

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA “JÚLIO DE MESQUITA FILHO”
FACULDADE DE CIÊNCIAS AGRONÔMICAS
CÂMPUS DE BOTUCATU

**EVAPOTRANSPIRAÇÃO NA SUB-BACIA DO RIACHO JARDIM – CE,
POR SENSORIAMENTO REMOTO**

MARIA JORGIANA FERREIRA DANTAS

Tese apresentada à Faculdade de Ciências
Agronômicas da UNESP – Campus de
Botucatu, para obtenção do título de Doutora
em Agronomia (Energia na Agricultura).

BOTUCATU - SP
Dezembro – 2013

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA “JÚLIO DE MESQUITA FILHO”
FACULDADE DE CIÊNCIAS AGRONÔMICAS
CÂMPUS DE BOTUCATU

**EVAPOTRANSPIRAÇÃO NA SUB-BACIA DO RIACHO JARDIM – CE,
POR SENSORIAMENTO REMOTO**

MARIA JORGIANA FERREIRA DANTAS
- Tecnóloga em Recursos Hídricos / Saneamento Ambiental -

Orientadora: Profa. Dra. Célia Regina Lopes Zimback

Tese apresentada à Faculdade de Ciências
Agronômicas da UNESP – Campus de
Botucatu, para obtenção do título de Doutora
em Agronomia (Energia na Agricultura).

BOTUCATU - SP
Dezembro – 2013

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA SEÇÃO TÉCNICA DE AQUISIÇÃO E TRATAMENTO
DA INFORMAÇÃO - SERVIÇO TÉCNICO DE BIBLIOTECA E DOCUMENTAÇÃO - UNESP - FCA
- LAGEADO - BOTUCATU (SP)

D192e Dantas, Maria Jorgiana Ferreira, 1986-
Evapotranspiração na sub-bacia do Riacho Jardim - CE,
por sensoriamento remoto / Maria Jorgiana Ferreira Dantas.
- Botucatu : [s.n.], 2013
ix, 107 f. : ils. color., grafs., tabs.

Tese (Doutorado) - Universidade Estadual Paulista, Fa-
culdade de Ciências Agrônômicas, Botucatu, 2013
Orientador: Célia Regina Lopes Zimback
Inclui bibliografia

1. Bacias hidrográficas - Brasil. 2. Água - Conservação.
3. Planejamento ambiental. I. Zimback, Célia Regina Lopes.
II. Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Fi-
lho" (Campus de Botucatu). Faculdade de Ciências Agrônômi-
cas. III. Título.

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA “JÚLIO DE MESQUITA FILHO”

FACULDADE DE CIÊNCIAS AGRONÔMICAS

CAMPUS DE BOTUCATU

CERTIFICADO DE APROVAÇÃO

**TÍTULO: “EVAPOTRANSPIRAÇÃO NA SUB-BACIA DO RIACHO JARDIM – CE,
POR SENSORIAMENTO REMOTO”**

ALUNA: MARIA JORGIANA FERREIRA DANTAS

ORIENTADORA: PROFA. DRA. CÉLIA REGINA LOPES ZIMBACK

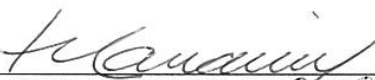
Aprovado pela Comissão Examinadora



PROFA. DRA. CÉLIA REGINA LOPES ZIMBACK



PROF. DR. LUÍS GUSTAVO FREDIANI LESSA



PROF. DR. PAULO MILTON BARBOSA LANDIM



PROF. DR. ANTONIO GERALDO FERREIRA



PROF. DR. OSMAR DELMANTO JUNIOR

Data da Realização: 20 de dezembro de 2013

Aos meus pais:

Raimundo Alves Dantas (*in memorian*) e Josefa Ferreira de Oliveira,
exemplos de amor, honestidade, humildade e dedicação.

Dedico.

“O choro pode durar uma noite, mas a alegria vem pela manhã.”

Salmos 30:5.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente a Deus;

Aos meus pais, por todo apoio e amor em mim depositados;

Aos irmãos Júlio, Jorge e Givaldo, que junto aos meus pais contribuíram com enorme carinho, em todos os momentos;

Especialmente ao meu namorado Marcos pelo amor, carinho, apoio, paciência e compreensão;

A todos os familiares e amigos;

À Faculdade de Ciências Agronômicas/UNESP, Campus de Botucatu-SP, pela oportunidade de realização do curso de doutorado;

Ao Departamento de Recursos Naturais/Ciência do Solo, por conceder-me a oportunidade de desenvolver o trabalho no Laboratório de Geoprocessamento.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela concessão da bolsa de estudos;

A Professora Dra. Célia Regina Lopes Zimback pela confiança, incentivo e indispensável orientação;

Ao Professor Ernesto Lopez Baeza pela orientação durante o estágio de doutorado sanduiche na Espanha;

Aos professores: Antonio Geraldo Ferreira, Osmar Delmanto Junior, Luis Gustavo Frediani Lessa e Paulo Milton Barbosa Landim pela disponibilidade para participação na banca examinadora e pelas valiosas sugestões;

Aos colegas e amigos conquistados durante este período, especialmente: Eliel, Paty, Lílían, Ricardo Nakamura, Ricardo Alagoas, Alessandra Fagioli,

Anderson Sartori, Diego Moraes, Fábio Nossack, Fran, India, Juliano Gaúcho, Rodrigo Pisani, Buri, Paula, Ana, Rochele, Marcos Felix e demais pelo apoio recebido, auxílio nos trabalhos, sugestões, críticas, pelos momentos de descontração, carinho, amizade e pela agradável convivência.

A todos os funcionários do Departamento de Recursos naturais pelo apoio e pela boa convivência de um modo especial a Néia.

Aos amigos irmãos de “guerra” especialmente: José Vidal de Figueiredo, Adriana Oliveira, Dirceu, Juliano Boeck, Fran, India, Ana Paula Barbosa e sua mãe Dona Lucília que é uma mãe para mim também, pela paciência e atenção comigo sempre que precisei, pela compreensão em todos os momentos de convívio; pelo apoio e força nos momentos difíceis, pelo carinho e por me ensinarem o sentido da verdadeira amizade.

Aos integrantes do Grupo de Estudos e Pesquisas Agrárias Georreferenciadas - GEPAG, pelos ensinamentos recebidos, pela saudável e cordial amizade.

Aos funcionários da biblioteca e às secretárias da Seção de Pós Graduação, pela atenção e dedicação.

Com medo de não me lembrar de todos e de que estes agradecimentos ficassem maiores que o trabalho, agradeço a todos que direta ou indiretamente colaboraram com este momento de minha vida e contribuíram de alguma forma para o desenvolvimento desta pesquisa.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Representação de uma onda eletromagnética.	13
Figura 2. Mapa de localização da Sub-bacia hidrográfica do Riacho Jardim/CE.	26
Figura 3. Precipitações pluviométricas médias anuais nos anos analisados nas estações inseridas na área de estudo.	29
Figura 4. Modelo Digital de Elevação para área de estudo.....	32
Figura 5. Fluxograma das etapas do processamento para obtenção do balanço de radiação na superfície.	36
Figura 6. Mapa de classificação de uso da terra para os anos de 1992 e 2011 na Sub-Bacia do Riacho Jardim/CE.	55
Figura 7A. Mapas de albedo da superfície na Sub-Bacia do Riacho Jardim/CE nos anos de 1992, 1994, 1999 e 2001.....	58
Figura 7B. Mapas de albedo da superfície na Sub-Bacia do Riacho Jardim/CE nos anos de 2005, 2008, 2009 e 2011.....	59
Figura 8A. Mapas de NDVI na Sub-Bacia do Riacho Jardim/CE nos anos de 1992, 1994, 1999 e 2001.....	63
Figura 8B. Mapas de NDVI na Sub-Bacia do Riacho Jardim/CE nos anos de 2005, 2008, 2009 e 2011.....	64
Figura 9A. Mapas de Temperatura da Superfície na Sub-bacia do Riacho Jardim/CE nos anos de 1992, 1994, 1999 e 2001.....	67
Figura 9B. Mapas de Temperatura da Superfície na Sub-bacia do Riacho Jardim/CE nos anos de 2005, 2008, 2009 e 2011.....	68
Figura 10A. Mapas de Saldo de Radiação na Sub-bacia do Riacho Jardim/CE, nos anos de 1992, 1994, 1999 e 2001.....	72
Figura 10B. Mapas de Saldo de Radiação na Sub-bacia do Riacho Jardim/CE, nos anos de 2005, 2008, 2009 e 2011.....	73
Figura 11A. Mapas de Fluxo de Calor no Solo na Sub- bacia do Riacho jardim/CE nos anos de 1992,1994, 1999 e 2001.....	76
Figura 11B. Mapas de Fluxo de Calor no Solo na Sub- bacia do Riacho jardim/CE nos anos de 2005, 2008, 2009 e 2011.....	77
Figura 12A. Mapas com valores do fluxo de calor sensível na bacia do Riacho Jardim/CE, nos anos de 1992,1994, 1999 e 2001.....	80

Figura 12B. Mapas com valores do fluxo de calor sensível na bacia do Riacho Jardim/CE, nos anos de 2005,2008, 2009 e 2011.....81

Figura 13A. Mapas com valores do fluxo de calor latente na Sub-bacia do Riacho Jardim/CE, nos anos de 1992,1994, 1999 e 2001.....84

Figura 13B. Mapas com valores do fluxo de calor latente na Sub-bacia do Riacho Jardim/CE, nos anos de 2005, 2008, 2009 e 2011.....85

Figura 14A. Mapas com valores da evapotranspiração real diária na Sub-bacia do Riacho Jardim/CE, nos anos de 1992,1994, 1999 e 2001.....88.

Figura 14B. Mapas com valores da evapotranspiração real diária na Sub-bacia do Riacho Jardim/CE, nos anos de 2005, 2008, 2009 e 2011.....89.

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Características espectrais e espaciais do sensor TM/LANDSAT-5 e suas aplicações	17
Tabela 2. Descrição das bandas do Mapeador Temático (TM) do Landsat 5, com os correspondentes intervalos de comprimentos de onda, coeficientes de calibração (radiância mínima – a e máxima – b) e irradiância solar espectral no topo da atmosfera ($k\lambda_i$)	34
Tabela 3 Classes de uso da terra na sub-bacia do Riacho Jardim-CE, em 1992	56
Tabela 4 Classes de uso da terra na sub-bacia do Riacho Jardim-CE, em 2011	56

SUMÁRIO

1 - RESUMO	1
2 - SUMMARY	2
3 - INTRODUÇÃO	3
4 - REVISÃO DE LITERATURA	6
4.1 Evapotranspiração	6
4.2 Geoprocessamento	8
4.3 Sistema de Informação Geográfica – SIG	10
4.4 Sensoriamento Remoto	11
4.5 Satélites TM/LANDSAT	15
4.6 Balanço de Energia	18
4.7 O sensoriamento remoto e o balanço de energia à superfície	19
4.8 SEBAL	20
4.9 Mudança de uso da terra	22
4.10 Bioma Caatinga	23
5 - MATERIAL E MÉTODOS	25
5.1 Caracterização da Área de Estudo	25
5.2 Condições climáticas	28
5.3 Vegetação e solo	30
5.4 Características fisiográficas	31
5.5 Mapa de Uso do Solo	33
5.6 Dados Gerais das Imagens de satélite	34
5.7 Balanço de Energia e Evapotranspiração	35
5.7.1 Etapa 1 – Calibração Radiométrica	36
5.7.2 Etapa 2 – Reflectância	37
5.7.3 Etapa 3 – Albedo planetário	38
5.7.4 Etapa 4 – Albedo de Superfície	38
5.7.5 Etapa 5 – Índices de Vegetação (NDVI, SAVI e IAF)	39
5.7.6 Etapa 6 – Emissividades	41
5.7.7 Etapa 7 – Temperatura da Superfície	41
5.7.8 Etapa 8 – Radiação de Onda Longa Emitida ($R_{L\uparrow}$)	42

5.7.9 Etapa 9 – Radiação de Onda Curta Incidente ($R_{s\downarrow}$)	42
5.7.10 Etapa 10 – Radiação de Onda Longa Incidente ($R_{L\downarrow}$)	43
5.7.11 Etapa 11 – Saldo de Radiação	43
5.7.12 Etapa 12 – Fluxo de calor no solo (G)	44
5.7.13 Etapa 13 – Fluxo de Calor Sensível (H)	44
5.7.14 Etapa 14 – Fluxo de Calor Latente (λET)	51
5.8 Evapotranspiração real horária	51
5.9 Evapotranspiração real diária	52
6 - RESULTADOS E DISCUSSÃO	54
6.1 Classificação de Uso da Terra	54
6.2 Albedo da Superfície	57
6.3 NDVI	61
6.4 Temperatura da superfície	65
6.5 Saldo de Radiação (R_n)	70
6.6 Fluxo de Calor no Solo (G)	74
6.7 Fluxo de Calor Sensível (H)	78
6.8 Fluxo de Calor Latente	83
6.9 Evapotranspiração real diária	87
7 - CONCLUSÕES	92
8 - REFERÊNCIAS	93

1 – RESUMO

O manejo ambiental que melhor se adapta ao desenvolvimento sustentável é a abordagem do gerenciamento ambiental da bacia hidrográfica, que implica numa visão integrada de manejo dos recursos naturais, a qual abrange interesses multidisciplinares. O sensoriamento remoto tem assumido um papel importante no monitoramento e na estimativa dos diversos fenômenos meteorológicos e ambientais servindo de suporte para compreender, de forma mais precisa em uma escala regional, os fenômenos meteorológicos e as mudanças climáticas. No semiárido brasileiro, devido à semiaridez do clima, o monitoramento do uso da água, com técnicas de sensoriamento remoto, tem sido um tópico de interesse para o seu manejo sustentável, sendo de fundamental importância conhecer a evapotranspiração (ET) que é um importante componente do balanço hídrico. Por meio do algoritmo SEBAL - *Surface Energy Balance Algorithm for Land* – que utiliza imagens de satélites e possibilita a obtenção dos fluxos de energia à superfície o presente estudo objetivou estimar o balanço de energia, e então, determinar a evapotranspiração real diária na sub-bacia hidrográfica do riacho Jardim-CE localizada no semiárido cearense. Utilizou-se 08 (oito) imagens do satélite LANDSAT 5 TM correspondente aos anos de 1992, 1994, 1999, 2001, 2005, 2008, 2009 e 2011. O algoritmo SEBAL teve bom desempenho em escala regional da bacia hidrográfica na estimativa dos fluxos de energia e da evapotranspiração real diária podendo ser utilizado em áreas onde há escassez de dados meteorológicos.

Palavras chave: SEBAL, bacia hidrográfica, planejamento ambiental.

EVAPOTRANSPIRATION IN THE WATERSHED OF THE RIACHO JARDIM-CE, BRAZIL, BY REMOTO SENSING. Botucatu, 2013. 107 p. Tese (Doutorado em Agronomia/Energia na Agricultura) – Faculdade de Ciências Agronômicas, Universidade Estadual Paulista.

Author: MARIA JORGIANA FERREIRA DANTAS

Adviser: CÉLIA REGINA LOPES ZIMBACK

2 - SUMMARY

The environmental management best suited to sustainable development is the approach to environmental management of the watershed, which implies a vision of integrated natural resource management, which includes multidisciplinary interests. The remote sensing has been an important tool in monitoring and estimation of various meteorological and environmental phenomena serving as support to understanding, more accurately on a regional scale, meteorological phenomena and climate changes. At the Brazilian semiarid region, due to semiarid climate, monitoring the water use, with remote sensing techniques has been a topic of interest for their sustainable management, being of fundamental importance the knowledge of evapotranspiration (ET), which is a relevant component of the water balance. The algorithm SEBAL - Surface Energy Balance Algorithm for Land - uses satellite images and enables the achievement of the energy flux to the surface and determination of ET, along the lack of studies that allow the determination of evapotranspiration in Brazilian semiarid basins, highlights the need employment of remote sensing techniques. Thus, this study aimed to estimate the energy balance, and determine the evapotranspiration through the SEBAL algorithm at Riacho Jardim Watershed in Ceará State, located in the Brazilian semiarid region. The SEBAL algorithm had good performance in regional scale of the watershed estimating the energy fluxes and evapotranspiration, and it can be used in areas where there is shortage of meteorological data.

Key words: SEBAL, watershed, environmental planning.

3 - INTRODUÇÃO

Entre as causas antrópicas na degradação dos recursos naturais pode-se destacar: a expansão agrícola, o uso inadequado do solo, práticas incorretas de irrigação, sobrepastoreio, queimadas, desmatamento e concentrações populacionais. Essas pressões, na sua maior parte, são superiores à capacidade de carga do ambiente, provocando mudanças ambientais, sociais e econômicas. A recuperação ambiental dessas áreas é dificultada pelo próprio nível socioeconômico das populações submetidas a esse processo de degradação.

O manejo ambiental que melhor se adapta ao desenvolvimento sustentável é a abordagem do gerenciamento ambiental da bacia hidrográfica, que implica numa visão integrada ou ecossistêmica de manejo dos recursos naturais, a qual abrange interesses multidisciplinares.

Para acompanhar essas transformações tem-se utilizado a integração de Sensoriamento Remoto - SR e Sistemas de Informações Geográficas - SIGs. Estas ferramentas auxiliam na caracterização e localização das áreas devastadas. Mas, o maior propósito para o seu uso conjugado, está em fornecer subsídios para a gestão dos processos antropogênicos que podem provocar degradação do meio ambiente.

O sensoriamento remoto tem assumido papel importante no monitoramento e estimativa dos diversos fenômenos meteorológicos e ambientais servindo de suporte para compreender, de forma mais precisa em uma escala regional, os fenômenos meteorológicos e as mudanças climáticas, possibilitando a tomada de decisão para preservação ambiental. O emprego de imagens de satélite passou a representar uma das maneiras mais adequadas de monitoramento ambiental, quer em escala local ou global. Este recurso permite obter resultados satisfatórios sobre análises em diversas áreas da ciência, em escala regional.

Medidas de sensoriamento orbital podem proporcionar informação regular sobre as condições hidrológicas e agrícolas da superfície da terra para vastas áreas. Para se estimar os diferentes componentes do balanço de energia à superfície com o uso de imagens de satélites, alguns algoritmos têm sido formulados e com isso a capacidade do sensoriamento remoto de identificar e monitorar o crescimento vegetativo e outros parâmetros biofísicos relacionados tem experimentado um grande avanço nos últimos anos.

No Nordeste do Brasil, devido à semiaridez do clima, o monitoramento do uso da água com técnicas de sensoriamento remoto tem sido um tópico de interesse para o seu manejo sustentável, destacando-se por ter a capacidade de cobrir extensas áreas além de constituir elemento indispensável ao planejamento dos recursos hídricos.

A Evapotranspiração ET - fenômeno físico que transfere grande volume de água para a atmosfera através da evaporação da água do solo e do processo de transpiração vegetativa - é um importante componente do balanço hídrico para bacias hidrográficas localizadas nas regiões áridas e semiáridas, por isso, é fundamental conhecer a sua demanda evapotranspirométrica regional, devido a escassez hídrica nessas regiões.

Nos últimos anos diferentes algoritmos que possibilitam a estimativa da evapotranspiração em escala regional baseada em imagens orbitais têm sido desenvolvidos, dentre os quais se destaca o Surface Energy Balance Algorithm for Land - SEBAL. O mesmo utiliza imagens de satélites que possibilitam a obtenção dos fluxos de energia à superfície, a determinação da ET e a estimativa de parâmetros biofísicos.

Tendo em vista ser a evapotranspiração um elemento importante do ciclo hidrológico, a gestão sustentável de uma bacia hidrográfica requer o seu monitoramento, particularmente, em regiões áridas e semiáridas. Portanto, a carência de estudos que possibilitem a determinação da evapotranspiração nas bacias do semiárido brasileiro evidencia

a necessidade desse estudo, que tem como hipótese: a possibilidade de se obter a evapotranspiração real em escala regional apenas com a utilização de técnicas de sensoriamento remoto e do algoritmo SEBAL, de forma a contribuir significativamente para a gestão dos recursos hídricos em regiões semiáridas, onde a disponibilidade de dados meteorológicos é limitante.

O presente trabalho objetiva estimar o balanço de energia, e posteriormente, determinar a evapotranspiração real diária utilizando-se o algoritmo SEBAL na sub-bacia hidrográfica do Riacho Jardim, no semiárido cearense, durante oito anos de estudo: 1992, 1994, 1999, 2001, 2005, 2008, 2009 e 2011.

Os objetivos específicos consistem em:

- Diagnosticar a paisagem natural e avaliar o uso do solo na área em estudo;
- caracterizar o meio físico da bacia hidrográfica utilizando-se de recursos de geoprocessamento para a obtenção de informações precisas sobre as condições e processos da superfície terrestre;
- classificar o uso e ocupação da terra na área de estudo nos anos de 1992 e 2011;
- determinar o saldo de radiação usando as parametrizações do SEBAL para o período proposto;
- determinar as densidades de fluxo de calor sensível H e fluxo de calor do solo G para o período proposto;
- Estimar a evapotranspiração real horária para o período em estudo.

4 - REVISÃO DE LITERATURA

4.1 Evapotranspiração

Para o planejamento e gerenciamento do uso sustentável da água em sistemas agrícolas e naturais é imprescindível o conhecimento da demanda hídrica atmosférica, principalmente quando se estuda a região semiárida. Segundo Costa (1997) a evapotranspiração em uma bacia hidrográfica é um dos componentes do ciclo hidrológico de estimativa de precisão baixa, sendo tão importante quanto os componentes precipitação e deflúvio de uma bacia. A evapotranspiração é um dos principais componentes a ser estimado para o balanço hídrico, uma vez que na sua estimativa esta inclusa a precipitação.

De acordo com Tucci (2001), a definição para evapotranspiração potencial é a quantidade de água transferida para a atmosfera por evaporação e transpiração, na unidade de tempo, de uma superfície extensa completamente coberta de vegetação de porte baixo e bem suprida de água e para o termo evapotranspiração real, o autor supracitado diz ser a quantidade de água transferida para a atmosfera por evaporação e transpiração, nas condições reais, ou seja, existentes de fatores atmosféricos e umidade do solo. A evapotranspiração real é igual ou menor que a evapotranspiração potencial.

Para Pereira *et al.* (1997), o consumo total de água de uma cultura é a quantidade de água requerida pela mesma, em determinado período de tempo, de modo a não limitar seu crescimento e produção, considerando as condições climáticas locais. Ou seja, é a

quantidade de água necessária para atender a evapotranspiração e a lixiviação dos sais do solo, sendo que a ET constitui a parte maior e mais importante.

Nicácio (2008) descreveu a evapotranspiração como a combinação do processo de evaporação, quer seja, da água contida na superfície do solo, quer seja de lagos, rios, oceanos, entre outras fontes hídricas, e do processo de transpiração das plantas, definindo a perda total de água do sistema solo-planta para a atmosfera.

O conhecimento da evapotranspiração em escala de bacia é indispensável nas previsões de secas e cheias, pois a capacidade de armazenamento de água proveniente de uma precipitação, no perfil do solo, depende de sua umidade antecedente e da evapotranspiração que ocorreu na área em estudo (BRUTSAERT, 1982).

Durante os períodos de seca, a evapotranspiração é um dos principais mecanismos de perda de água disponível, sendo, portanto, um dos fatores geradores do próprio processo de seca. No entanto, apesar do importante papel desempenhado pela evapotranspiração no balanço hídrico regional, não existem dados disponíveis para a maioria das áreas em estudo (VAREJÃO SILVA, 2005).

Uma boa estimativa dos processos de evapotranspiração é importante tanto para um coerente planejamento e gerenciamento de sistemas de irrigação como para estudos hidrológicos que visem a modelagem do escoamento superficial (PIQUERAS, 2007).

A evapotranspiração é um componente do ciclo hidrológico de grande importância, sua medida permite definir a quantidade de água a ser aplicada nos cultivos, sendo fortemente influenciado por fatores da vegetação, manejo do solo e gestão das condições ambientais e principalmente por parâmetros que dizem respeito ao tempo (ALLEN *et al.*, 1998). Os fatores do tempo que tem impacto principal neste processo são: radiação solar, temperatura da superfície, temperatura e umidade relativa do ar e do vento (PEREIRA *et al.*, 2002).

De acordo com Tucci *et al.* (1998) a evapotranspiração pode ser medida por meio de equipamentos, como lisímetros ou estimada por meio do balanço hídrico no solo ou de dados meteorológicos aplicados em equações. Porém esses métodos são restritos, pois eles estimam valores locais de ET para um local específico e não para uma escala regional. Esse tipo de limitação motivou o desenvolvimento de técnicas de sensoriamento remoto para a avaliação da ET em grandes áreas, sua principal vantagem é que

a evapotranspiração pode ser calculada sem a necessidade de quantificar os complexos processos hidrológicos.

A estimativa da evapotranspiração em escala regional capaz de mostrar as variações existentes da mesma dentro de uma grande área, já é uma realidade (MEDINA *et al.*, 1998; BOEGH *et al.*, 2002; HAFEEZ *et al.*, 2002; MOHAMED *et al.*, 2004; WANG *et al.*, 2005; BEZERRA *et al.*, 2008).

A medida dessas variáveis como, por exemplo, a temperatura do ar e a velocidade do vento, realizam-se de modo pontual, ou seja, nos lugares onde se situam as estações ou o instrumental destinado a tal propósito (MORAN *et al.*, 1989). Sendo assim, dado um conjunto de pontos de coleta de elementos meteorológicos, a inserção da ET em um Sistema de Informações Geográficas (SIG) ocorre através da interpolação destes para gerar um plano de informação.

A fim de evitar ao máximo o uso de variáveis meteorológicas com baixa representatividade regional, diversos modelos foram desenvolvidos nas ultimas décadas com o objetivo de estimar os fluxos de energia na superfície terrestre com base na utilização de técnicas de sensoriamento remoto. A principal fonte de energia utilizada no processo de evapotranspiração é a radiação solar. Essa energia é um fator determinante no processo, uma vez que a mesma é responsável pelo aquecimento da superfície e do ar e esse aquecimento é favorável ao processo evaporativo (GARCEZ; ALVAREZ, 1988; PEREIRA *et al.*, 2002).

Os modelos semi-empíricos de estimativa da evapotranspiração apresentam-se como uma boa alternativa visando operacionalizar as estimativas de ET, pois permitem a realização de vários ensaios num curto espaço de tempo e a partir de poucos dados de superfície. Entre esses modelos se destaca o SEBAL (BASTIAANSEN *et al.*, 2005).

4.2 Geoprocessamento

O termo geoprocessamento denota uma disciplina do conhecimento que utiliza técnicas matemáticas e computacionais para o tratamento de informações geográficas. Esta tecnologia tem influenciado de maneira crescente as áreas de cartografia, análise de recursos naturais, transportes, comunicações, energia, planejamento urbano e regional (CÂMARA; MEDEIROS, 1996).

Segundo Donha *et al.* (2006), geoprocessamento tem por definição a tecnologia que abrange o conjunto de procedimentos de entrada, manipulação, armazenamento, análise e saída de dados espacialmente referenciados que vem sendo usada por vários setores que tratam da questão hidrológica e ambiental como importante ferramenta de planejamento, pois a avaliação integrada de um grande número de variáveis se torna possível e simplificada com o uso deste sistema; permite a rápida geração de informações intermediárias e finais, possibilitando novas interações a qualquer momento.

Dainese (2001) relatou que um sistema de geoprocessamento é destinado ao processamento de dados referenciados geograficamente (ou georreferenciados), desde a sua coleta até a geração de saídas na forma de mapas convencionais, relatórios, arquivos digitais, entre outros, devendo prever recursos para sua estocagem, gerenciamento, manipulação e análise.

Em países de grandes dimensões e com carência de informações adequadas para tomada de decisões sobre problemas ambientais, o geoprocessamento apresenta-se como uma ferramenta de enorme potencial para o planejamento, onde o conhecimento local é adquirido, principalmente se baseado em tecnologias de custo relativamente baixo (JACINTHO, 2003). É importante salientar que este conjunto de técnicas tem como ferramenta principal o Sistema de Informação Geográfica, tecnologia esta que muitas vezes é confundida com o termo em questão.

As técnicas de geoprocessamento auxiliam sobremaneira a caracterização de uma problemática ambiental. Assim, a preocupação com os recursos naturais, incluindo-se os recursos hídricos é que tem ensejado, por parte de seus gerenciadores, uma demanda crescente por informações acerca de seus comportamentos ao longo do tempo e mediante a interferência das atividades humanas, consideradas, por muitos, as que mais degradam o ambiente e suas riquezas naturais (LEÃO *et al.*, 2004).

4.3 Sistema de Informação Geográfica – SIG

O SIG é formado de subsistemas cujas funções resumem-se à coleta, entrada e verificação de dados, armazenamento e gerenciamento dos dados obtidos e processamento e visualização dos resultados (DRUMMOND, 2003).

O termo Sistema de Informação Geográfica refere-se a um sistema que efetua tratamentos computacionais de dados geográficos. Um SIG armazena a geometria e os atributos dos dados que estão georreferenciados, ou seja, localizados na superfície terrestre e numa projeção cartográfica qualquer (SOUSA, 2003).

Os Sistemas de Informação Geográfica (SIGs) foram definidos por Burrough (1986), como um conjunto poderoso de ferramentas para coletar, armazenar, recuperar, transformar e visualizar dados sobre o mundo real. Eastman (1998) definiu o SIG como um sistema auxiliado por computador para a aquisição, armazenamento, análise e visualização de dados geográficos.

Câmara (1995) considerou que o termo Sistemas de Informação Geográfica (SIG) é aplicado a sistemas que realizam o tratamento computacional de dados geográficos. Devido a sua ampla gama de aplicações, que inclui temas como agricultura, floresta, cartografia, cadastro urbano e redes de concessionárias (água, energia e telefonia), há pelo menos três maneiras de utilizar um SIG: como ferramenta para produção de mapas; como suporte para análise espacial de fenômenos; como banco de dados geográficos, com funções de armazenamento e recuperação de informação espacial.

Câmara e Medeiros (1996) indicaram como principais características do SIG a capacidade de inserir e integrar, numa única base de dados, informações espaciais provenientes de dados cartográficos, dados censitários e cadastro urbano e rural, imagens de satélite, redes e modelos numéricos de terreno; oferecer mecanismos para combinar as várias informações através de algoritmos de manipulação e análise, bem como para consultar, recuperar, visualizar e plotar o conteúdo da base de dados georreferenciados.

As definições para os SIG são várias, geralmente baseadas no tipo de usuário e no domínio da aplicação. As diversidades de aplicações desta tecnologia permitiram sua inclusão à rotina de várias áreas do conhecimento, o que implica no seu uso pelos mais

diversos profissionais, os quais foram incorporando sua própria concepção do sistema, resultando em diversos conceitos (BERNARDES, 2006).

Os Sistemas de Informações Geográficas auxiliam, significativamente, na representação espacial e no processamento de dados sobre impactos ambientais, essa integração de ferramentas de geoprocessamento permite agilidade na coleta de dados, na manipulação e diferentes análises para a determinação e avaliação do uso da terra, mostrando-se eficiente para esta finalidade e tendo como vantagens a redução do tempo e dos recursos financeiros. O uso desta tecnologia permite um diagnóstico adequado das áreas as quais se deseja avaliar em escala regional, os impactos e alterações, favorecendo o gerenciamento e a tomada de decisão no que diz respeito ao planejamento ambiental (PIROLI, 2002).

4.4 Sensoriamento Remoto

O sensoriamento remoto tem suas bases nos princípios que levaram ao desenvolvimento das câmeras fotográficas aéreas para se obter a partir de avião, fotografias da superfície terrestre (MENESES, 2012). O princípio básico é o registro dos alvos por meio da detecção do fluxo de radiação eletromagnética refletida pelas superfícies dos objetos terrestres.

De acordo com Florenzano (2002), o termo sensoriamento remoto é a tecnologia que permite obter imagens e outros tipos de dados, da superfície terrestre, através da captação e/ou do registro da energia refletida ou emitida pelos alvos.

Segundo Nicácio (2008), cada objeto reflete a radiação incidente de uma forma diferente, tendo assim um comportamento peculiar, que se deve às suas características físicas, químicas ou biológicas. Esse comportamento é chamado de assinatura espectral, ou seja, variação da quantidade de energia refletida pelo alvo para cada comprimento de onda do espectro eletromagnético.

Com o desenvolvimento tecnológico de novas plataformas aéreas, como os satélites, obter imagens periódicas propicia detectar e monitorar mudanças que acontecem na superfície terrestre. Essa é a principal razão pela qual as imagens de satélites passaram a ser a mais eficiente ferramenta para uso nas aplicações que envolvem análises ambientais dos diversos ecossistemas terrestres (MENESES, 2012).

O termo sensoriamento remoto refere-se a um conjunto de técnicas destinado à obtenção de informações sobre objetos, sem que haja contato físico com eles. Segundo Garcia (1982), o termo sensoriamento remoto é restrito aos métodos que utilizam a energia eletromagnética na detecção e medida das características de objetos, incluindo-se as energias relativas à luz, calor e ondas de rádio.

De acordo com Mendes e Cirilo (2001), a base da tecnologia de sensoriamento remoto é a detecção das alterações sofridas pela radiação eletromagnética quando esta interage com os componentes da superfície terrestre (alvos), ou seja, os fundamentos do sensoriamento remoto estão ligados à emissão de luz solar e sua reflexão por diversos alvos da superfície da terra. Neste momento, quando a luz é refletida, cada alvo (rio, vegetação, etc.) interage com a radiação incidente e a reflete de modo particular, que é captado pelos sensores (fotográficos, espaciais ou radiofrequência) e armazenado para posterior processamento e interpretação. Desta maneira, gera-se um ou um conjunto de mapas que servirão de suporte para a tomada de decisão.

O sensoriamento remoto engloba o conhecimento básico de todos os componentes que direta ou indiretamente fazem parte do “sistema” sensoriamento remoto, como: a radiação, a atmosfera terrestre, o solo, a vegetação e a água (TEIXEIRA *et al.*, 2009).

A energia utilizada em sensoriamento remoto é a radiação eletromagnética, que se propaga em forma de ondas eletromagnéticas com a velocidade da luz (Figura 1). Ela é medida em frequência e em comprimento de onda (FLORENZANO, 2002). O espectro eletromagnético representa a distribuição da radiação eletromagnética, por regiões, segundo o comprimento de onda e a frequência. O espectro eletromagnético abrange desde curtos comprimentos de onda, como os raios cósmicos e os raios gama (γ), de alta frequência, até longos comprimentos de onda como as ondas de rádio.

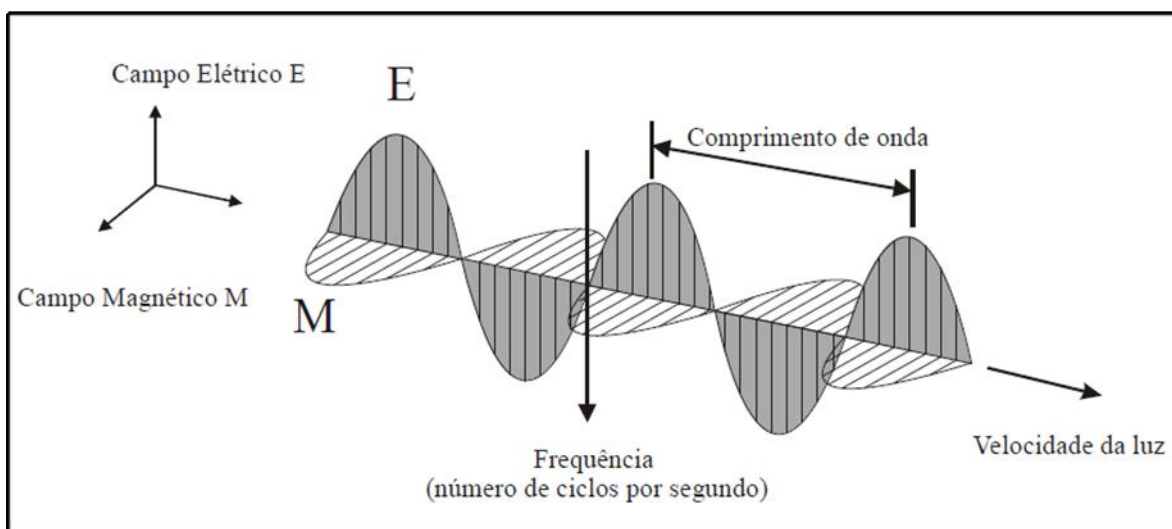


Figura 1. Representação de uma onda eletromagnética.

Fonte: Meneses (2012).

Conforme Noguchi (2004), essa energia é associada a flutuações de energia na forma de onda que viajam através do espaço em uma velocidade constante (velocidade da luz), abrangendo um campo elétrico e magnético associados em um modelo de onda harmônico e senoidal, pelo fato da velocidade ser constante, a onda é caracterizada somente pela sua frequência e comprimento.

Os objetos da superfície terrestre como a vegetação, a água e o solo refletem, absorvem e transmitem radiação eletromagnética em proporções que variam com o comprimento de onda, de acordo com as suas características bio-físico-químicas (FLORENZANO, 2002).

É possível representar a energia refletida pelos objetos através de curvas, o que possibilita a distinção destes objetos da superfície terrestre nas imagens de sensores remotos. As radiações eletromagnéticas, cujos comprimentos de onda são capazes de induzir uma resposta fisiológica nas plantas, isto é, capaz de provocar uma reação fotoquímica, são denominadas de radiação fisiologicamente ativa (MOREIRA, 2001).

O comportamento espectral refere-se à curva de reflectância em função do comprimento de onda nas regiões do espectro eletromagnético. O comportamento espectral da vegetação é caracterizado por três regiões distintas: visível, infravermelho próximo e infravermelho médio (OLIVEIRA, 2006).

A análise dos espectros de solo pode permitir a identificação de alguns dos componentes e de algumas de suas características físicas. Informações importantes, quanto à ocorrência e à abundância de minerais, úteis a estudos pedológicos de natureza diversa, podem ser obtidas dos espectros de reflectância de solos. Admitindo o caráter não-destrutivo, a rapidez e a possibilidade de obtenção dos dados de reflectância à distância, essa técnica representa grande potencial para a pedologia (NETTO, 2001).

Os fatores que influenciam a reflectância do solo atuam sobre faixas espectrais menos específicas. Estes fatores que afetam a reflectância do solo são complexos, variáveis e relacionados, sendo: umidade, textura do solo (proporção de areia, silte e argila), estrutura, presença de óxido de ferro e de matéria orgânica (MOREIRA, 2001).

Considerando a reflectância espectral da água, provavelmente a característica mais distinta é a absorção de energia no comprimento de onda do infravermelho próximo, quando se trata de lagos e rios ou água contendo vegetação ou terra suspensa. Devido a esta propriedade de absorção, a localização de corpos de água com dados de sensoriamento remoto é realizada com maior facilidade em comprimentos de onda do infravermelho-próximo (NOGUCHI, 2004).

Na região visível do espectro as interações da energia são bastante complexas e dependem de uma série de fatores como a reflexão especular, materiais suspensos na água, profundidade corpo de água e variáveis climatológicas. Características da água como profundidade, quantidade de materiais em suspensão (clorofila, argilas e nutrientes) e rugosidade da superfície, podem alterar o comportamento espectral da água (CHUVIECO, 1990).

Segundo Novo (2001), a transmitância da água é muito alta e variável, o que faz com que a energia emergente do volume de água integre informações relativas a diferentes profundidades para um mesmo corpo de água.

A reflectância de água também sofre alterações de acordo com a concentração de clorofila envolvida, pois aumentos em clorofila tendem a diminuir a reflectância de água em comprimentos de onda azul e aumentar no verde. Estas mudanças têm sido usadas para monitorar a presença e calcular a concentração de algas através de dados de sensoriamento remoto (NOGUCHI, 2004; CAMPOS, 2005).

Como a reflectância da água é muito pequena, em torno de 4%, os sensores disponíveis são, muitas vezes, insensíveis às mudanças de cores. Entretanto, a reflectância na superfície da água é mais elevada do que o volume e afetada por fatores como o vento e a geometria de aquisição (NOVO, 2001).

De acordo com Moreira (2001), no comprimento de onda do visível a radiância refletida é marcada por um processo de absorção, ocasionado pela presença de pigmentos fotossintetizantes na vegetação sadia (clorofila e outros). No infravermelho próximo, esta relação entre a radiância refletida e a biomassa verde é diretamente proporcional, podendo variar de acordo com a quantidade de folhas, distribuição e arranjo espacial do dossel.

4.5 Satélites TM/LANDSAT

São muitos os satélites em órbita no espaço obtendo informações sobre o sistema Terra-Atmosfera, sendo estes equipados com diversos sensores. De acordo com Souza (2008), os sensores são equipamentos capazes de coletar energia proveniente do objeto, convertê-la em sinal passível de ser registrado e apresentá-lo em forma adequada à extração de informações.

Existem dois tipos de sistemas de sensores, os passivos e os ativos. Os sensores passivos (satélites, máquinas fotográficas) não produzem fonte de energia, necessitando de uma fonte natural (Sol) ou artificial (lâmpada) para que possam captar a energia refletida dos alvos em forma de ondas eletromagnéticas. Já os sistemas de sensores ativos (radar, sonar, etc.) emitem energia em forma de ondas eletromagnéticas que são refletidas e captadas posteriormente (MEIRELLES, 2007).

Um marco importante que deu início à era do sensoriamento remoto moderno foi o lançamento pelos Estados Unidos da América do primeiro satélite de sensoriamento remoto, ERTS-1, posteriormente renomeado para Landsat 1, projeto dedicado à observação dos recursos naturais terrestres, dando início à série Land Remote Sensing Satellite (LANDSAT), colocado em órbita em 1972 a cerca de 919 km de altura (BATISTELLA *et al.*, 2004).

O Programa Espacial da NASA (National Aeronautic sand Space Administration) vem lançando desde 1972 satélites da série Landsat com vista à obtenção de conhecimentos que propiciem uma melhor compreensão de fenômenos naturais, de sua evolução e dos impactos sobre o meio ambiente.

Foram lançados dentro do programa Landsat desde 1972, sete satélites, sendo que o Landsat 4 é o único que não imageia, e só seis deles tiveram como missão fornecer imagens da Terra, como segue: Landsat 1: lançado em 23/07/1972 e desativado em 06/01/1978; Landsat 2: lançado em 22/01/1975 desativado em 25/02/1982; Landsat 3: lançado em 05/03/1978 desativado em 31/03/1983; Landsat 4: lançado em 16/07/1982 não imageia, porém não está desativado; Landsat 5: lançado em 01/03/1984 ativo até 2011; Landsat 6: lançado em 05/10/1993 perdido após o lançamento; Landsat 7: lançado em 15/04/1999 e desativado em 2006. A primeira geração do programa Landsat foi composta de três satélites: Landsat 1, 2, e 3.

A segunda geração do programa Landsat foi iniciada em 1982, com o lançamento do satélite Landsat 4, que já possuía o instrumento TM (ThematicMapper), além do MSS (Sistema Multiespectral de Varredura). Segundo Florenzano (2002), o sensor TM registra dados em sete canais ou bandas espectrais (três no visível, um no infravermelho próximo, dois no infravermelho médio e um no infravermelho termal), com uma resolução espacial de 30 metros (exceto para o canal termal, que é de 120 metros).

Os sensores multiespectrais registram simultaneamente várias faixas largas do espectro, gerando imagens da mesma cena. Estas imagens multiespectrais ampliam a possibilidade de se extrair informações de um objeto ou de uma área na superfície, pois permitem analisar o comportamento espectral de um alvo nas distintas bandas do espectro. A maioria dos sensores multiespectrais utiliza de três a seis bandas espectrais, abrangendo a região do visível ao IV médio. Alguns sistemas também utilizam uma ou mais bandas IV termais (NOGUCHI, 2004).

As imagens obtidas com TM, a despeito de outros sensores, são constituídas de pixels (Picture elements), que correspondem a um quadrado de 30m de lado na superfície terrestre. O fluxo de radiação captado pelo Landsat 5-TM é codificado em 256 níveis de cinza. A Tabela 1 ilustra as características espectrais e aplicações, associadas ao satélite Landsat 5 TM.

Tabela 1. Características espectrais e espaciais do sensor TM/LANDSAT-5 e suas aplicações

Banda	Faixa Espectral (µm)	Região do Espectro	Resolução Espacial (m x m)	Principais Aplicações
1	0,45 – 0,52	Azul	30	Oceanografia; Diferenciação entre solo e vegetação; Diferenciação entre vegetações coníferas e decíduas.
2	0,52 – 0,60	Verde	30	Reflectância de vegetação verde e sadia.
3	0,63 – 0,69	Vermelho	30	Absorção de clorofila; Diferenciação de espécies vegetais.
4	0,76 – 0,90	Infravermelho Próximo	30	Levantamento de biomassa; Delineamento de corpos de água.
5	1,55 – 1,75	Infravermelho Médio	30	Medidas de umidade de vegetação; Diferenciação entre nuvens e neve.
6	10,4 – 12,5	Infravermelho Termal	120	Mapeamento de estresse térmico em plantas; Outros mapeamentos térmicos.
7	2,08 – 2,35	Infravermelho Médio	30	Discrimina minerais e tipos de rochas, também identifica o teor de umidade. Mapeamento hidrotermal

Fonte: Moreira(2001).

A órbita do satélite LANDSAT-5 é de aproximadamente 98° de inclinação, posicionando-se de forma hélio-síncrona e girando em órbita da Terra a uma

altitude de 705 km. Passa sobre uma mesma área da superfície terrestre (resolução temporal) a cada 16 dias e cada imagem cobre uma área de 185 por 185 km (CHUVIECO, 1990; FLORENZANO, 2002).

As principais aplicações do satélite LANDSAT na área agrícola são: acompanhamento do uso agrícola das terras; apoio ao monitoramento de áreas de preservação; cartografia e atualização de mapas; desmatamentos; estimativas de fitomassa; monitoramento da cobertura vegetal; queimadas secas e inundações e sedimentos em suspensão nos rios e estuários (BATISTELLA et. al., 2004).

4.6 Balanço de Energia

O balanço de energia à superfície representa a contabilidade das interações dos diversos tipos de energia com a superfície e determina a quantidade de fluxo de energia disponível para a evaporação da água e para a variação na temperatura da superfície, sendo, portanto, mais complexo que no topo da atmosfera, já que considera os fluxos de energia e de umidade por condução e por convecção no movimento dos fluidos (GOMES, 2009). Esses movimentos, por sua vez, dependem basicamente da insolação e características da superfície, tais como umidade, cobertura vegetal e albedo, e do estado da atmosfera.

O saldo de radiação exerce um papel fundamental nos processos de troca de calor e massa na baixa troposfera, uma vez que se constitui no principal responsável pelo aquecimento do solo, do ar e, principalmente, pela evapotranspiração da vegetação nativa e das culturas. Para a determinação do saldo de radiação, especialmente em escala regional, faz-se necessário o conhecimento do albedo, também muito importante em estudos de mudanças climáticas, desertificação, queimadas e meio ambiente em geral (SILVA *et al.*, 2005).

As técnicas de sensoriamento remoto constituem uma ferramenta poderosa para o estudo e pesquisa dos inúmeros problemas relacionados com os recursos naturais, pois através de sua principal característica, a repetitividade, supre o problema do mapeamento em intervalos curtos de tempo. Por ser desenvolvido nas últimas décadas, o emprego de imagens de satélite vem-se estabelecendo como um instrumento de fundamental importância nos estudos sobre o balanço de energia e de água, identificação de áreas em

processo de degradação, desmatamento de reservas e monitoramento de rebanhos entre outros (MEIRELLES, 2007).

A rapidez na disponibilidade das informações de parâmetros climáticos pelos satélites vem contribuindo significativamente para se obter um melhor entendimento do clima e dos ecossistemas e se obter um gerenciamento com maior eficiência do suprimento hídrico e da produção agrícola (MALDONADO, 2005).

O algoritmo SEBAL foi desenvolvido em 1995 por Bastiaanssen (BASTIAANSSEN *et al.*, 1998; BASTIAANSSEN, 2000) e validado em vários ecossistemas mundiais, como Egito, Espanha, Portugal, França, Itália, Argentina, China, Índia, Paquistão, Nigéria, Zâmbia, Etiópia, Estados Unidos, Novo México etc. (TASUMI, 2003).

O SEBAL é um algoritmo semi-empírico que promove a parametrização do balanço de energia e fluxos de superfície baseado em alguns dados locais e medições espectrais de satélites. O SEBAL é uma técnica que vem sendo largamente utilizada em estudos de monitoramento da variação da vegetação, principalmente pelo NDVI cuja sua variação anual indica o estresse ambiental causado pelo impacto climático regional.

De acordo com Comparó *et al.* (2008), o SEBAL se destaca entre os demais algoritmos pelas seguintes razões: (1) consiste em um algoritmo baseado fisicamente em análises de imagens de satélite e requer um mínimo de informações meteorológicas; (2) faz uso de um grande número de variáveis ambientais e não as assume constantes espacialmente como é feito em muitos outros métodos.

4.7 O sensoriamento remoto e o balanço de energia à superfície

Os processos de troca de calor e massa que ocorrem na superfície da terra são de fundamental importância para a redistribuição da umidade e calor no solo e atmosfera. Esses processos de troca no sistema solo-planta-atmosfera têm como principal força motriz a radiação solar.

Ao atingir a superfície da terra uma porção da radiação solar é refletida de volta para o espaço e o restante é absorvido pela própria superfície. Uma parte da energia absorvida é reemitida como radiação termal e o que resta desse balanço, conhecido como saldo de radiação, é usado para aquecer o solo, o ar atmosférico e promover a evaporação da

água. Vários estudos têm sido realizados para se calcular o balanço de radiação e energia a superfície, usando métodos convencionais e sensoriamento remoto, principalmente em áreas irrigadas (MORAN *et al.*, 1994; SILVA *et al.*, 2005; CUNHA *et al.*, 2002; TEIXEIRA *et al.*, 2007; LOPES, 2003; BASTIAANSSEN, 2000; SILVA *et al.*, 2000; MOURA, 2001).

Os métodos razão de Bowen e correlações turbulentas pelo bom desempenho que apresentam e pelos reduzidos custos instrumentais, têm sido os mais usados na determinação do balanço de energia. No entanto, muitos trabalhos apresentaram os procedimentos para estimar os componentes do balanço de energia a partir do sensoriamento remoto e de instrumentos meteorológicos instalados no campo. A partir da década de oitenta, inúmeros trabalhos foram realizados (KUSTAS *et al.*, 1989; MEDINA *et al.*, 1998; KUSTAS *et al.*, 1990; OLIOSO, 1999; BASTIAANSSEN, 1995), com dados espectrais de satélites para estimativa de fluxos de energia. Outras importantes variáveis como a temperatura da superfície e o albedo, por exemplo, são também determinadas a partir do uso de algoritmos (BASTIAANSSEN, 1995; VÁZQUEZ *et al.*, 1997) desenvolvidos para aquela finalidade.

4.8 SEBAL

Para se estimar os diferentes componentes do balanço de energia à superfície com imagens de satélites, alguns algoritmos têm sido formulados, dentre eles o SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*), proposto por Bastiaanssen *et al.* (1998), sendo depois modificado por Allen *et al.* (2002). O SEBAL vem sendo utilizado por vários pesquisadores em diversas partes do mundo, tais como: Bastiaanssen *et al.* (1998); Bastiaanssen (2000); Droogers e Bastiaanssen (2002); Ahmad e Bastiaanssen (2003); Silva *et al.* (2005); Paiva, (2005); Tasumi *et al.* (2005); Silva e Bezerra (2006); Meirelles (2007); Folhes (2007); Bezerra *et al.* (2008) e Teixeira *et al.* (2009).

O algoritmo SEBAL necessita de um número reduzido de dados de superfície como radiação solar global imagens de satélite com bandas visível, infravermelho próximo, infravermelho termal, velocidade do vento e temperatura do ar (BASTIAANSSEN *et al.*, 1998; BASTIAANSSEN, 2000). Adicionalmente, o autor propõe o emprego de poucas relações e suposições empíricas que representam as questões do fluxo de calor no solo, da

emissividade da superfície e dos parâmetros de rugosidade aerodinâmica para o transporte de momentum e calor.

O SEBAL é usado na determinação dos mapas de evapotranspiração para grandes áreas. Ele é processado por meio de rotinas computacionais que predizem um balanço completo da radiação e da energia ao longo da superfície da Terra. A base teórica do SEBAL utiliza imagens obtidas a bordo dos satélites Landsat 5 e 7. No entanto, a teoria é independente do tipo de satélite e o uso do algoritmo SEBAL pode ser aplicado para outras imagens de satélites, desde que possibilitem o cômputo do albedo e temperatura da superfície (BASTIAANSEN, 2000).

De acordo com Bastiaansen (2000), apesar de o algoritmo SEBAL estar fundamentado em formulações empíricas, os resultados da validação do mesmo em experimentos de campo têm mostrado que o erro relativo na fração evaporativa foi de 20%, 10% e 1% nas escalas de 1 km, 5 km e 100 km, respectivamente. O autor espera que o SEBAL apresente melhores resultados em escala regional, como também em áreas com superfície heterogênea.

O SEBAL utiliza o método residual da equação do balanço de energia para estimar a evapotranspiração real com auxílio de dados espectrais contidos nas imagens de satélite e de poucos elementos meteorológicos disponíveis em estações meteorológicas. Pode ser empregado em sistemas agrícolas ou naturais e não requer dados complementares sobre uso da terra ou tipo de cultivo. Como o modelo é aplicado pixel a pixel, a resolução espacial do mapa de ET é determinada diretamente pela resolução espacial dos canais de ondas curta e longa das imagens geradas por sensores ópticos e térmicos a bordo de satélites de sensoriamento remoto, tais como Landsat, NOAA e Terra/Aqua.

O modelo SEBAL foi desenvolvido por Bastiaansen *et al.* (1998a) e tem sido validado em vários países incluindo Espanha, Itália, Turquia, Paquistão, Índia, Sri Lanka, Egito, Nigéria e China (BASTIAANSEN *et al.*, 1998b; BASTIAANSEN; BOS, 1999; BASTIAANSEN, 2000; BASTIAANSEN *et al.*, 2005).

Kimura *et al.* (2007) comentaram que o SEBAL vem sendo bastante testado em áreas irrigadas em diferentes partes do globo, porém poucas referências são encontradas quando se investiga a estimativa da evapotranspiração da vegetação nativa de regiões semi-áridas pelo emprego deste algoritmo. Esses autores aplicaram e validaram o

SEBAL na estimativa da ET diária de vegetação nativa em bacia na região de Loess Plateau na China empregando procedimento descrito por Allen *et al* (1998) e Bastiaanssen (1998).

4.9 Mudança de uso da terra

Os mapas de uso e ocupação do solo são utilizados, individualmente ou combinados, em diversos tipos de diagnósticos e análises de fenômenos ou eventos em áreas da superfície terrestre. Por sua vez esses estudos constituem “peças chave” na elaboração de planos de gestão, de manejo e de desenvolvimento, em planejamentos regionais e locais ou em atividades de monitoramento e controle.

Conhecer e compreender o uso e a cobertura atual da terra em todos os níveis do espaço territorial é importante tanto do ponto de vista dos gestores públicos, que decidem sobre a organização desse espaço, como da população em geral, que necessita de informações e esclarecimentos que possibilitem o máximo aproveitamento deste elemento.

A ocupação do solo é uma ferramenta indispensável em estudos ambientais, na tomada de decisão em ordenamento e planejamento do território e na definição de políticas de gestão de recursos naturais que resolvam os problemas do desenvolvimento descontrolado e a deterioração da qualidade do meio ambiental assim, informação atualizada sobre o uso da terra torna-se pré-requisito para a melhoria da sua utilização (GOMES, 2000).

O modelo de interação homem-natureza se reflete e se concretiza na paisagem e nos seus conteúdos naturais e antropogênicos. A ideia parte do princípio de que as ações que ocorrem na natureza, e que partem de atividades humanas, refletem-se nas formas de uso e ocupação do solo. O antropismo é caracterizado por toda e qualquer interferência do homem na natureza. Em regiões semiáridas esta situação é agravada, uma vez que, sob condições hidroclimáticas desfavoráveis, são mais pronunciados os efeitos de qualquer ação e mais difícil o processo de recuperação.

O processo de degradação dos recursos naturais no estado do Ceará está progressivamente agravando-se. Este quadro deve-se mais ao antropismo do que aos fatores ambientais e sua dinâmica natural. A ação antrópica tem atingido maiores evidências e com características que encerram condições de desertificação, isto é, empobrecimento ou

deterioração irreversível dos ecossistemas subúmidos, áridos e semiáridos, sob os efeitos combinados das deficiências hídricas e da ação humana (MENDONÇA, 2001).

O autor supracitado enfatiza que na região do cariri cearense há um problema da existência de uma estrutura fundiária rígida, onde se desenvolvem atividades agropecuárias de baixo nível tecnológico, que leva as práticas agrícolas predatórias e, conseqüentemente, à degradação ambiental.

Dessa forma, a pressão da população sobre os recursos naturais, que já se encontram fragilizados, leva à deterioração ambiental, gerando um ciclo de pobreza e miséria, tornando a região cada vez mais vulnerável, principalmente a porção oriental da Chapada que é classificada como de alta e moderada vulnerabilidade a degradação ambiental necessitando de estudos na área para a proteção do aquífero.

4.10 Bioma Caatinga

O bioma Caatinga descrito como Mata Branca (oriunda da língua tupi), localizado no Nordeste brasileiro é significativamente limitado pela disponibilidade de água, cobre uma área aproximada de 1 milhão de km², havendo uma grande sobreposição com a região semiárida do país. A maioria deste bioma se encontra em uma região onde a precipitação anual é menor que 1000 mm. Além da escassez, alta variabilidade espacial e temporal é outra característica das chuvas desta região (REDDY, 1983).

Em algumas regiões, 20% da precipitação anual ocorrem em um único dia e 60% em um único mês (ANDRADE *et al.*, 2008). As temperaturas médias anuais são elevadas, superiores a 25°C e a umidade relativa geralmente menor que 50 %. De acordo com Porto (1986), as plantas da caatinga possuem adaptações ao clima tais como folhas transformadas em espinhos, cutículas altamente impermeáveis, caules suculentos etc. Todas essas adaptações lhes conferem um aspecto característico denominado xeromorfismo (do grego xeros, seco, e morphos, forma, aspecto).

Duas adaptações importantes à vida das plantas nas caatingas são a queda das folhas na estação seca e a presença de sistemas de raízes bem desenvolvidos. A perda das folhas é uma adaptação para reduzir a perda de água por transpiração e raízes bem desenvolvidas aumentam a capacidade de obter água do solo. A caatinga apresenta três

estratos: arbóreo (8 a 12 metros), arbustivo (2 a 5 metros) e o herbáceo (abaixo de 2 metros) (PEREIRAFILHO *et al.*, 2007). Contraditoriamente, a flora dos sertões é constituída por espécies com longa história de adaptação ao calor e à seca, mas é incapaz de reestruturar-se naturalmente se máquinas forem usadas para alterar o solo (MARTINS, 2000).

A evapotranspiração potencial é alta, usualmente 1500 mm por ano, resultando em déficit hídrico entre 7 a 11 meses por ano. A altitude media encontra-se próxima a 400-500 m acima do nível do mar, alcançando o nível do mar em estados como o Rio Grande do Norte e o Ceará e cerca de 1000 m de altitudes em alguns platôs. Cerca de 37% da área são compostos por vertentes com inclinações de 4 a 12% e 20% por vertentes com inclinações maiores que 12%.

Jacomine (1996) relatou que a Caatinga pode ser dividida em três áreas geologicamente distintas em função do material de origem: (1) áreas sobre o escudo cristalino; (2) áreas sobre o escudo cristalino cobertas com material arenoso e (3) áreas de depósitos sedimentares.

Alves (2007) descreveu que quase 70% da área deste bioma são cobertos por quatro tipos de solos dominantes, a saber: os latossolos, litossolos, argissolos e luvisolos. Mais de 80% da área tem algum tipo de limitação em termos pedológicos; dentre essas se destacam: baixa fertilidade, baixa profundidade, drenagem dificultada e concentrações excessivas de Na trocável.

De acordo com as projeções feitas por Marengo *et al.* (2009, 2010), espera-se para o bioma Caatinga uma redução na precipitação e aumento da variabilidade nos padrões de precipitação; além de um aumento no número de dias secos e da temperatura do ar. As possíveis consequências dessas mudanças no clima seriam secas mais intensas e frequentes, inundações e perda de potência na geração de energia hidroelétrica.

De acordo com as projeções futuras a produção de alimentos também será seriamente afetada e o aumento na variabilidade das precipitações afetará também a pecuária. Em termos ecológicos, as projeções climáticas para o futuro sugerem uma intensificação dos baixos volumes de chuva e aumento de temperatura, levando a um aumento na evapotranspiração. Como esses são os parâmetros que mais interferem no funcionamento do bioma Caatinga, espera-se mudanças significativas em seu funcionamento.

Portanto, estratégias no sentido de se aumentar a resiliência deste bioma são de fundamental importância. Por exemplo, diversos estudos demonstraram que a regeneração da vegetação nativa aumentaria a eficiência no uso da água, a produtividade primária e os estoques de carbono e nutrientes no solo. Adicionalmente, sistemas de uso do solo baseados em espécies perenes podem aumentar a resiliência dos ecossistemas, sendo mais adequados para enfrentar futuras mudanças climáticas (MMA, 2004).

A vegetação natural da Caatinga é relativamente bem adaptada à falta de água e altas temperaturas. No entanto, não se conhecem os limites deste bioma. Em virtude do alto grau de vulnerabilidade do nordeste do Brasil, ressalta-se que as projeções mais preocupantes para o final do século são para o bioma Caatinga, cujas tendências de aquecimento na temperatura do ar e de diminuição nos padrões regionais de chuva são maiores do que a variação média global.

O conhecimento da quantidade e a distribuição da biomassa vegetal são aspectos necessários em atividades econômicas e ambientais, como políticas de uso do recurso madeireiro, manejo florestal, estudos de ciclagem de nutrientes, absorção de CO₂, entre outros (COSTA *et al.*, 2002). Apesar da sua importância, tais aspectos são pouco conhecidos, principalmente nas florestas tropicais, pela dificuldade inerente ao procedimento de obtenção de dados de campo.

5 - MATERIAL E MÉTODOS

5.1 Caracterização da Área de Estudo

A área de estudo corresponde à bacia hidrográfica do Riacho Jardim, localizada no sul do Estado do Ceará divisa com o estado de Pernambuco, entre as coordenadas UTM 9131500 m e 9197800 m N; 421000 m e 510000 m E, zona 24 S, DATUM WGS 84, com uma área de 1398,73 km² (Figura 2).

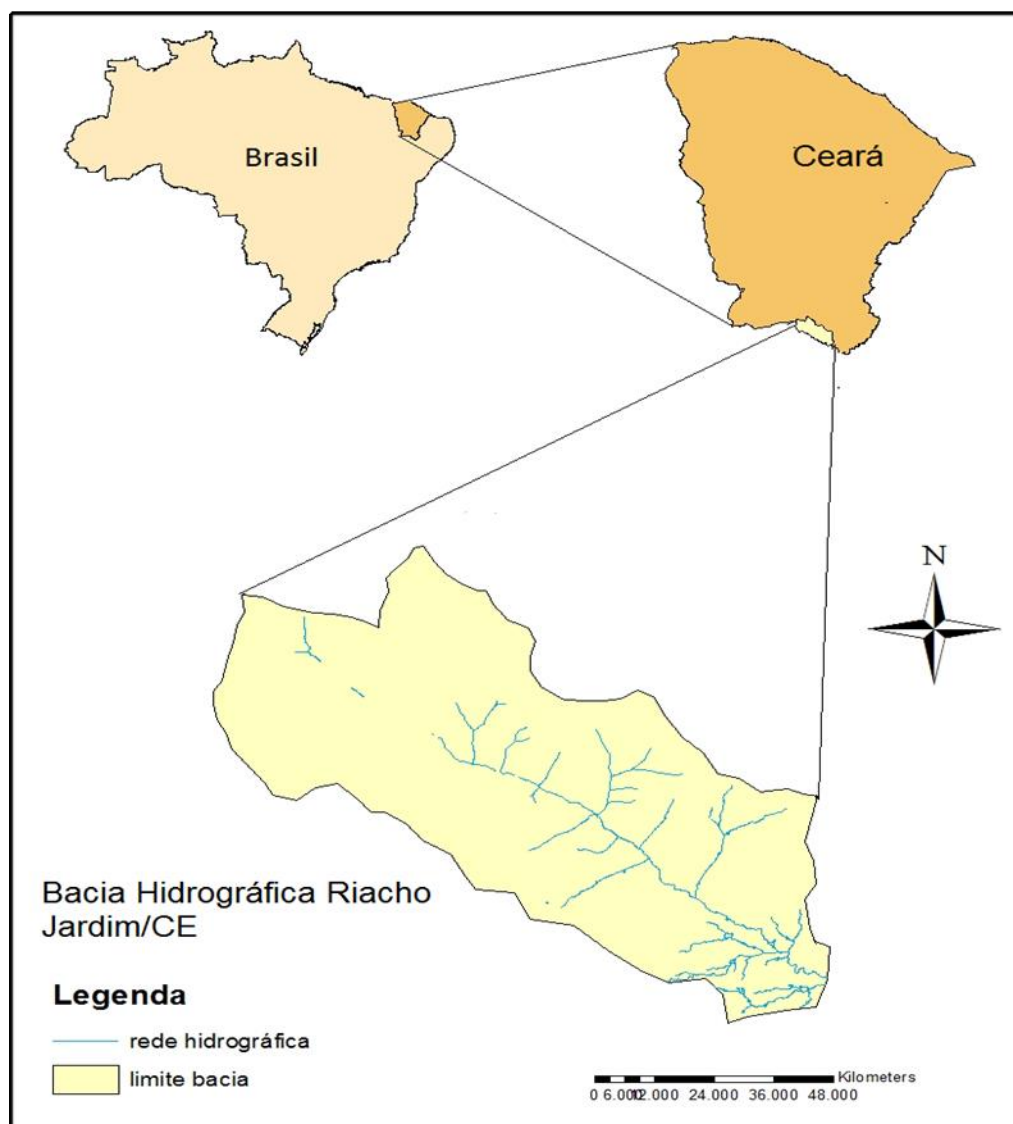


Figura 2. Mapa de localização da Sub-bacia hidrográfica do Riacho Jardim/CE.

A Sub-bacia hidrográfica do Riacho Jardim está situada em grande parte sobre a Chapada do Araripe, uma região de recarga das águas subterrâneas da bacia sedimentar do Araripe. Abrange parte dos municípios de Santana do Cariri, Crato, Barbalha, Missão Velha, Jardim, Jati e Penaforte no Estado do Ceará e uma porção dos municípios de Serrita, Exu e Moreilândia no Estado de Pernambuco.

A Chapada do Araripe ocupa 73% da Bacia Sedimentar do Araripe e compreende altitudes que variam de 1.000 m ao norte de Porteiras-CE, no setor oriental

(porção leste), a 700 m nas imediações de Araripina-PE, no setor ocidental (porção oeste) (Departamento Nacional de Pesquisas e Minérios, 1996).

O Riacho Jardim tem sua nascente localizada no município do Crato e deságua no Riacho dos Porcos, o qual afluente do rio Salgado integrante da bacia hidrográfica do Rio Jaguaribe.

A cobertura vegetativa na área em estudo é bastante heterogênea composta por: Floresta Nacional do Araripe, áreas de cultivos agrícolas, centros urbanos, vegetação nativa do semiárido (caatinga) de densidade variada e povoados.

A Floresta Nacional do Araripe fica localizada sobre o planalto da Chapada do Araripe, com altitude que varia de 700 a 950 m, é composta por vegetação de alta densidade, o bioma característico da Floresta Nacional do Araripe é de Mata Atlântica, apresentando principalmente a seguinte composição da cobertura vegetativa: 11% de floresta úmida semiperenifolia, 49% de transição floresta úmida/cerrado e 11% de Floresta úmida degradada pelo fogo. Nesta área há atividade pecuária, pedreiras e retirada de madeira para lenha e carvão, que levaram a um estado de degradação de aproximadamente 50% de sua área. (MENDONÇA, 2001).

A vegetação nativa do semiárido (caatinga) é o bioma característico do semiárido, considerado o único bioma tipicamente brasileiro, possui uma grande diversidade de flora e fauna. O aspecto geral da vegetação, no período seco é de uma mata espinhosa e agreste. A evapotranspiração potencial é alta, usualmente 1.500 mm por ano, resultando em déficit hídrico entre 7 a 11 meses por ano. De acordo com Tega (2013), em 2003, a caatinga foi classificada pela Organization Conservation International como uma das 37 grandes regiões naturais do planeta que devem ser conservadas e protegidas. Apesar disso, o interesse pelo bioma, inclusive no campo da ciência, é recente, e o conhecimento produzido ainda é restrito.

5.2 Condições climáticas

O clima da região estudada é bastante heterogêneo sendo classificado como do tipo “Tropical quente subúmido”, na encosta da chapada, “Tropical Chuvoso” na parte central da Chapada e “Tropical quente semiárido brando” na depressão sertaneja.

O período chuvoso se concentra de janeiro a maio, em média, por ano, chove entre 300 mm e 500 mm, mas nas áreas de maior altitude tende a chover mais – a média pode chegar a 1.200 mm/ano. A temperatura é sempre elevada: 25°C a 30°C, em média, e o clima severo faz com que os rios sejam temporários (IPECE, 2013).

O regime pluviométrico em todo o estado do Ceará se caracteriza por uma alta variabilidade espacial e temporal; portanto, a principal limitação com relação à pluviometria na região é em decorrência muito mais na irregularidade do regime do que da altura pluviométrica anual. De acordo com Arraes (2010) outro importante fator que influencia no regime pluviométrico do estado do Ceará é a dependência da posição da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) e dos eventos El Niño e La Niña.

Na Figura 3 estão representadas as precipitações pluviométricas médias anuais nos anos analisados nas estações inseridas na área de estudo.

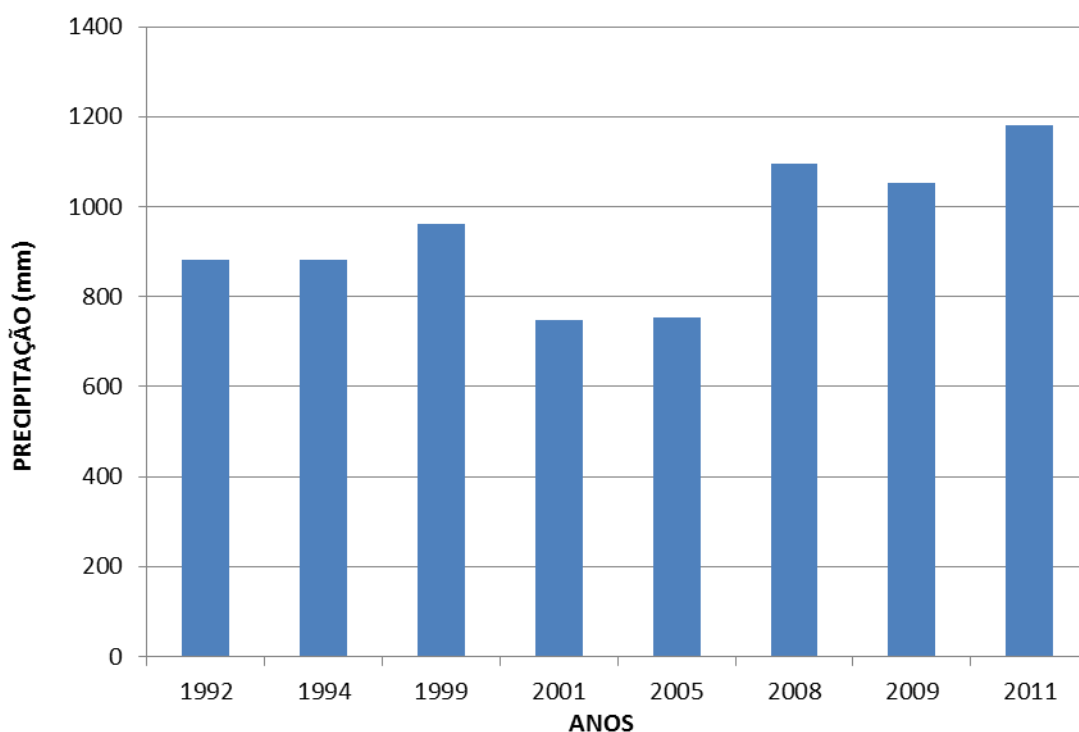


Figura 3. Precipitações pluviométricas médias anuais nos anos analisados nas estações inseridas na área de estudo.

Os dados de precipitação das diferentes estações meteorológicas foram obtidos, junto à Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME). Para o cálculo da precipitação média acumulada na região de estudo nos diferentes anos foi utilizado o método dos polígonos Thiessen. Este consiste em estimar a precipitação média em uma região ou uma bacia hidrográfica a partir da ponderação das médias dos valores precipitados em cada estação pluviométrica, associados a um fator de peso atribuído segundo a proporcionalidade das áreas de influência que cada uma define, as quais constituem os polígonos de Thiessen (VILLELA; MATTOS, 1975).

A precipitação é uma das principais forças motrizes para a disponibilidade da biomassa em áreas secas e por isso é altamente correlacionada com a cobertura vegetal, tornando o semiárido um indicador sensível das alterações climáticas (BRINKMAN *et al.*, 2011). Nestes ambientes é complexa a análise, pois a cobertura vegetal mostra um alto grau de variabilidade interanual, as mudanças detectadas na propriedade da

superfície podem ser resultado de uma elasticidade da resposta da chuva (BRADLEY; MUSTARD, 2005).

5.3 Vegetação e solo

Segundo Jacomine *et al.* (1973); Lima (1989); Cavalcante e Lopes (1994), no setor oriental da Chapada encontram-se: a floresta úmida semiperenifólia, caracterizada pela alta densidade e elevado porte das árvores, sem gramíneas no sub-bosque; o cerradão, caracterizado pela redução na densidade arbórea e no porte das árvores, com gramíneas no sub-bosque; o cerrado, com arvores esgalhadas, retorcidas e distantes umas das outras; e as áreas antropizadas.

De acordo com o levantamento exploratório de Jacomine *et al.* (1973) e de Carvalho *et al.* (1999), no setor oriental da chapada predominam os solos do tipo Latossolos Vermelho-Amarelo (LVA) de textura média a argilosa, provenientes dos arenitos da Formação Exu, que afloram na área.

Jacomine (1996) relatou que a Caatinga pode ser dividida em três áreas geologicamente distintas em função do material de origem: (1) áreas sobre o escudo cristalino; (2) áreas sobre o escudo cristalino cobertas com material arenoso e (3) áreas de depósitos sedimentares.

Alves (2007) descreveu que quase 70 % da área deste bioma são cobertos por quatro tipos de solos dominantes, a saber: os latossolos, litossolos, argissolos e luvisolos. Mais de 80% da área tem algum tipo de limitação em termos pedológicos; dentre essas se destacam: baixa fertilidade, baixa profundidade, drenagem dificultada e concentrações excessivas de Na trocável.

Como já foi falado anteriormente, enfatiza-se que a caatinga apresenta três estratos: arbóreo (8 a 12 metros), arbustivo (2 a 5 metros) e o herbáceo (abaixo de 2 metros) (PEREIRA FILHO *et al.*, 2007). Contraditoriamente, a flora dos sertões é constituída por espécies com longa história de adaptação ao calor e à seca, mas é incapaz de reestruturar-se naturalmente se máquinas forem usadas para alterar o solo (MARTINS, 2000). A degradação é, portanto, irreversível na caatinga.

5.4 Características fisiográficas

A construção de uma base cartográfica da área de estudo foi realizada através do programa ARCGIS 10.1. Para isso foram utilizados dados SRTM (Shuttle Radar Topography Mission), com resolução espacial de 90 metros, fornecidos gratuitamente por www.embraparelevo.br. Para tratamento e análise dos dados, foi realizado o delineamento da bacia na área abrangida pelo mapa do Modelo Digital de Elevação (DEM) e obtenção do mapa de declividade (Figura 4).

Originalmente, o SEBAL foi elaborado para aplicação em áreas planas, mas alguns trabalhos têm procurado inserir as oscilações do relevo para o cálculo do saldo de radiação (DI PACE, 2004) e dos componentes do balanço de energia (TASUMI, 2003). Nesta pesquisa foi utilizado o DEM que foi obtido a partir da missão SRTM.

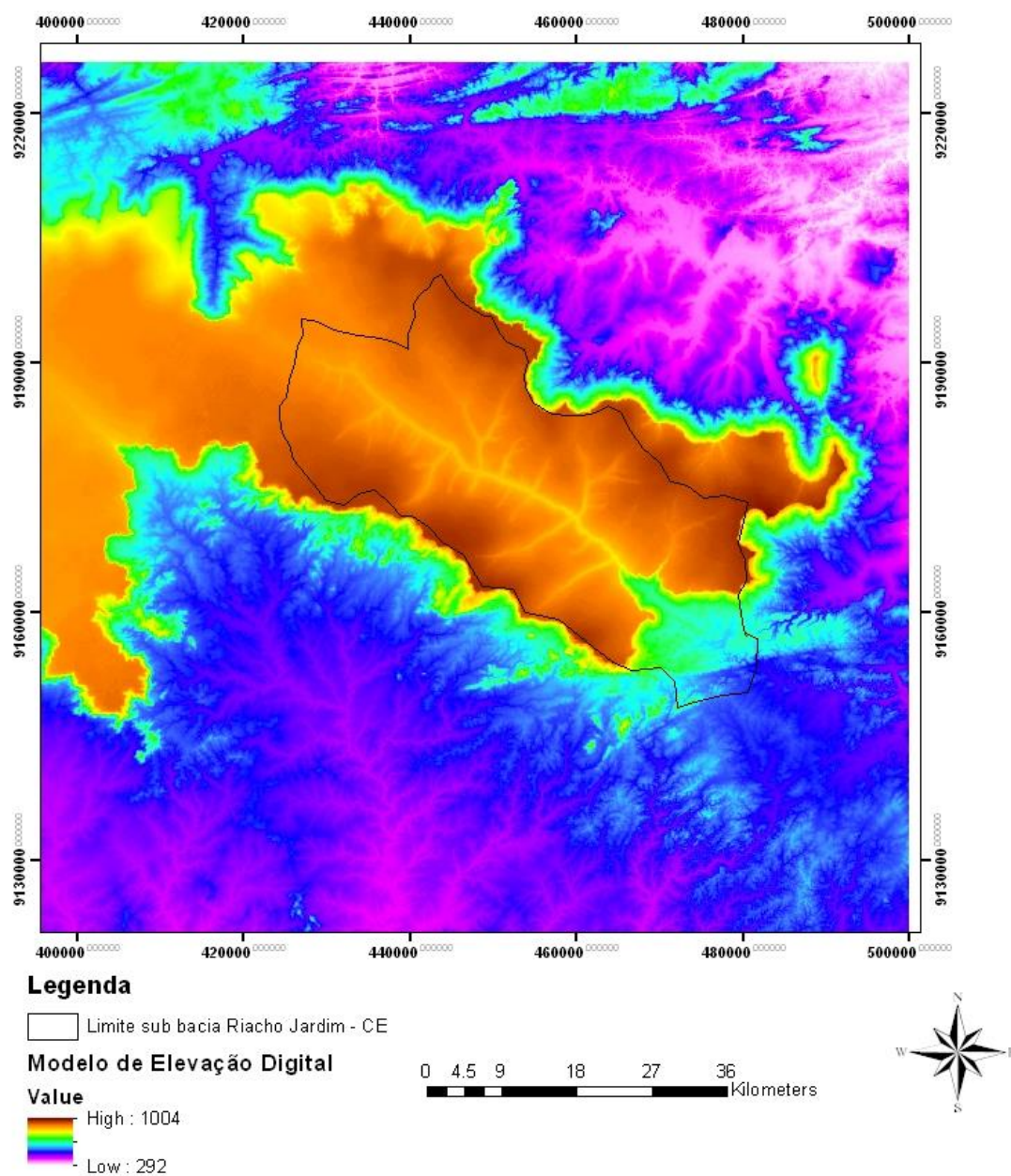


Figura 4. Modelo Digital de Elevação para área de estudo.

A respeito da resolução espacial do SRTM ser de 30 m, as imagens gratuitas do SRTM foram reamostradas para uma resolução de 90 m, exceto para os EUA. Os dados do SRTM são referenciados ao elipsóide WGS 84. O modelo SRTM foi o resultado da parceria entre a NASA e a NGA (National Geospatial - Intelligence Agency), em projeto cujo objetivo era coletar dados de interferometria de radar visando a aquisição de modelos topográficos em detalhe para latitudes entre 56° S e 60° N. Todo processo contou também com o auxílio de dados topográficos de controle visando o refinamento e validação dos dados gerados (COSTA, 2008). Os dados de radar foram coletados em 11 dias de missão e posteriormente tratados segundo metodologia, descrita por Rabus *et al.* (2003).

5.5 Mapa de Uso do Solo

O mapa de uso e ocupação do solo foi obtido através da classificação de 02 (duas) imagens do satélite LANDSAT 5 TM dos anos 1992 e 2011. Realizou-se a classificação não supervisionada pelo método - Cluster: para a imagem do ano de 1992, datada do dia 24/08/1992 sendo que esta é uma técnica de classificação de imagens na qual os padrões de resposta espectral dominantes em uma imagem são extraídos, buscando-se a identificação dos diferentes agrupamentos de dados, onde o usuário não possui conhecimento da área *a priori*.

Para o ano de 2011 utilizou-se a classificação supervisionada da imagem que é baseada em um conjunto de amostras utilizadas para treinamento do classificador pelo o método da máxima verossimilhança. Portanto, há necessidade de observações de campo na data de passagem do satélite ou conhecimentos de fotointerpretação que permitam o reconhecimento dos padrões de uso da terra. É necessário que o operador tenha de preferência algum conhecimento da região onde foi registrada a imagem, por isso, realizou-se uma visita à área em estudo em 20/08/2011 para aquisição de áreas com diferentes tipos de uso e ocupação do solo. Nessa visita foram coletados 100 pontos georreferenciados para o treinamento do algoritmo de classificação.

Para a classificação das imagens utilizou-se o programa ENVI 5, a análise da mudança de uso e ocupação do solo foi realizada em um intervalo de 19 anos sendo possível avaliar as atividades desenvolvidas na área da bacia ao longo do tempo.

A atualização e locação das comunidades foram realizadas através de pontos adquiridos com um GPS de navegação (*Global Positioning System*), fabricante *Garmin*, onde foi possível observar as principais características do solo, geologia, geomorfologia e uso e cobertura vegetal.

5.6 Dados Gerais das Imagens de satélite

Para a realização do estudo foram obtidas oito imagens do LANDSAT 5 TM em dias de céu claro, na órbita 217/65 correspondente aos dias 24/08/1992, 02/11/1994, 12/08/1999, 01/08/2001, 15/10/2005, 21/09/2008, 27/11/2009, 29/08/2011, tendo seu horário de passagem ocorrido às 09 h e 30 min, horário local. As imagens são compostas por sete bandas espectrais, cujas características estão representadas na Tabela 2.

Tabela 2. Descrição das bandas do Mapeador Temático (TM) do Landsat 5, com os correspondentes intervalos de comprimentos de onda, coeficientes de calibração (radiância mínima – a e máxima – b) e irradiância solar espectral no topo da atmosfera ($k\lambda_i$)

Descrição dos canais	Comprimento de onda (μm)	Coeficientes de Calibração ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{st}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$)				$k\lambda_i$ (λ_i) ($\text{W m}^2 \mu\text{m}^{-1}$)
		a*	b*	a**	b**	
Banda 1	0,45 – 0,52	-1,5200	152,100	-1,5200	193,00	1957
Banda 2	0,53 – 0,61	-2,8400	296,810	-2,8400	365,00	1840
Banda 3	0,62 – 0,69	-1,1700	204,300	-1,1700	264,00	1551
Banda 4	0,78 – 0,90	-1,5100	206,200	-1,5100	221,00	1044
Banda 5	1,57 – 1,78	-0,3700	27,190	-0,3700	30,200	255,70
Banda 6	10,40 – 12,5	1,2378	15,303	1,2378	15,303	-
Banda 7	2,10 – 2,35	-0,1500	14,380	-0,1500	16,500	82,07

Fonte: Chander e Markhan (2003)

*Para imagens anteriores a 4 de maio de 2003;

**Para imagens posteriores a 5 de maio de 2003

A aquisição das imagens foi a partir do site de geração de imagens do INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais) em formato geotiff com projeção/datum WGS/1984. O satélite Landsat 5 possui uma resolução espacial de 30 x 30 metros exceto a banda 6, com 120x120 metros cobrindo cada pixel uma área de 900m², resolução temporal de 16 dias e radiométrica de oito bits.

Antes do processo de tratamento digital de imagens propriamente dito, foi realizado um pré-processamento, que consistiu no empilhamento das sete bandas, registro das imagens empregando a correção geométrica com polinomial de 1ª ordem através da utilização de uma imagem de referência ortorretificada obtida no site <http://www.landsat.org>. Em seguida foi feito o processo de recorte de acordo com o limite da bacia estudada.

Para manuseio e processos entre as bandas, recorte, classificação, realce e outras tarefas, fez-se necessário a utilização do software Erdas IMAGINE 11 por meio de seu módulo *model maker*, no Laboratório de Climatologia desde Satélites (www.nimbus.uv.es) do Departamento de Física de la tierra y Termodinámica, Facultad de Física, Universidad de Valencia/Espanha. O referido software é apropriado para este tipo de trabalho. Para suporte e base para alguns cálculos metodológicos no Erdas IMAGINE 11, fizeram-se necessários dados tabulares da plataforma de coleta de dados meteorológicos. Os dados climáticos utilizados neste trabalho em escala diária foram oriundos da Estação Climatológica da EMBRAPA Barbalha-CE, pertencente à rede de observações meteorológicas de superfície do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET).

Depois de disponibilizados todos os dados necessários, procederam-se às etapas computacionais para a obtenção dos componentes do Balanço de Energia que são apresentadas no fluxograma da Figura 5, empregando-se o algoritmo SEBAL.

5.7 Balanço de Energia e Evapotranspiração

Para se estimar os diferentes componentes do balanço de energia da superfície com imagens de satélites foi utilizado o algoritmo SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land), proposto por Bastiaanssen *et al.* (1998), sendo depois modificado por Allen *et al.* (2002).

As etapas computacionais para a obtenção dos componentes do Balanço de Energia são apresentadas no fluxograma da Figura 5, empregando-se o algoritmo SEBAL.

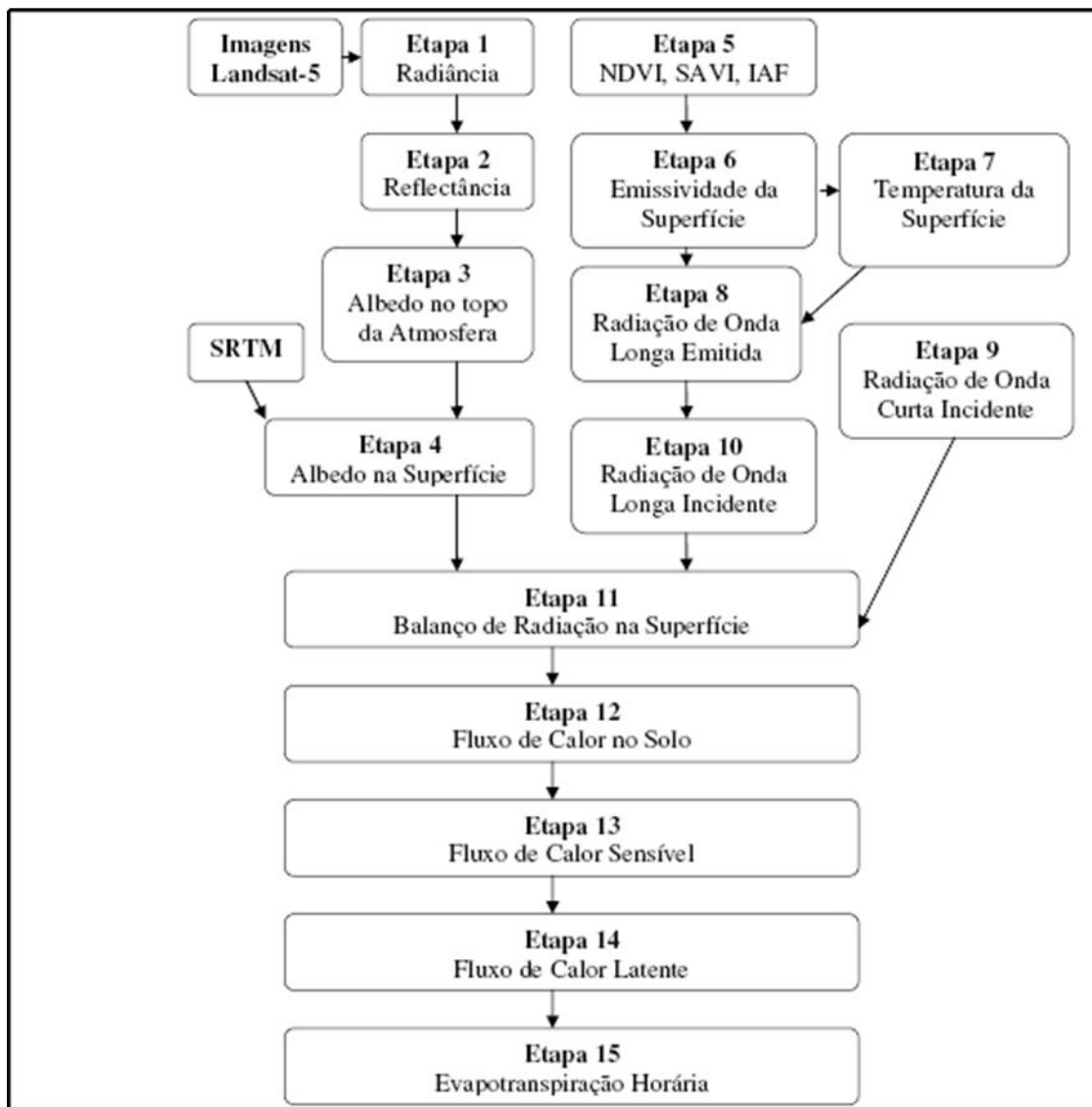


Figura 5. Fluxograma das etapas do processamento para obtenção do balanço de radiação na superfície.

Fonte: Moreira, (2007).

5.7.1 Etapa 1 – Calibração Radiométrica

Para o cálculo da radiância espectral de cada banda $L_{\lambda i}$, ou seja, efetivação da calibração radiométrica, em que o número digital (ND) de cada pixel da imagem

é convertido em radiância espectral monocromática, representando a energia solar refletida de cada pixel, por unidade de área, de tempo, de ângulo sólido e de comprimento de onda, medida ao nível do satélite TM Landsat 5, foi utilizada a equação proposta por Chander e Markhan (2003):

$$L_{\lambda i} = a_i + \frac{b_i - a_i}{255} \times ND \quad (1)$$

Em que: $L_{\lambda i}$ é a radiância espectral de cada banda ($\text{W m}^{-2} \text{st}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$); a_i o coeficiente de calibração (radiância mínima) de cada banda ($\text{W m}^{-2} \text{st}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$); b_i o coeficiente de calibração (radiância máxima) de cada banda ($\text{W m}^{-2} \text{st}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$); i são as bandas (1, 2, ..., 7) do Landsat 5 e ND é o número digital de cada pixel na imagem. Os coeficientes de calibração para o sensor do TM – Landsat 5 são fornecidos por Chander e Markhan (2003) Tabela 2.

5.7.2 Etapa 2 – Reflectância

O cálculo da reflectância monocromática de cada banda $\rho_{\lambda i}$, definida como sendo a razão entre o fluxo de radiação solar refletido pela superfície e o fluxo de radiação global incidente, foi obtida segundo a equação (ALLEN *et al.*, 2002):

$$\rho_{\lambda i} = \frac{\pi \cdot L_{\lambda i}}{k_{\lambda i} \cdot \cos Z \cdot d_r} \quad (2)$$

Em que: $L_{\lambda i}$ é a radiância espectral de cada banda; $k_{\lambda i}$ é a irradiância solar espectral de cada banda no topo da atmosfera ($\text{Wm}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$, Tabela 5); Z é o ângulo zenital solar (obtido por meio do cabeçalho das imagens adquiridas, e depende da órbita/ponto e da época do ano) e d_r é o quadrado da razão entre a distância média Terra-Sol e a distância Terra-Sol em dado dia do ano.

O parâmetro d_r é determinado, segundo Tasumi (2003), pela seguinte equação:

$$d_r = 1 + 0,033 \cos\left(DJ \frac{2\pi}{365}\right) \quad (3)$$

Onde: DJ–Dia Juliano do ano das imagens de satélite cujos valores correspondentes ao dia da geração das imagens, bem como o d_r e o $\cos Z$.

5.7.3 Etapa 3 – Albedo planetário

O cálculo do albedo planetário α_{toa} , isto é, o albedo não ajustado à transmissividade atmosférica, foi obtido pela combinação linear das reflectâncias monocromáticas dos canais reflectivos do TM – Landsat 5 (SILVA *et al.*, 2005):

$$\alpha_{toa} = 0,293\rho_1 + 0,274\rho_2 + 0,233\rho_3 + 0,157\rho_4 + 0,033\rho_5 + 0,011\rho_7 \quad (4)$$

Em que: ρ_1 ; ρ_2 ; ρ_3 ; ρ_4 ; ρ_5 e ρ_7 são as reflectâncias monocromáticas das bandas 1; 2; 3; 4; 5 e 7, respectivamente.

5.7.4 Etapa 4 – Albedo de Superfície

Um elemento de grande importância na determinação do balanço de radiação é o albedo da superfície ou poder refletor da superfície, que é definido como o coeficiente de reflexão da superfície para a radiação de onda curta. Como citado por Meirelles (2007), a atmosfera terrestre produz interferência na radiação solar e na radiação refletida; portanto, o albedo calculado no topo da atmosfera carece de correções devidas aos processos de absorção e espalhamento. O cálculo do albedo de superfície ou albedo corrigido para os efeitos atmosféricos (α) foi obtido pela equação (SILVA *et al.*, 2005).

$$\alpha = \frac{\alpha_{toa} - \alpha_p}{\tau_{sw}^2} \quad (5)$$

Onde: α_{toa} albedo no topo da atmosfera; α_p é a radiação solar refletida pela atmosfera que varia de 0,025 a 0,04, mas para o SEBAL é recomendado usar 0,03 segundo Bastiaanssen (2000); τ_{sw} é a transmissividade atmosférica.

A transmissividade atmosférica para onda curta representa a fração da radiação solar incidente que é transmitida pela atmosfera, incluindo os efeitos de absorção e reflexão que ocorrem na atmosfera, tanto para a radiação direta como para difusa. A potência 2 encontrada na transmitância deve-se ao fato do duplo caminho percorrido pelo feixe de radiação, sendo um na direção da superfície e o outro na direção do sensor (NICÁCIO, 2008).

$$\tau_{sw} = 0,75 + 2 \times 10^{-5} z \quad (6)$$

Em que: z é a altitude de cada pixel (m). Em estudos em que as áreas possuem inclinação considerável, como nesse estudo, o ângulo de incidência da radiação solar depende da inclinação da superfície e do seu aspecto, isto é, do azimuth da normal da superfície. Nesses casos, se faz necessário obter, para a área de estudo, o Modelo de Elevação Digital do terreno, em geral mais conhecido como o DEM (Figura 4).

5.7.5 Etapa 5 – Índices de Vegetação (NDVI, SAVI e IAF)

O Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (Normalized Difference Vegetation Index – NDVI) é um indicador sensível da quantidade e condição da vegetação verde. Seus valores variam de -1 a $+1$. Em superfícies com alguma vegetação, o NDVI varia de 0 (quase sem vegetação) a 1 (totalmente ou em sua maior parte vegetada). Para água e nuvens, o NDVI é menor que zero. O valor do NDVI é obtido por meio da razão entre a

diferença da reflectância do infravermelho próximo (ρ_4) e a do vermelho (ρ_3), normalizada pela soma de ambas (ALLEN *et al.*, 2002), ou seja:

$$NDVI = \frac{\rho_4 - \rho_3}{\rho_4 + \rho_3} \quad (7)$$

Em que: ρ_4 , ρ_3 correspondem, respectivamente, as reflectâncias das bandas 4 e 3 do sensor TM Landsat 5.

O SAVI (Soil Adjusted Vegetation Index) é um índice de vegetação que visa amenizar os efeitos do solo no NDVI, sendo obtido conforme a equação abaixo para o TM – Landsat 5:

$$SAVI = \frac{(1 + L) \times (\rho_4 - \rho_3)}{(L + \rho_4 + \rho_3)} \quad (8)$$

Onde: L é um fator de ajuste ao solo e que neste estudo foi considerado como sendo igual a 0,1. Nicácio (2008) afirmou que não existe para a região de Petrolina-PE diferenças nos fluxos de superfície apenas com a modificação de L e o padrão espacial das variáveis de saída no SEBAL é o mesmo tanto para 0,1 como 0,5.

O Índice de Área Foliar (IAF), definido pela razão entre a área foliar de toda a vegetação por unidade de área utilizada por essa vegetação, indicando a biomassa de cada pixel da imagem, é calculado pela seguinte equação empírica obtida por Allen *et al.* (2002):

$$IAF = - \frac{Ln\left(\frac{0,69 - SAVI}{0,59}\right)}{0,91} \quad (9)$$

5.7.6 Etapa 6 – Emissividades

Na etapa seguinte, calcula-se a emissividade da superfície, que é a razão entre a energia irradiada por um objeto ou superfície a uma dada temperatura e a energia irradiada por um corpo negro à mesma temperatura. No SEBAL, de acordo com Allen *et al.* (2002), as emissividades ε_{NB} e ε_0 podem ser obtidas, para $NDVI > 0$ e $IAF < 3$, segundo:

$$\varepsilon_{NB} = 0,97 + 0,00331 \times IAF \quad (10)$$

$$\varepsilon_0 = 0,95 + 0,01 \times IAF \quad (11)$$

Para pixels com $IAF \geq 3$, $\varepsilon_{NB} = \varepsilon_0 = 0,98$. Para corpos de água ($NDVI < 0$) tem-se $\varepsilon_{NB} = 0,99$ e $\varepsilon_0 = 0,985$, conforme Allen *et al.* (2002).

5.7.7 Etapa 7 – Temperatura da Superfície

A temperatura na superfície terrestre (T_s) é um elemento de grande valor nos processos físicos à superfície terrestre, em escala regional e global, relacionados ao balanço de energia, evaporação, transpiração da vegetação, desertificação e pode ser utilizada como indicador de degradação terrestre e de mudança climática (ARAÚJO, 2006), como também indispensável para o cálculo da radiação de onda longa emitida. A temperatura da superfície (T_s) é obtida com base na radiância espectral da banda termal ($L_{\lambda 6}$) e emissividade (ε_{NB}), obtida na etapa anterior, por meio da expressão abaixo em Kelvin ($^{\circ} K$):

$$T_s = \frac{K_2}{Ln\left(\frac{\varepsilon_{NB} K_1}{L_{\lambda 6}} + 1\right)} \quad (12)$$

Em que: $K_1 = 607,76 \text{ Wm}^{-2}\text{sr}^{-1} \mu \text{ m}^{-1}$ e $K_2 = 1260,56 \text{ Wm}^{-2}\text{sr}^{-1} \mu \text{ m}^{-1}$ são as constantes de calibração da banda termal do sensor TM Landsat 5 (ALLEN *et al.*, 2002).

5.7.8 Etapa 8 – Radiação de Onda Longa Emitida ($R_{L\uparrow}$)

A radiação de onda longa emitida pela superfície $R_{L\uparrow}$ (W m^{-2}) é obtida através da equação de Stefan-Boltzmann:

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_o \cdot \sigma \cdot T_s^4 \quad (13)$$

Onde: ε_o é a emissividade de cada pixel; σ a constante de Stefan-Boltzman ($5,67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^{-4}$); T_s é a temperatura da superfície (graus Kelvin ° K).

5.7.9 Etapa 9 – Radiação de Onda Curta Incidente ($R_{S\downarrow}$)

A radiação de onda curta incidente $R_{S\downarrow}$ (W m^{-2}) foi calculada para cada pixel, de acordo com Allen *et al.* (2002):

$$R_{S\downarrow} = S \cdot \cos Z \cdot d_r \cdot \tau_{sw} \quad (14)$$

Onde: S é a constante solar (1367 W m^{-2}), Z é ângulo zenital solar, d_r é o inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol e τ_{sw} é a transmissividade atmosférica, obtida com modelo digital de elevação do SRTM.

5.7.10 Etapa 10 – Radiação de Onda Longa Incidente ($R_{L\downarrow}$)

O valor da radiação de onda longa incidente $R_{L\downarrow}$ (W m^{-2}) pode ser obtido através da equação de Stefan-Boltzman, conforme a expressão:

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \cdot \sigma \cdot T_F^4 \quad (15)$$

Onde: ε_a é a emissividade atmosférica obtida, por $\varepsilon_a = 0,85(-\ln(\tau_{sw}))^{0,09}$; σ é a constante de Stefan-Boltzman ($5,67 \times 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}\text{K}^{-4}$) e T_F (K) é a temperatura da superfície no pixel frio, conforme Allen *et al.* (2002) e Tasumi (2003). A temperatura do ar próximo a superfície é considerada igual à temperatura da superfície no pixel frio, uma vez que, nesse pixel, o calor sensível é também considerado nulo.

5.7.11 Etapa 11 – Saldo de Radiação

Após o cálculo dos componentes do saldo de radiação, ou seja, da determinação da radiação incidente, emitida e refletida tanto para as ondas curtas como longas, é possível estimar o saldo de radiação à superfície (R_n) definido como a energia radiativa disponível à superfície, que é o pivô de muitos processos físicos e biológicos. O saldo de radiação à superfície é obtido utilizando a equação de balanço de radiação à superfície (ALLEN *et al.*, 2002; SILVA *et al.*, 2005).

$$R_n = (1 - \alpha)R_{s\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_o)R_{L\downarrow} \quad (16)$$

Onde: $R_{s\downarrow}$ é a radiação de onda curta incidente, α é o albedo corrigido de cada pixel, $R_{L\downarrow}$ é a radiação de onda longa emitida pela atmosfera na direção de cada pixel, $R_{L\uparrow}$ é a radiação de onda longa emitida por cada pixel e ε_o é a emissividade de cada pixel.

5.7.12 Etapa 12 – Fluxo de calor no solo (G)

O fluxo de calor no solo G (W m^{-2}) é obtido segundo a equação empírica desenvolvida por Bastiaanssen (2000):

$$G = \left[\frac{T_s}{\alpha} (0,0038\alpha + 0,0074\alpha^2) (1 - 0,98NDVI^4) \right] R_n \quad (17)$$

Onde: T_s é a temperatura da superfície ($^{\circ}\text{C}$); α o albedo corrigido do pixel; NDVI o Índice de Vegetação por Diferença Normalizada e R_n o Saldo de Radiação.

De acordo com Allen *et al.* (2002), o fluxo de calor sobre massas de água corresponde a 0,5 R_n . Segundo a recomendação de Silva e Bezerra (2006), onde o fluxo de calor na superfície de massas de água é dado por 0,3 R_n , uma vez que o leito do São Francisco e o lago de Sobradinho apresentam características distintas das observadas na região de estudo de Allen *et al.* (2002). Contudo, Silva e Bezerra (2006) alertaram para a necessidade de um estudo específico que melhor caracterize os valores de G .

5.7.13 Etapa 13 – Fluxo de Calor Sensível (H)

A etapa que requer maior cuidado na implementação do algoritmo SEBAL é o cálculo do fluxo de calor sensível (H), uma vez que são estabelecidas algumas hipóteses para a obtenção dessa variável. Nicácio (2008) comentou que uma das principais hipóteses é considerar que tem-se uma relação linear entre a diferença de temperatura do ar e a temperatura da superfície, que, por sua vez, está diretamente relacionada à escolha dos pixels âncoras. A escolha dos pixels âncoras deve ser feita de maneira cuidadosa, já que representarão as condições extremas de temperatura e de umidade na área de interesse. A estimativa de H é feita com base na velocidade do vento, que juntamente com outras variáveis possibilita o cômputo da resistência aerodinâmica ao transporte de calor sensível, além da

temperatura da superfície usando uma calibração interna da diferença da temperatura entre dois níveis próximos à superfície (BASTIAANSSEN *et al.*, 1998; ALLEN *et al.*, 2002).

$$H = \frac{\rho \cdot c_p \cdot dT}{r_{ah}} \quad (18)$$

Em que: ρ é a massa específica do ar úmido ($1,15 \text{ kgm}^{-3}$), c_p é o calor específico do ar ($1005 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$), dT é a diferença de temperatura próximo à superfície ($^{\circ}\text{K}$) e r_{ah} é a resistência aerodinâmica ao transporte de calor (sm^{-1}).

A priori, a resistência aerodinâmica e a diferença de temperatura são desconhecidas, uma vez que não se dispõem de informações de velocidade do vento e de temperatura do ar em todos os pixels da imagem. Por essa razão, o algoritmo SEBAL assume algumas considerações para o cálculo do calor sensível que são baseadas na determinação dos pixels âncoras (NICÁCIO, 2008). Os tópicos, a seguir, ilustram os procedimentos para a obtenção da diferença de temperatura e resistência aerodinâmica.

Primeiramente, é preciso computar o coeficiente de rugosidade (z_{om}) e a velocidade de fricção (u^*) na estação meteorológica. O coeficiente de rugosidade local z_{om} (m), pode ser obtido através da equação sugerida por Allen *et al.* (2002). Esse coeficiente é uma função da altura média da vegetação (h) na estação meteorológica. O valor de z_{om} depende fundamentalmente da natureza da superfície. Quanto mais irregular e rugosa a superfície, maior será esse coeficiente.

$$z_{om} = 0,12h \quad (19)$$

Onde: h é a altura da vegetação na da estação meteorológica.

Posteriormente, a velocidade de fricção u^* (ms^{-1}) é calculada pelo perfil logarítmico do vento para a condição de estabilidade neutra (BASTIAANSSEN *et al.*, 1998; ALLEN *et al.*, 2002):

$$u_* = \frac{k \cdot u_x}{\ln\left(\frac{z_x}{z_{om}}\right)} \quad (20)$$

Onde: k é a constante de Von Karman (0,41); u_x a velocidade do vento (ms^{-1}) medida na estação meteorológica; z_x a altura em que foi tomado o valor da velocidade do vento e z_{om} o coeficiente de rugosidade local.

Com as informações de z_{om} e u_* é possível estimar a velocidade do vento a uma altura (z) de 100 m (u_{100} , m s^{-1}), chamada de “blendingheight” (altura de mistura), onde se assume que os efeitos da rugosidade da superfície são desprezíveis:

$$u_{100} = u_* \frac{\ln\left(\frac{100}{z_{om}}\right)}{k} \quad (21)$$

Em que: u_* é a velocidade de fricção na estação meteorológica (m s^{-1}); z_{om} é o comprimento da rugosidade no pixel da estação meteorológica.

Considerando que a 100 m a velocidade do vento deixaria de ser afetada pela rugosidade da superfície, considera-se que u_{100} é constante para toda a imagem. Calcula-se, então, a velocidade de fricção para todos os pixels, através da equação:

$$u_* = \frac{k \cdot u_{100}}{\ln\left(\frac{100}{z_{om}}\right)} \quad (22)$$

Em que: z_{om} em cada pixel é obtido em função do SAVI, segundo a equação desenvolvida por Bastiaanssen (2000):

$$z_{om} = \exp(-5,809 + 5,62.SAVI) \quad (23)$$

A resistência aerodinâmica ao transporte de calor r_{ah} (sm^{-1}), ainda considerando a estabilidade neutra da atmosfera, pode ser computada inicialmente, para cada pixel, através da seguinte expressão:

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{k.u_*} \quad (24)$$

Onde: z_1 e z_2 são as alturas, medidas em metros acima da superfície, as quais foram consideradas neste estudo como sendo, $z_1 = 0,1$ m e $z_2 = 2,0$ m (BEZERRA *et al.*, 2008).

A diferença de temperatura próxima à superfície dT ($^{\circ}\text{C}$) para cada pixel foi dada pelo SEBAL, através de uma relação linear entre dT e T_s (temperatura da superfície), ou seja:

$$dT = a + bT_s \quad (25)$$

Onde: os coeficientes a e b são obtidos através dos pixels-âncora (quente e frio), conforme visto a seguir.

O pixel “frio” é usado no SEBAL para definir a quantidade de evapotranspiração que ocorre em uma área bem irrigada e completamente vegetada. Presume-se que nessa área a máxima quantia de energia disponível estava sendo consumida na evapotranspiração. O pixel “frio” é selecionado para representar uma região agricultável bem irrigada e de vegetação com excelente cobertura. Considerado que:

$$\lambda ET_{frio} = R_n - G \quad (26)$$

Isto é, toda a energia disponível é usada para evaporação ou evapotranspiração da água, então $H_{\text{frio}} = 0$ para o pixel frio (BASTIAANSEN, 2002).

O pixel “quente” é localizado em uma área seca ou em área onde se encontram campos sem vegetação (áreas já colhidas ou em preparo agrícola), considerando-se, assim, que não há evaporação ou evapotranspiração nessas áreas. Foram evitadas áreas impermeabilizadas (asfaltos), telhados e áreas extremamente quentes. Para o pixel “quente”, o fluxo de calor latente é nulo quente $\lambda ET = 0$ e o fluxo de calor sensível H_{quente} (W m^{-2}), é dado por:

$$H_{\text{quente}} = R_n - G = \frac{\rho \cdot c_p \cdot (a + bT_s)}{r_{ah}} \quad (27)$$

Onde: ρ é a massa específica do ar úmido ($1,15 \text{ kg m}^{-3}$); c_p o calor específico do ar ($1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$); a , b são constantes de calibração da diferença de temperatura; T_s a temperatura da superfície ($^{\circ}\text{C}$) e r_{ah} é a resistência aerodinâmica ao transporte de calor sensível (sm^{-1}).

Logo tem-se um sistema com duas equações e duas incógnitas, o que possibilita o cálculo de a e b . Estes valores, em cada iteração, vão mudando até que se atinja valores constantes.

Os valores obtidos não representam adequadamente H de cada pixel e servem, tão somente, como valores iniciais de um processo iterativo e que nas etapas seguintes serão considerados, efetivamente, a condição de estabilidade atmosférica de cada pixel. Dessa forma, devido ao fato dos efeitos turbulentos tem-se um aquecimento da superfície e afetando as condições atmosféricas e a resistência aerodinâmica, aplica-se a teoria da similaridade de Monin-Obukhov. A obtenção do comprimento Monin-Obukhov (L) em metros, que é utilizado para identificar a condição de estabilidade da atmosfera sendo computada pela seguinte expressão:

$$L = - \frac{\rho \cdot c_p \cdot u_*^3 \cdot T_s}{g \cdot k \cdot H} \quad (28)$$

Em que: ρ é a massa específica do ar úmido ($1,15 \text{ kg m}^{-3}$), c_p é o calor específico do ar ($1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), u_* é a velocidade de fricção de cada pixel da imagem (m s^{-1}), T_s é a temperatura da superfície em Kelvin, g é a constante gravitacional ($9,81 \text{ m s}^{-2}$) e H é o fluxo de calor sensível (W m^{-2}).

Os valores de L definem as condições de estabilidade atmosférica, sendo:

I – se $L < 0 \rightarrow$ Atmosfera instável;

II – se $L > 0 \rightarrow$ Atmosfera estável;

III – se $L = 0 \rightarrow$ Atmosfera neutra.

Dependendo das condições de estabilidade, então, calculam-se os coeficientes de correção de estabilidade atmosférica para o transporte de calor e momentum, que são ϕ_m e ϕ_h , respectivamente. Estas variáveis irão auxiliar a correção da velocidade de fricção (u_*) e da resistência aerodinâmica ao transporte de calor (r_{ah}), continuando o processo iterativo. Para isto, utilizam-se das seguintes fórmulas (BASTIAANSEN, 1995, MORSE *et al.*, 2000; ALLEN *et al.*, 2002):

I – Se $L < 0$:

$$x_{(0,1m)} = \left(1 - 16 \frac{0,1}{L} \right)^{0,25} \quad (29)$$

$$x_{(2m)} = \left(1 - 16 \frac{2}{L} \right)^{0,25} \quad (30)$$

$$x_{(100m)} = \left(1 - 16 \frac{100}{L} \right)^{0,25} \quad (31)$$

$$\psi_{h(0,1m)} = 2 \ln \left(\frac{1 + x_{(0,1m)}^2}{2} \right) \quad (32)$$

$$\psi_{h(2m)} = 2 \ln \left(\frac{1 + x_{(2m)}^2}{2} \right) \quad (33)$$

$$\psi_{m(100m)} = 2 \ln \left(\frac{1 + x_{(100m)}}{2} \right) + \ln \left(\frac{1 + x_{(100m)}^2}{2} \right) - 2 \arctg(x_{(100m)}) + 0,5\pi \quad (34)$$

II – Se $L > 0$:

$$\psi_{h(0,1m)} = -5 \left(\frac{0,1}{L} \right) \quad (35)$$

$$\psi_{h(2m)} = -5 \left(\frac{2}{L} \right) \quad (36)$$

$$\psi_{m(100m)} = -5 \left(\frac{100}{L} \right) \quad (37)$$

III – Se $L = 0$: $\psi_m = 0$ e $\psi_h = 0$

Após esse procedimento, obtém-se o valor da velocidade de fricção corrigida pela seguinte equação:

$$u_* = \frac{k \cdot u_{100}}{\ln \left(\frac{100}{z_{om}} \right) - \psi_{m(100m)}} \quad (38)$$

Onde: u_{100} é a velocidade do vento a 100 m (ms^{-1}), k é a constante de Von Karman, z_{om} é o coeficiente de rugosidade de cada pixel (m) e $\psi_{m(100m)}$ é a correção da estabilidade para o transporte de momentum a 100 m.

De posse dos valores corrigidos de u_* , é computado o valor corrigido da resistência aerodinâmica ao transporte de calor r_{ah} (s m^{-1}) através da seguinte equação

(BASTIAANSSEN, 1995, MORSE *et al.*, 2000; ALLEN *et al.*, 2002; BEZERRA, 2006; MEIRELLES, 2007):

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right) - \psi_{h(z_2)} + \psi_{h(z_1)}}{k.u_*} \quad (39)$$

Onde: z_2 e z_1 valem 2 m e 0,1 m respectivamente e $\psi_{h(z_2)}$ e $\psi_{h(z_1)}$ são as correções devido as condições de estabilidade para o transporte de calor sensível a 2,0 m e 0,1 m, respectivamente.

Em seguida, retorna-se ao cálculo da função da diferença de temperatura (dT), repetindo-se os cálculos mencionados anteriormente até que se obtém a estabilidade nos valores sucessivos de dT e r_{ah} .

5.7.14 Etapa 14 – Fluxo de Calor Latente (λET)

O fluxo de calor latente é estimado como um termo residual do balanço de energia, conforme expresso na abaixo. Essa equação refere-se ao fluxo de calor latente para o momento da passagem do satélite (instantâneo):

$$\lambda ET = R_n - H - G \quad (40)$$

Em que: λET é o fluxo de calor latente ($W m^{-2}$); R_n é o saldo de radiação à superfície ($W m^{-2}$); G é o fluxo de calor no solo ($W m^{-2}$); H é o fluxo de calor sensível ($W m^{-2}$).

5.8 Evapotranspiração real horária

O fluxo de calor latente pode ser facilmente convertido em evapotranspiração real horária – ET_h (mm) integrando ao longo de uma hora (TASUMI, 2003;

ALLEN; TASUMI; TREZZA, 2007; NICÁCIO, 2008), O valor 3600 é a conversão de segundos para hora. Segundo a equação:

$$ET_h = 3600 \cdot \lambda ET / \lambda \quad (41)$$

Em que: λET é o fluxo de calor latente ($W m^{-2}$); λ é o calor latente de vaporização da água ($J \cdot kg^{-1}$), que representa a energia necessária para evaporar uma unidade de massa de água, dado pela equação (HARRISON, 1963):

$$\lambda = [2,501 - 0.00236(T_s - 273,16)]10^6 \quad (42)$$

Sendo T_s a temperatura da superfície ($^{\circ} K$).

5.9 Evapotranspiração real diária

Após o cálculo da evapotranspiração horária, é possível a obtenção da evapotranspiração real diária. O conceito de evapotranspiração real diária é relacionado à fração evaporativa, que é uma razão entre o fluxo de calor latente e a diferença entre o saldo de radiação e o fluxo de calor no solo, conforme expresso na equação (43). É considerada um indicador simples e direto das condições de umidade do solo (BASTIAANSSEN, 2000). Segundo Ahmade, Bastiaanssen (2003), os valores da fração evaporativa variam entre 0 e 1, sob condições não advectivas.

$$\Gamma = \frac{\lambda ET}{Rn - G} \quad (43)$$

Em que Γ é a fração evaporativa no instante da passagem do satélite.

Considerando que a fração evaporativa é constante durante o período diurno (BASTIAANSSEN, 2000), é possível calcular a evapotranspiração diária em função do saldo de radiação disponível à superfície durante um dia, conforme expresso na equação (44):

Para estimativa da evapotranspiração diária (mm d^{-1}), foi utilizada a equação conforme Bastiaanssen (2000).

$$ET_{diário} = 86400 \frac{\Gamma \cdot Rn_{diário}}{\lambda} \quad (44)$$

Em que, $ET_{diário}$ é a evapotranspiração real diária em cada pixel (mm.dia^{-1}); Γ é a fração evaporativa no instante da passagem do satélite [-]; $Rn_{diário}$ é o saldo de radiação integrado em 24 horas (BASTIAANSSEN *et al.*, 2005), em W.m^{-2} ; λ é o calor latente de vaporização (J. kg^{-1}).

$$Rn_{diário} = (1 - \alpha_{sup}) \cdot Rc_{24h} - 110 \cdot \tau d \quad (45)$$

Em que: α_{sup} é o albedo da superfície, Rc_{24h} é a média da radiância de ondas curtas incidentes à superfície, τd é a transmitância atmosférica, $Rn_{diário}$ é o saldo de radiação médio em 24 horas.

6 - RESULTADOS E DISCUSSÃO

6.1 Classificação de Uso da Terra

Na Figura 6 observa-se as classificações das imagens dos anos de 1992 e 2011 onde é possível notar a distribuição espacial das áreas que cada classe ocupa na região em estudo, lembrando que a sub-bacia do riacho Jardim-CE possui uma área total de 1398,73 Km².

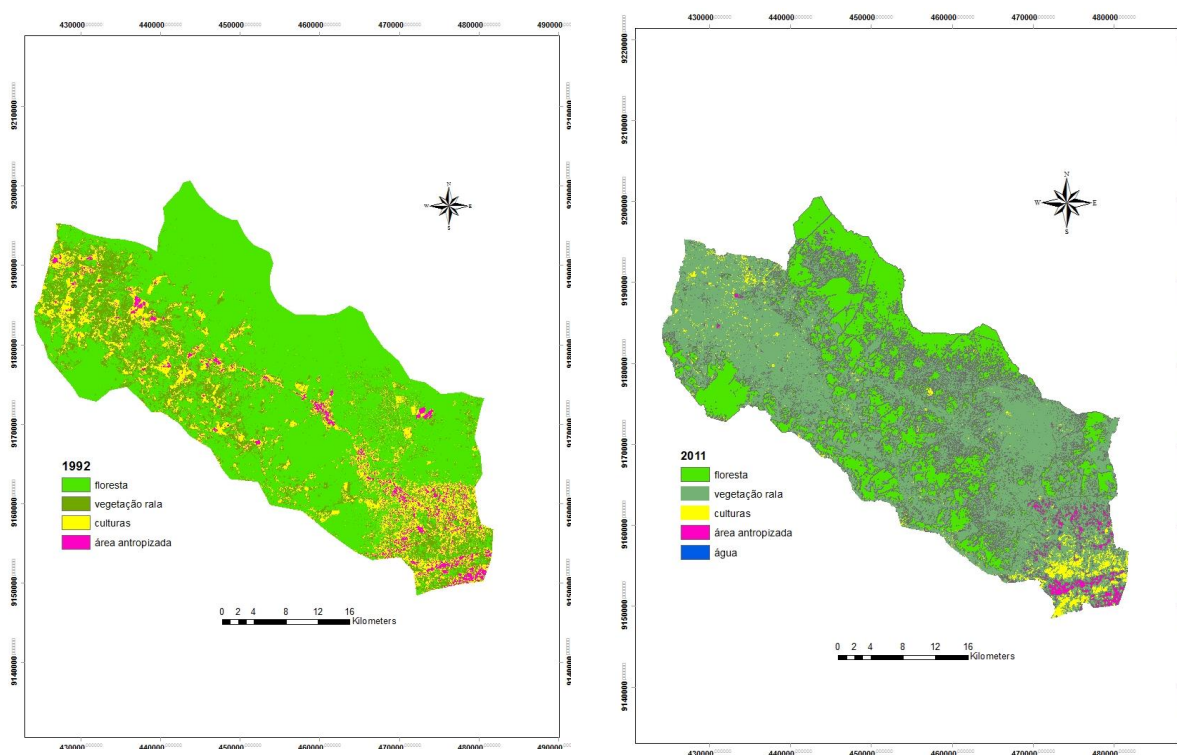


Figura 6. Mapa de classificação de uso da terra para os anos de 1992 e 2011 na Sub-Bacia do Riacho Jardim/CE.

Percebe-se na imagem do ano de 1992 que há o predomínio da classe denominada de floresta, ocupando aproximadamente $629,43 \text{ km}^2$, correspondendo a 45% do total da área. Nesta classe está inserida a vegetação herbácea arbustiva (porte baixo a médio) aberta à densa. Esta é a classe de maior vulnerabilidade à atuação antrópica (SOUSA, 2009).

Para o ano de 2011 predomina a classe denominada vegetação rala ocupando $768,04 \text{ km}^2$ correspondendo a 54,91%. Ao longo de 19 dezenove anos a vegetação nativa de floresta foi sendo substituída por vegetação rala. Nas tabelas 3 e 4 estão as distribuições das classes. No ano de 1992 a vegetação rala que é a representada pela caatinga, ocupou o que corresponde a 27% culturas 18% e antropizada 10%.

Tabela 3 Classes de uso da terra na sub-bacia do Riacho Jardim-CE, em 1992

Classes	Área (Km ²)	%
Floresta	629,43	45
Vegetação rala	377,66	27
Culturas	251,77	18
Área antropizada	139,87	10
TOTAL	1398,73	100%

Ainda de acordo com a Figura 6, tem-se que no ano de 1992 10% da área investigada foi classificada como antropizada. Estas regiões abrangem as áreas onde não há cobertura vegetal, como por exemplo: áreas desmatadas, estradas, aglomerados urbanos e área de expansão urbana, áreas de culturas abandonadas ou desestruturadas, bem como aquelas para uso da pecuária e solo exposto. Para o ano de 2011 esse valor caiu para apenas 3%, tal fato pode ser explicado devido a data de passagem do satélite, mesmo que as duas imagens sejam referentes ao período seco destaca-se que o regime pluviométrico interfere na obtenção de mapas temporais da cobertura da terra. Outro fator importante é que grande parte dessas áreas é utilizada para a pecuária, principalmente a criação de bovinos, havendo uma concentração expressiva destas classes na parte do município de Jardim-CE.

Tabela 4 Classes de uso da terra na sub-bacia do Riacho Jardim-CE, em 2011

Classes	Área (Km ²)	%
Floresta	559,49	40 %
Vegetação rala	768,04 km ²	54,91%
Culturas	27,98	2%
Antropizada	41,96	3%
Água	1,26	0,09 %
TOTAL	1398,73	100%

A classe água na imagem de 2011 apresentou um valor correspondente aproximadamente 0,09 % mostrando que na área em estudo os corpos hídricos superficiais

praticamente não existem, pois são representados por cisternas e por reservatórios tipo “barreiros impermeáveis” e os subterrâneos muito profundos (MENDONÇA, 2001). Esse tipo de classe não foi identificado na classificação realizada para o ano de 1992, por apresentar um número de pixels que não é representativo para compor uma classe. Como descrito por Benedetti (2006), o uso do sensoriamento remoto no mapeamento de uma determinada área propicia a realização de um inventário sistemático da superfície da terra, possibilitando a categorização dos diferentes usos em classes. Segundo Anderson *et al.* (2005), este mapeamento associado aos SIGs possibilita o conhecimento da evolução da dinâmica espacial do uso da terra com a produção de séries temporais de mapas para uma mesma área. A obtenção de mapas temporais da cobertura da terra e consequentemente um mapa multitemporal das mudanças permitiu identificar as tendências da dinâmica da paisagem na área da sub-bacia do Riacho Jardim-CE.

6.2 Albedo da Superfície

A distribuição espacial do albedo durante os oito anos de estudo está presente na Figura 7. O albedo varia conforme as características físico-químicas das superfícies e com o ângulo zenital. Outro fator que pode promover variações do albedo são as atividades humanas, tais como desflorestamento, agricultura e urbanização.

Analisando as cenas percebe-se que, para os anos de 1994, 2005, 2009 e 2011 a maioria dos valores de albedo variou entre 0,10 a 0,15, localizados na área correspondente a floresta. Moreira (2007) ao estudar a estimativa da evapotranspiração horária em áreas irrigadas encontrou valores em um intervalo de 0,06 a 0,14 em área de reserva florestal que passa a maior parte do ano verde. Loescher *et al.* (2005), em estudo de evapotranspiração e dinâmica da energia em regiões úmidas de floresta tropical na Costa Rica, encontraram valores de albedo entre 0,12 a 0,14. Os referidos autores atribuíram estes valores baixos a grande quantidade de água existente no solo. Nicácio (2008) encontrou valores de albedo variando entre 0,09 e 0,13 em regiões de savana estépica densa na margem direita do rio São Francisco. De acordo com Shuttleworth (1993) os valores de albedo para solo aberto, podem variar de 0,10 (solo úmido) a 0,35 (solo seco).

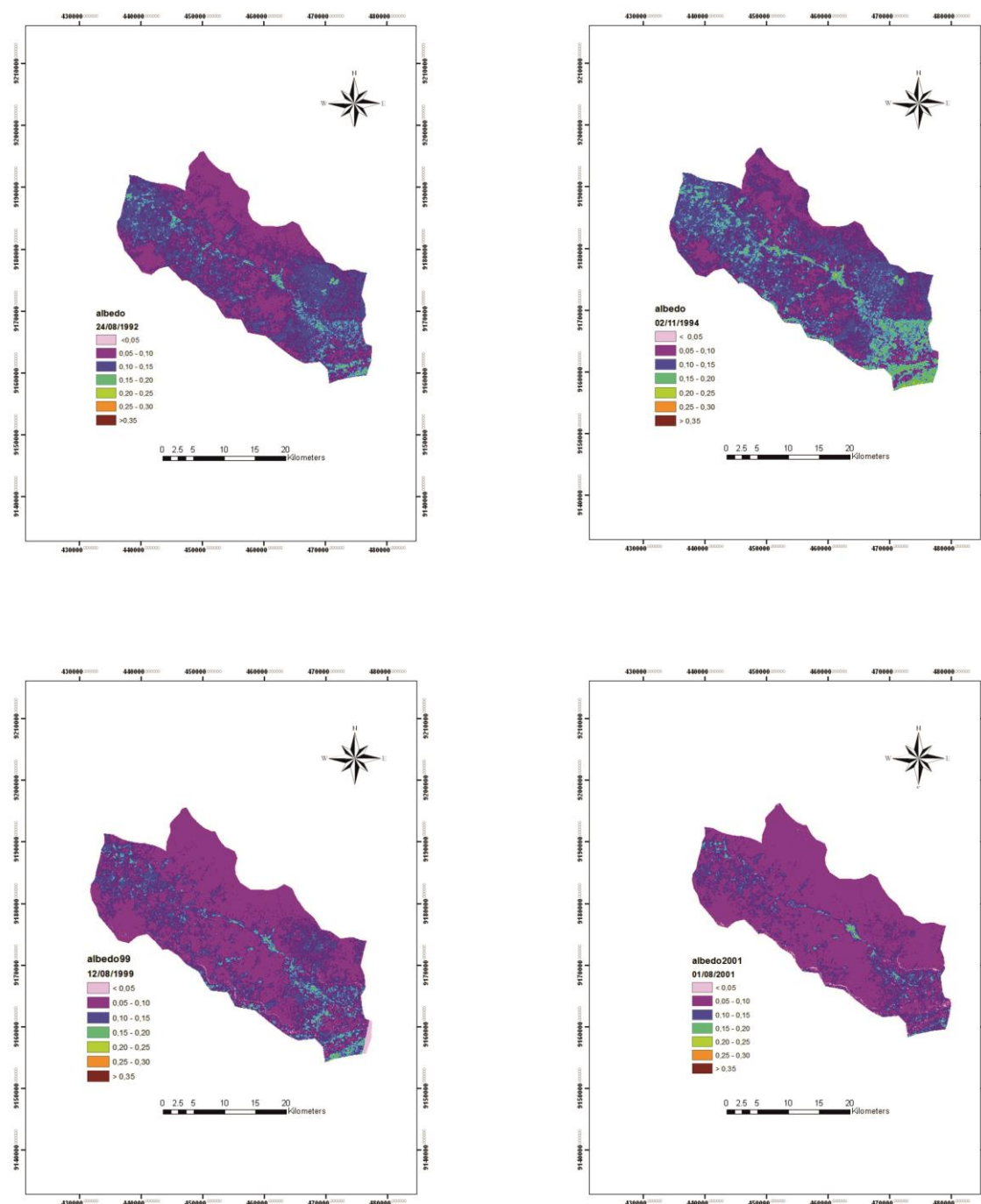


Figura 7A. Mapas de albedo da superfície na Sub-Bacia do Riacho Jardim/CE nos anos de 1992, 1994, 1999 e 2001.

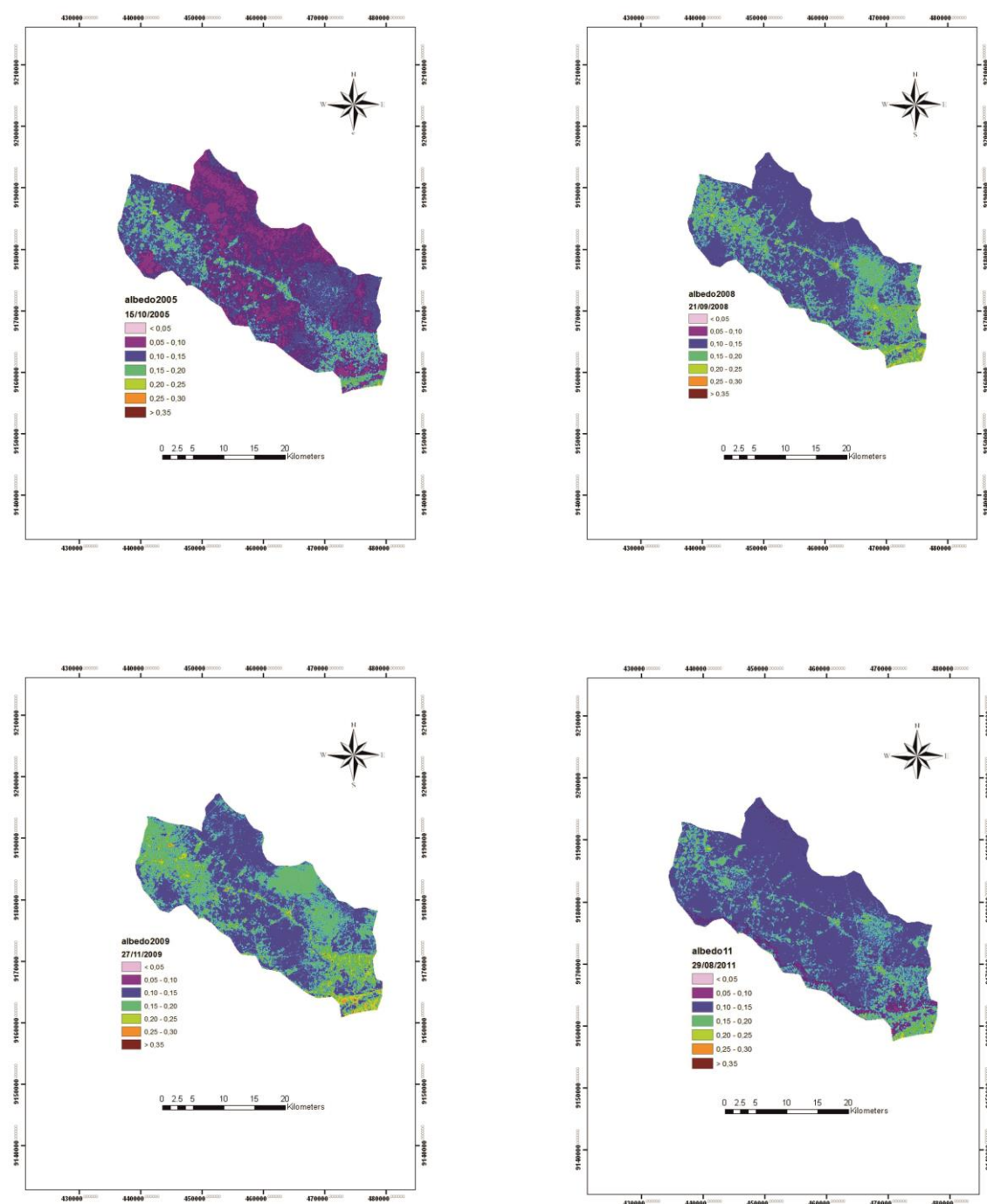


Figura 7B. Mapas de albedo da superfície na Sub-Bacia do Riacho Jardim/CE nos anos de 2005, 2008, 2009 e 2011.

Para os anos de 1992, 1999 e 2001 os valores de albedo ficaram concentrados em torno de 0,05 a 0,10, esses valores são associados geralmente a presença de corpos hídricos, como em um estudo realizado por Silva *et al.* (2005) onde os corpos de água, tais como o reservatório de Sobradinho e pequenos açudes nas circunvizinhanças do perímetro irrigado Nilo Coelho, apresentaram valores de α_{sup} entre 0,09 e 0,12.

Arraes (2010) ao estudar a dinâmica do balanço de energia na bacia hidráulica do açude Orós e suas adjacências encontrou valores de albedo na classe de 0,07 a 0,10, os valores encontrados nessa pesquisa podem estar associados a precipitação pois como mencionado anteriormente na bacia do Riacho Jardim praticamente não há corpos hídricos superficiais, De acordo com Allen *et al.* (2002), dependendo do ângulo de elevação do sol, a água pode apresentar albedo entre 0,25 a 0,38.

Um estudo realizado por Souza Filho *et al.* (2006), numa região de floresta no nordeste da Amazônia, mostrou que o albedo da superfície, em períodos mais chuvosos (406 mm/período), é inferior ao observado durante períodos menos chuvosos (52 mm/período); adicionalmente, constataram que, durante períodos menos chuvosos, o comportamento diário do albedo acompanha a variação da elevação solar, já nos períodos chuvosos, o albedo não responde bem à elevação solar e tem uma amplitude menos acentuada que a observada durante épocas menos chuvosas.

O albedo da superfície do solo exerce um controle na quantidade de energia de onda curta absorvida pela superfície da terra, e, conseqüentemente, passa a ser um importante modulador do balanço de radiação na superfície. O ano de 2008 foi o que apresentou maior valor percentual na classe 0,15 a 0,20. Tasumi (2003) e Shuttleworth (1993) sugeriram valores de albedo variando entre 0,15 a 0,20 para culturas como cana-de-açúcar, 0,20 a 0,26 para culturas de cereais (exemplo trigo) e culturas baixas como beterraba. Na área em estudo as culturas presentes são culturas anuais como milho e feijão, que se encontram presente em algumas áreas apresentando os valores de albedo mencionado.

As regiões de cidade apresentaram valores entre 0,20 e 0,25. Os valores de albedo da superfície mais elevados, especialmente na faixa de 0,25 a 0,30, foram encontrados para regiões de solo aberto. Esses valores de albedo observados para área de solo aberto são condizentes ao encontrados na literatura.

Boegh *et al.* (2002) obtiveram, em estudo na Dinamarca, com imagens TM/Landsat-5, em áreas de vegetação densa, valor de 0,18. Querino *et al.* (2006) citam ainda que existe grande variação nos valores de albedo de florestas entre o período seco e o chuvoso, os autores mencionam que as mudanças de coloração por parte dos vegetais, que se tornam mais verdes no período chuvoso, e ainda o solo mais escuro devido à presença da umidade, são fatores condicionantes nas mudanças no albedo.

Iziomons e Mayer (2002), que avaliando o comportamento do albedo em áreas de pastagens no sudoeste da Alemanha, entre 1991 e 1996, constataram acentuada variabilidade no período estudado, com valores situados entre 0,22 a 0,36. A variabilidade de albedo em pasto é comum nessa região, considerando que o volume e a distribuição das chuvas são bem irregulares, deixando o desenvolvimento e cobertura do solo comprometido.

6.3 NDVI

A distribuição espacial do NDVI sobre a área de estudo nas diferentes imagens analisadas está presente na Figura 8.

O NDVI quando avaliado de forma sazonal e em longo prazo, é um importante indicador de desertificação e redução da biomassa. Observa-se para a região da Chapada do Araripe que os valores variaram de 0.56 a 1.00 na área de Floresta onde há vegetação mais densa pertencente à reserva florestal, estando presente também no topo da chapada, na vegetação semi-densa e nas proximidades da reserva. O NDVI oscilou entre 0,51 a 0,65 estando presente em grande parte do espaço estudado. Esses resultados foram semelhantes aos de Brandão *et al.* (2007), que estudaram o NDVI da mesma área aplicando imagens de 2005 e obtiveram os seguintes resultados para vegetação: Vegetação Densa (Chapada) com NDVI de 0,718, Vegetação Semi-densa que apresentou NDVI de 0,452, Vegetação Nativa com NDVI 0,272 e Vegetação Rala apresentando NDVI de 0,177.

Na área classificada como vegetação rala o NDVI variou de 0,27 a 0,47 em áreas consideradas como de caatinga densa. Os valores entre 0,0 a 0,21 estão dentro do intervalo de classe característica de áreas com vegetação rala ou sem vegetação, muito característica em regiões semiáridas. Essa magnitude de NDVI apenas é encontrada para os meses com ausência completa de precipitação, conforme averiguações de Barbosa *et al.*

(2006), em análise sobre o NDVI empregando técnicas de sensoriamento remoto na região Nordeste do Brasil. De acordo com Nicácio (2008) os valores de NDVI próximos a 0,15 representam solo nu. Segundo Huete e Tucker (1991), os valores do NDVI para solo exposto estão geralmente entre 0,05 e 0,30, porém, devido a grande variabilidade das propriedades ópticas do solo, os mesmos autores citam que não se pode definir uma faixa rigorosa de valores de NDVI para solos com pouco ou nenhuma cobertura vegetal.

A influência do regime pluviométrico nos valores de NDVI não foi tão relevante nesse estudo quando se compara todos os anos talvez pelo fato de ter sido considerado apenas as médias anuais, porém nos anos de 2001 e 2005 esse fator influenciou nos resultados de NDVI, pois como pode-se notar esses anos apresentaram visualmente uma área representativa de valores na faixa de 0,30 e de acordo com Gurgel *et al.* (2003), valores de NDVI menores que 0,30 é um indicativo de áreas secas com baixas precipitações anuais. Fato esse confirmando neste estudo.

Os valores negativos do NDVI estão associados a nuvens, água ou neve, esses alvos refletem mais intensamente no canal do vermelho quando comparados com a refletividade no canal do infravermelho próximo, por isso, apresentam valores negativos. Outro ponto a ser considerado é o fato das imagens estudadas, embora representativas do início da estação seca, sejam de meses distintos a partir de agosto.

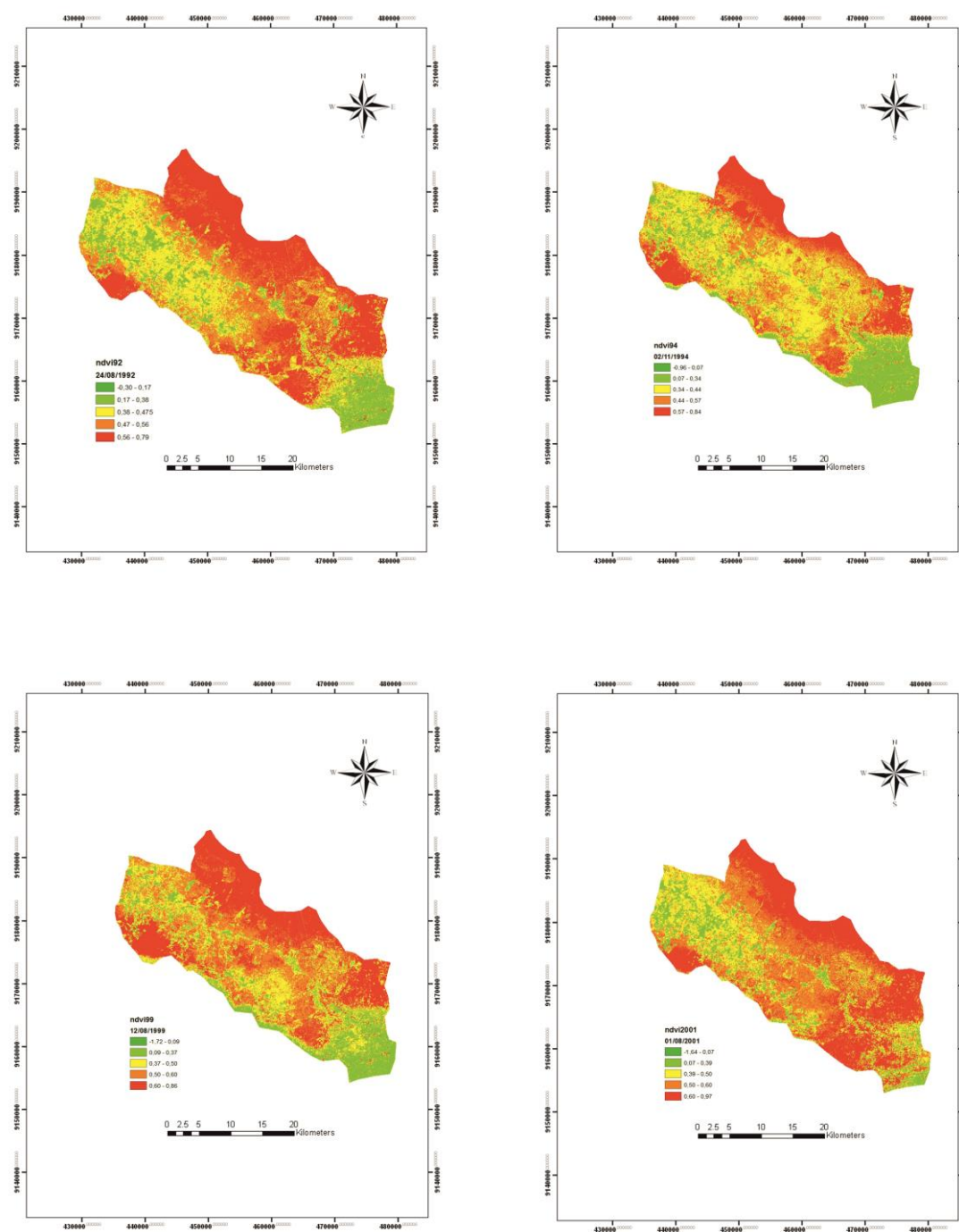


Figura 8A. Mapas de NDVI na Sub-Bacia do Riacho Jardim/CE nos anos de 1992, 1994, 1999 e 2001.

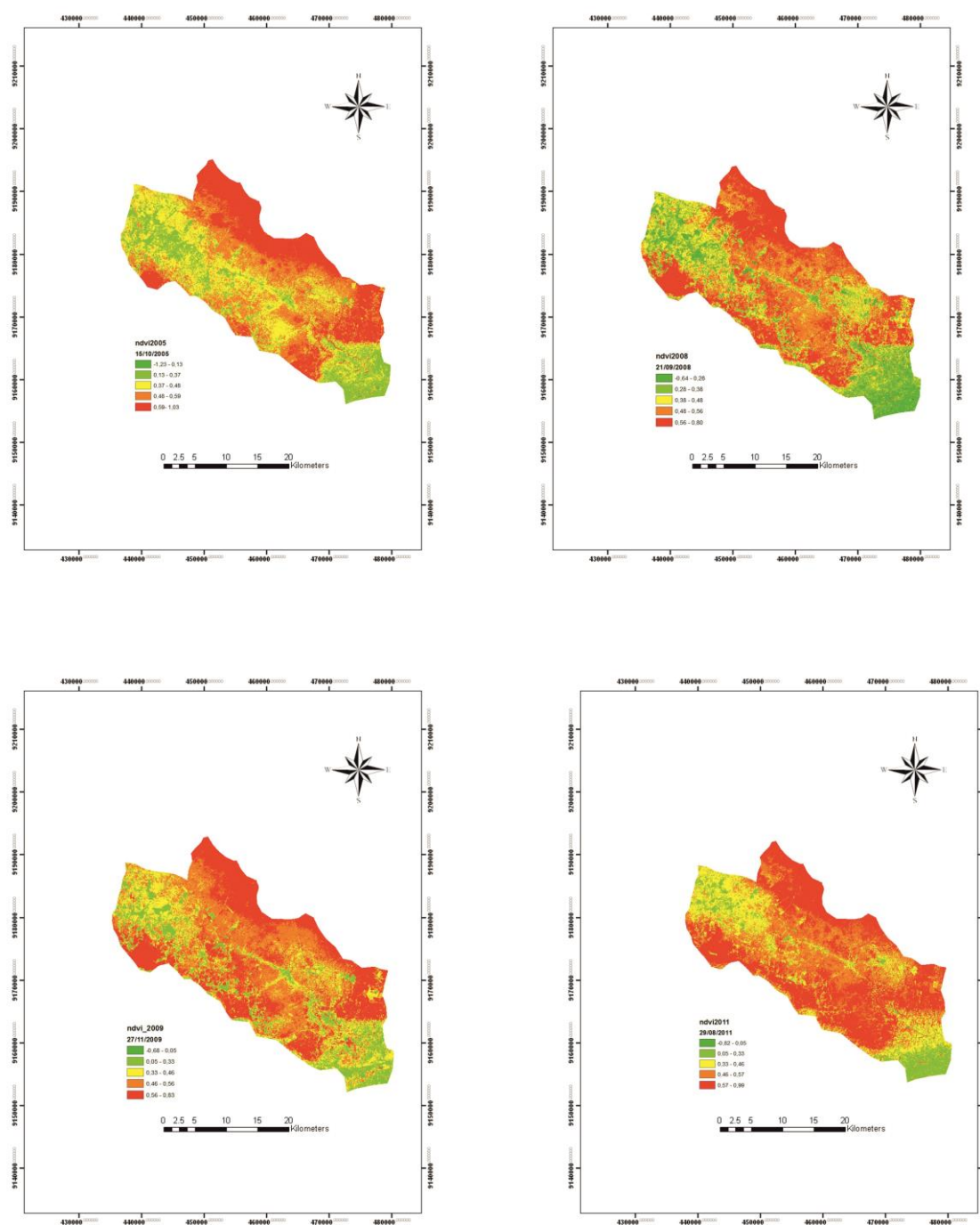


Figura 8B. Mapas de NDVI na Sub-Bacia do Riacho Jardim/CE nos anos de 2005, 2008, 2009 e 2011.

Os valores médios de NDVI foram superiores na área de vegetação nativa floresta densa (Figura 8), em comparação aos valores obtidos na área antrópica. Tal comportamento era esperado tendo em vista que o NDVI é um índice vegetação, portanto, tem maiores valores em área com vegetação. Os valores médios de NDVI apresentaram valores superiores nas imagens adquiridas no mês de agosto em comparação aos valores obtidos nas imagens do mês de novembro. Tal fato pode ser justificado pelo período de imageamento (agosto) coincidir em alguns anos com o final do período chuvoso, onde uma pequena altura pluviométrica ocorre em áreas isoladas fazendo com que ainda exista um extrato herbáceo e presença marcante de dossel foliar da vegetação, contribuindo de maneira expressiva na elevação do NDVI.

Barbosa *et al.* (2006), em investigação de vinte anos dos valores de NDVI, constatou uma alta variabilidade desse parâmetro, sendo os valores mais expressivos registrados nos meses de janeiro a julho. Gurgel *et al.*, (2003) ressaltaram a grande dependência do NDVI à disponibilidade hídrica no solo para a planta.

6.4 Temperatura da superfície

A temperatura da superfície é um dos principais dados que podem ser extraídos a partir das imagens da banda termal. De acordo com Silva e Santos (2007), a Ts, frequentemente, tem sido tema de pesquisas em trabalhos científicos e bastante exigida em varias aplicações na meteorologia e estudos dos recursos naturais, principalmente na estruturação de modelos do balanço de energia, parâmetros biofísicos e bioclimáticos da superfície.

A temperatura da superfície é um importante parâmetro de verificação da heterogeneidade de cobertura. Na área da bacia do Riacho jardim, foi possível verificar grande variação da temperatura de superfície em graus centígrados, (Figura 9), no tempo e no espaço.

Verifica-se que nos locais onde existe maior área de vegetação, ou seja, onde foi classificada como Floresta, a temperatura da superfície tende a diminuir, isto pode ser observado em todas as imagens dos anos analisados. Estes fatores também foram

observados por Souza e Silva (2005) em estudo de obtenção da temperatura da superfície por meio de imagens de satélite, os autores verificaram que em superfícies com vegetação mais abundante e em pleno estágio vegetativo, conseguem registros de menores temperaturas.

Estas superfícies possuem comportamento contrário às áreas urbanas, por isso é que cidades com um alto percentual de áreas verdes conseguem controlar as altas temperaturas em períodos mais quentes (geralmente verão), amenizando o problema das ilhas de calor.

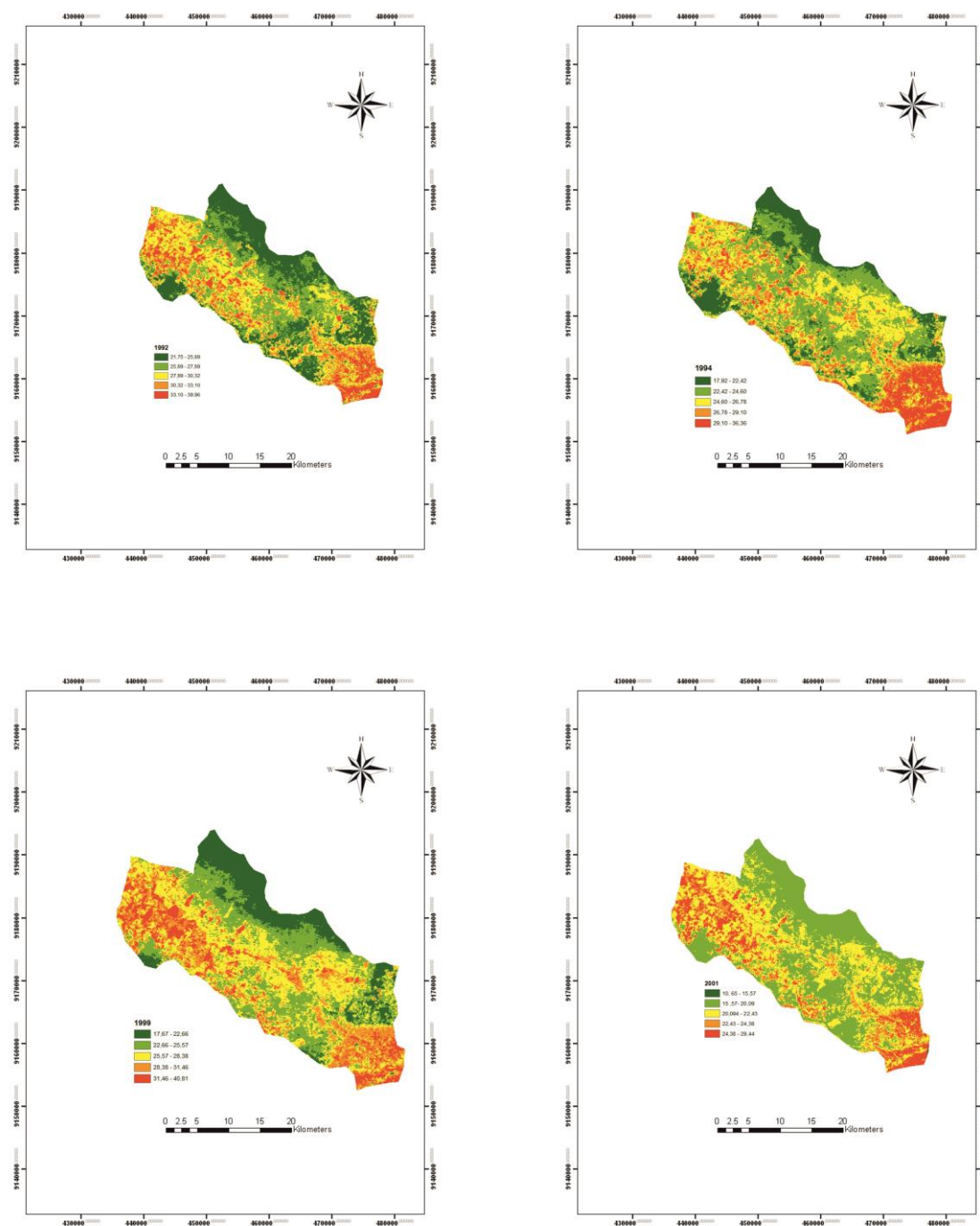


Figura 9A. Mapas de Temperatura da Superfície na Sub-bacia do Riacho Jardim/CE nos anos de 1992, 1994, 1999 e 2001.

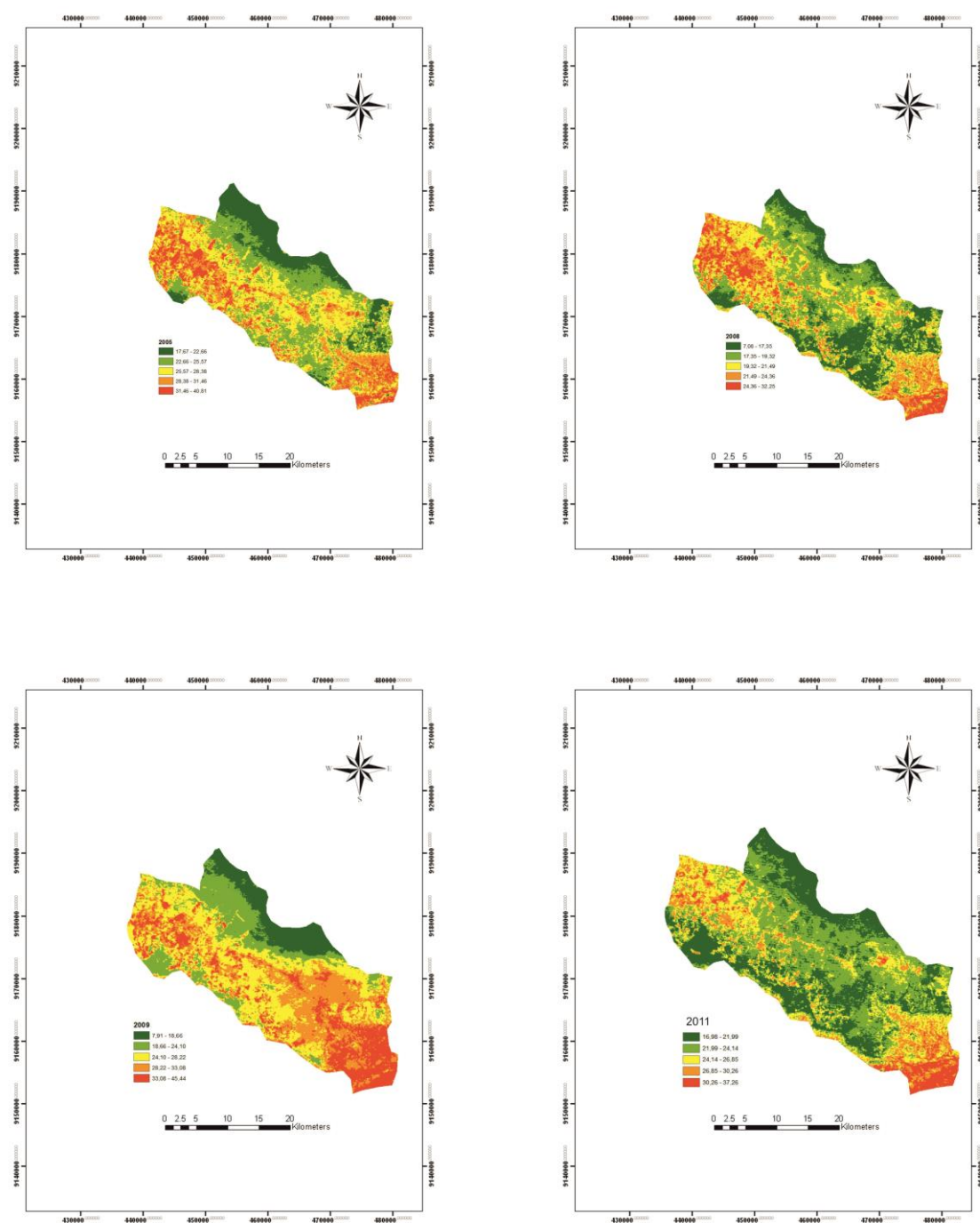


Figura 9B. Mapas de Temperatura da Superfície na Sub-bacia do Riacho Jardim/CE nos anos de 2005, 2008, 2009 e 2011.

Comparando-se com o mapa de NDVI é possível observar que as áreas mais frias coincidem preferencialmente com as áreas cobertas com vegetação verde. Por outro lado, as áreas mais quentes estão associadas às regiões cobertas com vegetação seca e com solo (desnudo), o que era esperado.

De maneira geral, verifica-se que a Ts foi maior em áreas com solo exposto. As cenas dos anos de 1999, 2005 e 2009 foram as que apresentaram maiores valores de Ts, supondo-se que os valores mais altos deve-se ao clima seco nas referidas datas, destaque para o ano de 2009 onde, em alguns pontos da imagem, o valor da Ts chegou a valores maiores do que 45 graus ° C, corroborando com estudo realizado por Moreira (2007) que encontrou valores de temperatura para solo exposto próximo aos 41 ° C, na mesma região, verificando também que a menor temperatura foi encontrada em área de reserva da Floresta do Araripe apresentando uma temperatura média de 23,76 ° C, semelhante à temperatura da água da mesma região.

A cena do ano de 2001 apresentou os menores valores de Ts, acredita-se que nesse dia, o solo apresentava menos exposto e no processo de evapotranspiração, a vegetação manteve uma temperatura mais amena, tal fato pode ser justificado pelo período de imageamento (agosto) coincidir com o final do período chuvoso, onde existe ainda um grande extrato herbáceo e presença marcante de dossel foliar da vegetação, contribuindo de maneira expressiva na temperatura da superfície.

Podestá *et al.* (2004) estudaram a temperatura de superfície em regiões úmidas da Argentina, constatando que estas são as mais frias dentro de uma cena estudada. Segundo Souza *et al.* (2011), a temperatura e outros parâmetros físicos são influenciados pela superfície, ou seja, naquelas com menor umidade e/ou cobertura vegetada, a temperatura de superfície tende a ser maior, e nas condições contrárias a temperatura tende a ser menor. Esse comportamento observado pelos autores citados acima foi verificado nas áreas homogêneas estudadas, sendo que a temperatura foi muito influenciada pela radiação incidente, mas também a condição da superfície no momento de passagem do satélite.

6.5 Saldo de Radiação (Rn)

O saldo de radiação disponível à superfície é fortemente modulado pela radiação solar que chega ao solo, e é repartido em energia para aquecimento do ar, aquecimento do solo e para processos evaporativos, que são os fluxos de calor sensível (H), fluxo de calor no solo (G) e fluxo de calor latente (λ ET), respectivamente (HEMAKUMARA *et al.*, 2003; SILVA *et al.*, 2005). De acordo com Hemakumara *et al.* (2003), o particionamento de energia disponível à superfície em fluxos de calor no solo, latente e sensível é controlado pelo tipo e estado da superfície.

Os resultados do saldo de radiação (Rn) da área da bacia do riacho Jardim são apresentados na Figura 10. Verifica-se, assim, que a incidência da radiação solar é o principal condicionante ao Rn. Pelas imagens de Rn nota-se que existe grande variação nos valores dentro da bacia. Os valores de Rn foram calculados para condição de céu claro no momento da passagem do satélite, que no caso do Landsat 5, aconteceu às 9:45 h (hora solar).

Em uma primeira análise, detectou-se as áreas com tonalidade na cor vermelha representando as áreas da superfície com valores de Rn iguais ou superiores a 650 W m^{-2} , localizadas na região de reserva da Chapada do Araripe, alguns pixels atingiram valores entre 680 a 804 W.m^{-2} , nessas áreas há boa cobertura vegetativa, que envolvem vegetação de floresta nativa densa, e as áreas de vegetação bastante densa. Resultados similares foram obtidos por Bezerra (2006) que, usando imagens de 2005, obteve um Rn de 700 a $790,2 \text{ W.m}^{-2}$ no mesmo local.

As áreas com tonalidade alaranjada com valores de 600 W m^{-2} foram encontradas em áreas de vegetação nativa com densidade intermediária. Bezerra (2006) obteve uma média de Rn de $614,9 \text{ W.m}^{-2}$ na mesma região, porém o autor supracitado caracterizou-a como sendo áreas de pastagens. Ma *et al.* (2004), em estudo sobre o Planalto Tibetano que visava a obtenção dos fluxos de energia a superfície combinando dados do NOAA-14 AVHRR com observações de campo, encontraram valores de Rn na faixa de 600 W m^{-2} a 700 W m^{-2} .

Em outro estudo, sendo que desta vez feito sobre o nordeste da China, numa cena composta pelo deserto de Gobi e região de oásis, Ma *et al.* (2004), usando um

método de parametrização de fluxos de energia a superfície, que combinava dados do TM Landsat e observações de campo, obtiveram valores em torno de 400 W m^{-2} para a superfície do deserto no dia 21 de agosto de 1995. No mesmo estudo encontraram valores de R_n na faixa de 500 W m^{-2} a 600 W m^{-2} para os oásis da cena.

Bastiaanssen *et al.* (1998b), em estudo sobre a bacia do rio Heihe na China, aplicando o SEBAL, encontraram valores em torno de 650 W m^{-2} para oásis e 400 W m^{-2} para região desértica. Já em estudo sobre a bacia de Gediz na Turquia, Bastiaanssen (2000) obteve valores de R_n entre 300 W m^{-2} e 600 W m^{-2} , enquanto que Moran *et al.* (1989), em estudo de avaliação dos fluxos do Balanço de Energia a superfície utilizando dados do TM Landsat 5, encontraram valores de R_n em torno de 700 W m^{-2} para cultura do algodão no ano de 1986, e 600 W m^{-2} para as culturas de trigo e alfafa, no mesmo.

Por sua vez, Boegh *et al.* (2002) encontraram valores de R_n na faixa de 360 W m^{-2} a 440 W m^{-2} sobre áreas agrícolas na Dinamarca, em estudo que visava a estimativa das resistências atmosféricas e da superfície. Valores acima de $731,0 \text{ W.m}^{-2}$ também foram observados por Nicácio (2008) sobre a região de fruticultura irrigada, no perímetro irrigado senador Nilo Coelho. Folhes (2007) também observou, com o uso do algoritmo METRIC, valores mais altos de R_n em campos irrigados do distrito de irrigação Jaguaribe-Apodi, situado na Chapada do Apodi, no município cearense de Limoeiro do Norte.

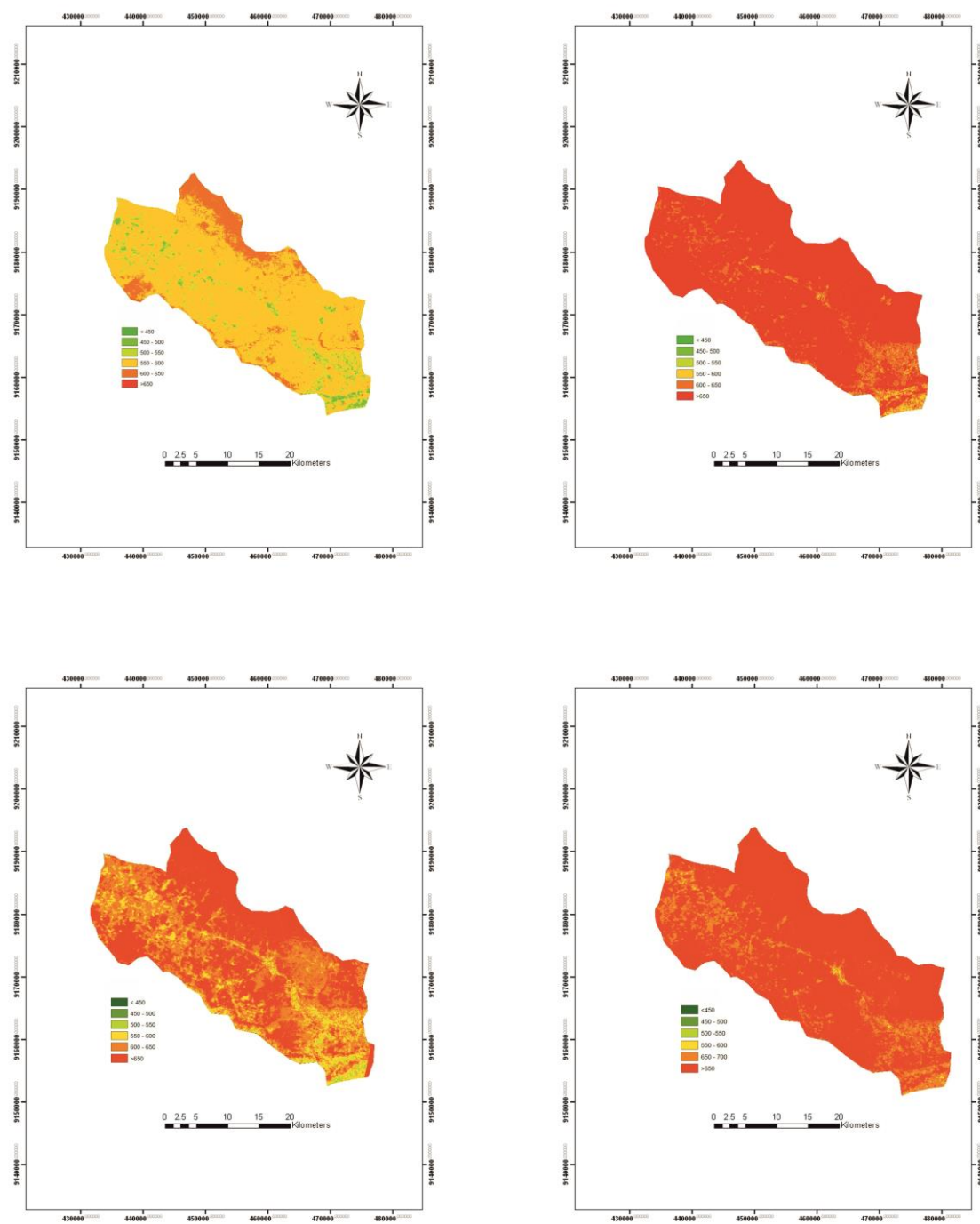


Figura 10A. Mapas de Saldo de Radiação na Sub-bacia do Riacho Jardim/CE, nos anos de 1992, 1994, 1999 e 2001.

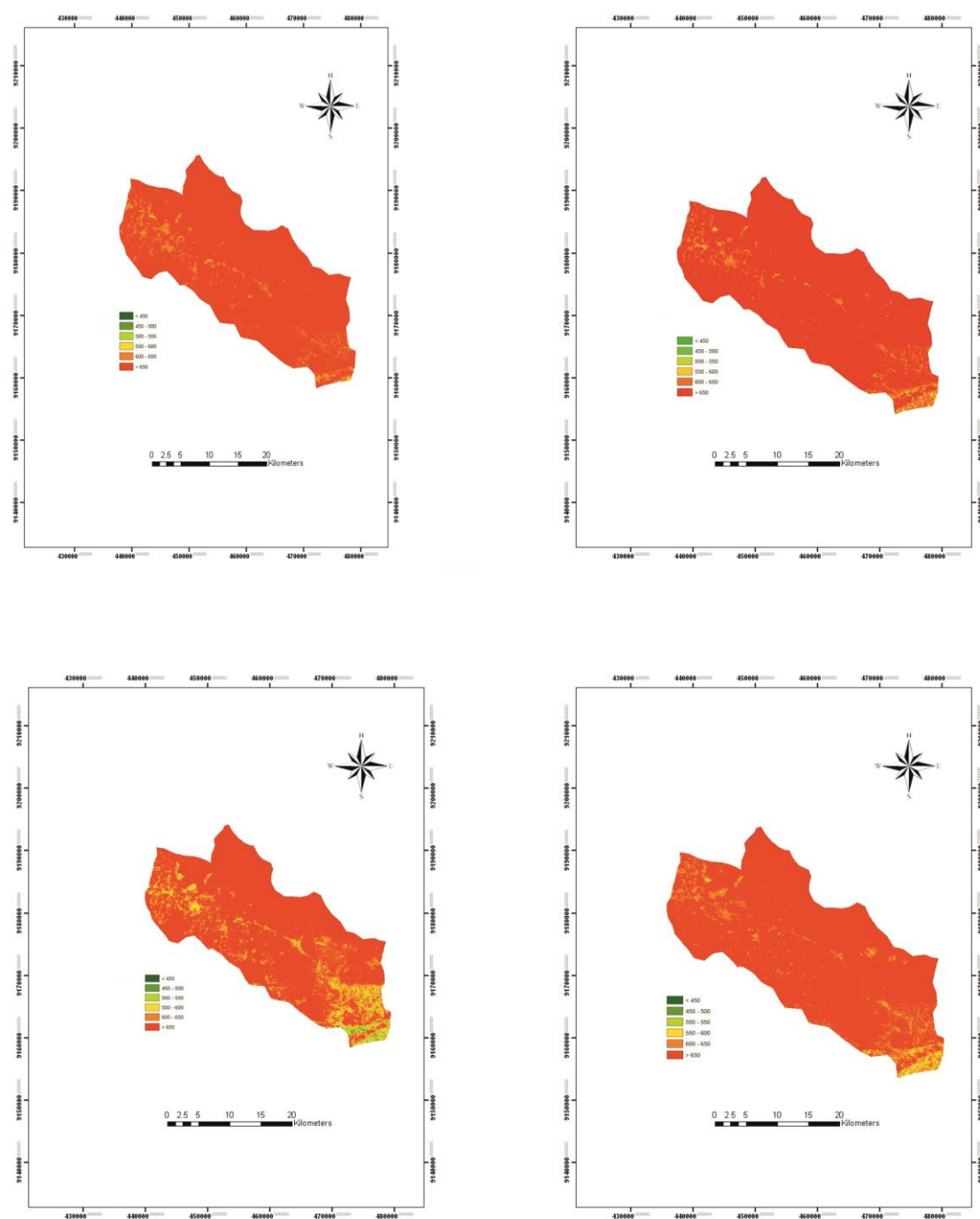


Figura 10B. Mapas de Saldo de Radiação na Sub-bacia do Riacho Jardim/CE, nos anos de 2005, 2008, 2009 e 2011.

Observa-se que o cenário não sofreu alteração significativa entre as datas estudadas, exceto na cena do ano 1992, apresentando quase em sua totalidade áreas com R_n entre 500 e 550 $W\ m^{-2}$, isso pode ser explicado devido ao fato de nesse ano as áreas com menores valores de R_n foram enquadradas como aquelas que apresentam o solo exposto, bem como áreas com uma cobertura vegetação de baixa densidade, uma vez que as espécies que compõem a caatinga poderiam encontrar-se sem folhas, podendo ser confundidas com o solo nu. Resultados semelhantes foram observados por Sousa (2006) na elaboração de mapas de uso da terra pelo emprego de imagens do CBERS, na região sul do Estado do Piauí.

As áreas caracterizadas como áreas de solo exposto ou com vegetação nativa bastante rala, geralmente apresentam valores baixos de R_n , corroborando dessa forma, com valores encontrados por Bezerra (2004) para áreas com características similares, em estudo de quantificação dos componentes do Balanço de Energia utilizando imagens Landsat 5-TM e o algoritmo SEBAL, em áreas irrigadas do Projeto Nilo Coelho e adjacências no município de Petrolina- PE, onde áreas com solo exposto e vegetação nativa bastante rala apresentaram R_n próximos a 550 $W\ m^{-2}$. Moreira (2007) também encontrou valores de R_n na faixa de 500 $W.m^{-2}$ em áreas próximas a bacia estudada. Para esse tipo de vegetação Meireles (2007) também obteve os mesmos resultados. Silva *et al.* (2005) obtiveram 618,7 $W.m^{-2}$ em áreas consideradas com vegetação nativa rala.

6.6 Fluxo de Calor no Solo (G)

Como mencionado anteriormente, a estimativa do fluxo de calor no solo foi realizada, conforme sugerido por Bastiaanssen (2000), em função do saldo de radiação, albedo da superfície, índice de vegetação por diferença normalizada e temperatura da superfície. Pesquisadores como Feitosa (2005) e Bastiaanssen *et al.* (1998) comentaram que entre os componentes do balanço de energia, o fluxo de calor no solo (G) é o que apresenta maior dificuldade em se obter dados precisos, quando estimado através da técnica de sensoriamento remoto.

Por outro lado, os autores supracitados não consideram esse fato como um fator limitante quando se trabalha em escala de bacia hidrográfica, pois as medidas de G são representativas em áreas muito pequenas, quando o solo e a cobertura vegetal passam a ser

considerados homogêneos. Allen *et al.* (2002) afirmaram que cerca de 50 % do saldo de radiação é destinado ao aquecimento da água. No entanto, na presente pesquisa considerou-se esse valor como sendo de 30 %, por considerar que os açudes presentes na cena estudada não atendam ao critério citado por esses autores.

A variação dos fluxos de calor no solo (G) para os anos estudados (Figura 11) verificou-se que na tonalidade amarelo o G variou de 50 a 60 W.m^{-2} correspondendo a área mais verde da reserva que tem uma vegetação bastante densa e perene. Bezerra (2006) encontrou valores inferiores a 75 W m^{-2} na reserva florestal da Chapada do Araripe e em alguns pontos isolados da cena apresentaram vegetação nativa bastante densa ou culturas irrigadas. Nos anos de 1994, 2005 e 2009 predominaram valores de G maiores do que 80 W m^{-2} , isso pode ser atribuído ao fato de as áreas de vegetação com densidade intermediária por possuir regiões com solo exposto ou com vegetação muito rala.

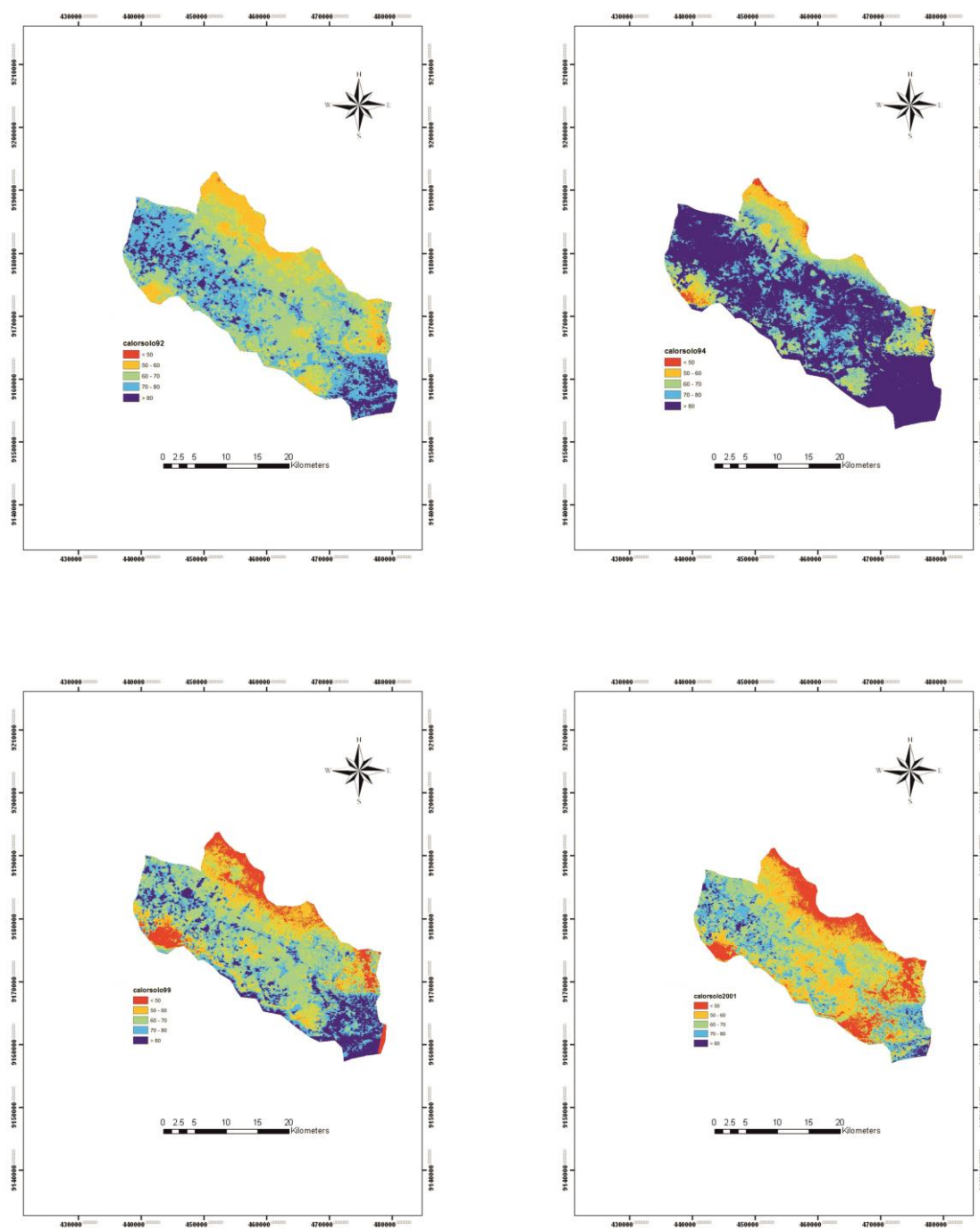


Figura 11A. Mapas de Fluxo de Calor no Solo na Sub- bacia do Riacho jardim/CE nos anos de 1992,1994, 1999 e 2001.

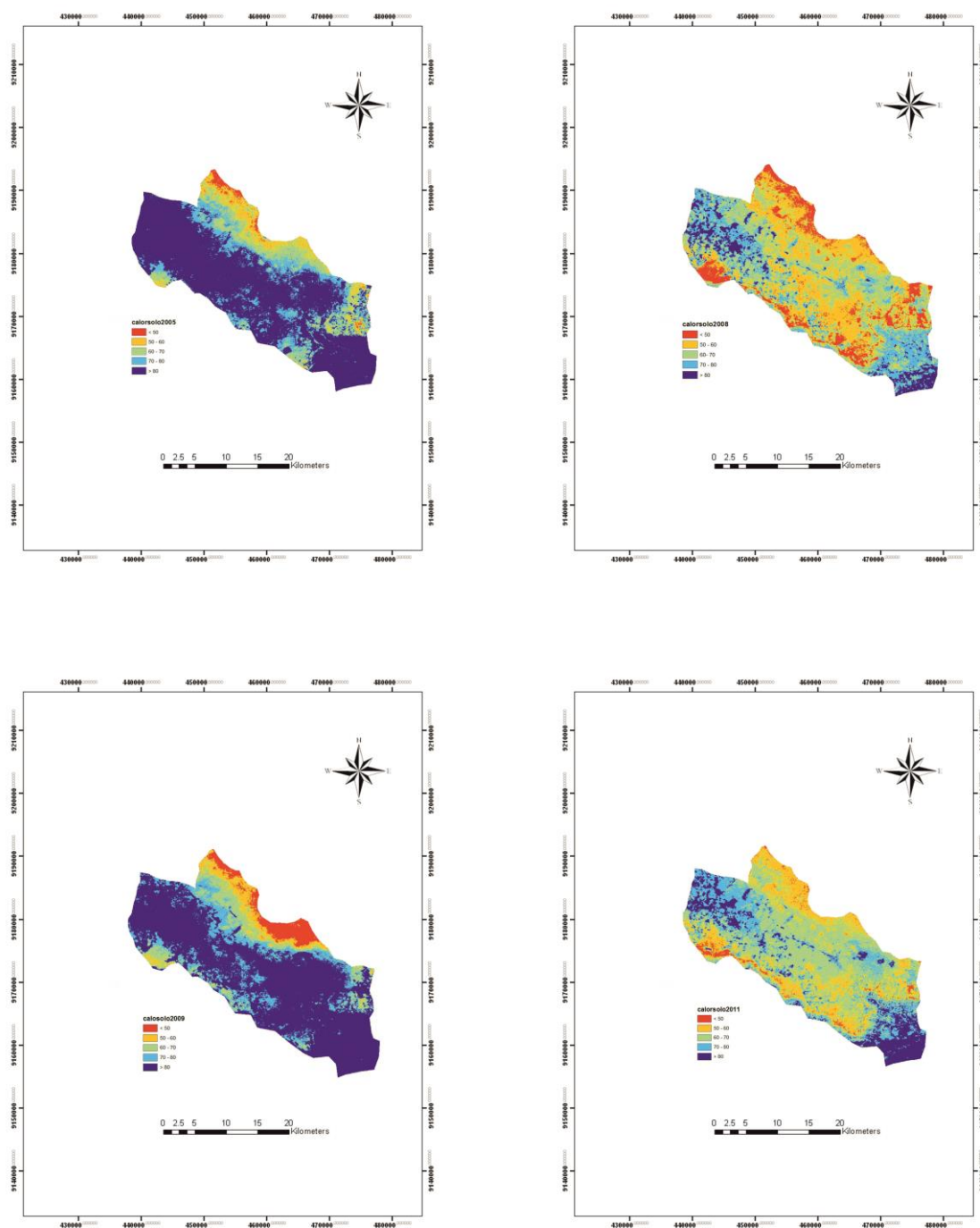


Figura 11B. Mapas de Fluxo de Calor no Solo na Sub- bacia do Riacho jardim/CE nos anos de 2005, 2008, 2009 e 2011.

Kampf e Tyler (2006), em estudo sobre uma região do norte do Chile, usando dados do sensor ASTER encontraram valores de G na faixa de 100 W m^{-2} a 150 W m^{-2} para a vegetação nativa local. Já Bastiaanssen *et al.* (1998), utilizando o SEBAL e imagens Landsat obtiveram valores de 90 W m^{-2} para desertos e 60 W m^{-2} para oásis, Zhang e Lemeur (1995), buscando a estimativa da evapotranspiração no sudoeste da França sobre regiões de florestas e áreas cultivadas de milho, aveia e soja, obtiveram valores de G inferiores a 50 W m^{-2} . Também utilizando técnicas de sensoriamento remoto Ma *et al* (2004), obtiveram valores de G na faixa de 30 W m^{-2} a 75 W m^{-2} , para o nordeste da China. Já Heusinkveld *et al.* (2004), por sua vez, em estudo sobre a região de Nizzana no deserto de Negev em Israel, obtiveram valores de 150 W m^{-2} .

Observa-se nitidamente para todos os anos analisados que os valores de G nas áreas de solo exposto, antropizadas ou até mesmo vegetação nativa rala ficaram acima de 80 W.m^{-2} . Andrade (2008), ao estudar o fluxo de calor no solo na fazenda Boa Fé - MG, obteve valores de G no intervalo de 50 W. m^{-2} a 100 W. m^{-2} , sendo que os valores de G inferiores a 50 W m^{-2} foram encontrados em áreas de florestas preservadas e valores de G superiores a 100 W. m^{-2} em áreas de solo exposto. Silva e Bezerra (2006), ao estudarem uma região que abrange parte do Perímetro irrigado Senador Nilo Coelho, encontraram valores de G variando de $29,7 \text{ W m}^{-2}$ a $221,1 \text{ W m}^{-2}$.

Meireles (2007) encontrou um G variando de 100 a 200 W.m^{-2} para vegetação nativa rala. Em trabalhos realizados na região Nordeste do Brasil, Santos *et al.* (2010) encontraram em área de solo desprovido de cobertura os índices mais elevados de fluxo de calor no solo, com valores superiores a 100 W.m^{-2} . De maneira similar, Bezerra (2006) encontrou valores de 115 W.m^{-2} a 190 W.m^{-2} para áreas descobertas ou com vegetação nativa rala.

6.7 Fluxo de Calor Sensível (H)

O cômputo do Fluxo de calor sensível H é feito, pelo SEBAL, partindo da escolha dos pixels âncoras “quente” e “frio”, os quais devem ser escolhidos em áreas que representem situações limites: H máximo no pixel quente e considerado nulo no pixel frio.

Para representar essas situações, o pixel quente escolhido deve ser de uma área com pouca ou quase nenhuma cobertura vegetativa e o pixel frio deve ser de uma área bastante vegetada e sem restrição hídrica e, por essa razão, espera-se que registre as maiores evapotranspirações. Na escolha dos referidos pixels, parâmetros da superfície como NDVI, temperatura da superfície, albedo, IAF, SAVI e os resultados de R_n e G , foram considerados.

A obtenção de H deu-se através de um processo iterativo até que se observasse uma convergência numérica nos valores da diferença de temperatura e resistência aerodinâmica no pixel quente. A Figura 12 mostra as cartas com valores do fluxo de calor sensível nos anos estudados.

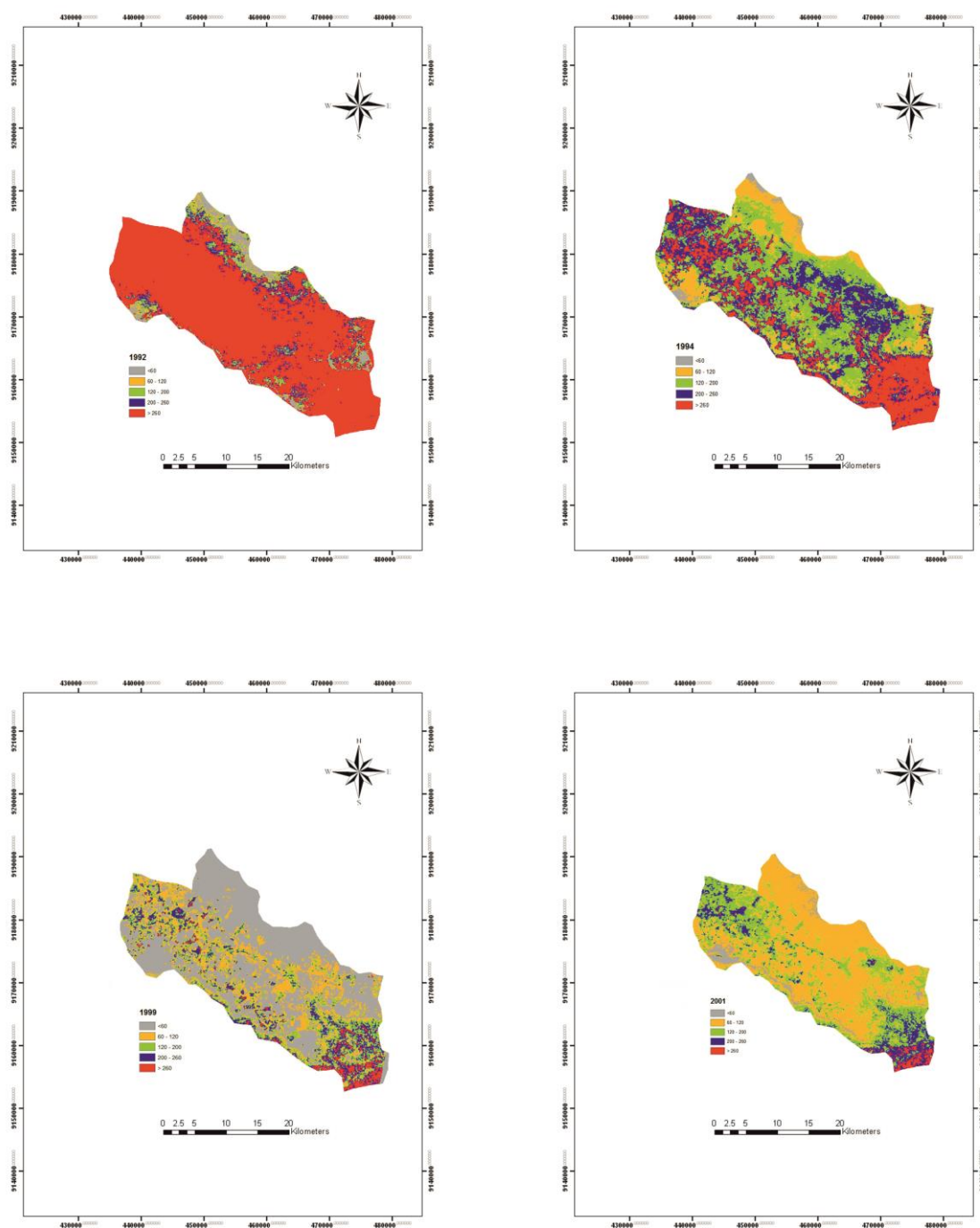


Figura 12A. Mapas com valores do fluxo de calor sensível na bacia do Riacho Jardim/CE, nos anos de 1992, 1994, 1999 e 2001.

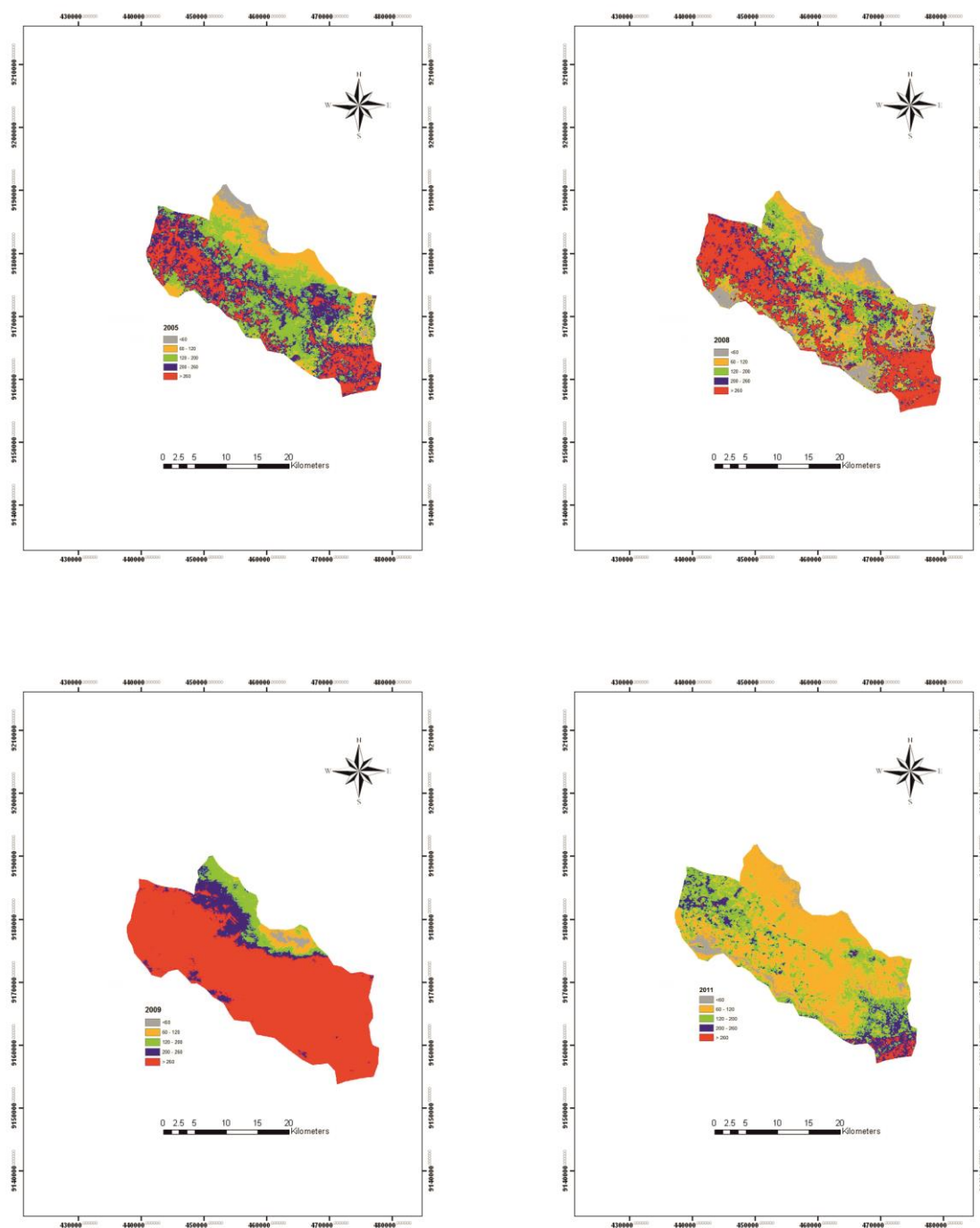


Figura 12B. Mapas com valores do fluxo de calor sensível na bacia do Riacho Jardim/CE, nos anos de 2005, 2008, 2009 e 2011.

A densidade de fluxo de calor sensível (H) corresponde à energia que é transmitida para as camadas atmosféricas pelos processos de condução e convecção, quando existe diferença de temperatura. A superfície terrestre absorve a radiação solar e aquece o ar em contato com ela, o ar aquecido se torna menos denso e sobe, carregando consigo energia (FOLHES, 2007). O calor sensível pode ser descrito como sendo proporcional ao gradiente vertical de temperatura entre a superfície e as camadas da atmosfera (JENSEN *et al.*, 1990).

Na área em estudo os fluxos de calor sensível nos diferentes anos de estudo foram entre os valores de 60 a 260 W m^{-2} (Figura 12), Bezerra (2006) encontrou valores de H entre 60 W m^{-2} e 120 W m^{-2} nas vizinhanças abaixo da Chapada do Araripe e em alguns pontos isolados sobre a mesma. No presente trabalho não se observou uma tendência de aumento ou de redução dos valores de H . Mostrando que esse tipo análise pode levar a resultados que nos conduz a identificar pouca aplicabilidade do mesmo na identificação da mudança de uso no solo no período de estudo. Outro importante fato que pode influenciar nos valores H é a escolha dos pixels âncoras. A escolha errônea dos mesmos pode induzir a erros consideráveis no padrão do fluxo de calor sensível e no fluxo de calor latente.

De acordo com a Figura 12, observa-se que a área antrópica, solo exposto e vegetação rala apresentam os maiores valores do fluxo de calor sensível em relação às demais áreas. Tal fato é justificado em virtude da ausência da cobertura vegetal nesta área. Sendo quase toda energia disponível utilizada para o aquecimento do ar e aquecimento do solo. O valor máximo do fluxo de calor sensível na área antrópica foi de 266,54 W.m^{-2} , corroborando com valores obtidos por Bezerra (2004) para áreas de solo no dia 04/12/2004, em alguns pontos dos sertões do estado de Pernambuco. Moreira (2007) encontrou valores de H variando de 200 a 300 W.m^{-2} em áreas correspondentes ao solo exposto no cariri cearense. Nas regiões urbanizadas de cidade de Petrolina, Nicácio (2008) obteve valores de calor sensível entre 350-400,0 W.m^{-2} .

As áreas com valores de H entre 60 W.m^{-2} e 120 W.m^{-2} concentram-se na circunvizinhança abaixo da Chapada do Araripe e em alguns pontos isolados sobre a mesma. Provavelmente são pontos com vegetação menos densa que a da Chapada.

Valores de H menores que 60 W m^{-2} corresponderam principalmente a corpos hídricos e a presenças de nuvens na imagem em trabalhos como de Meirelles, (2007), porém, na região em estudo como praticamente não existem corpos hídricos superficiais,

pode-se associar esses valores a umidade do solo. Nota-se que esses valores concentram-se predominantemente na floresta da Chapada do Araripe, que conforme já foi mencionado, trata-se de uma floresta densa com NDVI em torno de 0,70.

Bezerra (2006) observou valores para as áreas irrigadas localizadas em uma região próxima a bacia do riacho Jardim com essa mesma magnitude. Moreira (2007) também encontrou valores inferiores a 60 W.m^{-2} as áreas de reserva florestal, já Andrade (2008) observou valores de $H < 60 \text{ W.m}^{-2}$ nos corpos d'água e áreas cobertas por nuvens.

6.8 Fluxo de Calor Latente

O fluxo de calor latente ($\lambda \text{ ET}$) é definido como a quantidade de calor utilizada no processo de evaporação e, ou, evapotranspiração. Segundo Bastiaanssen *et al.* (1998), o $\lambda \text{ ET}$ liberado no processo evaporativo é de fundamental importância para diversos processos atmosféricos. Dessa forma, a estimativa do fluxo do calor latente e consequentemente evaporação ou evapotranspiração de uma superfície é importante para propósitos de escala regional, tais como estudos de balanço hídrico, práticas de manejo de água em áreas irrigadas, descrição da camada limite atmosférica, incluído a estabilidade e a previsão do tempo (AMARAKOON *et al.*, 2000; CASTELLVI *et al.*, 2006).

De acordo com Cooper *et al.* (2000) o fluxo de vapor de água na forma de evapotranspiração é um importante componente para modelos de balanço de energia e balanço hídrico em sistemas hidrológicos. Os métodos micrometeorológicos mais comuns para determinação do fluxo de calor latente são: o método da correlação turbulenta, o método aerodinâmico e o método do balanço de energia (PEREIRA *et al.*, 1997).

A distribuição espacial dos valores de calor latente na bacia do riacho Jardim está presente na Figura 13.

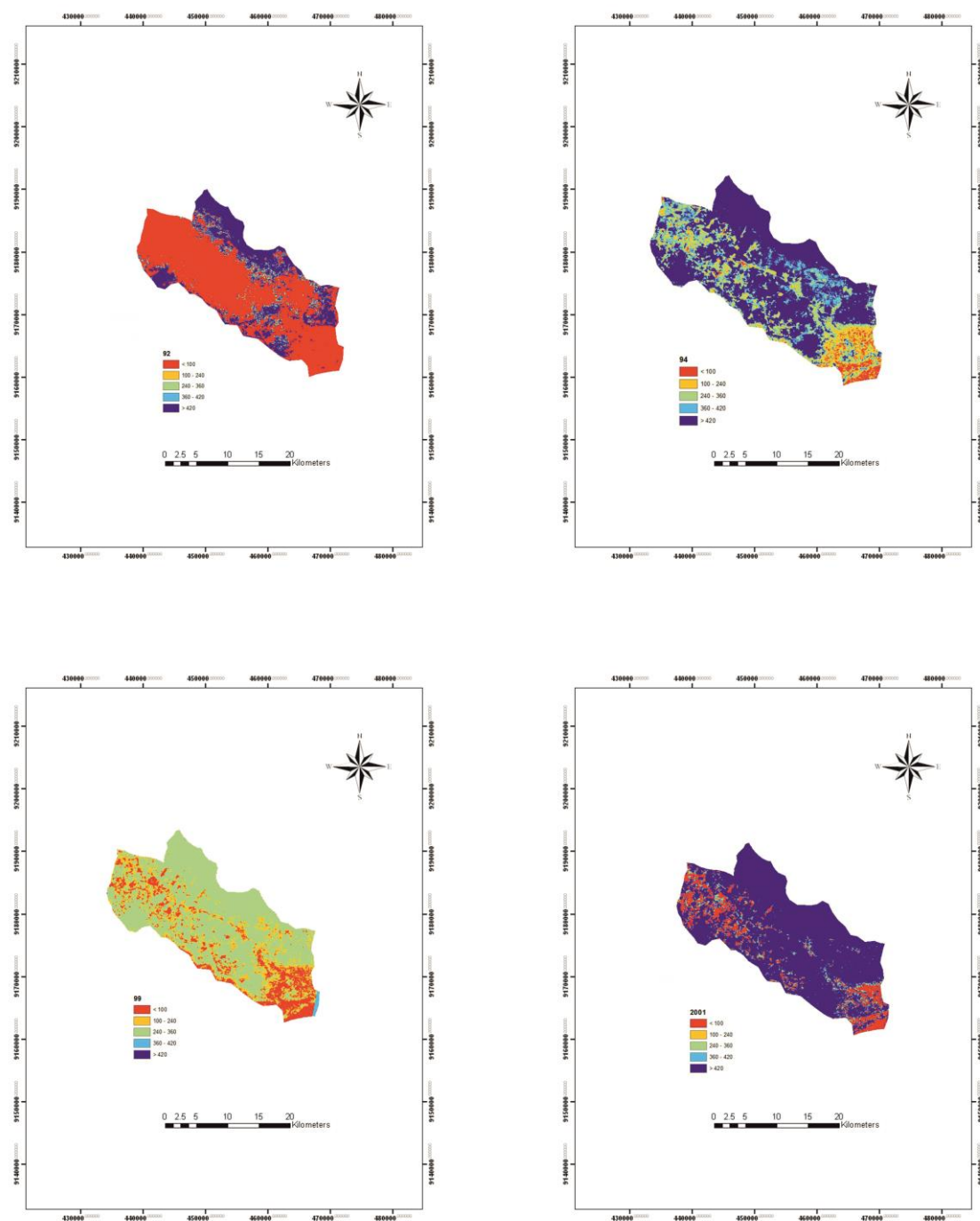


Figura 13A. Mapas com valores do fluxo de calor latente na Sub-bacia do Riacho Jardim/CE, nos anos de 1992, 1994, 1999 e 2001.

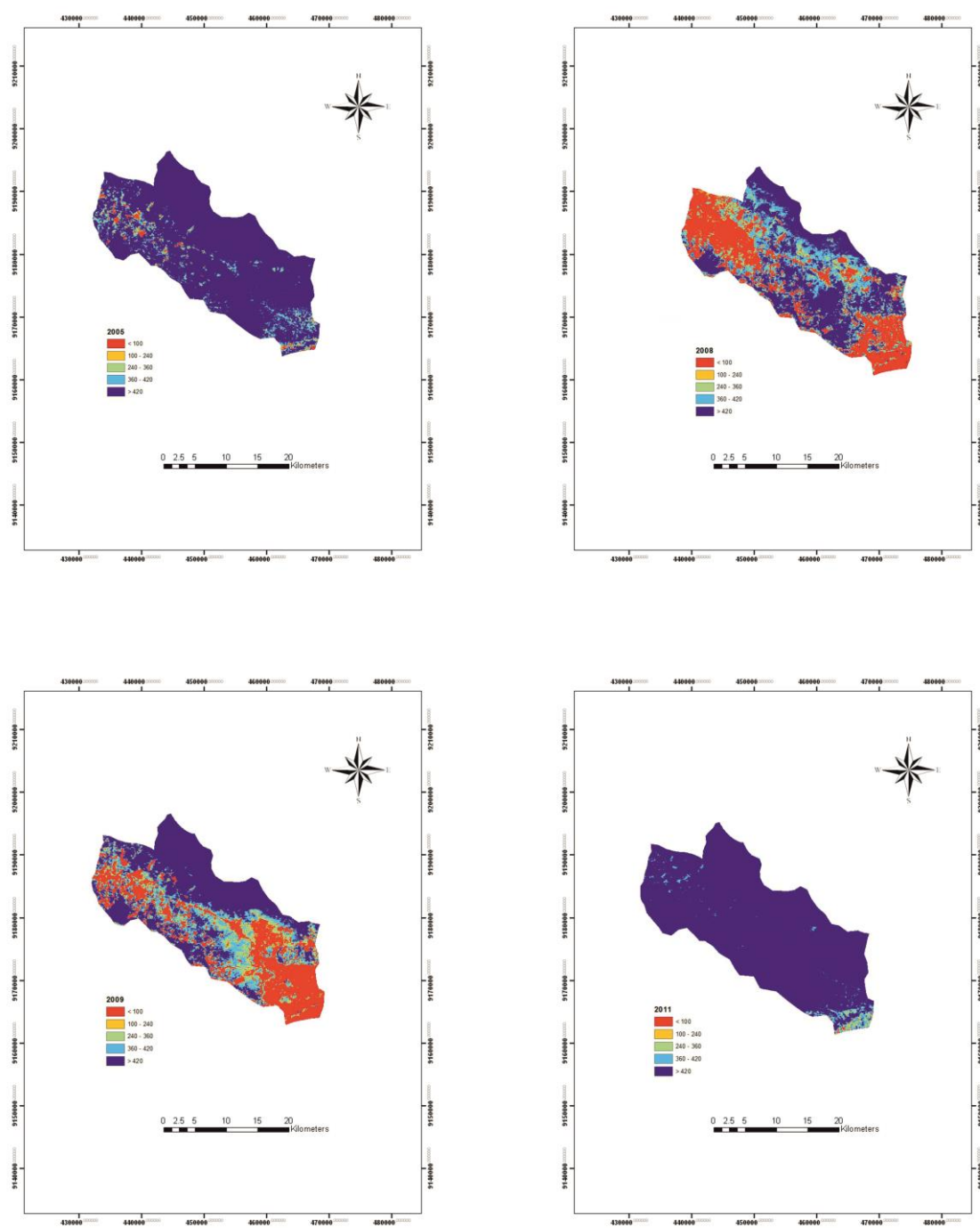


Figura 13B. Mapas com valores do fluxo de calor latente na Sub-bacia do Riacho Jardim/CE, nos anos de 2005, 2008, 2009 e 2011.

Nas referidas figuras as áreas na cor vermelha representam valores de calor latente menores que 125 W m^{-2} . Estes valores provavelmente representam áreas com pouca ou nenhuma cobertura vegetativa, área urbana e vegetação antropizada. Algumas regiões ocupadas por cidades ou solo aberto apresentaram valores de λET inferiores a $120,0 \text{ W.m}^{-2}$. Moreira (2007) também encontrou valores menores que 150 W.m^{-2} para solo exposto.

As áreas na cor azul apresentam um fluxo de calor latente superiores a 420 W m^{-2} . Percebe-se nitidamente que as áreas com esses valores são predominantes na área de vegetação da Chapada do Araripe nas cenas estudadas, apesar de, nos anos de 2001, 2005 e 2011, esses valores predominaram na cena da região da bacia, nos conduzindo a aceitar a hipótese de quando da passagem do satélite (dias antes) houve alguma precipitação permitindo um aumento do teor de água no solo, que propiciou a elevação do fluxo de calor latente destinado aos processos de evaporação da água no solo. Nos outros anos pode-se notar que os valores iguais ou superiores a 420 W. m^{-2} encontram-se nas áreas com vegetação densa, como na área de floresta da região em estudo que conforme já foi mencionado em outras oportunidades, trata-se de uma floresta bastante densa.

Andrade (2008) encontrou valores de calor latente em áreas de vegetação nativa (matas) oscilando de 400 W. m^{-2} a 900 W.m^{-2} . Já em plantio de cana-de-açúcar em pleno estágio de desenvolvimento o mesmo autor encontrou valores de 900 a 1000 W.m^{-2} . Nicácio (2008) encontrou valores para a região de fruticultura irrigada na faixa entre 350 - $550,0 \text{ W.m}^{-2}$ e Bezerra (2006), que observou valores do fluxo de calor latente, em áreas irrigadas, em torno de $550,0 \text{ W.m}^{-2}$.

Bastiaanssen (2000), em estudo na Turquia, obteve calor latente de $535,4 \text{ W.m}^{-2}$ para o pixel frio em junho de 1998. Folhes (2007) encontrou valores de fluxo de calor latente superiores a $300,0 \text{ W.m}^{-2}$ em áreas com agricultura irrigada, na região do perímetro irrigado Jaguaribe-Apodi, região semiárida do Ceará.

As áreas com valores na faixa dos 240 a 360 W. m^{-2} são representativas da vegetação nativa (caatinga arbustiva e arbórea). Bezerra (2004) obteve, a partir do algoritmo SEBAL e imagens Landsat 5-TM, valores em torno de 260 W m^{-2} para a vegetação da caatinga, em estudo no Sub-médio São Francisco.

A distribuição espacial de λ ET na maioria dos anos avaliados ocorreu como esperado, sendo os valores mais elevados observados sobre áreas de vegetação mais densa, enquanto os mais baixos são observados sobre áreas de solo exposto ou em regiões onde a vegetação nativa é bastante esparsa.

6.9 Evapotranspiração real diária

Os mapas de ET_{24h} foram obtidos em função da evapotranspiração real horária e da evapotranspiração real diária (Figura 14). A evapotranspiração real diária na bacia do Riacho Jardim/CE teve uma grande variação, tanto entre as datas quanto na distribuição espacial dentro da bacia. Pelas imagens foi possível verificar que os maiores valores de ET foram registrados nas imagens dos anos 1999, 2001 e 2005 sendo que o ano de 1999 apresentou maior percentual de evapotranspiração acima de 6 mm.dia⁻¹. Meirelles (2007) encontrou valores de evapotranspiração de referência diária variando de 5,12 mm.dia⁻¹ (final de setembro) a 6,24 mm.dia⁻¹ em meados de setembro. Bezerra (2007) encontrou valores de ET_{24h} 6,0 mm.dia⁻¹, para áreas com vegetação nativa densa, na região do Cariri-CE.

Nicácio (2008) encontrou valores de evapotranspiração real diária para áreas de fruticultura irrigada, cujos valores de ET real estiveram especialmente entre 5,5 e 7,5 mm.dia⁻¹. Bezerra *et al.* (2008) evidenciaram ET diária da ordem de 7,0 mm dia⁻¹ em áreas de vegetação na reserva florestal do araripe, aplicando o SEBAL nas imagens TM – Landsat 5 na determinação das densidades de fluxo de calor latente e de fluxo de calor no solo, no instante do imageamento.

Em área de vales na bacia de Gediz, na Turquia, Bastiaanssen (2000) obteve ET de 3,1 mm dia⁻¹ a 3,4 mm dia⁻¹. Já Ayenew (2003), utilizando uma imagem Landsat do ano de 1989 e o algoritmo SEBAL com o objetivo de caracterizar a variabilidade espacial da evapotranspiração em bacias da Etiópia, encontrou ET variando de 4,9 mm dia⁻¹ a 5,9 mm dia⁻¹. Em áreas no Siri Lanka, com vegetação heterogênea (árvores, coqueiros, pastagens, etc).

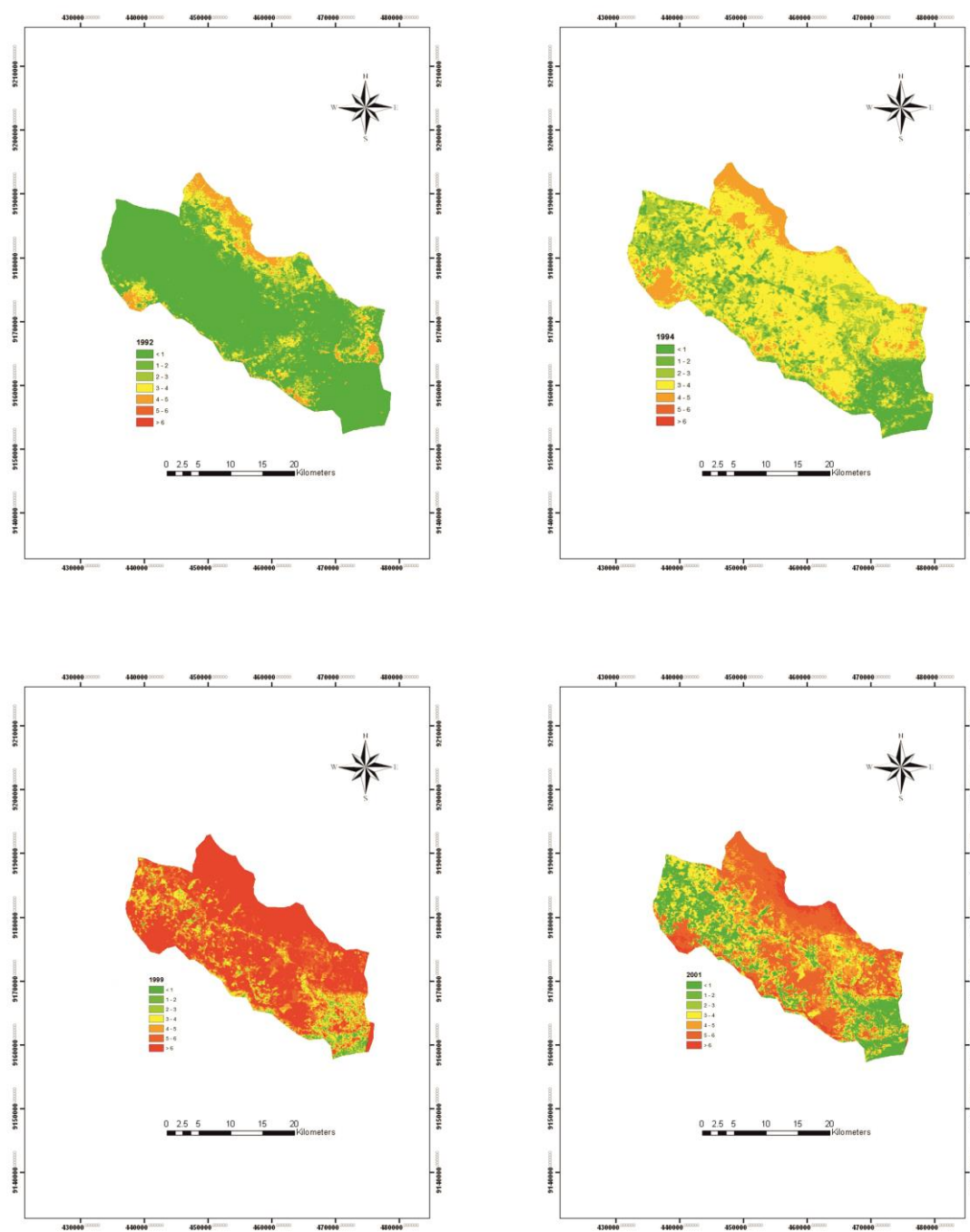


Figura 14A. Mapas com valores da evapotranspiração real diária na Sub-bacia do Riacho Jardim/CE, nos anos de 1992,1994, 1999 e 2001.

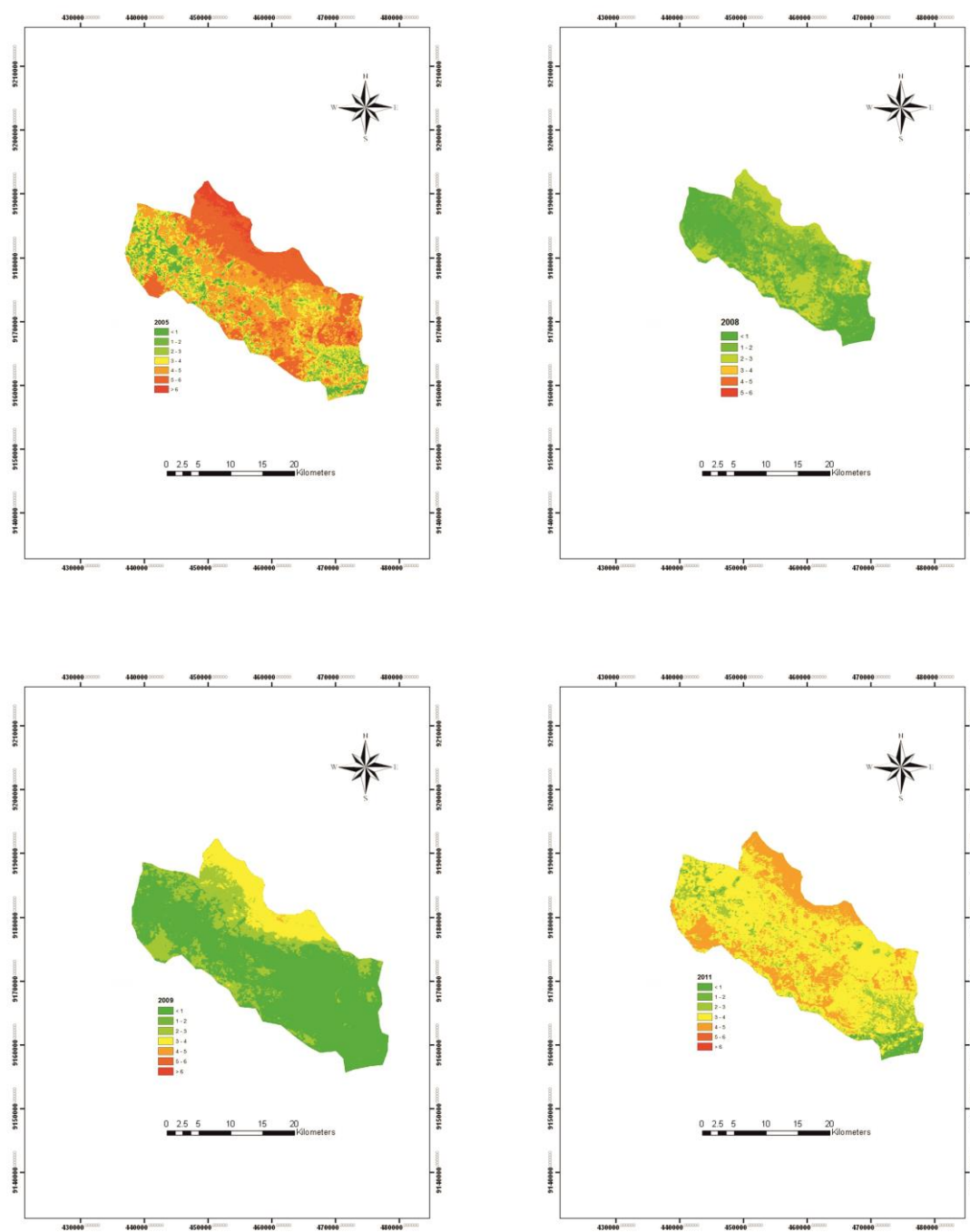


Figura 14B. Mapas com valores da evapotranspiração real diária na Sub-bacia do Riacho Jardim/CE, nos anos de 2005, 2008, 2009 e 2011.

As áreas representadas pela cor verde nos mapas (Figura 14) apresentaram $ET_{24h} < 1,0 \text{ mm.dia}^{-1}$. Esses valores de evapotranspiração foram observados em áreas de solo aberto e em regiões urbanizadas. As regiões ocupadas por caatinga densa apresentaram valores de ET_{24h} especialmente entre 1,0 e 3,0 mm.dia^{-1} (verde claro). Por outro lado, as áreas com vegetação nativa menos densa (caatinga menos densa) foram, sobretudo, representadas pela cor amarelo, indicando ET_{24h} variando entre 3,0 e 4,0 mm.dia^{-1} .

Bezerra *et al.* (2008) evidenciaram ET diária da ordem de 3 mm.dia^{-1} nas áreas correspondentes à Vegetação Nativa do Semiárido (caatinga). Em estudos com imagens de satélite, Moreira *et al.* (2010) encontraram variabilidade significativa em três regiões, atribuindo isso às condições de solo, clima e vegetação, que apresentaram grandes variações, resultando assim em grandes diferenças nos valores de ET diária nas regiões estudadas em área de cana-de-açúcar.

Mendonça (2007) observou grande variação anual de ET, encontrando valores entre 2,0 e 7,0 mm.dia^{-1} , Sacramento Neto (2001) encontrou valores variando de 8,6 a 10,0 mm.dia^{-1} em eucalipto com dois anos de idade. Mielke *et al.* (1999) obtiveram, em plantações de nove anos de idade, valores médios, em março, de aproximadamente 6,0 mm.dia^{-1} ; em abril, correspondendo a 4,8 mm.dia^{-1} e; em agosto, 2,4 mm.dia^{-1} .

Dye (1987) encontrou valores variando de 2,4 a 8,6 mm.dia^{-1} em plantações de *Eucalyptus grandis* com 22 m de altura. Dunin e Mackay (1982) observaram valores médios mensais variando de 0,12 a 6,80 mm.dia^{-1} , em *Eucalyptus maculata* com idade entre sete e nove anos. Em áreas com vegetação nativa, Santos *et al.* (2010) mencionaram a obtenção de valores de ET entre 3,97 e 5,80 mm.dia^{-1} .

A pouca presença de cobertura vegetal no solo faz com que alterem todas as características do local, deixando praticamente um solo exposto. Quando os valores chegam ao extremo, e para este tipo de cobertura, Santos *et al.* (2010) obtiveram ET com valores inferiores a 3,96 mm.dia^{-1} . Para regiões com boa cobertura de pasto em período de verão, Menezes *et al.* (2009) obtiveram valores de ET da ordem de 8,21 e 8,07 mm.dia^{-1} . Os mesmos autores citaram ainda que, em regiões montanhosas, a ET pode variar muito, independentemente do tipo de cobertura, pois a mesma é influenciada por vários outros fatores.

6.10 Recomendações para trabalhos futuros

Realizar coletas de dados em campo para que se possam comparar e calibrar os processos envolvidos na obtenção do algoritmo SEBAL para as reais condições edafoclimáticas da região em estudo.

7 - CONCLUSÕES

A classificação das imagens mostrou a mudança de uso e ocupação do solo no intervalo de 19 anos na área da bacia do Riacho Jardim/CE.

O NDVI mostrou-se uma ferramenta capaz de identificar o uso do solo com elevada confiabilidade.

A Evapotranspiração real diária foi maior em áreas bem vegetadas e menor em áreas de solo exposto, o que já era esperado de acordo com resultados encontrados, com respaldo na literatura.

Os resultados obtidos demonstraram que o SEBAL é um algoritmo que apresentou bom desempenho na estimativa dos fluxos de energia e determinação da evapotranspiração real em escala regional mesmo apenas com a utilização de técnicas de sensoriamento remoto em áreas com limitada disponibilidade de dados meteorológicos.

8 - REFERÊNCIAS

ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements - **FAO irrigation and drainage paper** 56, 1998, 300p.

ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; TREZZA, R.; WATERS, R.; BASTIAANSEN, W. **Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL)** – Advanced training and Users Manual, Idaho, 2002. 98 p.

ALLEN, R. G., TASUMI M., MORSE, A., TREZZA, R.. A Landsat-based energy balance and evapotranspiration model in Western US rights regulation and planning. **Irrigation and Drainage Systems**, v.19, p.251-268, 2005.

ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; TREZZA, R. Satellite-Based Energy Balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration (METRIC) – Model. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, p.380-394, 2007.

ANDRADE, R. G. **Aplicação do algoritmo SEBAL na estimativa da evapotranspiração e da biomassa acumulada da Cana-de-Açúcar**. Viçosa, MG. 2008. 164 p. Tese (Doutorado em Meteorologia Agrícola) - Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, Minas Gerais, Brasil, 2008.

ANDRADE, R. L.; SOUTO, J. S.; SOUTO, P. C.; BEZERRA, D. M. Deposição de serrapilheira em área de caatinga na RPPN “Fazenda Tamanduá”, Santa Terezinha – PB, **Caatinga**, Mossoró, Brasil, v. 21, n. 2, p. 223-230, 2008.

ALVES, J. A. A. Geoecologia da caatinga no semi-árido do Nordeste brasileiro. **Climatologia e Estudos da Paisagem**, v. 2, n. 1, p. 58-71, 2007.

ARAÚJO, T. L. **Estimativa da temperatura e do saldo de radiação à superfície terrestre em Maceió-Al utilizando imagens TM/Landsat 5**. 2006. 112p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Universidade Federal de Alagoas. Maceió, 2006.

AYENEW, T. Evapotranspiration estimation using thematic mapper spectral satellite data in the Ethiopian rift and adjacent highland. **Journal of Hydrology**, v. 279, p. 83-93, 2003.

BARBOSA, H. A.; HUETI, A. R.; BAETHGEN, W. E. A 20 – year study of NDVI variability over the Northeast Region of Brazil. **Journal of Arid Environments**, v. 67, p. 288-307, 2006.

BASTIAANSEN, W. G. M. **Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain: A remote sensing approach under clear skies in Mediterranean climate**. PhD. Dis., CIP Data Koninklijke Bibliotheek, Den Haag, the Netherlands. 272 p., 1995.

BASTIAANSEN, W. G. M. SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. **Journal of Hydrology**. V. 229, p. 87-100. 2000.

BASTIAANSEN, W. G. M.; MENENTI, M.; FEDDES, R. A.; HOLTSLAG, A. A. M. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) 1. Formulation. **Journal of Hydrology**, v. 212/213, p.198–212. 1998.

BASTIAANSEN, W. G. M.; NOORDMAN, E. J. M.; PELGRUN, H.; DAVIDS, G.; THORESON, B. P.; ALLEN, R. G. SEBAL Model with Remotely Sensed Data to Improve Water-Resources Management under Actual Field Conditions. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, ASCE, p. 85-93, 2005.

BATISTELLA, M. *et al.* **Satélites de Monitoramento**. Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite, 2004. Disponível em: <<http://www.sat.cnpm.embrapa.br>>. Acesso em: 15 nov. 2012.

BERNARDES, T. **Caracterização do ambiente agrícola do complexo Serra Negra por meio de sensoriamento remoto e sistemas de informação geográfica**. 2006. 131 p. Dissertação (Mestrado em Agronomia) - Universidade Federal de Lavras, Minas Gerais, Brasil, 2006.

BERNARDES, T.; ALVES, H. M. R.; VIEIRA, T. G. C. Classificação automática de imagens de satélites no mapeamento da região cafeeira do município de Patrocínio, MG. In: V SIMPÓSIO DE PESQUISA DOS CAFÉS DO BRASIL, 2007, Águas de Lindóia. **Anais do V Simpósio de Pesquisa dos Cafés do Brasil**; Brasília, DF: Embrapa Café, 2007.

BEZERRA, B.G.; SILVA, B.B.; FERREIRA, N. J. Estimativa da evapotranspiração real diária utilizando-se imagens digitais TM - Landsat 5. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.23, n.3, 305-317, 2008.

BEZERRA, B. G.; SILVA, B. B.; FERREIRA, N. J. Estimativa da evapotranspiração real diária utilizando-se imagens digitais TM - Landsat 5. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.23, n.3, 305-317, 2008.

BEZERRA, F. M. L.; OLIVEIRA, C. H. C. Evapotranspiração máxima e coeficiente de cultura nos estádios fenológicos da melancia irrigada. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 03, n. 02, p. 173-177, 1999.

BEZERRA; B. G. **Balanço da energia e evapotranspiração em áreas com diferentes tipos de cobertura de solo no Cariri cearense através do algoritmo SEBAL**. 2006.147p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Universidade Federal de Campina Grande. Campina Grande, 2006.

BOLFE, E. L.; SIQUEIRA, O. J. W.; PEREIRA, R. S.; ALBA, J. M. F.; MIURA, A. K. Uso, ocupação das terras e banco de dados geográficos da metade sul do Rio Grande do Sul. **Ciência Rural**, v. 39, n. 6, p. 1729-1737, 2009.

BRUTSAERT, W. Evaporation into the atmosphere. New York: D. Reidel, 1982. 229 p.

BURROUGH, P. A. Principles of geographical information systems for land resources assessment. **Oxford: Clarendon Press**, 1986.

CÂMARA, G. **Modelos, Linguagens e Arquiteturas para Bancos de Dados Geográficos**. 1995. 265 f. Tese (Doutorado em Ciência Aplicada), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1995.

CÂMARA, G.; CASANOVA M.; HEMERLY, A.; MEDEIROS, C. B.; MAGALHÃES, G. **Anatomia de sistemas de informação geográfica**. Campinas: UNICAMP, Instituto de Computação, 1996. p.193.

CÂMARA, G.; MEDEIROS, J. S. **Geoprocessamento para projetos ambientais**. São José dos Campos - SP: INPE, 1996.

CÂMARA, G.; MEDEIROS, J. S. Princípios básicos de geoprocessamento. In: ASSAD, E. D.; SANO, E. E. **Sistema de informações geográficas: aplicações na agricultura**. 2. ed. Planaltina: Centro de Pesquisa Agropecuária dos Cerrados – Embrapa, 1998. Cap. 1, p. 3-11.

CAMPOS, M. A. A. **Padrão e dinâmica de floresta tropical, através de classificação orientada a objeto e da análise da paisagem com imagens LANDSAT**. Tese (Doutorado em Engenharia Florestal). Universidade Federal do Paraná. Curitiba. 2005, 122 f.

CHANDER, G.; MARKHAM, B. Revised Landsat-5 TM Radiometric Calibration Procedures and Postcalibration Dynamic Ranges. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 41, n. 11, 2003.

CHUVIECO, E. Fundamentos de teledetección espacial. **Madrid, Ediciones Realp**, 1990. 551 p.

CHUVIECO, E., CONGALTON, R. G. Using cluster analysis to improve the selecting of training statistics in classifying remotely sensed data. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, v. 54, n.9, p. 1275-1281, 1990.

COMPAORÉ, H.; HENDRICKX, J. M.; HONG, S.; FRIESEN, J.; VAN DE GIESEN, N. C.; RODGERS, C.; SZARZYNSKI, J.; VLEK, P. L. G. Evaporation mapping at two scales using optical imagery in the White Volta Basin, Upper East Ghana. **Physics and Chemistry of the Earth**, v. 33, p. 127-140, 2008.

COSTA, M. C. **Estimativa da evapotranspiração regional por meio de imagens orbitais**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia Agrícola), Universidade Federal de Viçosa. Viçosa, MG: UFV, 1997. 52 f.

COSTA, T. C. C.; ACCIOLY, L. J. O.; OLIVEIRA, M. A. J.; BURGOS, N.; SILVA, F. H. B. B. Phytomass mapping of the “seridócaatinga” vegetation by the plant area and the normalized difference vegetation indices. **Scientia Agricola**, v. 59, n. 4, p. 707-715, 2002.

COSTA, C. A. G. **Avaliação dos dados SRTM através de análise altimétrica e morfométrica de bacias hidrográficas no Semi-Árido**. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola), Universidade Federal do Ceará. Fortaleza, 2008.

CUNHA, A. R. da.; ESCOBEDO, J. F.; KIOSOWSKI, E. S. Estimativa do fluxo de calor latente pelo balanço de energia em cultivo protegido de pimentão. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**. Brasília. V. 37, n. 6. p. 735-743. jun. 2002.

DAINESE, R. C. **Sensoriamento remoto e geoprocessamento aplicado ao estudo temporal do uso da terra e na comparação entre classificação não supervisionada e análise visual**. 2001. Dissertação (Mestrado em Agronomia) – Faculdade de Ciências Agrônômicas, Universidade Estadual Paulista, Botucatu, 2001. 186 f.

DI PACE, F. T.; SILVA, B. B.; SILVA, V. P. R.; SILVA, S. T. A. Mapeamento do saldo de radiação com imagens Landsat 5 e modelo de elevação digital. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.12, n.4, p.385–392, 2008.

DONHA, A. G; SOUZA, L.C. de P.; SUGAMOSTO, M. L. Determinação da fragilidade ambiental utilizando técnicas de suporte à decisão e SIG **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**. Campina Grande, v.10, n.1, p. 175-181, mar. 2006.

DRUMMOND, I. N. **Implementação do método de classificação contínua fuzzy k-médias no ambiente TerraLib**. 2003. 35 p. Trabalho de conclusão de curso (Especialização em Introdução ao Geoprocessamento), INPE, São José dos Campos – SP, 2003.

FIELD, C.B., RANDERSON, J.T., MALMSTROM, C.M. Global net prima primary production: combining ecology and remote sensing. **Remote Sensing of Environment**. v.51, p.74–88, 1995.

FLORENZANO, T. G. **Iniciação em Sensoriamento Remoto, 2ª edição de Imagens de Satélite para Estudos Ambientais**. 2ª. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2002. v. 1. 102 p.

FLORENZANO, T.G. **Imagens de satélite para estudos ambientais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2003. 97 p.

FOLHES, M. T. **Modelagem da evapotranspiração para a gestão hídrica de perímetros de irrigação com base em sensores remotos**. 2007. 180 f. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. São José dos Campos, 2007.

GARCIA , G. J. Sensoriamento remoto - princípios e interpretação de imagens. São Paulo: Nobel, 1982. p. 357.

GOMES, A. R., **Avaliação da vulnerabilidade à perda de solo em região semiárida utilizando sensoriamento remoto e geoprocessamento – área piloto de Parnamirim (PE)**. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, São José dos Campos, SP, 160 p, 2000.

GOMES, H. B. **Balanço de radiação e energia em áreas de cultivo de cana-de-açúcar e cerrado no Estado de São Paulo mediante imagens orbitais**. 2009. 274 p. Tese (Doutorado em Meteorologia), Universidade Federal de Campina Grande. Campina Grande, 2009.

HEMAKUMARA, H. M., CHANDRAPALA, L., MOENE, A. Evapotranspiration fluxes over mixed vegetation areas measured from large aperture scintillometer. **Agricultural Water Management**, v. 58, p. 109-122, 2003.

HEUSINKVELD, B.G.; JACOBS, A.F.G.; HOLTSLAG, A.A.M.; BERKOWICZ, S.M. Surface energy balance closure in an arid region: role of soil heat flux. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 122, p. 2-37, 2004.

HUETE, A. R.; TUCKER, C. J. Investigation of soil influence in AVHRR red and near infrared vegetation index imagery. **International Journal of Remote Sensing**, v. 12, p. 1223-1242. 1991.

IPECE – Instituto de Pesquisa e Estratégia Econômica do Ceará. Perfil Básico Municipal. 2013. Disponível em: <<http://www.ipece.ce.gov.br>>. Acesso: 30 de maio de 2013.

JACINTHO, L.; R.; C. **Geoprocessamento e sensoriamento remoto como ferramentas na gestão ambiental de unidades de conservação: o caso da área de proteção ambiental (APA) do Capivari-Monos, São Paulo-SP.** 2003, 121 p. Dissertação (Mestrado em Recursos Minerais e Hidrogeologia), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

JACOMINE, P.K.T. Distribuição geográfica, característica e classificação dos solos coesos dos Tabuleiros Costeiros. In: REUNIÃO TÉCNICA SOBRE SOLOS COESOS DOS TABULEIROS COSTEIROS, Cruz das Almas, 1996. **Anais...** Aracaju, EMBRAPA-CPATC & CNPMF / EAUFBA / IGUFBA, 1996. p.13-26.

JENSEN, M.E., BURMAN, R.D., ALLEN, R.G. **Evapotranspiration and Irrigation Water Requirements.** ASCE Manuals and Reports on Engineering Practices No. 70., Am. Soc. Civil Engrs., New York, NY, 360 p, 1990.

KUSTAS, W. P.; MORAN, M. S.; JACKSON, R. D.; GAY, L. W.; DUELL, L. F. W.; KUNKEL, K. E. MATTHAIS, A. D. Instantaneous and daily values of the surface energy balance over agricultural fields using remote sensing and reference field in an arid environmental. **Remote Sensing Environmental.** N. 32, p. 125-141. 1990.

LEÃO, R. A. O., TEIXEIRA, A. S., ANDRADE, E. M., OLIVEIRA, F. **Delimitação e caracterização automática de uma micro-bacia hidrográfica da Fazenda Experimental Vale do Curu. Pentecoste-CE.** Revista Ciência Agronômica, Fortaleza, v. 35, n.1, p. 26-35, Jan.-Jun. 2004.

LOPES, G. M. Balanço de Radiação em Áreas Irrigadas Utilizando Imagens Landsat 5 - TM. **Dissertação de Mestrado**, Campina Grande-PB: DCA/CCT/UFCG, 2003.

MA, Y., SU, Z. et al., 2004, “On measuring and remote sensing surface energy partitioning over the Tibetan Plateau – from GAME/Tibet to CAMP/Tibet, **Physics and Chemistry of the Earth**, v. 28, pp. 63 – 74.

MALDONADO, F. D. **Desenvolvimento e avaliação de uma metodologia de detecção de mudanças na cobertura vegetal do semi-árido**. São José dos Campos, SP. 2005. 313 P. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) – INPE. São José dos Campos, SP. 2005.

MARENGO, JA., JORES, R., ALVES, LM. and VALVERDE, MC. 2009. Future change of temperature and precipitation extremes in South America as derived from the PRECIS regional climate modeling system. **International Journal of Climatology** doi:10.1002/joc.1863.

MARTINS, R.W.A. **Balanço de radiação e energia em área reflorestada com algaroba no seridó do Rio Grande do Norte**. 2000. 98f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande, 2000.

MARENGO, J. A., AMBRIZZI, T., ROCHA, RP., ALVES, LM., CUADRA, SV., VALVERDE, MC., TORRES, RR., SANTOS, DC. and FERRAZ, SET., 2010. Future change of climate in South America in the late twenty-first century: intercomparison of scenarios from three regional climate models. **Climate Dynamics**, vol. 35, no. 6 Special Supplement, p. 1089-1113.

MEDINA, J. L.; CAMACHO, E.; RECA, J.; LOPEZ, R.; ROLDAN, J. Determination and Analysis of Regional Evapotranspiration in Southern Spain Based on Remote Sensing and Gis. **Physics and Chemistry of the Earth**. v. 23, n. 4, p.427-432. 1998.

MEIRELES, M. **Estimativa da evapotranspiração real pelo emprego do algoritmo SEBAL e imagem Landsat 5 - TM na bacia do Acaraú – CE**. Fortaleza, CE. 2007. 88 p.

Dissertação (Mestrado em Irrigação e Drenagem) – Departamento de Engenharia Agrícola, Universidade Federal do Ceará. Fortaleza, 2007.

MENESES, P. R. Definição de Sensoriamento Remoto. In: MENESES, P. R.; ALMEIDA, T (Org.). **Introdução ao processamento de imagens de sensoriamento remoto**. Brasília: CNPQ, UNB, 2012. Cap. 1, p. 11-33.

MENDES, C. A. B.; CIRILO, J. A. **Geoprocessamento em recursos hídricos: princípios, integração e aplicação**. Porto Alegre: ABRH, 2001. cap. 2, p. 57-111.

MENDONÇA, L. A. R. **Recursos Hídricos na Chapada do Araripe**. 2001. 215 f. Tese (Doutorado em Engenharia Civil – Recursos Hídricos) – Universidade Federal do Ceará, Fortaleza.

MMA - BRASIL/MINISTERIO DO MEIO AMBIENTE. 2004. Programa de Acao Nacional 433 de Combate a Desertificacao e Mitigacao dos Efeitos da Seca, PANBRASIL. Edicao 434 Comemorativa dos 10 anos da Convencao das Nacoes Unidas de Combate a 435 Desertificacao e Mitigacao dos Efeitos da Seca – CCD. Brasilia: MMA. 225 p.

MONTEITH, J.L. Solar radiation and productivity in tropical ecosystems. **Journal Appl. Ecol.** V.9, p.747–766, 1972.

MOREIRA, L. C. J. **Estimativa da evapotranspiração horária usando o algoritmo SEBAL e imagens Landsat 5-TM**. 2007. 91f. Monografia (Graduação em Agronomia) - Universidade Federal do Ceará, 2007.

MOREIRA, M. A. **Fundamento do sensoriamento remoto e metodologias de aplicação**, 2ª edição (Revista e Ampliada), Editora UFV, Viçosa-MG, 2003.

MOREIRA, M. A. **Fundamentos do sensoriamento remoto e metodologias de aplicação**. São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), 2001. 250p.

MORAN, M. S.; JACKSON, R. D.; RAYMOND, L. H. GAY, L. W. SLATER, P. N. Mapping Surface Energy Balance Components by Combining Thematic Mapper and Ground-Based Meteorological Data. **Remote sensing of environment**. v. 30, p.77-87, 1989.

MORSE, A.; TASUMI, M.; ALLEN, R. G.; KRAMBER, W. J. **Aplication of the SEBAL methodology for estimating consumptive use of water and streamflowdeplition in the Bear River basin of Idaho through remote sensing**- Final Report. Boise: Department of Water Resources/University of Idaho, 2000, 98p.

MOURA, M. S. B. **Fenologia e consumohidrico da goiabeira (Psidiumguajava L.) irrigada**. Dissertação de Mestrado: DCA/CCT/UFPB, Campina Grande: 2001. 124p.

NETTO, J. S. M. Comportamento Espectral do Solo. In: MENESES, P. R., NETTO, J. S. M. (org). **Sensoriamento remoto, reflectância dos alvos naturais**. Brasília – DF: Editora Universidade de Brasília - UNB, Embrapa Cerrados, 2001. p 127-154.

NICÁCIO, R. M. **Evapotranspiração real e umidade do solo usando dados de sensores orbitais e a metodologia SEBAL na bacia do Rio São Francisco**. 2008. 320 p. Tese (Doutorado em Engenharia Civil), Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, 2008.

NOGUCHI, M. T. G. **Um sistema baseado em regras fuzzy para classificação supervisionada de imagens multiespectrais de alta resolução**. Dissertação (Mestrado em Informática), Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2004. 150 f.

NOVO, E. M. L. M. **Comportamento Espectral da Água**. In: MENESES, P. R., NETTO, J. S. M. (org) **Sensoriamento remoto, reflectância dos alvos naturais**. Brasília – DF: Editora Universidade de Brasília - UNB, Embrapa Cerrados, 2001. p. 203-222.

NOVO, E. M. L. M. Sensoriamento Remoto - **Princípios e Aplicações**. 2ª ed. São Paulo: EdgartBluncher Ltda, 1988. 308p.

NOVO. E. M. L. de M., Sensoriamento remoto - **princípios e aplicações**, São Paulo, Editora Edgard Blücher, p. 308, 1992.

OLIOSO, A.; CHAUKI, H.; COURAULT, D.; WIGNERON, J. Estimation of evapotranspiration and photosynthesis by assimilation of remote sensing into SVAT models. **Remote Sensing of Environment**, v. 68, n. 3, p. 341-356, 1999.

OLIVEIRA, F. A. J. **Uso de técnicas de sensoriamento remoto e SIG para mapeamento dos aluviões em zonas semi-áridas através de métodos de classificação automática**. Fortaleza, CE. 2006. 139 f. Dissertação (Mestrado em Recursos Hídricos), Universidade Federal do Ceará. Fortaleza, 2006.

PEREIRA, A. R., VILLA NOVA, N. A., SEDIYAMA, G. C., 1997, Evapo(transpiração). 1 ed. Piracicaba, SP, FEALQ.

PEREIRA FILHO, J. M.; ARAÚJO FILHO, J. A.; CARVALHO, F. C.; REGO, M. C. Disponibilidade de fitomassa do estrato herbáceo de uma caatinga raleada submetida ao pastejo alternado ovino-caprino. **LivestockResearch for Rural Desenvolvimento**, v.19, n.1, 2007.

PIQUERAS, G. J. **Evapotranspiración de la cubierta vegetal mediante la determinación del coeficiente de cultivo por teledetección. Extensión a escala regional: acuífero 08.29 mancha oriental**. Valencia, Espanha. 2007. 331 f. Tese de Doutorado (Tesis Doctoral em Física de la Terra i Termodinàmica) Universitat de Valencia, Valencia, Espanha, 2007.

PIROLI, E. D. **Geoprocessamento na determinação da capacidade e avaliação do uso da terra do município de Botucatu – SP**. Botucatu, SP. 2002. 122 p. Tese (Doutorado em Agronomia) - Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”. Botucatu, 2002.

PORTO, M. C. M. Mecanismos fisiológicos da resistência de plantas à seca. In: I SIMPÓSIO SOBRE CAATINGA E SUA EXPLORAÇÃO RACIONAL, 1984, Feira de Santana, **Anais...**, Brasília: EMBRAPA –DDT, 1986. p. 149 – 162.

RABUS, B., EINEDER, M., ROTH, R., BAMLER, R. The Shuttle Radar Topography Mission - a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. **ISPRS. Journal of Photogrammetry & Remote Sensing**, n. 57, p. 241-262, 2003.

REDDY, SJ. Climatic classification: the semi-arid tropics and its environment - a review. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, vol. 18, p. 23-847. 1983.

SILVA, J. R. C. **Erosão e produtividade do solo no semi-árido**. In: OLIVEIRA, TS., ROMERO, RE., ASSIS JR., RN. and SILVA, JRCS. (Eds.). Agricultura, sustentabilidade e o semiárido. Fortaleza: Sociedade Brasileira de Ciencia do Solo / Universidade Federal do Ceara, p. 168-213.2000.

SILVA, B. B. da; LOPES, G. M.; AZEVEDO, P. V. de, Determinação do Albedo em áreas irrigadas com base em imagens Landsat 5-TM, **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 13, n. 2, p. 201-211, 2005.

SILVA, B. B.; BEZERRA, M. V. C. Determinação dos fluxos de calor sensível e latente na superfície utilizando imagens TM-Landsat 5. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 14, n. 2, p. 174-186, 2006.

SOUSA, C. L. **Avaliação da Pressão Antrópica Sobre a Cobertura Vegetal nos Municípios de Cedro e Solidão (Sertão Pernambucano) Com o Uso de Imagens TM Landsat e Sistemas de Informações Geográficas**. São José dos Campos: INPE, 2003.

SULSOFT, **Guia do ENVI em Português**. Disponível em:
<<http://www.sulsoft.com.br/downloads/main.htm>>. Acesso em: 5 mai. 2009.

TUCCI, C. E. M.; CLARK, R. T., 1998, “**Environmental issues in the Plata basin**”, Water Resources Development, v. 14, n. 2, pp. 157 – 173.

TUCCI, C. E. M. **Hidrologia: ciência e aplicação**. 2 ed. Porto Alegre: Ed. Universidade/UFRGS; ABRH, 2001. 943 p.

TASUMI, M. **Progress in operational estimation of regional evapotranspiration using satellite imagery**. PhD thesis, Dept. Biological and Agricultural Engineering, University of Idaho. Idaho, 2003.

TEIXEIRA, A. H. C. Relação entre a radiação solar global e insolação no município de Petrolina/PE. In: **Anais... XI Congresso Brasileiro de Agrometeorologia**, Florianópolis, SC, Junho, 1999.

TEIXEIRA, A. H. C.; BASTIAANSSEN, W. G. M.; BASSOI, L. H. Crop water parameters of irrigated wine and table grapes to support water productivity analysis in the Sao Francisco river basin, Brazil. **Agricultural Water Management**, v. 94, p. 31-42, 2007.

TEIXEIRA, A. H. C. Relação entre a radiação solar global e insolação no município de Petrolina/PE. In: **Anais... XI Congresso Brasileiro de Agrometeorologia**, Florianópolis, SC, Junho, 1999.

TEIXEIRA, A. H. C. Avaliação dos componentes do balanço de energia durante o primeiro ano de cultura da banana. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 5, n. 1, p. 28-32, 2001.

TEIXEIRA, A. H. C.; BASTIAANSSEN, W.G.M.; AHMAD, M.D.; BOS, M.G. Reviewing SEBAL input parameters for assessing evapotranspiration and water productivity for the Low-Middle São Francisco River basin, Brazil Part A: Calibration and validation. **Agricultural and Forest Meteorology**. v.149, p. 462 – 476, 2009.

TEIXEIRA, A. H. C.; BASTIAANSSEN, W.G.M.; AHMAD, M.D.; BOS, M.G. Reviewing SEBAL input parameters for assessing evapotranspiration and water productivity for the Low-Middle São Francisco River basin, Brazil Part B: Application to the regional scale. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 149, p. 477-490, 2009.

TREZZA, Ricardo. **Evapotranspiration using a satellite-based Surface energy balance with Standardized ground control**. 247f. Thesis (Doctor of Philosophy in Biological and Agricultural Engineering). Utah State University. Logan, Utah, 2002.

VALENTE, R. O. A.; VETTORAZZI, C. A. Análise da estrutura da paisagem na Bacia do Rio Corumbatai, SP. **ScientiaForestalis**, v. 62, p. 114-129, 2002.

VAN LOON, W.K.P.; BASTINGSA, H.M.H.; MOORS, E.J. Calibration of soil heat flux sensors. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 92, p. 1–8, 1998.

VAREJÃO-SILVA, M. A., 2005, Meteorologia e climatologia. Versão Digital. 516p. Disponível em: http://www.agritempo.gov.br/tmp/Meteorologia_Climatologia.pdf.

VERHOEF, A. Remote estimation of thermal inertia and soil heat flux for bare soil. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 123, p. 221–236, 2004.

VIANELLO, R.L.; ALVES, A.R. **Meteorologia básica e aplicações**. Viçosa: Imprensa Universitária, 1991. 449p.

VILLELA, S. M.; MATTOS, A. **Hidrologia Aplicada**. São Paulo, McGraw "Hill", 1975. 245p.

WANG, J.; BRAS, R.L. Ground heat flux estimated from surface soil temperature. **Journal of Hydrology**, v.216, p. 214-226, 1999.