

UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE

UNIVERSIDADE ESTADUAL DO NORTE FLUMINENSE

LABORATÓRIO DE ENGENHARIA E EXPLORACAO DE PETRÓLEO

EVAPOTRANSPIRACAO EM ESCALA REGIONAL COM IMAGENS DE SATELITES

1. Região de estudo: Perímetro de Irrigado Senador Nilo Coelho, localizado à margem do Rio São Francisco, no Nordeste Brasileiro, estendendo-se da Barragem de Sobradinho, localizada no município de Casa Nova - BA, até o município de Petrolina – PE.

2. Imagens de satélite: Landsat 5 –Thematic Mapper (TM), obtidas junto ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) de São José dos Campos – SP e são compostas de sete bandas espectrais, cujas características são descritas na Tabela 1. Nesta tabela também estão incluídas a irradiância solar monocromática (k_{λ_i}), das bandas reflectivas (bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7), incidente sobre uma superfície normal à direção dos raios solares no topo da atmosfera terrestre, a uma distância de uma Unidade Astronômica (1 UA do Sol). Estas imagens correspondem à passagem do Landsat 5 – TM sobre a referida área às 9h 30min (tempo solar) dos dias 04 de dezembro de 2000 (Dia Juliano: DJ = 338) e 04 de outubro de 2001 (Dia Juliano: DJ = 277), na órbita 217 e ponto 67. Esta cena foi recordada com o software ERDAS Imagine 8.3.1, no qual resultou no retângulo mencionado anteriormente.

O sensor TM mede a radiância espectral dos alvos os armazena na forma de níveis de cinza, ou intensidade do pixel, ou ainda número digital (ND), cujos valores variam de 0 a 255 (8 bits), tendo uma resolução espacial de 30m x 30m nas bandas 1,2,3,4,5 e 7, e uma resolução espacial de 120m x 120m na banda 6.

TABELA 1: Descrição das bandas do Mapeador Temático (TM) do Landsat 5, com os correspondentes intervalos de comprimento de onda, coeficientes de calibração (radiância mínima – a e máxima – b) e irradiâncias espectrais no topo da atmosfera (TOA).

Bandas	Comprimento de Onda (μm)	Coeficientes de Calibração ($\text{W/m}^2.\text{sr}.\mu\text{m}$)		Irradiância Espectral no Topo da Atmosfera ($\text{W/m}^2.\mu\text{m}$)
		a	b	
1 (azul)	0,45 – 0,52	-1,765	178,941	1957
2 (verde)	0,53 – 0,61	-3,576	379,055	1829
3 (vermelho)	0,62 – 0,69	-1,502	255,695	1557
4 (IV-próximo)	0,78 – 0,79	-1,763	242,303	1047
5 (IV-médio)	1,57 – 1,78	-0,411	30,178	219,3
6 (IV-termal)	10,4 – 12,5	1,238	15,600	-
7 (IV-médio)	2,10 – 2,35	-0,137	13,156	74,52

3. Balanço de radiação:

Para o cálculo do balanço de radiação à superfície foram desenvolvidos modelos através da ferramenta Model Maker do software ERDAS Imagine 8.5, que foram destinados às tarefas descritas a seguir. Foram feitas estimativas da radiação solar incidente na região de estudo e da radiação de onda longa emitida pela atmosfera na direção da superfície. Para proporcionar uma melhor compreensão das diversas etapas no processamento das imagens e modelos elaborados, tem-se a seguir um fluxograma que as representa.

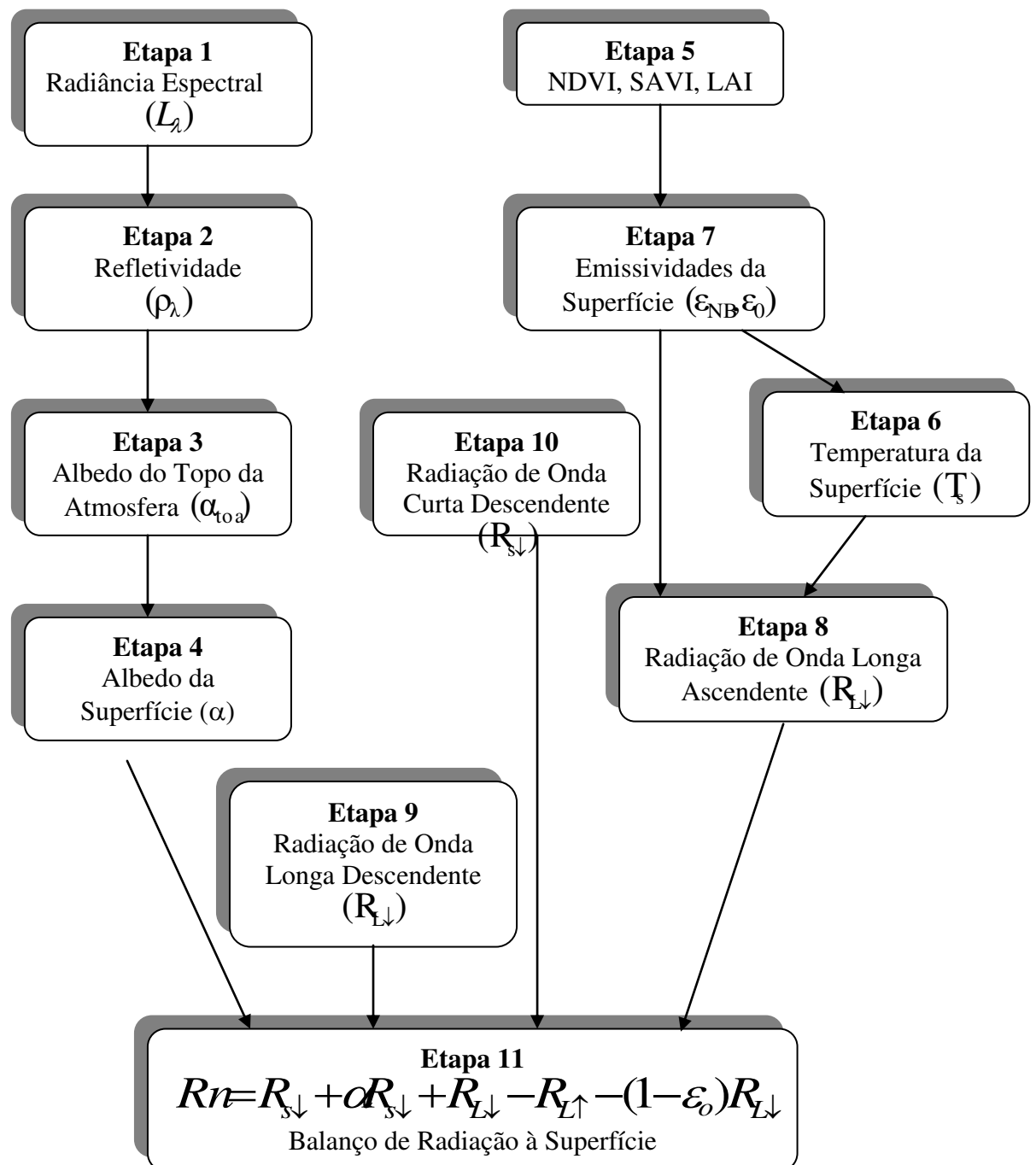


Figura 3.3: Cálculo do saldo de radiação à superfície.

3.1 - Calibração Radiométrica – Etapa 1

O primeiro passo utilizado no processamento do modelo SEBAL após ter sido escolhida a área de estudo é o cômputo do saldo de radiação à superfície (R_n). Este cômputo é obtido numa série de 11 etapas efetuadas com a ferramenta Model Maker do software ERDAS Imagine. Dessa forma a primeira etapa constituiu-se do cálculo da radiância espectral de cada banda ($L_{\lambda i}$), ou seja, efetivação da Calibração Radiométrica. Essa etapa trata da conversão do número digital (ND) de cada pixel da imagem em radiância espectral monocromática, que representa a energia solar refletida ou emitida por cada pixel, por unidade de área, de tempo, de ângulo sólido e de comprimento de onda, medida ao nível do satélite Landsat (705 Km). Sendo calculado através da equação abaixo obtida por Markham & Baker (1987):

$$L_{\lambda i} = a_i + \frac{b_i - a_i}{255} ND \text{ (Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}\text{)}$$

onde, a e b são as radiâncias espectrais mínimas e máximas (Tabela 1); ND é a intensidade do pixel (número digital – número inteiro de 0 a 255); e i corresponde as bandas (1, 2, ..., 7) do satélite Landsat 5 - TM.

3.2 – Reflectância Planetária – Etapa 2

A reflectância planetária de cada banda ($\rho_{\lambda i}$) é definida como a razão entre o fluxo de radiação refletida e o fluxo de radiação incidente, sendo computado pelo modelo SEBAL através da seguinte equação:

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

onde, $L_{\lambda i}$ é a radiância espectral de cada banda, $k_{\lambda i}$ é a irradiância solar espectral de cada banda no topo da atmosfera, Z é o ângulo zenital solar e d_r é o inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol (em unidade astronômica – UA), dada por:

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

onde DJ é o dia Juliano e o argumento da função co-seno está em radianos. O ângulo zenital solar foi obtido através do cabeçalho das imagens adquiridas, quais sejam: para o dia 04 de dezembro de 2000 (DJ = 338), $Z = 31,28^\circ$, e para o dia 04 de outubro de 2001 (DJ = 277), $Z = 30,03^\circ$.

3.3 – Albedo Planetário - Etapa 3

Tendo sido obtido as reflectâncias planetárias de cada bandas reflectivas, obtém-se o albedo planetário (α_{toa}), isto é, o albedo não ajustado. Para a obtenção do albedo através da reflectância das bandas, que não cobrem totalmente o espectro de $0,3 \mu\text{m}$ a $3,0 \mu\text{m}$, foi utilizado uma combinação linear das reflectâncias planetárias obtidas na Etapa 2, válida para dias de céu claro:

$$\alpha_{toa} = \sum (\rho_{\lambda_i} \cdot \omega_{\lambda_i})$$

onde ρ_{λ_i} é a reflectância planetária e ω_{λ_i} é um coeficiente para cada banda, apresentada na Tabela 2 abaixo.

TABELA 2 – Coeficientes ω_{λ} para as bandas reflectivas do Landsat 5 - TM

	Banda 1	Banda 2	Banda 3	Banda 4	Banda 5	Banda 6	Banda 7
Landsat 5	0,293	0,274	0,233	0,157	0,033	-	0,011

3.4 – Albedo da Superfície – Etapa 4

Nesta etapa faz-se o cômputo do albedo da superfície ou albedo corrigido para os efeitos atmosféricos. O albedo da superfície é computado pela correção do albedo do planetário para a transmissividade atmosférica:

$$\alpha = \frac{\alpha_{toa} - \alpha_p}{\tau_{sw}^2}$$

onde α_p é a da radiação solar refletida para o satélite que varia entre 0,025 e 0,04, mas para o modelo SEBAL é recomendado o uso do valor de 0,03, baseado em Bastiaanssen (2000), e τ_{sw} é a transmissividade atmosférica definida como sendo a fração da radiação incidente que é transmitida pela atmosfera e que representa os efeitos de absorção e reflexão, que para condições de céu claro, é dado por:

$$\tau_{sw} = 0,752 \cdot 10^{-z}$$

onde z é a altitude de cada pixel (m), que para Petrolina – PE é de 376 m o que resulta em 0,75752 .

3.5 – Índices de Vegetação: NDVI, SAVI e IAF – Etapa 5

O Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (Normalized Difference Vegetation Index - NDVI) é dado razão entre a diferença das refletividades da banda do IV próximo (ρ_4) e a banda do vermelho (ρ_3), que para o Landsat resulta em:

$$NDVI = \frac{\rho_4 - \rho_3}{\rho_4 + \rho_3}$$

O NDVI é um indicador do vigor e quantidade da vegetação verde e seus valores variam de -1 a +1.

Para o cálculo do Índice de Vegetação Ajustado para os Efeitos do Solo (Soil Adjusted Vegetation Index - SAVI) que é um índice que busca amenizar os efeitos do “background” do solo, foi utilizada a seguinte expressão:

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

onde L é uma constante. Usualmente é usado o valor 0,5 para L .

O Índice de Área Foliar (IAF) é um indicador da biomassa e possibilita estimativas da resistência do dossel, podendo ser computado pela seguinte equação (Allen et al., 2002):

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

3.6 – Emissividades – Etapa 6

Para a obtenção da temperatura da superfície, geralmente utiliza-se a inversão da equação de Planck, válida para um corpo negro. São necessárias as emissividades da superfície, ϵ_0 , para fins de cálculo da emissão radiativa da banda 6 do TM (4 – 50 μm), e a emissividade ϵ_{NB} que é perceptível pelo Landsat na sua banda termal (10,2 – 12,5 μm), que são obtidas em função do IAF, conforme:

$$\epsilon_{\text{NB}} = 0,97 + 0,0031 \text{IAF} \quad (\text{para } \text{IAF} < 3)$$

$$\epsilon_0 = 0,95 + 0,01 \text{IAF} \quad (\text{para } \text{IAF} < 3)$$

Para corpos d'água, no caso da área de estudo a água da Barragem de Sobradinho e do leito do Rio São Francisco, foram utilizados os valores de $\epsilon_{\text{NB}} = 0,99$ e $\epsilon_0 = 0,985$, de acordo com Allen et al. (2002).

3.7 – Temperatura da Superfície – Etapa 7

Para a obtenção da temperatura da superfície (T_s) foram utilizados as cartas da radiância espectral da banda termal do Landsat 5 – TM (banda 6) e da emissividade da banda estreita e expressão:

$$T_s = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\epsilon_{\text{NB}} K_1}{L_{\lambda,6}} + 1\right)}$$

onde $K_1 = 607,7 \text{ W m}^2 \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$ e $K_2 = 1260,5 \text{ K}$ são constantes de calibração da banda termal para o satélite Landsat 5 -TM, $L_{\lambda,6}$ é a radiância espectral da banda termal obtida na Etapa 1 e ϵ_{NB} é a carta de emissividade de banda estreita obtida na etapa anterior.

3.8 – Radiação de Onda Longa Emitida – Etapa 8

A radiação de onda longa emitida pela superfície é obtida através da equação de Stefan-Boltzman:

$$R_{L\uparrow} = \epsilon_0 \cdot \sigma \cdot T_s^4 \text{ (W m}^2\text{)}$$

onde ϵ_0 é a carta emissividade da superfície, σ a constante de Stefan-Boltzman ($\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^2 \text{ K}^{-4}$), e T_s a temperatura da superfície (K) obtida na Etapa anterior.

3.9 -Radiação de Onda Curta Descendente – Etapa 9

A radiação de onda curta incidente é o fluxo de radiação solar direto e difuso que atinge a superfície terrestre, sendo calculado para condição de céu claro, através da seguinte expressão:

$$R_{s\downarrow} = S \cdot \cos Z \cdot d_r^{-2} \cdot \tau_{sw}$$

onde S é a constante solar (1367 W m^2), Z é ângulo zenital solar, obtido através do arquivo cabeçalho da imagem, d_r é o inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol (para ambas as imagens obteve-se o valor aproximado de 1,03), e τ_{sw} é a transmissividade atmosférica.

3.10 - Radiação de Onda Longa Incidente - Etapa 10

A radiação de onda longa incidente, ou emitida pela atmosfera na direção da superfície, é computada pela equação de Stefan-Boltzman:

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \cdot \sigma \cdot T_a^4 \text{ (Wm}^2\text{)}$$

onde ε_a é a emissividade da atmosfera (adimensional), σ a constante de Stefan-Boltzman ($\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$), e T_a a temperatura do ar (K). Para o dia 04 de dezembro de 2000 tem-se $T_a = 301,7 \text{ K}$ ($28,6 \text{ }^\circ\text{C}$) e para o dia 04 de outubro de 2001 tem-se $T_a = 302,9 \text{ K}$ ($29,8 \text{ }^\circ\text{C}$). Esses valores foram obtidos na Estação Meteorológica localizada no município de Petrolina –PE, às 10h. Para se obter o valor de ε_a foi utilizada uma equação desenvolvida por Bastiaanssen (1995), qual seja:

$$\varepsilon_a = 0,85 \cdot (1 - \tau_{sw})^{0,0}$$

onde τ_{sw} é a transmissividade atmosférica que para Petrolina é de 0,75752.

3.11 - Saldo de Radiação à Superfície - Etapa 11

O saldo de radiação à superfície (R_n) é computado utilizando as cartas de albedo da superfície, de emissividade da superfície, de temperatura de cada pixel, e estimativas da radiação de onda incidente e onda longa da atmosfera, através da seguinte expressão:

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

onde $R_{s\downarrow}$ é a radiação de ondas curtas incidente em cada pixel (admitida ser constante para toda a área de estudo), α é o albedo corrigido para cada pixel, $R_{L\downarrow}$ é a radiação de onda longa emitida pela atmosfera na direção de cada pixel (também admitida ser constante para toda a área de estudo), $R_{L\uparrow}$ é a radiação de onda longa emitida por cada pixel e ε_o é a emissividade de cada pixel da área estudada.

3.12 fluxo de calor no solo – Etapa 12

O fluxo de calor no solo é obtido no SEBAL segundo equação desenvolvida por Bastiaanssen (2000):

$$G/R_n = T_s/\alpha \cdot (0,0038 + 0,0074 \cdot (1 - 0,98 \cdot NDVI))$$

onde T_s é a temperatura da superfície, α o albedo da superfície e NDVI o índice de vegetação da diferença normalizada.

3.13 - Fluxo de calor sensível

O fluxo de calor sensível resulta na troca de calor verificada entre a superfície e o ar adjacente, através dos processos de convecção ou condução, devido à diferença de temperatura. O mesmo pode ser computado utilizando-se a equação do transporte de calor:

$$H = \rho \cdot c_p \cdot dT / r_{ah}$$

onde ρ é a densidade do ar ($1,18 \text{ kg m}^{-3}$), c_p é o calor específico do ar ($1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), dT (K) é a diferença de temperatura ($T_1 - T_2$) entre as duas alturas Z_1 e Z_2 , e r_{ah} é a resistência aerodinâmica ao transporte de calor (sm^{-1}).

O fluxo de sensível é uma função do gradiente de temperatura, rugosidade da superfície e velocidade do vento. Para sua obtenção com o modelo SEBAL, faz-se necessário o conhecimento de dois pixels, denominados pixels âncoras, para se determinar a variação de temperatura (dT) e a resistência aerodinâmica ao transporte de calor (r_{ah}). O fluxograma abaixo descreve os processos de interação para o cálculo do fluxo de calor sensível:

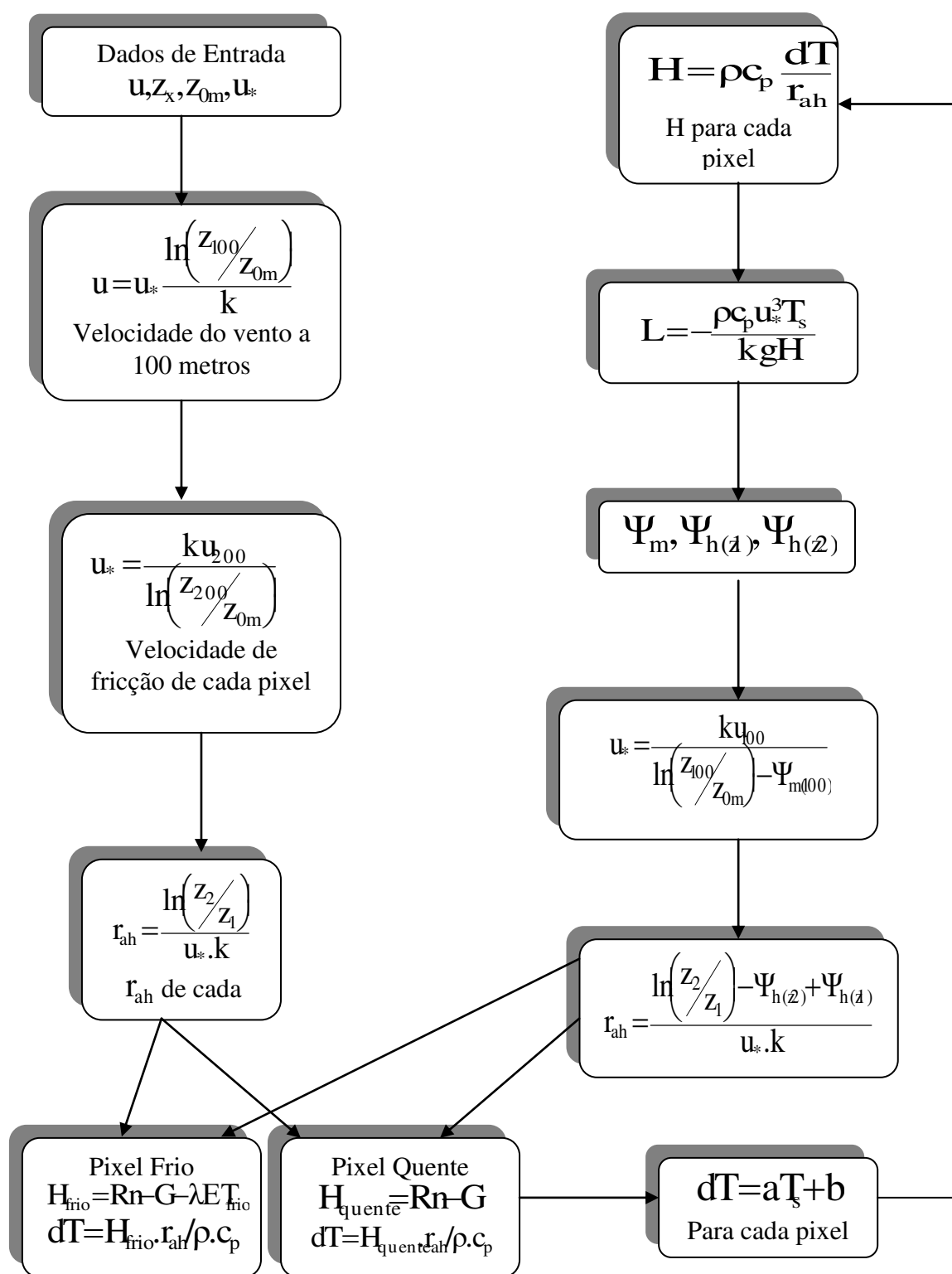


Figura 3.4: Etapas de Cálculo do Fluxo de Calor Sensível.

A resistência aerodinâmica (r_{ah}) é computada, inicialmente, admitindo condição de estabilidade neutra, segundo expressão:

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{Z_2}{Z_1}\right)}{u_* \cdot k} \text{ (sm}^1\text{)}$$

onde Z_1 e Z_2 são as alturas em metros acima da superfície (neste estudo utilizou-se os valores de 0,1 m para Z_1 e 2,0 m para Z_2), u_* velocidade de fricção (ms^{-1}) e k é a constante de von Karman (0,41). Por sua vez, a velocidade de fricção foi computada usando o perfil logaritmo do vento para a condição de atmosfera neutra:

$$u_* = \frac{ku_x}{\ln\left(\frac{Z_x}{Z_{0m}}\right)} \text{ (ms}^{-1}\text{)}$$

onde k é constante de von Karman, u_x é a velocidade do vento (ms^{-1}) na altura Z_x (neste estudo este nível foi de 2,0 m), para a imagem de 04 de dezembro de 2000 a velocidade de do vento foi de $1,2 \text{ ms}^{-1}$ e para a imagem de 04 de outubro de 2001 foi de $1,6 \text{ ms}^{-1}$, e Z_{0m} é a coeficiente de rugosidade (m). Para a imagem 2000 obteve-se um valor de $0,12247 \text{ ms}^{-1}$ e para a imagem de 2001 um valor de $0,16329 \text{ ms}^{-1}$ para as respectivas velocidades de fricção. O coeficiente de rugosidade foi estimado através da altura média da vegetação usando a seguinte equação de Brutsaert (1982):

$$Z_{0m} = 0,1h$$

onde h é a altura média da vegetação. Neste estudo utilizou-se $h = 0,3 \text{ m}$ de acordo com Allen et. al (2002), para ambas as imagens, obtendo assim, um valor de $0,036 \text{ m}$ para o coeficiente de rugosidade.

A velocidade do vento medida a uma altura na qual pode-se assumir que os efeitos da rugosidade da superfície podem ser desprezados é denominado de “blending

height”. Para as condições de Petrolina adotou-se o nível de 100 m. Obteve assim, a velocidade do vento a este nível e admitiu-se que a mesma é constante em toda a cena estudada através da seguinte equação:

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

onde todos os termos já foram mencionados. Dessa forma, para a imagem de 04 de dezembro de 2000 foi obtido um valor de $2,36853 \text{ m s}^{-1}$ e para a imagem de 04 de outubro de 2001 foi obtido um valor de $3,15803 \text{ m s}^{-1}$ para a velocidade do vento a 100 m.

Com a hipótese de que u_{100} é constante em toda a cena estudada, foi obtido a velocidade de fricção u_* para cada pixel das imagens através da ferramenta Model Maker do software ERDAS, da seguinte maneira:

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

onde z_{0m} foi obtido em função da carta do SAVI obtida na Etapa 5 de acordo com a seguinte equação (Bastiaanssen, 2000):

$$z_{0m} = \exp(5,8095,6 \text{ SAVI})$$

O computo da diferença de temperatura próxima à superfície para cada pixel para a estimativa do fluxo de calor sensível (H) é computada pelo SEBAL através de uma relação linear entre dT e T_s :

$$dT = b + a T_s$$

onde a e b são coeficientes obtidos a partir dos pixels âncora (quente e frio).

Para o pixel “frio”, defini-se um pixel em uma área bem irrigada na cenas estudadas no qual se assume que o fluxo de calor sensível é zero ($H_{frio} = 0$), e

conseqüentemente, a diferença de temperatura neste pixel âncora também é zero ($dT_{\text{fio}}=0$). Dessa forma, tem-se que:

$$\lambda E T_{\text{fio}} = R_n - G$$

Para o pixel “quente”, define-se um pixel em uma área de solo exposto nas cenas estudadas no qual se assumiu que o fluxo de calor latente é zero ($\lambda E T_{\text{quen}} = 0$).

Dessa forma, o fluxo de calor sensível para este pixel âncora é dado por:

$$H_{\text{quent}} = R_n - G$$

De acordo com os efeitos turbulentos devido ao aquecimento da superfície, aplica-se a teoria da similaridade de Monin-Obukhov. As condições atmosféricas de estabilidade afetam a resistência aerodinâmica. Sendo assim considerado no cômputo do fluxo de calor sensível, principalmente para as condições de seca.

O comprimento de Monin-Obukhov (L) é utilizado para definir as condições de estabilidade da atmosfera. Este comprimento é uma função dos fluxos de calor e de momentum. Sendo computado pela seguinte expressão:

$$L = -\frac{\rho c_p u_*^3 T_s}{k g H}$$

onde ρ é a densidade do ar ($1,18 \text{ kg m}^{-3}$), c_p é o calor específico do ar ($1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), u_* é a carta da velocidade de fricção de cada pixel das imagens (m s^{-1}), T_s é a carta de temperatura da superfície (K) obtido na Etapa 7, g é o módulo do campo gravitacional terrestre ($9,81 \text{ m s}^{-2}$) e H é a carta do fluxo de calor sensível (W m^{-2}) obtido inicialmente considerando a condição de neutralidade. Os valores de L definem as condições de estabilidade, da seguinte forma: se $L < 0$, a atmosfera é considerada instável; se $L > 0$, a atmosfera é considerada estável; e se $L = 0$ a atmosfera é considerada neutra.

Dependendo das condições atmosféricas, os valores das correções de estabilidade para o momentum (ψ_m) e o transporte de calor (ψ_h) deverão ser considerados. Para isto, utiliza-se das formulações de Paulson (1970) e Webb (1970):

1) Se $L < 0$ (condição de instabilidade):

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

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

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

onde;

$$x_{(100m)} = \left(1 - 16 \frac{100}{L} \right)^{0,2}$$

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

$$x_{(0,1h)} = \left(1 - 16 \frac{0,1}{L} \right)^{0,2}$$

2) Se $L > 0$ (condição de estabilidade):

$$\psi_{m(200m)} = -5 \left(\frac{100}{L} \right)$$

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

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

3) Se $L = 0$ (condição de neutralidade): $\psi_m = 0$ e $\psi_h = 0$.

O valor corrigido para a velocidade de fricção (u_*) será dado por:

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

onde u_{100} é a velocidade do vento a 100m ($m s^{-1}$), k é a constante de von Karman (0,41), z_{0m} é a carta do coeficiente de rugosidade de cada pixel (m), e $\psi_{m(100m)}$ é a carta de correção da estabilidade para o transporte de momentum a 100m.

Com a carta da velocidade de fricção gerada, obteve-se, conseqüentemente, o valor corrigido para a resistência aerodinâmica ao transporte de calor (r_{ah}) através da seguinte equação:

$$r_{ah} = \frac{\ln\frac{z_2}{z_1} - \psi_{h(z_2)} + \psi_{h(z_1)}}{u_* \cdot k}$$

onde $z_2=2,0$ m, $z_1= 0,1$ m, e $\psi_{h(z_2)}$ e $\psi_{h(z_1)}$ são as correções de estabilidade para o transporte de calor a 2,0 m e 0,1 m.

Após ter obtido os valores desses parâmetros, retornou-se ao computo da função da diferença de temperatura e repetiu-se os cálculos mencionados anteriormente até que se obtivesse estabilidade nos valores sucessivos da diferença de temperatura (dT) e da resistência aerodinâmica (r_{ah}) para o pixel quente. Para isto, foram necessárias **nove** interações para obter a estabilidade desses parâmetros.

3.2.14 - Fluxo de Calor Latente e ET Instantâneo

O fluxo de calor latente (transferência de vapor para a atmosfera devido os processos de transpiração vegetal e evaporação da água do solo) foi computado através da

simples diferença entre as cartas de saldo de radiação, fluxo de calor no solo e fluxo de calor sensível:

$$\lambda ET = R_n - G - H \text{ (Wm}^2\text{)}$$

onde λET é o valor do fluxo de calor latente instantâneo, ou seja, seu valor no momento da passagem do satélite.

O valor instantâneo de ET, convertido em média da hora centrada no instante de passagem do satélite, foi obtido segundo a equação abaixo:

$$ET_{\text{inst}} = 3600 \frac{\lambda ET}{\lambda} \text{ (mmh)}$$

onde ET_{inst} é o valor de ET instantâneo, 3600 é o tempo de conversão de segundos para horas, λET é o valor do fluxo de calor latente instantâneo e λ é o calor latente de vaporização da água ($2454 \times 10^3 \text{ Jkg}^{-1}$).

De posse das cartas do saldo de radiação, fluxo de calor no solo e do fluxo de calor latente, obteve-se a fração evaporativa através da seguinte expressão:

$$\Lambda = \frac{\lambda ET}{R_n - G}$$

A fração evaporativa possui uma característica importante, que é sua regularidade em dia de céu claro. Nesse sentido, admite-se que seu valor instantâneo representa adequadamente o seu valor médio diurno, o que possibilita estimar a evapotranspiração diária, segundo:

$$ET_{24h} = \Lambda \cdot R_n$$

E desta forma que é obtida a ET diária.