

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA AGRÍCOLA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AGRÍCOLA**

EDIVAM JOSÉ DA SILVA

**CARACTERIZAÇÃO HIDROGEOLÓGICA DE BACIAS HIDROGRÁFICAS DO
SEMIÁRIDO BAIANO ATRAVÉS DE TÉCNICAS DE GEOPROCESSAMENTO**

FORTALEZA

2009

EDIVAM JOSÉ DA SILVA

**CARACTERIZAÇÃO HIDROGEOLÓGICA DE BACIAS HIDROGRAFICAS DO
SEMIÁRIDO BAIANO ATRAVÉS DE TÉCNICAS DE GEOPROCESSAMENTO**

Dissertação submetida à Coordenação do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre em Engenharia Agrícola.

Área de Concentração: Manejo e Conservação de Bacias Hidrográficas no Semiárido.

Orientador: Prof^o. Adunias dos Santos Teixeira, Ph.D

Co-orientador: Dr. Luis Henrique Basso

FORTALEZA

2009

SILVA, EDIVAM JOSÉ

Caracterização Hidrogeológica de bacias hidrográficas do Semiárido baiano através de Técnicas de Geoprocessamento / Edivam José da Silva. Fortaleza, 2009.

142 f.: il. Color enc.

Orientador: Profº Adunias dos Santos Teixeira, PhD

Área de concentração: Manejo e Conservação de Bacias Hidrográficas do Semiárido

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Ceará – UFC, 2009.

1. Hidrogeologia 2. Caracterização Fisiográfica 3. Geoprocessamento 4. Bacias hidrográficas 5. Rio Salitre 6. Sebal I. Teixeira, Adunias dos Santos (Orient.). II. Universidade Federal do Ceará – Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola III. Título.

CDD 630

EDIVAM JOSÉ DA SILVA

CARACTERIZAÇÃO HIDROGEOLÓGICA DE BACIAS HIDROGRAFICAS DO SEMIÁRIDO BAIANO ATRAVÉS DE TÉCNICAS DE GEOPROCESSAMENTO

Dissertação submetida à Coordenação do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre em Engenharia Agrícola. Área de concentração: Manejo e Conservação de Bacias Hidrográficas no Semi-Árido.

Aprovada em: 10 /02/ 2009.

BANCA EXAMINADORA

Prof^o. Adunias dos Santos Teixeira (Orientador), Ph. D.
Universidade Federal do Ceará – UFC

Dr. Luis Henrique Bassoi (Co-Orientador).
Embrapa Semiárido

Prof^a. Eunice Maia de Andrade (Conselheira), Ph. D.
Universidade Federal do Ceará - UFC

À minha mãe, ao meu pai (*In Memória*), meus irmãos, meus avós, e àqueles que também colaboraram e acreditaram na realização deste projeto de vida.

“Não é porque certas coisas são difíceis que nós não ousamos. É justamente porque não ousamos que tais coisas são difíceis!”.

SÊNECA

AGRADECIMENTOS

À Universidade Federal do Ceará que possibilita a formação de cidadãos. Em especial ao Departamento de Engenharia Agrícola.

Ao CNPq/CT-HIDRO pela concessão de bolsa de estudos e apoio financeiro, e a Embrapa Semiárido por disponibilizar sua infra estrutura no apoio ao desenvolvimento desta pesquisa.

A Agência Nacional das Águas (ANA) pela disponibilização de dados de séries históricas de precipitação e vazão, viabilizando o desenvolvimento deste estudo. E ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), pela concessão das imagens de satélites.

Ao professor Adunias dos Santos Teixeira, pela amizade, confiança, orientação e oportunidade de desenvolvimento deste trabalho.

Ao Luis Henrique Bassoi (Co-Orientador), pela atenção, amizade, confiança, orientação prestadas no progresso deste trabalho.

A professora Eunice Maia de Andrade (UFC/DENA) pela colaboração e auxílio prestados no desenvolvimento desse trabalho.

A todos os colegas, amigos do mestrado em especial a Beatriz Simplicio e ao Clênio e doutorado do curso de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola.

A Nilvia Nara de Lucena, pela atenção e os ensinamentos dados e a troca de experiências na realização deste trabalho.

A todos os funcionários que tiveram paciência comigo durante esta jornada que passamos juntos, em Especial a Ana Maria.

E aos meus irmãos agradeço pela atenção prestada.

RESUMO

SILVA, Edivam José da, Universidade Federal do Ceará. Fevereiro de 2009. **Caracterização hidrogeológica de bacias hidrográficas do semi árido baiano através de técnicas de geoprocessamento.** Orientador: Adunias dos Santos Teixeira. Conselheiros: Luis Henrique Bassoi, Eunice Maia de Andrade.

Para a adoção de uma gestão adequada dos recursos hídricos tendo como unidade de planejamento a bacia hidrográfica, o conhecimento dos diferentes processos do ciclo hidrológico se faz necessário, notadamente da precipitação, do escoamento e da evapotranspiração. Portanto, técnicas de geoprocessamento são imprescindíveis nos estudos de modelagem hidrológica a nível de bacias hidrográficas. O estudo sobre o escoamento superficial, em uma bacia hidrográfica é importante pelo fato do mesmo atuar sobre a erosão do solo, inundações em áreas rurais e urbanas, obras hidráulicas, entre outros. A bacia do rio Salitre esta localizada no Estado da Bahia, e a sub-bacia do rio Pacui esta inserida totalmente no município de Campo Formoso, com área de drenagem de 987,74 km², constituindo umas das principais subbacias de drenagem para o rio Salitre. Nesse contexto, objetivou-se caracterizar fisiograficamente a sub-bacia rio Pacui e bacia do rio Salitre, analisar a estimativa de vazão de pico pelos métodos de SCS-USDA e de Dooge, e estimar a evapotranspiração horária na bacia do rio Pacui utilizando-se o algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithms for Land*) e imagens do Landsat 7 – ETM. Utilizou-se os softwares Global Mapper, para análises do modelo numérico do terreno (SRTM), ENVI 4.3, para georeferenciamento dos dados tendo como base as cartas topográficas da SUDENE e do software ArcMap 9.2 para delimitação automática de bacias. O tempo de concentração foi determinado pelos métodos USDA e de Dooge. Para determinar o balanço de radiação utilizou-se de imagem da região obtida junto ao INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais) e processadas na ferramenta álgebra de mapa no software ArcMap® onde foi desenvolvido o algoritmo SEBAL. A bacia apresenta baixa declividade, portanto tende a uma redução dos picos de descargas devido à baixa velocidade de escoamento superficial. A extensão ArcHidro mostrou-se uma ferramenta eficaz na delimitação de bacias e na geração de rede drenagem, comparando com as obtidas pelas cartas da DSG/SUDENE. O algoritmo SEBAL mostrou-se uma ferramenta ágil e eficiente na estimativa da evapotranspiração. A utilização do SRTM proporcionou ganhos de informações nos parâmetros albedo da superfície, radiação de ondas longas incidente, radiação de onda curtas incidente, pixel a pixel. Menores taxas de evapotranspiração horária (< 0,15 mm.h⁻¹) foram registradas em áreas de solos expostos e as maiores nas áreas irrigadas e vegetação no geral, expressando a sensibilidade do algoritmo SEBAL na estimativa da evapotranspiração em escala de bacias hidrográficas.

Palavras-chave: Hidrologia. Sensoriamento remoto. Vazão de pico. Tempo de concentração.

SEBAL.

ABSTRACT

SILVA, Edivam José da, Universidade Federal do Ceará. (2010). **Hydrogeological characterization of watersheds in the semi arid baiano using GIS techniques**. Adviser: Adunias dos Santos Teixeira. Committee members: Luis Henrique Bassoi, Eunice Maia de Andrade.

For the adoption of water resources management in dry regions where water availability is limited, knowledge of the different processes of the hydrological cycle is needed, especially the precipitation and flow. Therefore, techniques of GIS are essential in studies of hydrological modeling. The study on maximum flow in a watershed is important because the same act on soil erosion, flooding in urban and rural areas, hydraulic works, among others. The Salitre basin is located in the State of Bahia, Brazil, and its Pacui sub-basin is fully inserted in the Campo Formoso município. With a drainage area of 987.74 km², it is one of the main drainage sub-basin of Salitre river. Hence, the objective of this work was to characterize physiographically the Pacui sub-basin, estimate peak flow by USDA-SCS and Dooge methods, and estimate the hourly evapotranspiration in the sub-basin using the algorithm SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land) and images from Landsat 7 - ETM. The Global Mapper software was used for the analysis of land numerical model (SRTM). The ENVI 4.3 software was used for georeferencing of data from topographic maps of SUDENE, and the Arcmap 9.2 software was used for watershed delineation. The time of concentration was determined by USDA and Dooge methods. To determine the radiation balance images from the INPE (National Institute for Space Research) were used and processed by Arcmap ® software, within algorithm SEBAL was developed. The basin presented low slope and then tends to reduce the flood peak because of the low speed runoff. ArcHidro proved to be an effective tool in the delineation of river basins and the generation of drainage network and compared with those obtained by maps from SUDENE. The algorithm SEBAL proved to be an agile and efficient tool in evapotranspiration estimation. The use of SRTM provided information of parameters as surface albedo, incident long-wave and short-wave radiations, pixel to pixel. Lower rates of hourly evapotranspiration (<0.15 mm.h⁻¹) were recorded in areas of exposed soils, and higher rates were found in irrigated areas and vegetation, expressing the sensitivity of algorithm SEBAL on evapotranspiration estimation in watershed scale.

Keywords: Hidrology. Remote sensing. Discharge peak. Time of concentration. SEBAL.

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1	Espectro eletromagnético.....	35
FIGURA 2	Localização da área de estudo bacia rio Salitre.....	50
FIGURA 3	Área de estudo sub-bacia Rio Pacui, Bahia.....	52
FIGURA 4	Delimitação da área de estudo. (a) Modelo Shuttle Radar Topography Mission (SRTM); (b) Detalhe da região de estudo.....	53
FIGURA 5	Localização dos postos pluviométricos e estação fluviométrica da bacia Pacui.....	65
FIGURA 6	Fluxograma das etapas do processamento para obtenção do balanço de radiação na superfície e Evapotranspiração Horária.....	73
FIGURA 7	Perfil longitudinal do curso principal da meso-bacia Pacui, gerado pelo SRTM/ARCHIDRO.....	89
FIGURA 8	Mapa da drenagem da bacia Pacui. a) Threshold 25; b) Threshold 50.....	91
FIGURA 9	Mapa da drenagem da bacia Pacui. c) Threshold 75; d) Threshold 100 e e) Threshold 125.....	92
FIGURA 10	Mapa da drenagem da bacia Salitre. a) Threshold 25; b) Threshold 50.....	93
FIGURA 11	Mapa da drenagem da bacia Salitre. c) Threshold 75; d) Threshold 100 e e) Threshold 125.....	94
FIGURA 12	Hipsometria da sub-bacia do rio Pacui.....	100
FIGURA 13	Hipsometria da bacia do rio Salitre.....	101
FIGURA 14	Mapa de declividade da sub-bacia do rio Pacui, BA.....	102
FIGURA 15	Mapa de declividade da bacia do rio Salitre, BA.....	103
FIGURA 16	Perfil longitudinal do principal curso d'água da bacia do rio Pacui, gerado pelos sistemas SRTM e manual, Campo Formoso, BA.....	107
FIGURA 17	a) Rede de drenagem da bacia gerado automaticamente pelo ARCHYDRO/Terrain Preprocessing; b) Rede de drenagem digitalizada manualmente.....	108
FIGURA 18	Mapa de classes de solos predominantes na sub-bacia do rio Pacui.....	110
FIGURA 19	Mapa de classes de solos predominantes na bacia do rio Salitre.....	111
FIGURA 20	Mapa de uso e ocupação do solo da sub-bacia rio Pacui.....	112
FIGURA 21	Mapa de precipitação máxima diária da sub-bacia do rio Pacui.....	116
FIGURA 22	Mapa de Isoietas de Precipitação máxima diária da sub-bacia do rio Pacui ...	116

FIGURA 23	Vazão média mensal para os anos de 1985, 1986 e 1987 da sub-bacia do rio Pacui	116
FIGURA 24	Vazão média mensal para os anos de 1988, 1989 e 1990 da sub-bacia do rio Pacui	117
FIGURA 25	Vazão média mensal para os anos de 1991, 1992 e 1993 da sub-bacia do rio Pacui	117
FIGURA 26	Vazão média mensal para os anos de 1994, 1995 e 1996 da sub-bacia do rio Pacui	118
FIGURA 27	Vazão média mensal para os anos de 1997, 1998 e 1999 da sub-bacia do rio Pacui	119
FIGURA 28	Vazão média mensal para os anos de 2000, 2001 e 2002 da sub-bacia do rio Pacui	119
FIGURA 29	Vazão média mensal para os anos de 2003, 2004 e 2005 da sub-bacia do rio Pacui	120
FIGURA 30	Vazão média mensal para os anos de 2006 e 2007 da sub-bacia do rio Pacui	121
FIGURA 31	Sub-bacia do rio Pacui na composição RGB com as bandas 4, 3 e 2 do sensor ETM	122
FIGURA 32	Imagem do albedo na sub-bacia do rio Pacui	124
FIGURA 33	Imagem da temperatura da sub-bacia do rio Pacui	126
FIGURA 34	Imagem do NDVI na sub-bacia do rio Pacui	128
FIGURA 35	Imagem do Saldo de Radiação (R_n) da sub-bacia do rio Pacui	129
FIGURA 36	Imagem do Fluxo de calor do solo (G) na sub-bacia do rio Pacui	132
FIGURA 37	Imagem do Fluxo de calor Sensível (H) da sub-bacia do rio Pacui	133
FIGURA 38	Imagem do Fluxo de calor Latente (LE) da sub-bacia do rio Pacui	136
FIGURA 39	Imagem da Evapotranspiração Horária (ET _{o_H}) da sub-bacia do rio Pacui	138

LISTA DE TABELAS

TABELA 1	Tamanho de escalas de bacias hidrográficas rurais com suas respectivas áreas.....	24
TABELA 2	Resumo do programa Landsat	37
TABELA 3	Descrição das Cartas Cartográficas da SUDENE na escala (1:100.000) utilizadas na delimitação manual da bacia em estudo.....	50
TABELA 4	Classificação da declividade.....	56
TABELA 5	Principais formações vegetais, encontradas no estado da Bahia, na margem direita do Rio São Francisco.....	57
TABELA 6	Tipo, ano, escala e autores que realizaram o levantamento de mapas de solos margem direita do Rio São Francisco, Estado da Bahia que engloba a região em estudo.....	58
TABELA 7	Características espectrais e espaciais do sensor ETM e suas aplicações.....	59
TABELA 8	Descrição da estação fluviométrica localizada na bacia Pacui e período de observação.....	66
TABELA 9	Dados pluviométricos para uma série histórica de 30 anos.....	66
TABELA 10	Valores do número de escoamento para regiões urbanas e sub-urbanas.....	69
TABELA 11	Valores do número de escoamento para regiões rurais.....	75
TABELA 12	Descrição das bandas ETM do Landsat 7, com intervalos de comprimento de onda, coeficientes de calibração (mínima [a] e máxima [b] e irradiância espectral no topo da atmosfera (TOA).	70
TABELA 13	Dias juliano, cosseno do ângulo zenital e inverso do quadrado da distância terra sol para as imagens Landsat 7 obtida na região em estudo.....	76
TABELA 14	Caracterização dos pixels extremos (frio e quente), Estação meteorológica e velocidade do vento local na hora da obtenção das imagens.....	85
TABELA 15	Índice para caracterizar a forma da bacia.....	89
TABELA 16	Características morfométricas da bacia Rio Pacui gerado pelo SRTM, com tamanho de células de 25, 50, 75, 100 e 125.....	98
TABELA 17	Características morfométricas da bacia Rio Salitre gerado pelo SRTM, com tamanho de células de 25, 50, 75, 100 e 125.....	99
TABELA 18	Classe de declividade da bacia Pacui.....	103

TABELA 19	Características morfométricas da bacia do Rio Pacui obtida pelo SRTM e sistema manual (DGS/SUDENE).....	105
TABELA 20	Cobertura do solo e CN para a Bacia após ponderação pela área de cada cobertura.....	112
TABELA 21	Percentagem que cada intervalo de albedo representa na região da bacia Pacui.	124
TABELA 22	Valores instantâneos obtidos para IAF, T °C, E _{nb} e R _{Lemit} em alvos adotados na bacia Pacui.	125
TABELA 23	Percentagem que cada intervalo de NDVI representa na região da bacia Pacui.	128
TABELA 24	Percentagem que cada intervalo de Saldo de Radiação representa na região da bacia Pacui.....	130
TABELA 25	Resumo estatístico dos resultados do Saldo de radiação da Região estudada.....	130
TABELA 26	Percentagem que cada intervalo de Fluxo de Calor do Solo representa na região da bacia Pacui.....	132
TABELA 27	Resumo estatístico dos resultados do Fluxo de Calor do Solo da Região estudada.....	133
TABELA 28	Percentagem que cada intervalo de Fluxo Calor Sensível representa na região da bacia Pacui.....	134
TABELA 29	Resumo estatístico dos resultados do Fluxo do Calor Sensível da Região estudada.....	135
TABELA 30	Percentagem que cada intervalo de Fluxo Calor Latente representa na região da bacia Pacui.....	137
TABELA 31	Resumo estatístico dos resultados do Fluxo Calor Latente da Região estudada.....	130
TABELA 32	Percentagem que cada intervalo da Evapotranspiração Horária representa na região da bacia Pacui.....	138
TABELA 33	Resumo estatístico dos resultados da Evapotranspiração Horária da Região estudada.....	139
TABELA 34	Vazão média mensal da estação fluviométrica Abreus obtidos através de cotas diárias.....	140

LISTA DE SIGLAS OU ABREVIATURAS

SRTM - Shuttle RADAR Topography Mission

CN – Número curva

SIG – Sistemas de Informações Geográficas

SUDENE – Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste

SCS – Soil Conservation Service

USDA – United States Department of Agriculture

MNT – Modelo Numérico do Terreno

NASA - National Aeronautics and Space Administration

SEBAL - *Surface Energy Balance Algorithm for Land*

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	18
2	REVISÃO DE LITERATURA.....	21
2.1	Ciclo Hidrológico	21
2.2	Modelo Numérico do Terreno.	21
2.3	Bacias Hidrográficas.....	24
2.3.1	Delimitação de bacias, extensão ArcHidro	24
2.3.2	Características Físicas de uma Bacia Hidrográfica.....	25
2.4	Método da “curver number” ou número da curva (CN).....	27
2.5	Modelos chuva-vazão	28
2.6	Vazão máxima ou pico de descarga de bacias hidrográficas	30
2.7	Variáveis no modelo chuva-vazão.....	31
2.8	Geoprocessamento e SIG	33
2.9	Sensoriamento remoto aplicado a estimativa de evapotranspiração.....	35
2.9.1	Sensores.....	35
2.9.2	Resolução	36
2.9.3	Sistema Satélites	37
2.9.4	Série Landsat.....	37
2.10	Aplicabilidade do geoprocessamento e recursos naturais	39
2.11	Evapotranspiração (ET).....	40
2.11.1	Evapotranspiração de Referência (ET_0)	41
2.11.2	Estimativas de Evapotranspiração	41
2.11.3	Balço de Energia	42
2.12	SEBAL.....	43
2.12.1	Saldo de Radiação (R_n).....	45
2.12.2	Fluxo de calor no solo (G).....	46
2.12.3	Fluxo de calor sensível (H)	47
2.12.4	Fluxo de calor Latente (λLE).....	47
3	MATERIAL E MÉTODOS.....	49
3.1	Área de estudo.....	49
3.1.1	Localização.....	49
3.1.2	Área de estudo.....	51

3.2	Delimitação da área de estudo.....	52
3.3	Caracterização fisiográfica da bacia pelo SRTM x Cartas SG/SUDENE.....	54
3.4	Caracterização Fisiográfica da bacia Pacui.....	54
3.4.1	Densidade da rede de drenagem (D_d)	55
3.4.2	Declividade da bacia (D_b).....	55
3.4.3	Comprimento da bacia (L_b)	56
3.4.4	Declividade média do curso principal (D_{Cp})	556
3.4.5	Fator de forma da bacia (R_f).....	57
3.4.6	Coefficiente de compacidade (K_c)	57
3.4.7	Coefficiente de Manutenção (C_m)	58
3.4.8	Ordem dos cursos d'água da bacia	58
3.4.9	Sinuosidade do rio principal (S_{in}).	59
3.4.10	Tempo de concentração da bacia (T_c).	59
3.4.11	Extensão média do escoamento superficial (Ext. Esc. super.).....	60
3.4.12	Geração do Mapa de Declividade.....	60
3.5	Delimitação das classes de solo da bacia	61
3.5.1	Georeferenciamento das imagens	62
3.5.2	Classificação e delimitação das coberturas e usos da bacia.....	63
3.5.3	Classificação das coberturas ou usos	63
3.6	Obtenção de dados hidrometeorológicos	64
3.6.1	Dados Pluviométricos e Fluviométricos.....	64
3.6.2	Interpolação de dados dos postos pluviométricos da bacia Pacui	66
3.7	Determinação do pico de descarga pelo método SCS – USDA.....	67
3.7.1	Parâmetros necessários à composição da vazão de pico	67
3.7.2	Perdas iniciais.....	67
3.7.3	Precipitação efetiva (P_{ef})	68
3.7.4	Capacidade máxima de retenção (S).....	68
3.7.5	Modelo hidrológico curva número (CN).....	69
3.7.6	Tempo de concentração (T_c)	71
3.8	Estimativa da evapotranspiração através do SEBAL	71
4	RESULTADOS E DISCUSSÃO	87
4.1	Características fisiográficas da bacia rio Pacui e da bacia rio Salitre.....	87
4.1.1	Índices físicos da sub-bacia do rio Pacui e bacia do rio Salitre	87
4.1.2	Hipsometria da sub-bacia do rio Pacui e da bacia do rio Salitre	99

4.1.3	Declividade da sub-bacia do rio Pacui e da bacia do rio Salitre	101
4.2	Comparação dos dados SRTM com dados das cartas cartográficas da SUDENE para a Bacia Pacui.....	104
4.3	Caracterização dos solos das bacias do rio Pacui e do rio Salitre.....	109
4.4	Uso e Ocupação do Solo da sub-bacia do rio Pacui	111
4.5	Escoamento Superficial da sub-bacia do rio Pacui e Comparação de Vazão de Pico pelos Métodos de SCS – USDA e Dooge.....	112
4.6	Mapa temático da precipitação máxima diária sub-bacia do rio Pacui	114
4.7	Vazão medida Estação fluviométrica Abreus	116
4.8	Balanco de energia.....	121
4.8.1	Elementos constituintes da região estudada.....	121
4.8.2	Componentes do balanço de radiação (R_n)	122
4.8.3	Albedo (α)	123
4.8.4	Índice de Vegetação (SAVI), Emissividade, Temperatura (T_s) e Radiação Emitida ($R_{L\uparrow}$).	125
4.8.5	Saldo de Radiação (R_n).....	129
4.8.6	Fluxo de Calor do Solo (G).....	131
4.8.7	Fluxo de Calor Sensível (H).....	133
4.8.8	Fluxo de Calor Latente (LE)	135
4.8.9	Evapotranspiração Horária (ET_{o_h}).....	137
5	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....	141
6	REFERÊNCIAS	143

1. INTRODUÇÃO

O fato da disponibilidade hídrica de uma bacia hidrográfica ser limitada, aliada ao crescente aumento da demanda motivado pelos mais variados usos e impulsionado pelo desenvolvimento econômico, exige a adoção de critérios de gestão capazes de minimizar os inevitáveis conflitos pelo uso da água. Para que a gestão seja adequada, essa disponibilidade pode ser avaliada através da aplicação de um balanço hídrico, no que se requer o conhecimento dos diferentes segmentos do ciclo hidrológico, notadamente da precipitação e da vazão (BARBOSA et al. 2005). Assim, as características fisiográficas de uma bacia são elementos fundamentais para o estudo do comportamento hidrológico da mesma.

A importância de se adotar a bacia como unidade hidrológica está ligada ao fato de que suas características estão intimamente relacionadas com a produção de água. A área de uma bacia hidrográfica tem influência sobre a quantidade de água produzida e, a forma e o relevo atuam sobre o regime desta produção (ZAKIA, 1998).

A caracterização hidrológica de uma bacia hidrográfica vem da necessidade de se compreender os processos que controlam o movimento da água e os impactos de mudanças do uso da terra sobre a quantidade e qualidade da água (ZAKIA, 1998). Estudos dos parâmetros para a estimativa de vazões associado às características fisiográficas da bacia hidrográfica, tais como: área de drenagem, comprimento do rio principal, declividade média do rio principal, densidade de drenagem e coeficiente de compactidade, vêm sendo utilizados por sua grande abrangência, permitindo inferir sobre a vazão de determinadas bacias que, ou não têm registros, ou os possuem de forma insuficiente.

Os estudos relacionados à rede de drenagem de uma bacia hidrográfica são importantes para geomorfologia, pois os cursos d'água constituem um dos processos mais ativos na formação da paisagem terrestre.

A determinação destes parâmetros visando à caracterização dos recursos hídricos nas bacias da Bahia se depara com entraves, tais como, a escassez de informações básicas e a dimensão da área territorial que prescinde de um método eficiente para a geração de tal informação. Nos últimos anos, as técnicas de geoprocessamento e de sistemas de informação geográfica têm se desenvolvido, com

aplicações notadamente nas áreas de recursos hídricos e ambientais. A geração de modelos para a determinação de parâmetros fisiográficos da bacia a partir de modelos digitais de elevação hidrologicamente consistentes e incorporados a um banco de dados georreferenciado tem destaque com Oliveira (2001), Mendes e Cirilo (2001), dentre outros.

De acordo com Tucci (2001), a precipitação máxima é entendida como a ocorrência extrema, com duração, distribuição temporal e espacial críticas para uma área ou bacia hidrográfica. A precipitação máxima provável (PMP) é compreendida como a maior coluna pluviométrica correspondente a uma duração fisicamente possível de ocorrer sobre uma determinada área em uma dada época do ano. O mesmo autor ainda comenta que a disponibilidade de longas séries de precipitações é, em geral, muito mais freqüente que a de vazão e que o estudo das precipitações máximas é um dos caminhos para se conhecer a vazão de enchente de uma bacia.

Entretanto, nas últimas décadas, vem sendo crescente a utilização dos Sistemas de Informação Geográfica – SIG para extração de parâmetros da superfície do solo que alimentam modelos hidrológicos. A tecnologia SIG se mostra como uma ferramenta eficaz no preparo de informações que alimentam os modelos, bem como no que diz respeito à representação espacial dessas informações.

No estudo de escoamento superficial diversos são os métodos utilizados. Alguns fornecem a vazão máxima de uma bacia hidrográfica tais como a fórmula racional, a de Mac-Math e o método de Cook; outros permitem conhecer o volume total escoado superficialmente e o pico de descarga. Nesta categoria destaca-se o método do Serviço de Conservação de Solos dos Estados Unidos, denominado método do “curver number” que utiliza a altura pluviométrica, incorporando o efeito relativo das características de infiltração de água no solo, uso da terra e práticas agrícolas (SOUZA et al. 1995).

A quantificação das perdas de água para a atmosfera em escala regional é de grande importância para o planejamento das atividades agrícolas e no gerenciamento dos recursos hídricos de uma bacia hidrográfica. Para que se possam determinar essas perdas tão importantes no ciclo hidrológico em escala regional foram desenvolvidos algoritmos que possibilitam a estimativa da evapotranspiração utilizando técnicas de sensoriamento remoto e imagens de satélite como, por exemplo, as do Landsat-TM e outros (SILVA; BEZERRA 2006). Um desses algoritmos é o SEBAL (Surface Energy

Balance Algorithm for Land), proposto por Bastiaanssen (1995). O SEBAL tem sido aplicado em diferentes países e em áreas irrigadas da região semi-árida do Nordeste brasileiro, como fizeram Lopes (2003) e Bezerra (2004) que obtiveram o balanço de radiação à superfície com o SEBAL, utilizando imagens do TM Landsat 5 no Perímetro Irrigado Senador Nilo Coelho, localizado às margens do Rio São Francisco em Petrolina-PE. Já Meireles (2007) estimou a evapotranspiração horária e diária no terço médio da bacia do Acaraú-CE alcançando resultados satisfatórios. Moreira (2007) aplicou o SEBAL em três regiões do Estado do Ceará (Bacia do Rio Acaraú, Chapada do Apodi e Araripe) obteve resultados excelentes quanto à estimativa da evapotranspiração horária nesta região.

Então, neste contexto caracterizar o comportamento de uma bacia hidrográfica é fundamental. Assim, o presente trabalho teve como objetivos a caracterização fisiográfica da bacia hidrográfica rio Pacui, a análise de dados de estimativa de vazão de pico pelos métodos de SCS-USDA e Dooge e estimativa da evapotranspiração horária através de imagens de satélites Landsat - 7 EMT empregando o algoritmo SEBAL.

2. REVISÃO DE LITERATURA

2.1 Ciclo Hidrológico

O ciclo hidrológico, conjunto dos diversos caminhos percorridos pela água do planeta entre a superfície e a atmosfera é impulsionado fundamentalmente pela energia solar, gravidade e rotação terrestre. O mesmo se dá em vários sub-ciclos, em que parte ocorre através do escoamento superficial e parte referente aos processos que envolvem o ciclo da água subterrânea. Então, toda água que chega aos rios através do escoamento superficial ou através do escoamento de base é transportada pela rede de drenagem até alcançar novamente os oceanos, reiniciando-se o ciclo hidrológico (TUCCI, 1993), (RAMOS et al. 1989) e (RAUDIKIVI, 1979), (BALDISSERA, 2005).

O desafio para os modelos chuva-vazão é, conhecendo como o ciclo hidrológico ocorre obter, principalmente, a partir da precipitação num certo momento, quais os volumes escoados.

Dos seres vivos, os principais processos que compõem o ciclo hidrológico são a evaporação e transpiração das plantas que suprem a atmosfera de vapor d'água, a precipitação que devolve a água à superfície terrestre; a infiltração, que retém parte do volume precipitado e alimenta as plantas e os lençóis freáticos e os escoamentos superficiais e de base que se encontram nos cursos de água mais estáveis formados pelos rios e seus afluentes os quais na sua maioria conduzem o escoamento aos oceanos. Portanto, para melhor entender os modelos hidrológicos, é necessário analisar os componentes envolvidos no ciclo hidrológico

2.2 Modelo Numérico do Terreno

Os instrumentos computacionais do Geoprocessamento, chamados de Sistemas de Informações Geográficas (SIGs), permitem a realização de análises complexas ao integrar dados de diversas fontes e criar bancos de dados

georreferenciados. O termo Modelo Numérico do Terreno (MNT) é utilizado para denotar a representação quantitativa de uma grandeza que varia continuamente no espaço. Comumente associados à altimetria, também podem ser utilizados para modelar informações relativas às unidades geológicas e armazenamento de dados de altimetria para gerar mapas topográficos (CÂMARA; MEDEIROS, 1998).

O modelo numérico do terreno é a representação matricial da topografia, em que cada célula tem um valor que indica a altitude média na posição. A direção de fluxo sobre um MNT é a direção de uma célula qualquer para a sua vizinha mais baixa (COLLISCHONN, 2001).

Para obter as direções de fluxo, o MNT não deve apresentar depressões. Depressões são células ou grupos de células de altura inferior à altura de todas as células de sua vizinhança, onde a direção de fluxo é indeterminada. O processo de remoção de depressões e de obtenção das direções de fluxo é realizado simultaneamente e de forma iterativa, finalizando quando o algoritmo que determina a direção de fluxo corrige as depressões em todo o MNT. As direções de fluxo são obtidas com uma janela móvel que percorre o MNT e atribui a cada uma das células um código que representa a direção de fluxo, que pode estar orientada para uma de suas oito células vizinhas. O critério para a escolha é a direção que apresenta a maior declividade.

A partir da grade de direções de fluxo é realizada a delimitação das bacias e subbacias, o cálculo da área de drenagem, o ordenamento hierárquico das células e a definição da rede de drenagem.

Os modelos numéricos do terreno (MNT) ou modelos de elevação (MDE) têm sido largamente utilizados nas Geociências, no propósito de representar as características de variáveis regionalizadas. Quando são usados junto aos Sistemas de Informações Geográficas (SIG) e técnicas de sensoriamento remoto, permitem estudar a variabilidade dos processos físicos nas bacias, com uma ampla aplicação em diversas áreas (MENDES; CIRILO, 2001).

Segundo os mesmos autores pode-se obter um MNT através da utilização de várias técnicas, tais como: interpolação de curvas de nível, pela vetorização ou digitalização das folhas topográficas do IBGE; coleta de pontos em campo e também posterior interpolação destes dados; através de sensoriamento remoto, utilizando-se sensores como SPOT, AsterDTM e Radar Interferométrico. O SRTM resultado de uma missão espacial internacional que envolveu a NASA (National Aeronautics and Space

Administration), a NIMA (National Imagery and Mapping Agency), o USDD (United States Department of Defense) dos Estados Unidos, o Centro Aeroespacial Alemão, DRL (Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt) e a ASI (Agenzia Spaziale Italiana), e que teve como finalidade a geração de um Modelo Digital de Elevação (MDE) de alta resolução da Terra, utilizando a interferometria de Radar. (SOUZA FILHO, 2003).

Os MDEs resultantes da missão são incompletos, contém alguns erros de ausência de valor. Estes erros ocorrem em situações em que o sinal de retorno não atingiu determinado nível de coerência, não garantindo a qualidade requerida. São três casos principais que originaram esta ausência: o modo de aquisição de dados, o sinal não atinge objetos encobertos por outros, chamado de fenômeno de sombra, a recepção de retorno do sinal do topo do objeto antes de receber o sinal relativo à sua base. Estes fenômenos provocam a perda de correlação entre os sinais e conseqüentemente a perda de dados. Os corpos d'água tem uma resposta ótima aos sinais do radar comportando-se como um espelho que reflete num ângulo oposto ao de incidência. (SOUSA; NERY; MATOS, 2006)

Gouvêa et al. (2005), estudando comparação de modelos digitais de elevação gerados com dados SRTM e cartas IBGE na escala 1:250.000 na região da bacia do Camanducaia no Estado de São Paulo verificaram-se que uso de dados SRTM apresenta maior detalhamento e acurácia e os mapas hipsométricos e de declividade gerados a partir de dados SRTM são melhores devido à maior resolução espacial.

Estudos com o uso de dados derivados da grade de elevação (SRTM) possibilita o aprimoramento do mapeamento de classes de vegetação, estas por sua vez, possuem limites ecológicos e topográficos, os quais podem facilmente ser associados a feições através do SRTM. Entretanto, para o reconhecimento de áreas de taludes, a utilização de processamento de krigagem pode servir como base, na ocasião de um delineamento sistemático usando o SRTM. (SILVA, 2006).

Os dados do SRTM são disponibilizados gratuitamente pela United States Geological Survey (USGS) com resolução espacial de 92,72 m (NÓBREGA et al. 2005).

2.3 Bacias Hidrográficas

A bacia hidrográfica é um sistema que integra as conformações de relevo e drenagem. A parcela da chuva que se abate sobre a área da bacia e que irá transformar-se em escoamento superficial, chamada precipitação efetiva, escoar a partir das maiores elevações do terreno, formando enxurradas em direção aos talwegues. Esses, por sua vez, concentram esse escoamento em córregos, riachos e ribeirões, os quais confluem e formam o rio principal da bacia. Assim, a bacia hidrográfica pode ser definida como uma área topográfica, drenada por um curso da água ou um sistema conectado de cursos da água de forma que toda a vazão efluente seja descarregada através de uma simples saída. Para a ciência ambiental, a bacia hidrográfica contém o conceito de integração. Seu uso e aplicação para estudos de problemas ambientais são fundamentais, pois também contém informações físicas, biológicas e sócio-econômicas, sendo que nenhuma pode ser desconsiderada (BALDISSERA, 2005).

As bacias podem variar de tamanho conforme a área. Segundo Soulsby et al. (2004), as bacias rurais, quanto à área pode ser classificada como micro, meso e macro-bacias (Tabela 1).

TABELA 1 – Tamanho de escalas de bacias hidrográficas rurais com suas respectivas áreas

Escala	Área (km ²)
Microescala	< 100 km ²
Mesoescala	100 – 1000 km ²
Macroescala	> 1000 km ²

Fonte: SOULSBY et al. 2004.

2.3.1 Delimitação de bacias, extensão ArcHidro

Os métodos convencionais de obtenção manual das características fisiográficas das bacias hidrográficas a partir de mapas topográficos são tendiosos e intensivos em mão-de-obra, representando sempre um grande desafio mesmo para técnicos experientes (GARBRECHT; MARTZ, 2000).

A extensão Arc Hydro é um modelo geo-espaço-temporal que funciona como extensão da plataforma ArcGis e que não faz simulações hidrológicas (MAIDEMENT, 2002). Entretanto, dispõe de ferramentas utilíssimas para gerar as informações requeridas em várias análises hidrológicas, incluindo rede de drenagem e delimitação de bacias. Tais ferramentas incorporadas pelo Centro de Pesquisa de Recursos de Água da Universidade do Texas, em Austin, Estados Unidos e outras organizações são bastante adequadas à geração de um Modelo Numérico do Terreno.

Para Dias et al. (2004) e Bonnet et al. (2006) a geração dos limites das bacias hidrográficas e seus cursos d'água componentes, a extensão requer a indicação de uma área mínima para o conjunto de bacias a ser gerado. Maidement (2002), afirma que para utilizar o número de células com acumulação de fluxo, este é necessário para iniciar um curso de drenagem e a partir daí gerar sua respectiva sub-bacia. Alguns autores como Costa et al. (2007a e 2007b); Gondim e Teixeira (2007) e Ogren (2004) utilizaram com sucesso este mesmo padrão para delimitar bacias e gerar redes de drenagens em bacias hidrográficas facilitando sobremaneira o entendimento da dinâmica hidrológica com ganhos razoáveis de tempo de processamento de dados.

Oliveira et al. (2007) utilizando dados SRTM com resolução espacial de 90 m e a ferramenta "terrain preprocessing" da extensão Arc Hydro do ArcMap formando rede de drenagem a partir de um total de 100 células contribuintes para delimitar automaticamente uma bacia de aproximadamente 590 km², obteve estimativa de pico de descarga consistente em comparação com observação de campo.

2.3.2 Características Físicas de uma Bacia Hidrográfica

As características físicas de uma bacia são elementos de importância em seu comportamento hidrológico. Com o estabelecimento dessas relações e comparações entre eles e dados hidrológicos conhecidos, podem-se determinar indiretamente os valores hidrológicos em seções ou locais de interesse nos quais falem dados ou em regiões onde, por causa de fatores de ordem física ou econômica, não seja possível a instalação de estações hidrométricas. Pode-se dizer que estes elementos físicos

constituem a mais conveniente possibilidade de se conhecer a variação no espaço dos elementos do regime hidrológico (VILLELA; MATOS, 1975).

Portanto, sob o ponto de vista hidrológico, as descargas provenientes de uma bacia hidrográfica são afetadas por fatores climáticos e fatores fisiográficos. O principal fator climático é a precipitação e suas propriedades (intensidade, duração, frequência, distribuição espacial e temporal). Os fatores fisiográficos incluem as características da bacia, como fatores geométricos e físicos, e também as características do canal, como a capacidade de descarga, a capacidade de armazenamento e o uso da terra (COSTA, 2008).

Segundo Villela e Mattos (1975), Silveira (1993) e Araújo, J. et al. (2004) apontam área de drenagem, a forma superficial da bacia, o sistema de drenagem e as características do relevo como os elementos principais da fisiografia de uma bacia para o conhecimento de sua hidrologia superficial.

Muitos desses parâmetros podem ser estimados diretamente de mapas planialtimétricos ou automaticamente por meio de um Sistema de Informações Geográficas (SIG) acoplado a rotinas matemáticas, por exemplo, tendo como base arquivos digitais da rede de drenagem e do Modelo Numérico do Terreno (MNT) (LEÃO et al. 2004; COSTA et al. 2007a).

Tibúrcio; Castro e Teixeira (2007) verificam em estudos com caracterização e modelagem hidrológica na bacia do Maranguapinho através de técnicas de Sistemas de Informações Geográficas que esta ferramenta é importante para subsidiar análises e estudos ambientais permitindo tomadas de decisão coerentes e apropriadas no contexto da gestão sustentável dos recursos naturais.

Uma rede de drenagem representada por uma estrutura vetorial de linhas orientadas com o sentido de montante para jusante. A representação usual de um rio é feita por meio de uma linha que passe no centro geométrico do mesmo, de modo que cada segmento de reta representa um trecho de rio. A sobreposição de mapas permite a remoção dos trechos dos rios fora do limite de bacia e identifica localizações dos cruzamentos dos rios e limites das sub-bacias. Essas localizações podem representar início de drenagem (fontes), saídas de sub-bacias (exutórios) ou sumidouros, como transposição de água entre bacias. O mapa resultante representa mapas de sub-bacias e respectiva rede de drenagem (MENDES; CIRILO, 2001).

2.4 Método da “curver number” ou número da curva (CN)

O “curver number” ou número da curva (CN) é a técnica utilizada para estimar o volume de escoamento em bacias hidrográficas, e foi desenvolvido pelo Serviço de Conservação de Solos (Soil Conservation Service – SCS) do Departamento de Agricultura dos Estados Unidos (United States Department of Agriculture - USDA). Desde então, o CN tem sido objeto de numerosas contribuições de aperfeiçoamento, incluindo aplicações para bacias urbanas e rurais. Ao longo dos anos o método CN tornou-se uma ferramenta importante na determinação do escoamento superficial, devido a sua relativa facilidade de uso, disponibilidade de dados confiáveis, juntamente com o uso do SIG.

Toda a metodologia do SCS se baseia em um parâmetro que procura descrever o tipo de solo, sua utilização e condição de superfície no que diz respeito à potencialidade de gerar escoamento superficial. Este parâmetro é representado pelo CN (curva número). O valor de CN está compreendido entre 0 e 100, correspondendo o zero a uma bacia de condutividade hidráulica infinita e o 100 a uma bacia totalmente impermeável. Contudo, é importante acentuar que o valor de CN não exprime a porcentagem de zonas impermeáveis da bacia.

A principal razão da grande popularidade do uso do método da CN é a sua simplicidade, requerendo somente quatro características da bacia hidrográfica. O CN é um método empírico baseado em dados da relação entre altura pluviométrica, total precipitado da chuva, condições da superfície da terra e volume de escoamento, sendo, o valor da CN uma função do uso e cobertura do solo, condições hidrológicas (capacidade da superfície da bacia para aumentar ou reduzir diretamente o runoff), grupo hidrológico do solo (descreve o tipo de solo e as condições da cobertura vegetal) e as condições de umidade antecedente (AMC) informa o histórico recente da chuva e, conseqüentemente, é uma mensuração do valor da umidade armazenada pela retenção. Cada um destes fatores pode apresentar alta variabilidade espacial, dificultando a determinação precisa dos valores da CN para todas as áreas de uma bacia hidrográfica (GROVE, 1998).

Segundo Pickbrenner; Pedrollo e Risso (2005), estudando determinação do CN através de técnicas de geoprocessamento concluíram-se que a insegurança na utilização do método SCS, em função da grande sensibilidade à variação do CN, parâmetro único do método, fica bastante amortecida pela utilização de operações de geoprocessamento na obtenção do CN ponderado. Os autores ainda recomendam que devem ser realizados estudos que determine o efeito de melhor detalhamento na delimitação das sub-bacias de contribuição, na valorização do CN ponderado e conseqüente modelagem do escoamento superficial.

Ruhoff (2007) verificou-se que uso de CN no auxílio da estimativa de escoamento em bacias hidrográficas que não possui dados hidrológicos disponíveis acoplado ao SIG é de grande relevância, resultados estes observados em estudos com modelagem dinâmica de escoamento superficial na Bacia do Arroio Grande, RS.

A simulação dinâmica de escoamento superficial contribui no auxílio ao planejamento e gerenciamento de bacias de drenagem carentes de dados hidrológicos e sujeitas a constantes mudanças no uso e cobertura da terra.

2.5 Modelos chuva-vazão

Um modelo chuva-vazão é uma ferramenta que, através de uma abordagem simplificada dos processos do ciclo hidrológico, tem como objetivo, principal, avaliar qual a resposta em termos de vazão de uma dada bacia hidrográfica em função de uma precipitação qualquer. Estes modelos são capazes de descrever em função da precipitação, as perdas por evaporação, interceptação, infiltração e percolação da água subterrânea e de estimar o escoamento superficial e o escoamento de base em uma bacia hidrográfica.

Segundo PULLAR e SPRINGER (2000), modelos hidrológicos são representações matemática do fluxo de água e seus constituintes, conjunto de leis físicas e empíricas expressa de forma matemática que são combinadas de forma a produzir uma resposta (saída) em função de condições conhecidas e/ou assumidas (entrada). Os mesmos permitem a simulação de processos físicos nas suas dimensões temporais.

Possuem importância na previsão de enchentes ou estimativas da disponibilidade hídrica em situações de escassez.

Os modelos chuva-vazão surgiram logo após a Segunda Guerra Mundial, para melhor descrever os estudos em recursos hídricos. No Brasil este processo se intensificou apenas na década de 70. Estes modelos foram desenvolvidos para tentar representar por completo o ciclo hidrológico. Ao longo dos tempos outros modelos surgiram com a mesma proposta, mas com pequenas diferenças em seus algoritmos, ressaltando um ou outro processo, como por exemplo, a infiltração ou a evapotranspiração (BALDISSERA, 2005).

Em termos gerais os modelos chuva-vazão são utilizados para estudo do comportamento dos fenômenos físicos hidrológicos, análise de consistência e preenchimento de falhas, previsão de vazão em tempo real, previsão de cenários de planejamento, efeitos resultantes da modificação do uso do solo, dimensionamento de obras hidráulicas (BARTH et al. 1987; TUCCI, 1998).

Segundo VENDRUSCOLLO (2005) os modelos hidrológicos chuva-vazão foram desenvolvidos tendo como objetivo a síntese de séries de vazão em determinados locais, para finalidades como a previsão de vazões ou a síntese de vazões em locais carentes de informações, entre outros.

Um dos modelos mais importantes na simulação hidrológica é o que simula a transformação de chuva em vazão. Estes são utilizados para simular processos hidrológicos, principalmente, no que se refere à dinâmica dos escoamentos na seção do exutório da bacia. Esses modelos permitem simular cenários futuros de uso e ocupação das bacias, o que auxilia os tomadores de decisão em suas ações no planejamento do desenvolvimento do território.

Segundo Barp e Barbosa (1999), a comparação entre modelo SMAP e modelo de Rede Neurais Artificiais (RNA) aplicado a uma bacia no Estado de Mato Grosso – Rio Guaporé, cujos resultados indicam que o modelo RNA que tem como entrada a série de precipitações e saída a série de vazões apresenta desempenho próximo ao do SMAP manual, quando tomados os critérios de avaliação estatística dos resultados observados contra os calculados pelos modelos. Diniz e Clarke (2001) apresentam a regionalização dos parâmetros do modelo SMAP mensal com base nas características físicas e climáticas mais relevantes usando dados de 14 bacias e sub-bacias hidrográficas localizadas na região semi-árida do Nordeste do Brasil. Concluíram que para a

regionalização dos parâmetros de um modelo chuva-vazão é fundamental haver relações entre estes e as características mais relevantes das bacias hidrográficas e que os parâmetros relacionados com o processo de formação do escoamento em superfície, foram mais sensíveis do que os outros que se associam ao escoamento subterrâneo, o que é bastante razoável para a hidrologia da região onde se localizam as bacias hidrográficas do estudo.

2.6 Vazão máxima ou pico de descarga de bacias hidrográficas

A vazão máxima é utilizada na previsão de enchentes e no projeto de obras hidráulicas tais como condutos, canais, bueiros, pontes, sangradouros entre outras. O hidrograma de projeto é necessário quando o volume, a distribuição temporal e o pico são importantes no funcionamento da obra hidráulica, como no caso de reservatórios em estudos de pico de descarga em bacias hidrográficas. (TIBÚRCIO, 2002).

O processo de modelagem hidrológica chuva-deflúvio que recorre ao método do Soil Conservation Service (SCS) e conseqüentemente a valores de Curve Number (CN) requer dados de uso do solo, sendo estes obtidos, freqüentemente, por sensoriamento remoto, além de informações sobre solo e vegetação. O uso do método CN em bacias hidrográficas no Brasil é comum, porém, sua precisão pode ser questionável, em especial para bacias com escoamento efêmero, onde as respostas hidrológicas possuem comportamento diferenciado (MELLO et al. 2007).

Oliveira et al. (2007) aplicando duas metodologias para determinação do tempo de concentração (SCS - USDA e Dooge) e conseqüentemente do pico de descarga da bacia do açude Aracoiaba, verificaram que é necessário o uso de equações em condições semelhantes ou muito próximas das quais foram desenvolvidos os estudos. Os autores ainda relatam que o método de Dooge ajustou-se melhor a bacia estudada.

A precipitação máxima é determinada com base no risco ou tempo de retorno. A vazão resultante não possui necessariamente o mesmo risco, se comparado com outros métodos, devido aos diferentes fatores que envolvem a transformação da precipitação em vazão. Os principais fatores são as condições iniciais de perdas do solo,

de escoamento dos rios e reservatórios, além da distribuição temporal e espacial da precipitação.

Aquino et al. (2008) ao estimar o escoamento superficial em uma microbacia do semiárido brasileiro pelo emprego do Sistema de Informações Geográficas – SIG, observaram que se cada um dos parâmetros do pico de descarga tivesse de ser estimado de forma tradicional, ou seja, mediante inúmeros experimentos de campo, representaria uma limitação quando se tratasse de grandes áreas. Portanto, neste contexto as técnicas de geoprocessamento aparecem como ferramentas alternativas para que este tipo de análise possa ser feito em escala regional, em tempo e custos muito menores.

2.7 Variáveis no modelo chuva-vazão.

Segundo Jensen et al. (1990), a lâmina de precipitação efetiva (Pef) armazenada no solo durante um período depende da frequência de ocorrência e características (total precipitado, duração e intensidade) da precipitação, das condições da superfície do solo e da capacidade de armazenagem de água do solo disponível na ocasião da chuva

A determinação da parte da chuva que se transforma em escoamento superficial é denominada de precipitação efetiva ou excesso de precipitação. Sua determinação é um dos fatores mais importantes na determinação da vazão máxima ou pico de descarga a partir de dados de chuva (GENOVEZ, 2001).

O termo Precipitação Efetiva (Pef) tem diferentes interpretações, nas diferentes especialidades, sendo na agricultura definida como a parte da precipitação que fica armazenada no solo até a profundidade efetiva das raízes das plantas e assim disponível para os cultivos. É a diferença entre a precipitação total e as diferentes perdas como escoamento superficial, percolação além da zona radicular do solo e evaporação da água interceptada pela vegetação. Portanto, as necessidades hídricas das culturas variam em decorrência de diferentes demandas espaciais e temporais (POZZEBON et al. 2003).

Rodrigues et al. (2003) afirmam que nos últimos anos várias metodologias foram desenvolvidas com a finalidade de estimar a Pef em áreas agrícolas, dentre estas se destaca a desenvolvida pelo Serviço de Conservação de Solos dos Estados Unidos (USDA-SCS), por ser a mais utilizada.

A quantificação da chuva é obtida com a coleta da quantidade de água precipitada em postos pluviométricos, de forma pontual, assim como a evapotranspiração que é estimada a partir de parâmetros físicos e climáticos medidos em estações meteorológicas.

A interceptação pode ser entendida como a parcela do volume precipitado interceptado antes que alcance o solo. A principal forma de interceptação é a retenção de volumes de água pelas folhas e troncos da vegetação da bacia hidrográfica. (BALDISSERA, 2005).

Outra forma de interceptação de volumes da precipitação, conhecida por detenção, ocorre devido às depressões existentes ao longo da bacia. A dinâmica deste tipo de interceptação é função principalmente do tipo de solo. Em solo arenosos, os volumes interceptados infiltram rapidamente retornando ao fluxo normal da bacia. Em solos mais argilosos, a infiltração é lenta e a interceptação nas depressões é significativa reduzindo a vazão média da bacia.

Do volume precipitado menos as perdas nas interceptações e na evaporação direta, o restante é infiltrado ou é escoado superficialmente, se a intensidade de chuva exceder a capacidade de infiltração. A infiltração é o processo de passagem da água da superfície para o interior do solo. A forma com que este processo ocorre depende, fundamentalmente, do tipo de solo e da quantidade de água disponível. A diversidade de solos quanto à textura, a estrutura, o perfil vertical e horizontal e a variabilidade espacial é que torna a quantificação da infiltração um dos processos mais difíceis entre os processos do ciclo hidrológico (MACHADO, 2005).

Segundo Machado (2005) o conhecimento da dinâmica do processo de infiltração permite avaliar e diferenciar capacidade de infiltração de taxa de infiltração. No início do processo de infiltração, as camadas superiores são mais secas, ou seja, naquele momento a capacidade de infiltração é maior que num momento posterior. As taxas de infiltração são função da quantidade de água disponível. Portanto, para que exista escoamento superficial a intensidade da precipitação deve ser maior que a

capacidade de infiltração e a altura precipitada deve ser suficiente para que o solo alcance a capacidade de campo.

Se a precipitação for tal que supere as perdas por interceptação e evaporação, e ainda sua intensidade seja superior à capacidade de infiltração, então ocorre o escoamento superficial. O escoamento superficial se caracteriza pelo movimento sobre o solo do excesso de água precipitado dos pontos mais altos para os pontos mais baixos pela ação da gravidade. Neste trajeto as partículas de água passam por redes efêmeras de drenagem até encontrar os canais principais, rios e lagos. Os volumes que chegam até o rio ou lago geram um momento da vazão ou dos volumes armazenados. Quantificar estes volumes é o principal problema na engenharia de recursos hídricos. A variação da vazão num rio interfere diretamente no gerenciamento dos recursos hídricos (MACHADO, 2005).

2.8 Geoprocessamento e SIG

Os Sistemas de Informações Geográficas - SIG é uma tecnologia desenvolvida para lidar com informações espaciais e podem ser aplicadas nos aspectos ambientais, sociais e econômicas. Eles são idealmente adequados para combinar informações topográficas, de solos, uso da terra e meteorológicas para pequenas áreas dentro da bacia, onde é possível visualizar cenários passados, atuais e simular cenários futuros (GRIGG, 1996). Desde que o uso de modelos hidrológicos é limitado pela necessidade de dados espaciais, e desde que os SIG's têm uma grande facilidade em manipular esses dados, a união dessas duas tecnologias representa um importante passo para o manejo de bacias hidrográficas (WILSON; WANG, 1998).

CALIJURI et al. (1998), relatam que o acoplamento do SIG com os modelos hidrológicos e a sua aplicação em bacias hidrográficas permite a realização de um grande número de operações, como projeto, calibração, simulação e comparação entre os modelos. O uso do SIG permite, portanto, subdividir a bacia hidrográfica em subáreas homogêneas.

O geoprocessamento é representado pela integração de imagens digitais de diversificados sensores remotos com Sistemas de Informações Geográficas (SIG).

Entretanto, constitui apenas um primeiro nível de integração relevante à hidrologia e aos recursos hídricos. A integração do geoprocessamento com os modelos que busquem uma melhor compreensão de fenômenos edafoclimáticos e a gestão de recursos hídricos são de grandes importâncias para estudo em bacias hidrográficas (ÁVILA et al.; 1999).

O mapeamento e localização das águas superficiais e subterrâneas, com destaque para bacias e redes hidrográficas, e a identificação em meio cartográfico da quantidade e qualidade da água, são ações fundamentais na gerência eficiente dos corpos hídricos.

Segundo Zeiler (1999), a função do SIG é proporcionar uma estrutura espacial para auxiliar as tomadas de decisões para o uso racional dos recursos existentes na Terra e para gerenciamento das ações antrópicas sobre esses recursos. O SIG disponibiliza informações sob forma de mapas e símbolos.

Segundo Tsou e Whittemore (2001), a integração de modelos com SIG's é obtida de duas maneiras: uma através da integração por meio de uma interface de transferência de dados entre o modelo e o SIG ou a integração das equações do modelo ao SIG. Na primeira forma de integração, cria-se uma interface para conversão e transferência dos dados armazenados em camadas do SIG para os arquivos de entradas dos modelos. Executa-se o modelo para camadas do SIG, onde os resultados da simulação são apresentados. Nessa forma de integração, o SIG assume papel de pré e pós-processador. Na segunda, as equações do modelo são integradas aos elementos do SIG por meio de modificações no código fonte o SIG realiza por meio de linguagens de macro. A primeira forma de integração tem sido a mais utilizada no processo de integração de SIG's e modelos.

A utilização dos SIG's no processo de modelagem dos recursos hídricos no Brasil vem sendo bastante difundida. Isto é, se deu em função da necessidade de manipulação de uma extensa massa de dados no processo de modelagem e das ferramentas que um SIG oferece. Essas ferramentas possibilitam o gerenciamento e a manipulação eficazes de informações distribuídas espacialmente. (FASSIO et al. 2005).

2.9 Sensoriamento remoto aplicado a estimativa de evapotranspiração

2.9.1 Sensores

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) (MENDES; CIRILO, 2001), 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.

Os sistemas podem ser ativos, como é o caso dos sistemas de radar, que registram a diferença de frequência entre o sinal emitido por elas e o sinal recebido da superfície, ou passivo, como é o caso das imagens de satélite, que registram a refletância ou emitância de uma superfície (FLORENZANO, 2002). “A principal função de um sensor remoto consiste em captar e medir a quantidade de energia refletida e/ou emitida por alvos, e desta forma, obter informações sobre a natureza e/ou condições destes.” (ERBERT, 2001).

O espectro eletromagnético (Figura 1) é uma escala contendo os diversos comprimentos de onda emitidos e recebidos por um sensor, e está compreendido desde as ondas de raio gama ($0,01\text{Å}$ a 1Å) até as ondas de rádio (1m a 100 km).

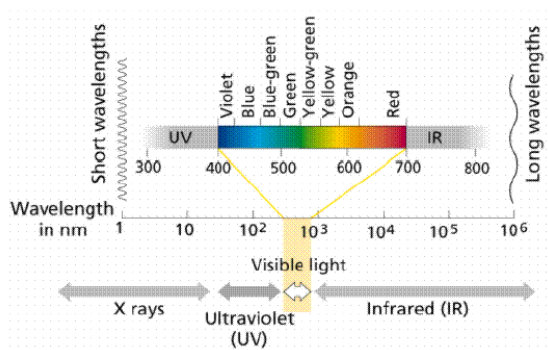


FIGURA 1 - Espectro eletromagnético.

Dentro deste espectro, encontramos a faixa compreendida entre 0,30 μm e 15 μm , representando o espectro óptico. Segundo Mendes e Cirilo (2001), os sistemas sensores que operam na região óptica do espectro podem ser classificados em função do tipo de energia que detectam como sensores termais e sensores de energia solar refletida. O espectro de energia refletida divide-se em visível (0,38 μm a 0,72 μm), infravermelho próximo (0,72 μm e 1,3 μm) e infravermelho médio (1,3 μm e 3,0 μm). Os sensores termais operam na região do infravermelho distante (7 μm e 15 μm).

2.9.2 Resolução

No sensoriamento remoto, a resolução apresenta-se em quatro independentes tipos: resolução espacial, resolução espectral, resolução radiométrica e resolução temporal.

- Resolução Espacial: Refere-se ao tamanho da área representada por cada pixel da imagem. Também é definida como a capacidade do sistema sensor em “enxergar” objetos na superfície terrestre, quanto menor o objeto possível de ser visto, maior a resolução espacial.
- Resolução Espectral: conceito inerente às imagens multiespectrais de sensoriamento remoto. É definida pelo número de bandas espectrais de um sistema sensor e pela largura do intervalo de comprimento de onda coberto por cada banda. Quanto maior o número de bandas e menor a largura do intervalo, maior é a resolução espectral de um sensor (CROSTA, 1993, MEIRELES, 2007).
- Resolução Radiométrica: É dada pelo número de níveis digitais, representando níveis de cinza, usados para expressar os dados coletados pelo sensor. Quanto maior o número de níveis, maior é a resolução radiométrica.
- Resolução Temporal: Definida pelo intervalo de tempo entre duas tomadas da imagem. (CÂMARA et al, 1998; MEIRELES, 2007).

2.9.3 Sistema Satélites

Os satélites originaram-se durante a Guerra Fria travada entre os Estados Unidos e a União Soviética, sendo um ponto de partida para o desenvolvimento da tecnologia aeroespacial. Portanto, os satélites inicialmente serviram para fins militares, mas com o fim dos conflitos, outras aplicações foram atribuídas a esta ferramenta de imensa importância. Atualmente estão em órbita, além dos satélites do Sistema de Posicionamento Global, satélites de comunicações, satélites científicos e satélites militares.

Os satélites científicos são utilizados para observar a Terra e realizar experiências em microgravidade. Os satélites de observação permitem estudar as mudanças climáticas, os recursos naturais, observar fenômenos naturais, gerar o mapeamento de cidades e até para a espionagem. Atualmente, uma das principais aplicações desta tecnologia é o monitoramento da condição ambiental terrestre, onde vários segmentos profissionais estão envolvidos, todos interligados, gerando ainda mais informação a respeito de determinado tema (MEIRELES, 2007).

2.9.4 Série Landsat

A série LANDSAT iniciou-se no final da década de 60, a partir de um projeto desenvolvido pela Agência Espacial Americana dedicado exclusivamente à observação dos recursos naturais terrestres. (EMBRAPA, 2009). Em 23 de Julho de 1972, a NASA (National Aeronautics and Space Administration) divulgou nos Estados Unidos o primeiro satélite chamado ERTS 1 (Earth Resources Technology Satellite), no quadro do Programa Espacial "Earth Resources Technology Satellite". Este Programa Espacial e os satélites que o compõe foi posteriormente rebatizado "Landsat" para melhor sugerir o enfoque do seu esforço sobre Sensoriamento Remoto de Recursos Naturais Terrestres (ENGESAT, 2009).

O sistema Landsat é composto de uma série de 7 satélites lançados em intervalos de 3 a 4 anos, sendo que o Landsat 6 fracassou durante o lançamento. A Tabela 2 apresenta um resumo da história do Programa Landsat.

TABELA 2 – Resumo do programa Landsat

Satélite	Data de lançamento	Sensor a Bordo	Término da operação
Landsat 1	23 de julho de 1972	MSS e RBV	Janeiro de 1978
Landsat 2	22 de janeiro de 1975	MSS e RBV	Julho de 1983
Landsat 3	05 de março de 1978	MSS e RBV	Setembro de 1983
Landsat 4	16 de julho de 1982	TM e MSS	Setembro de 1984
Landsat 5	01 de março de 1984	TM e MSS	Em atividade
Landsat 6	05 de outubro de 1993	ETM	Fracassou
Landsat 7	15 de abril de 1999	ETM +	Maio de 2003

Fonte: MOREIRA (2007); ENGESAT (2009).

O LANDSAT-7 teve início de suas atividades em abril de 1999 e encerrou em 2003, utilizando o sensor ETM+ (Enhanced Thematic Mapper Plus). Este instrumento foi capaz de ampliar as possibilidades de uso dos produtos LANDSAT, porque manteve a alta resolução espectral (característica importante desse sistema) e conseguiu ampliar a resolução espacial da banda 6 (Infravermelho Termal) para 60 metros além de inserir a banda pancromática e permitir a geração de composições coloridas com 15 metros de resolução.(EMBRAPA, 2009)

Atualmente, as imagens são aplicadas em: acompanhamento do uso agrícola das terras, apoio ao monitoramento de áreas de preservação, atividades energético-mineradoras, cartografia e atualização de mapas, desmatamentos, detecção de invasões em áreas indígenas, dinâmica de urbanização, estimativas de fitomassa, monitoramento da cobertura vegetal, queimadas secas e inundações e sedimentos em suspensão nos rios e estuários.

2.10 Aplicabilidade do geoprocessamento e recursos naturais

O sensoriamento remoto atrelado a geoprocessamento tecnologia permite a aquisição de informações sobre a superfície terrestre à distância e processamento dessas informações, o que representa um importante instrumento para a compreensão dos impactos no meio ambiente. Portanto, a utilização de imagens de satélites tornou-se 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.

Costa et al. (1996) procuraram fazer a delimitação, a quantificação e a caracterização das áreas de preservação permanente, por meio de um Sistema de Informações Geográficas, permitindo localizar e quantificar as áreas com uso indevido, enquanto, Gomes (2000) procurou avaliar a vulnerabilidade de perda de solo em regiões semiáridas utilizando sensoriamento remoto e geoprocessamento em Parnamirim – PE. O referido autor observou que a metodologia se mostrou eficaz para obtenção de carta de vulnerabilidade à perda de solo, no que diz respeito aos conceitos, ferramentas, técnicas e aplicabilidade. Os resultados mostraram-se o potencial do uso de sensoriamento remoto nestes tipos de trabalho.

Informações de satélites foram utilizadas na confecção de mapas de evapotranspiração de uma bacia hidrográfica localizada na região de Saskatchewan, Canadá. Os autores identificaram uma alta variabilidade espacial da evapotranspiração sobre a bacia estudada. O estudo evidenciou que a variabilidade da ET apresenta uma alta correlação com o tipo de cobertura vegetal, com o índice de área foliar e a classe de solo. Tal fato expressa que a evapotranspiração determinada de uma maneira pontual não deve ser estendida para uma escala regional. (CHEN et al. 2005).

2.11 Evapotranspiração (ET)

A evaporação é o processo por meio do qual a água é convertida da fase líquida para a fase de vapor (vaporização). Já a transpiração é o processo em que a água que passa pelo interior da planta se transforma em vapor e é transferida para a camada de ar próxima à superfície da mesma, através de seus estômatos (ALLEN et al. 1998; PEREIRA et al. 2002). A evapotranspiração é a junção desses dois processos, definindo a perda total de água do sistema solo-planta para a atmosfera.

O conhecimento das taxas de perdas de água por evapotranspiração nas zonas secas é de grande importância em decorrência da característica natural destes ecossistemas, que apresenta reduzida disponibilidade hídrica. Este problema se torna mais acentuado nas regiões áridas de clima quente que não possuem água de degelo e os seus rios são em quase sua totalidade intermitentes ou efêmeros.

A evapotranspiração é um componente do ciclo hidrológico de grande importância, e sua medida permite definir a quantidade de água a ser aplicada nos cultivos. Pereira et al.(1997), definem a evapotranspiração como um elemento climatológico fundamental, que corresponde ao processo oposto da chuva, também expressa em milímetros.

Segundo Allen et al. (1998); Pereira et al. (2002) a evapotranspiração é fortemente definida por fatores da vegetação, fatores de manejo de solo e gestão das condições ambientais e principalmente por parâmetros que dizem respeito ao tempo.

Os fatores do tempo que têm impacto principal neste processo são: radiação solar, temperatura da superfície, temperatura e umidade relativa do ar e o vento (PEREIRA et al. 2002). Temperaturas da superfície e do ar elevadas, baixa umidade, condições de céu claro e alta velocidade dos ventos são fatores que quando combinados muito contribuem com a ET.

2.11.1 Evapotranspiração de Referência (ET_0)

A evapotranspiração de referência é definida como a evapotranspiração de uma cultura hipotética, com altura fixa de 0,12 m, albedo igual a 0,23 e resistência da superfície da cultura ao transporte de vapor d'água igual a 70 s.m^{-1} , correspondendo à evapotranspiração de uma superfície gramada, de altura uniforme, em crescimento ativo, cobrindo totalmente a superfície do solo, e sem restrição hídrica. (ALLEN et al. (1998).

A definição de evapotranspiração de referência foi introduzido para o estudo da demanda evaporativa da atmosfera independente do tipo, da fase de desenvolvimento ou do manejo da cultura. Portanto, os únicos fatores que afetam a ETo são os elementos atmosféricos. Daí porque a ETo é uma variável atmosférica que, a depender da escala temporal de interesse, pode ser computada a partir de dados climáticos (BEZERRA, 2006).

A ETo pode ser determinada por diversas equações por aquelas mais simples como as baseadas em temperaturas até as mais complexas que avaliam o balanço de energia ao nível de planta, como o método de Penman-Monteith.

$$ET_o = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{(T + 273)} \mu_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34\mu_2)} \dots\dots\dots(1)$$

Onde: ETo é a evapotranspiração de referência (mm.dia^{-1}), Rn é o saldo de radiação ($\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$), G é o fluxo de calor no solo ($\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$), T é a temperatura média diária a 2 m de altura ($^{\circ}\text{C}$), μ_2 é a velocidade do vento a 2 m de altura (m.s^{-1}), e_s é a pressão de saturação do vapor (kPa), e_a é a pressão real de vapor (kPa), γ é a constante psicrométrica, e Δ é a curva de pressão de vapor ($\text{kPa.}^{\circ}\text{C}$).

2.11.2 Estimativas de Evapotranspiração

Existem diversos métodos para se estimar ou medir a evapotranspiração de uma determinada área. Alguns métodos baseiam-se em medições de campo, oriundas de

equipamentos meteorológicos (ALLEN et al. 1998). Hoje, métodos baseados em sensoriamento remoto estão sendo empregados na estimativa da evapotranspiração, ou seja, métodos estes que se fundamentam nos processos biofísicos e no balanço de energia.

2.11.3 Balanço de Energia

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. 2005a).

Segundo Teixeira et al. (1999) apud Moreira (2007) o processo de evapotranspiração é governado pela troca de energia na superfície vegetada, limitada pela energia disponível, sendo possível estimar-se o fluxo de calor latente de evaporação, através do princípio de conservação da energia, em que o ganho é igual à perda. De acordo com este princípio, estima-se a evapotranspiração através da fórmula simplificada da equação do balanço de energia, composta pelo saldo de radiação (R_n), pelos fluxos de calor latente (LE) e sensível na atmosfera (H) e pelo fluxo de calor no solo (G) (Equação 2). A solução da equação é obtida por medições de R_n e G e de estimativas de LE e H através da razão de Bowen.

$$\lambda ET = R_n - G - H \dots\dots\dots 2$$

onde:

λET é o fluxo de calor latente instantâneo ($W.m^{-2}$); R_n o saldo de radiação ($W.m^{-2}$);
G o fluxo de calor no solo ($W.m^{-2}$) e H o fluxo de calor sensível ($W.m^{-2}$).

A estimativa de evapotranspiração através de imagem de satélite também tem suas limitações, bastando para isso observar a grande área tomada para a obtenção

deste parâmetro. No entanto, como a imagem de satélite é formada através do conjunto de dados captados por sensores imaginadores, que analisam o comprimento de onda que é obtido pelo satélite, dependendo do tipo de superfície imageada, pode-se supor que este tipo de estimativa pode ser, sim, um grande avanço no processo de determinação de evapotranspiração para uma macrorregião e que o método do balanço de energia através do uso de imagem de satélite, pode ser uma boa opção. (MEIRELES, 2007).

Meireles (2007) estimando a evapotranspiração por meio de imagens de satélites na bacia hidrográfica do Acaraú-CE, identificou várias vantagens quanto ao uso de imagens de satélites na determinação da evapotranspiração, sendo citadas as seguintes: a obtenção de valor tomado pixel a pixel, ou seja, os valores de evapotranspiração poderão ser extrapolados para uma área maior ou até uma região, diferente do que ocorre com dados locais. E outra vantagem na estimativa da evapotranspiração em escala regional, podendo ser obtida diretamente sem a necessidade de quantificar outros parâmetros hidrológicos de difíceis determinações, como a umidade por exemplo.

2.12 SEBAL

O SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land) foi desenvolvido em 1995 por Bastiaanssen na Holanda (BASTIAANSEN, et al. 1998; BASTIAANSEN, 2000) e adaptado por Allen (ALLEN et al. 2002) 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 e ATAIDE 2006). No Brasil o SEBAL tem sido aplicado em vários estudos sobre a área do Perímetro Irrigado Senador Nilo Coelho, localizado nos sertões dos estados da Bahia e Pernambuco, à margem do Rio São Francisco em torno das cidades de Petrolina-PE e Juazeiro-BA. (SILVA et al. 2005a).

O SEBAL, quando aplicado a imagens de satélites com alta resolução espacial é capaz de determinar a variabilidade espacial da evapotranspiração internamente e entre campos irrigados. Enquanto, que na modelagem hidrológica de simulações numéricas que são ferramentas úteis por aumentar a compreensão de sistemas hidrológicos e por avaliar os impactos de políticas de gestão de recursos

hídricos, o SEBAL tem se tornado extremamente importante, visto que o mesmo é capaz de descrever a distribuição espaço-temporal da ET e de outros fluxos que são requeridos por estes modelos. (BEZERRA, 2006).

Segundo Meireles (2007), a utilização do algoritmo SEBAL é necessário que os canais visível, infravermelho próximo e infravermelho termal sejam tomados como dados de entrada para no processo.

O uso do SEBAL tem a grande vantagem de proporcionar o balanço de energia à superfície de maneira efetiva e econômica. Possibilita grande cobertura espacial e, dependendo do sensor orbital que o alimenta com dados dos canais reflectivos e termais, pode também ter grande resolução espacial (SILVA et al. 2005b).

Segundo Santiago (2001) o conhecimento da evapotranspiração em escala regional é indispensável em planos de gerenciamento dos recursos hídricos, uma vez que, juntamente com outros fatores, condiciona temporal e espacialmente as disponibilidades e os déficits. Portanto, a instalação e a operação de estações meteorológicas para estimar demandas recursos econômicos e humanos nem sempre disponíveis.

Meireles (2007) aplicou o SEBAL para estimativa da evapotranspiração real, utilizando imagem do satélite Landsat 5 - TM na bacia do Acaraú – CE. Bastiaanssen e Zwart (2007) utilizaram o SEBAL para determinar a evapotranspiração, produção de biomassa e produtividade da água no Vale Yaqui, México.

Kimura et al. (2007) relatam 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.

2.12.1 Saldo de Radiação (R_n)

O saldo de radiação é a energia disponível aos processos físicos químicos, biológicos e meteorológicos que ocorrem na superfície terrestre. Essa energia é a diferença entre os fluxos totais da radiação incidente e a “perdida” (emitida e/ou refletida) por uma superfície, medida, normalmente, em plano horizontal. (BEZERRA, 2006).

De acordo Silva et al. (2005a) o saldo de radiação é uma informação de grande importância, isto é, a variável básica na estimativa da evapotranspiração (ET) e no cálculo do balanço hídrico, que são essenciais para a utilização racional dos recursos hídricos.

Durand et al. (2007) realizaram estimativas instantâneas com o SEBAL e imagens do Landsat 7, usando imagens de 1999 e obtiveram valores de R_n para áreas de pivô central de 605 a 870 $W m^{-2}$, para áreas de solo exposto 150 a 420 $W m^{-2}$ e para as áreas de vegetação nativa valores variando de 510 a 550 $W m^{-2}$ no Distrito Irrigado Jaguaribe Apodi no município de Limoeiro do Norte Ceará. Bezerra (2004) obteve valores médios de 566,3 $W m^{-2}$ para áreas irrigadas com pivô central, 532,6 $W m^{-2}$ para solo exposto, 555,6 $W m^{-2}$ para vegetação de caatinga e 705,1 $W m^{-2}$ para o lago de Sobradinho para o ano de 2000 e 579,9 $W m^{-2}$ (pivô central), 509,9 $W m^{-2}$ (solo exposto), 550,4 $W m^{-2}$ (caatinga) e 711,7 $W m^{-2}$ (lago de Sobradinho), para o ano de 2001, todos os valores instantâneos referentes ao instante de passagem do satélite naquelas áreas.

Bezerra (2006) aplicou o SEBAL em área de vegetação nativa na Chapada do Araripe – Ce e obteve um valor de R_n igual a 550 $W m^{-2}$ para áreas de solo exposto ou com vegetação bastante rala. Para a área de vegetação densa, no topo da chapada e corpos hídricos o R_n foi superior a 700 $W m^{-2}$, já para áreas consideradas de boa cobertura vegetal o R_n ficou em torno de 650 a 700 $W m^{-2}$.

Moreira (2007) estudando o algoritmo SEBAL em três regiões do estado do Ceará (Acarau, Chapada do Apodi e Araripe, respectivamente) obteve valores de R_n entre 500 a 750 $W m^{-2}$, 500 a 722 $W m^{-2}$ e 500 a 804 $W m^{-2}$. Nas três regiões estudadas o mesmo autor encontrou R_n elevados na água e em áreas agrícolas bem densas com valores no intervalo de 680 a 750 $W m^{-2}$ para a região do Acarau, para a Chapada do Apodi nas áreas irrigadas na sua maioria fruticultura e outra parte água os valores de R_n variam de 630 a 680 $W m^{-2}$, enquanto que na Chapada do Araripe obteve valores de R_n variando entre 680 a 804 $W m^{-2}$ na área de reserva.

2.12.2 Fluxo de calor no solo (G)

O fluxo de calor no solo (G) é processo de condução de calor na forma vertical, das camadas mais superficiais do solo para as camadas mais profundas, no período diurno, e dessas para a superfície no período noturno.

Segundo Bezerra, (2006) a inversão no sentido de G se dá em função da inversão da temperatura da superfície da Terra e do interior do solo de um período para o outro. No período diurno, como a superfície da Terra está recebendo uma quantidade de energia maior que as camadas mais internas do solo, devido à incidência da radiação solar, o calor flui da superfície para as camadas mais profundas. No período noturno a incidência solar cessa e então a superfície da Terra gradativamente vai se resfriando e as camadas internas do solo passam a ficar mais aquecidas, devido ao calor armazenado no período diurno, conseqüentemente o calor passa a fluir das camadas mais profundas para a superfície.

Estudos realizados com balanço de energia em áreas irrigadas do Nordeste brasileiro utilizando imagens Landsat 5-TM, foram encontrados valores de 9% a 12% de R_n , para pivô central (área bem irrigada), no solo exposto, de 20% a 25% e para área de vegetação nativa (caatinga) valores na faixa de 15% a 20%. (BEZERRA, 2004).

Meireles (2007) aplicou o SEBAL na região do Acaraú – CE e nas áreas correspondentes a espelhos d'água os valores de G foram superiores a 200 W.m^{-2} . A energia usada no aquecimento dessas águas corresponde a 30% do saldo de radiação. Esta maior energia registrada nos corpos d'água pode ser explicado pelo alto calor específico da água e conseqüentemente, uma maior capacidade de armazenamento de energia. O fluxo de calor do solo sobre manchas de Neolossolo Litólicos teve G que variaram de 100 a 200 W.m^{-2} . Cerca de 88% da área em estudo estava sobre a classe Luvissole (Bruno não Cálcico) e foi obtido valores variando de 80 a 100 W.m^{-2} . Enquanto que Moreira (2007) estudando o SEBAL nesta mesma região encontrou valores de G mínimo de 100 W.m^{-2} e no máximo 397 W.m^{-2} para corpos hídricos e para a Chapada do Apodi encontrou valores de 100 a 361 W.m^{-2} .

2.12.3 Fluxo de calor sensível (H)

O calor sensível é energia térmica transferida entre a superfície e o ar quando existe uma diferença de temperatura entre eles. Sentimos a transferência de calor sensível como um aumento ou diminuição da temperatura do ar.

Segundo (Trezza, 2002) o cálculo de H é feito pelo SEBAL, a partir de valores observados da direção vento, rugosidade da superfície e a diferença de temperatura superfície-atmosfera, usando um processo iterativo baseado na teoria da similaridade de Monin-Obukhov. O mesmo é calculado em função da diferença de temperatura entre a superfície e as camadas inferiores da atmosfera (dT) e a resistência aerodinâmica ao transporte de calor (rah), que é computada levando em consideração a estabilidade neutra.

Bezerra, 2004; Feitosa, 2005 efetuar o cálculo de H, o SEBAL parte da escolha de dois “pixels âncora”, na cena estudada, os quais são denominados pela literatura como pixels “frio” e “quente”, para definir uma relação linear entre a temperatura da superfície e a temperatura do ar próximo a superfície (dT). Desse modo, tem sido considerado que os valores de H e dT são iguais a zero para o pixel frio e LE, e consequentemente ET também são iguais a zero para o pixel quente.

Moreira (2007) aplicou o SEBAL na estimativa da evapotranspiração através de imagens de Satélite Landsat TM 5 em três regiões do estado do Ceará (Acaráu, Chapada do Apodi e Araripe) encontrou valores de H respectivamente igual a (30 a 350 W.m^{-2} ; 30 a 564 W.m^{-2} e 30 a 350 W.m^{-2}).

2.12.4 Fluxo de calor Latente (λLE)

O fluxo de calor latente (λLE) corresponde à porção de energia de saldo de radiação que é utilizado no processo de evaporação de superfícies e na transpiração das plantas. Aplicações potenciais em estudos de hidrologia, como gestão de recursos hídricos de uma bacia hidrográfica e em estudos agrícolas onde a estimativa do mesmo

é o ponto de partida para estimativas de evapotranspiração e manejo de irrigação. (BASTIAANSSEN et al. 1998).

O SEBAL, como outros algoritmos que se utilizam de dados radiométricos de sensoriamento remoto orbital (SEBI, SEBS, S-SEBI), faz o seu cômputo como resíduo da equação do balanço de energia, isto pela diferença entre o saldo de radiação, o fluxo de calor no solo e o fluxo de calor sensível.

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Descrição da área de estudo

3.1.1 Localização

A bacia hidrográfica do rio Salitre está inserida à margem direita de uma das oito grandes bacias brasileiras, a do rio São Francisco (ANEEL, 1998). Inicia-se na Chapada Diamantina, município de Morro do Chapéu-BA, e deságua ao norte do Estado, a 20 km à montante de Juazeiro-BA. Esta bacia está compreendida entre as latitudes 09°27' e 17°14' e as longitudes 40°22' e 41°30', e ocupa uma área de 13.199,7 km², com um comprimento do curso principal de 270 km (Figura 2), aproximadamente (CEI, 1986 apud BRITO, 2003).

A bacia do rio Salitre compreende parte dos municípios de Morro do Chapéu, Miguel Calmon, Jacobina, Campo Formoso e Juazeiro, cujas sedes municipais estão localizadas fora da área de abrangência da referida bacia, além de quatro municípios que pertencem integralmente à bacia, como Mirangaba, Várzea Nova, Ouroândia e Umburanas. Na bacia do Salitre, as regiões de Caatinga do Moura (Jacobina), Taquarandi (Mirangaba) e toda a área da bacia pertencente ao município de Juazeiro-BA, tem como principal atividade econômica a agricultura irrigada, cultivando principalmente hortifrutícolas para atender aos mercados interno e externo.

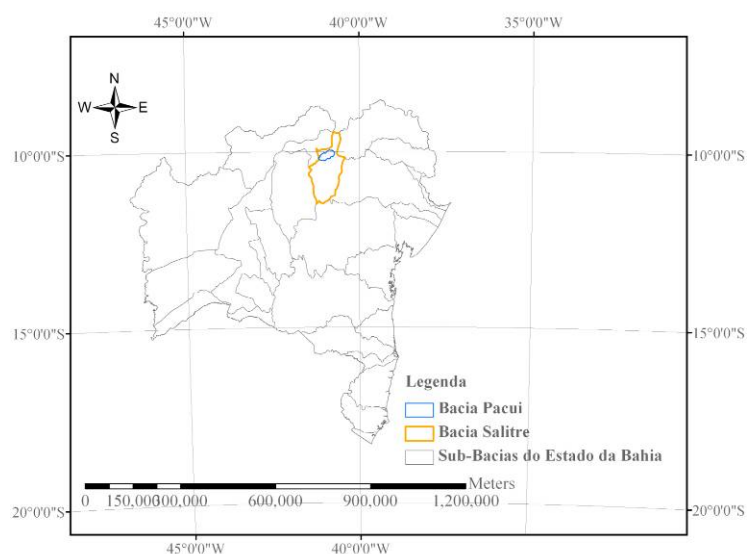


FIGURA 2 - Localização da área de estudo bacia rio Salitre.

O clima predominante na bacia do Salitre é do tipo BSh'W', segundo a classificação de Koeppen, um clima semiárido, com um microclima que varia de úmido a subúmido, no município de Mirangaba. O clima semiárido da bacia se caracteriza por um regime hidroclimatológico irregular, com precipitações médias anuais variando de 400 a 800 mm, concentradas nos meses de janeiro a abril. O regime térmico possui oscilação anual baixa, com valores médios de temperatura da ordem de 23,7 °C, com altos valores médios de evapotranspiração potencial, variando de 1000 a 1400 mm, resultando em deficiência de água no solo. (CEI, 1986; SEI, 1999 apud BRITO, 2003).

O regime hidrológico do rio Salitre, assim como de seus afluentes é efêmero, cujas águas escoam em seu leito por mais algum tempo depois de cessadas as chuvas. Porém, de acordo com CEI (1986), até o início da década de 1980, o rio Salitre apresentava vazão média anual de $1,27 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, variando em função da ocorrência e volume das precipitações. Segundo depoimentos da comunidade, esta situação agravou-se a partir deste período, coincidindo com a época da política de açudagem no Nordeste, quando foram construídas várias barragens nas cabeceiras deste rio e de seus afluentes principais (Tamboril, Ouroândia, Cantinho, Airson Nolasco, Taquarandi, Pacui, Escurial). (BRITO, 2003).

Estudos realizados pela FAO/SUDENE, RADAMBRASIL e Embrapa (Neves 1972; CEI, 1986) fornecem as potencialidades dos recursos de solos da bacia do Salitre, abrangendo várias unidades pedológicas: Cambissolos eutróficos, Latossolos Vermelho Amarelo, Litólicos, Planossolos, Bruno não Cálcicos, Podzólicos Vermelho

Amarelo, Areias Quartzosas, Regossolos, Vertissolos e pequenas manchas de Solonetz associado ao Planossolos.

Os Cambissolos eutróficos (Ce) constituem a unidade predominante, distribuindo-se de norte a sul da bacia, concentrando-se, principalmente, na parte oriental do submédio Salitre e geralmente, correspondem às áreas do substrato calcário. São solos bem drenados e, conseqüentemente, apresentam baixo potencial de escoamento superficial, textura franco-argilosa, rasos a moderadamente profundos, praticamente neutros e fortemente alcalinos, considerados como os melhores solos da bacia para o desenvolvimento da agricultura.

Os Latossolos Vermelho Amarelo (LVa e LVd) ocupam uma área equivalente à dos Cambissolos, com predominância nas partes média e alta da bacia. Originam-se dos metassedimentos da Chapada Diamantina e se caracterizam pelo avançado grau de intemperização de arenitos grosseiros, mal estratificados e de baixa fertilidade natural; têm baixo potencial para uso agrícola.

Os solos Litólicos (R) ocorrem nas partes noroeste e leste da bacia e se caracterizam por serem pouco desenvolvidos, rasos, pedregosos, com baixo potencial agrícola. Os Planossolos (PL) situam-se à margem esquerda da bacia, próximo da foz, são solos rasos, de baixa permeabilidade e bastante susceptível à erosão.

3.1.2 Área de estudo

A bacia do Rio Pacui (Figura 3) está localizada totalmente na Bacia do Rio Salitre afluente do rio São Francisco entre as coordenadas (260000; 320000 UTM de latitudes e 8860000; 8900000 UTM de longitude) no estado da Bahia. O rio Pacui é de domínio estadual. Os solos predominantes nesta sub-bacia são os Cambissolos, Latossolos e Neossolos. (EMBRAPA, 2006).

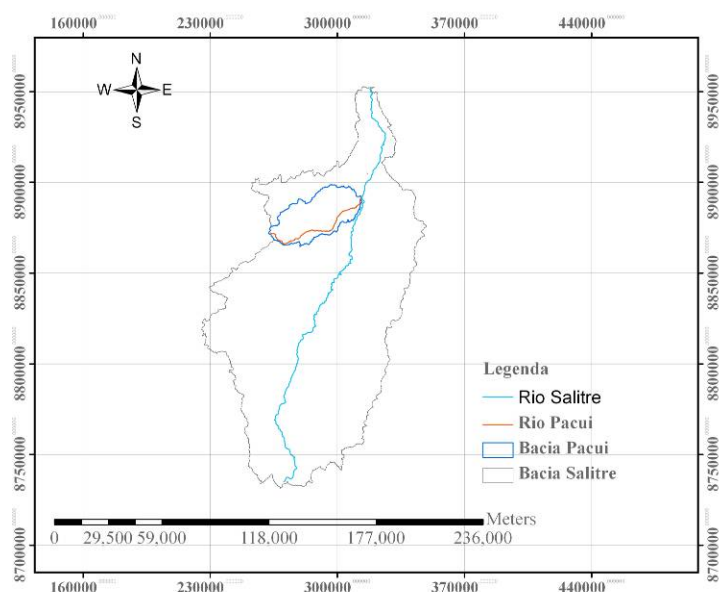


FIGURA 3 - Área de estudo sub-bacia Rio Pacui, Bahia.

3.2 Delimitação da área de estudo

Para realização desse estudo, utilizaram-se dados SRTM com resolução espacial de 92 metros, copiados da rede mundial de computadores diretamente do endereço <http://srtm.usgs.gov/data/obtainingdata.html>. O sobrevôo da SRTM ocorreu no período de 11 a 22 de fevereiro de 2000, onde foram percorridas 16 órbitas por dia, num total de 176 órbitas. O sobrevôo foi concluído com a coleta de 12 Tera Bytes de dados que vêm sendo processados para a formação MNT. (VALERIANO, 2004).

Para delimitar-se a região de interesse (Figura 4a), primeiramente utilizou-se o software Global Mapper adicionando a ele as imagens SRTM referentes ao local de estudo pertencente ao estado da Bahia (Figura 4b), depois se exportou o arquivo, da região, no formato ASCII para software ArcMap, e em seguida transformou-se o arquivo ASCII em raster, utilizando a ferramenta To Raster/ ASCII to Raster na caixa de ferramenta do ArcMap.

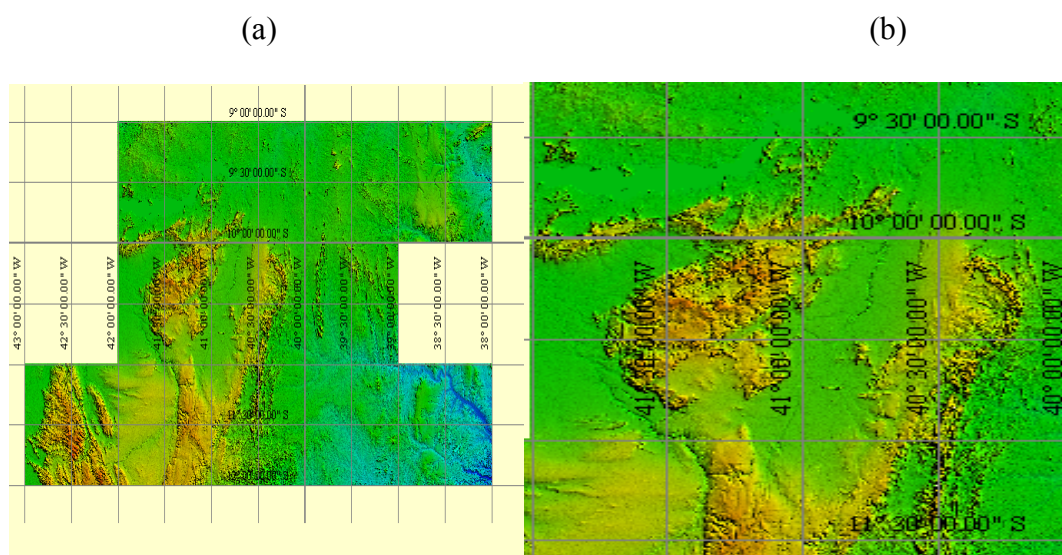


FIGURA 4 - Delimitação da área de estudo. (a) Modelo **Shuttle Radar Topography Mission** (SRTM); (b) Detalhe da região de estudo.

Para obtenção da delimitação automática, da bacia em estudo utilizou-se a extensão ArcHydro “terrain preprocessing” do ArcMap/ArcView, com thresholds de 25, 50, 75, 100 e 125, segundo proposta apresentada por COSTA (2008). O primeiro passo foi retirar as possíveis depressões dos dados SRTM. As depressões ocorrem em uma área rodeada por elevações com valores de cotas superiores, que pode ser associada a uma depressão. Portanto é o primeiro tratamento dado à matriz de altitudes, o qual consiste no preenchimento de pequenas depressões que possam ser originadas, erroneamente, no processo de montagem da MNT e da grade digital de elevação. Estas depressões ou sinks são consideradas impedimentos ao escoamento, quando da aplicação de modelos chuva-vazão, modelos sedimentológicos e de poluentes de origem difusa sendo preenchidas levando em consideração as altitudes dos pixels vizinhos (MENDES; CIRILO, 2001).

Em seguida, foram feitos os processos que possibilitaram a delimitação da bacia como: direção de fluxo de água, fluxo acumulado, sendo este obtido somando-se a área das células (quantidade de células) na direção do fluxo (ou escoamento) (MENDES; CIRILO, 2001).

3.3 Caracterização fisiográfica da bacia pelo SRTM x Cartas SG/SUDENE

3.4 Caracterização Fisiográfica da bacia Pacui

A partir de dados SRTM e cartas da SUDENE (Tabela 3) da bacia foram feitas às caracterizações fisiográfica da meso-bacia para comparação dos dados obtidos pelos dois métodos mencionados anteriormente, considerando os seguintes atributos: perímetro da bacia, comprimento da rede de drenagem, densidade da rede de drenagem, comprimento e declividade da bacia, fator de forma e coeficiente de compacidade, sinuosidade do rio principal, extensão média do escoamento superficial e tempo de concentração.

TABELA 3 – Descrição das Cartas Cartográficas da SUDENE na escala (1:100.000) utilizadas na delimitação manual da bacia em estudo

Nome	Identificação
América Dourada	SC-24-Y-C-II
Brejão da Caatinga	SC-24-N-I ou SC-24-Y-A-III
Campo dos Cavalos	SC-24-V-C-VI
Campo Formoso	SC-24-N-IV
Delfino	SC-24-Y-A-II
Jacobina	SC-24-Y-C
Mirangaba	SC-24-N-III
Petrolina	SC-24-V-C
Sento Sé	SC-24-V-C-V
Umburanas	SC-24-Y-A-V

Fonte: Própria

As cartas foram convertidas por meio digital por “escanerização” e vetorização, além disso, georreferenciadas no Laboratório de Geoprocessamento da Universidade Federal do Ceará. Os arquivos vetoriais da rede de drenagem e curvas de nível foram obtidos utilizando edição manual através do software ArcMap, utilizando os divisores topográficos como critério para delimitação de bacias.

Para a determinação dos atributos fisiográficos utilizou-se as seguintes equações:

3.4.1 Densidade da rede de drenagem (D_d)

É o índice que exprime a relação entre o comprimento total dos cursos de água de uma bacia (efêmeros, intermitentes ou permanentes) e a área total da mesma.

A densidade da rede drenagem dá indicação da eficiência da drenagem natural de uma bacia, e conseqüentemente a tendência para a ocorrência de cheias.

$$D_d = \frac{\sum_i^n Lc_i}{A_b} \quad (3)$$

Em que,

D_d = densidade de drenagem em km km^{-2} ;

Lc_i = comprimento do i -ésimo curso em km;

A_b = área da bacia em km^2 .

3.4.2 Declividade da bacia (D_b)

A declividade da bacia foi obtida conforme proposto por Gordon et al. (1992):

$$D_b = \frac{h_{15\%N} - h_{10\%F}}{0,75Lcp} \quad (4)$$

Em que,

D_b = declividade da bacia, em m km^{-1} ;

$h_{15\%N}$ = cota a 15% do comprimento da bacia, partindo da nascente, em m;

$h_{10\%F}$ = cota a 90% do comprimento da bacia, partindo da nascente, em m;

Lcp = comprimento da bacia em km.

A declividade da bacia para a estimativa da vazão de pico da bacia em estudo foi determinada através de:

$$D_{bc} = \frac{A_{Ct} \times Eq_{Ct}}{A_b} \quad (5)$$

Em que,

D_{bc} = declividade da bacia através das isolinhas geradas pelo SRTM ($m \cdot m^{-1}$);

A_{Ct} = Comprimento das isolinhas geradas pelo ArcMap em metros (m);

Eq_{Ct} = equidistância das isolinhas em metros (m);

A_b = Área da bacia em m^2 .

Utilizou – se estas duas relações para observar qual se definiriam a melhor para estimar a vazão de descarga da bacia em estudo.

3.4.3 Comprimento da bacia (L_b)

O comprimento da bacia foi obtido pela medida da distância entre a sua foz e o ponto localizado no perímetro da bacia que a divide ao meio.

3.4.4 Declividade média do curso principal (D_{Cp})

A declividade média do rio principal foi determinada pela equação proposta por Villa e Matos (1975):

$$D_{Cp} = \frac{(H_f - H_p)}{L_{cb}} \quad (6)$$

Onde; D_{Cp} é a declividade do rio principal da bacia ($m \cdot m^{-1}$).

H_f : cota da foz do rio principal (m)

H_p : cota da nascente, do ponto de inserção entre a linha que delimita o perímetro da bacia e a que mede o comprimento da bacia (m).

L_{cp} : comprimento do rio (m)

3.4.5 Fator de forma da bacia (R_f)

Quanto mais próximo da unidade o fator de forma (R_f), mais quadrada é a forma da bacia. Formas retangulares são observadas em valores afastados da unidade (VILLELA e MATOS, 1975). O R_f foi determinado pela equação a seguir:

$$R_f = \frac{A_b}{L_b^2} \quad (7)$$

Em que,

R_f : relação de forma da bacia [];

L_b : comprimento da bacia em km.

A_b : área da bacia em km^2 .

3.4.6 Coeficiente de compacidade (K_c)

O coeficiente de compacidade é um número adimensional que varia com a forma da bacia, independentemente de seu tamanho; quanto mais irregular for à bacia, tanto maior será o coeficiente de compacidade. Um coeficiente mínimo igual à unidade corresponderia a uma bacia circular. Se os outros fatores forem iguais, a tendência para maiores enchentes é tanto mais acentuada quanto mais próximo da unidade for o valor desse coeficiente (VILLELA; MATOS, 1975). O K_c foi calculado pela expressão abaixo:

$$K_c = 0,28 * \frac{P}{\sqrt{A_b}} \quad (8)$$

Em que

K_c : coeficiente de compacidade ou índice de Gravelius da bacia];

P: perímetro da bacia em km.

A_b : área da bacia em km^2 .

3.4.7 Coeficiente de Manutenção (C_m)

O índice de coeficiente de manutenção (C_m) representa uma medida de textura, semelhante à densidade de drenagem. Para calculá-la, multiplica-se por 1000 a recíproca do valor da densidade de drenagem (D_d), a fim de que os resultados sejam expressos em $\text{m}^2 \cdot \text{m}^{-1}$. Este índice tem a finalidade de fornecer a área mínima necessária para a manutenção de um metro de canal de escoamento permanente. Lana et al. (2001) considera como um dos valores numéricos mais importantes para a caracterização do sistema de drenagem, limitando sua área mínima requerida para o desenvolvimento de um canal. O índice é calculado através da seguinte equação:

$$C_m = \frac{1}{D_d} \times 1000 \quad (9)$$

Onde, D_d é a densidade de drenagem $\text{km} \cdot \text{km}^2$.

3.4.8 Ordem dos cursos d'água da bacia

A ordem dos cursos d'água pode ser determinada seguindo os critérios introduzidos por Horton (1945) e Strahler (1957). Utilizou-se neste trabalho a classificação apresentada por Strahler, em que os canais sem tributários são designados de primeira ordem. Os canais de segunda ordem são os que se originam da confluência de dois canais de primeira ordem, podendo ter afluentes também de primeira ordem. Os canais de terceira ordem originam-se da confluência de dois canais de segunda ordem, podendo receber afluentes de segunda e primeira ordens, e assim sucessivamente (SILVEIRA 2001). Os cursos d'água foram feitos através da rede de drenagem gerada

pelo modelo SRTM e Cartas da SUDENE, o mapa da rede de drenagem foi impressa em papel a quatro e manualmente determinou-se a ordem dos cursos. Na determinação da ordem do curso principal para a subbacia rio Pacui utilizou-se tamanhos de células gerados pelo SRTM de (25, 50, 75, 100 e 125) enquanto que para a obtenção da ordem do curso principal da bacia salitre utilizou-se tamanhos de células proposto por Gondim e Teixeira (2007).

3.4.9 Sinuosidade do rio principal (S_{in}).

A sinuosidade do curso principal é um fator controlador da velocidade de escoamento. A condição para que não exista sinuosidade do curso principal é o valor correspondente à unidade. Portanto, a S_{in} do curso principal foi obtida pela seguinte expressão abaixo:

$$S_{in} = \frac{L_{cp}}{L_t} \quad (10)$$

Em que,

S_{in} : Sinuosidade do curso principal [];

L_t : comprimento do talvegue em km;

L_{cp} : comprimento do curso principal em km.

3.4.10 Tempo de concentração da bacia (T_c).

$$T_c = 0,19 * L_{cp}^{0,5} * D_b^{-0,19} \quad (11)$$

Em que,

T_c : Tempo de concentração em h;

D_b : declividade da bacia em %.

L_{cp} : comprimento do curso principal em km.

De acordo com Silveira (2005) a equação acima citada é a mais indicada e consistente para dados de bacias até 12.000 km². Por isso esta foi utilizada para o cálculo.

3.4.11 Extensão média do escoamento superficial ($Ext_{Esc. super.}$)

$$Ext_{Esc. super.} = \frac{A_b}{4 * L_{cp}} \quad (12)$$

Em que,

$Ext_{Esc. Super.}$ = Extensão média do escoamento superficial em km.

A_b : área da bacia em km².

L_{cp} : comprimento do curso principal em km.

3.4.12 Geração do Mapa de Declividade.

Considerando um modelo numérico de terreno (MNT) de dados altimétricos extraídos de uma carta topográfica e traçando-se um plano tangente a esta superfície num determinado ponto (P), a declividade em P corresponderá à inclinação deste plano em relação ao plano horizontal. Foi gerada uma matriz em uma categoria MNT, com malha de 20 x 20 m, a partir da função “geração de grade retangular”. Esta matriz foi a base para a confecção do mapa de declividade em uma categoria temática. A diferença da elevação entre um pixel e outro foi utilizada para o cálculo da declividade. O mapa de declividade é o resultado do fatiamento da matriz de declividade e, para a definição das classes, foram empregados intervalos variáveis. As classes de declividade foram estabelecidas seguindo a metodologia da EMBRAPA (1979) apud Santos et al. (2007), conforme mostrado na Tabela 4.

TABELA 4 – Classificação da declividade

Declividade (%)	Discriminação
0 – 3	Relevo Plano
3 – 8	Relevo Suavemente Ondulado
8 – 20	Relevo Ondulado
20 – 45	Relevo Fortemente Ondulado
45 - 75	Relevo Montanhoso
> 75	Relevo Fortemente Montanhoso

Fonte: EMBRAPA (1979) apud Santos et al (2007).

3.5 Delimitação das classes de solo da bacia

O mapa de solo da bacia foi realizado utilizando-se cartas de solos de todo o estado da Bahia. Inicialmente foi realizada uma descrição geral da área, obtendo a situação, limites e extensão da região estudada. Nesta descrição a região foi dividida em 156 micro regiões que abrangem todos os municípios da bacia em estudo. Portanto, para iniciar o levantamento foi necessário busca em bibliografia e/ou realizar estudo sobre a hidrografia do rio, clima (este foi realizado para atender aos trabalhos de levantamento de solo do SNLCS, tendo em vista, principalmente, facilitar a parte que se refere à aptidão agrícola), geologia (obtida em fontes bibliográficas, determinações petrográficas e observações de campo, a geologia de superfície e de material geológico que originou e constitui os solos da área mapeada), relevo (descrição do relevo da área estudada foi realizada segundo esquematização: faixa costeira (baixada litorânea, tabuleiros costeiros e colinas do recôncavo), planalto (espinhaço, planalto sul-baiano e área dessecada do rio de contas), encosta leste do planalto, depressão do rio São Francisco, bacia de Tucano e outras superfícies de Pidiplanação), vegetação (Tabela 5) e posteriormente levantamento exploratório – reconhecimento de solos da margem direita do rio São Francisco, relacionando-se as classes de solos e respectivas fases.

TABELA 5 – Principais formações vegetais, encontradas no estado da Bahia, na margem direita do Rio São Francisco.

Vegetação	Tipo de vegetação encontrada na região estuda.
Caatingas	Caatinga hiperxerófila, hipoxerófila, altimontana.
Florestas	Restinga, ciliar de carnaúba, caducifólia, caducifólia de várzea, subcaducifolia, subperenifolia e perinifolia.
Campos	Campo altimontano, de restinga, e campos de várzeas.
Formações de transição	Transição caatinga hipoxerófila, transição cerrado (floresta).

Fonte: EMBRAPA (1977).

As cartas foram escaneadas e logo após foram georeferenciadas através do software Envi 4.3, em seguida foi transportado para o Arcmap/ArcView 9.2, onde foi digitalizado cada classe de solo para região em estudo. Portanto, logo após as classes de solo ter sido digitalizada foi delimitada realizando-se um clip entre o shape dos solos da Bahia e o shape da bacia em estudo, seguindo a utilização da seguinte ferramenta: Analysis Tools (clip) na caixa de ferramentas. O tipo, ano, escala e autores que realizaram o levantamento do mapa de solos da região são apresentados na Tabela 6.

TABELA 6 – Tipo, ano, escala e autores que realizaram o levantamento de mapas de solos margem direita do Rio São Francisco, Estado da Bahia que engloba a região em estudo

Tipo de levantamento	Ano	Escala	Autores
Levantamento exploratório – reconhecimento de solos da margem direita do rio São Francisco, estado de Bahia.	1976	1:1.000.000	Paulo Klinger Tito Jacomine, Antônio Cabral Cavalcanti, Fernando B. Rodrigues Silva

Fonte: EMBRAPA (1977).

3.5.1 Georeferenciamento das imagens

A imagem foi georeferenciada, no software ENVI 4.3, a partir de cartas da Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste (SUDENE), através da identificação de coordenadas em pontos de fácil visualização nas imagens como, por exemplo, o entroncamento ou cruzamento de estradas.

3.5.2 Classificação e delimitação das coberturas e usos da bacia

Para a classificação e delimitação da cobertura ou usos do solo para a bacia do Rio Pacui, utilizou-se de imagens do satélite Landsat TM 7 do dia 10 de setembro de 2001 (Tabela 7), adquiridas junto ao Instituto Nacional de Pesquisa Espacial (INPE, 2008) cuja o ponto e órbita utilizada foi: 217/67, que comportam-se a região de interesse, realizando-se os seguintes procedimentos:

3.5.3 Classificação das coberturas ou usos

A classificação da cobertura ou uso realizou-se através da ferramenta Basic Tools, Regions of Interest e ROI tool do Envi 4.3, para delimitação em cinco regiões: água, solo nu (antropizada), floresta densa de alta transpiração, vegetação (caatinga rala) e solos cultivados (agricultura). Após esse processo as regiões sofreram uma classificação supervisionada por Máxima Verossemelhança e posteriormente foram vetorizadas para possibilitar os trabalhos no software ArcMap/ArcView.

TABELA 7 – Características espectrais e espaciais do sensor ETM e suas aplicações

Banda	Faixa Espectral (μm)	Região do Espectro	Resolução Espacial (m^2)	Principais Aplicações
1	0,45 – 0,52	Azul	30	Altamente absorvida por corpos d'água e sensível a pluma de fumaças oriundas de queimadas e atividades industriais.
2	0,52 – 0,60	Verde	30	Altamente absorvida por corpos d'água, porém apresenta sensibilidade a sedimentos em suspensão.
3	0,63 – 0,69	Vermelho	30	Apresenta bom contraste entre diferentes tipos de cobertura vegetal, permitindo diferenciação entre espécies e identificação de áreas agrícolas.

4	0,76 – 0,90	IV Próximo	30	Apresenta sensibilidade à rugosidade do dossel florestal. Permite o mapeamento de áreas de queimadas e área agrícolas.
5	1,55 – 1,75	IV Médio	30	Sensível ao teor de umidade da vegetação, sendo bastante útil no monitoramento de estresse hídricos de culturas.
6	10,4 – 12,5	IV Termal	120	Apresenta sensibilidade quanto aos fenômenos relativos aos contrastes térmicos, sendo usado para a determinação da temperatura da superfície.
7	2,08 – 2,35	IV Médio	30	Altamente sensível à morfologia de terrenos, permitindo obter informações sobre Geomorfologia, Solos e Geologia.

Fonte: BEZERRA (2006)

3.6 Obtenção de dados hidrometeorológicos

3.6.1 Dados Pluviométricos e Fluviométricos

Os dados dos postos pluviométricos e da estação fluviométrica (Figura 5) foram extraídos do sistema de informações hidrológicas (Hidroweb 1.0.8) da Agência Nacional das Águas – ANA (ANA, 2007). Os mesmos foram analisados quanto ao período e consistência.

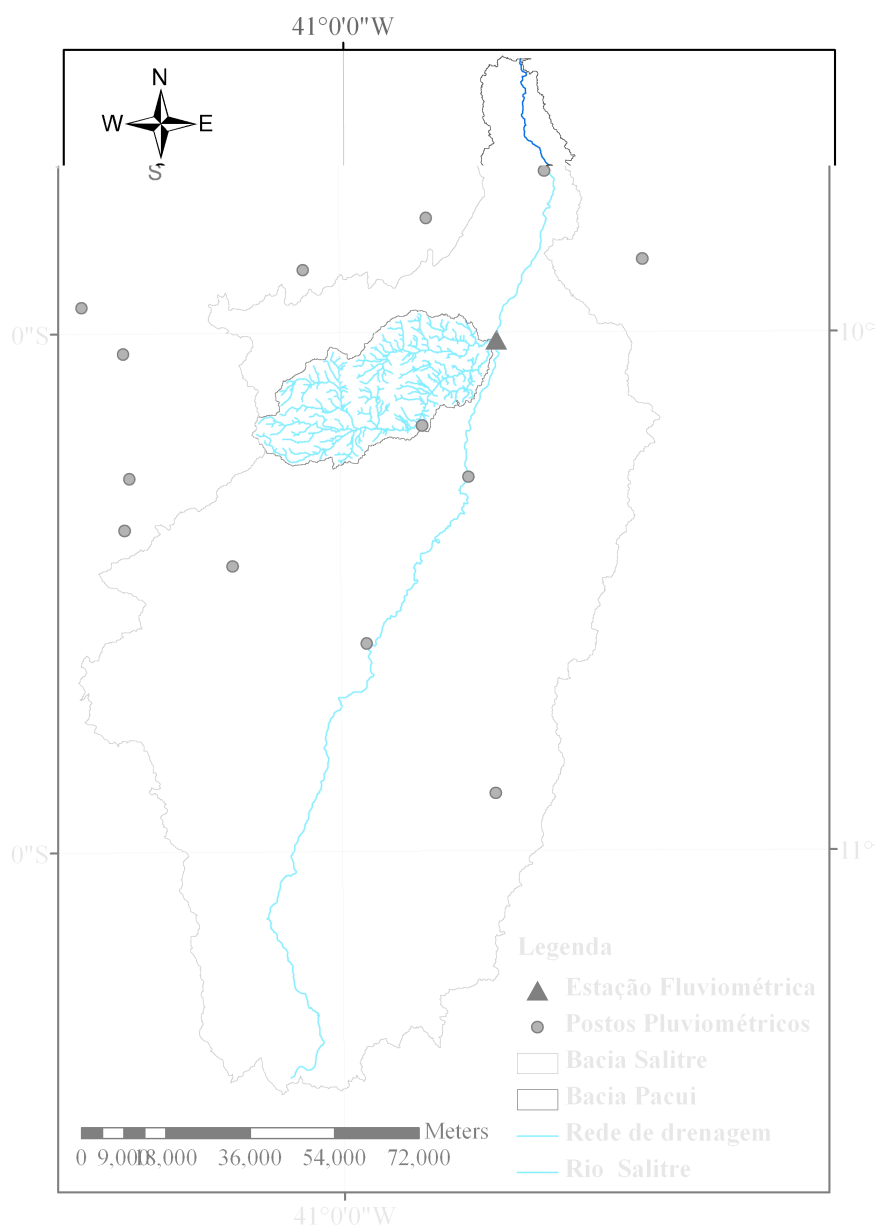


FIGURA 5 - Localização dos postos pluviométricos e estação fluviométrica da bacia Pacui.

Na descrição da estação fluviométrica (Tabela 8), os dados disponíveis no banco de dados (ANA, 2007) foram valores de cotas diárias. Entretanto, utilizou-se a curva de descarga para obtenção da equação para realizar o cálculo da vazão, sendo assim obtendo a vazão em $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$. Logo após obtido a equação a partir das cotas diárias foram determinadas os valores de vazões em planilha do software Excel e no próprio software HidroWeb 1.0.8 aplicando a seguinte expressão:

$$Q = a * (H - H_0)^n \quad (13)$$

Q: vazão em $m^3 s^{-1}$;

a, n e H_0 : constantes igual 7,6; 1,98 e 2,32, respectivamente;

H: valor da cota em m;

TABELA 8 – Descrição da estação fluviométrica localizada na bacia Pacui e período de observação

Estação	Código	Curso d'água	Área (km ²)	Latitude	Longitude	Período
Abreus	47900000	Rio Salitre	12.090	10°01'00''	40°41'00''	1985 - 2007

Fonte: Hidroweb/ANA (2007).

3.6.2 Interpolação de dados dos postos pluviométricos da bacia Pacui

Para a obtenção das isoietas de precipitação da bacia Pacui os dados foram compilados em planilha do software Excel. Com os valores das precipitações máximas diárias (Tabela 9) dos respectivos postos pluviométricos georreferenciados, gerou-se um grid de precipitação no software Sufer 7.0, pelo método de interpolação de Krigagem, onde foi salvo o arquivo no formato binário. No software ERDAS IMAGINE 9.0, foi transformada a extensão binário para o formato img e no ArcMap 9.2 para o formato GRID. Portanto, a partir do formato Grid processou-se o mapa temático com isolinhas de mesma altura pluviométrica.

TABELA 9 – Dados pluviométricos para uma série histórica de 30 anos

Postos Pluviométricos	Precipitação Média (mm)	Precipitação Máxima diária (mm)
Campo Largo	479.6	155.2
Delfino	435.7	110.0
Fazenda Brejinho	508.9	125.0
Fazenda Fortaleza	484.8	139.2
Fazenda Sítio	468.0	142.3
Junco (CODEVASF)	447.0	137.6
Lagoa Branca	318.7	85.3
Lajes Preto	490.0	98.3
Mimoso	550.8	104.2
Rajada	485.9	149.0
São Pedro	425.5	125.1
São Tomé	396.4	108.0
Taquarandi	380.9	132.6

Fonte: Hidroweb/ANA (2007).

3.7 Determinação do pico de descarga pelo método SCS – USDA

O pico de descarga foi calculado através da Equação 14, seguindo a metodologia proposta pelo SCS (Soil Conservation Service) USDA (1957) apud Oliveira et al. (2007).

$$Q_p = 0,000028 \times A \times \frac{P_{ef}}{T_C} \quad (14)$$

Onde:

Q_p : pico de descarga em $m^3 s^{-1}$;

A: área da bacia em ha;

P_{ef} : precipitação efetiva em mm;

T_C : tempo de concentração em h.

0,000028: constante conversão de unidades.

3.7.1 Parâmetros necessários à composição da vazão de pico

3.7.2 Perdas iniciais

O escoamento superficial não se forma logo após o início da precipitação. Anteriormente é necessária que ocorra a saturação da camada superficial do solo e que sejam satisfeitas a perda por interceptação e retenção. A altura de água precipitada até o início da formação de escoamento superficial constitui aquilo que o SCS designa por perdas iniciais e representa por I_a . Estas perdas são constituídas por três parcelas: interceptação, retenção e infiltração até a saturação da camada superficial do solo. É natural que o valor de I_a aumente com o valor de S , e que, portanto, numa bacia quase impermeável às perdas iniciais sejam mínimas e numa bacia de elevada permeabilidade os valores de I_a sejam elevados. A relação proposta pelo SCS é dada pela seguinte expressão:

$$I_a = 0,2S \quad (15)$$

Onde I_a representa as perdas iniciais e S a capacidade de retenção máxima.

3.7.3 Precipitação efetiva (P_{ef})

De acordo com os princípios adotados pelo SCS, não existe precipitação efetiva até que as perdas iniciais sejam integralmente satisfeitas. Significando que a ocorrência de escoamento superficial está condicionada a verificar-se:

$$P > I_a \quad (16)$$

Em que P representa a precipitação ocorrida desde o início e I_a representa as perdas iniciais.

Após a verificação da condição indicada pela expressão (16) o SCS considera que a precipitação efetiva pode ser calculada pela seguinte expressão:

$$P_{ef} = \frac{(P - I_a)^2}{P - I_a + S} \quad (17)$$

Em que P representa a altura de água precipitada, P_{ef} representa a altura de precipitação efetiva, I_a representa as perdas iniciais e S representa a capacidade de retenção máxima. A precipitação efetiva foi obtida a partir das precipitações máximas diárias da série histórica, para cada posto pluviométrico. O valor de P foi determinado no ArcMap com a função Álgebra de Mapa.

3.7.4 Capacidade máxima de retenção (S)

Um conceito que desempenha um papel importante nos métodos do SCS é o conceito de capacidade máxima de retenção da bacia, isto é, expresso em altura de água, e representado por S . O valor da capacidade máxima de retenção (mm) depende apenas do número de escoamento e foi determinado pela seguinte expressão:

$$S = \frac{25400}{CN} - 254 \quad (18)$$

Onde: S representa a capacidade máxima de retenção em mm e CN é a curva número da área em estudo.

3.7.5 Modelo hidrológico curva número (CN)

A partir da análise de numerosas bacias o SCS, tabelou os valores de CN para diversos tipos de solos, suas utilizações e condições de superfície. Estas informações constam da Tabela 10 para regiões urbanas e suburbanas e da Tabela 11 para regiões rurais.

TABELA 10 – Valores do número de escoamento para regiões urbanas e suburbanas

Utilização ou Cobertura do solo	Tipos de solo			
	A	B	C	D
Zonas Cultivadas: Sem medidas de conservação do solo	72	81	88	91
Com medidas de conservação do solo	62	71	78	81
Pastagens ou Baldios: Em más condições	68	79	86	89
Em boas condições	39	61	74	80
Prado em boas condições	30	58	71	78
Bosques ou Zonas Florestais: Cobertura má, sem “Mulch”	45	66	77	83
Boa cobertura	25	55	70	77
Espaços abertos: Boas condições: Relva cobrindo mais 75% da área.	39	61	74	80
Condições razoáveis: Relva cobrindo 50 a 75% da área.	49	69	79	84
Zonas comerciais e de escritórios (85% de área impermeável)	89	92	94	95
Zonas industriais (72% de área impermeável)	81	88	91	93
Zonas Residenciais:				
Áreas médias dos lotes	Porcentagem média impermeável			
<500 m ²	77	85	90	92
1000 m ²	61	75	83	87
1300 m ²	57	72	81	86
2000 m ²	54	70	80	85
4000 m ²	51	68	79	84
Parques de estacionamento, telhados, viadutos, etc.	98	98	98	98
Arruamentos e estradas:				
Asfaltadas e com drenagem de águas pluviais	98	98	98	98
Gravilha	76	85	89	91
Terra	72	82	87	89

Fonte: LINEC (1975) apud Oliveira (2007).

Para determinação da CN, o método proposto pelo SCS divide os tipos de solo em quatro grandes grupos hidrológicos (USBR, 1977 apud AQUINO, 2008):

Tabela 11 – Valores do número de escoamento para regiões rurais

Cobertura do Solo	Condições de superfície	Tipo de solo			
		A	B	C	D
Solo cultivado		77	86	91	94
Cultura alvenses	Segundo o maior declive	64	76	84	88
	Segundo as curvas de nível	62	74	82	85
Rotações de cultura	Segundo as curvas de nível e em terraços	60	72	79	82
	Segundo o maior declive	62	75	83	87
	Segundo as curvas de nível	60	72	81	84
	Segundo as curvas de nível e em terraços	57	70	78	82
Pastagens	Pobre	68	79	86	89
	Normal	49	69	79	84
	Boa	39	61	74	80
	Pobre, segundo as curvas de nível	47	67	81	88
	Normal, segundo as curvas de nível	25	59	75	83
Prado permanente	Boa, segundo as curvas de nível	60	35	70	79
	Normal	30	58	71	78
	Zonas sociais rurais	59	74	82	86
	Estradas	Pavimento permeável	72	82	87
Florestas	Pavimento impermeável	74	84	90	92
	Muito abertas ou baixa transpiração	56	75	86	91
	Abertas ou de baixa transpiração	46	68	78	84
	Normal	36	60	70	76
	Densas ou de alta transpiração	26	52	62	69
	Muito densas ou alta transpiração	15	44	54	61
Superfície impermeável		100	100	100	100

Fonte: LINEC (1975) apud Oliveira (2007).

GRUPO A – Solos que apresentam permeabilidade bastante elevada. Inclui areias profundas com muito pouco limo ou argila e também “loess” profundo muito permeável.

GRUPO B – Solos menos permeáveis do que os de Tipo A. Inclui fundamentalmente solos arenosos menos profundos que os de Tipo A e “loess” menos profundo e menos agregado que o do Tipo A. Estes solos apresentam, no entanto, permeabilidade superior à média.

GRUPO C – Solos originando escoamentos diretos superiores à média e superiores aos originados pelos tipos anteriores. Inclui solos pouco profundos e solos com quantidades apreciadas de argila, se bem que menos que os solos do Tipo D.

GRUPO D – Solos contendo argilas expansivas e alguns solos pouco profundos com sub-horizontes quase impermeáveis que originam elevados escoamentos diretos.

A curva número para a bacia de interesse foi calculada, adicionando os valores referentes a cada tipo de cobertura baseando-se nas classes de solo que compõe a bacia. Posteriormente ponderou-se o valor da CN dividindo-se a área ocupada pelas CN de cada cobertura pela área total da bacia, logo após foi feito o somatório destas ponderações resultando-se na CN da bacia em análise.

3.7.6 Tempo de concentração (T_c)

O tempo de concentração (T_c) em horas foi determinado por dois métodos: SCS e Dooge (Tucci, 1993), utilizando-se das equações 18 e 19 respectivamente ao método.

$$t_c = 0.057 \cdot L^{0.8} \left(\frac{1000}{CN} - 9 \right)^{0.7} \cdot Sg^{-0.5} \quad (19)$$

Onde: L = Comprimento do talvegue (km), CN = curva número e Sg = declividade do talvegue ($m \cdot m^{-1}$).

$$t_c = 0,3647 \cdot A^{0.41} \cdot Sg^{-0.17} \quad (20)$$

Onde: A = área da bacia em km^2 , Inicialmente, a equação 14 foi determinada com dados de 10 bacias rurais com $140 < A > 930 km^2$.

O objetivo de utilizar as duas equações, porque uma é utilizada, mas para pequenas bacias (SCS - USDA) de até $8 km^2$ e a outra esta especificada anteriormente.

3.8 Estimativa da evapotranspiração através do SEBAL

A imagem do Mapeador Temático (TM) do Landsat 7 foi adquirida junto à Divisão de Geração de Imagens (DGI) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), datada de 10/09/2001 (dia Juliano = 253) compreendendo a órbita/ponto 217/67, tendo seu horário de passagem registrado às 12 h e 30 min, horário local. A imagem é composta por sete bandas espectrais, cujas características estão representadas

na Tabela 7. Os resultados do levantamento da superfície realizado pela Shuttle Radar Topography Mission – SRTM (NASA, 2007) como estimativa da elevação do terreno na região de estudo. Para suporte e base para alguns cálculos metodológicos no ArcMap/ArGIS, fizeram-se necessários dados tabulares da plataforma de coleta de dados meteorológicos automatizados (PCD's) do município de Juazeiro da Bahia, que foram adquiridas junto à Embrapa Semiárido estação meteorológica de Mandacaru - Juazeiro Bahia. Nestes dados, são apresentados valores de variáveis como direção e velocidade do vento, precipitação, pressão, temperatura, umidade do ar e radiação global para o município de Juazeiro Bahia.

Uma vez disponibilizados todos os dados referente à imagem, procedeu-se às etapas computacionais para a obtenção dos componentes do Balanço de Energia e da evapotranspiração. O algoritmo foi desenvolvido integralmente no software ArcMap, exceto a etapa do cálculo do fluxo de calor sensível que foi realizada no software Matlab, o qual possibilita a programação do processo iterativo associado, conforme Figura 6.

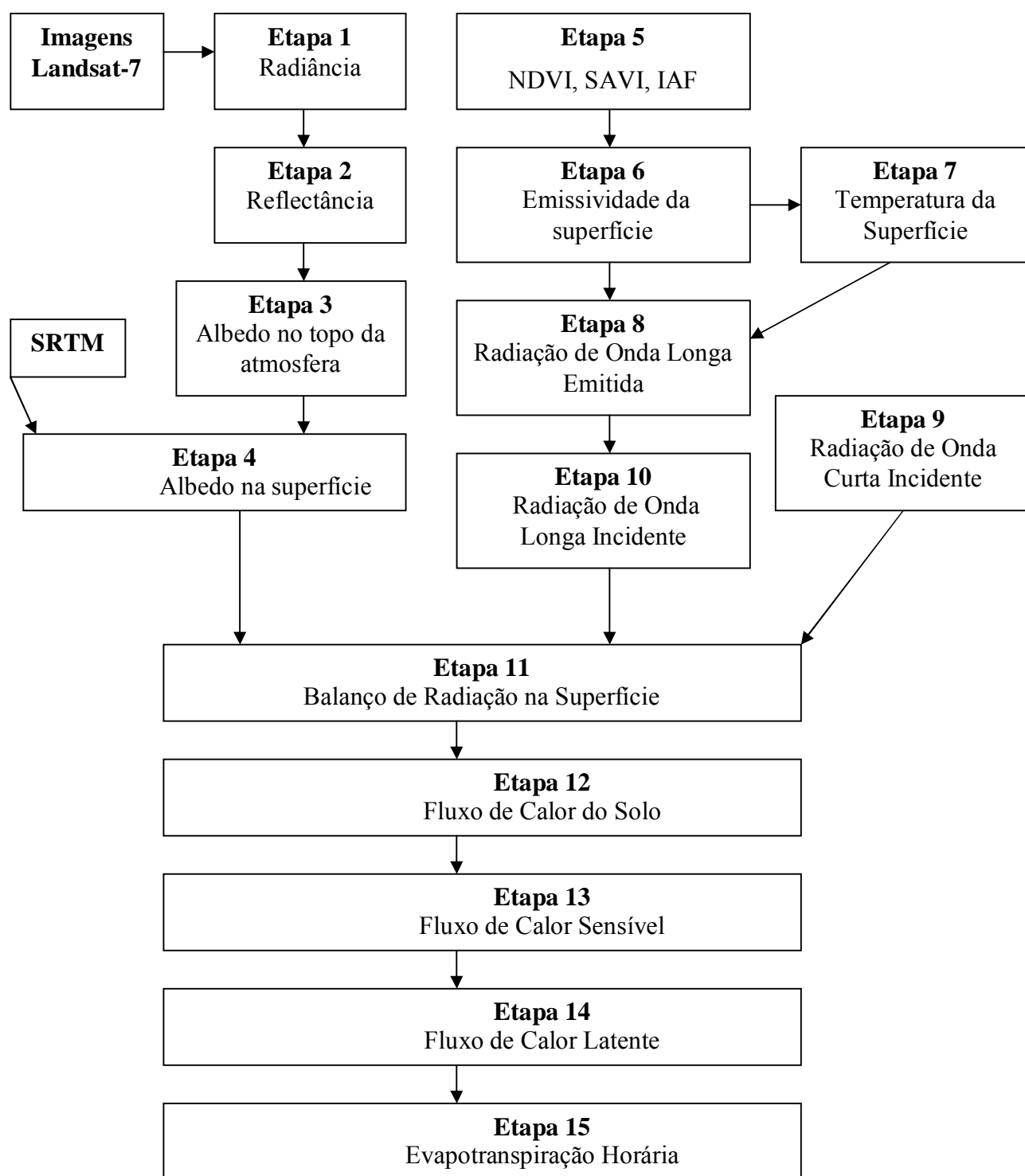


FIGURA 6 - Fluxograma das etapas do processamento para obtenção do balanço de radiação na superfície e Evapotranspiração Horária

- **Etapa 1** – Calibração Radiométrica (L_{λ_i})

A radiância espectral de cada banda ($L_{\lambda i}$) é o início efetivo do cálculo do balanço de radiação e consiste em conversão do Número Digital (ND) de cada pixel da imagem em radiância espectral monocromática. Para as bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7, essas radiâncias representam a energia solar refletida por cada pixel, por unidade de área, de tempo, de ângulo sólido e de comprimento de onda. Já para a banda 6, segundo a equação de Markham e Baker (1987), representa a energia emitida por cada pixel. A radiância monocromática de cada uma das sete bandas é obtida segundo a expressão:

$$L_{\lambda i} = L_{\min i} + \frac{(L_{\max i} - L_{\min i})}{(Q_{\max} - Q_{\min})} \times ND \dots\dots\dots(21)$$

A equação 21 pode ser substituída pela equação 21a, uma vez que na descrição do produto (imagem) não estão claramente explícitos os valores Q_{\max} e Q_{\min} , sendo considerada essa diferença como 255 e também, adotou-se os valores de “a” e “b” da Tabela 12.

$$L_{\lambda i} = a_i + \frac{b_i - a_i}{255} \times ND \dots\dots\dots(21a)$$

onde: $L_{\lambda i}$ é a radiância espectral de cada banda ($W m^{-2}st^{-1}\mu m^{-1}$); a_i o coeficiente de calibração (radiância mínima) de cada banda ($W m^{-2}st^{-1}\mu m^{-1}$); b_i o coeficiente de calibração (radiância máxima) de cada banda ($W m^{-2}st^{-1}\mu m^{-1}$); i são as bandas (1, 2, 3, 4, 5, 6 e 7) do Landsat 7 e ND é o número digital de cada pixel na imagem.

TABELA 12 – Descrição das bandas ETM do Landsat 7, com intervalos de comprimento de onda, coeficientes de calibração (mínima [a] e máxima [b] e irradiância espectral no topo da atmosfera (TOA)

Descrição dos Canais	Comprimento de onda (μm)	Coeficiente de Calibração ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{st}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$)		TOA, $K\lambda(k_{\lambda i})$ ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\mu\text{m}$)
		a	b	
		1 (azul)	0,45 – 0,52	-6,20
2 (verde)	0,53 – 0,61	-6,40	196,50	1840
3 (Vermelho)	0,62 – 0,69	-5,00	152,90	1551
4 (infravermelho próximo)	0,78 – 0,90	-5,10	157,40	1044
5 (infravermelho médio)	1,57 – 1,78	-1,00	31,06	225,7
6 (infravermelho termal)	10,4 – 12,5	0,00	17,04	-
7 (infravermelho médio)	2,10 – 2,35	-0,35	10,80	82,07

Fonte: Chander e Markhan (2003) apud Meirelles (2007).

- **Etapa 2** – Reflectância ($\rho_{\lambda i}$)

A reflectância monocromática ($\rho_{\lambda i}$) mede a capacidade de um objeto de refletir a energia radiante e é definida como sendo uma relação entre o fluxo de radiação refletida e o fluxo de radiação incidente, ou seja:

$$\rho_{\lambda i} = \frac{\pi \cdot L_{\lambda i}}{k_{\lambda i} \cdot \cos Z \cdot d_r} \dots\dots\dots(22)$$

onde: $L_{\lambda i}$: radiância espectral de cada banda ($\text{W m}^{-2}\text{st}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$); $k_{\lambda i}$ é a irradiância solar espectral de cada banda no topo da atmosfera ($\text{W m}^{-2}\text{st}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$, TABELA 10); Z o ângulo zenital solar ($^\circ$) e d_r é o quadrado da razão entre a distância média Terra-Sol (r_o) e a distância Terra-Sol (r) em determinado dia do ano (DJ).

Este último parâmetro (d_r) é determinado, segundo TASUMI (2003), pela seguinte equação:

$$d_r = 1 + 0,033 \cos\left(DJ \frac{2\pi}{365}\right) \dots\dots\dots(23)$$

onde: $\left(DJ \frac{2\pi}{365} \right)$, DJ é o dia do ano que foram obtidos os dados radiométricos (imagem de satélite), cujos valores correspondentes ao dia da geração das imagens, bem como o dr e o $\cos Z$, para os respectivos dias que são apresentados na Tabela 13:

TABELA 13 – Dias juliano, cosseno do ângulo zenital e inverso do quadrado da distância terra sol para as imagens Landsat 7 obtida na região em estudo

Região	Data da imagem	DJ	dr	Cos θ
Bacia Pacui	10/09/2001	253	0,988461634	0,833858848

- **Etapa 3** – Albedo no topo da atmosfera (α_{toa})

O albedo planetário (α_{toa}) representa o albedo não corrigido de cada pixel na imagem e é obtida pela combinação linear das reflectâncias monocromáticas, qual seja:

$$\alpha_{toa} = 0,293\rho_1 + 0,274\rho_2 + 0,233\rho_3 + 0,157\rho_4 + 0,033\rho_5 + 0,011\rho_7 \dots\dots\dots(24)$$

onde: $\rho_1, \rho_2, \rho_3, \rho_4, \rho_5$ e ρ_7 são as reflectâncias monocromáticas das bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7, respectivamente.

- **Etapa 4** – Albedo da superfície (α)

Considerando-se que a atmosfera terrestre produz interferência na radiação solar e na radiação refletida, o albedo calculado no topo da atmosfera carece de correções devidas aos processos de absorção e espalhamento. Essas correções podem ser obtidas pela equação abaixo.

$$\alpha = \frac{\alpha_{toa} - \alpha_p}{\tau_{sw}^2} \dots\dots\dots(25)$$

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, o valor tomado foi 0,03 (Bastiaanssen, 2000); τ_{sw} a transmissividade atmosférica.

Para céu claro e condições relativamente secas a transmissividade atmosférica (τ_{sw}), pode ser obtida pela segunda Equação 26 (ALLEN et al. 2002), em função da elevação z do terreno. A maioria dos autores usa uma elevação média para toda a área, mais para melhor representar a topografia do terreno usou-se nesse trabalho uma elevação para cada pixel (SRTM):

$$\tau_{sw} = 0,75 + 2 \times 10^{-5} z \dots\dots\dots(26)$$

Como já comentado, o modelo de terreno utilizado foi o SRTM, permitindo uma melhor representação das variações de relevo na região estudada. A resolução espacial do SRTM é de 92 m x 92 m, mais para esse trabalho foi feita uma interpolação ficando o pixel 30m x 30m.

- **Etapa 5** - Índices de vegetação (NDVI, SAVI e IAF)

Existem vários índices de vegetação; porém, os mais utilizados são: Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI), Índice de Vegetação Ajustado para o Solo (SAVI) e o Índice de Área Foliar (IAF). O NDVI é definido como sendo um indicativo da quantidade e condição da massa verde na superfície e é obtido, segundo Allen et al. (2002), pela equação:

$$NDVI = \frac{\rho_{IV} - \rho_{III}}{\rho_{IV} + \rho_{III}} \dots\dots\dots(27)$$

onde: ρ_{IV} : refletividade da banda 4 (infravermelho próximo) e ρ_{III} é a refletividade da banda 3 (vermelho).

Os valores do NDVI variam de -1 a +1; no entanto, em superfícies vegetadas esses valores sempre são positivos e em nuvens e espelhos d'água, os valores são negativos.

O SAVI (Soil Adjusted Vegetation Index), é uma variação do NDVI, fazendo com que os efeitos do solo sejam amenizados e o NDVI ajustado. Essa modificação tem como objetivo principal uma maior correlação entre áreas que possuem vegetações compatíveis, sendo que Xavier (1998) constatou esta condição. O SAVI pode ser obtido pela seguinte equação:

$$SAVI = \frac{(1+L)(\rho_{IV} - \rho_{III})}{(L + \rho_{IV} + \rho_{III})} \dots\dots\dots(28)$$

onde: ρ_{IV} : refletividade da banda 4 (infravermelho próximo) e ρ_{III} é a refletividade da banda 3

(vermelha) e L é uma constante, a qual foi atribuído o valor de 0,5 Allen et al. (2002).

O IAF (Índice de área Foliar) é definido como sendo a razão entre a área foliar de toda a vegetação pela unidade de área ocupada por ela, sendo indicador da biomassa de cada pixel na imagem. É obtido pela equação empírica (29) obtida por Allen et al. (2002):

$$IAF = \frac{-\ln\left(\frac{0,69 - SAVI}{0,59}\right)}{0,91} \dots\dots\dots(29)$$

onde: IAF: índice de área foliar e o SAVI é o Soil Adjusted Vegetation Index.

- **Etapa 6** – Emissividade (ϵ_{NB} e ϵ_0)

Emissividade de um corpo é definida como a razão entre a energia emitida pelo mesmo e a energia emitida por um corpo negro, ambos a uma mesma temperatura. No SEBAL, segundo Allen et al. (2002), as emissividades na faixa espectral da banda termal do Landsat 7 - ETM – ϵ_{NB} e em todo domínio da radiação termal – ϵ_0 podem ser obtidas segundo expressões:

$$\varepsilon_{NB} = 0,97 + 0,00331 \times IAF \dots\dots\dots(30)$$

$$\varepsilon_0 = 0,95 + 0,01 \times IAF \dots\dots\dots(31)$$

onde: IAF é o índice de área foliar.

As equações acima são válidas para NDVI > 0 e IAF < 3. Para valores de IAF ≥ 3,

$\varepsilon_{NB} = \varepsilon_0 = 0,98$. Para NDVI < 0, $\varepsilon_{NB} = 0,99$ e $\varepsilon_0 = 0,985$ (Allen et al. 2002).

- **Etapa 7** – Temperatura da superfície (T_s)

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. A expressão abaixo é usada para sua obtenção em Kelvin (K):

$$T_s = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\varepsilon_{NB} K_1}{L_{\lambda 6}} + 1\right)} \dots\dots\dots(32)$$

onde: K1 e K2: constantes de calibração da banda termal do Landsat 7 (Allen et al. 2002);

$K_1 = 666,09 \text{ W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$ e $K_2 = 1282,71 \text{ W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$.

- **Etapa 8** – Radiação de onda longa emitida ($R_L \uparrow$)

Este parâmetro pode ser obtido através da equação de Stefan-Boltzman como segue:

$$R_L = \varepsilon_0 \cdot \sigma \cdot T^4 \dots\dots\dots(33)$$

onde: ε_0 é a emissividade de cada pixel; σ a constante de Stefan-Boltzman ($5,67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$); T é a temperatura (K).

- **Etapa 9** – Radiação de onda curta incidente ($R_{s\downarrow}$)

A radiação de onda curta incidente foi considerada como sendo constante em toda a cena selecionada, e para condição de céu claro, Allen et al (2002) sugerem a seguinte expressão para a sua determinação:

$$R_{s\downarrow} = S \cdot \cos Z \cdot d_r \cdot \tau_{sw} \dots\dots\dots(34)$$

onde: S é a constante solar (1.367 W m^{-2}); Z é o ângulo zenital solar; d_r e τ_{sw} já foram definidos anteriormente.

- **Etapa 10** – Radiação de onda longa incidente ($R_{L\downarrow}$)

Radiação de Onda Longa Incidente é o fluxo de radiação térmica descendente da atmosfera (W m^{-2}) que é calculado usando a equação de Stefan-Boltzmann, em função da emissividade do ar:

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \cdot \sigma \cdot T_a^4 \dots\dots\dots(35)$$

onde: ε_a é a emissividade atmosférica obtida por $\varepsilon_a = 0,85(-\ln(\tau_{sw}))^{0,09}$; σ é a constante de

Stefan-Boltzmann ($5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2}\text{K}^{-4}$) e T_a a temperatura do ar (K).

$$\varepsilon_a = 0,85(-\ln(\tau_{sw}))^{0,09}$$

- **Etapa 11** – Saldo de radiação (R_n)

O saldo de radiação à superfície é obtido utilizando a equação de balanço de radiação à superfície (Silva et al. 2005; Allen et al. 2002).

$$R_n = R_{s\downarrow} - \alpha R_{s\downarrow} + R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_0)R_{L\downarrow} \dots\dots\dots(36)$$

onde: $R_{s\downarrow}$ é a radiação de onda curta incidente; α o albedo corrigido do pixel; $R_{L\downarrow}$ a radiação de onda longa emitida pela atmosfera; $R_{L\uparrow}$ a radiação de onda longa emitida pelo pixel; ε_0 a emissividade do pixel.

Simplificando a expressão anterior, obtemos:

$$R_n = R_{s\downarrow}(1 - \alpha) - R_{L\uparrow} + \varepsilon_0 \cdot R_{L\downarrow} \dots\dots\dots(36a)$$

- **Etapa 12** – Fluxo de calor no solo (G)

Bastiaanssen (2000) desenvolveu uma equação empírica, válida para o meio-dia, destinada ao cálculo do fluxo de calor no solo.

$$G = [T_s(0,0038 + 0,0074\alpha)(1 - 0,98NDVI^4)]R_n \dots\dots\dots(37)$$

onde T_s é a temperatura da superfície (°C); α o albedo corrigido do pixel; NDVI o Índice de Vegetação por Diferença Normalizada e R_n o Saldo de Radiação.

Para a correção de valores do fluxo de calor no solo para $NDVI < 0$, utilizou-se as seguintes expressões:

$$G = 0,3R_n \text{ (Silva e Cândido, 2004)} \dots\dots\dots(38)$$

$$G = 0,5R_n \text{ (Allen et al. 2002)} \dots\dots\dots(39)$$

- **Etapa 13** – Fluxo de calor sensível (H)

O Fluxo de calor sensível (H) é a etapa mais complexa do SEBAL. No entanto, para obtê-lo, é necessário calcular antecipadamente alguns outros parâmetros, onde são necessários dados de estação meteorológica representativa da imagem, como a velocidade do vento ($m.s^{-1}$) e a altura média da vegetação em torno da estação (adotado como igual a 0,3 m). É necessário também o conhecimento de dois pixels extremos da

imagem, denominados pixel quente (hot pixel) e pixel frio (cold pixel). O primeiro, hot pixel, representa o pixel onde a temperatura se apresenta mais elevada (área degradada, por exemplo) e onde o fluxo de calor sensível é máximo. O cold pixel, contrariamente ao primeiro, representa o pixel, onde a temperatura é mais amena (espelho d'água, por exemplo), onde o fluxo de calor sensível (H) é igual à zero. A partir desses dois elementos, determina-se a variação de temperatura (dT) e a resistência aerodinâmica ao transporte de calor (r_{ah}).

$$H = \frac{\rho C_p dT}{r_{ah}} \dots\dots\dots(40)$$

onde: ρ é a massa específica do ar úmido ($1,15 \text{ kg.m}^{-3}$), C_p é o calor específico do ar ($1005 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$), dT é a diferença de temperatura entre duas alturas próximo à superfície (K) e r_{ah} é a resistência aerodinâmica ao transporte de calor (s. m^{-1}). Para a obtenção do H com o SEBAL, faz-se necessário o conhecimento de dois pixels em condições extremas de temperatura, pixel frio e pixel quente, para se determinar a variação de temperatura (dT) entre dois níveis de referência e a resistência aerodinâmica ao transporte de calor e em todos os pixels da área em estudo.

Inicialmente, são reunidas as informações sobre a velocidade do vento (m.s^{-1}) e a altura média da vegetação h (m) que envolve uma estação meteorológica dentro da cena estudada. Dessa forma, obtém-se o coeficiente de rugosidade da referida estação segundo a Equação 41 (BRUSTSAERT, 1982), a seguir:

$$Z_{0m} = 0,12h \dots\dots\dots(41)$$

A velocidade de fricção u_x (m.s^{-1}) é calculada usando o perfil logaritmo do vento para a condição de estabilidade neutra:

$$u_x = \frac{k \cdot u_x}{\ln\left(\frac{z_x}{z_{0m}}\right)} \dots\dots\dots(42)$$

onde k é a constante de Von Karman (0,41); u_x a velocidade do vento ($m\ s^{-1}$); z_x a altura em que foi tomado o valor da velocidade do vento e z_{0m} o coeficiente de rugosidade local.

Em seguida, considerando-se a atmosfera em equilíbrio neutro, foi estimada a velocidade do vento ($m.s^{-1}$), ao nível de 100 m, onde se assume que os efeitos da rugosidade da superfície são desprezíveis, ou seja:

$$u_{100} = u_* \frac{\ln\left(\frac{100}{z_{0m}}\right)}{k} \dots\dots\dots(43)$$

onde k já foi definido anteriormente; u_* a velocidade de fricção ($m.s^{-1}$) e z_{0m} o coeficiente de rugosidade local (m).

Obtida a velocidade do vento a 100m (u_{100}), computou-se uma nova velocidade de fricção (u_*), para cada pixel, sendo computado anteriormente um novo coeficiente de rugosidade (Z_{0m}), desta vez para cada pixel, em função do SAVI, pela seguinte equação:

$$z_{0m} = \exp(-5,809 + 5,62SAVI) \dots\dots\dots(44)$$

A velocidade de fricção (u_*), para cada pixel da imagem, é dada pela seguinte equação:

$$u_* = \frac{k \cdot u_{100}}{\ln\left(\frac{100}{z_{0m}}\right)} \dots\dots\dots(45)$$

onde u_{100} é a velocidade do vento ($m.s^{-1}$) a 100 m; z_{0m} é a velocidade de fricção pixel a pixel e k já foi definido anteriormente.

De posse dos valores de u_* , pixel a pixel, estima-se a resistência aerodinâmica r_{ah} ($s.m^{-1}$), também se admitindo a atmosfera em condições de estabilidade neutra, segundo a expressão:

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{u_* \cdot k} \dots\dots\dots(46)$$

onde z_1, z_2 são alturas acima da superfície (0,1 e 2 m respectivamente).

A partir deste momento, pode-se iniciar o processo iterativo com o objetivo de calcular o verdadeiro valor de H, uma vez que este está sujeito às variações da condição inicial de cada pixel. O processo iterativo inicia-se com o cômputo da diferença de temperatura próxima à superfície, dT (°C), para cada pixel e é representado pela seguinte equação:

$$dT = a + bT_s \dots\dots\dots(47)$$

onde a, b são constantes de calibração da diferença de temperatura e T_s a temperatura da superfície (°C), que dependem dos pixels extremos (quente e frio).

O pixel “frio” encontra-se em uma área bem irrigada, onde se assume que o fluxo de calor sensível é nulo ($H_{frio} = 0$) e o fluxo de calor latente LE_{frio} ($W.m^{-2}$) é dado por:

$$LE_{frio} = R_n - G \dots\dots\dots(48)$$

Por sua vez, o pixel “quente” é escolhido em uma área de solo exposto, onde se assume que o fluxo de calor latente é nulo ($\lambda E_{quente} = 0$) e o fluxo de calor sensível H_{quente} ($W.m^{-2}$) é dado por:

$$H_{quente} = R_n - G = \frac{\rho \cdot C_p (a + bT_s)}{r_{ah}} \dots\dots\dots(49)$$

onde T_s , R_n , G e r_{ah} são obtidos no pixel quente da imagem (cujas coordenadas precisam ser identificadas de modo a ter os valores dessas variáveis conhecidas). A Tabela 12 traz os valores

dos pixels extremos selecionados na região em estudo. Com base nesses valores, obtém-se

$$a + bT_s = r_{ah} \frac{(R_n - G)}{\rho \cdot C_p}. \text{ Como no pixel frio } dT = 0, \text{ ou seja, } a + bT_s = 0, \text{ tem-se um}$$

sistema com duas equações e duas incógnitas, o que possibilita o cálculo de a e b, e assim a determinação de H para todos os pixels das imagens.

TABELA 14 – Caracterização dos pixels extremos (frio e quente), Estação meteorológica e velocidade do vento local na hora da obtenção das imagens

Região	Parâmetros	Pixel quente	Pixel frio	Estação Meteorológica, Velocidade do vento (u_x)
Bacia Pacuí	E*	308476,564	310536,441	Estação de Mandacaru-Juazeiro Bahia $u_* = 3,2 \text{ m.s}^{-1}$
	N*	8885061,944	8888971,774	
	T (k)	348,437	322,171	
	Rn (W.m^{-2})	777,002	561,070	
	G (W.m^{-2})	317,372	154,962	

* Datum WGS 84; projeção UTM, Zona 24S.

Os valores de H obtidos, no entanto, não representam adequadamente o fluxo de calor sensível de cada pixel, como já mencionado servem como valores iniciais de um processo iterativo em que nas etapas seguintes se considera a condição de estabilidade de cada pixel. Nesse sentido, o comprimento de Monin-Obukhov L (m) é utilizado na identificação da condição de estabilidade de cada pixel e, na seqüência, são obtido as correções de estabilidade para o transporte de momentum (Ψ_m) e calor sensível (Ψ_h), que uma vez determinados (Allen et al. 2002) possibilitam corrigir a velocidade de fricção u_x (m.s^{-1}), segundo:

$$u_* = \frac{k \cdot u_{100}}{\ln\left(\frac{100}{z_{0m}}\right) - \Psi_{m(100m)}} \dots\dots\dots(50)$$

onde u_{100} e k são constantes, e z_{0m} e $\Psi_{m(100m)}$ são obtidos pixel a pixel.

Posteriormente, obteve-se o valor da resistência aerodinâmica corrigida ao transporte de calor (r_{ah}) pela seguinte equação:

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right) - \Psi_{h(z_2)} + \Psi_{h(z_1)}}{u_* \cdot k} \dots\dots\dots(51)$$

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 condições de estabilidade para o transporte de calor sensível a 2,0 m e 0,1 m respectivamente.

Com esses dados, inicia-se uma nova iteração, recalculando-se os valores de “a” e “b”, dT , H , L , Ψ_m , Ψ_h , u^* e rah , até que os valores de “a” e “b” se mostrem constantes.

- **Etapa 14** – Fluxo de calor latente (λET)

Com as cartas do saldo de radiação (R_n), fluxo de calor no solo (G) e fluxo de calor sensível (H), calculou-se a carta do fluxo de calor latente (λET), pela seguinte equação:

$$\lambda ET = R_n - G - H \dots\dots\dots(52)$$

- **Etapa 15** – Evapotranspiração Horária (ET_h)

Para a obtenção da evapotranspiração diária, inicialmente obtém-se a evapotranspiração horária (ET_H), segundo a equação:

$$ET_H = \frac{\lambda ET}{L} \cdot 3600 \dots\dots\dots(53)$$

onde λET é o fluxo de calor latente e L o calor latente de vaporização da água ($2,45 \times 10^6 \text{ J.kg}^{-1}$), 3600 fator de conversão de segundos em horas.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Características fisiográficas da bacia rio Pacui e da bacia rio Salitre

As características físicas de uma bacia são elementos importantes no estudo de comportamento hidrológico, em decorrência da relação entre essas características e resposta hidrológica da bacia.

A sub-bacia rio Pacui possui uma área de 987,73 km² e comprimento do curso principal de 74,79 km, é classificada como uma meso-bacia, segundo o critério apresentado por Soulby et al. (2004) por possuir área de drenagem entre 100 e 1000 km². A bacia rio Salitre de área 14484,57 km² e comprimento de curso principal de 306,1 km, é classificada como macro-bacia (> 1000 km²).

4.1.1 Índices físicos da sub-bacia do rio Pacui e bacia do rio Salitre

Para caracterização da forma das bacias do rio Pacui e da bacia do rio Salitre utilizou-se o fator de forma e coeficiente de compacidade, tendo sido encontrados os valores apresentados na Tabela 15.

Analisando-se os valores da Tabela 15 é possível verificar que, pela forma da bacia (R_f), a potencialidade de ocorrência de pico de enchentes é baixa na sub-bacia do rio Pacui. Por os tributários em sua extensão atingirem o curso principal em vários pontos ao mesmo tempo, na qual a concentração de todo deflúvio da bacia se dá em um único ponto (exultório). O fator de forma, por relacionar a forma da bacia com a de um retângulo, entretanto à razão entre a largura média e o comprimento axial da bacia (da foz ao ponto mais longínquo do espigão), a R_f , bem como a forma do sistema de drenagem, pode ser influenciado por algumas características, principalmente ligadas a geologia.

O parâmetro R_f auxilia no entendimento de alguns processos hidrológicos e no comportamento hidrológico da bacia. Segundo Costa (2008); Costa (2007); Santos (2007); Villela e Mattos (1975), uma bacia com um fator de forma (R_f) baixo é menos

sujeita a enchentes que outra de mesmo tamanho, porém com R_f maior. Portanto, o fator de forma da sub-bacia rio Pacui de 0,32 não variou à medida que se aumenta o tamanho de células de contribuição.

O fator de forma da bacia salitre foi igual a 0,29 para os tamanhos de células (25, 50, 100 e 125), ocorrendo uma pequena variação no threshold 75, significando baixo risco de enchente. Segundo Costa (2008) validando dados altimétricos e morfométricos através de dados SRTM e cartas da SUDENE para meso-bacias do semiárido estas pequenas variações pode ocorrer quando se utiliza-se dados SRTM.

O índice de compacidade de 1,90 para a sub-bacia rio Pacui, demonstra que a bacia não se aproxima da forma circular. Observa-se também que a forma da bacia não está próxima da figura de um quadrado e o perfil do curso principal indica a declividade do terreno é baixa. Enquanto para a bacia Salitre o valor obtido para este índice foi igual a 2,42 para os cinco sthreshold aplicados, demonstrando que a bacia não se aproxima da forma circular. Observa-se também pelos valores obtidos que as formas das bacias não estão próximas da figura de um quadrado. Estas variáveis assim como o fator de forma avaliam a propensão à enchente. E relaciona que quanto mais irregular for à bacia, maior será o coeficiente de compacidade.

Um coeficiente mínimo igual à unidade corresponde a uma bacia circular e, para uma bacia alongada, seu valor é significativamente superior a 1. Portanto, uma bacia será mais suscetível a enchentes elevadas quando seu K_c for mais próximo da unidade. Como o valor de K_c obtido das bacias rio Pacui e rio Salitre foi maior que 1,5 observa-se que as mesmas possuem baixa propensão a enchentes. (AQUINO et al. 2008; COSTA, 2008; COSTA et al. 2007a; COSTA et al. 2007b; SANTOS et al 2007).

A classificação de rios quanto à ordem é possível mensurar o grau de ramificação dos cursos d'água. Portanto, o rio Pacui e rio Salitre são de 4ª ordem, conforme tamanho de células (sthreshold) de 25, 50, 75, justificando trabalho realizado por COSTA, (2008). Observa-se na Tabela 15 uma variação na sua ordem quando se aplicou um sthreshold de 100 e 125 (classificado com de 3ª ordem), isto é, quanto maior o tamanho de células menor a quantidade de ramificações do curso principal identificadas.

TABELA 15 – Índice para caracterizar a forma da bacia

Índice	Unidade	Valor Bacias									
		Pacui					Salitre				
		Tamanhos de células (threshold)									
		25	50	75	100	125	25	50	75	100	125
R _f	Adm.l	0,32	0,32	0,33	0,33	0,33	0,29	0,29	0,28	0,29	0,29
K _c	Adim.l	1,90	1,90	1,90	1,90	1,90	2,42	2,42	2,42	2,42	2,41
Or	Adim.	4 ^a	4 ^a	4 ^a	3 ^a	3 ^a	4 ^a	4 ^a	4 ^a	3 ^a	3 ^a
D _d	Km.km ⁻²	1,64	1,10	0,89	0,77	0,70	1,77	1,24	1,01	0,88	0,79
D _{Lcp}	%	1,28	1,24	1,28	1,23	1,22	0,25	0,24	0,24	0,25	0,25

R_f – fator de forma; k_c – coeficiente de compacidade; Or – ordem dos cursos d'água; D_d – densidade de drenagem; D_{Lcp} – declividade do curso principal.

Gondim e Teixeira (2007) verificaram em delimitação automática de bacias que tamanhos de células maiores a estes realizados neste estudo torna-se melhor para determinação deste parâmetro, devido a quantidade de ramificações gerados ao longo do rio principal ser menor. Portanto segundo proposta apresentada por Gondim e Teixeira o curso principal rio salitre foi classificado também como de 4^a ordem.

Uma forma de representar o comportamento do rio principal em relação à declividade da subbacia rio Pacui foi pela execução do perfil longitudinal (Figura 7). Pode-se verificar para a subbacia Pacui, da sua nascente até o seu ponto de controle (Rio Salitre) existe um desnível de 673,01 m em uma extensão de aproximadamente 74,79 km.

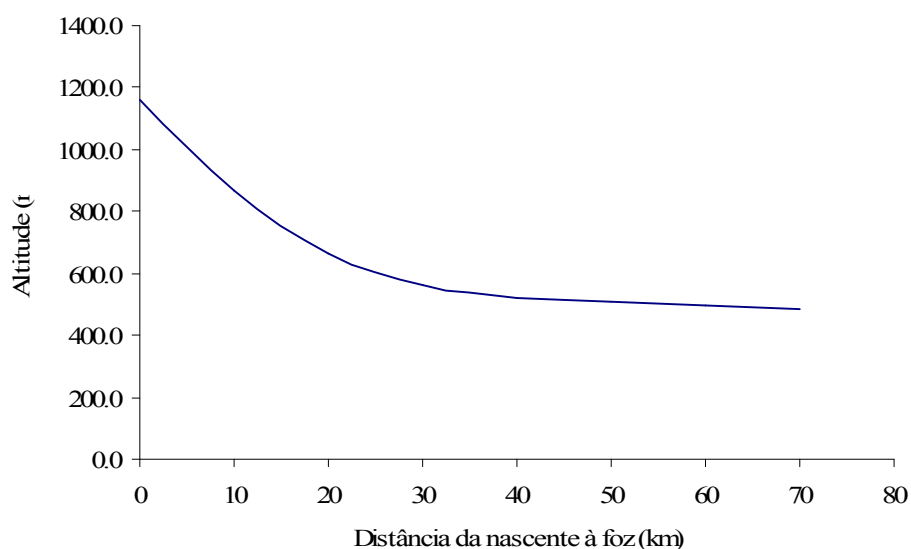


FIGURA 7 - Perfil longitudinal do curso principal da meso-bacia Pacui, gerado pelo SRTM/ARCHIDRO.

A densidade de drenagem varia diretamente com a extensão do escoamento superficial e, portanto, fornece uma indicação da eficiência da drenagem da bacia. Segundo Aquino et al (2008); Costa (2008) existe informações sobre a densidade de drenagem de bacias hidrográficas, podendo-se afirmar que este índice varia de 0,5 km.km⁻², para bacias com drenagem pobre, a 3,5 ou mais, para bacias excepcionalmente bem drenadas. Portanto, conforme resultados encontrados a respeito deste parâmetro para as bacias rio Pacui e bacia rio Salitre quanto aos tamanhos de células valores correspondentes a (1,64; 1,10; 0,89; 0,77 e 0,70 km.km⁻²) e (1, 77; 1,24; 1,01; 0,88 e 0,79 km.km⁻²) para os sthreshold de 25, 50, 75, 100 e 125 respectivamente.

Observa-se que as bacias rio Pacui e rio Salitre possuem uma densidade de drenagem boa, comprovando as explicações feitas pelos autores. Costa (2008) em estudos de validação altimétrica e morfométrica do SRTM e cartas topográficas da SUDENE em bacias do semiárido cearense comprovou que a densidade de drenagem é inversamente proporcional ao tamanho da célula de mediação. O sistema de drenagem das bacias Pacui e Salitre está apresentado nas Figuras 8; 9; 10 e 11 respectivamente. Este fator é importante na indicação do grau de desenvolvimento do sistema de drenagem de uma bacia. De acordo com hierarquia apresentada por Strahler, e por serem classificadas como uma meso-bacia e macrobacias respectivamente as bacias possuem boa ramificação. Considera-se que, quanto mais ramificada for à rede, mais eficiente será o sistema de drenagem. Para a caracterização do sistema de drenagem, onde o valor do índice representa a área mínima para um canal de primeira ordem, o que posteriormente dá origem às demais ordens de canais dentro de uma bacia.

Estudos realizados na avaliação da variação da rede de drenagem entre dois valores extremos, 500 e 5000 células de *threshold*, Gondim e Teixeira (2007), concluíram que a seleção do número de células por ocasião da definição da rede de drenagem resulta em densidade de malha diferente (maior quando se faz opção por um maior número de células), impactando diretamente no máximo comprimento da rede de drenagem. Comprometendo assim a confiabilidade da caracterização dos parâmetros físicos.

O parâmetro declividade do curso principal apresenta menores variações percentuais devido à interferência de um valor extremo deste parâmetro obtido na subbacia rio Pacui. As malha de altitudes estão fixas, entretanto o comprimento do curso varia com o *threshold* e a posição relativa sofre um deslocamento, considerando

uma posição diferente na obtenção da altitude. Então, observa-se quanto a este parâmetro que não houve variação entre a formação do rio para os tamanhos de células (25, 50, 75, 100 e 125) aplicados. Costa (2008) realizando estudos com validação do SRTM e cartas da DSG/SUDENE em meso-bacias do semiárido brasileiro obteve resultados parecidos a este estudo.

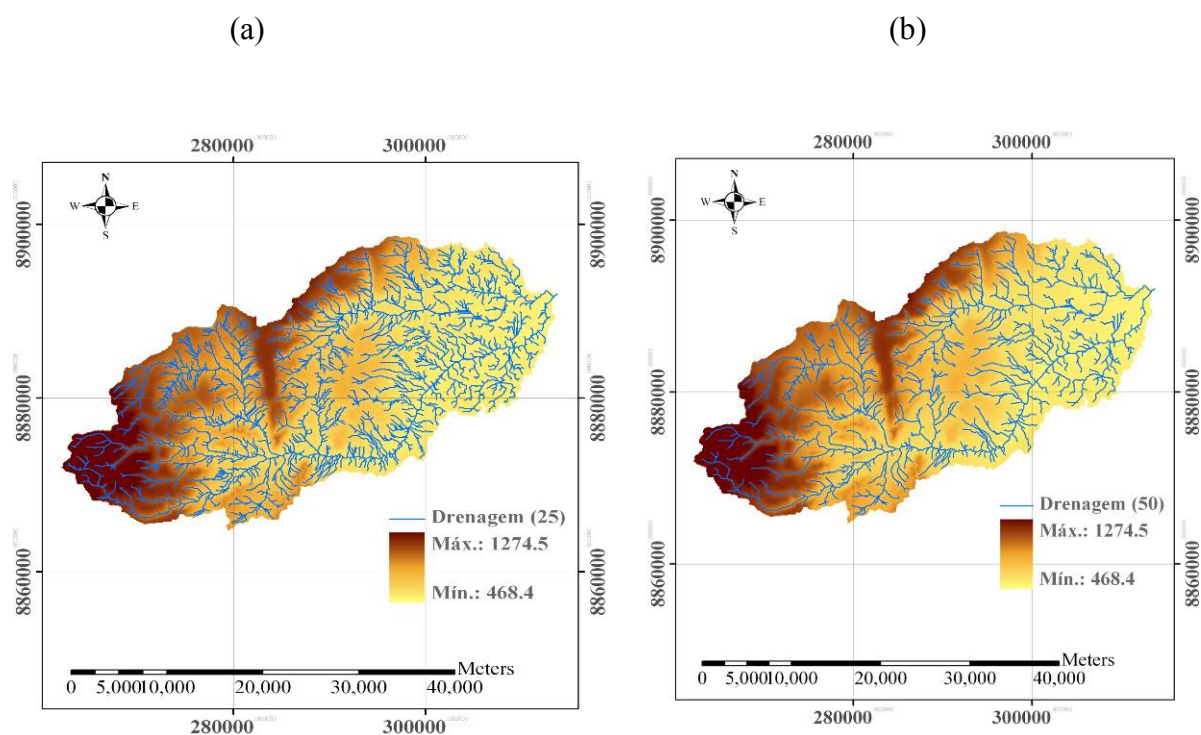


FIGURA 8 - Mapa da drenagem da bacia Pacu. a) Threshold 25; b) Threshold 50.

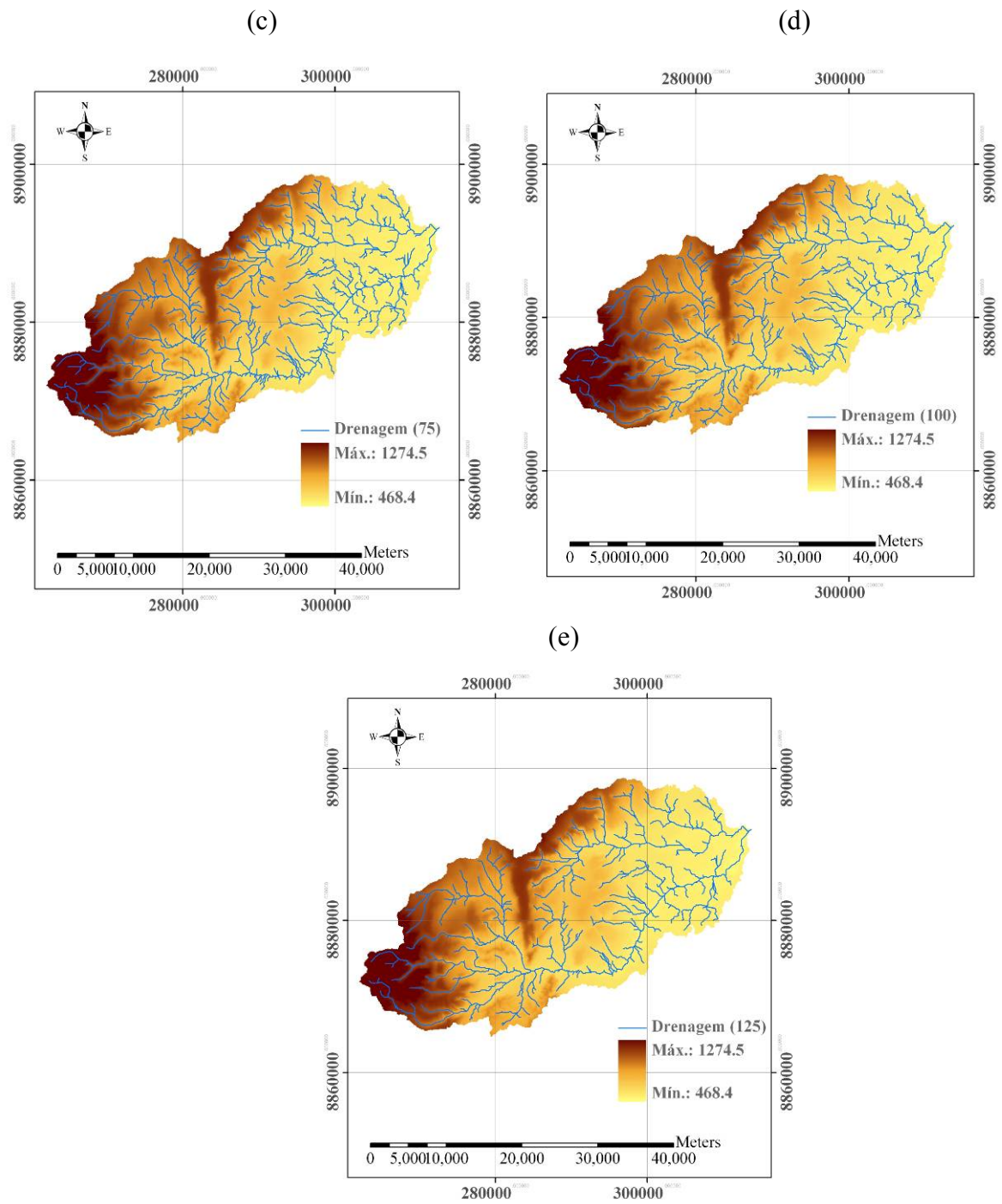


FIGURA 9 - Mapa da drenagem da bacia Pacui. c) Threshold 75; d) Threshold 100 e e) Threshold 125.

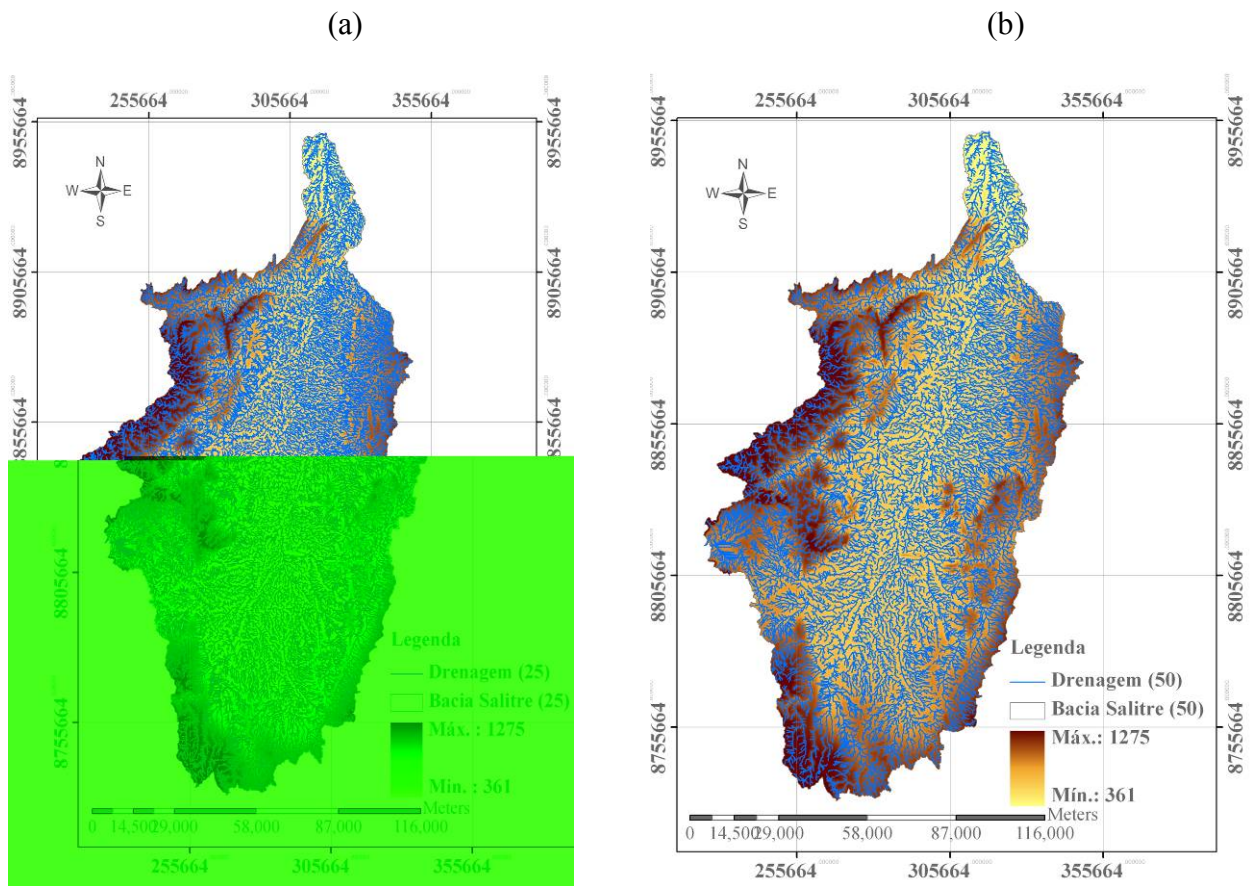


FIGURA 10 - Mapa da drenagem da bacia Salitre. a) Threshold 25; b) Threshold 50.

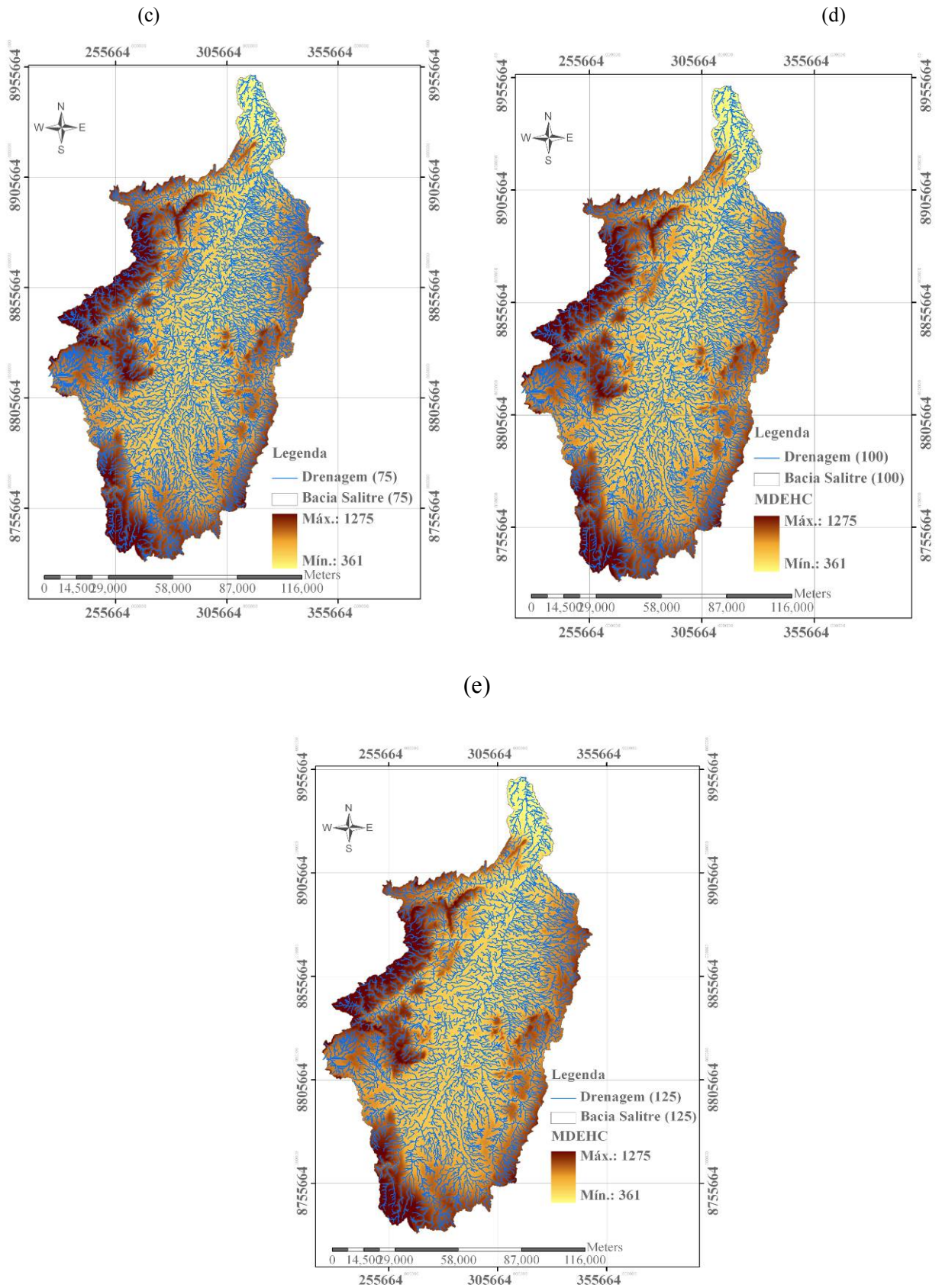


FIGURA 11 – Mapa da drenagem da bacia Salitre. c) Threshold 75; d) Threshold 100 e e) Threshold 125.

Outro parâmetro determinado foi o Índice de Sinuosidade, o qual mostra a influência da carga de sedimentos, pela compartimentação litológica. Os valores obtidos para as bacias rio Pacui e rio Salitre para os threshold (25, 50, 75, 100 e 125) aplicados foram iguais 1,40 e 1,38 respectivamente não havendo variação com os tamanhos de células, indicando assim, um índice de sinuosidade muito baixo, de acordo com as Tabelas 16 e 17. Este fator segundo Costa (2008); Santos (2007) é muito importante por ter a finalidade de controlar a velocidade de escoamento superficial. Costa (2008) aplicando diversos sthreshold em três bacias do estado Ceará encontrou pouca variação em relação a este parâmetro. Para Riccomini et al. (2000), o valor de 1,5 divide arbitrariamente os rios de alto (maior que 1,5) e baixa (menor que 1,5) sinuosidade. Entretanto, os valores obtidos para ambas as bacias foram menores que 1,5 indicando rios de baixa sinuosidade.

A declividade da bacia é um fator que influencia a velocidade com que se dá o escoamento superficial, podendo afetar o tempo que leva a água da chuva para concentrar-se nos leitos fluviais que constituem a rede de drenagem das bacias. Este parâmetro está associada à magnitude dos picos de enchente e a maior ou menor oportunidade de infiltração e susceptibilidade para erosão dos solos depende da rapidez com que ocorre o escoamento sobre os terrenos da bacia. Portanto, os valores encontrados para as bacias rio Pacui e rio Salitre nos threshold de (25, 50, 75, 100 e 125) em percentual foram iguais a (1,07; 1,00; 1,33; 1,59; 1,10 %) e (0,13; 0,12; 0,12; 0,10; 0,10 %) respectivamente, observando-se que as bacias são bastantes planas, não havendo tanta variação ao longo da bacia entre os threshold aplicados. Então, ainda observando estes valores obtidos para a bacia rio Pacui (Tabela 16) que quando se aplicou o threshold 100 foi onde ocorreu a maior variação em relação os demais. Já para a bacia rio Salitre conforme Tabela 17 foi quando se aplicou o thershold 25.

O parâmetro declividade do curso principal (D_{LCP}) apresenta menores variações percentuais devido à interferência de um valor extremo deste parâmetro obtido nas bacias do rio Pacui e rio Salitre, pois o início do curso depende do valor do *threshold* e a equação que define este parâmetro considera o valor posicional de maior altitude àquele em que estiver 90 % do curso principal. Logo, as malha de altitudes estão fixas, entretanto o comprimento do curso varia com o threshold e a posição relativa sofre um deslocamento, considerando uma posição diferente na obtenção da

altitude. As variações no comprimento do curso principal observadas nas bacias rio Pacui e rio Salitre reforçam o entendimento dessa menor variação percentual.

Observando-se as Tabelas 16 e 17 as bacias Pacui e Salitre as variações das características de D_{LCP} foram bem menores, apresentando assim uma melhor conformação da caracterização com o uso da ferramenta de geoprocessamento nestas bacias. O comprimento e a área das bacias foram às variáveis que apresentaram menor variação, representando viabilidade interessante de utilização devido principalmente à agilidade da extensão Arc Hydro e dados SRTM na determinação destes parâmetros. Justificando resultados obtidos por Costa (2008) em validação de dados SRTM em três bacias do estado do Ceará.

Quanto à extensão média do escoamento superficial, este índice é definido como sendo à distância em que a água da chuva teria que escoar sobre os terrenos de uma bacia, caso o escoamento se desse em linha reta desde onde a chuva caiu até o ponto mais próximo no leito de um curso d'água qualquer da bacia. Então, para as bacias rio Pacui e rio Salitre cujos valores obtidos foram (3,29; 3,29; 3,29; 3,31 e 3,32) e (11,83; 11,83; 11,85; 11,84 e 11,76) para os threshold 25, 50, 75, 100 e 125 respectivamente para ambas as bacias, apresentando pequena variação entre eles. Esta variável para as bacias Pacui e Salitre refletiram menos influência da variação dos valores de acumulação. Estes resultados corroboram com os encontrados por Costa (2008).

O tempo de concentração para as bacias Pacui e Salitre não ocorreram muita variação, devido o comprimento do rio principal não apresentar tendência à variação, já que as declividades médias das bacias pouco apresentaram alterações, sendo bem representada e de fácil utilização com os dados SRTM. Silveira (2005) em estudo de comparação de equações para definição de tempo de concentração em bacias na região semiárida avaliou como a mais indicada e consistente a equação de Corps of Engineers para dados de bacias de até 12.000 km². Oliveira et al. (2007) obteve resultados satisfatório utilizando comparações de equações para estimativa de tempo de concentração em bacia hidrográfica do Aracoiaba no Ceará.

No coeficiente de manutenção (Tabela 16) houve uma variação entre os tamanhos de células para a sub-bacia do rio Pacui (61,01; 91,08; 112,41; 130,17 e 143,38 para os threshold de 25, 50, 75, 100 e 125), os valores encontrados indica que a bacia tem uma pequena área satisfatória para manutenção de seus cursos d'água.

Segundo Cristofolletti (1969) apud Santos et al. (2007), o coeficiente de manutenção é um dos valores mais importantes para a caracterização do sistema de drenagens, onde o valor do índice representa a área mínima para um canal de primeira ordem, o que posteriormente dá origem às demais ordens de canais dentro de uma bacia.

Os valores obtidos deste parâmetro para a bacia do rio Salitre não houve variação entre os tamanhos de células. Este fator indica que a se a bacia existe manutenção em seus tributários. Observa-se na Tabela 17 pelos resultados encontrados relacionado a este índice que a bacia Salitre não tem uma área satisfatória para manter os seus tributários. Santos et al. (2007) utilizando dados SRTM e cartas da SUDENE obtiveram para a bacia experimental do riacho Jatobá Pesqueira-PE que a mesma não possui área para a manutenção dos seus canais. E este fator tem a importância grande na caracterização do sistema de drenagem, por relacionar a área mínima em um canal de ordem 1, o que dá origem às demais ordens dentro da bacia.

O parâmetro número de cursos (Tabela 16), para a sub-bacia do rio Pacui apresentou uma elevada variação entre os valores de *sthreshold*, diminuindo-os à medida que se aumenta o tamanho de células. Já o parâmetro número de confluência para a bacia não houve variação entre os valores de *threshold* (25 e 50), ocorrendo diminuição nas confluências quando há o aumento do tamanho de células. Segundo Costa (2008), estes tamanhos de células são os mais indicados para representar os dados da realidade com os obtidos nas cartas cartográficas da SUDENE.

TABELA 16 – Características fisiográficas da bacia rio Pacui gerado pelo SRTM, com tamanho de células de 25, 50, 75, 100 e 125

Parâmetros	Unidade	Threshold				
		25	50	75	100	125
Altitude Máxima	m	1274,50	1274,50	1274,50	1274,50	1274,50
Altitude Mínima	m	468,50	468,50	468,50	468,50	468,50
Altitude Média	m	70,38	705,38	705,38	705,38	705,38
Área (A_b)	km ²	987,73	987,73	987,73	987,73	987,73
Perímetro (P)	km	213,26	213,26	213,26	213,26	213,26
Número de cursos	-	2531,00	1221,00	813,00	594,00	488,00
Numero de confluências	-	1221,00	1221,00	1067,00	978,00	864,00
Comprimento da rede de drenagem	km	161,01	1084,42	878,67	758,79	688,88
Densidade da rede de drenagem (D_d)	Km.km ⁻²	1,64	1,10	0,89	0,77	0,70
Comprimento do curso principal (L_{cp})	km	75,15	75,12	75,03	74,70	74,40
Comprimento do talvegue (L_t)	km	54,56	54,97	54,46	54,25	54,23
Comprimento da bacia (L_b)	km	55,22	55,15	55,10	55,04	55,32
Declividade da bacia (D_b)	%	1,07	1,00	1,33	1,59	1,10
Tempo de concentração (T_c)	h	1,63	1,66	1,57	1,51	1,62
Sinuosidade do rio principal (S_{in})	-	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40
Coefficiente de Manutenção (C_m)	m ² .m	609,75	909,09	1123,59	1298,70	1428,57
Extensão média do escoamento superficial (Ext- <i>Esc.superf.</i>)	km	3.29	3.29	3.29	3.31	3.32

O parâmetro, número de cursos, para a bacia do rio Salitre obteve uma elevada variação entre os valores de threshold, diminuindo o número de cursos à medida que se aumenta o tamanho de células. Já os valores de área, perímetro e comprimento do curso principal da bacia Salitre não houve muita variação entre os tamanhos de células, enquanto que o comprimento da rede drenagem foi diminuindo a medida que se aplicava valores elevados de threshold. Isto é, que a quanto menos ramificada a bacia este parâmetro tendê a diminuir afetando assim a densidade de drenagem da bacia.

Embora não apresente variação na sub-bacia do rio Pacui, os valores de altitude máxima, média e mínima (Tabela 16) são pouco representativos em termos hidrológicos devido à resolução espacial dos dados SRTM. Segundo Castro e Lopes (2001) apud Santos et al. (2007), a altitude média influencia a quantidade de radiação que a bacia recebe e, conseqüentemente, influenciam a evapotranspiração, temperatura e precipitação. Quanto maior a altitude da bacia, menor a quantidade de energia solar que o ambiente recebe e, portanto, menos energia estará disponível para esse fenômeno.

Observa-se na Tabela 17 para a bacia do rio Salitre que o parâmetro altitude (máxima, média e mínima) não tem tanta influência em caracterização de dados

hidrológicos, mas observa-se que quando se elevou o número de células não houve variação entre elas..

TABELA 17 – Características fisiográficas da bacia rio Salitre gerado pelo SRTM, com tamanho de células de 25, 50, 75, 100 e 125

Parâmetros	Unidade	Threshold				
		25	50	75	100	125
Altitude Máxima	m	1275,00	1275,00	1275,00	1275,00	1275,00
Altitude Mínima	m	360,30	360,30	360,30	360,30	360,30
Altitude Média	m	696,72	696,75	696,60	696,65	696,84
Área (A_b)	km ²	14484,57	14498,30	14500,25	14498,86	14487,35
Perímetro (P)	km	1038,31	1042,73	1041,62	1039,78	1035,00
Número de cursos	-	35367,00	17839,00	11910,00	8953,00	7197,00
Densidade da rede de drenagem (D_d)	Km.km ⁻²	1,77	1,24	1,01	0,88	0,79
Comprimento da rede de drenagem	km	25567,35	17944,77	14664,81	12738,80	11412,81
Comprimento do curso principal (Lcp)	km	306,06	306,36	305,81	306,09	308,00
Comprimento do talvegue (Lt)	km	221,99	222,68	221,62	224,32	223,65
Comprimento da bacia (L_b)	km	225,07	225,36	226,84	224,85	224,61
Declividade da bacia (D_b)	%	0,13	0,12	0,12	0,10	0,10
Tempo de concentração (T_c)	h	4,89	5,02	4,97	5,20	5,18
Sinuosidade do rio principal (S_{in})	-	1,38	1,38	1,38	1,36	1,38
Coefficiente de Manutenção (C_m)	-	564,97	806,45	990,09	1136,36	1265,82
Extensão média do escoamento superficial (Ext. _{Esc.superf.})	km	11.83	11.83	11.85	11.84	11.76

4.1.2 Hipsometria da sub-bacia do rio Pacui e da bacia do rio Salitre

A) Bacia rio Pacui

A hipsometria da bacia Pacui obtida segundo distâncias de altitudes apresentadas nas cartas da SUDENE, conforme Figura 12, os valores de altitudes na bacia variaram de 468 a 1274 m. Valores elevados foram encontrados na parte da nascente da bacia (0,4 %) do total da bacia e menores valores no exultório (18,5 %). De acordo com Castro e Lopes (2001) apud Santos et al. (2007), a altitude influencia a quantidade de radiação que a bacia recebe e, conseqüentemente, influenciam a evapotranspiração, temperatura e precipitação.

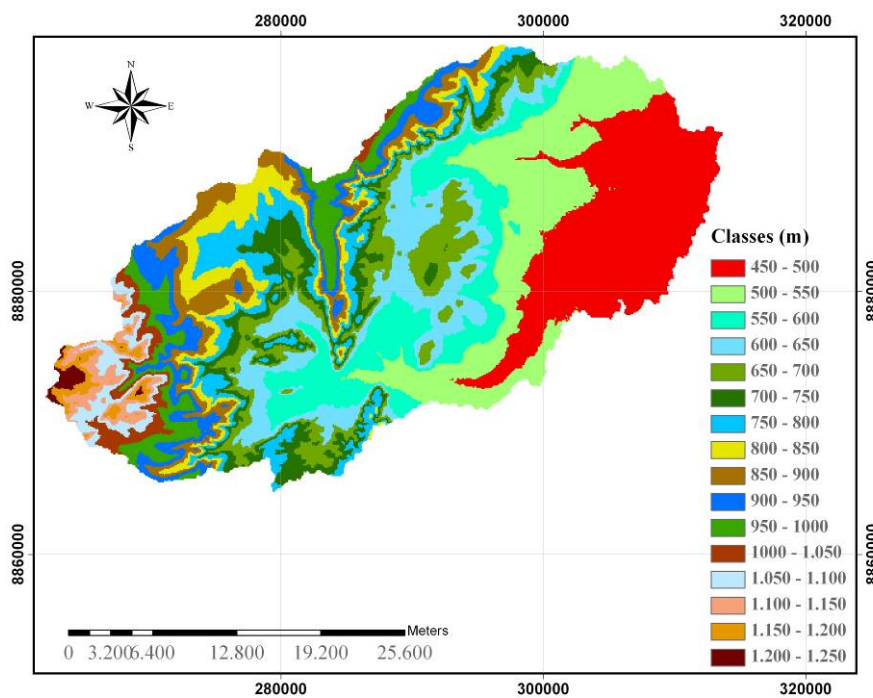


FIGURA 12 - Hipsometria da sub-bacia do rio Pacuí.

A) Bacia rio Salitre

Para obtenção do mapa hipsométrico da bacia Salitre (Figura 13) seguiu os mesmos procedimentos obtidos com o da bacia rio Pacuí. Observa-se, que a maior parte da altitude, de acordo com a área da bacia, apresenta-se na faixa entre 350 a 550 m, seguida da faixa entre 550 a 800 , 800 a 950 correspondendo a 32,08 % e 47,30% e 14,8 da área total respectivamente. As maiores altitude representam apenas 5,8 % do total da bacia em estudo.

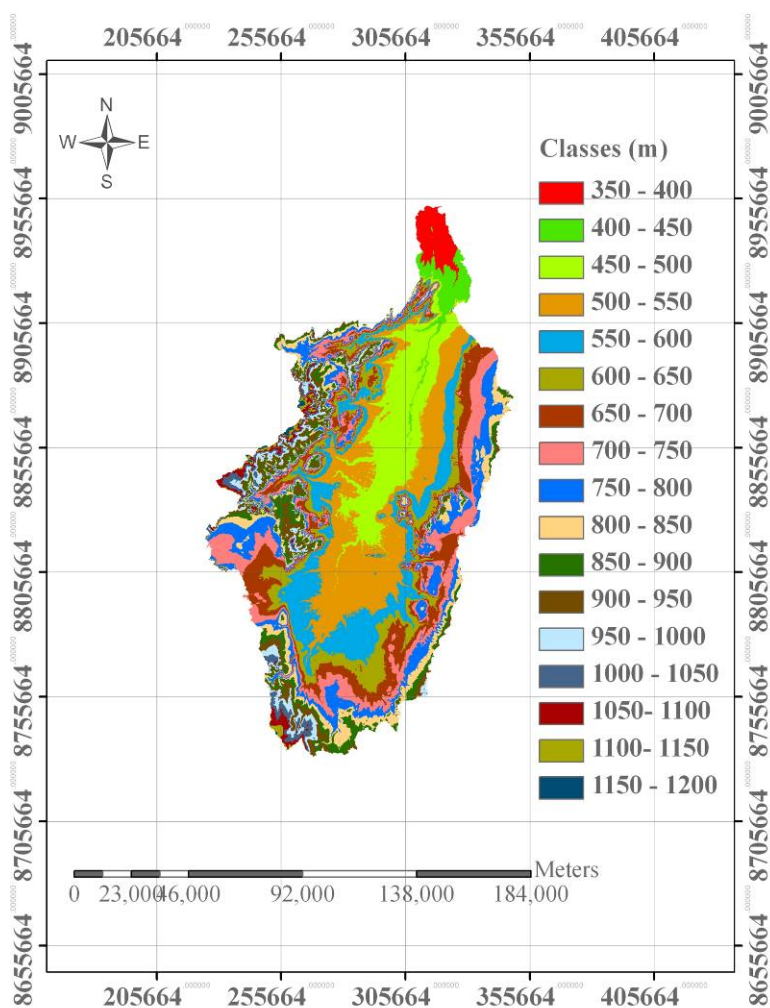


FIGURA 13 - Hipsométria da bacia do rio Salitre.

4.1.3 Declividade da sub-bacia do rio Pacui e da bacia do rio Salitre

A) Bacia rio Pacui

Com a modelagem do terreno da bacia Pacui, foi gerado o mapa de declividade da bacia apresentada na Figura 14.

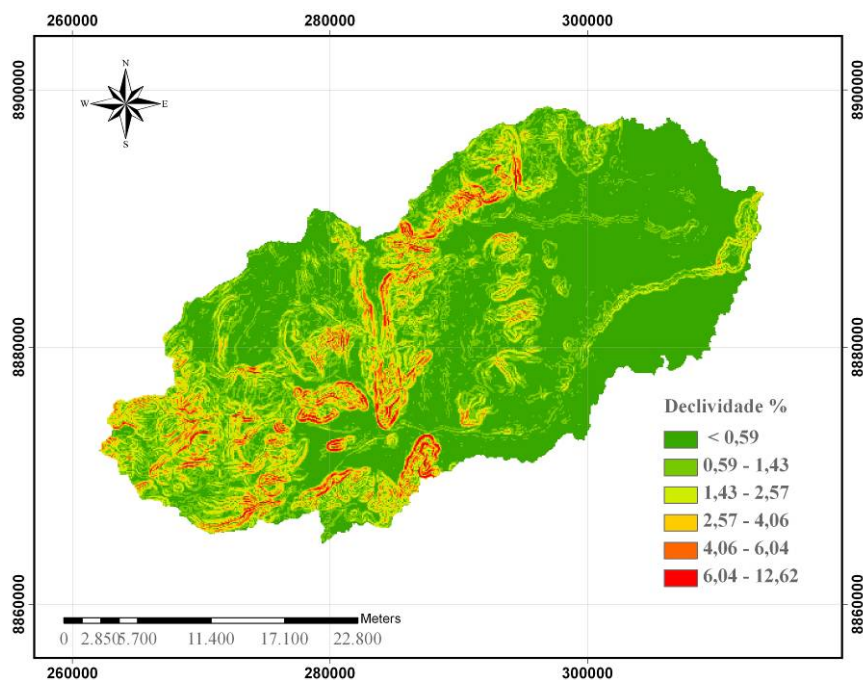


FIGURA 14 - Mapa de declividade da sub-bacia do rio Pacui, BA.

Com as informações quantitativas extraídas do mapa, associadas à declividade do terreno da bacia Pacui, pode-se inferir os percentuais de declividade da mesma.

Observando-se a Figura 14 e a Tabela 4 da classificação das classes de declividade da bacia, verifica-se que apresenta maior parte do relevo corresponde a plano (89,6% dos pixel), com declividade menor que 0,59% principalmente na parte baixa da bacia, 9,3% suavemente ondulado (2,57 a 6,04%) e apenas 1,1% dos pixels da bacia é classificado com ondulado, declividade variando entre 6,04 a 12,62%, conforme Tabela 18 abaixo. Portanto, a declividade influencia a relação entre a precipitação e o deflúvio da bacia hidrográfica, sobretudo devido ao aumento da velocidade de escoamento superficial, reduzindo a possibilidade da infiltração de água no solo.

TABELA 18 – Classe de declividade da sub-bacia do rio Pacui

Declividade (%)	Relevo	% pixel na bacia
0 - 3	Plano	89,6
3 - 8	Suavemente Ondulado	9,3
8 - 20	Ondulado	1,1
20 - 45	Fortemente Ondulado	-
45 - 75	Montanhoso	-
> 75	Fortemente Montanhoso	-

B) Bacia rio Salitre

O mapa de declividade da bacia do rio Salitre apresentado pela Figura 15. Observa-se segundo a Figura 15 e Tabela 4, que 83,3% relevo classificado como plano e suavemente ondulado, com declividade variando de 0 a 6,6% da área da bacia. Enquanto que 14,2% dos pixels da declividade da bacia são classificados como ondulado (6,6 a 20,8% de declividade), 2,0% dos pixels apresenta declividade variando entre 20,8 e 32,4, sendo classificado como relevo fortemente ondulado e apenas 0,7% dos pixels total da área da bacia são classificados como montanhosos.

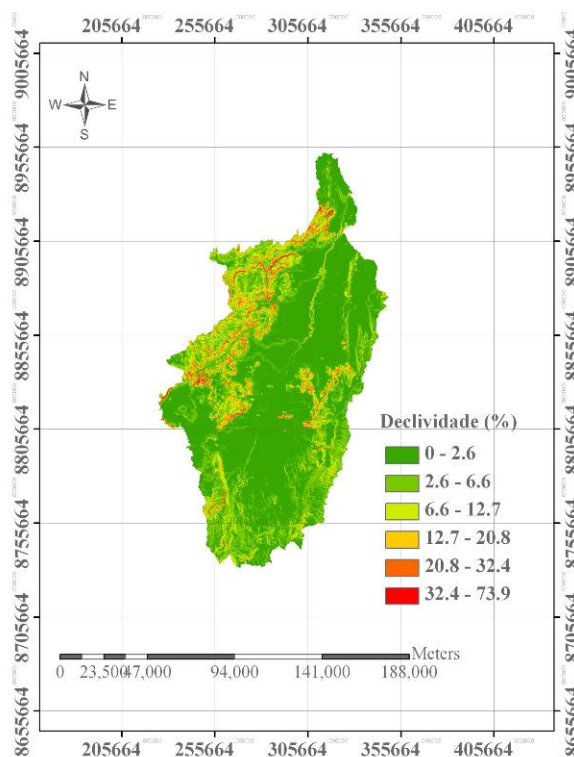


FIGURA 15 - Mapa de declividade da bacia do rio Salitre, BA.

4.2 Comparação dos dados SRTM com dados das cartas cartográficas da SUDENE para a Bacia Pacui

A geração do Modelo Numérico do Terreno (MNT), utilizando o ArcGIS versão 9.2, apresenta-se como uma ferramenta de grande potencial para obtenção das características físicas, principalmente declividade e hipsometria, da bacia, pois o método manual demanda mão-de-obra e tempo expressivos.

A Tabela 19 apresenta os valores dos elementos geográficos da caracterização da meso-bacia do Rio Pacui, obtida por ambos os métodos. Observa-se que existe uma diferença entre as duas metodologias, para a maioria das características morfométricas, devido a sua magnitude e datum. Essas diferenças podem ser consideradas irrelevantes. Devido os dois processos estarem na mesma projeção, as discrepâncias constantes da Tabela 19 podem ser explicadas por diferenças entre o MNT e a carta aerofotogramétrica. Estas diferenças são resultantes da subjetividade existente no processo, tanto na determinação das curvas de nível quanto da confecção do mapa altimétrico, como na interpolação realizada entre as mesmas para determinação da altitude do ponto que compõe a grade de pontos. Além disso, essas diferenças de altitude podem ser decorrentes da diferença de subjetividade do referencial usada nos dados altimétricos (WGS84) e dados do SRTM (WGS84). A resolução da grade gerada também pode contribuir para as diferenças de resultados.

TABELA 19 – Características fisiográficas da bacia do rio Pacui obtida pelo SRTM e sistema manual (DGS/SUDENE)

Parâmetro	Unidade	SRTM	Manual	Variação (%)
Altitude Máxima	m	1250,00	1200,00	2,05
Altitude Mínima	m	477,00	500,00	2,35
Área (A_b)	km ²	987,73	1012,08	1,21
Perímetro (P)	km	213,26	163,66	13,15
Número de Cursos	-	2531,00	155,00	88,45
Número de Confluências	-	1221,00	867,00	16,27
Comprimento da rede de drenagem	km	1619,01	430,40	57,99
Densidade da rede de drenagem (D_d)	km.km ⁻²	1,64	0,43	58,45
Comprimento do Curso Principal (L_p)	km	75,15	73,70	0,97
Declividade do Curso Principal (D_{Lcp})	%	1,28	1,26	0,79
Ordem dos cursos d'água	-	4,00	4,00	0,00
Comprimento da bacia (L_b)	km	55,24	53,79	1,33
Declividade da bacia (D_b)	%	1,07	1,12	2,29
Fator de forma (R_f)	-	0,32	0,35	4,47
Tempo de Concentração (T_c)	h	1,63	1,04	22,09
Sinuosidade do rio principal (S_m)	-	1,40	0,74	30,85
Coefficiente de Compacidade (k_c)	-	1,90	1,40	15,15
Coefficiente de manutenção (C_m)	m ² .m	609,75	2325,58	58,45
Extensão média do escoamento superficial	km	3,29	3,40	1,65

O número de cursos d'água apresentado foi totalmente diferente nos dois processos, a ferramenta automática constrói uma grade de definição de fluxo a partir de um número mínimo de pixels necessários para se originar um curso de água. Esta etapa do processo automático demanda a intervenção do técnico, no tocante à definição desta quantidade mínima de pixels. Quanto maior esta acumulação, menos e/ou menores cursos serão obtidos. A quantidade de cursos no processo manual, por sua vez, dependerá da escala do mapa considerado, bem como do desnível geométrico entre as cotas. Quanto menor a escala do mapa e maior o desnível geométrico entre cotas, menos cursos serão obtidos. Estes resultados corroboram com Sucupira, Pinheiro e Rosa (2006); Costa et al. (2007a) e Santos et al. (2007) estudando caracterização morfométricas de bacia hidrográficas gerada pelo Modelo Numérico do Terreno (MNT) e cartas das SUDENE. Em relação ao comprimento da rede de drenagem ocorreu uma variação de (57,9%) entre os métodos, isto devido aos números de células de acumulação (threshold) aplicado que foi igual a 25. Resultados semelhantes foram encontrados por Costa et al. (2007b) com caracterização fisiográfica e comparação de

dados obtidos pelo SRTM e cartas da DGS/SUDENE em uma meso-bacia do estado do Ceará ; Costa (2008) em validação altimétrica e morfométrica do SRTM e cartas da DGS/SUDENE. Costa (2008) relata que esta tendência remete a um valor hidrologicamente mais consistente de threshold entre 25 e 50 células do grid SRTM para a geração de uma malha de drenagem semelhante à das cartas DGS/ SUDENE. Portanto, estes resultados encontrados por ser observados na Figura 17, onde mostra a rede de drenagem gerada pelos dois métodos.

Costa et al. (2007b); Santos et al. (2007) verificaram que a caracterização fisiográfica através de dados SRTM e cartas da DGS/SUDENE e comparação dos resultados obtidos pelos dois métodos, para os parâmetros: comprimento do curso principal, declividade do curso principal, comprimento da bacia e fator de forma não houve grande variação entre os métodos. Os resultados destes tendem ao encontrado neste trabalho como mostra a Tabela 19. Já Santos et al. (2007) realizando os mesmos estudos na bacia experimental do Riacho Jatobá Pesqueira – PE observaram que a ordem dos cursos d'água da bacia para os métodos a variação obtida foi mínima.

De acordo com a Tabela 19 observa-se que os parâmetros números de cursos, comprimento da rede de drenagem, densidade da rede de drenagem e sinuosidade do rio principal obtiveram maiores variações em relação aos métodos, cujos valores em percentagem foram respectivamente (88,45%; 57,99%; 58,45% e 30,85%).

O fator de forma e coeficiente de compacidade relaciona o formato da bacia e avalia a propensão às enchentes, então se observa que as variações pelo SRTM e cartas da SUDENE foram pequenas, portanto não influenciando tanto na forma da bacia. Portanto, conclui-se que a forma da bacia esta mais para alongada, devido os valores R_f e k_c estarem mais distantes da unidade. Uma bacia será mais suscetível a enchentes mais acentuadas quando seu K_c for mais próximo da unidade. Com valores de K_c acima de 1,5 para o método SRTM a bacia Pacui é representativa de baixa propensão a enchentes, enquanto que para o método manual (DGS/SUDENE) o valor de K_c é menor que 1,5 a bacia possui propensão a enchentes.

A Figura 16 demonstra o perfil longitudinal do principal curso d'água da bacia rio Pacui com uso dos dados SRTM e perfil longitudinal do principal curso d'água usando a carta topográfica pelo método cartas da DGS/SUDENE. Observa-se na Figura 16 que o tamanho do curso principal não houve muita variação pelos métodos aplicados.

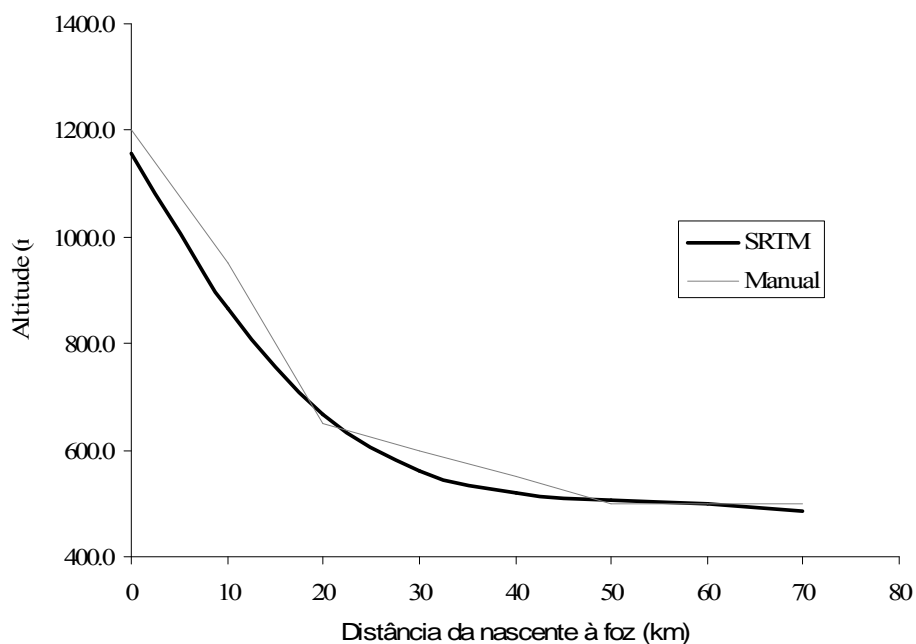


FIGURA 16 - Perfil longitudinal do principal curso d'água da bacia do rio Pacui, gerado pelos sistemas SRTM e manual, Campo Formoso, BA

A Figura 17a consiste na imagem gerada após o processo na extensão Terrain Preprocessing obtendo-se a delimitação e rede de drenagem da bacia considerando uma acumulação de 25, utilizou-se tamanho menor devido este ser mais adequado para obter dados que se aproxima mais das cartas da SUDENE, segundo Costa (2008). E a Figura 17b apresenta a digitalização sobre a imagem georreferenciada do mapa altimétrico da SUDENE.

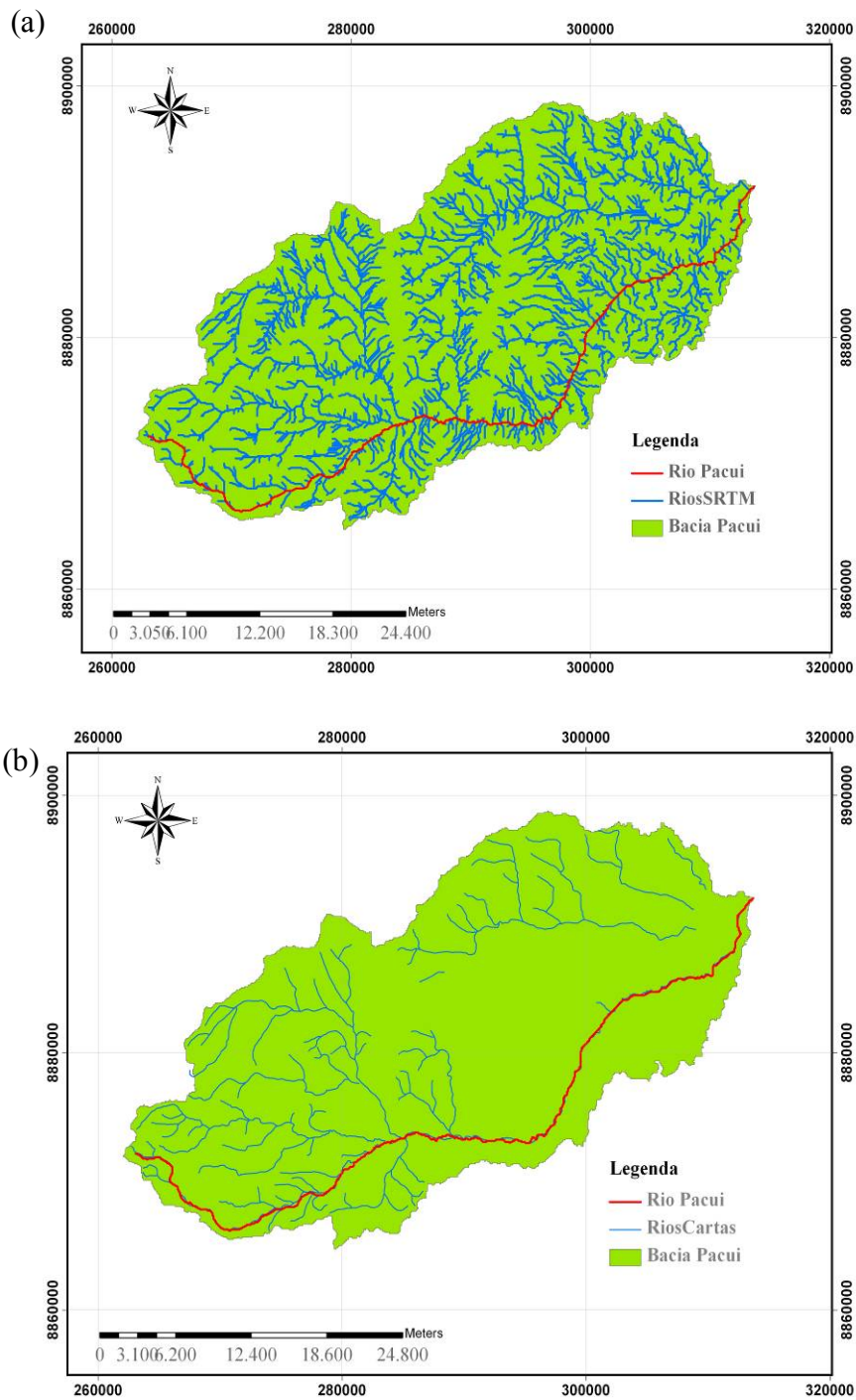


FIGURA 17 - a) Rede de drenagem da bacia gerado automaticamente pelo ARCHYDRO/Terrain Preprocessing; b) Rede de drenagem digitalizada manualmente.

4.3 Caracterização dos solos das bacias do rio Pacui e do rio Salitre

A) Bacia rio Pacui

B)

A sub-bacia do rio Pacui ocupa uma área de 987,73 km², contribuindo para apenas um dos nove municípios que compõem a bacia do rio Salitre. A bacia é formada por três classes de solo: Cambissolos, Latossolos e Neossolos ocupando respectivamente uma área de 56,86%, 0,72% e 42,43% (Figura 18). Os solos Cambissolos predominam na parte baixa da bacia, são solos bem drenados e, conseqüentemente, apresentam baixo potencial de escoamento superficial, sendo considerados os melhores solos da bacia para o desenvolvimento da agricultura. Os solos Neossolos caracterizam-se como pouco desenvolvidos, rasos, pedregosos, com baixo potencial agrícola, porém, com predominância na parte alta e baixa da bacia em estudo, representando (42,43%). Enquanto que os Latossolos são solos intemperizados, com pequena reserva de nutrientes para as plantas, representados por baixa a média capacidade de troca de cátions, entretanto, são solos com grandes problemas de fertilidade. Apresentam baixa CTC e utilizando-se práticas de manejo (exemplo, plantio direto associado à rotação de culturas) a baixa CTC desses solos podem ser melhoradas através destas práticas promovendo assim a elevação dos teores de matéria orgânica do solo EMBRAPA (2006). Observa-se na Figura 18 que eles têm pouca predominância, representado-se 0,72% da área total da bacia estuda.

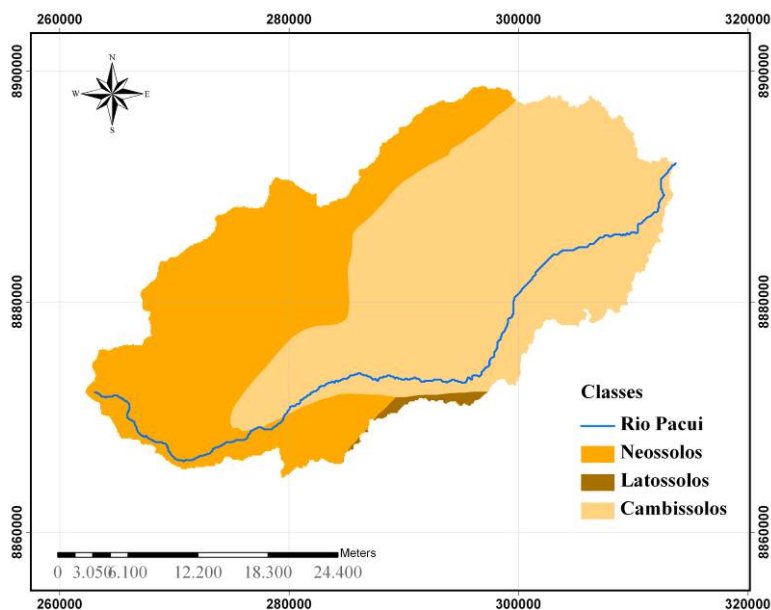


FIGURA 18 - Mapa de classes de solos predominantes na sub-bacia do rio Pacui.

B) Bacia rio Salitre

A bacia Salitre ocupa uma área de 144.484,57 km², contribuindo para dez municípios que compõem a bacia do Salitre (Jacobina, Ourolándia, Petrolina, Sento Sé, Campo Formoso, Brejão da Caatinga, Campo dos Cavalos, Delfino, América Dourada e Mirangaba). A Bacia é formada por seis tipos de classes de solo: Argissolos, Cambissolos, Latossolos, Luvisolos, Neossolos e Planossolos comentados na metodologia deste trabalho. Observa-se na Figura 19 que a classe de solos Cambissolos predomina em toda a bacia, de uma área (675.518,3 ha) representando 44,2% do total da área da bacia cobrindo quase toda a bacia. Seguido da classe dos Latossolos com área (482.754,3 ha) representando em percentagem 31,6% da área. A classe dos neossolos representa 22,5% em uma área de 344.371,8 ha. Os Argissolos com 1.436,8 ha ocupam apenas 0,09% da área total da bacia. As classes Luvisolos (11.929,3 ha) e Planossolos (13567,3 ha) ocupam 0,8 e 0,9% respectivamente da área total da bacia com os estes tipos de solos.

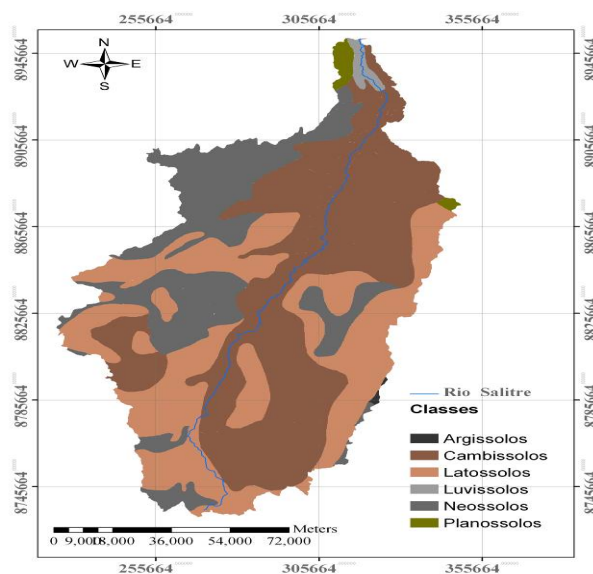


FIGURA 19 - Mapa de classes de solos predominantes na bacia do rio Salitre.

4.4 Uso e Ocupação do Solo da sub-bacia do rio Pacui

As características das imagens utilizadas na classificação, no que se refere tanto na resolução espacial, quanto na espectral, permitem distinguir cinco classes de uso e ocupação do solo: Caatinga, floresta, solos cultivados (agricultura), solo exposto (antropizado) e água. Na Figura 20 observa-se a classificação do uso e ocupação do solo na bacia do rio Pacui. A distribuição do uso do solo na bacia apresentou predominância da classe de uso caatinga (53,72%), floresta (22,52%) o que do ponto de vista hidrológico é um bom resultado. A classe de uso agricultura apresentou 4,11% da área total e as categorias solo exposto (antropizado) com 19,65% e água < 1%, ocupa as menores áreas no mapeamento.

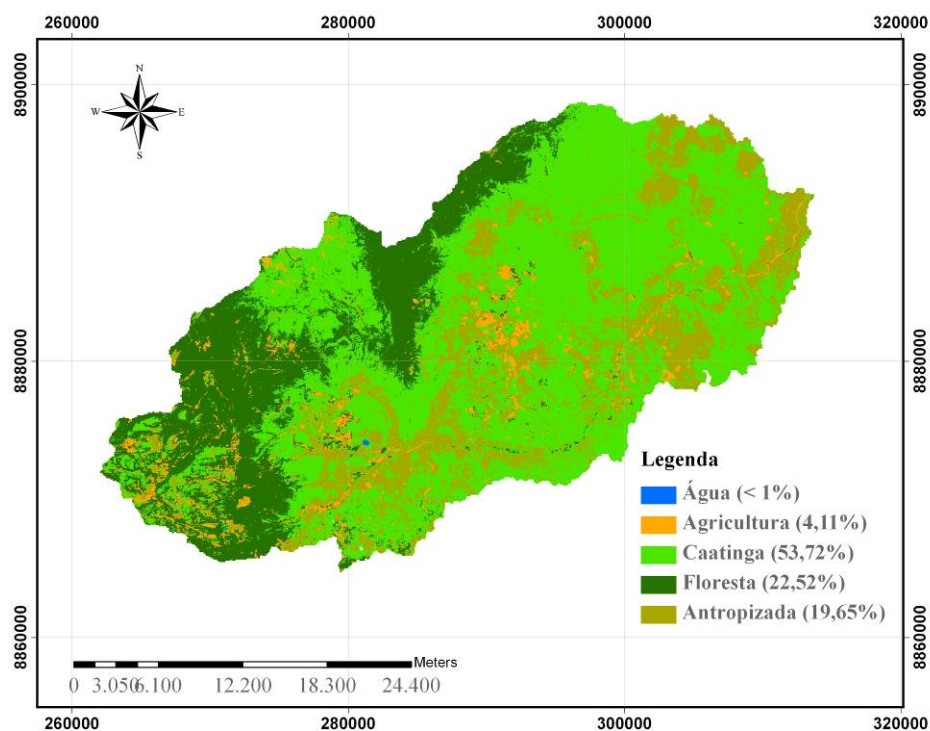


FIGURA 20 - Mapa de uso e ocupação do solo da sub-bacia rio Pacui.

4.5 Escoamento Superficial da sub-bacia do rio Pacui e Comparação de Vazão de Pico pelos Métodos de SCS – USDA e Dooge

A curva número (CN) da bacia teve valor igual a 80.77 de acordo com a ponderação apresentada na Tabela 20. Em relação ao escoamento superficial, primeiro estimou-se a lâmina de escoamento superficial, ou seja, o volume por unidade de área da bacia de escoamento.

TABELA 20 – Cobertura do solo e CN para a Bacia após ponderação pela área de cada cobertura

Cobertura	CN	Fonte	CN Ponderado	CN da Bacia
Agricultura	70	SCS (LINEC, 1983)	3,077	
Floresta	50	SCS (LINEC, 1983)	13,958	
Caatinga	64	TUCCI (1995)	43,594	75,90
Antropizada	73	SCS (LINEC, 1983)	15,247	
Água	80	TUCCI (1995)	0,031	

Fonte: Própria.

A máxima capacidade de retenção (S) para a bacia foi de 60,45 mm, o que representa, em termos práticos, um volume de $5,97 \times 10^{10}$ milhões de m³ que deixaram de contribuir para o escoamento superficial. Tais valores podem ser atribuídos à considerável área de preservação nas nascentes dos cursos principais e aos tipos de solos que compõe a bacia. As perdas iniciais para que começasse a haver escoamento foram da ordem de 12,09 mm ou aproximadamente $1,19 \times 10^{10}$ milhões de m³. Resultados estes foram obtidos por Oliveira et al. (2007) estimando o pico de descarga através de técnicas de Sistemas de Informações Geográficas na bacia do açude Aracoiaba-CE. Observa-se ainda que 82,85% da precipitação total em 12 horas de chuvas incidente na área da bacia escoam superficialmente. Estes resultados ratificam FERREIRA et al. (2007) analisando o escoamento superficial na bacia do Córrego João Pedro através de técnicas de geoprocessamento. Estes resultados de valores de escoamento na bacia em estudo que deixaram de contribuir foi devido o valor do CN médio ponderado da bacia ser bastante elevado. Observa-se, que quanto maior o valor do número da curva de escoamento superficial (CN), maior a quantidade de escoamento superficial direto esperado de uma determinada precipitação. Portanto, desta forma observa-se na Tabela 20, que maiores valores de CN encontrado foi para a cobertura caatinga, seguida das classes de coberturas florestas e áreas antropizadas. Comparando-se as duas últimas classes citadas anteriormente observa-se que onde existem solos expostos o CN foi elevado, havendo neste caso escoamento superficial direto. Relacionando estas duas com a cobertura onde existe solo cultivado (agricultura) o valor de CN para a mesma foi baixo, devido na bacia a percentagem de área de solos cultivado ser muito baixo. Portanto, esta cobertura tem pouca influência no escoamento superficial total da bacia em estudo, esperava-se que para esta classe o valor número curva fosse bem maior em relação às demais classes, em que foi realizado o estudo.

Nas áreas onde não existe cobertura vegetal (antropizada), o potencial do escoamento superficial tende a ser elevado, ocorrendo diretamente o escoamento.

A precipitação efetiva média, considerando as maiores precipitações diárias ocorridas na série histórica contemplada, foi de 72,96 mm. O tempo de concentração para a bacia em estudo calculado pela metodologia do SCS foi de 33h, já o tempo de concentração determinado pelo método de Dooge foi de 13,7h. O valor elevado de tempo de concentração pode ser explicado pelo tamanho da bacia e o comprimento do seu curso principal que é de 75,15 km. Observam-se diferenças entre os métodos

aplicados devido o SCS levar em consideração o CN, que depende do uso e ocupação do solo e das características físicas da bacia. Resultados semelhantes foram encontrados por Oliveira et al. (2007) analisando estes mesmos métodos na determinação do pico de descarga na bacia do Açude Aracoiaba, CE.

A vazão máxima ou pico de descarga da bacia do rio Pacui, considerando 155,2 mm como a precipitação máxima diária, para a série histórica estudada foi de $205,58 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, utilizando-se o tempo de concentração pelo método do SCS, é de $510,26 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ quando se levou em consideração o tempo de concentração pelo método de Dooge. As diferenças de valores para os tempos de concentrações e picos de descargas podem ser atribuídas ao fato de que o SCS ser indicado para áreas de até $8,0 \text{ km}^2$, enquanto que Dooge trabalhou com áreas variando de 140 a 930 km^2 , valores estes próximos da área da drenagem da bacia em estudo. Estes resultados ratificam Esteves (2003) analisando comparativamente equações do tempo de concentração em São Carlos - SP.

Como a bacia possui uma extensa área de drenagem, declividade baixa e forma alongada, para o método do SCS-USDA a vazão encontrada esta coerente devido este ser utilizado para pequenas bacias. Enquanto para o de Dooge que é utilizado para bacias até 930 km^2 também obtive resultados ótimos. Resultados estes equiparados com os comentários feitos por PRUSKI et al. (2004), realizando estudos com escoamento superficial, verificaram-se que quanto maior a área e a declividade da bacia, maior será a vazão máxima de escoamento superficial que ocorrerá na seção de deságüe da bacia, e se a forma da bacia aproximar-se da forma de círculo, mais rápida deverá ser a concentração do escoamento superficial e, conseqüentemente, maior a sua vazão máxima.

4.6 Mapa temático da precipitação máxima diária sub-bacia do rio Pacui

Obteve-se uma pequena variação da precipitação máxima diária para o município de Campo Formoso (Figura 21), com extremos variando de 96,6 a 124,6 mm, em 13 postos pluviométricos para uma série histórica de 30 anos (1977-2007). Analisando-se ainda a Figura 21 verifica-se que 26,6% dos pixels da bacia em estudo apresentam precipitação variando entre 107,6 e 111,9 mm, seguida de 24,8% dos pixels

total da área da bacia a precipitação esta variando de 103,2 a 107,6 mm, 20,3% dos pixels variaram entre 111,9 e 117,0 mm, do total de pixels 16,4% deles as precipitações encontradas na região de estudo estão variando de 96,6 a 103,2 mm, e apenas 11,8% desses pixels da área total da bacia a precipitação esta variando de 117 a 124,6 mm, observa-se que menores precipitações ocorreram próximo ao exultório da bacia. Portanto, através das precipitações máximas diárias gerou-se o mapa das isoietas de precipitação da bacia representadas na Figura 22 em intervalos de 2 em 2 mm gerando-se 14 isoietas.

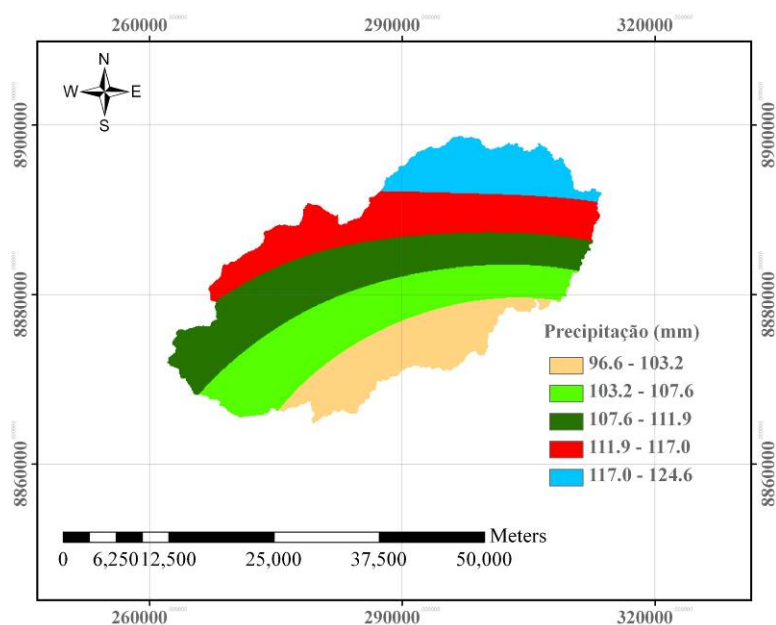


FIGURA 21 - Mapa de precipitação máxima diária da sub-bacia do rio Pacui.

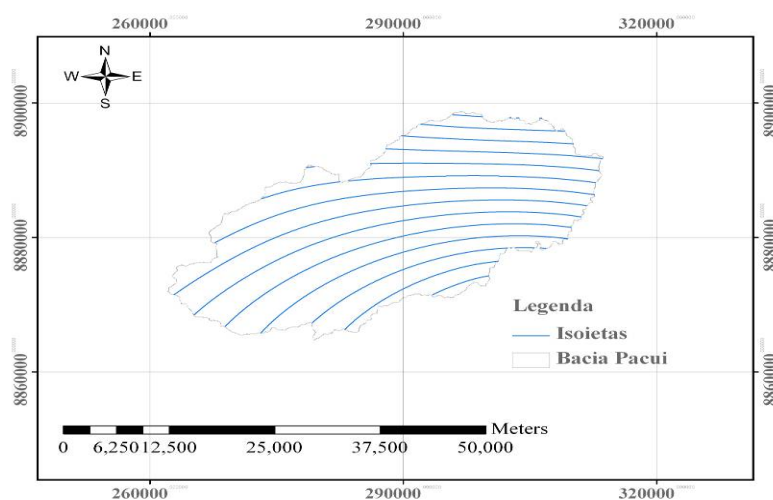


FIGURA 22 – Mapa de Isoietas de Precipitação máxima diária da sub-bacia do rio Pacui.

4.7 Vazão medida Estação fluviométrica Abreus

Considerando a disponibilidade temporal dos dados diários de cotas do no período de 1985 a 2007 transformados em vazões, para a estação fluviométrica de Abreus variaram entre a máxima de $7,45 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ e a mínima de $0,0129 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$.

Analisando-se a Figura 23, verifica-se que no ano de 1985 no mês de junho a vazão obtida foi de $1,83 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, ocorrendo um declínio até o mês de novembro aumentando no mês de dezembro ($3,18 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$), enquanto, que no ano de 1986 no início do mês de janeiro a vazão foi igual a $2,33 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, isto deve ter ocorrido devido na região ser o início da estação chuva, e nos demais meses permanecendo constante. Já para o ano de 1987 não houve variação de vazão entres os meses. Observando-se os três anos em conjunto (1985, 1986 e 1987) a vazão nos meses de maio e outubro foram às mesmas.

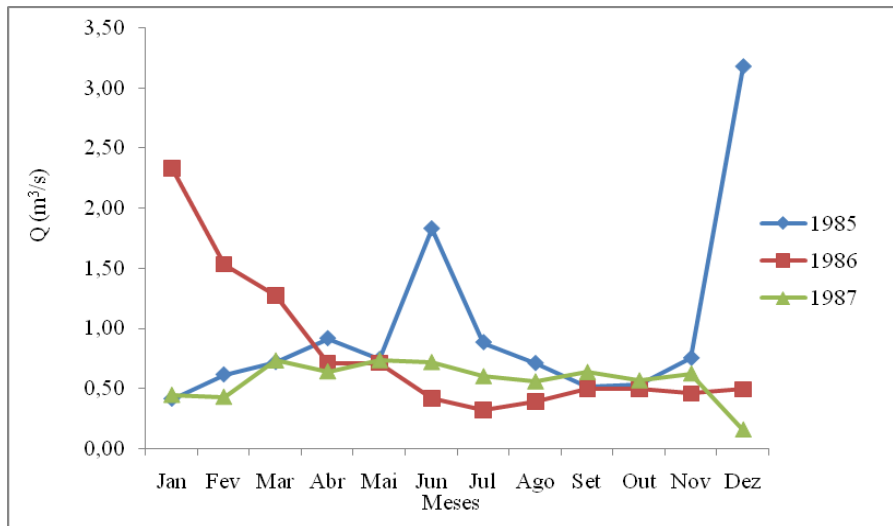


FIGURA 23 – Vazão média mensal para os anos de 1985, 1986 e 1987 da sub-bacia do rio Pacui.

Observa-se na Figura 24, a vazão média obtida para o ano de 1989 foi no mês de abril ($1,59 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$), permanecendo constante até o mês de novembro, ocorrendo um aumento no mês de dezembro de 17,2% em relação aos meses anteriores. No ano de 1989 não ocorreu variação do mês de janeiro até novembro, obtendo-se uma vazão

elevada no mês de dezembro de $6,64 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, neste ano a mínima obtida foi de $0,14 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Para o ano de 1990 a mínima vazão obtida foi nos meses de setembro e outubro, época da estação seca, enquanto que a máxima ocorreu no mês de janeiro ($3,13 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) e nos demais meses não ocorreu variações entre as vazões obtidas.

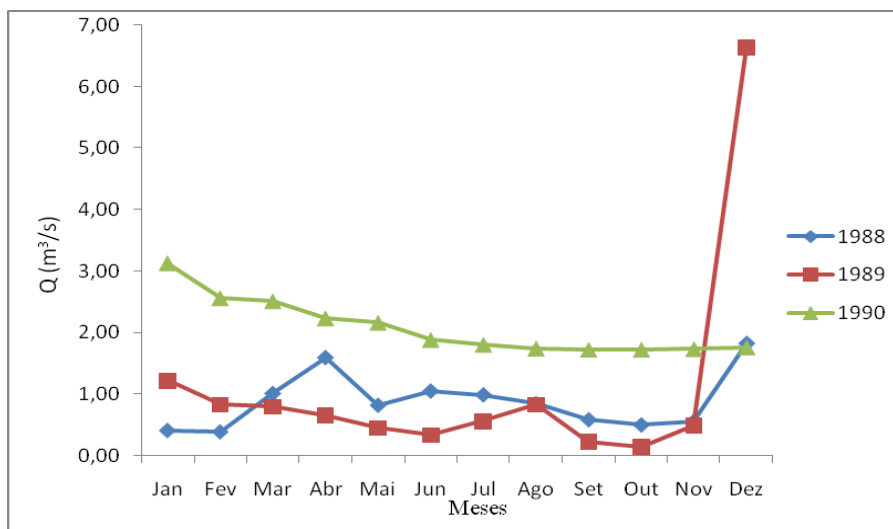


FIGURA 24 – Vazão média mensal para os anos de 1988, 1989 e 1990 da sub-bacia do rio Pacui.

Na Figura 25, observa-se que a vazão média ocorrida no ano de 1991 foi no mês de janeiro de ($2,38 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), havendo um variação nos meses de março até agosto, aumentando no mês de setembro, havendo um declínio a partir do mês de outubro.

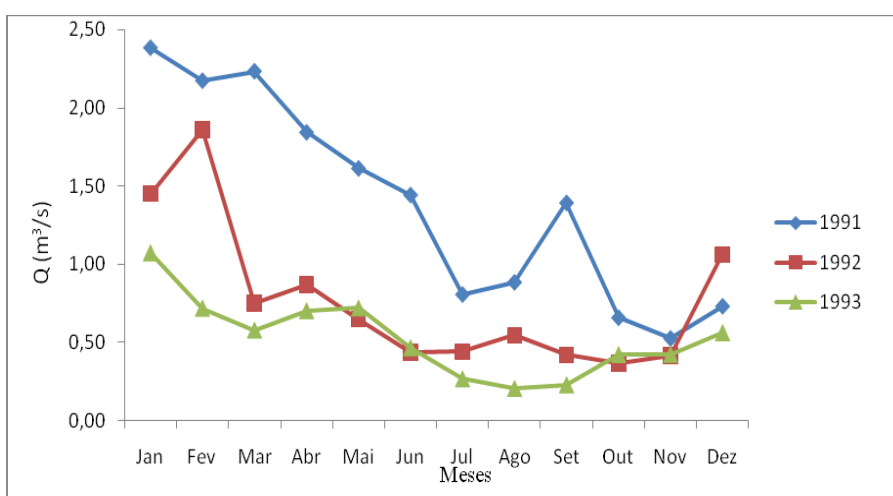


FIGURA 25 – Vazão média mensal para os anos de 1991, 1992 e 1993 da sub-bacia do rio Pacui.

Para o ano 1992 a máxima obtida foi de $1,86 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ no mês de fevereiro ocorrendo um declínio nos demais meses e ocorrendo um aumento no mês de dezembro. No ano de 1993 quase não houve variação de vazão entre os meses, sendo a máxima obtida de $1,07 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (janeiro) e a mínima $0,20 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (agosto).

Observam-se ainda para os anos de 1992 e 1993 que a vazão obtida nos meses de maio, junho, outubro e novembro não variaram.

Observando-se a Figura 26 para o ano de 1994 a vazão média obtida foi igual de $2,67 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ no mês de março e a mínima $0,31 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ nos meses de agosto, setembro e outubro respectivamente. Já no ano de 1995 a vazão obtida não houve variação entre os meses estudados, sendo a mínima de $0,29 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ e a máxima igual a $1,04 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ para os meses de agosto e fevereiro respectivamente. Enquanto para o ano de 1996 a máxima e a mínima ocorrida foi igual a ($1,00 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ e $0,50 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) nos meses de abril e setembro respectivamente.

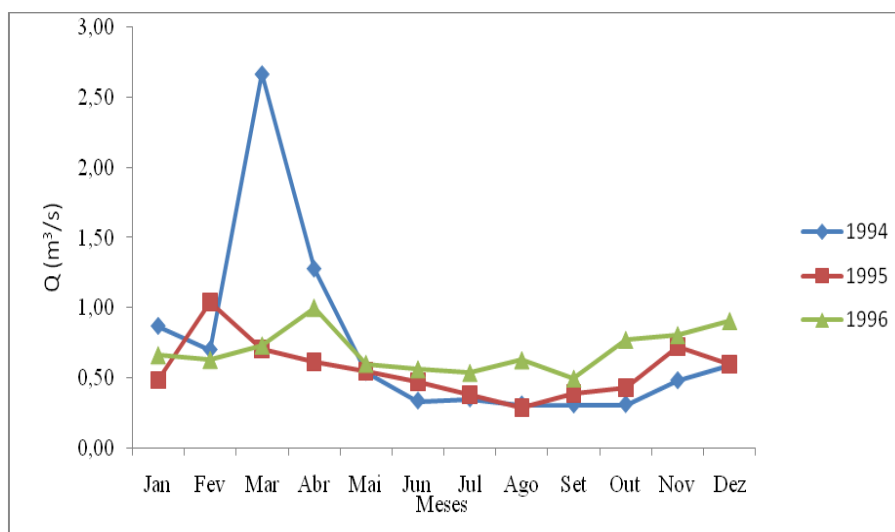


FIGURA 26 – Vazão média mensal para os anos de 1994, 1995 e 1996 da sub-bacia do rio Pacui.

Analisando-se a Figura 27, observa-se que as vazões obtidas no ano de 1997 houve uma pequena variação entre os meses, onde a máxima ocorreu no mês de janeiro ($1,19 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) e a mínima de $0,59 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ em outubro, época de altas temperaturas. Já no ano de 1998 verificando os valores de vazões obtidas também ocorreu pequenas variações entre os meses, sendo a máxima obtida no mês de fevereiro ($1,36 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) e

mínima no mês de dezembro ($0,49 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), ocorrendo o inverso para o ano de 1999 a máxima de $1,26 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ em dezembro e a mínima $0,21 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ em julho.

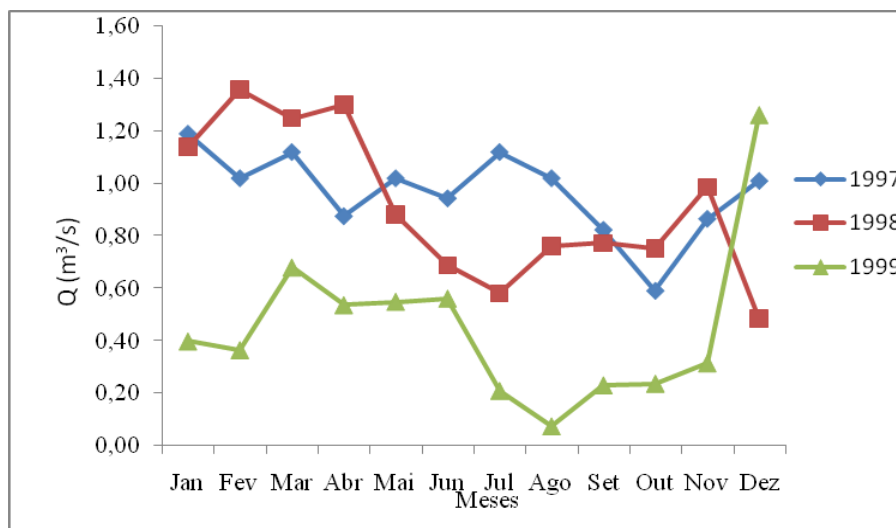


FIGURA 27 – Vazão média mensal para os anos de 1997, 1998 e 1999 da sub-bacia do rio Pacui.

Analisando-se a Figura 28 para o ano 2000, a vazão média mensal ocorrida no mês de novembro foi de $1,42 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ e a $0,37 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ para o mês de maio, não havendo variação nos meses de janeiro, fevereiro, março, abril, junho, julho, agosto, setembro e outubro.

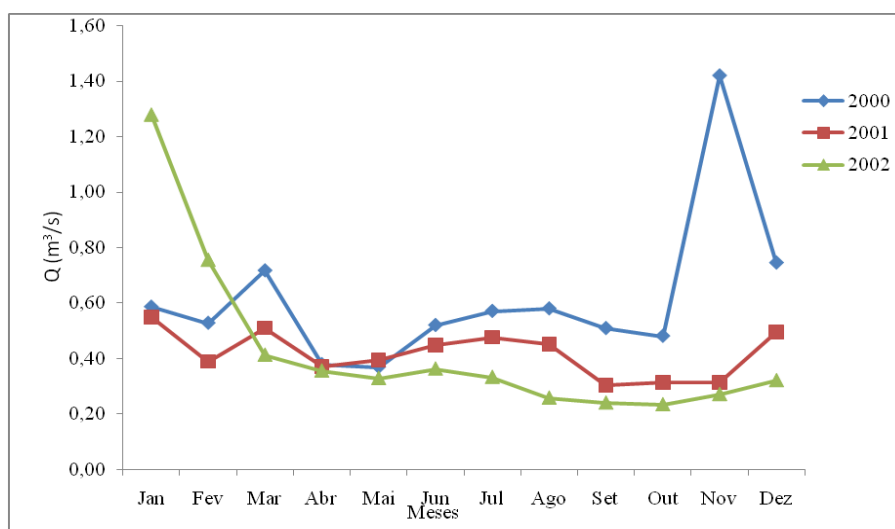


FIGURA 28 – Vazão média mensal para os anos de 2000, 2001 e 2002 da sub-bacia do rio Pacui.

Já para os anos de 2001 e 2002 as vazões obtidas não sofreram variação entre os meses, obtendo a máxima no mês de janeiro ($0,55$ e $1,28 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$) para os anos de 2001 e 2002 respectivamente, e mínima no mês de setembro para o ano de 2001 ($0,30 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$) e em outubro para o ano de 2002 ($0,23 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$).

Observa-se a vazão média mensal obtida para o ano de 2003 (Figura 29) a máxima ocorreu no mês de janeiro ($0,49 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$) e para os anos de 2004 e 2005 a máxima obtida foi no mês de fevereiro ($1,66$ e $1,09 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$) para ambos os anos, havendo variação nos demais meses do ano. Observa-se ainda que a vazão permaneceu constante a partir do mês de julho até dezembro para os três anos.

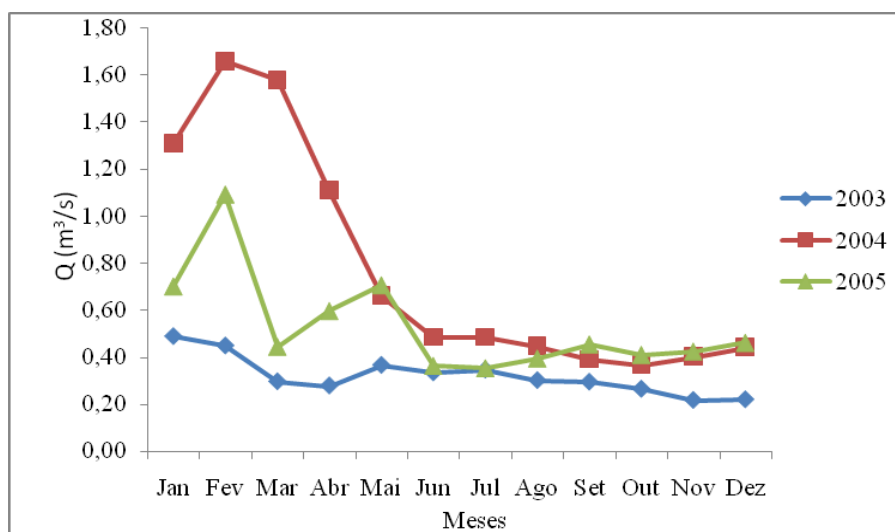


FIGURA 29 – Vazão média mensal para os anos de 2003, 2004 e 2005 da sub-bacia do rio Pacui.

De acordo com a Figura 30, observa-se que a vazão mensal obtida para os anos de 2006 e 2007 foi no mês de abril ($3,25 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$) e de ($0,40 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ e $0,51$) no mês de janeiro, respectivamente. Observa-se que nos meses de março, junho e outubro para ambos os anos não houve variação na vazão.

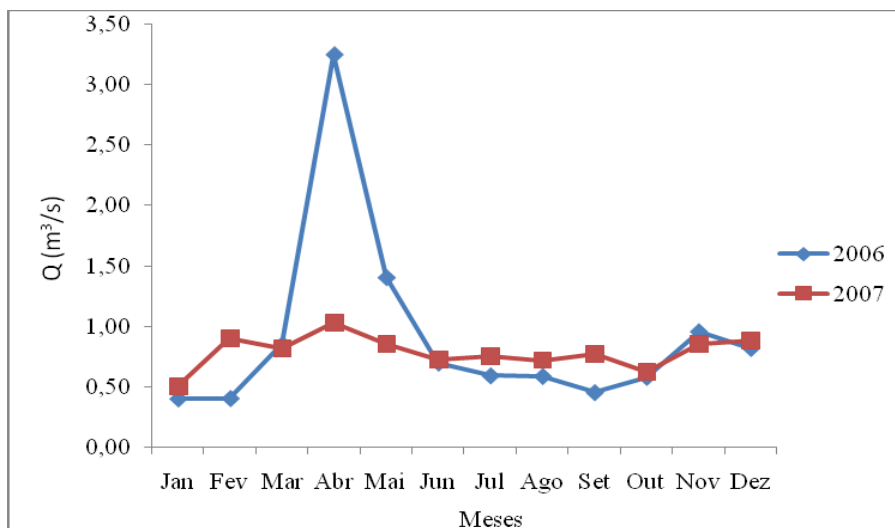


FIGURA 30 – Vazão média mensal para os anos de 2006 e 2007 da sub-bacia do rio Pacui.

4.8 Balanço de energia

4.8.1 Elementos constituintes da região estudada

A Figura 31 mostra a região em estudo na composição RGB formada pelas bandas 4, 3 e 2 do sensor TM. Na imagem esta sendo destacados os pontos importantes como, por exemplo: as áreas irrigadas apresentam coloração vermelha bem intensa e são formadas por polígonos. O solo exposto apresenta coloração esbranquiçada. Áreas com vegetação nativa, sendo em sua grande maioria Caatinga, apresentam tonalidades de cores bastante variadas. E as áreas com florestas apresentam cores vermelho intenso e estão bem adensadas.

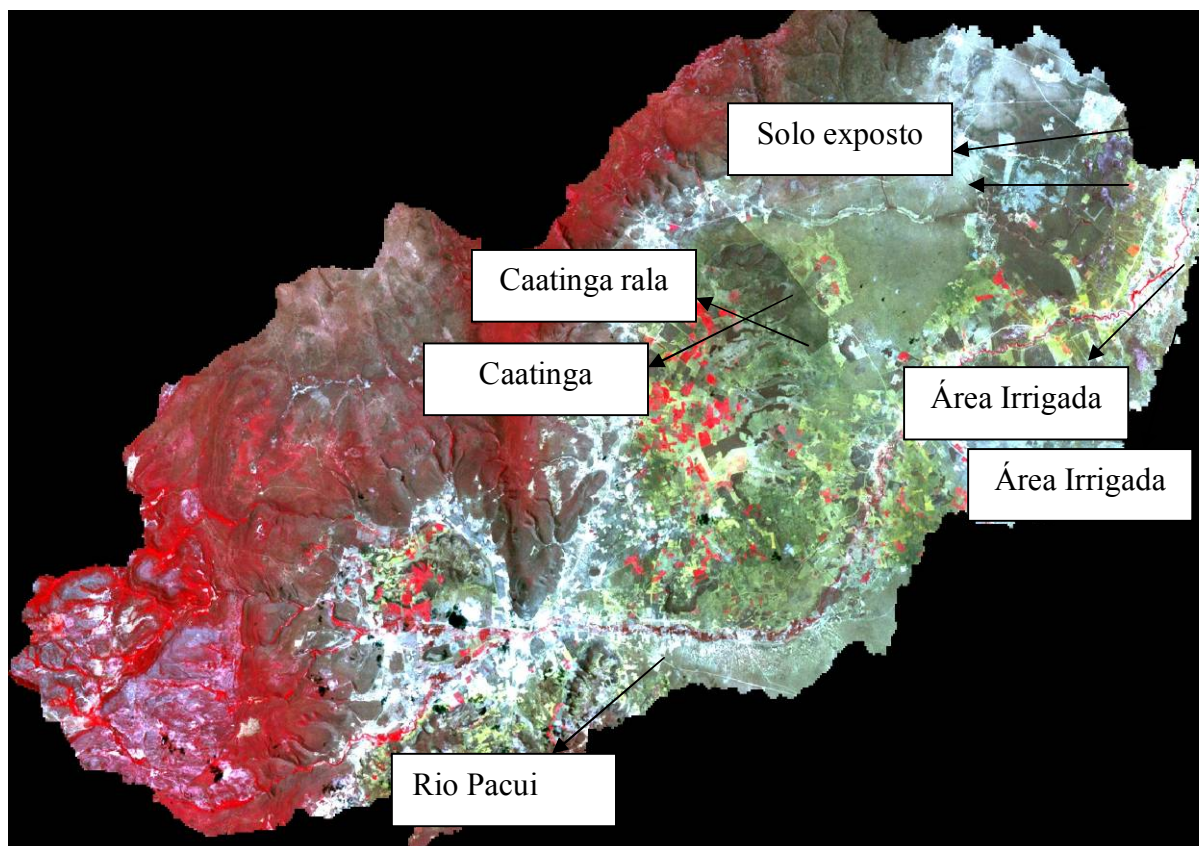


FIGURA 31 – Sub-bacia do rio Pacui na composição RGB com as bandas 4, 3 e 2 do sensor ETM.

4.8.2 Componentes do balanço de radiação (R_n)

Para se conhecer a quantidade de energia total empregada na evapotranspiração (Calor Latente), faz-se necessário determinar o saldo de radiação (R_n) na superfície do solo. O total de energia que chega à superfície do solo (R_s) que pode ser empregada no processo de evapotranspiração depende do albedo da superfície e da liberação de energia do solo para atmosfera na forma de ondas longas (incidente e emitada).

4.8.3 Albedo (α)

O albedo da superfície do solo exerce um controle na quantidade de energia de ondas curtas absorvida pela superfície da terra, portanto, passando a ser um importante modulador do balanço de energia na superfície, influenciando os processos físico-químicos. Então, analisando-se a Figura 32 representando o albedo da superfície na região estudada, observa-se que o albedo da superfície atinge valores baixos na faixa de 13 a 18 % em áreas de Neossolos da parte esquerda da bacia estuda, com predominância de floresta e Caatinga. Nesta faixa está incluída os valores de albedo encontrado com nuvens (a presença de nuvens é um dos fatores limitantes no emprego de imagens de satélites para determinar o balanço de radiação à superfície) e corpos hídricos.

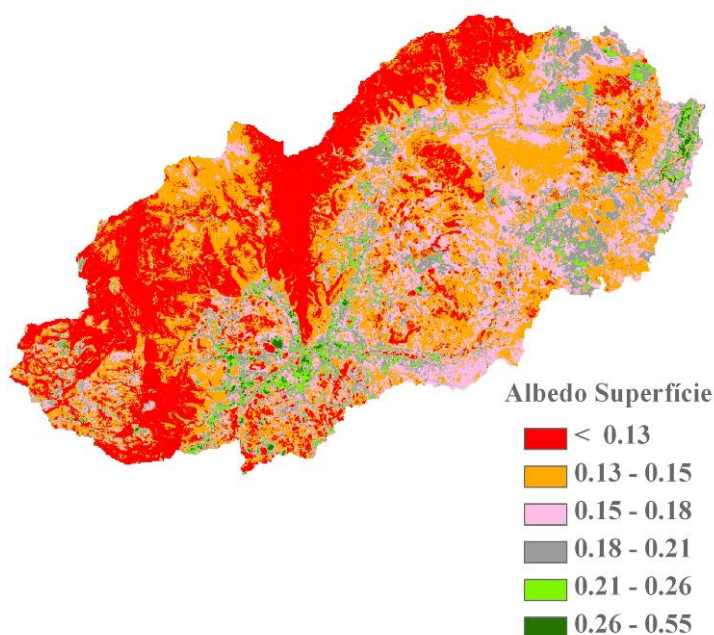


FIGURA 32 – Imagem do albedo na sub-bacia do rio Pacui.

Portanto, dentro desta faixa estão 0,7% dos pixels. Os valores de NDVI obtidos nas áreas de florestas estão entre 0,17 e 0,28, representando apenas 9,5% da área estudada. Estes resultados corroboram com Bezerra (2006), que estudando NDVI na Chapada do Araripe (reserva ambiental) com imagens Landsat-5 de setembro de 2005, considerou que este tipo de vegetação tinha um valor de 0,22. Valores altos de albedo

da superfície ficando na faixa de 21 a 55% foram encontrados em áreas de solos descobertos, como por exemplo, áreas com solo exposto em descanso representando apenas 0,3% dos pixels. Moreira (2007), estudando a influência do albedo em três regiões do estado do Ceará encontrou valores de albedo em solos descobertos em distrito de irrigação na faixa de 29 a 52%, valores estes aproximadamente semelhantes aos encontrados neste trabalho. Também valores elevados de albedo da superfície em solos expostos variando de 30 a 35% foram encontrados por Durand et al. (2007) estudando o algoritmo SEBAL associado com imagens de 1999 Landsat-7 na região da Chapada do Apodi – Ceará, valores esses incluso na faixa ao encontrado na região de estudo utilizando imagens de 2001 Landsat-7.

Observando-se a Tabela 21 que mostra a distribuição percentual do albedo em intervalos para a região estudada, verifica-se que 33,9% da área estudada no Pacui estão com um albedo entre 13 e 15%. Está área apresentou um NDVI entre 0 e 0,01, valores associados a uma Caatinga rala, isto é, devido ser o segundo semestre do ano, pode ser explicado pela queda das folhas.

TABELA 21 – Percentagem que cada intervalo de albedo representa na região da sub-bacia do rio Pacui

Área	% por Intervalo					
	I-1	I-2	I-3	I-4	I-5	I-6
Pacui	32.4	33.9	20.3	9.6	3.1	0.7

Observa-se em áreas irrigadas na região de estudo o albedo variaram de 13 a 15%, valores estes considerados baixos e que ocupam 66,3% da área em estudo. Segundo Silva et al (2005b) determinaram o balanço de radiação no Projeto de Irrigação Nilo Coelho em Petrolina-PE, encontraram para áreas irrigadas albedo de 20%, valor este superior ao encontrado neste trabalho. Entretanto, os valores encontrados neste trabalho corroboram com os resultados de Moreira (2007) que estudando o albedo em três regiões do Estado do Ceará encontrou valores 13 a 16% em áreas irrigadas na região da Chapada do Apodi. Já Meireles (2007) estudando o algoritmo SEBAL na bacia do Acaráu obtive valores de albedo para áreas irrigadas entre 10 e 15% da região estudada, valores esses próximos ao obtido neste estudo. A faixa de maior albedo (albedo superior a 26%) abrange 3,8% da área em estudo principalmente nas margens do rio Pacui, onde se observa que grande parte da área ao redor do rio não existe mata

ciliar. O albedo máximo encontrado na região de estudo foi igual a 52% correspondente a uma área de solo exposto próximo ao rio Pacui.

4.8.4 Índice de Vegetação (SAVI), Emissividade, Temperatura (Ts) e Radiação Emitida ($R_{L\uparrow}$).

Para fins comparativos, adotaram-se os seguintes alvos no estudo: (A_I) Área Irrigada, (A_C) Caatinga e (A_{SE}) Solo Exposto. Os valores instantâneos dos alvos foram obtidos a partir da média de cinco coletas de dados nos respectivos alvos segundo metodologia proposta por Moreira (2007) e são apresentados na Tabela 22. Conforme Tabela 22 abaixo os valores de emissividade da superfície variaram pouco de classe para classe. Para o alvo (A_{SE}) Solo exposto à emissividade encontrada foi de 0,9696. Segundo Silva et al. (2005b) verificaram que a emissividade da superfície pode ser a maior fonte de erro para a estimativa da temperatura usando imagens de satélite. Para o alvo (A_I) Áreas Irrigadas foi encontrada emissividade de 0,9700. Já na caatinga foi encontrado uma emissividade de 0,973.

TABELA 22 – Valores instantâneos obtidos para IAF, T °C, E_{nb} e R_{Lemit} em alvos adotados na sub-bacia do rio Pacui

Região	Parâmetros	(AI) Área Irrigada	(AC) Caatinga	(ASE) Solo exposto
Pacui	IAF	0,26	0,87	- 0,30
	T °C	27,6	29,74	31,54
	E_{nb}	0,97	0,973	0,969
	R_{Lemit} (W.m ⁻²)	658, 95	490,45	757, 09

Fonte: Própria.

Observando-se a Tabela 22 e Figura 33 também foram obtidos os valores de temperatura para região em estudo nos três alvos considerados na imagem. Para o alvo (A_I) área irrigada a temperatura da superfície foi igual 27,6 °C, nesta classe observando-se os demais valores de pixel em outras regiões da área em estudo, verificou-se que não houve tanta variação para este parâmetro analisado. Enquanto para Caatinga classe predominante na área de estudo encontrou-se valor de temperatura igual a 29,74 °C e

para o alvo solo exposto ou descoberto em região de área de agricultura que esta em descanso o valor de temperatura foi igual a 31,54 °C.

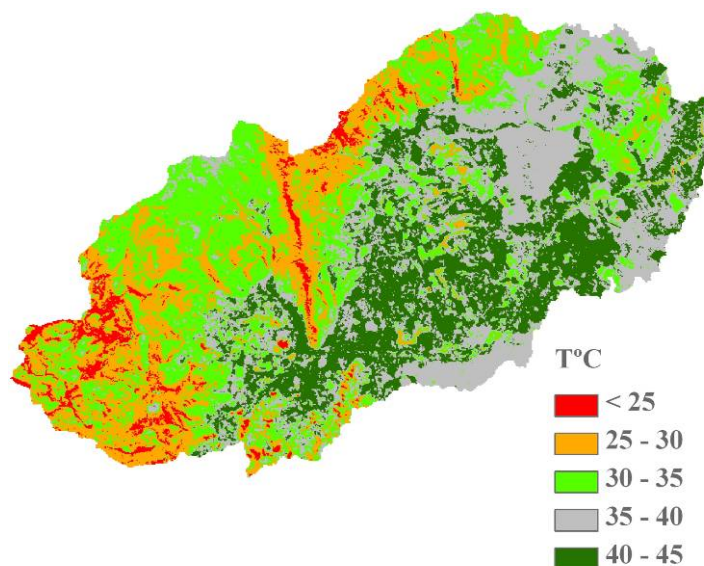


FIGURA 33 – Imagem da temperatura da sub-bacia do rio Pacui.

Também na tabela 22 constam os valores do IAF que é um índice de vegetação que relaciona a proporção da área total de todas as folhas das plantas sobre o solo. Para o alvo (AI) área irrigada o valor foi igual a 0,26 e NDVI para esta mesma região foi igual a 0,28. Observa-se ainda pela também que os valores máximos para o IAF estão nas áreas irrigadas e vegetação (floresta). O valor de IAF encontrado no alvo (AC) caatinga atingiu 0,87 e para o alvo solo exposto o valor obtido foi igual a -0,30.

A radiação de Onda Longa Emitida (RLemit) é um fator importante no balanço de radiação, portanto, é a fração da radiação que é lançada a superfície como onda longa ou curta e retorna para o atmosfera como onda longa. Esta variável relacionada diretamente à emissividade e a temperatura de cada pixel. A elevada concentração na atmosfera dos gases dióxido de carbono (CO₂), clorofluorcarbono e metano (CH₄) devido ao uso de combustíveis fósseis, nas últimas décadas a temperatura na superfície terrestre tem aumentado, graças ao efeito estufa provocado por esses gases que de certa forma impede que toda a radiação emitida seja liberada para o espaço. Moreira (2007).

Analisando-se a Tabela 22 verifica-se que valor de Radiação de Onda Longa Emitida é maior no alvo (A_{SE}) Solo Exposto por ter a capacidade de liberação alta, essa superfície alcança valor de $757,09 \text{ W.m}^{-2}$. Resultados encontrados por Moreira (2007); Meireles (2007) estudando a influência da radiação de onda longas emitida na região de Acaráu ratificam o obtido neste trabalho. No alvo (A_I) área irrigada o valor encontrado foi igual a $658,95 \text{ W.m}^{-2}$. Meireles (2007) estudando algoritmo SEBAL na bacia do Acaráu obteve valores de radiação de onda longa emitida entre 400 e 450 W.m^{-2} , valores bem menores ao encontrado na região de estudo. Para o alvo (A_C) caatinga encontrou-se valores de $R_{Lemitida}$ igual a $490,45 \text{ W.m}^{-2}$.

Um índice indicativo da quantidade e condição de massa verde presente na superfície chama-se NDVI (Índice de Vegetação por Diferença Normalizada). Na Figura 34 observa-se esse índice de vegetação para a área estudada. Observando-se a Figura 34 os menores valores encontrados de NDVI foram à classe Caatinga variando de 0 a 0,09 e estão ocupando uma área de 75,5% da área total estudada. Nestes valores estão incluso valores de NDVI de áreas de solos descobertos. Valores elevados de NDVI são encontrados na classe de florestas onde se tem na região de estudo árvores arbustivas perenes, os valores do índice NDVI nesta área da bacia são representados por 2,5 a 12,4 % entre as faixas de (0,09 a 0,17; 0,17 a 0,28 e de 0,28 a 0,60) respectivamente, com uma área total com este tipo de vegetação de 22379,49 hectares. Moreira (2007) estudando imagens Landsat 5 de dezembro de 2005 em três regiões do estado Ceará, encontrou valores de NDVI elevado para áreas de vegetação variando entre (0,65 a 0,84), resultados estes aproximadamente parecido com os encontrados neste trabalho para áreas de vegetação.

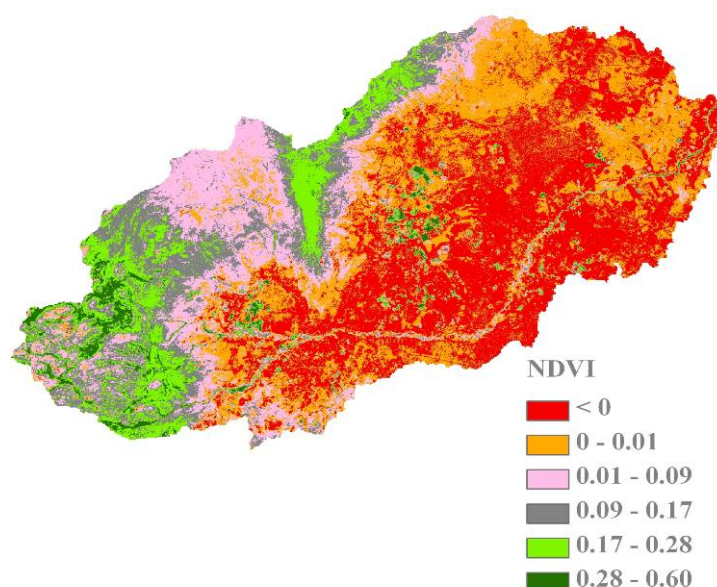


FIGURA 34 – Imagem do NDVI na sub-bacia do rio Pacui.

Observando-se a Tabela 23, menores valores de NDVI foram encontrados na faixa < 0 representando em percentagem 33,30% da região estudada. Cerca de 59,8 % da região estudada apresenta NDVI entre (0 e 0,01), áreas correspondentes a Caatinga e solo exposto. Resultados diferentes foram encontrados na Chapada do Araripe por Moreira (2007) realizando estudos com NDVI em três regiões do estado do Ceará com emprego do algoritmo SEBAL e imagens de satélites Landst 5.

TABELA 23 – Percentagem que cada intervalo de NDVI representa na região da sub-bacia do rio Pacui

Área	Intervalos					
	< 0	0 – 0,01	0,01 – 0,09	0,09 – 0,17	0,17 – 0,28	0,28 – 0,60
Pacui	33,30	26,57	15,62	12,42	9,41	2,68

Ainda na Tabela 23, verificou que apenas 2,68% dos pixels apresentaram valores de NDVI entre 0,28 e 0,60. Nesta região encontra-se predominância de vegetação bem intensa, justificando estes valores elevados. Valores altos de NDVI foram obtidos também em áreas irrigadas onde possuem uma área total em hectares de (4083,12) conforme dados do uso e ocupação do solo realizado para a região em estudo.

4.8.5 Saldo de Radiação (R_n)

A imagem gerada através do uso do algoritmo SEBAL com os valores instantâneos do Saldo de Radiação (R_n) no momento da passagem do satélite na bacia Pacui, estão apresentados na Figura 35. Observa-se na Figura 35 e Tabela 24 que 1,7% da região estudada na bacia Pacui apresentam valores de R_n menor que 500 W.m^{-2} representados pelos pixels vermelhos. Esta área é representada por florestas intensa na parte alta da bacia em estudo. Portanto, verifica-se que nesta região foi onde ocorreram menores valores de albedo da superfície. Bezerra (2006) estudando balanço de energia em diferentes áreas do Cariri Cearense obteve valores baixos de R_n em solos expostos e em áreas com vegetação bem rala, resultado estes diferente do encontrado neste estudo. Cerca de 25,9% da região apresentaram R_n variando entre 600 e 630 W.m^{-2} , áreas apresentadas na cor verde claro. Valores elevados de R_n foram encontrados em solo exposto ocupando cerca de 20,4% da área com valores no intervalo de 680 a 787 W.m^{-2} . Moreira (2007) estudando imagens de satélite Landsat-5 em três regiões do Ceará encontrou maiores valores de saldo de radiação em água e áreas irrigadas em uma das áreas estudada (região de Acaráu).

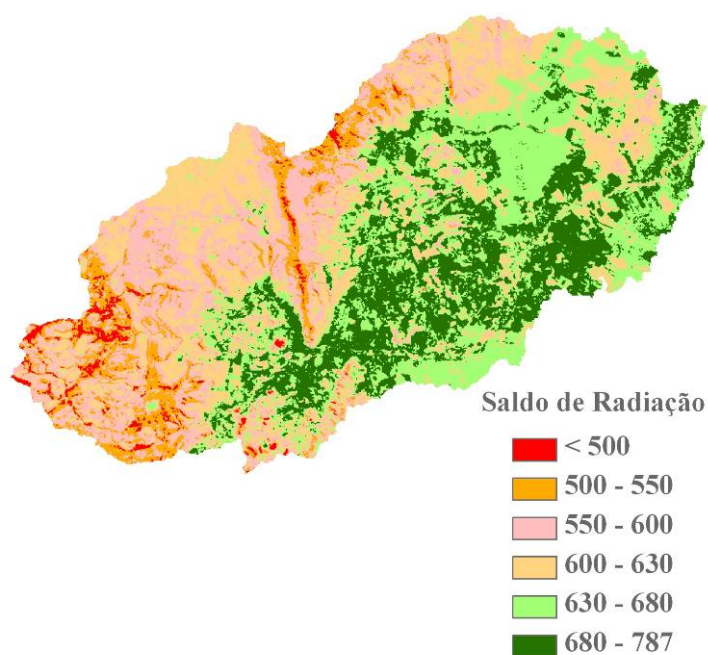


FIGURA 35 – Imagem do Saldo de Radiação (R_n) da sub-bacia do rio Pacui.

Observa-se ainda pela Figura 35 que na região onde obtive valores de albedo menores (15% a 18%) região onde se tem caatinga rala e densa foi onde se encontrou valores de Rn variando entre 630 a 680 $W.m^{-2}$, representando cerca de 24,4% da área estudada, onde também nesta região esta incluso valores de Rn de áreas de solo exposto poucos pixels. Em áreas irrigadas os valores de Rn esta variando na faixa de 630 a 680 $W.m^{-2}$, o máximo valor encontrado nesta região foi de 652 $W.m^{-2}$. Resultados encontrados por Moreira (2007) ratificam os obtidos neste estudo, quando o mesmo analisou o balanço de radiação em três regiões do estado do Ceará com imagens de Landsat-5.

Analisando-se Figura 35 e a Tabela 24, verifica-se que cerca de 26,2 % dos valores de Rn encontra-se no intervalo de 600 a 630 $W.m^{-2}$ representados pela cor bege. Neste intervalo são áreas com caatinga rala que tiveram albedo variando entre (0,13 e 0,15) e NDVI entre 0,09 a 0,17. Resultados semelhantes a este foram obtidos por Moreira (2007) e Meireles (2007).

TABELA 24 – Percentagem que cada intervalo de Saldo de Radiação representa na região da sub-bacia do rio Pacui

Área	% Intervalo					
	< 500	500 - 550	550 - 600	600 - 630	630 - 680	680 - 787
Pacui	1,7	8,3	18,9	26,2	24,5	20,5

Observando-se a Tabela 25 onde se encontra o resumo estatístico da região estudada do saldo de radiação o valor máximo foi obtido nas áreas com solo exposto estando no intervalo entre 680 a 787 $W.m^{-2}$, o valor médio encontrou-se em áreas de caatinga rala a densa no intervalo de 550 a 600 $W.m^{-2}$.

TABELA 25 - Resumo estatístico dos resultados do Saldo de radiação da Região estudada

Região	Máximo ($W. m^{-2}$)	Mínimo ($W. m^{-2}$)	Médio ($W. m^{-2}$)	Desvio Padrão ($W. m^{-2}$)
Pacui	786,81	146,45	587,96	112,64

4.8.6 Fluxo de Calor do Solo (G)

Segundo Bastiaanssen et al. (1998) 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, o autor supra citado, não considera 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.

A Figura 36 ilustra o Fluxo de Calor do Solo para a região da bacia Pacui. As áreas identificadas pela coloração azul têm um fluxo de calor no solo variando entre 160 e 418 $W.m^{-2}$ que de acordo com a Tabela 26 corresponde a 13,3% da região, os quais representam os solos expostos. Bezerra (2006); Moreira (2007); Meireles (2007) aplicando o SEBAL com imagens de satélite Landsat-5 encontraram valores elevados de fluxo de calor do solo em corpos hídricos, resultados diferentes ao encontrado neste estudo. Valores de G encontrados na faixa de 130 a 145 $W.m^{-2}$ para áreas com predominância de caatinga representando segundo a Tabela 26 18,5 % da área estuda. Nesta região o NDVI obtido foi menor que 0, e albedo da superfície encontrado variou-se na faixa de (13 a 15%) nessa região estuda da bacia e saldo de radiação entre 630 a 680 $W.m^{-2}$ representando 24,4% da região da bacia. As áreas com tonalidades verde-escuro (floresta densa) representam 14,9% da área em estudo apresentaram valores de G menor que 80 $W.m^{-2}$. Justificando valores encontrados com o parâmetro albedo da superfície nesta região menor 13%.

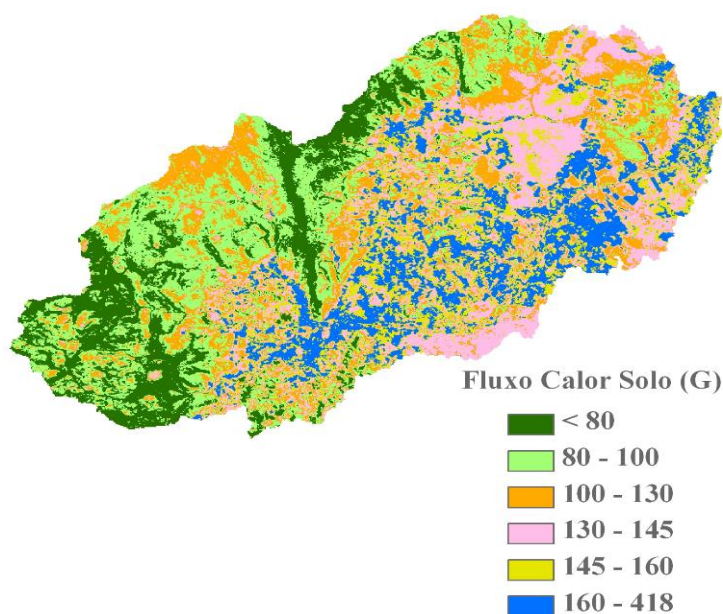


FIGURA 36 – Imagem do Fluxo de calor do solo (G) na sub-bacia do rio Pacui.

Ainda conforme a Figura 36 áreas irrigadas com tonalidade amarelo-escuro apresentaram um fluxo de calor do solo entre 100 e 130 W.m^{-2} correspondendo a 18,3% da região estudada (Tabela 24). Moreira (2007) estudando o algoritmo SEBAL em três regiões do estado do Ceará obteve valores em áreas de agricultura irrigadas bem menores (50 W.m^{-2}) ao encontrado neste estudo.

Observa-se na Tabela 26 que 21,3% do valor de G encontra-se no intervalo entre 80 e 100 W.m^{-2} representados pela cor verde claro. Meireles (2007) verificou-se que o fluxo de calor do solo pela distribuição espacial 94% dos valores de G se encontrou entre 50 e 100 W.m^{-2} .

TABELA 26 – Percentagem que cada intervalo de Fluxo de Calor do Solo representa na região da sub-bacia do rio Pacui

Área	% Intervalo					
	< 80	80 - 100	100 - 130	130 - 145	145 - 160	160 - 418
Pacui	15,0	21,3	18,3	18,5	13,6	13,3

Analisando-se a Tabela 27 do resumo estatístico da região estudada observa-se que os valores máximos e médios foram obtidos em áreas de solos exposto.

TABELA 27 - Resumo estatístico dos resultados do Fluxo de Calor do Solo da Região estudada

Região	Máximo (W. m ⁻²)	Mínimo (W. m ⁻²)	Médio (W. m ⁻²)	Desvio Padrão (W. m ⁻²)
Pacui	417,89	-44,98	162,75	75,24

4.8.7 Fluxo de Calor Sensível (H)

O processo iterativo para a estimativa do fluxo de calor sensível foi realizado no programa software Matlab e após sete iterações obteve-se convergência das variações.

A Figura 37 mostra o fluxo de calor sensível (H) obtido na região da bacia Pacui na data da passagem do satélite.

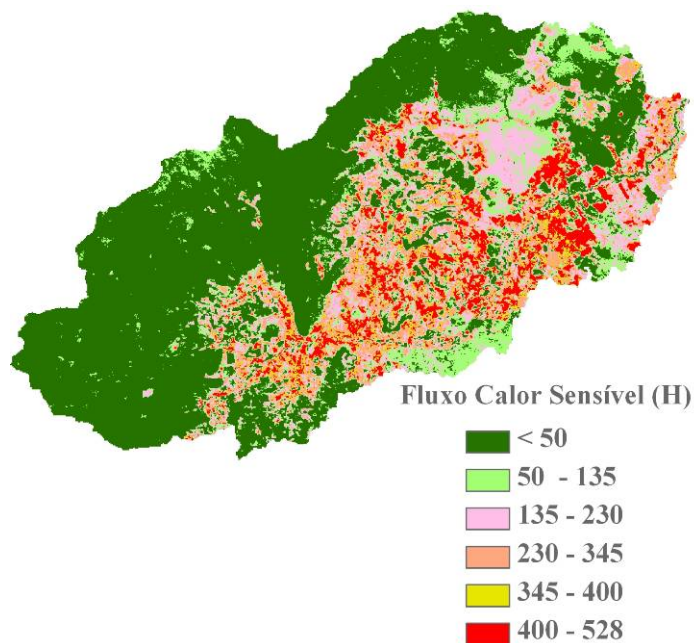


FIGURA 37 – Imagem do Fluxo de calor Sensível (H) da sub-bacia do rio Pacui.

Os pixels verdes escuro na Figura 37 correspondem a 17,3% da região estudada e apresentam um H menor que 50 W.m^{-2} . Essas áreas correspondem a florestas e caatingas. Estudos realizados por Moreira (2007) obtiveram valores menores para corpos hídricos e áreas irrigadas ao contrario dos resultados encontrados neste estudo. Ainda observando para os valores obtidos na região da bacia com floresta, verifica-se que os valores obtidos nesta região podem ser justificados devidos nesta área proceder a solos neossolos litólicos, solos rasos e baixa fertilidade impróprios para agricultura, reservados apenas para área de preservação ambiental. Aonde nesta região obtive valores de saldo de radiação entre 550 e 600 W.m^{-2} .

A temperatura nestas áreas foi menor que 25°C . Valores de H para áreas cobertas por caatinga na região de estudo variou de 135 a 230 W.m^{-2} apresentados pela tonalidade rósea claro representando 20,7% do total da área estudada. Valores elevados de H foram encontrados em solos exposto 12,8% da região da bacia próximo as margens do rio Pacuí, que devido a data da imagem não pode ser visualizado na cena. Moreira (2007) também encontrou maiores valores de H em solos exposto (13,77% dos pixels) utilizando-se de imagens Landsat 5 em três regiões do estado do Ceará. O máximo valor de H foi da ordem de $527,23 \text{ W.m}^{-2}$, valor próximo ao obtido por Durand et al.(2007) utilizando imagens Landsat-7 de 1999 teve um H máximo de 500 W.m^{-2} . Estes resultados corroboram com Moreira (2007) que encontrou valor máximo de H na ordem de 564 W.m^{-2} , usando imagens do Landsat-5 de 2005. Nas áreas irrigadas os valores obtidos de H estão dentro da faixa de 50 a 135 W.m^{-2} , resultado que corroboram com Silva e Bezerra (2006) que obtiveram um H para áreas irrigadas do Perímetro Irrigado Senador Nilo Coelho variando de 60 a 150 W.m^{-2} e com Moreira (2007) que também obtive valores nesta faixa, estudando o SEBAL em três regiões do estado do Ceará. Observa-se na Tabela 28 que a maioria dos pixels (23,9 %) da cena estuda encontram-se na faixa de 50 a 135 W.m^{-2} .

TABELA 28 – Percentagem que cada intervalo de Fluxo Calor Sensível representa na região da sub-bacia do rio Pacuí

Área	% Intervalo					
	< 50	50 - 135	135 – 230	230 – 345	345 - 400	400 – 528
Pacuí	17,3	23,9	20,7	17,2	8,0	12,8

A Tabela 29 apresenta um resumo estatístico do fluxo de calor sensível na região estudada. O valor máximo de H ($527,23 \text{ W.m}^{-2}$) foi encontrado em áreas de solos descobertos. Os pixels cujos valores de H são negativos correspondem aos pixels cuja temperatura de superfície é inferior a temperatura do pixel frio e os pixels nos quais os valores de H foram superiores ao obtido no pixel quente correspondem aos pixels com temperatura de superfície superiores a do pixel quente na região estudada.

TABELA 29 - Resumo estatístico dos resultados do Fluxo do Calor Sensível da Região estudada

Região	Máximo (W. m^{-2})	Mínimo (W. m^{-2})	Médio (W. m^{-2})	Desvio Padrão (W. m^{-2})
Pacui	527,23	-0,50	122,97	154,11

4.8.8 Fluxo de Calor Latente (LE)

O conhecimento do fluxo de calor latente é de fundamentação primária, uma vez que a evapotranspiração é um dos processos que compõem o ciclo hidrológico, sendo bastante empregada em estudos hidrológicos de bacias hidrográficas.

Na Figura 38 representada o fluxo de calor latente (λLE) obtido com o resíduo do balanço de energia para a região bacia Pacui.

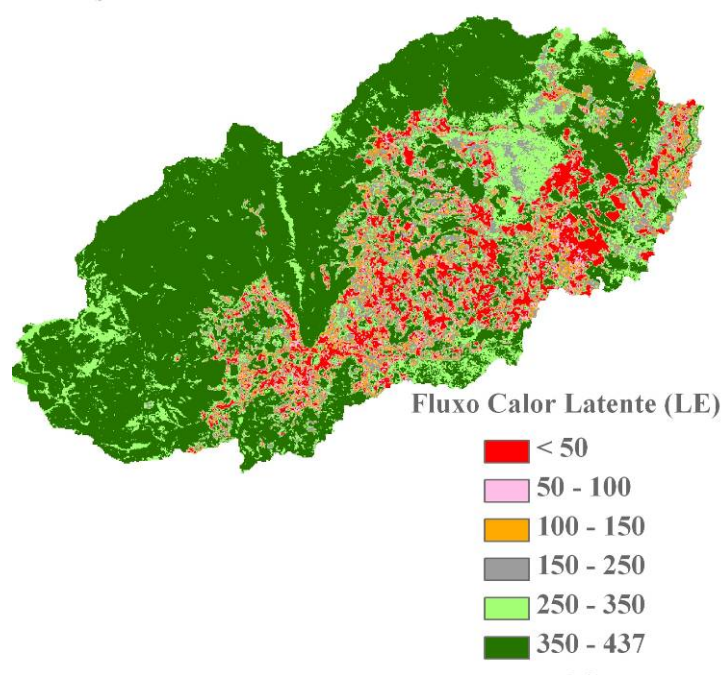


FIGURA 38 – Imagem do Fluxo de calor Latente (LE) da sub-bacia do rio Pacui.

Entretanto, na Figura 38 a cor verde escuro identifica áreas que tiveram um λLE elevado entre (350 a 437 $W.m^{-2}$), de acordo com a Tabela 30 ocupando 55,9% da área. Essas são áreas de albedo baixo variando de 13 a 15% são áreas cobertas por vegetação (floresta e caatinga). Os pixels verdes claro representam 16,9% da região em estudo e tiveram valores de λLE variando entre 250 e 350 $W.m^{-2}$. Os pixels cinza estão presentes em 9,49% da imagem e correspondem a regiões com λLE variando de 150 a 250 $W.m^{-2}$. Nessas áreas apresentaram um NDVI baixo variando de 0,09 a 0,17, indicativo de presença de vegetação nesta área. Os menores valores do calor latente são apresentados pela cor vermelha (<50 $W.m^{-2}$) ocupando 7,3% da região. Essas regiões obtiveram NDVI negativo correspondendo a caatinga e solo exposto. Observando a Figura 38 que mostra a imagem do calor latente da região da bacia Pacui podemos verificar que 72,9% dos pixels apresentaram um λLE na faixa de 250 a 437 $W.m^{-2}$. Resultados semelhantes foram encontrados por Moreira (2007) em estudo com imagens de Landsat-5 em três regiões do estado do Ceará. As áreas irrigadas estão inclusas na faixa de λLE entre 350 a 437 $W.m^{-2}$, e representam 0,7% da região em estudo.

TABELA 30 – Percentagem que cada intervalo de Fluxo Calor Latente representa na região da sub-bacia do rio Pacui

Área	% Intervalo					
	< 50	50 - 100	100 – 150	150 - 250	250 - 350	350 - 437
Pacui	7,4	4,6	5,6	9,5	17,0	55,9

A Tabela 31 apresenta um resumo estatístico do fluxo do calor latente (λLE) para a região em estudo. Observa-se que o valor máximo de λLE ($436,87 \text{ W.m}^{-2}$) está nas áreas cobertas por vegetação (floresta e caatinga rala e áreas irrigadas). O menor valor está nas áreas de caatinga rala apresentando 17% da área da bacia em estudo. Moreira (2007) obteve valor médio na Chapada do Araripe em região de preservação ambiental (floresta reservada) de $452,58 \text{ W.m}^{-2}$.

TABELA 31 - Resumo estatístico dos resultados do Fluxo Calor Latente da Região estudada

Região	Máximo (W. m^{-2})	Mínimo (W. m^{-2})	Médio (W. m^{-2})	Desvio Padrão (W. m^{-2})
Pacui	436,87	-108,16	301,76	124,67

4.8.9 Evapotranspiração Horária (ET_{o_h})

Os valores instantâneos de evapotranspiração horários foram estimados transformando o fluxo de calor latente em milímetros de evaporação equivalente por hora (ET_{o_h}), dividindo-se o λLE pelo produto do calor latente de vaporização e massa específica da água. Os padrões de evapotranspiração horária (mm.h^{-1}) regem as mesmas características observadas no fluxo de calor latente, isto é, estas duas grandezas são diretamente proporcionais. Os valores de evapotranspiração horária para a região da bacia Pacui estão representados na Figura 39. Os pixels de cor vermelha representam áreas que tiveram menos de $0,15 \text{ mm.h}^{-1}$, essas áreas de são solos descobertos e Caatinga rala correspondendo a 7,3% da região de estudo. As áreas de cor verde claro são as que obtiveram evapotranspiração horária variando entre ($0,45$ a $0,50 \text{ mm.h}^{-1}$) equivalente a 16,9% da região. Essas áreas apresentaram NDVI menor que 0 a 0,01

região de solo descoberto. Estes resultados corroboram com Bezerra (2006); Moreira (2007) quando os mesmo estudaram imagens de Landsat-5 associados ao algoritmo SEBAL para estimar a evapotranspiração horária.

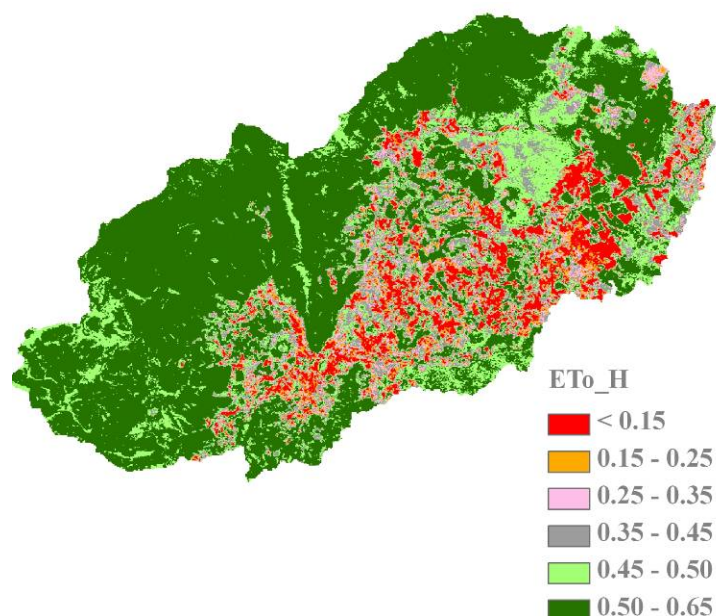


FIGURA 39 – Imagem da Evapotranspiração Horária (ETo_H) da sub-bacia do rio Pacui.

Analisando-se ainda a Figura 39 cerca de 55,9% da região houve evapotranspiração instantânea variando 0,50 a 0,65 mm.h^{-1} . Os pixels verdes escuro correspondem a áreas com vegetação intensa (florestas e caatinga, conforme classificação realizada para o uso e ocupação do solo da bacia Pacui) nesta região existem árvores arbustiva de grande porte como, por exemplo, (juazeiro, canabera, dentre outros). Essas áreas tiveram ETo_H variando entre 0,50 a 0,65 mm.h^{-1} . Observando-se a Tabela 32 onde se encontra a percentagem de evapotranspiração horária por intervalo, verifica-se que grande parte da bacia Pacui teve uma evapotranspiração horária variando de 0,45 a 0,65 mm.h^{-1} .

TABELA 32 – Percentagem que cada intervalo da Evapotranspiração Horária representa na região da sub-bacia do rio Pacui

Área	% Intervalo					
	< 0,15	0,15 – 0,25	0,25 – 0,35	0,35 – 0,45	0,45 - 0,50	0,50 – 0,65
Pacui	7,4	4,6	5,6	9,5	17,0	55,9

Observa-se na Tabela 33 o resumo estatístico da região em estudo. Os menores valores de evapotranspiração foram encontrados em solos expostos valor mínimo obtido igual a (-0,15 mm.h⁻¹). O valor máximo (0,69 mm.h⁻¹) foi obtido em áreas de destinadas a preservação ambiental (vegetação como todo) que nos últimos anos esta ocorrendo um vasta desmatamento na bacia como um todo.

TABELA 33 - Resumo estatístico dos resultados da Evapotranspiração Horária da Região estudada.

Região	Máximo (W. m ⁻²)	Mínimo (W. m ⁻²)	Médio (W. m ⁻²)	Desvio Padrão (W. m ⁻²)
Pacui	0,69	-0,15	0,44	0,18

Na Tabela 34 (anexos), encontra-se a vazão média mensal, obtida através de dados de cotas diárias da estação fluviométrica Abreus.

TABELA 34 – Vazão média mensal da estação fluviométrica Abreus obtidos através de cotas diárias

Anos	Vazão média mensal ($m^3 \cdot s^{-1}$)											
	Meses											
	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ
1985	0,41	0,61	0,72	0,92	0,74	1,83	0,88	0,71	0,52	0,53	0,75	3,18
1986	2,33	1,53	1,27	0,71	0,71	0,42	0,32	0,39	0,50	0,49	0,46	0,49
1987	0,45	0,43	0,73	0,64	0,74	0,72	0,60	0,56	0,64	0,57	0,62	0,16
1988	0,41	0,39	1,01	1,59	0,82	1,05	0,99	0,84	0,59	0,50	0,56	1,82
1989	1,22	0,83	0,80	0,66	0,45	0,34	0,56	0,83	0,23	0,14	0,49	6,64
1990	3,13	2,56	2,51	2,23	2,16	1,88	1,80	1,74	1,72	1,72	1,73	1,76
1991	2,38	2,17	2,23	1,84	1,61	1,44	0,81	0,88	1,39	0,66	0,53	0,73
1992	1,45	1,86	0,75	0,87	0,65	0,44	0,44	0,54	0,42	0,36	0,42	1,06
1993	1,07	0,72	0,58	0,70	0,72	0,46	0,26	0,20	0,23	0,42	0,42	0,56
1994	0,87	0,70	2,67	1,28	0,54	0,34	0,35	0,31	0,31	0,31	0,48	0,60
1995	0,49	1,04	0,71	0,61	0,55	0,47	0,38	0,29	0,39	0,43	0,72	0,60
1996	0,66	0,63	0,73	1,00	0,60	0,56	0,54	0,63	0,50	0,77	0,81	0,91
1997	1,19	1,02	1,12	0,88	1,02	0,94	1,12	1,02	0,82	0,59	0,87	1,01
1998	1,14	1,36	1,25	1,30	0,88	0,69	0,58	0,76	0,77	0,76	0,99	0,49
1999	0,40	0,37	0,68	0,54	0,55	0,56	0,21	0,08	0,23	0,24	0,32	1,26
2000	0,59	0,53	0,72	0,38	0,37	0,52	0,57	0,58	0,51	0,48	1,42	0,75
2001	0,55	0,39	0,51	0,37	0,40	0,45	0,48	0,45	0,30	0,32	0,31	0,49
2002	1,28	0,76	0,41	0,36	0,33	0,36	0,33	0,26	0,24	0,23	0,27	0,32
2003	0,49	0,45	0,30	0,28	0,37	0,33	0,35	0,30	0,29	0,26	0,22	0,22
2004	1,31	1,66	1,58	1,11	0,66	0,48	0,48	0,45	0,39	0,37	0,40	0,44
2005	0,70	1,09	0,44	0,60	0,71	0,36	0,35	0,39	0,45	0,41	0,42	0,46
2006	0,40	0,41	0,86	3,25	1,41	0,70	0,60	0,59	0,46	0,58	0,96	0,82
2007	0,51	0,90	0,82	1,03	0,85	0,73	0,76	0,72	0,78	0,63	0,86	0,88

5. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

As técnicas de sensoriamento remoto, aliadas as técnicas de SIG se mostram eficientes para avaliações referentes a dados hidrológicos.

A diferença entre as metodologias do SCS e Dooge para o cálculo do tempo de concentração e conseqüentemente o pico de descarga, mostra que para um bom ajuste é necessário o uso de equações em condições semelhantes ou muito próximas das quais foram desenvolvidas.

O método de Dooge apresentou um melhor ajuste já que a bacia, objeto do estudo, no que diz respeito ao tamanho, que este próximo da variação de estudo pelo mesmo (140 a 930 km²).

O método SCS-USDA que utiliza o número curva como um dado de entrada superestimou a vazão de pico para a bacia em estudo, devido este método ser adaptado para as condições semi-áridas, mas para bacias de até 8 km².

Os menores valores de Rn na imagem foram registrados nos pixels correspondentes a vegetação (floresta e caatinga) , albedo (< 13%) , expressando a importância do albedo sobre o balanço de energia na superfície.

A aplicação do algoritmo SEBAL permite a visualização de áreas descobertas e em processo de degradação.

A utilização do SRTM proporcionou um ganho de informação nos parâmetros albedo da superfície, radiação de ondas longas incidente, radiação de onda curtas incidente, a cada pixel.

Na estimativa ET o algoritmo SEBAL se mostrou bastantes ágil e eficiente apresentando resultados significativos, comparado aos resultados de dados medidos. Expressando assim, a sensibilidade do algoritmo SEBAL na estimativa da evapotranspiração em escala de bacias hidrográficas.

Para aplicação destes modelos em bacias de área de drenagens maiores, deve-se dividir a bacia em várias sub-bacias, e, isto pode ser feito acoplado ao Sistema de Informações Geográficas ferramenta eficientes e ágeis para realização destes estudos.

Recomenda-se que para aplicação do modelo SCS-USDA em bacia de meso-escala para regiões semi áridas deve-se realizar estudos para determinar coeficientes de ajuste nas equações de estimativa do tempo de concentração.

6. REFERÊNCIAS

AGÊNCIA NACIONAL DAS ÁGUAS – ANA. **Sistema de Informações Hidrológicas - Hidroweb 1.0.8** Disponível em: <<http://www.ana.gov.br/GestaoRecHidricos/InfoHidrologicas/hidrometeorologia/evolucao/hidrometeorologica.asp>>. Acesso em: 27 jul. 2008.

AGÊNCIA NACIONAL DE ENERGIA ELÉTRICA-ANEEL. **Atlas Hidrológico Brasileiro**. Versão 1.0. Brasília, 1998. 1 CD Rom.

AQUINO, D. N.; TEIXEIRA, A. S.; ANDRADE, E. M.; LOPES, F. B.; OLIVEIRA, A. D. S. Estimativa do escoamento superficial em microbacia do semi-árido brasileiro pelo emprego do SIG. **Revista Tecnológica de Fortaleza**. Fortaleza. v. 29, n. 1, p. 37-45. 2008.

ALLEN, R. G.; TREZZA, R.; TASUMI M. **Surface energy balance algorithms for land - Advance training and users manual**, version 1.0, p. 98, 2002.

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

ÁVILA, Clayton Jacques Cardoso Pinheiro. ASSAD, Eduardo Delgado. VERDESIO, Juan José. EID, Nabil Joseph. SOARES, Wougran. FREITAS, Marcos Aurélio Vasconcelos de. **Geoprocessamento da Informação Hidrológica**. O Estado das águas no Brasil. ANEEL. Disponível em: <<http://www.mma.gov.br/port/srh/acervo/publica/doc/oestado/vtibir/shtml.exe/texto/187-196.html/map1.1999>>. Acesso em: 27 Ago. 2008

ATAÍDE, K. R. P.; **Determinação do saldo de radiação e radiação solar global com produtos do sensor Modis Terra e Aqua**; Campina Grande, 105f, Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, 2006.

BALDISSERA, G. C. **Aplicabilidade do modelo de simulação hidrológica SWAT (Soil and Water Assessment Tool), para a bacia hidrográfica do Rio Cuiabá, MT**. Cuiabá, 2005. 144f. Dissertação de Mestrado – Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Mato Grosso.

BARBOSA, F. C.; TEIXEIRA, A. S.; GONDIM, R. S. Especialização da evapotranspiração de referência e precipitação efetiva para estimativa das necessidades

de irrigação na região do Baixo Jaguaribe – CE. Spatial pattern of reference evapotranspiration and effective rainfall applied to ascertain irrigation requirements on the lower Jaguaribe Basin. Fortaleza. **Revista Ciência Agronômica**, Fortaleza v.36, n.1, p.24 – 33. 2005.

BARBOSA, S.E.S, JÚNIOR, A.R.B, SILVA, G.Q., CAMPOS, E.N.B, RODRIGUES, V.C. Geração de modelos de regionalização de vazões máximas, médias de longo período e mínimas de sete dias para a bacia do rio do Carmo, Minas Gerais. Models generation of regionalization of maximum, medium and minimum of seven days flow rates for the Carmo river basin, Minas Gerais. **Revista Engenharia Sanitária e Ambiental**, Minas Gerais, v.10, n.1, p.64-71, 2005.

BARP, A.R.B e Barbosa, P.S.F., 1999. **Comparação entre Modelo Hidrológico Conceitual Chuva-Vazão (SMAP) e Modelo de Redes Neurais Artificiais (RNA)**. In: IV Simpósio de Hidráulica e Recursos Hídricos dos Países de Língua Oficial Portuguesa. Coimbra, Portugal.

BARTH, F. T., POMPEU, C. T., FILHO, H. D., TUCCI, C. E. M., KELMAN, J., BRAGA JR, B. P. F. **Modelos para gerenciamento de recursos hídricos**. São Paulo, Nobel: ABRH, 1987.

BASTIAANSEN, W. G. M.; **Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain**, Tese (Ph.D.), Wageningen Agricultural University, Wageningen, Netherlands, 273f, 1995.

BASTIAANSEN, W. G. M.; MENENTI, M.; FEDDES, R. A.; HOLTSLAG, A. A. M.; A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) 1, Validation, **journal of Hydrology**, n. 212-213, p. 213-229, 1998.

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

BASTIAANSEN, W. G. M.; ZWART, S. J. SEBAL for detecting spatial variation of water productivity and scope for improvement in eight irrigated wheat systems. **Agricultural Water Management**. v.89, p.287-296. 2007.

BEZERRA, B. G. **Obtenção da evapotranspiração diária no cariri Cearense utilizando imagens Landsat 5-TM e o algoritmo SEBAL**. 135f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2006.

BEZERRA, M. V. C. **Balanco de Energia em Áreas Irrigada Utilizando Técnicas de**

Sensoriamento Remoto. 108f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Departamento de Ciências Atmosféricas, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande-PB, 2004.

BONNET, B. R. P.; FERREIRA, L. G.; LOBO, F. C. Sistema de Reserva Legal Extra-Propriedade no Bioma Cerrado: Uma Análise Preliminar no Contexto da Bacia Hidrográfica. **Revista Brasileira de Cartografia** . nº 58/02, - Agosto, 2006. - P 129-137.

BRITO, L. T de L. **Avaliação de impactos das atividades antrópicas sobre os recursos hídricos da bacia hidrográfica do rio Salitre-Bahia e classificação das fontes hídricas.** 2003. 184 f. il Tese (Doutorado em Recursos Naturais) – Universidade Federal de Campina Grande, Paraíba.

BRUTSAERT, W.; **Evaporation into the Atmosphere.** D. Reidel, p. 229, 1982.

CALIJURI, M.L.; MEIRA, A.D.; PRUSK, F.F. Geoprocessamento Aplicado aos Recursos Hídricos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ENGENHARIA AGRÍCOLA, 27. Poços de Caldas, 1998. **Cartografia, Sensoriamento e Geoprocessamento.** Lavras: UFLA, SBEA, 1998, p.200-225.

CÂMARA, G.; MEDEIROS, J.S. de. **Princípios básicos em geoprocessamento In sistemas de informações geográficas: aplicações na agricultura** (ASSAD, E.D.; SANO, E.E. eds.). 2ª. ed. Brasília: EMBRAPA-SPI/EMBRAPA SPAC. 434 p., 1998.

CHEN, J, M., CHEN, X., JU, W., GENG, X. **Distributed hydrological model for mapping vapotranspiration using remote sensing inputs.** Journal of Hydrology, n. 305, p. 15-39, 2005.

CHOW, V.T. **Handbook of Applied Hydrology.** New York: McGraw-Hill Book, 1964. v.1.

CHRISTOFOLETTI, A. Análise Morfométrica das Bacias Hidrográficas. Campinas-SP, **Noticiário Geomorfológico**, Vol. 9, p 35. 1969.

COLLISCHONN, W. **SIMULAÇÃO HIDROLÓGICA DE GRANDES BACIAS.** 2001. 270f. Tese (Doutorado em Engenharia de Recursos Hídricos e Saneamento ambiental) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Rio Grande do Sul. 2001.

- COSTA, C. A. G. **Validação dos dados SRTM através de análise altimétrica e morfométrica de bacias hidrográficas no Semi-Árido. 2008.** 114f. Dissertação (Mestrado em Agronomia (Irrigação e Drenagem)) – Departamento de Engenharia Agrícola, Universidade Federal do Ceará. Fortaleza, 2008.
- COSTA, C. A. G.; COSTA, A. C.; TEIXIERA, A. S.; ALVES, N. N. L.; ANDRADE, E. M.; SOUSA, B. F. S.; LEÃO, R. A. O. Comparação do uso do SRTM para delimitação e caracterização fisiográfica de uma micro-bacia hidrográfica. **Anais XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Florianópolis**, Brasil, 21-26 abril 2007, INPE, p. 4833-4840.(a).
- COSTA, C. A. G.; OLIVEIRA, A. D. S.; ALVES, N. N. L.; TEIXIERA, A. S.; ANDRADE, E. M.; LOPES, F. B.; AQUINO, D. N. **Uso do SRTM para delimitação automática e caracterização fisiográfica de uma meso-bacia hidrográfica.** XXXVI Congresso Brasileiro de Engenharia Agrícola, Bonito - MS, 2007 (b).
- COSTA, T. C. C.; SOUZA, M. G.; BRITES, R.S.; Delimitação e caracterização de áreas de preservação permanente, por meio de um sistema de informações geográficas (SIG). **In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 08., Salvador, 1996.** **Anais...** INPE, p. 121-127.
- CROSTA, A. P.; **Processamento Digital de Imagens de Sensoriamento Remoto.** Campinas/SP: IG/UNICAMP, 1993.
- DIAS, L. S. O.; ROCHA, G. A.; BARROS, E. U. A.; MAIA, P. H. P. **Utilização do RADAR interferométrico para delimitação automática de bacias hidrográficas.** BAHIA ANÁLISE e DADOS Salvador, v. 14, n. 2, p. 265-271, set. 2004.
- DINIZ, L.S. e CLARKE, R.T., 2001. **Regionalização de Parâmetros de Modelo Chuva-vazão usando redes neurais.** In: XIV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos e V Simpósio de Hidráulica e Recursos Hídricos dos Países de Língua Oficial Portuguesa. RBRH. Aracaju-SE.
- DURAND, B. J., GONDIM, R. S., SILVA, E. J. da., MOREIRA, L. C. J., TEIXEIRA, A. S. dos. Estimativa da evapotranspiração real utilizando o algoritmo SEBAL e imagens do satélite Landsat 7. **In: XVII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 2007., São Paulo.** **Anais...** São Paulo, ABRH.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA – EMBRAPA. **Levantamento exploratório – reconhecimento de solos da margem direita do rio São Francisco, estado Bahia.** Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos. Levantamento de Solos, Recife, 747 p. (EMBRAPA SNLCS), v. 1. 1977.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA – EMBRAPA.(1979). **Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos.** Súmula da 10ª reunião Técnica de Levantamento de Solos, Rio de Janeiro, 83p. (EMBRAPA SNLCS. Micelânea, 1), 1979.

EMBRAPA. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 2ª edição, Rio de Janeiro. 2006.

EMBRAPA, Satélites de Monitoramento, Landsat. Disponível em: <http://www.sat.cnpm.embrapa.br/satelite/landsat.html>. Acesso em: 16 jan. 2009.

ENGESAT. Programa Landsat, Landsat 7 ETM – Ficha Técnica Resumida. Disponível em:

<http://www.engesat.com.br/index.php?system=newsnews_id=534eaction=read>.

Acesso em: 05 de jan. 2009.

ERBERT, M. O.; **Uso da Análise Discriminante Regularizada (RDA) no Reconhecimento de Padrões em Imagens Digitais Hiperespectral de Sensoriamento Remoto**. Porto Alegre, RS. 2001. 118 f Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2001.

ESTEVES, R. L. Análise comparativa entre equações e observações do tempo de concentração em uma bacia urbana de São Carlos, SP. **XV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, ANAIS...** CD. Curitiba, 2003.

FASSIO, A., GIUPPONI, C., HIEDERER, R., SIMOTA, C. A. Decision Support Tool for Simulating the Effects of Alternative Policies Affecting Water Resources: An Application at the European Scale. **Journal of Hydrology**. v. 304, n.1-4, p. 462-476. 2005.

FERREIRA, D. S.; RIBEIRO, C. A. D.; CECÉLIO, R. A.; XAVIER, A. C. Estimativa do escoamento superficial na bacia do Córrego João Pedro através de técnicas de geoprocessamento. I Seminário de Recursos Hídricos da Bacia Hidrográfica do Paraíba do Sul: O Eucalipto e o Ciclo Hidrológico. **Anais...**CD. Taubaté, 2007.

FEITOSA, J. R. P. **Uso de Técnica de Sensoriamento Remoto e Imagens Landsat-Tm e NOAA-AVHRR na estimativa do balanço de radiação à superfície**. 164f. Tese (Doutorado em Recursos Naturais). Programa Institucional de Pós-graduação em Recursos Naturais. Universidade Federal de Campina Grande. Campina Grande, 2005.

FLORENZANO, T. G.; **Imagens de Satélite para Estudos Ambientais**. São Paulo/SP: Oficina de Textos, 2002.

GARBRECHT, J.; MARTZ, L. W. Paper 1 - Digital elevation model issues in water resources modeling. In: MAIDMENT, D.; DJOKIC, D. (Eds). Hydrologic and hydraulic modeling support with geographic information systems. Redlands: Environmental Systems Research Institute, 2000. p.1-28.

GENOVEZ, A. M. **Pequenas Bacias Hidrológicas: Conceitos Básicos in: Hidrologia aplicada à gestão de pequenas bacias hidrográficas**. Org.: Paiva, J. B. D. e Paiva E. M. C. D. Porto Alegre: ABRH, 2001. Cap. 3

GOMES, A. R.; **Avaliação da vulnerabilidade à perda de solo em região semi-árida utilizando sensoriamento remoto e geoprocessamento – área piloto de Parnamirim**

(PE), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, São José dos Campos, SP, 160p, 2000.

GONDIM, R. S.; TEIXEIRA, A. S. **Delimitação da sub-bacia do Alto Jaguaribe utilizando o Modelo Numérico do Terreno**. XVII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. ABRH. São Paulo, CD, 2007.

GORDON, N.D., McMAHON, T.A. e FINLAYSON, B.L. Stream hydrology, an introduction for ecologists. John Wiley e Sons, Chichester, 526 p. 1992.

GOUVÊA, J. R. F. ; VALLADARES, G. S.; OSHIRO, O. T; MANGABEIRA, J. A. C. Comparação dos modelos digitais de elevação gerados com dados SRTM e cartas IBGE na escala 1:250.000 na região da bacia do Camanducaia no Estado de São Paulo. **Anais XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, Goiânia, Brasil, 16-21 de abril 2005, INPE, p. 2191-2193.

GRIGG, N. S. **Water resources management: principles, regulations, and cases**. New York: McGraw-Hill Book, 1996. 540p.

INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. Disponível em:
<<http://www.itid.inpe.br/selper/image/caderno2/cad20.htm>>.
Acessado em: 20 set. 2009.

JENSEN, M. E.; BURMAN, R. D.; ALLEN, R. G. **Evapotranspiration and irrigation water requirements**. American Society of Civil Engineers (ASCE), Manual and Reports of Civil Engineers Practice N° 70, New York, 1990.

KIMURA, R. L. B.; FAN, J.; TAKAYAMA, N.; HINOKIDANI, O.;
Evapotranspiration estimation over the river basin of the Loess Plateau of China based on remote sensing. **Journal of Arid Environments**, n. 68, p. 53-65, 2007.

LANA, C. E.; ALVES, J. M. de P.; CASTRO, P.T.A). Análise Morfométrica da Bacia do Rio do Tanque, MG-BRASIL. REM. Ouro Preto-MG, Vol 54(2), pp. 121-126, 2001.

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

MACHADO, F. W. **Modelagem chuva-vazão mensal utilizando redes neurais artificiais**, 2005. 156f. Dissertação (Mestrado em Engenharia dos Recursos Hídricos e Ambiental), Universidade Federal do Paraná. 2005.

MACHADO, R.E., **Simulação de escoamento e de produção de sedimentos em uma microbacia hidrográfica utilizando técnicas de modelagem e geoprocessamento**.

Tese (Doutorado em Agronomia) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz” – Universidade de São Paulo/SP. 2002.

MAIDEMENT, D. R. Arc Hydro GIS for Water Resources. ESRI Press. Redlands California 2002.

MAIDMENT, D. Gis and hydrologic modeling. In: Goodchild, M.F.; Parks, B.O.; Steyaert, L.T.; ed. **Environmental Modeling with GIS**. New York, Oxford, 1993. p.146-67.

MARKHAM, B. L., BARKER, J. L. **Thematic mapper band pass solar exoatmospherical irradiances**. International Journal of Remote Sensing, v. 8, n. 3, p. 517-523, 1987.

MEIRELES, M. **Estimativa da evapotranspiração real pelo emprego do algoritmo SEBAL e imagem Landsat 5 – TM na bacia do Acaraú – CE**. Fortaleza, CE. 2007. 88f. Dissertação (Mestrado em Irrigação e Drenagem) – Departamento de Engenharia Agrícola, Universidade Federal do Ceará. Fortaleza, 2007.

MENDES, C.A.B, CIRILO, J.A. Geoprocessamento em recursos hídricos: **princípios, integração e aplicação**. Porto Alegre: Associação Brasileira de Recursos Hídricos, 2001, 536 p.

MELLO, C. R.; LIMA, J. M.; SILVA, A. M. Simulação do deflúvio e vazão de pico em microbacia hidrográfica com escoamento efêmero. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v.11, n.4, p.410–419, 2007.

MOREIRA, L. C. J. **Estimativa da evapotranspiração horária usando o algoritmo SEBAL e imagens Landsat 5-TM**. Fortaleza, CE. 2007. p91. Monografia (Conclusão de curso em Agronomia) – Departamento de Engenharia Agrícola, Universidade Federal do Ceará. Fortaleza. 2007.

NASA. SRTM. Disponível em: <<http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>>. Acesso em: 20 março de 2007.

NÓBREGA, R. A. DE A.; SANTOS, C. dos.; CINTRA, J. P.; Comparação quantitativa e qualitativa entre o Modelo Digital gerado pelo SRTM e por aerofotogrametria. In: Simpósio Brasileiro de sensoriamento remoto, 12., 2005, Goiânia. **Anais...** Goiás: ABRH. 1 CD.

OGREN, J. Using Arc Hydro Tools to Analyze Conservation Priorities. Geography and the Environment Department, University of Texas at Austin CE 394K Term Project Proposal Fall 2004.

OLIVEIRA, A. D. S.; AQUINO, D. N.; COSTA, C. A. G.; TEIXEIRA, A. S. Utilização do Sistema de Informações Geográficas para estimativa do pico de descarga na bacia do açude Aracoíaba-CE. **XXXVI Congresso Brasileiro de Engenharia Agrícola. Bonito - MS, Anais**. 2007.

- OLIVERA, F. Extracting Hydrologic Information from Spatial Data for HMS Modeling. **Journal of Hydrologic Engineering, American Society of Civil Engineers**, Reston, VA, v. 6, n. 6, p. 524-530. 2001.
- PEREIRA, A. R.; ANGELOCCI, L. R.; SENTELHAS, P. C. **Agrometeorologia Fundamentos e Aplicações Práticas**. Guaíba-RS: Livraria e Editora Agropecuária Ltda, 2002.
- PEREIRA, A.R.; VILLA NOVA, N.A.; SEDIYAMA, G.C. **Evapotranspiração**. 1.ed. Piracicaba: FEALQ, 1997. 183p.
- PICKBRENNER, K.; PEDROLLO, M. C.; RISSO, A. Determinação do CN utilizando Geoprocessamento: Simulação Hidrológica na Bacia do Rio Criciúma. **In: XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 2005, João Pessoa**.
- PORTO, R.I.I.; LOPES, J.E.G., 1993. **Calibração de modelos chuva-vazão para eventos de cheia. In: X Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos/I Simpósio de Recursos Hídricos do Cone Sul**, Gramado, RS.
- PRUSKI, F. F., PEREIRA, S. B., NOVAES, L. F., SILVA, D. D., RAMOS, M.M. Precipitação média anual e vazão específica média de longa duração, na Bacia do São Francisco. Specific yield discharge and mean precipitation in São Francisco Basin. **Rev. Bras. de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, RN, v.8, n.2-3, p.247-253. Dez. 2004.
- PRUSKI, F. F.; BRANDÃO, V. S.; SILVA, D. D.; **Escoamento superficial**. 2ª edição. Universidade Federal de Viçosa – UFV, p.87. 2004.
- PULLAR, D.; SPRINGER, D. **Towards integrating GIS and catchment models. Environmental Modelling e Software**, 15, p. 451–459, 2000.
- RAMOS, F., OCCHIPINT, A. G., VILLA NOVA, A.V., REICHARDT, K., MAGALHÃES, P.C. DE, CLEARY, R. W. **Engenharia Hidrológica**. Rio de Janeiro: ABRH: Editora de UFRJ, 1989.
- RAUDKIVI, A. J. **Hydrology: an advanced introduction to hydrological processes and Modeling**. New York: Pergamon, 1979.
- REICHARDT, K., **A água em sistemas agrícolas**. São Paulo, Ed. Manole Ltda. 188p. 1990.
- RICCOMINI, C.; GIANNINI, P. C. F. e MANCINI, F. (2000). Decifrando a Terra/ organizadores: Wilson Teixeira (et al). São Paulo: Oficina de Textos, 568 p.
- RODRIGUES, L. N.; PRUSKI, F. F.; SILVA, E. M. Metodologia para Estimativa da precipitação anual em áreas agrícolas. **In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ENGENHARIA AGRÍCOLA, 2003, Goiânia-GO. Anais**. CD.

RUHOFF, A. L. Modelagem dinâmica de escoamento superficial na Bacia do Arroio Grande, RS. **Anais... CD. XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, Florianópolis, Brasil, 2007, INPE, p. 3529-3531.

SANTIAGO, A. V.; **Evapotranspiração de referência medida por lisímetro de pesagem e estimada por Penman-Monteith (FAO-56), nas escalas mensal e decenal**. 2001. 37 p. Dissertação (Mestrado em Agronomia) - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz - Universidade de São Paulo. Piracicaba. 2001.

SANTOS, R.C. **Classificação textural aplicada à cobertura do solo de uma bacia hidrográfica usando sensoriamento remoto**. 153p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2002.

SANTOS, E. S.; SILVA, J. R. L.; ANDRADE, T. S.; MONTENEGRO, A. A. A. Caracterização morfométrica da bacia experimental do Riacho Jatobá Pesqueira-PE. **XVII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Anais... CD**. São Paulo, 2007.

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

SILVA, B. B. da.; LOPES, G. M.; AZEVEDO, P. V. de.; Balanço de radiação em áreas irrigadas utilizando imagens Landsat 5 . TM. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, n. 2, p. 243-252, 2005a.

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

SILVA, B. S. G. **Uso da grade de elevação (SRTM) na interpretação de classes de vegetação em áreas alagáveis. Anais I Simpósio de Geotecnologias no Pantanal, Campo Grande**, Brasil, 11-15 novembro 2006, Embrapa Informática Agropecuária/INPE, p.386-394.

SILVA, B. B. da.; LOPES, G. M.; AZEVEDO, P. V. Balanço de radiação em áreas irrigadas utilizando imagens Landsat 5 – TM. **Revista Brasileira de Meteorologia**. V. 20. n. 2. p. 243- 252, 2005.

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

SILVA, K.A. **Análise da Variabilidade Espacial da Precipitação e Parâmetros Hidrológicos em uma Bacia Experimental: Estudo Teórico-Experimental da transformação da Chuva em uma Pequena Bacia Hidrográfica Urbana**, Tese Doutor em Hidráulica e Saneamento, SHS-EESCUSP, São Carlos. 2003.

- SILVEIRA, A. L. L. **Desempenho de Fórmulas de Tempo de Concentração em bacias Urbanas e Rurais**. RBRH, Porto Alegre, v. 10, n. 1, p. 5-23, Jan.-Mar. 2005.
- SILVEIRA, A.L.L. **Ciclo hidrológico e bacia hidrográfica**. In: TUCCI, C.E.M. (Org.). Hidrologia: ciência e aplicação. EDUSP São Paulo-SP, pp. 35-51. (2001)
- SOULSBY, C.; P.J. RODGERS, P. J.; PETRY, J.; HANNAH, D. M.; MALCOLM, I. A.; DUNN, S.M. Using tracers to upscale flow path understanding in mesoscale mountainous catchments: two examples from Scotland. *Journal of hydrology*. v.291 p-174-196. 2004.
- SOUZA, L.; NERY, F.; MATOS, J. **Metodologias de processamento de dados SRTM para a produção de modelos digitais de direções de escoamento**. Associação Portuguesa de Recursos Hídricos – ABRH. 10f. 2006. Disponível em: <<http://www.igeo.pt/instituto/cegig/got/3Docs/Files/SousaNeryMatos2006Metodologias.pdf>>. Acesso em: 26 dez. 2008.
- SOUZA FILHO, C. R. O Relevo das Américas como nunca antes visto. **InfoGeo**, n. 30, p.54-58, 2003.
- SUCUPIRA, P. A. P.; PINHEIRO, L. S.; ROSA, M. F. Caracterização morfométrica do médio e baixo curso do rio Acaraú-Ceará-Brasil. **Anais VI Simpósio Nacional de Geomorfologia Regional/ Conference on Geomorphology Geomorfologia Tropical e Subtropical; processos, métodos e técnicas / Tropical and Subtropical Geomorphology; processes, methods and techniques**. Goiânia. 2006.
- STRAHLER, A.N. Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Trans. American Geophysical Union*, 38: 913-920 1957.
- TASUMI, M.; **Use of remote sensing of evapotranspiration for large regions**. International Workshop, Montpellier, France, 2003.
- TIBÚRCIO, E. C. **Uso de Sistema de Informações Geográficas para determinação de Vazões Máximas em projetos de hidrologia**. Dissertação de mestrado. Universidade Federal do Ceará – UFC. 299f. 2002.
- TIBURCIO, E. C.; CASTRO, M. A. H.; TEIXEIRA, A. S. **Caracterização e modelagem hidrológica da Bacia do Maranguapinho Utilizando Sistema de Informação Geográfica**. XVII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. ABRH. São Paulo, CD, 2007.
- TIM, U. S. Emerging Technologies for hydrologic and water quality modeling research. **Transactions of the ASAE**, v.39, n.20, p.465-476, 1996.
- TORRES FILHO et al. 1997. **Uma metodologia aplicada para cálculo de potencialidades hídricas em bacias hidrográficas**. In: XII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Vitória, ES.

- TSOU, M. S., WHITTEMOREZ, D. O. User Interface for Ground-water Modeling: ArcView Extension. **Journal of Hydrologic Engineering**. v.6, n.3, p.251-257, 2001.
- TUCCI, C. E. M. Regionalização de vazões. editora da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. 256p. 2002.
- TUCCI, C. E. M. **Hidrologia: ciência e aplicação**. Porto Alegre: Ed. da Universidade: ABRSH: EDUSP, 1993.
- TUCCI, C. E. M. **Modelos hidrológicos**. Porto Alegre: Ed. da Universidade: ABRH, 1998. 669p.
- TUCCI, C. M. **Hidrologia: ciência e aplicação**. Porto Alegre: UFRGS, 2001. 943 p.
- TREZZA, R. 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.
- VALERIANO, M. M.; **Modelo Digital de Elevação com Dados SRTM disponíveis para a América do Sul**. São José dos Campos: INPE, 2004. 72 p.
- VENDRUSCOLO, J. **Regionalização dos parâmetros de um modelo chuva-vazão para estimativa de vazões em bacias sem monitoramento sistemático**. 2005. 82f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – Universidade Federal de Santa Maria, Rio Grande do Sul. 2005.
- VIEIRA FILHO, V.D.,. **Resultados obtidos da aplicação de um modelo SMAP a algumas bacias argelinas**. In: VII Simpósio Brasileiro de Hidrologia e Recursos Hídricos/III Simpósio Luso-Brasileiro de Hidráulica e Recursos Hídricos, Salvador, BA.1987.
- VILLELA, S. M. e MATTOS, A. **Hidrologia Aplicada**. São Paulo: McGraw-Hill do Brasil, 1975.
- Whitehead, P.G.; Robinson, M. Experimental basin studies: an international and historic perspective of forest impacts. **J. Hydrology**, v.145, n.3-4, p. 217-230, 1993.
- WILSON, B. WANG, B. **Prediction of Surface Drainage Networks for Gis an Water Quality Models**. 3p. <http://www.bae.umn.edu/annrpt/> acessado em: 18 de setembro de 2008.
- XAVIER, A. C., **Estimativa de propriedades biofísicas de plantações de eucálptos a partir de dados Landsat-TM**, São José dos Campos, 117f, Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto), INPE, 1998.
- ZAKIA, M.J.B. **Identificação e caracterização da zona ripária em uma microbacia experimental: implicações no manejo de bacias hidrográficas e na recomposição de matas nativas**. São Carlos, 1998. (Doutorado – Escola Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo),

ZEILER, M., **Modeling our real world.** The Esri guide to geodatabase design.
California: Published by Environmental Systems Research Institute, 1999. 202p.

This document was created with Win2PDF available at <http://www.win2pdf.com>.
The unregistered version of Win2PDF is for evaluation or non-commercial use only.
This page will not be added after purchasing Win2PDF.