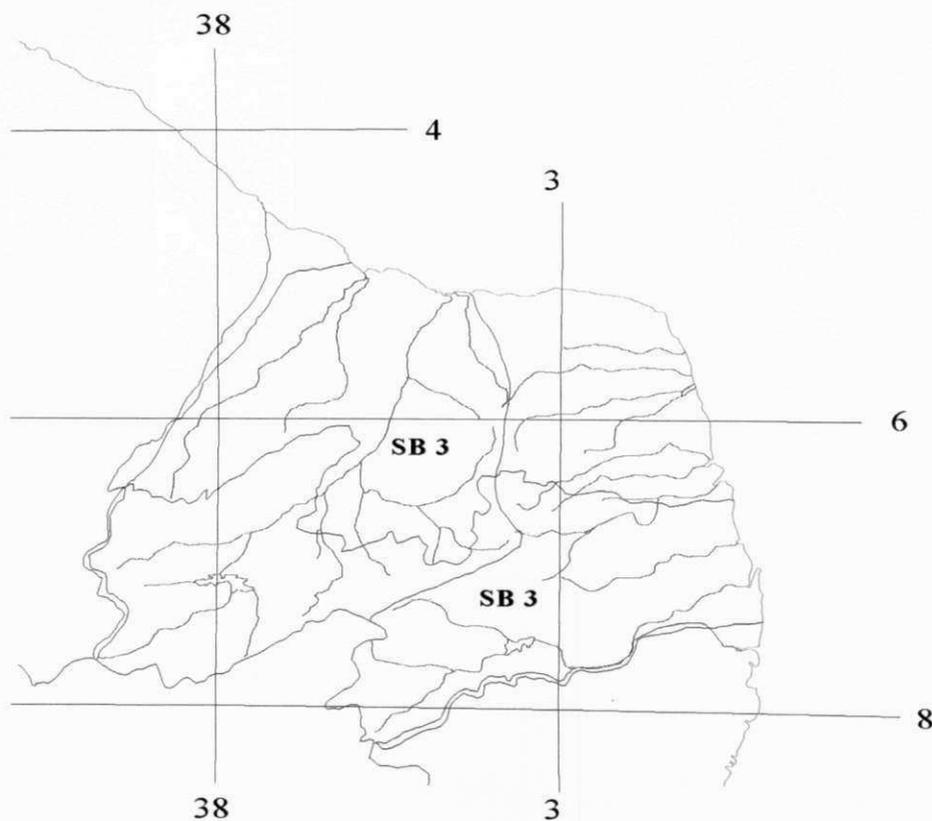


Figura 3.6 – Sub-bacias 37 e 38 da Bacia Hidrográfica 3

Fonte: ANEEL

3.4 - METODOLOGIA

A metodologia utilizada neste trabalho foi dividida em 5 etapas básica: 1) regionalização espacial da evapotranspiração potencial; 2) regressão linear entre três métodos de estimativa da evapotranspiração potencial (ETP); 3) avaliação da importância da variação da radiação solar global e da temperatura na estimativa da ETP utilizando as equações de Jensen e Haise (1963) e Caselles et al. (1992b); 4) avaliação do modelo hidrológico sobre as sub-bacias estudadas, utilizando dados climatológicos, métodos distintos de determinação da ETP e avaliação do coeficiente de ajuste de estimativas da

ETP e vazão estimadas a partir do modelo hidrológico; e 5) estimativa da evapotranspiração real, umidade do solo e vazão, utilizando um modelo hidrológico, com estimativas de ETP, segundo o método de Caselles et al. (1992b) e dados de radiação solar global estimados via canal VIS do satélite GOES-8.

Na primeira etapa, a evapotranspiração potencial foi estimada usando as formulações empíricas de Thornthwaite (1948) utilizando séries de dados climatológicos diários de temperatura. Estas estimativas foram utilizadas na regionalização espacial da ETP para a região Nordeste do Brasil. A matriz utilizada continha 30 linhas por 73 colunas, onde as linhas correspondem ao valor da ETP e as colunas ao número total de estações meteorológicas. O agrupamento das “n” estações foi obtido a partir do método de classificação hierárquica de Ward, disponível no software SPSS (Statistical Package for the Social Sciences), utilizando-se como medida de similaridade a distância euclidiana.

Para efetivação da segunda etapa da metodologia foram utilizados os dados meteorológicos diários disponíveis para o mês de setembro de 1997. Além disso, a ETP foi calculada pelos métodos de Penman (padrão), Caselles et al. (1992b) - MCA e de Jensen e Haise, (1963), (método da radiação - MJH). A correlação teve como objetivo a avaliação dos métodos de Jensen e Haise (1963) e de Caselles et al. (1992b), tomando-se como referência o método de Penman. É importante observar os seguintes aspectos: em primeiro, foi considerado o método de Jensen e Haise (1963) porque é o que tem sido utilizado no modelo hidrológico que opera no CPTEC/INPE, em substituição ao método de Thornthwaite (1948) - MT; em segundo, é testado o método de Caselles et al. (1992b) porque este tem apresentado resultados satisfatórios quando aplicado a outras regiões do globo; e em terceiro, apenas se considera o método combinado de Penman porque os dados meteorológicos existentes para a região de estudo não incluem radiação líquida, daí a

necessidade de parametrizá-la utilizando outros dados disponíveis, tais como: temperatura, insolação, radiação solar global, umidade do ar, etc.

Na terceira etapa realizou-se uma análise da equação de Jensen e Haise (1963) e de Caselles et al. (1992b) em função da radiação solar global e da temperatura (teste de sensibilidade). Esta análise teve como objetivo verificar o quanto o método de estimativa da ETP sofre influência da radiação solar global e da temperatura.

Na etapa de avaliação do modelo hidrológico, foram utilizados dados climatológicos mensais de temperatura, radiação solar global, precipitação e vazão. O modelo foi aplicado para as Sub-Bacias 37 e 38, considerando os métodos MJH, MCA e MT de cálculo da evapotranspiração potencial. A avaliação foi feita pela comparação entre os dados de vazão simulados pelo modelo hidrológico e aqueles tidos como verdade terrestre, que foram os cedidos pela ANEEL. Nesta etapa também foi feita a simulação da ETP e da vazão variando o coeficiente de ajuste introduzido na equação de estimativa da ETP no modelo hidrológico. Esta variação do coeficiente de ajuste teve como objetivo verificar a variação da ETP e a vazão simulada no modelo, considerando os possíveis erros de estimativa apresentados pelo modelo hidrológico.

Finalmente, foram calculados evapotranspiração real (ETR), umidade do solo (US) e vazão (V), utilizando o modelo hidrológico e, dados de radiação solar global à superfície estimados via satélite meteorológico, referentes a setembro de 1997 e dados climatológicos de temperatura para setembro. Estas simulações reproduzem estimativas de ETR, US e V diária para as sub-bacias 37 e 38, em pontos de grade com resolução de $0,5^{\circ} \times 0,5^{\circ}$.

A radiação solar global diária na superfície (satélite) foi determinada pelo modelo de radiação GL 1.0, que utiliza dados do canal VIS do satélite meteorológico GOES-8. Estes dados foram interpolados, através do método de Kriging, para passar da projeção satélite para pontos de grade na mesma resolução do modelo hidrológico.

O modelo hidrológico utilizado foi o desenvolvido por Vorosmarty et al. (1989), que apresenta como saída a evapotranspiração real, a umidade do solo e a vazão para as sub-bacias escolhidas da bacia hidrográfica 3. O modelo é inicializado a partir de um arquivo que contém informações de longitude, latitude, solo, vegetação, temperatura, precipitação e radiação solar global mensal climatológica, interpolados em pontos de grade na resolução de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$, para as sub-bacias 37 e 38 da Bacia Hidrográfica 3. Inicialmente, todos os parâmetros do modelo hidrológico apresentam valores zeros e a partir da sua inicialização atinge um “estado quase dinâmico”, ou seja, inicialmente o solo não contém água e após a inicialização o solo é umedecido até atingir a sua capacidade de campo. Ao atingir o “estado quase dinâmico”, utiliza-se como dados de entrada a temperatura do ar, precipitação e radiação solar global mensais ou diários, para se estimar os parâmetros de saídas mensais ou diários, respectivamente. A estimativa da evapotranspiração potencial é feita numa subrotina do programa do modelo hidrológico que permite escolher o método para estimar ETP de acordo com os dados disponíveis. No caso, foram utilizados o método de Jensen e Haise (1963), o de Caselles et al. (1992b) e o método de Thornthwaite (1948) para estimativas anuais de vazão e apenas a formulação empírica proposta por Caselles et al. (1992b) para estimativas diárias de ETR, US e V.

No que se segue são descritos os métodos de Thornthwaite (1948), Jensen e Haise (1963), Penman (1948) e Caselles et al. (1992b), utilizados para cálculo de ETP. Além disso, são descritos os métodos de obtenção da regionalização, de estimativa da

radiação solar global na superfície via satélite (modelo GL 1.0) e o modelo hidrológico global (MHG).

3.4.1 – Métodos para Estimativa da Evapotranspiração Potencial

Existem diversos métodos de estimativa da evapotranspiração (ET). Podendo ter métodos simples, utilizando apenas dados de temperatura do ar, a métodos mais complexos, que incluem vários parâmetros meteorológicos e de superfície. Devido aos diversos métodos existentes vários pesquisadores tem questionado qual é o melhor método para obter uma boa precisão na estimativa de ET. A escolha do método mais apropriado depende da disponibilidade dos dados existentes e do intervalo de tempo exigido. Dentre os diversos trabalhos sobre evapotranspiração pode-se destacar-se: Gangopadhyaya et al. (1966), Penman et al. (1967), Tanner (1967, 1968), Rosemberg et al. (1968), Doorenbos e Pruitt (1977), Berlato e Molion (1981), Brutsaer (1982), Burman e Pochop (1994), além de outros.

Do ponto de vista teórico, a ET é considerada bastante simples, mas do ponto de vista prático de medições é bastante complexo e dispendioso a realização dos experimentos de campo. Os métodos de estimativa da ET podem ser divididos em cinco grupos: empíricos; aerodinâmicos; balanço de energia; combinados, e correlação de turbilhões.

Nesta seção são apresentados os métodos utilizados para estimativa da evapotranspiração potencial, ou seja, os métodos de Thornthwaite (1948), Jensen e Haise (1963), Penmam (1948), de acordo com Tucci, e o proposto por Caselles et al. (1992b).

i) Método de Thornthwaite

Este método foi desenvolvido por Thornthwaite (1948) e , considerando uma região onde predomina o clima temperado com invernos úmidos e verões secos. Neste método a ETP é calculada da seguinte forma:

$$ETP = Fc * 16 * \left[10 * \left(\frac{T}{I} \right) \right]^a, \quad (3.1)$$

onde ETP (mm/mês) é a evapotranspiração potencial para meses de 30 dias e dias com comprimento de 12 horas; T (°C) é a temperatura média mensal do ar; Fc é o fator de correção que é função da latitude e mês do ano (valores tabelados); sendo o índice térmico anual, I, dado por:

$$I = \sum_{i=1}^{12} \left(\frac{t_i}{5} \right)^{1,514}, \quad (3.2)$$

e a constante é obtida segundo a expressão:

$$a = 67,5 * 10^{-8} * I^3 - 7,71 * 10^{-6} * I^2 + 0,01791 * I + 0,4 \quad (3.3)$$

onde t_i (°C) é a temperatura do ar em cada mês.

ii) Método de Jensen e Haise

O método de Jensen e Haise (1963) satisfaz as exigências de simplicidade, pois necessita apenas da temperatura e da radiação solar global incidente na superfície, além de apresentar resultados confiáveis. A ETP (mm/dia) é obtida através de:

$$ETP = (0,025T + 0,08) \frac{G}{59}, \quad (3.4)$$

sendo G a radiação solar global diária incidente na superfície (cal/cm²dia) e T(°C) a temperatura média do ar.

iii) Método de Penman

Este método é a melhor opção para estimativa da ETP, levando-se em consideração os dados disponíveis para este trabalho. A precisão do método depende fundamentalmente da radiação efetiva (q_{ef}) e a ETP é dada por:

$$ETP = \frac{(\Delta \gamma * q_{ef} / L + Ei)}{(\Delta \gamma + 1)}, \quad (3.5)$$

onde o termo da evapotranspiração nas condições isotérmicas (Ei) é dado por:

$$Ei = 0,35 \left(0,5 + \frac{W_2}{160} \right) (e_s - e_a), \quad (3.6)$$

W_2 é a velocidade do vento a 2 metros do solo (Km/dia) e a razão Δ/γ é expressa por:

$$\frac{\Delta}{\gamma} = \frac{38640 * 10^{7,5T / (237,3 + T)}}{(237,3 + T)^2}, \quad (3.7)$$

sendo $\gamma = 0,66 \text{ mbares}/^\circ\text{C}$ ou $0,485 \text{ mm Hg}/^\circ\text{C}$, constante psicrométrica.

A pressão de saturação é dada por:

$$e_s = 4,58 * 10^{7,75T / (237,3 + T)}, \quad (3.8)$$

onde T é dado em $^\circ\text{C}$ e e_s em mmHg e, finalmente,

$$\frac{q_{ef}}{L} = \frac{[G(1 - a) - \sigma T^4 (0,56 - 0,09e_a^{1,2}) (0,1 + 0,9p)]}{L}, \quad (3.9)$$

onde $L = 59 \text{ cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{mm}$, é o calor latente de vaporização por unidade de massa; $\sigma = 1,19 \times 10^{-7} \text{ cal}/\text{cm}^2$; e, q_{ef} é dado em mm/dia.

iv) Método Proposto por Caselles et al. 1992

No método proposto por Caselles et al. (1992) a evapotranspiração potencial (ETP) é calculada da seguinte forma:

$$ETP = (AT_a + B)Rg + C, \quad (3.10)$$

onde A, B e C são constantes empíricas determinadas para cada região, pois depende da altitude, umidade relativa do ar e velocidade do vento; T_a ($^\circ\text{C}$) é a temperatura do ar e Rg (W/m^2) é a radiação global solar à superfície. A aplicação da equação (3.10) em sensoriamento remoto requer estimativas da radiação global solar e da temperatura do ar utilizando dados de imagens de satélites. As constantes $A = 5,99 \times 10^{-4}$, $B = 5,06 \times 10^{-6}$ e

$C=0,37$ foram obtidas por estes autores para a região de La Mancha na Espanha e utilizadas também neste trabalho.

3.4.2 - Método Utilizado para Regionalização

O termo regionalização consiste em reunir amostras em classes distintas, nas quais cada indivíduo do mesmo grupo apresenta características comuns entre si. Existem dois métodos de classificação: os hierárquicos e os não hierárquicos. No método hierárquico as classes são divididas em subgrupos de grupos superiores, que indicam a relação que existe entre os grupos. As classificações não hierárquicas simplesmente formam grupos com indivíduos similares, não estabelecendo nenhuma relação entre os demais grupos formados.

A Análise de Cluster é um método hierárquico utilizado para obtenção da classificação de alguma amostra, quando não se tem nenhuma hipótese a priori sobre a mesma. Dentro da Análise de Cluster existem diversos tipos de métodos para realizar a interpolação, onde o mais utilizado é o Método de Ward. Este método foi apresentado por seu idealizador Ward em 1963 (Everitt, 1974). O método de Ward utiliza a soma dos quadrados do erro como base para o critério de decisão do agrupamento. Como função de agrupamento utiliza a distância euclidiana. O critério de agregação é dado pelo valor do incremento, que é obtido a partir da matriz de dispersão.

No método aglomerativo o processo inicia-se com cada indivíduo (estação) fazendo parte de um grupo individual. Eles vão se fundindo uns aos outros, agrupando-se primeiramente àqueles mais semelhantes até formarem um único grupo. O resultado final é obtido sob a forma de dendrograma, mostrando as sucessivas fusões de indivíduos

(estações) que culminam nos estágios onde todos os indivíduos pertencem a um único grupo: O nível de agregação aumenta a medida que diminui o número de grupos. O corte no dendrograma é efetuado de acordo com a inclinação máxima nas curvas de inércia. Essas curvas são obtidas com o objetivo de auxiliar a definição do número de grupos a escolher.

3.4.3 - Modelo GL 1.0: Estimativa de Radiação Solar por Satélite

Esta descrição foi retirada da home page do CPTEC no endereço: (http://www.cptec.inpe.br/personal/metsat/radsol/info/mod_gl1.htm) sobre o Modelo GL 1.0

Comentário preliminar

Existem dois pontos de vista básicos para estimar radiação solar mediante satélite. Os “modelos estatísticos” procuram ajustar os fluxos observados no topo da atmosfera com os dados de “verdade terrestre” através de alguma função empírica (Tarpley 1979; Diabaté et al. 1988). Estes modelos são dependentes da existência de uma rede solarimétrica de referência para avaliar e validar coeficientes de ajuste. Já os “modelos físicos” propõem relações entre esses dois fluxos baseados em equações de transporte da radiação (Gautier et al., 1980; Stuhlmann et al., 1990; Whitlock et al., 1995; Ceballos e Moura, 1997). Neste caso, devem ser supostos ou estimados valores de certos parâmetros físicos da atmosfera e do solo. Estes modelos são dependentes de algumas variáveis climáticas regionais e em geral podem ser generalizadas para áreas extensas. Uma rede solarimétrica, neste caso, serve principalmente para conferir a qualidade do método de estimativa.

Fundamento do modelo GL 1.0

O GL 1.0 é um modelo físico. A primeira versão foi desenvolvida na Universidade Federal da Paraíba para imagens do canal VIS do Meteosat 4 (Ceballos e Moura, 1997) e adaptada para o canal VIS do GOES por pesquisadores do DMS/INPE e UFPB (Bastos et al., 1996). Essa versão preliminar foi instalada no CPTEC com algumas modificações, e fornece distribuições diárias, semanais e mensais de irradiação solar global.

O modelo estima a radiação solar dividindo o fluxo em dois intervalos espectrais: o espectro visível (0,4 – 0,7 μ m) e o infravermelho (0,7 – 4,0 μ m). O balanço radiativo no sistema terra-atmosfera é dado pela seguinte expressão:

$$E_o(vis) = ER(vis) + EA(vis) + (1 - R_s) * GL(vis), \quad (3.11)$$

onde E_o é a irradiância solar incidente no topo da atmosfera; ER é a irradiância refletida para o espaço; EA é a irradiância absorvida na atmosfera; R_s é a reflectância da superfície; e GL é a irradiância global incidente à superfície.

Foram consideradas as primeiras hipóteses básicas: i) a atmosfera (incluindo nuvens) é conservativa neste intervalo espectral, ou seja, ela não absorve, apenas espalha radiação solar; ii) alguma absorção é realizada na estratosfera (por ozônio), ou na troposfera (por aerossóis). No primeiro caso representa uma fração pequena da radiação incidente no topo da atmosfera (nas bandas de Chappuis) e pode ser considerada através de um fator de correção; no segundo caso, a absorção pode ser elevada em regiões com alta concentração (por exemplo, sobre queimadas), mas não é o caso generalizado do Brasil.

Com estas hipóteses na equação (3.11) tem-se:

EA = 0; ER pode ser avaliada usando o canal visível do GOES e Rs pode ser avaliado observando situações sem nuvens.

As segundas hipóteses básicas são: i) uma atmosfera com poucos aerossóis produz escasso espalhamento de radiação neste intervalo; ii) a radiação que passa através nuvens chega ao solo como radiação direta, da qual foi absorvida uma fração pelo vapor d'água e dióxido de carbono atmosféricos; iii) a radiação incidente sobre nuvens esgota sua energia nas bandas de absorção da água; uma fração pequena poderia atravessar como radiação difusa e é desprezada.

A irradiância no infravermelho solar pode ser estimada pela expressão:

$$GL(iv) = \frac{(1 - C) * Tg * Eo(iv)}{[1 - Rs(iv) * C * Rn(iv)]} \quad (3.12)$$

onde Eo é a irradiância no topo da atmosfera; Tg é a transmitância associada a gases; C é a nebulosidade; Rs(iv) é a reflectância no solo no infravermelho; e Rn(iv) é a reflectância das bases das nuvens no infravermelho. O denominador da equação (3.12) é uma correção devida a múltiplas reflexões entre o solo e a base das nuvens.

A nebulosidade é estimada, como em outros trabalhos (Stulhmann et al., 1990), pela expressão:

$$C = \frac{(R - R_{min})}{(R_{max} - R_{min})} \quad (3.13)$$

onde R é a reflectância observada num alvo; e, R_{max} e R_{min} são valores extremos observados a partir de uma série de imagens da mesma época que o dia em estudo.

A irradiância à superfície é estimada somando $GL(vis) + GL(iv) = GL$. O modelo utiliza médias sobre os alvos (uma média de 3×3 pixels). Esta consideração é para que exista uma coerência entre o tamanho do alvo e o pontos registrados em uma estação.

3.4.4 - Modelo Hidrológico

O modelo hidrológico global (MHG) foi desenvolvido por Vorösmarty et al. (1989) para a América do Sul, com resolução espacial de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ e atualmente é utilizado no CPTEC. Este modelo é do tipo distribuído, onde a região em estudo é subdividida em N blocos de dimensões Δx e Δy . O MHG consiste basicamente de dois módulos principais, a saber: Modelo de Balanço de Água (MBA) e Modelo de Transporte de Água (MTA). A Figura 3.7 apresenta um esboço do modelo hidrológico.

O modelo de balanço de água fornece estimativas de descargas dos rios, teor de umidade nos solos e taxa de evapotranspiração real. Este modelo tem sido utilizado com relativo sucesso em estimativas de médias mensais dessas variáveis para a América do Sul (Vorösmarty et al., 1989) e para a bacia do Rio Zambezi - África (Vorösmarty et al., 1991).

Utilizando o modelo com passos de tempo de integração apropriado obtém-se estimativas de descargas, umidade do solo e evapotranspiração para intervalos de alguns dias. Com isso alcança-se o principal objetivo destas simulações, que é a inicialização do modelo climatológico com uma distribuição espacial mais “realística” do teor de umidade nos solos e perda real de água pelos solos e vegetação.

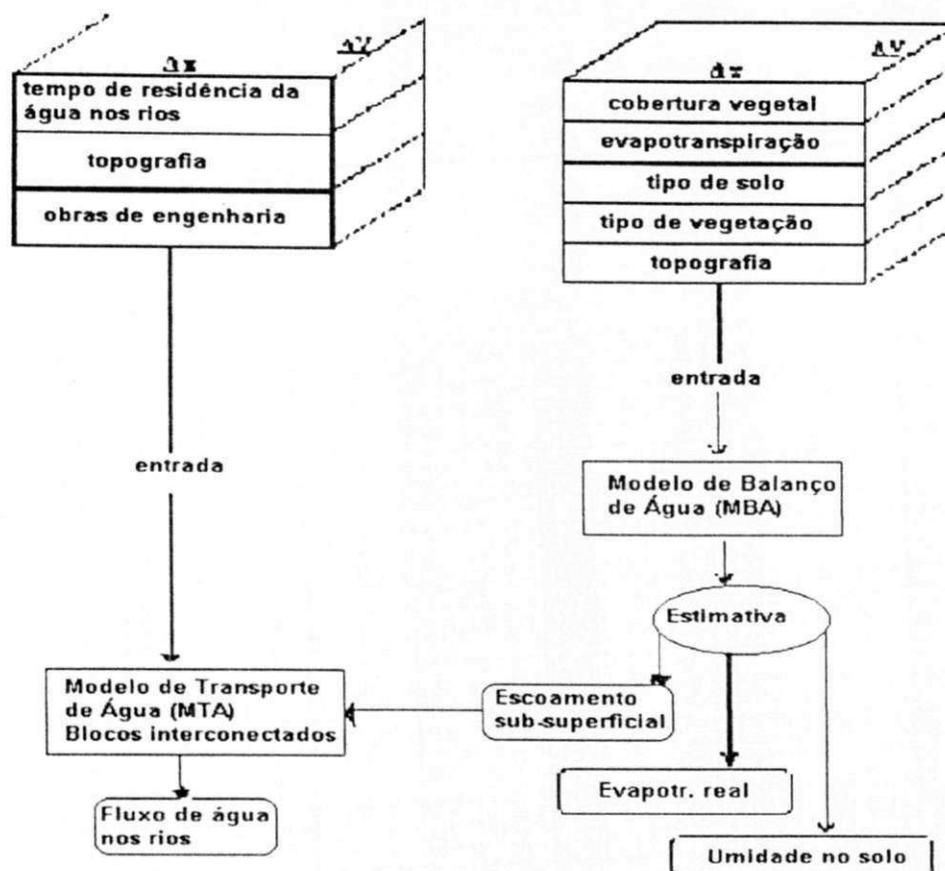


Figura 3.7 – Características principais do Modelo Hidrológico Global (MHG)

Fonte: Ferreira, J.A.S., 1997.

A Figura 3.8 mostra os principais componentes do ciclo hidrológico modelados pelo MBA. A entrada de água no sistema ocorre via chuva ou neve. Dependendo das condições meteorológicas a neve é acumulada, esperando a época do degelo, quando então contribuirá para umedecer o solo e recarregar o reservatório subterrâneo. A água que alimenta o sistema, depois de evapotranspirada, umedece o solo até a sua capacidade máxima de campo. O excesso será armazenado pelo reservatório subterrâneo para alimentar posteriormente os cursos de água superficiais.

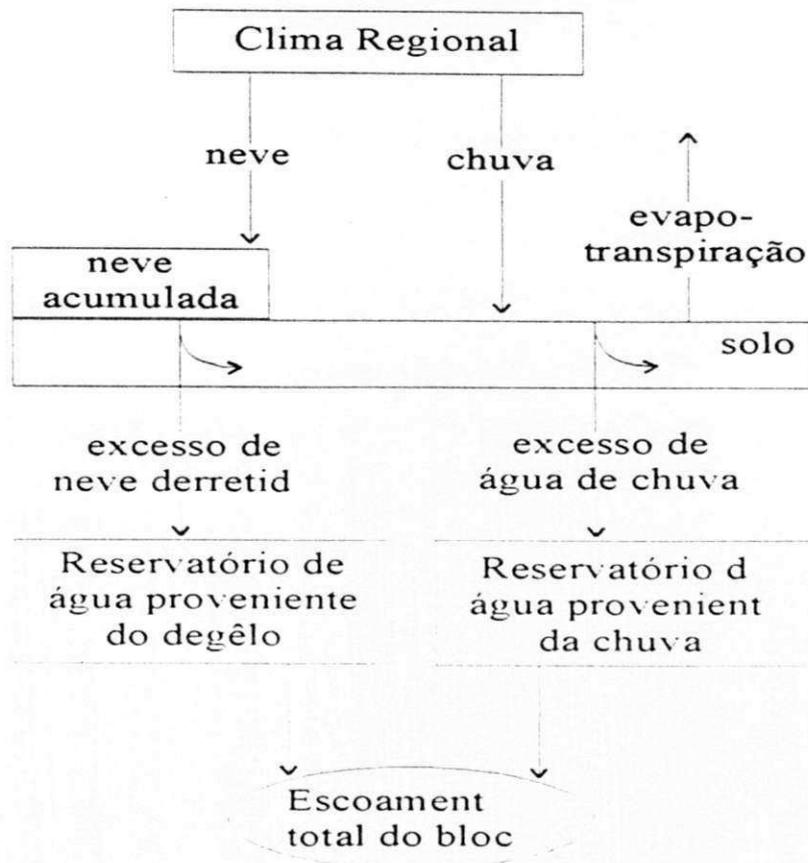


Figura 3.8 – Principais Componentes do Ciclo Hidrológico

Fonte: Ferreira, J.A.S., 1997.

Evapotranspiração Potencial e Real

Existem vários métodos para estimar a ETP, a escolha do método depende da disponibilidade dos dados e do intervalo de tempo médio exigido. A taxa de Evapotranspiração Real (ETR) depende das taxas de ETP e precipitação (P). Se houver precipitação suficiente para suprir as necessidades de água do solo e da vegetação que o cobre, a taxa de ETR será igual à ETP. Caso contrário, essas necessidades são supridas às custas da água já existente no solo, reduzindo assim seu teor de umidade.

Umidade no Solo Superficial

Da água precipitada uma parte é evaporada, outra interceptada pela vegetação e a outra parte atinge o solo. O solo consegue reter uma quantidade máxima de água, chamada capacidade de campo (C_{campo}), que depende basicamente de sua porosidade (n) e profundidade das raízes da vegetação presente ($H_{\text{raízes}}$). Assim a C_{campo} pode ser calculada usando a seguinte equação:

$$C_{\text{campo}}(mm) = 1000 * n * H_{\text{raízes}}, \quad (3.14)$$

Enquanto o solo não atinge a C_{campo} , toda a água interceptada por este é armazenada, aumentando o seu teor de umidade. Quando a taxa de precipitação líquida é positiva, ou seja, precipitação > evapotranspiração, o teor de umidade no solo tende a aumentar, ou diminuir quando negativa. A partir do momento que o solo atinge a C_{campo} , o excesso de água incidente vai alimentar o reservatório de água subterrâneo e o teor de umidade é constante.

Representação dos Rios

O MHG exige um curso d'água superficial para cada bloco. É a partir destes cursos d'água que os blocos podem interagir, exportando ou recebendo água dos blocos adjacentes. A conexão entre os blocos é descrita por um arquivo de roteamento dos cursos de água. Este roteamento obedece a cursos reais dos rios (quando um curso d'água corta o bloco) ou a cursos fictícios (quando não há curso d'água físico dentro do bloco), baseam-se no máximo gradiente de altura encontrado entre os 8 blocos adjacentes.

Assume-se um modelo linear de vazão nos rios da seguinte forma:

$$Q_{rio} = K_{rio} * V_{rio} \quad (3.15)$$

onde V_{rio} é o volume de água contido no rio; e, K_{rio} (tempo^{-1}) é o fator de proporcionalidade.

A Figura 3.9 mostra os principais componentes do balanço de massa de água no rio.

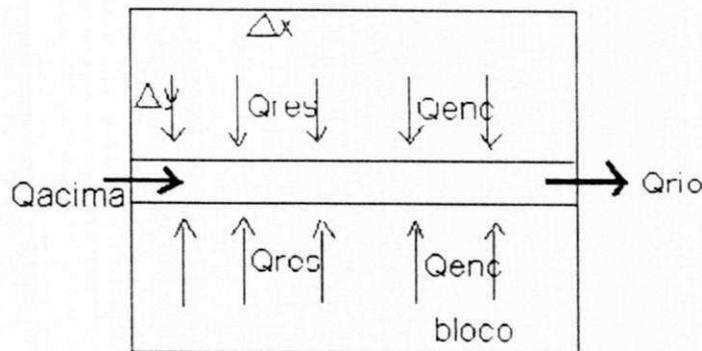


Figura 3.9 – Principais Componentes do Balanço de Massa Para o Rio

Por sua vez, o rio é alimentado pelo bloco adjacente, que se encontra curso acima (Q_{acima}), e pela descarga lateral (Q_{res}) proveniente do reservatório subterrâneo. O rio perde água alimentando o bloco adjacente que se encontra em baixo. Um bloco individual pode ser ponto de convergência de mais de um bloco adjacente, mas pode exportar água somente para um bloco. A equação do balanço de massa para o rio pode ser expressa por:

$$\frac{d}{dt}V_{rio} = \sum_{i=1}^N (Q_{acima}) + Q_{res} - Q_{rio}, \quad (3.16)$$

O sistema de equações diferenciais ordinárias resultante é resolvido numericamente e seqüencialmente para todos os blocos do sistema, levando-se em conta o arquivo de roteamento dos canais. Ao final de cada intervalo de tempo Δt , o volume de água armazenado em cada segmento de canal é atualizado e o fluxo de água que sai do bloco pode ser estimado.

O MHG, também, prevê alagamentos. Em cada bloco o leito do rio apresenta uma capacidade máxima de vazão (Q_{\max}). As vazões acima de Q_{\max} produzirão alagamento das regiões vizinhas ao leito do rio.

CAPÍTULO 4

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Neste capítulo são apresentados os resultados e as discussões referentes a:

(1) regionalização espacial da evapotranspiração potencial para a região Nordeste do Brasil, utilizando o método de agrupamento de Ward; (2) correlação entre três métodos distintos de estimativa da evapotranspiração potencial; (3) avaliação das equações de estimativa da evapotranspiração potencial de Jensen e Haise (1963) e Caselles et al. (1992) em função da variação da radiação solar global à superfície e da temperatura do ar; (4) análise da saída do modelo hidrológico sobre as sub-bacias 37 e 38, utilizando dados climatológicos e avaliação do coeficiente de ajuste; e, (5) análise das estimativas da evapotranspiração real, umidade do solo e vazão, utilizando o modelo hidrológico.

4.1 - AGRUPAMENTO ESPACIAL DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL

O método de Ward foi aplicado à matriz da evapotranspiração potencial (ETP) para a região Nordeste do Brasil. A matriz da ETP continha 30 linhas por 73 colunas, onde as linhas correspondem ao valor da ETP para cada ano, e o número de colunas corresponde ao total de estações distribuídas no Nordeste do Brasil. É importante ressaltar que a ETP foi estimada a partir da equação de Thornthwaite (1948). Esta equação utiliza apenas informações da temperatura. O resultado final do método de Ward é obtido sob a forma de dendrograma, ao qual existe subdivisões de grupos que possuem as mesmas características entre si, formando um único grupo. Analisando o dendrograma, escolhe-se um número de grupos que melhor defina as sub-regiões na região. Na Figura 4.1 constam as sub-regiões da região Nordeste do Brasil (NE). A área pontilhada, denominada sub-região 1, apresenta a regionalização da ETP para o interior e litoral norte do NE; a sub-região 2, área não pontilhada, apresenta a regionalização da ETP para o litoral leste do NE. Estas 2 regiões homogêneas foram obtidas a partir da análise do dendrograma, apresentada na Figura 4.2.

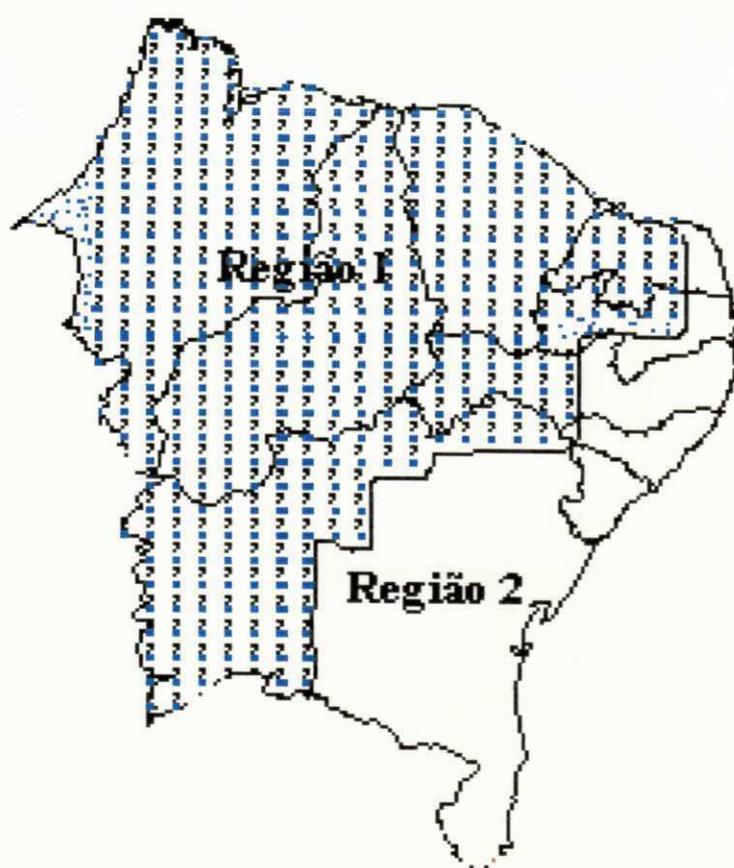


Figura 4.1 - Agrupamento da ETP para a região Nordeste do Brasil, utilizando o método de Ward. A área pontilhada, denominada sub-região 1, apresenta a regionalização da ETP para o interior e litoral norte do NE; a sub-região 2, área não pontilhada, apresenta a regionalização da ETP para o litoral leste do NE.

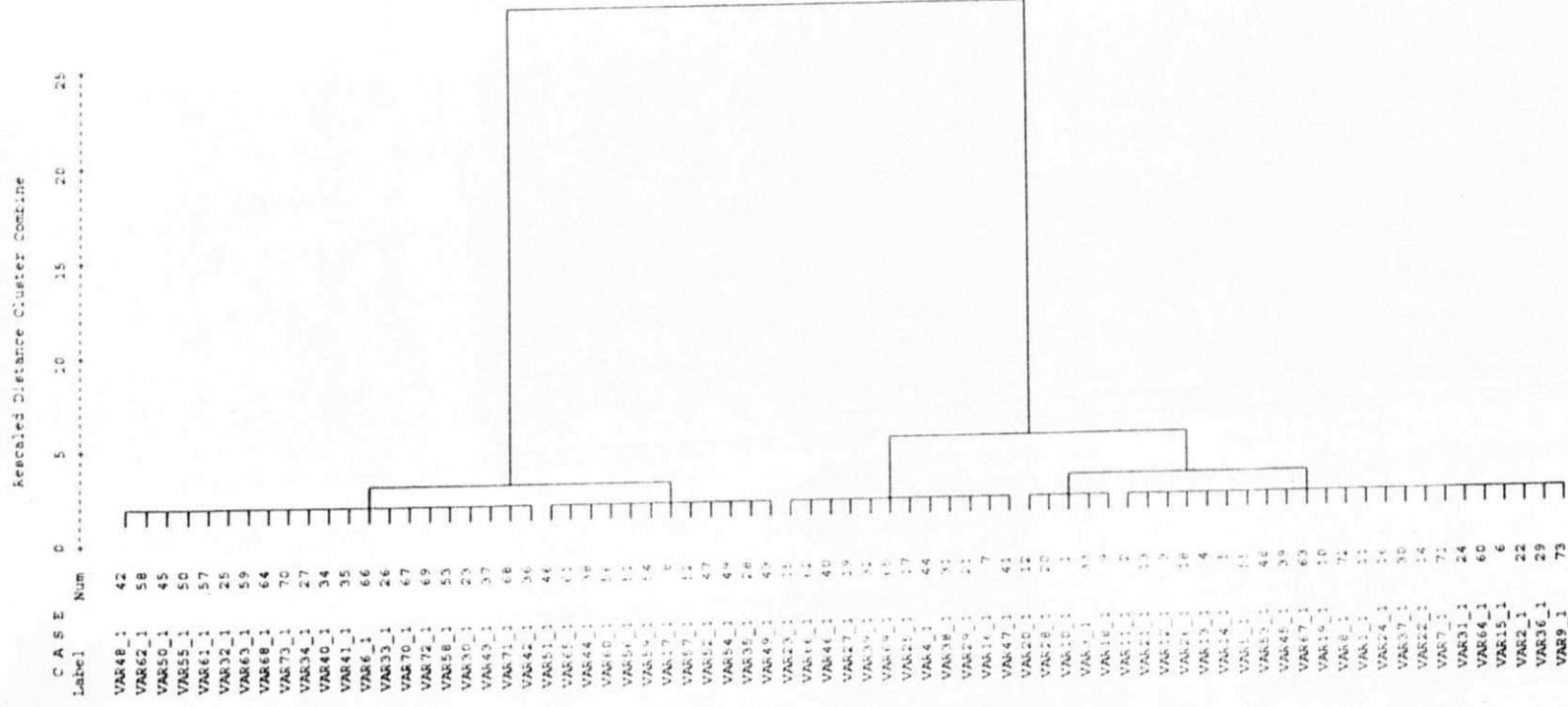


Figura 4.2 - Dendrograma obtido pelo Método de Ward para regionalização da ETP

Diante das sub-regiões, observa-se que a ETP da região NE do Brasil é representada pelo litoral leste e, pelo litoral norte e interior da região. O número de estações para cada grupo após a regionalização foi de 33 para a região representada pelo litoral leste e 40 para o norte e interior do Nordeste, totalizando 73 estações. O interior e a região norte do Nordeste apresentam temperaturas mais elevadas do que o litoral leste, conseqüentemente a taxa da evapotranspiração é diferenciada para estas regiões, de acordo com a regionalização. O litoral leste da região sofre influência de vários fenômenos meteorológicos, como brisas marítimas, ondas de leste, frentes frias, no sul do nordeste, entre outros fenômenos que influenciam diretamente na temperatura; enquanto que o interior é praticamente regido por efeitos orográficos locais.

Alguns estudos de regionalização foram realizados para esta região, utilizando outros parâmetros como radiação solar global à superfície (Souza e Ceballos, 1996); precipitação (Silva, 1996), entre outros. Em geral os resultados condizem com a regionalização da ETP, apresentada na Figura 4.1. Convém ressaltar que esta regionalização é limitada, devido ao método de estimativa da ETP. Isso sugere concluir que para se obter uma melhor regionalização outras variáveis são necessárias, tais como informações pertinentes ao solo, vegetação entre outros fatores que influenciam a ETP.

4.2 – REGRESSÃO LINEAR ENTRE TRÊS MÉTODOS DE ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL

A estimativa da ETP diária para o mês de setembro de 1997 foi calculada utilizando três métodos: Método de Penman (1948) - MP; Método de Jensen e Haise (1963) - MJH; e o Método proposto por Caselles et al. (1992b) - MCA. O método de Penman é um dos primeiros a considerar fatores do suprimento energético e transporte turbulento, daí ser denominado de método combinado. Dentre os métodos de Radiação Solar destaca-se o de Jensen e Haise (1963) que além da radiação solar considera a temperatura do ar. Esse método em sua formulação original resultou da análise de dados obtidos em áreas áridas do oeste americano.

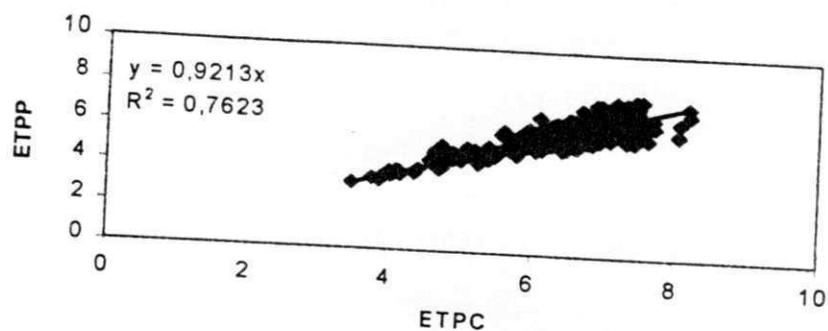
O principal propósito de uma equação de regressão é fornecer subsídios para estimar o valor de uma variável quando a outra é conhecida. Desta forma, o coeficiente de correlação mede o grau de associação linear ou não entre as variáveis, neste caso, particularmente, a associação entre os métodos de estimativa. Uma forma de representar a relação entre os métodos de estimativa é através da relação linear $y = a + bx$. Com esta equação da relação linear entre duas variáveis, pode-se estimar o valor da variável y quando se conhece o valor de x .

A análise das correlações foi feita considerando 3 opções: (1) o total das estações; (2) as estações localizadas no litoral; e, (3) as estações localizadas no interior. As estimativas da ETP obtidas pelos métodos de MJH e MCA foram comparadas com as estimativas obtidas utilizando-se o método MP. O método MCA apresentou uma boa correlação com o método MP, evidenciando que este método pode ser utilizado para

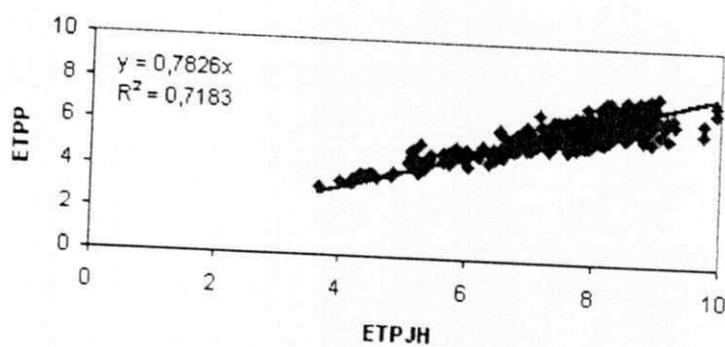
estimar a ETP na região, além de apresentar estimativas mais reais para a região do que o método MJH. Entretanto, observa-se que a ETP estimada pelos métodos MCA e MJH superestimaram àquela calculada pelo método MP.

As Figuras 4.3, 4.4 e 4.5 mostram as correlações e as equações lineares, obtidas entre os métodos de estimativa para as opções (1), (2) e (3) respectivamente. Na opção (2) os coeficientes de correlação apresentam valores da mesma ordem de grandeza, entre o método MJH e o método MCA quando comparados ao método MP. Entretanto, na opção (3), a comparação entre o método MCA e o método MP apresentou valores de correlação maior quando comparado ao método MJH com o método MP. Este fato evidencia que os coeficientes das equações de estimativa estão diretamente relacionados com as características das regiões, as quais o método está sendo aplicado. De acordo com as literaturas existentes, observa-se que no interior as influências meteorológicas são puramente de efeito local, enquanto que no litoral, existem diversos fenômenos que influenciam a região. Ao realizar-se correlações entre os métodos de estimativa, considerando a opção (1), o valor da correlação foi significativo, porém menor do que o encontrado na opção (3). Uma possível justificativa ao que concerne a opção (1) pode ter sido a influência da junção (2) e (3), ou seja, a junção de dois grupos distintos.

O método proposto por Caselles et al. (1992b) foi desenvolvido para a região de La Mancha na Espanha, a partir de informações obtidas de satélite meteorológico. Mesmo assim, os resultados são satisfatórios e mostram que o método MCA é um bom método de estimativa de ETP. Todavia, os coeficientes de correlação encontrados entre MCA/MP e MJH/MP, serviram para ajustar as estimativas de ETP a partir do modelo hidrológico, utilizando o método MCA.

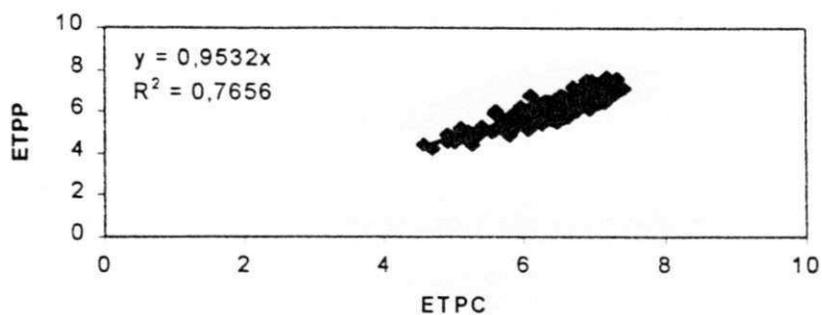


a)

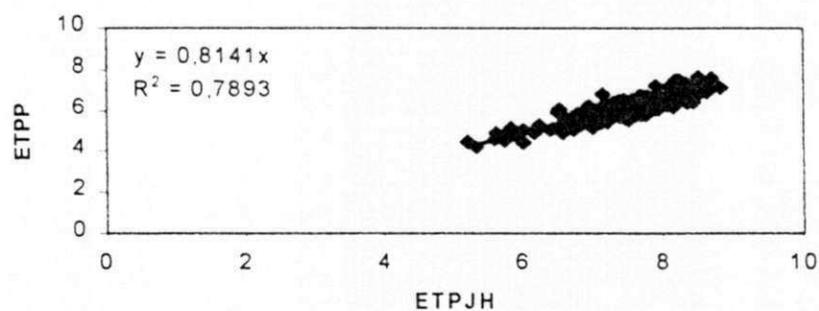


b)

Figura 4.3 - Correlação da ETP para a opção 1 (todas as estações) obtida a partir de comparações entre: (a) os métodos MP e MCA; (b) os métodos MP e MJH

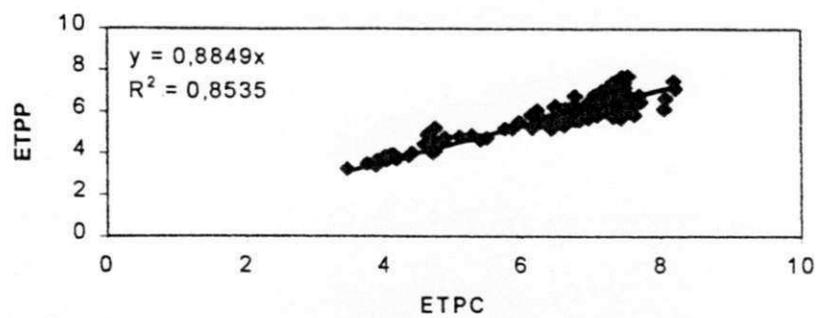


a)

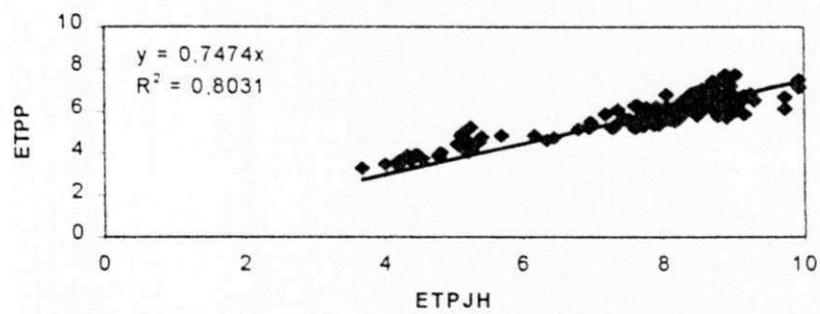


b)

Figura 4.4 - Correlação da ETP para a opção 2 (estações localizadas no litoral) obtida a partir de comparações entre: (a) os métodos MP e MCA; (b) os métodos MP e MJH.



a)



b)

Figura 4.5 - Correlação da ETP, para a opção 3 (estações localizadas no interior) obtida a partir de comparações entre: (a) os métodos MP e MCA; (b) os métodos MP e MJH.

4.3 - TESTES DE SENSIBILIDADE

A análise do método de estimativa da ETP em função da variação da radiação solar global à superfície e da temperatura é de fundamental importância. Para realizar esta análise, foi derivada as equações de estimativa de Caselles et al. (1992) e Jensen e Haise (1963), em relação a variação de temperatura e a radiação solar global. Observou-se que uma variação na radiação solar global de 18W/m^2 implica em uma variação de 9% na estimativa da ETP, e uma variação de 2°C na temperatura proporciona uma variação de 6% na ETP, isto considerando a equação proposta por Caselles et al. (1992b).

As Figuras 4.6 e 4.7 mostram as variações da ETP em função da radiação solar global e da temperatura, sendo que para valores elevados de radiação solar global, a ETP varia mais rapidamente em função da temperatura, enquanto que para valores de radiação solar global baixos, a ETP varia mais lentamente. Este fato pode ser observado tanto para estimativas utilizando o método proposto por Caselles et al. (1992b) quanto para o método de Jensen e Haise (1963). Também observa-se que o método proposto por Caselles et al.(1992b) apresenta estimativa de ETP maior do que o método de Jensen e Haise.

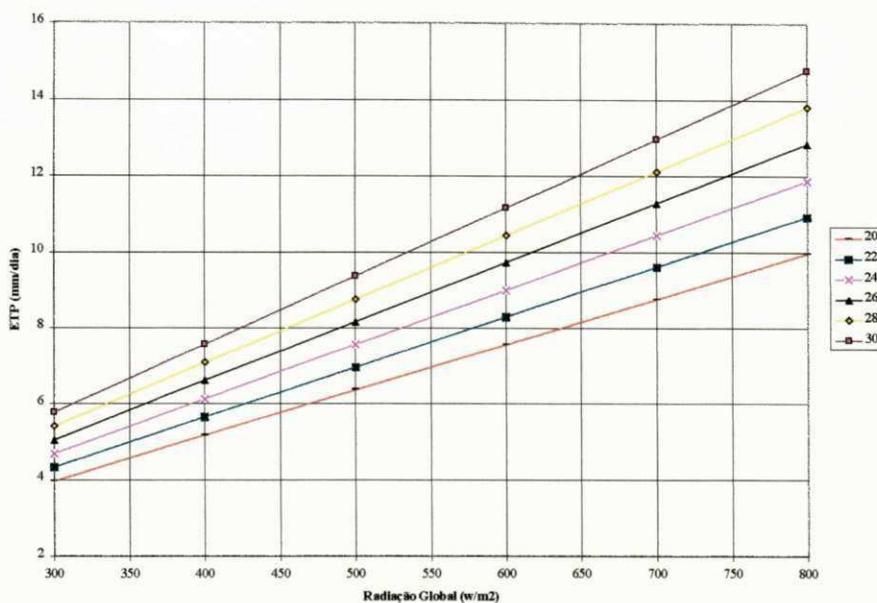


Figura 4.6 - Variação da ETP em função da radiação solar global, para várias temperaturas, utilizando o método de estimativa proposto por Caselles et al. (1992).

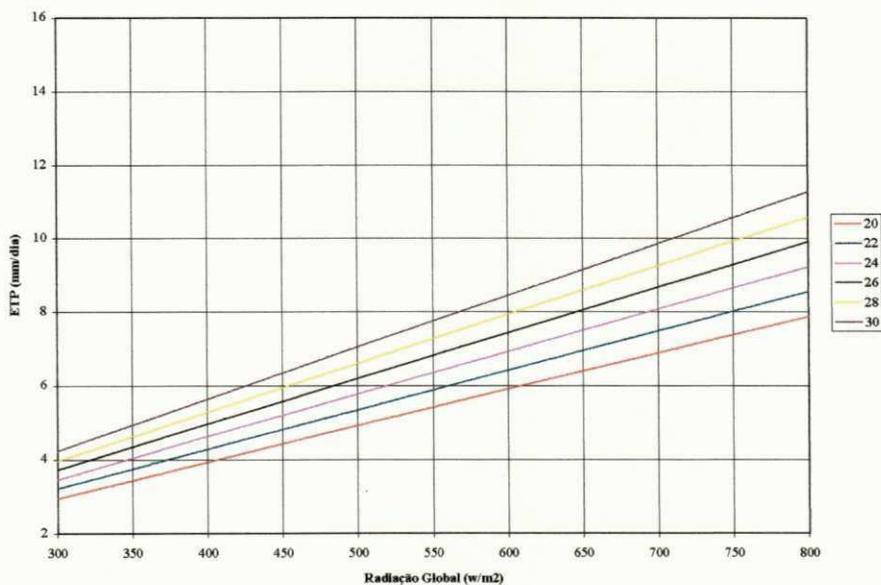


Figura 4.7 - Variação da ETP em função da radiação solar global, para várias temperaturas, utilizando o método de estimativa de Jensen e Haise (1963).

Uma outra análise faz-se necessária para se ter conhecimento da importância da variação da radiação solar global e da temperatura no valor da evapotranspiração potencial. No caso levando-se em consideração as características da região, o método a ser aplicado poderá influenciar na estimativa da ETP. A partir das Tabelas 4.1 e 4.2, fez-se esta análise considerando duas hipóteses: 1) regiões onde a taxa de evapotranspiração é muito próxima a taxa de precipitação; e, 2) regiões onde a taxa de precipitação é bem superior a taxa de evapotranspiração.

TABELA 4.1. INFLUÊNCIA DO MÉTODO DE ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL NA VAZÃO, EM REGIÕES ONDE A TAXA DE PRECIPITAÇÃO É MUITO PRÓXIMA A TAXA DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO

	Método (1)	Método (2)	Variação
Precipitação(mm/ano)	800	800	0%
ETR (mm/ano)	750	780	4%
Vazão (mm/ano)	50	20	60%

TABELA 4.2. INFLUÊNCIA DO MÉTODO DE ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL NA VAZÃO, EM REGIÕES ONDE A TAXA DE PRECIPITAÇÃO É BEM SUPERIOR A TAXA DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO

	Método (1)	Método (2)	Variação
Precipitação(mm/ano)	1000	1000	0%
ETR (mm/ano)	750	780	4%
Vazão (mm/ano)	250	220	12%

Os métodos (1) e (2) são métodos aleatórios de estimativa da ETP, considerados apenas para esta análise. Pode-se observar que em regiões onde o valor da precipitação é muito próximo à taxa de evapotranspiração, o método de estimativa utilizado tem grande influência no valor da vazão, atingindo uma variação de 60%. Entretanto, em regiões onde a taxa de precipitação é bem superior a taxa de evapotranspiração, uma mudança no método de estimativa proporciona uma redução na variação do valor da vazão para 12%. Com isto, mostra-se a necessidade de escolher adequadamente o método de estimativa da ETP para uma região. Há de se considerar que a região de estudo apresenta taxa de precipitação muito próxima a taxa de evapotranspiração, justificando mais uma vez a importância desta análise.

4.4 - AVALIAÇÃO DO MODELO HIDROLÓGICO UTILIZANDO DADOS CLIMATOLÓGICOS

O modelo hidrológico foi aplicado às Sub-Bacias 37 e 38 da região NE do Brasil, tendo como dados de entrada precipitação, temperatura e radiação solar global, e como dados de saída evapotranspiração real, vazão e umidade do solo.

Primeiramente, o modelo hidrológico foi aplicado com os dados climatológicos da região. A Tabela 4.3 apresenta os valores da vazão estimados pelo modelo hidrológico utilizando 3 métodos de estimativa da ETP, como também o valor de referência da vazão fornecidos pela ANEEL e corrigidos como descritos no Capítulo 3, item 3.2.

TABELA 4.3 - VALORES DA VAZÃO (m^3/s), ESTIMADOS PELO MODELO HIDROLÓGICO COM DIFERENTES MÉTODOS DE ESTIMATIVA DA ETP

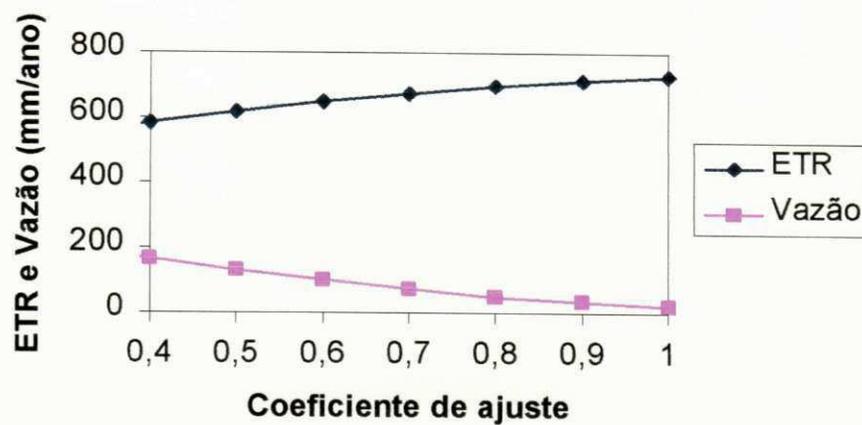
	Métodos de Estimativa			
	ANEEL	Caselles et al. (1992b)	Jensen e Haise (1963)	Thornthwaite (1948)
Sub-bacia 37	66,6	47	17	138
Sub-bacia 38	27,1	30	12	67

Os resultados mostram que o método proposto por Caselles et al. (1992b) apresentou valores mais próximos dos dados da ANEEL. A estimativa da vazão no modelo hidrológico subestimou a vazão quando utilizou o método proposto por Caselles et al. (1992b) e o método de Jensen e Haise (1963). Entretanto, ao estimar a vazão utilizando o método de Thornthwaite ocorreu uma superestimativa no valor da vazão. Ao aplicar o método de Thornthwaite (1948) em regiões que apresentam características diferentes da região na qual o método foi desenvolvido, ocorre uma subestimativa da ETP e, em consequência, uma superestimativa da vazão, justificando assim o resultado obtido no modelo hidrológico. Esta superestimativa da ETP ao utilizar o método de Thornthwaite (1948), também foi observada por Ferreira et al. 1998.

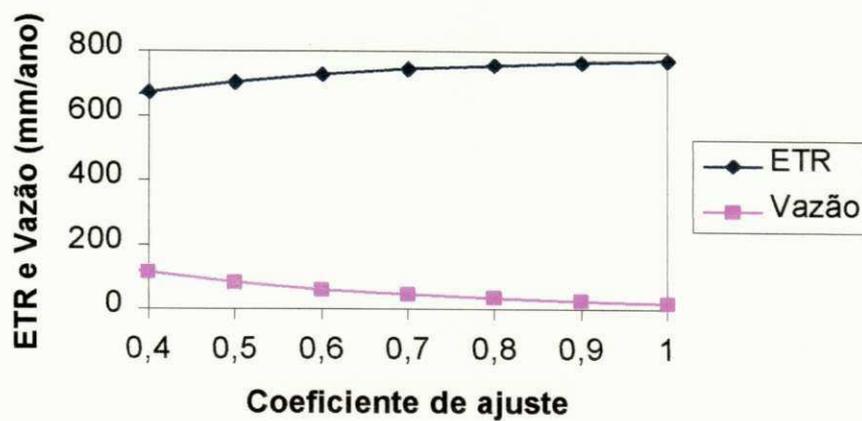
As equações de estimativa da ETP utilizadas no modelo hidrológico, foram multiplicadas por um coeficiente de ajuste para analisar o impacto nos valores finais da ETR ao se considerar os métodos de cálculo da ETP de MCA e MJH. As Figuras 4.10 e 4.11 mostram que a ETR e a vazão estimadas pelo modelo hidrológico não têm comportamento linear com a variação do coeficiente de ajuste. Desta forma, utilizando este

coeficiente, pode-se ajustar a saída do modelo hidrológico, de modo que sua estimativa seja a mais representativa possível.

As Figuras 4.10, 4.11 e 4.12 mostram os campos da evapotranspiração potencial (a); evapotranspiração real (b); umidade do solo (c); e vazão (d), para os três métodos de estimativa da ETP utilizados no modelo hidrológico. Observa-se que os campos apresentam a mesma distribuição espacial, diferenciando-se apenas nos valores estimados. No campo da evapotranspiração real, os valores estimados são baixos. Isto ocorre devido a região em estudo ter valores baixos de precipitação. Diante destas análises, constata-se que o método de estimativa proposto por Caselles et al. apresentou resultados satisfatórios, de acordo com a estimativa da ETP diária obtida através de fórmulas empíricas, apresentados no item 4.2 deste Capítulo.

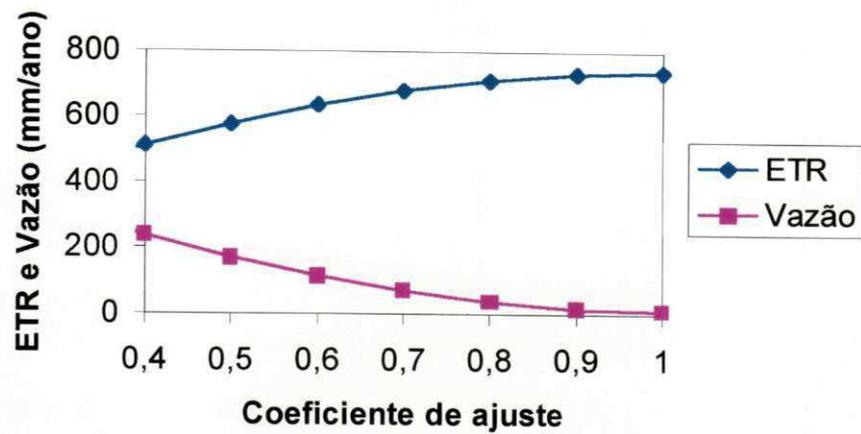


a)

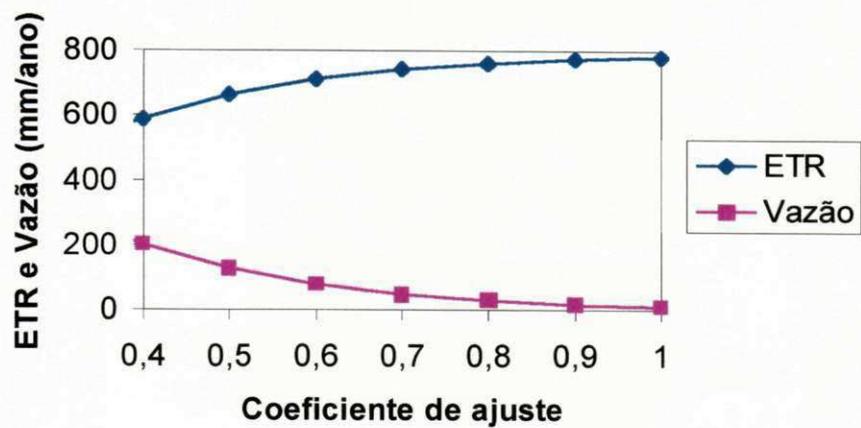


b)

Figura 4.8 - Teste de sensibilidade da vazão e da ETR estimados pelo modelo hidrológico, utilizando o método de estimativa proposto por Caselles et al. (1992b) para as sub-bacias 37 (a) e 38 (b).



a)



b)

Figura 4.9 - Teste de sensibilidade da vazão e da ETR estimados pelo modelo hidrológico, utilizando o método de estimativa de Jensen e Haise (1963) para as sub-bacias 37 (a) e 38 (b).

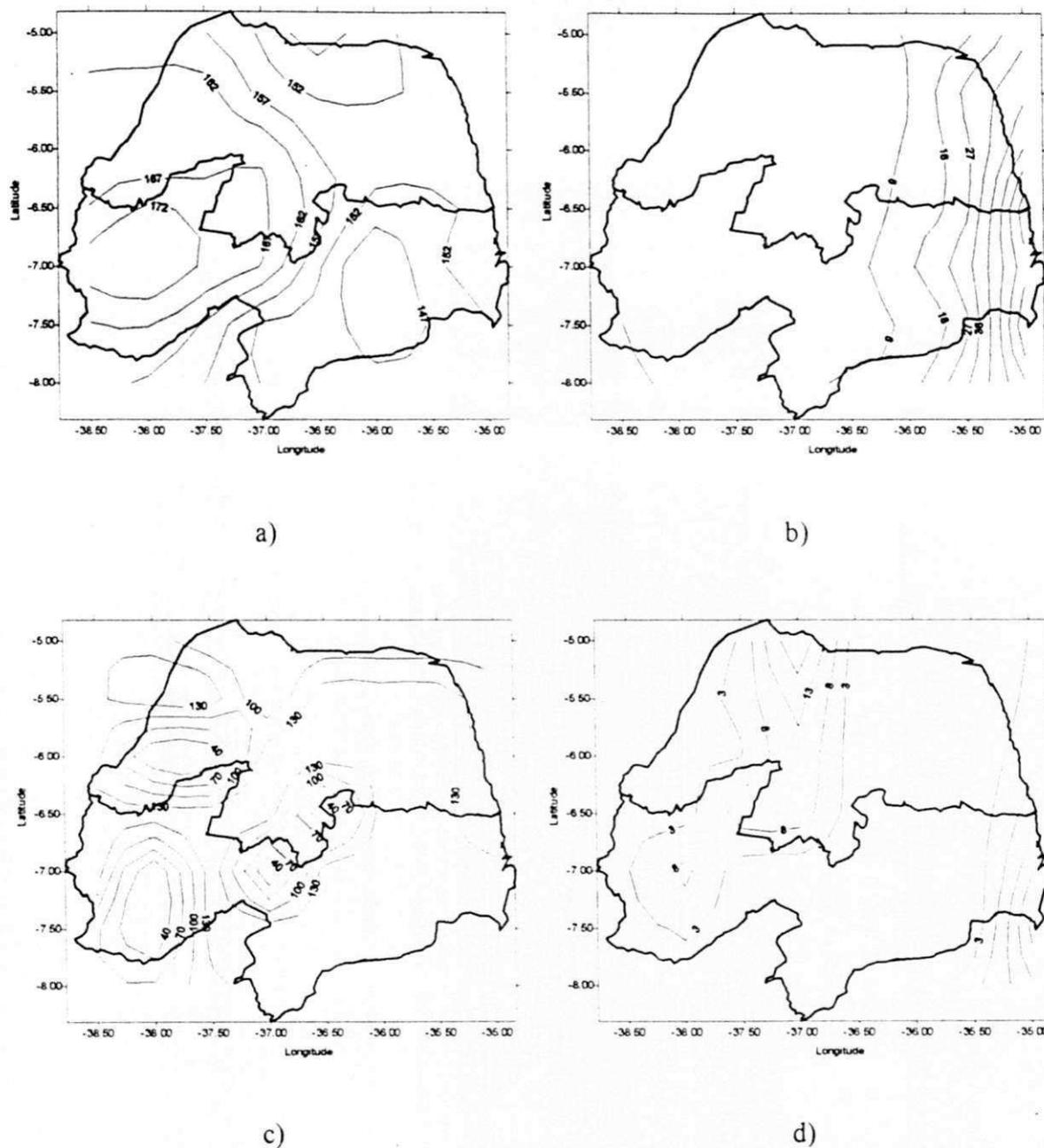


Figura 4.10 - Estimativa da evapotranspiração potencial (a), evapotranspiração real (b), umidade do solo (c), e vazão (d), utilizando o modelo hidrológico e o método de proposto por Caselles et al. (1992).

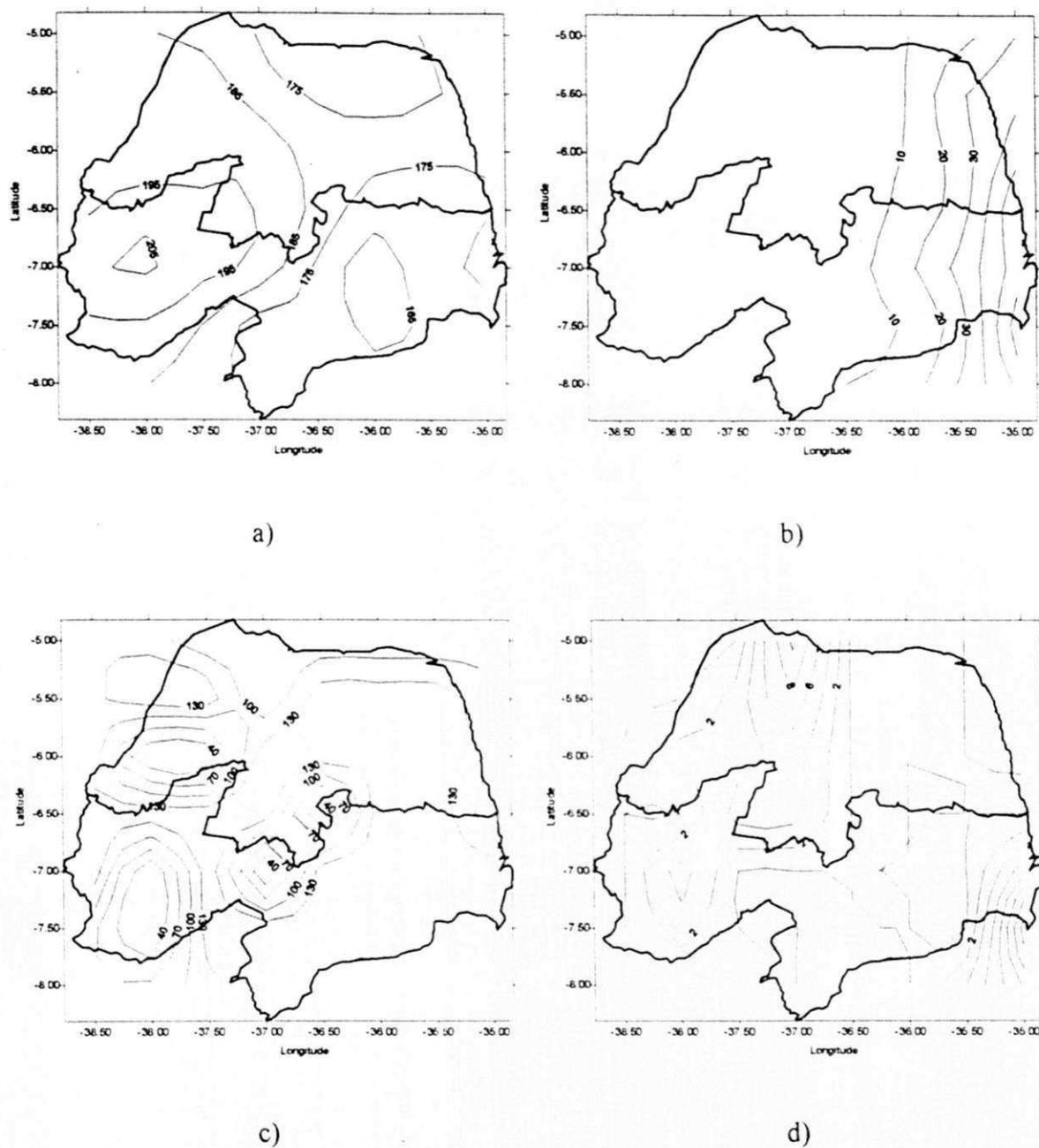


Figura 4.11 - Estimativa da evapotranspiração potencial (a), evapotranspiração real (b), umidade do solo (c) e vazão (d), utilizando o modelo hidrológico e o método de Jensen e Haise (1963).

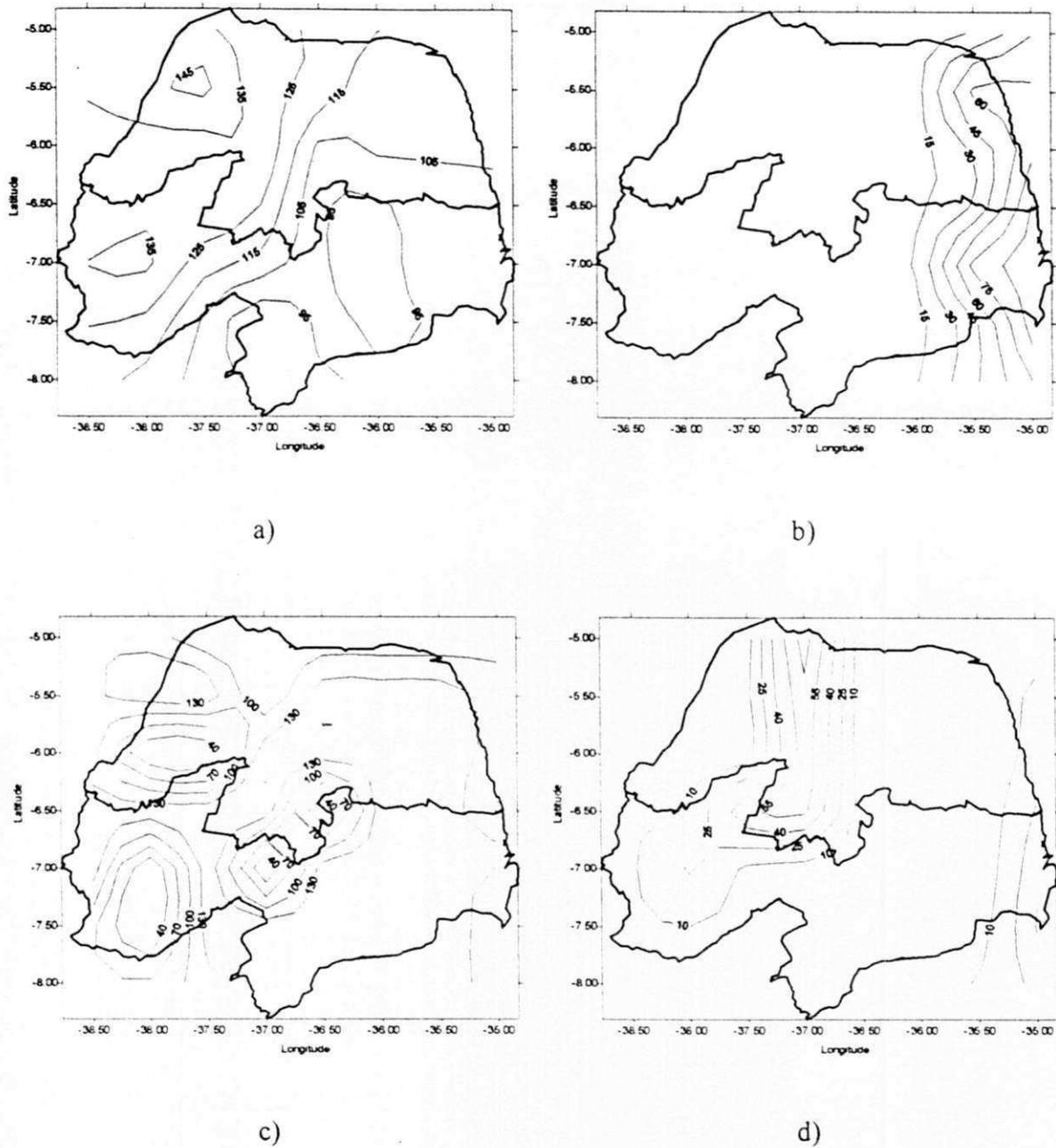


Figura 4.12 - Estimativa da evapotranspiração potencial (a), evapotranspiração real (b), umidade do solo (c) e vazão (d), utilizando o modelo hidrológico e o método de Thornthwaite (1948).

4.5 - ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL, UMIDADE DO SOLO E VAZÃO, A PARTIR DO MODELO HIDROLÓGICO

Baseando-se nestes resultados, o modelo hidrológico foi aplicado para estimar valores diários da evapotranspiração real (ETR), umidade do solo (US) e vazão (V), referentes às sub-bacias 37 e 38, a partir de duas opções de dados de entrada: 1) dados climatológicos de radiação solar global e temperatura diária; e, 2) dados de radiação solar global à superfície estimados via satélite meteorológico e dados climatológicos de temperatura do ar, para o mês de setembro de 1997, e considerando apenas o método de estimativa proposto por Caselles et al. (1992). O modelo foi simulado para cada opção acima, com e sem o fator de correção, aplicado a ETP, descrito no item 4.2.

A análise dos resultados mostra que a saída do modelo, utilizando as informações de satélite, é representativa e apresentou resultados satisfatórios, com erros percentuais até 20% em relação as estimativas utilizando dados obtidos de estações em superfície. A Tabela 4.4 mostra a saída do modelo hidrológico para o dia 06/09/1997, para cada bloco das subbacias 37 e 38, referente aos valores de ETP, estimado a partir do método proposto por Caselles et al., com e sem o fator de correção.

**TABELA 4.4 - SAÍDA DO MODELO HIDROLÓGICO PARA O DIA 06/09/1997,
PARA CADA BLOCO DAS SUBBACIAS 37 E 38, REFERENTES AOS VALORES DE
ETP ESTIMADOS A PARTIR DO MÉTODO PROPOSTO POR CASELLES ET AL.
COM E SEM O FATOR DE CORREÇÃO.**

BLOCOS	SEM CORREÇÃO				COM CORREÇÃO			
	RGCLIM	RGSAT	DESVIO	ERRO RELATIVO	RGCLIM	RGSAT	DESVIO	ERRO RELATIVO
1	5	5,3	0,21	0,06	4,7	4,9	0,14	0,04
2	4,9	5,3	0,28	0,08	4,5	4,9	0,28	0,09
3	4,7	5,2	0,35	0,11	4,3	4,8	0,35	0,12
4	5,5	5,6	0,07	0,02	5	5,1	0,07	0,02
5	5,5	5,5	0,00	0,00	5	5	0,00	0,00
6	5,6	5,5	0,07	-0,02	5,1	5,1	0,00	0,00
7	5,4	5,5	0,07	0,02	5	5	0,00	0,00
8	5,2	5,4	0,14	0,04	4,8	5	0,14	0,04
9	4,9	5,3	0,28	0,08	4,5	4,9	0,28	0,09
10	4,8	5,4	0,42	0,13	4,5	4,9	0,28	0,09
11	5	5,6	0,42	0,12	4,6	5,2	0,42	0,13
12	5,8	5,8	0,00	0,00	5,4	5,4	0,00	0,00
13	6	5,8	0,14	-0,03	5,5	5,3	0,14	-0,04
14	5,9	5,6	0,21	-0,05	5,4	5,2	0,14	-0,04
15	5,7	5,5	0,14	-0,04	5,3	5,1	0,14	-0,04
16	5,4	5,5	0,07	0,02	5	5,1	0,07	0,02
17	5	5,3	0,21	0,06	4,6	4,9	0,21	0,07
18	5	5,4	0,28	0,08	4,6	5	0,28	0,09
19	5,3	5,6	0,21	0,06	4,9	5,2	0,21	0,06
20	5,6	5,9	0,21	0,05	5,1	5,5	0,28	0,08
21	5,8	5,9	0,07	0,02	5,3	5,4	0,07	0,02
22	5,8	5,8	0,00	0,00	5,3	5,4	0,07	0,02
23	5,7	5,8	0,07	0,02	5,3	5,3	0,00	0,00
24	5,6	5,7	0,07	0,02	5,1	5,3	0,14	0,04
25	5,3	5,6	0,21	0,06	4,9	5,2	0,21	0,06
26	5,2	5,6	0,28	0,08	4,8	5,1	0,21	0,06
27	5,2	5,6	0,28	0,08	4,8	5,1	0,21	0,06
28	5,3	6,2	0,64	0,17	4,9	5,7	0,57	0,16
29	5,4	6	0,42	0,11	5	5,5	0,35	0,10
30	5,5	6	0,35	0,09	5	5,5	0,35	0,10
31	5,4	5,9	0,35	0,09	4,9	5,4	0,35	0,10
32	5,2	5,8	0,42	0,12	4,8	5,3	0,35	0,10
33	5,3	5,8	0,35	0,09	4,8	5,4	0,42	0,13
34	5,1	6,1	0,71	0,20	4,7	5,6	0,64	0,19
35	5,1	6	0,64	0,18	4,7	5,5	0,57	0,17
36	5	5,8	0,57	0,16	4,6	5,4	0,57	0,17
37	5	5,9	0,64	0,18	4,6	5,4	0,57	0,17
38	5	5,8	0,57	0,16	4,6	5,3	0,49	0,15
39	5,1	5,8	0,49	0,14	4,7	5,3	0,42	0,13
40	4,9	5,8	0,64	0,18	4,5	5,3	0,57	0,18
41	4,8	5,9	0,78	0,23	4,4	5,4	0,71	0,23
42	4,8	5,9	0,78	0,23	4,4	5,4	0,71	0,23
43	4,9	5,9	0,71	0,20	4,5	5,4	0,64	0,20
44	4,9	5,8	0,64	0,18	4,5	5,3	0,57	0,18

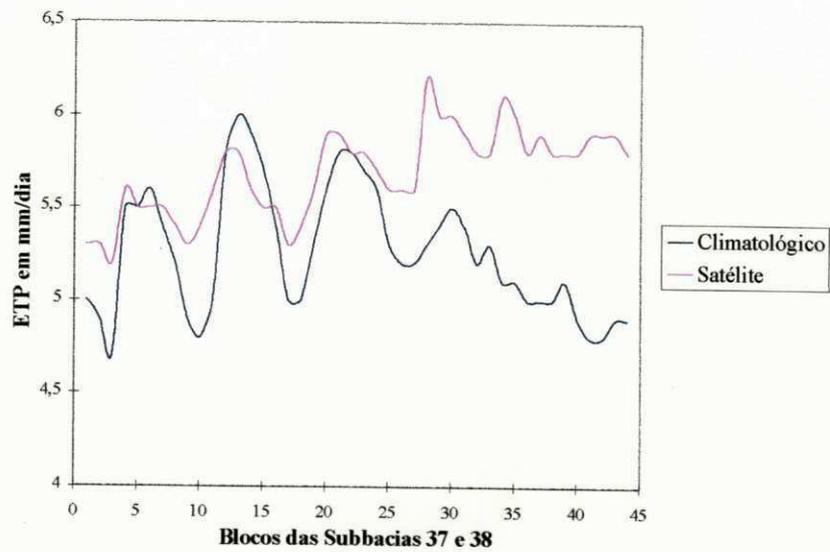
As Figuras 4.13, 4.14 e 4.15 mostram os valores de ETP estimados pelo modelo hidrológico, utilizando como dados de entrada informações medidas em superfície (dados climatológicos) e informações obtidas por satélite com e sem o fator de correção. Observa-se que o valor estimado de ETP utilizando informações de satélites, é geralmente maior do que o valor estimado quando utilizou-se como dados de entrada as informações obtidas em superfície. A estimativa não apresenta o mesmo comportamento para todos os blocos, ocorrendo variações no valor da ETP estimado entre as informações de satélites e as informações de superfície de até 1mm/dia. Este fato pode ser explicado pela análise realizada, como descrito no item 4.3. Diante disto, um ajuste na estimativa da radiação solar global obtida por satélite, resulta numa melhor estimativa da ETP.

A Figura 4.15 mostra o campo da ETP do modelo estimado a partir do método de estimativa proposto por Caselles, utilizando como dados de entrada informações obtidas em superfície (a e c) e informações obtidas a partir de satélite (b e d), com e sem o fator de correção, com e sem o fator de correção. Nota-se que o campo obtido a partir de informações de satélite apresenta um deslocamento em direção ao norte da região, no núcleo mais intenso da ETP. Este comportamento foi verificado tanto na estimativa obtida com o fator de correção, como na estimativa sem o fator de correção. Conclui-se que este deslocamento seja consequência da parametrização da nebulosidade utilizado no modelo de estimativa da radiação solar global à superfície.

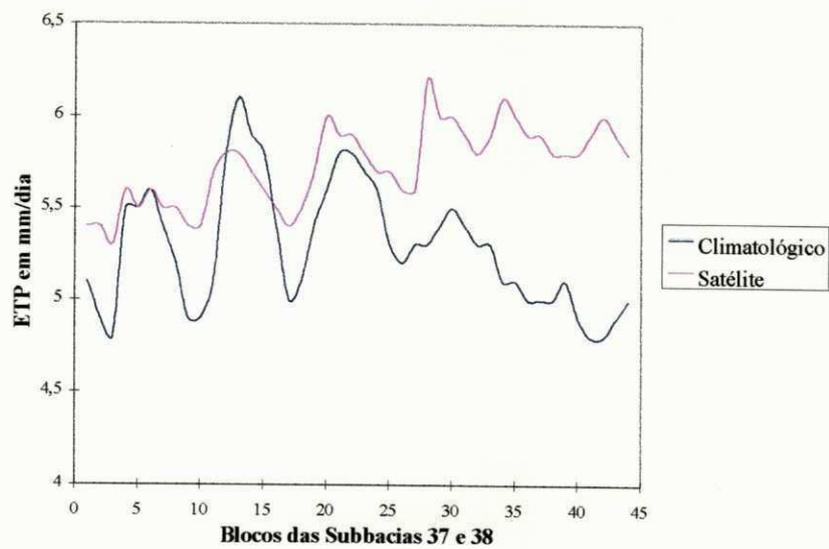
Aplicando-se o fator de correção ao método MCA (Figuras 4.15c e 4.15d), observou-se que os valores estimados de ETP apresentaram resultados menores do que o estimados sem o fator de correção (Figuras 4.15a e 4.15b), tanto para dados de superfície, como para dados obtidos via satélites. As estimativas de ETP a partir dos métodos MCA e MJH, superestimaram àquelas calculadas pelo método MP. Ao aplicar o fator de correção,

ocorre uma diminuição nos valores estimados, tornando as estimativas de ETP pelo método MCA mais próximas as estimadas utilizando o método padrão (MP).

De modo geral, os valores da ETR estimados no modelo hidrológico, utilizando a radiação solar global obtida a partir de informações de satélite, apresentou bons resultados, sendo uma boa opção de estimativa da ETR em áreas extensas.

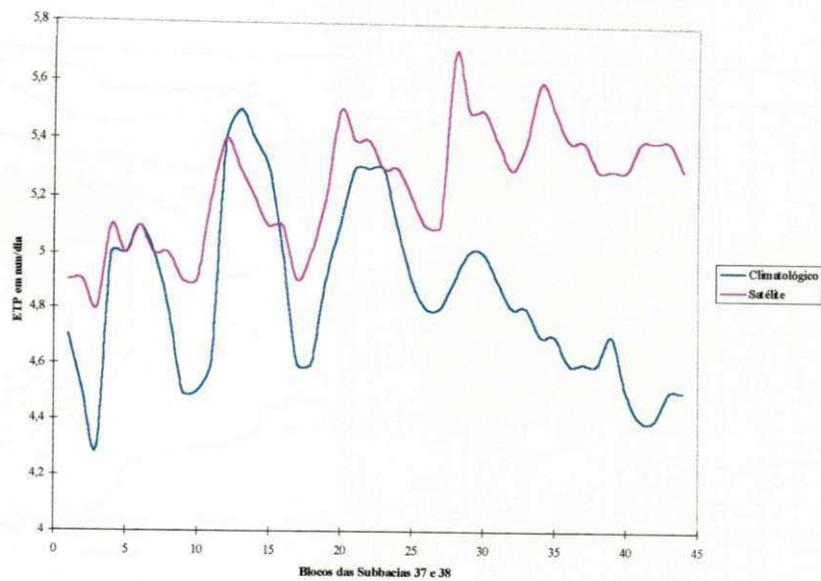


a)

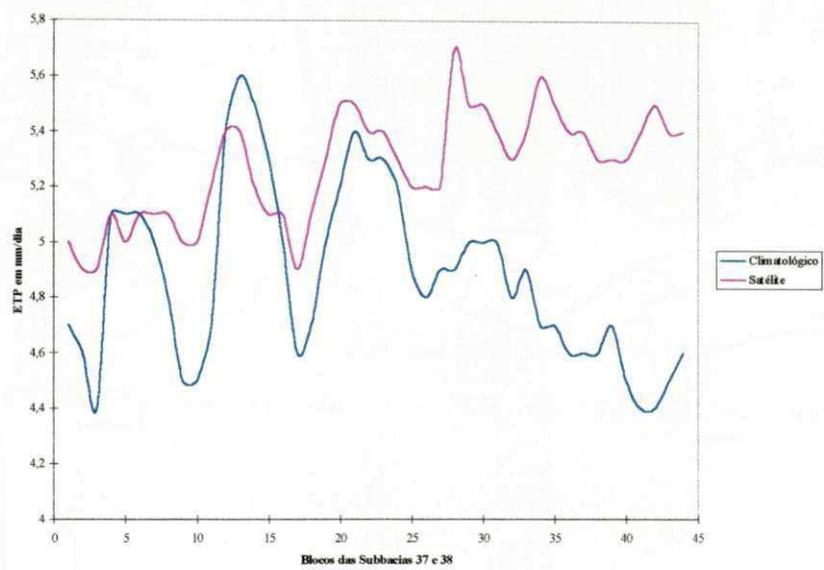


b)

Figura 4.13 - Saída do modelo hidrológico sem o fator de correção, utilizando o método proposto por Caselles et al., informação climatológica de superfície e dados de satélites, para os dias: (a)06/09/1997; (b) 11/09/1997.



a)



b)

Figura 4.14 - Saída do modelo hidrológico com o fator de correção, utilizando o método proposto por Caselles et al., informação climatológica de superfície e dados de satélites, para os dias: (a)06/09/1997; (b) 11/09/1997.

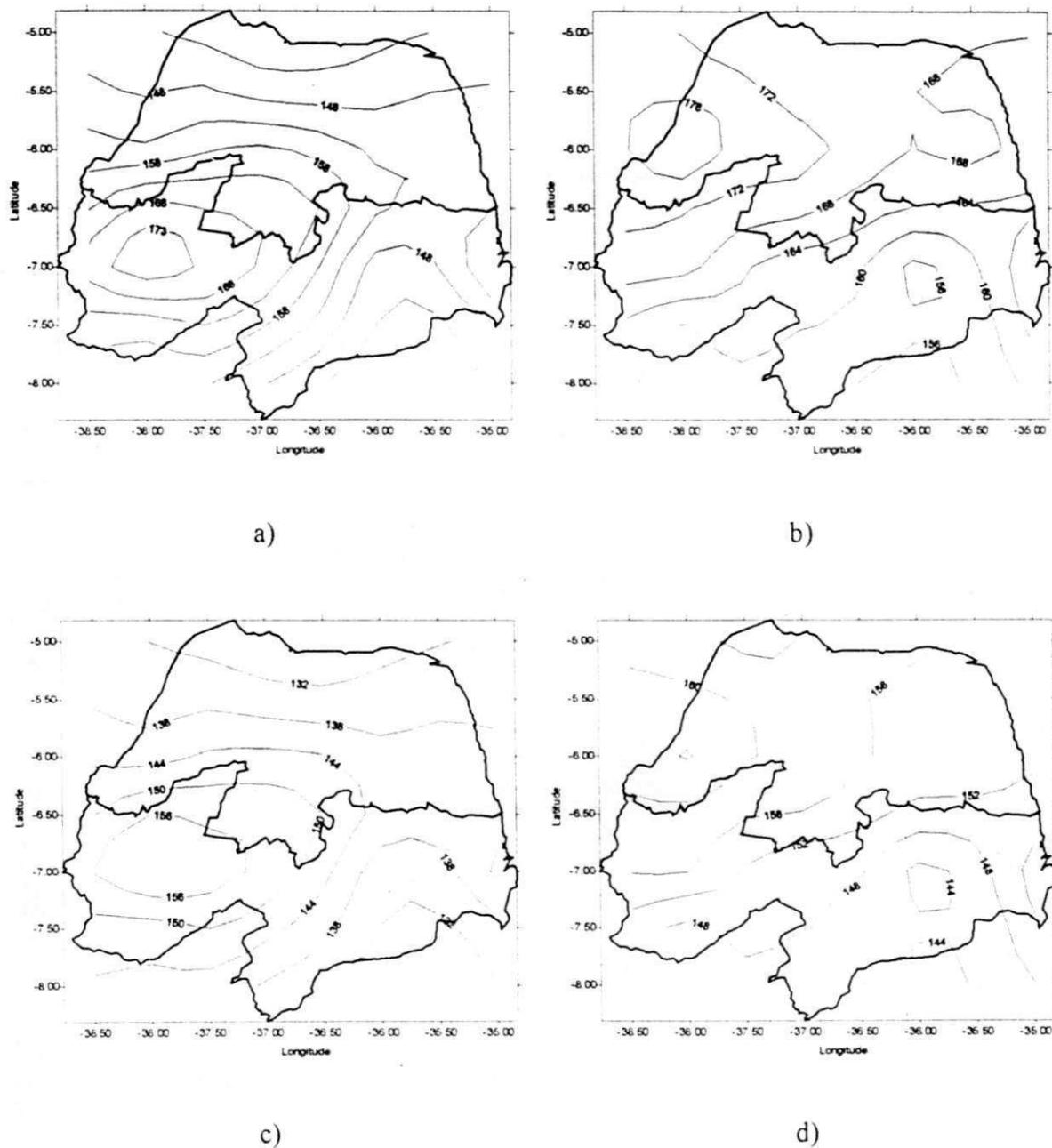


Figura 4.15. Campo da ETP obtido através do modelo hidrológico, utilizando o método de estimativa proposto por Caselles, tendo como dados de entrada informações obtidas em superfície (a e c) e informações obtidas a partir de satélite (b e d), sem o fator de correção (a e b) e com o fator de correção (c e d).

CAPÍTULO 5

CONSIDERAÇÕES FINAIS E SUGESTÕES

Da análise dos resultados, pode-se concluir que:

O agrupamento da ETP mensal não é muito representativa, por utilizar apenas informações de temperatura, mas seu resultado pode ser considerado como um dado importante para o desenvolvimento de trabalhos desta natureza.

A região em estudo apresenta valores de precipitação anual muito próximo ao valor da evapotranspiração real, devido a este fato a escolha do método de estimativa para cálculo da evapotranspiração no modelo hidrológico utilizado é fundamental, uma vez que uma pequena variação da evapotranspiração real influencia bastante na taxa de vazão.

Para valores elevados de radiação solar global a ETP varia mais rapidamente em função da temperatura, enquanto que para valores de radiação solar baixos a ETP varia mais lentamente, tanto para estimativas utilizando o método proposto por Caselles et al. (1992b), quanto para o método de Jensen e Haise (1963).

A região em estudo apresenta valores de precipitação e umidade no solo baixos, conseqüentemente a evapotranspiração real estimado pelo modelo hidrológico tem valor zero ou muito baixo para toda a área.

A variação do coeficiente de ajuste na estimativa da ETP, permite ajustar a saída do modelo hidrológico, de modo que sua estimativa seja a mais representativa possível.

O método proposto por Caselles et al. (1992b) apresentou resultados bastante representativos, mostrando ser uma boa opção de estimativa da evapotranspiração potencial para a região estudada, mesmo adotando os coeficientes propostos por estes autores para outra região do globo terrestre.

A utilização do modelo hidrológico mostrou ser um bom método de estimativa da evapotranspiração real. Uma vez calibrado o modelo, a partir de informações obtidas pontualmente em medidas de campo, pode-se estender as estimativas para regiões extensas, com resultados bastante confiáveis.

A análise dos resultados mostra que a saída do modelo, utilizando as informações de satélites, é representativa e apresentou resultados satisfatórios, como erros percentuais até 20% em relação as estimativas obtidas utilizando dados obtidos de estações em superfície.

Por sua vez, algumas sugestões são apresentadas para trabalhos futuros:

Para obter uma regionalização de ETP mais representativa, sugere-se incorporar mais informações além do parâmetro de temperatura, tais como radiação solar global, vegetação, solo, parâmetros estes importantes na taxa de evapotranspiração.

Com uma regionalização mais representativa, pode-se tentar ajustar os coeficientes das equações empíricas, a partir de experimentos de campo com medidas simultâneas de evapotranspiração potencial e parâmetros meteorológicos.

Finalmente, é importante testar a aplicação desta metodologia para diferentes épocas do ano e para outras regiões do país.

APÊNDICE A

DEFINIÇÕES BÁSICAS

Evapotranspiração (ET) foi definida como sendo a perda combinada de água para a atmosfera por evaporação das superfícies mais a transpiração das plantas. Inicialmente este termo foi utilizado por Thornthwaite, no início da década de 40. A evapotranspiração depende das condições atmosférica, da disponibilidade de água do solo às plantas e da energia.

Evapotranspiração Potencial (ETP) foi definida primeiramente por Thornthwaite como sendo a água evapotranspirada por uma vegetação em desenvolvimento numa área extensa, totalmente coberta pela vegetação e bem suprida de umidade. Para Penman (1956), a vegetação é de porte baixo e bem suprida de água. Para Rosenberg et al. (1983), a ETP é a perda total de água para a atmosfera por uma extensa superfície bem suprida de água, a qual cobre completamente o solo, oferecendo pouca ou nenhuma resistência ao fluxo de vapor d'água.

Evapotranspiração de Referência (ET_r) foi definida como a evapotranspiração máxima que ocorre numa cultura. Doorenbos e Pruitt (1977) definiu a ET_r para uma vegetação extensa, com uma altura de 0,08 a 0,15m, em fase de desenvolvimento, com o solo totalmente coberto pela vegetação e que não apresente deficiência de água. Esta definição de Doorenbos e Pruitt coincide com a definição de ETP. Já Smith (1991), definiu como sendo a quantidade de água evapotranspirada de uma cultura hipotética, com altura fixa de 0,12m, albedo igual a 0,23 e resistência da cobertura ao transporte de vapor d'água igual a 69 sm^{-1} , que corresponde a evapotranspiração de um gramado verde, de altura uniforme, em crescimento ativo, cobrindo totalmente a superfície do solo e sem falta de água.

Evapotranspiração Real ou Efetiva (ET_R) é a perda de água para a atmosfera por evaporação e transpiração, nas condições reais (existentes) de fatores atmosféricos e umidade do solo. A evapotranspiração real é igual ou menor que a evapotranspiração potencial ($ET_R \leq ETP$), segundo Gangopadhyaya et al., (1968).

Evapotranspiração Máxima (ET_m) este termo tem um significado bastante vago, pois existe várias definições a respeito do conceito. Para Tanner e Jury (1976) a ET_m correspondeu a condição potencial (ETP), enquanto que para Doorenbos e Kassan (1994) a ET_m representou a evapotranspiração da cultura (ET_c), e para Villa Nova e Reichardt (1989) é condição de oásis (EO). Portanto, é conveniente evitar este termo que tem definições diferentes.

Condição de Oásis (EO) define-se quando: (1) existe uma pequena área irrigada no meio de uma área seca; (2) a área irrigada não é suficiente para eliminar os efeitos advectivos do calor sensível. Neste caso a evapotranspiração representa um valor elevado pela advecção de calor sensível.

APÊNDICE B

VALORES DE REFERÊNCIA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO

O clima é um dos fatores mais importantes que influencia na necessidade hídrica de uma cultura, podendo interferir na sua fase de crescimento e rendimento.

A taxa de evapotranspiração está diretamente relacionada com a taxa de evaporação. Dentre os diversos fatores que influencia o clima e conseqüentemente a taxa de evaporação, pode-se citar a radiação solar, temperatura do ar, vento, umidade relativa, entre outros que agem de forma indireta.

A disponibilidade de energia depende do local e da época do ano. O local é caracterizado pelas coordenadas geográficas e pela topografia da região. A latitude influencia no total diário de radiação solar de acordo com a época do ano. A altitude do local afeta na temperatura do solo e do ar, conseqüentemente influenciando a evapotranspiração. Desta forma valores de referência foram obtidos e a Tabela B.1 apresenta valores aproximados da ETP em mm/dia, para diferentes regiões.

TABELA B.1 – EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA (em mm/dia) PARA DIFERENTES REGIÕES AGROCLIMÁTICAS

TEMPERATURA MÉDIA DIURNA, °C			
REGIÕES	<10 (fria)	20 (moderada)	>30 (quente)
TROPICAL			
Úmida	3 – 4	4 – 5	5 – 6
Sub-úmida	3 – 5	5 – 6	7 – 8
Semi-árida	4 – 5	6 – 7	8 – 9
Árida	4 – 5	7 – 8	9 – 10
SUBTROPICAL			
Chuva de verão			
Úmida	3 – 4	4 – 5	5 – 6
Sub-úmida	3 – 5	5 – 6	6 – 7
Semi-árida	4 – 5	6 – 7	7 – 8
Árida	4 – 5	7 – 8	10 – 11
Chuva de inverno			
Úmida – sub-úmida	2 – 3	4 – 5	5 – 6
Semi-árida	3 – 4	5 – 6	7 – 8
Árida	3 – 4	6 – 7	10 – 11
TEMPERADA			
Úmida – sub-úmida	2 – 3	3 – 4	5 – 7
Semi-árida – árida	3 – 4	5 – 6	8 – 9

Fonte: FAO

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Bastos, E.J.B.; Funatsu, B.M.; Bomfim, A.; Moraes e Ceballos (1996). Estimativa da radiação solar global para a América do Sul via satélite. [Global solar radiation assessment for South American by satellite]. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, IX, Campos do Jordão, SP. **Anais**. Vol. 1, 596-600, 1996.

Bastos, E.J.B.; Pontes, E.G.S. Uma comparação das estimativas do balanço de radiação na superfície mediante imagens Meteosat-5 e NOAA-14/AVHRR para região de São Gonçalo no sertão paraibano. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, IX, Campos do Jordão, SP. **Anais**. Vol. 2, 1485-1487, 1996.

_____, E.J.B.; Pontes, E.G.S. Relação entre o saldo de radiação medido na superfície e a radiação solar global estimada via satélite Meteosat-5. In: **Workshop**: A Meteorologia e os Recursos Hídricos Aplicados à Defesa Civil. Apresentação oral. Recife, PE, maio/1997.

Becker, F.; Li, Z. Towards a local split window methods over lands surfaces. **International Journal of Remote Sensing**, 11(3): 369-393, 1990.

- Berger, F.H.; Jagdhuhn, S.; Rockel, B.; Stuhlmann, R. Radiation budget components inferred from meteorological satellite data. In: Meteorological Satellite Data Users' Conference, p.335-343, 1996.
- Berlato, M.A., Molion, L.B. **Evaporação e evapotranspiração.** Boletim Técnico IPAGRO. Porto Alegre, n. 7, p. 3-95. maio, 1981.
- Calvet, J.C.; Viswanadham, Y. Amazon forest radiation budget from satellite data. **Journal of Applied Meteorology**, 32: 844-847, 1992.
- Caselles, V.; Delegido, J. A Simple model to estimate the daily value of the regional maximum evapotranspiration from satellite temperature and albedo images. **International Journal of Remote Sensing**, 8: 1151-1162, 1987.
- _____, V., Delegido, J., Hurtado, E.; Sobrino, J.A. Evaluation of the maximum evapotranspiration over the La Mancha region, Spain, by use of NOAA AVHRR data. **International Journal of Remote Sensing**, 13: 939-946, 1992a.
- _____, V., Hurtado, E.; Sobrino, J.A. Maximum evapotranspiration through NOAA satellite images. Application to La Mancha region, Spain. **Atmospheric Research**, 28: 365-374, 1992b.
- Ceballos, J.C.; Moura, G.B.A. Solar radiation assessment using Meteosat-4 VIS imagery. **Solar Energy**, 60, 209-219, 1997.
- Coll, C.; Caselles, V.; Sobrino, J.A.; Valor, E. On the atmospheric dependence of the split-window equation for land surface temperature. **International Journal of Remote Sensing**, 15(1): 105-122, 1994.

- Dedieu, G.; Deschamps, P.Y.; Kerr, Y.H. Satellite estimation of solar irradiance at the surface of the earth and of surface albedo using a physical model applied to Meteosat data. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, 26(1): 79-87, 1987.
- Diabaté, L.; Wald, L.; Michaud-Regas, N. Mapping the ground albedo of western Africa on its time evolution during 1984, using Meteosat visible data. **Remote Sensing of Environment**, 27: 221-232, 1989.
- Diabaté, L.; Moussu and L. Wald. Description of an operational tool for determining global radiation at ground using geostationary satellite images. **Solar Energy**, 42, 201-207, 1989.
- Dunne, T., Leopold, L. B. **Water in Environmental Planning**. W.H. Freeman and Company, New York, 1943.
- Everitt, B. **Cluster Analysis**. London: Heinemann Educational Books Ltd, 1974. 122p.
- Feitosa, J.R.P. **Balço de Energia e Evapotranspiração em Área de Pastagem e de Floresta Densa na Amazônia Central**. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande, Pb, 1996
- Ferreira, J.A.S. Monitoramento do Conteúdo de Água no Solo por Satélite. **Relatório de Atividades**, outubro de 1997.
- Ferreira, J.A.S.; Manzi, A.O.; Espírito Santo, C.M. Comportamento de um modelo hidrológico para a bacia Amazônica utilizando três campos diferentes de climatologia. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, X, Brasília, DF. **Anais**, 1998a.

Ferreira, J.A.S.; Espírito Santo, C.M.; Manzi, A.O. Calibração de um modelo hidrológico para a bacia do São Francisco. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, X, Brasília, DF. **Anais**, 1998b.

Gautier, C.; Diak, G.; Masse, S. A simple physical model to estimate incident solar radiation at the surface from GOES satellite data. **Journal of Applied Meteorology**, 19(8): 1005-1012, 1980.

Jensen, M.E.; Haise, H.R. Estimating evapotranspiration from solar radiation. **Journal of Irrigation and Drainage of the American Society Civil Engineering**, 89, 15-41, 1963.

Moraes, E.C. **Comparação entre Métodos de Estimativa da Radiação Solar: Satélite e Convencional**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1986. 110p.

Moura, G.B.A. **Estimativa de Radiação na Paraíba mediante satélite Meteosat: Teste de dois modelos usuais**. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande, Pb, 1993.

Moran, M.S.; Rahman, A.F.; Washburne, J.C.; Goodrich, D.C.; Weltz, M.A.; Kustas, W.P. Obtaining surface reflectance factors from atmospheric and view angle corrected SPOT/1 HRV data. **Remote Sensing of Environment**, 32: 103-214, 1990.

Penman, H.L. Natural evaporation from open water, bare soil, and grass. **Proc. R. Soc. A.**, 193, 120-145, 1948.

Pereira, A.R.; Villa Nova, N.A.; Sedyama, G.C. **Evapo(transpi)ração**. Piracicaba: FEALQ, 1997. 183p.:il.

Pinker, R.T.; Laszlo, I. Modeling surface solar irradiance for satellite applications on global scale. **Journal of Applied Meteorology**, 31(2):194-211, 1992.

_____, R.T.; Corio, L.A. Surface radiation budget from satellites. **Monthly Weather Review**, 112: 209-215, 1984.

Pontes, E.G.S.; Bastos, E.J.B. Estimativa do balanço de radiação na superfície mediante dados de imagens Meteosat-5 para região de São Gonçalo no sertão paraibano. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, IX, Campos do Jordão, SP. **Anais**, Vol.1, 633-635, 1996.

_____, E.G.S. **Estimativa de Componentes do Fluxo Radiativo na Superfície Mediante Satélite**. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande, Pb, 1997. 76p.

Pontes, E.G.S.; Bastos, E.J.B. Estimativa de Componentes do Balanço de Radiação na Superfície Via Satélite Meteosat-5. **Revista Atmosfera & Água**. Ano I, Número II: 4-8. Julho, 1997.

Price, J.C. Land surface temperature measurements from the split-window channels of the NOAA 7 AVHRR. **Journal of Geophysical Research**, D5: 7231-7237, 1984.

Reyes, F.J.O.; Vázquez, D.P.; Pareja, R.; Alados-Arboledas, L. Estimating Surface Photosynthetically Active Radiation (PAR) from Meteosat data. In: **Meteorological Satellite Data Users' Conference**, p.459-463, 1996.

Rosenberg, N.J., Blad, B.L.; Verma, S.B. **Microclimate - The Biological Environment**. Segunda edição, pág. 242-258.

- Saunders, R.W. The determination of broad band surface albedo from AVHRR visible and near-infrared radiances. **International Journal of Remote Sensing**, 11(1): 49-67, 1990.
- Sobrino, J.A.; Caselles, V. A methodology for obtaining crop temperature from the NOAA-9 AVHRR data. **International Journal of Remote Sensing**, 12(12): 2461-2475, 1991.
- Sobrino, J.A.; Coll, C.; Caselles, V. Atmospheric correction for land surface temperature using NOAA-11 AVHRR channels 4 e 5. **Remote Sensing of Environment**, 38: 19-34, 1991.
- Standfuss, C. A diurnal time integration model for earth radiation budget components using meteosat data. In: Meteorological Satellite Data Users' Conference, p.345-351, 1996.
- Stuhlmann, R.; Rieland, M.; Raschke, E. An improvement of the IGMK model to derive total and diffuse solar radiation at the surface from satellite data. **Journal of Applied Meteorology**, 29(7): 586-603, 1990.
- Taconet, O.; Bernard, R.; Vidal-Madjar, D. Evapotranspiration over an agricultural region using a surface flux/temperature model based on NOAA-AVHRR data. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, 25: 284-307, 1986.
- Tarpley, J.D. Estimating incident solar radiation at the surface from geostationary satellite data. **Journal of Applied Meteorology**, 18, 1172-1181, 1979.
- _____. Monthly Evapotranspiration from Satellite and Conventional Meteorological Observations. **Journal of Climate**, 7. 704-713, Maio, 1994.

Thornthwaite, C.W. An approach toward a rational classification of climate. **Geogr. Rev.** 38: 55-94, 1948.

Thornthwaite, C.W.; Mather, J.R. Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance. **Publications in Climatology** - New Jersey, Drexel Institute of Technology. 311p, 1957.

Tucci, C.E.M. **Hidrologia: Ciência e Aplicações**. Porto Alegre: Ed. da Universidade: ABRH: EDUSP, 1993. Segunda edição.

Tucker, C.J. Red and photographic infrared linear combinations for monitoring vegetation. **Remote Sensing Environment**, 8: 127-150, 1979.

Vorosmarty, C.J.; Moore III, B.; Grace, A.L.; Gilda, M.P.; Melillo, J.M.; Peterson, B.J.; Rastetter, E.B.; Steudles, P.A. Continental-scale models of water balance and fluvial transport: an application to South American. **Global Biogeochemical Cycle**, 3(3), 241-265, 1989.

Vorosmarty, C. J. and Moore III, B. Modeling basin-scale hydrology in support of physical climate and global biogeochemical studies: an example using the Zambezi River. **Surveys in Geophysics**, 12 (1-3), 271-311, 1991.

Whitlock, C.H.; Charlock, T.P.; Staylor, W.F.; Pinker, R.T.; Laszlo, I.; Ohmura, A.; Gilgen, H.; Konzelman, T.; Di Pasquale, R.C.; Moats, C.D.; LeCroy, S.R. and Ritchey, N.A. First global WCRP shortwave surface radiation budget dataset. **Bull. American Meteorology Society**, 76, 905-922, 1995.

Xinmei, H.; Lyons, T.J. Estimation of surface energy balance from radiant surface temperature and NOAA AVHRR sensor reflectances over agricultural and native vegetation. **American Meteorological Society**, 1441-1449, 1993.