

JULIANO SCHIRMBECK

**ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO
REGIONAL EM ÁREA DE OCORRÊNCIA DO
SISTEMA AQÜÍFERO GUARANI – VALE DO RIO DOS
SINOS – RS: UMA APLICAÇÃO DE TÉCNICAS DE
SENSORIAMENTO REMOTO**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade do Vale do Rio dos Sinos – UNISINOS para obtenção do título de mestre (Área de Concentração em Gerenciamento Ambiental)

Orientador: Prof. Dr. Osmar Gustavo Wöhl Coelho – UNISINOS (Brasil)

Co-orientador: Prof. Dr. Raúl Eduardo Rivas – IHLLA (Argentina)

UNISINOS/PPGEO

São Leopoldo – RS

Abril de 2005

DEDICATÓRIA

À Lucimara, minha namorada, por ter me acompanhado nesta etapa, pelo incentivo e apoio afetivo nos momentos difíceis ou vitoriosos, pela compreensão nos momentos de minha ausência.

AGRADECIMENTOS

Ao prof. Dr. Osmar Gustavo Wöhl Coelho, pelas oportunidades, pela confiança depositada e por todo conhecimento transferido, que além de orientador é um grande amigo.

Ao prof. Dr. Raúl Eduardo Rivas, co-orientador e amigo, que demonstrou a mesma disposição para discussão dos temas mais simples aos mais complexos, por não ter medido esforços na transferência de informações e materiais essenciais ao enriquecimento desta pesquisa.

A prof. Dra. Tânia Maia Sausen pelas oportunidades que a mim propiciaram conhecer o que atualmente desenvolve-se em sensoriamento remoto e pesquisa espacial.

Aos meus pais Oscar e Shirley pelo apoio e incentivo no decorrer desta etapa de minha vida.

Aos professores Dr. Marco Antonio Fontoura Hansen, Dr. Mauricio Roberto Veronez e Msc. Adriane Brill Thum, pelo apoio, idéias e amizade.

Aos colegas do Programa de Pós-Graduação em Geologia e amigos Luiz Fernando Gomes da Silva e Carlos Alvin Heine pelas discussões e críticas que contribuíram para este trabalho.

Aos amigos Alessandro Ott Reinhardt, Telmo Henrique Valles, Oscar Bertoldo Scherer e Camila Esmeris, pelo apoio amizade e convivência no decorrer desta pesquisa.

A Alessandra de Pádua Pereira, funcionária do DAS-INPE pela dedicação no fornecimento das imagens NOAA.

Inteligência – “Faculdade de aprender, aprender ou compreender, percepção, intelecto, intelectualidade. Qualidade ou capacidade de compreender e adaptar-se facilmente; capacidade, penetração, agudeza, perspicácia.”

Aprender – “Tomar conhecimento de algo, retê-lo na memória, graças ao estudo, observação, experiência, etc...”

Conhecimento – “Ato ou efeito de conhecer. idéia, noção, informação, ciência”

(Aurélio Buarque de Holanda Ferreira)

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 – Distribuição mundial de precipitação (P), evapotranspiração (ET) e escoamento superficial	3
Figura 2.2 – Distribuição mundial da evapotranspiração (máxima demanda de água por parte da atmosfera a partir de um cultivo sadio ETo), expresso em mm/ano	3
Figura 2.3 – Balanço hídrico no Vale do Rio Dos Sinos, Onde Q = deflúvio, I = infiltração, P = precipitação e ETP = evapotranspiração potencial	4
Figura 4.1 – Diagrama de evaporação (E) e transpiração (T).....	7
Figura 4.2 – Lisímetro de balanço de massa	12
Figura 4.3 – Lisímetro de balanço hídrico	12
Figura 4.4 – Tanque classe A	13
Figura 4.5 – Modelo de uma camada	28
Figura 4.6 – Modelo de duas camadas	29
Figura 5.1 – Localização da área	34
Figura 5.2 – Mapa de temperatura média anual	35
Figura 5.3 – Mapa de precipitação total anual	35
Figura 5.4 – Mapa geológico do Vale do Rio dos Sinos	36
Figura 5.5 – Mapa hipsométrico do Vale do Rio dos Sinos	38
Figura 6.1 – Diagrama representativo do método de trabalho	41
Figura 7.1 – Imagem original após a separação dos dados das bandas do sensor AVHRR, composição colorida (3,2,1), imagem 06/12/2003 – 14:54 H (imagem de 2399km x 5490km e pixel de 1.1km x 1.1km em nadir)	63
Figura 7.2 – Correção geométrica por GLT, composição colorida (3,2,1) imagem 06/12/2003 – 14:54H	64
Figura 7.3 – Mosaico georeferenciado de imagens Landsat, composição colorida (5,4,3).....	66
Figura 7.4 – Recorte da imagem NOAA (06/12/2003 – 14:54H)	67
Figura 7.5 – NDVI da área correspondente ao fuso 22 (06/12/2003 – 14:54H)	69
Figura 7.6 – NDVI recorte do Vale do Rio dos Sinos (06/12/2003 – 14:54)	71
Figura 7.7 – Porcentagem de cobertura por vegetação (Pv) (06/12/2003 – 14:54)	71
Figura 7.8 – Emissividades do Vale do Rio dos Sinos (06/12/2003 – 14:54)	72
Figura 7.9 - Perfis atmosféricos da estação de rádio sondagem do aeroporto de Porto Alegre (g de água por kg de ar).....	74
Figura 7.10 – Temperatura de superfície (Ts) (20/06/2003 – 14:51H)	75

Figura 7.11 – Temperatura de superfície (T_s) (06/12/2003 – 14:54H)	75
Figura 7.12 – Temperaturas máxima, média e mínima do ar ao longo do ano	77
Figura 7.13 – Umidade relativa do ar, média mensal ao longo do ano	77
Figura 7.14 – Velocidade do vento, média mensal ao longo do ano	77
Figura 7.15 – Valores mensais e média anual do parâmetro a do modelo de cálculo de evapotranspiração por sensoriamento remoto	79
Figura 7.16 – Valores mensais e média anual do parâmetro b do modelo de cálculo de evapotranspiração por sensoriamento remoto	79
Figura 7.17 – Evapotranspiração diária (EToTs) (20/06/2003 – 14:51)	80
Figura 7.18 – Evapotranspiração diária (EToTs) (06/12/2003 – 14:54)	80
Figura 7.19 – Comparação dos valores de evapotranspiração obtido pelo modelo Penman-Monteih (ETo) e por sensoriamento remoto(EToTs), com uso de valores médios anuais de a e b	81
Figura 7.20 – Evapotranspiração pelo modelo Penman-Monteih (ETo) e por sensoriamento remoto (EToTs) nas estações de Caxias do Sul e São Leopoldo.....	83
Figura 7.21 – Efeitos dos parâmetros a e b sobre os índices de evapotranspiração ao longo do ano	84
Figura 7.22 – Mapa hipsométrico do Vale do Rio dos Sinos dividido em faixas de 200m.....	85
Figura 7.23 – Áreas correspondentes a cada faixa de altitude	85
Figura 7.24 – Evapotranspiração em função da altitude	86
Figura 7.25 – Temperatura de superfície em função da altitude	86
Figura 7.26 – Áreas urbanas digitalizadas sobre a imagem Landsat	87
Figura 7.27 – Temperatura de superfície para áreas urbanas e não urbanas	88
Figura 7.28 – Mapa de temperatura de superfície ($^{\circ}\text{C}$), aquecimento urbano (06/12/2003 – 14:54)	88

LISTA DE QUADROS

Quadro 5.1 – Coordenadas limites do Vale do Rio dos Sinos	33
Quadro 6.1 – Detalhamento de produtos, processos e técnicas	42
Quadro 6.2 – Constantes de radiação	49
Quadro 6.3 – Constante, número central de onda	49
Quadro 6.4 – Valores das constantes k_5 e m_5	53
Quadro 6.5 – Valores de emissividade para cálculo em cada faixa espectral.....	53
Quadro 6.6 – Valores que caracterizam o cultivo de referência	58
Quadro 6.7 – Constantes usadas no cálculo dos parâmetros a e b	58
Quadro 7.1 – Características das imagens processadas	62
Quadro 7.2 – Imagens Landsat utilizadas para elaboração do mosaico	68
Quadro 7.3 – Pontos de controle e erros de georeferenciamento das imagens NOAA-AVHRR	68
Quadro 7.4 – Valores médios das classes da imagem de 20/06/2003.....	70
Quadro 7.5 – Valores médios das classes da imagem de 06/12/2003.....	70
Quadro 7.6 – Temperaturas de brilho e água precipitável para as imagens de 20/06/2003 e 06/12/2003.....	73
Quadro 7.7 – Coeficientes do algoritmo Split Windows para as imagens de 20/06/2003 06/12/2003.....	73
Quadro 7.8 – Dados meteorológicos usados para cálculo da evapotranspiração	76
Quadro 7.9 – Parâmetros a e b (Modelo Penman-Monteith ajustado para sensoriamento remoto)	78
Quadro 7.10 – Valores de evapotranspiração obtido pelo modelo Penman-Monteith (ET _o) e por sensoriamento remoto, com uso de valores médios anuais de a e b (ET _o Ts)	82
Quadro 7.11 Valores comparativo de evapotranspiração em dois locais distintos	83
Quadro 7.12 – Valores máximos, médios e mínimos de evapotranspiração para cada faixa de altitude	86
Quadro 7.13 – Valores máximos, médios e mínimos de temperatura de superfície para cada faixa de altitude	86
Quadro 7.14 – Valores máximos, médios e mínimos de temperatura de superfície	88
Quadro 7.15 – Índices máximos, médios e mínimos de evapotranspiração no Vale do Rio dos Sinos	89

Estimativa da evapotranspiração regional em área de ocorrência do Sistema Aquífero Guarani – Vale do Rio dos Sinos – RS: uma aplicação de técnicas de sensoriamento remoto.¹

Autor: Juliano Schirmbeck

Orientador: Prof. Dr. Osmar Gustavo Wöhl Coelho

Co-orientador: Prof. Dr. Raúl Eduardo Rivas

RESUMO

A estimativa de evapotranspiração (ET_o), fator predominante no balanço hídrico regional, é indispensável para avaliação da infiltração e recarga dos aquíferos subterrâneos, bem como para o planejamento do seu uso sustentável. As imagens de satélite permitem o monitoramento do uso do solo e a espacialização de ET_o estimada, que representa um significativo avanço em relação aos métodos convencionais. Neste sentido o presente trabalho utiliza imagens Landsat-TM, Landsat-ETM+ e NOAA-AVHRR, além de dados meteorológicos e radio sondagens atmosféricas, estimando a evapotranspiração máxima através do modelo Penman-Monteith adaptado para técnicas de sensoriamento remoto. Os resultados mostraram uma precisão de 950m para o georeferenciamento das imagens NOAA. A evapotranspiração máxima estimada apresentou valores de ET_oTs de 5,41 mm/dia no verão (Dezembro/2003) e de 2,60mm/dia no inverno (Junho/2003). Detectou-se variações da ET_oTs em relação ao relevo e uso do solo. Os valores de ET_oTs estimados por sensoriamento remoto são similares aos obtidos em estações meteorológicas, com diferenças inferiores a $\pm 0,42$ mm/dia

¹ **Dissertação de Mestrado em Gerenciamento Ambiental**
Universidade do Vale do Rio dos Sinos – UNISINOS
Programa de Pós-Graduação em Geologia – PPGEO

Assessing Regional Evapotranspiration in a Guarani Aquifer System Occurrence Area – Vale do Rio dos Sinos – RS: an Application of Remote Sensing Techniques.²

Author: Juliano Schirmbeck

Adviser: Prof. Dr. Osmar Gustavo Wöhl Coelho

Co-adviser: Prof. Dr. Raúl Eduardo Rivas

ABSTRACT

The evapotranspiration (ET_o) assessment, main factor of the regional hydrologic balance, is an essential issue to evaluate the surficial infiltration and groundwater recharge, as well as for planning sustainable use. The satellite images allows a land use monitoring and a spatial analysis of the estimated ET_o, what is an improvement of evaluation in comparison with traditional techniques. In this way, this work deals with Landsat-TM, Landsat-ETM+ and NOAA-AVHRR images, as well with meteorological data and atmosphere radio profiles, estimating the maximum ET_oTs by adapting the Penman-Monteith model to remote sensing procedures. The results are showing an 950 meters horizontal precision off georeferencing NOAA – AVHRR images. The ET_oTs values obtained are about 5.41 mm/day in the summer (December/2003) and 2.60 mm/day in the winter (June/2003). An ET_oTs variation, related to land use and landscape, was detected. The values estimated by remote sensing techniques, with differences less than ± 0.42 mm/day, are similar those got by using meteorological station data.

² **Master Thesis ins Environment Management**
Universidade Vale do Rio dos Sinos - UNISINOS
Programa de Pós Graduação em Geologia – PPGEO

ÍNDICE

LISTA DE FIGURAS	vi
LISTA DE QUADROS	viii
RESUMO	ix
ABSTRACT	x
1 INTRODUÇÃO	1
2 CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA	2
3 OBJETIVOS	5
3.1 Objetivo principal	5
3.2 Objetivos específicos	5
4 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	6
4.1 Conceitos básicos	6
4.1.1 Evapotranspiração (ET)	6
4.1.1.1 Evaporação (E)	6
4.1.1.2 Transpiração (T)	7
4.1.2 Evapotranspiração potencial (ETP)	8
4.1.3 Evapotranspiração de cultivo de referência (ET _o)	8
4.1.4 Evapotranspiração de cultivo (ET _c)	9
4.1.5 Evapotranspiração real (ET _r)	9
4.1.6 Radiação	9
4.2 Técnicas de medidas e modelos de estimativa da evapotranspiração	11
4.2.1 Medidas diretas da evapotranspiração	11
4.2.2 Medidas indiretas da evapotranspiração	12
4.2.2.1 Tanque evaporimétrico	13
4.2.2.2 Sonda capacitiva	13
4.2.3 Modelos de estimativa da evapotranspiração	13
4.2.3.1 Estimativas da evapotranspiração a partir da temperatura	14
4.2.3.1.1 Modelo de Thornthwaite (1948).....	14
4.2.3.1.2 Modelo de Blaney e Criddle (1950).....	15
4.2.3.1.3 Modelo de Samani e Hargreaves(1985).....	16

4.2.3.2 Estimativa da evapotranspiração a partir da radiação.....	17
4.2.3.2.1 Modelo de Turc (1961).....	17
4.2.3.2.2 Modelo de Jensen e Haise (1963).....	18
4.2.3.2.3 Modelo de Priestley e Taylor (1972).....	18
4.2.3.3 Estimativa da evapotranspiração a partir do balanço e transferência de energia	19
4.2.3.3.1 Modelo de Penman (1948).....	19
4.2.3.3.2 Modelo de Penman Monteith (1965).....	21
4.2.4 Análise dos modelos.....	22
4.3 Sensoriamento remoto	23
4.3.1 Estimativa da evapotranspiração com aplicação de técnicas de sensoriamento remoto.....	25
5 LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA	33
5.1 Localização da área	33
5.2 Caracterização da área	33
5.2.1 Clima	33
5.2.2 Geologia	35
5.2.2.1 O Aquífero Guarani.....	37
5.2.3 Geomorfologia	37
5.2.4 Vegetação.....	38
5.2.5 Sócio economia	38
6. MÉTODO E TÉCNICAS	40
6.1 Concepção metodológica	41
6.2 Pré-processamento de imagens obtidas por sensoriamento remoto	46
6.2.1 Separação das bandas espectrais do sensor AVHRR	46
6.2.2 Correção geométrica das imagens	47
6.2.2.1 Correção geométrica por GLT	47
6.2.2.2 Correção por pontos de controle	47
6.2.3 Calibração das imagens	48
6.3 Estimativa de temperatura de superfície	50
6.4 Estimativa de evapotranspiração por sensores remotos.....	56
6.5 Equações complementares para estimativa dos parâmetros a e b	58
6.5.1 Pressão de saturação de vapor (e_a).....	59
6.5.2 Declividade da curva de pressão de vapor (Δ)	59
6.5.3 Pressão de vapor	59
6.5.4 Constante psicrométrica	60
6.5.5 Radiação solar	61
7 RESULTADOS OBTIDOS	64
7.1 Correção geométrica por <i>Geographic Lookup Table</i> (GLT)	64
7.2 Correção por pontos de controle.....	65
7.3 Determinação da emissividade da superfície	69
7.4 Determinação da temperatura de superfície	73
7.5 Determinação da evapotranspiração máxima (EToTs)	76
7.6 Análise de variações temporais da evapotranspiração máxima (EToTs).....	81
7.7 Análise das variações de estimativa de EToTs no espaço geográfico.....	82
7.8 Análise de erros relacionados a adoção de diferentes valores aos	

parâmetros a e b	83
7.9 Análise dos efeitos do relevo sobre a estimativa da evapotranspiração	84
7.10 Análise dos efeitos do uso atual do solo sobre a T_s e ET_oT_s	87
8 CONCLUSÃO.....	90
9 REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	92

1 INTRODUÇÃO

A evapotranspiração é um dos principais componentes do balanço hídrico, correspondendo a aproximadamente 2/3 da precipitação total mundial, é um fator-chave para avaliação e planejamento do uso sustentável dos recursos hídricos em âmbito regional.

A determinação da evapotranspiração tem aplicação em estudos de hidrologia superficial e hidrogeologia, projetos hidroagrícolas e de abastecimento urbano. No Vale do Rio dos Sinos, área de estudo do presente trabalho, há especial interesse na estimativa da evapotranspiração para avaliação da recarga do Sistema Aquífero Guarani – SAG, tema ainda inédito no Sul do Brasil. Entretanto, os métodos convencionais caracterizam-se por determinações pontuais da evapotranspiração, o que constitui uma limitação para a sua utilização em estudos regionais. Além disso, a escassez de dados hidrometeorológicos é fato comum em quase todo o território brasileiro.

A utilização de produtos de sensoriamento remoto, imagens de satélite, é uma tendência atual em estudos hidroclimatológicos, a qual propicia a espacialização de dados em forma de mapas de evapotranspiração, além de permitir a análise deste fenômeno em situações de escassez de informações hidrometeorológicas, porém a mesma não encontra-se difundida no Brasil. Neste contexto insere-se esta pesquisa, a qual utiliza imagens NOAA–AVHRR, para a estimativa da evapotranspiração, buscando aferir os resultados obtidos por comparação com aqueles provenientes de estações hidrometeorológicas.

2 CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA

A evapotranspiração, correspondendo em média a 64 % da precipitação mundial, mostra variações significativas entre as diferentes regiões, como se observa na figura 2.1, onde são apresentados valores reais de balanço hídrico. Através desta figura, verifica-se que a América do Sul apresenta os maiores índices de precipitação (P), e em consequência os maiores valores de escoamento superficial (Es) e de evapotranspiração(ET).

Por sua vez, a demanda de água por parte da atmosfera, denominada evapotranspiração máxima, é maior em continentes como a África (2.600 mm/ano), justamente onde a evapotranspiração real é extremamente baixa, devido a baixa disponibilidade hídrica do solo, ocasionada pela escassez de chuvas. A distribuição mundial da evapotranspiração pode ser observada na figura 2.2.

Na América do Sul a evapotranspiração representa mais de 50% do total das precipitações em praticamente todo seu território. No Brasil os índices de evapotranspiração se encontram entre 1100 mm/ano a 1800 mm/ano, podendo em alguns casos até passar deste limite em áreas mais áridas do nordeste do país.

No Rio Grande do Sul, dados publicados pelo IPAGRO (1989), correspondentes a uma série histórica de 1930 até 1960, indicam índices de evaporação que variam entre 1567 mm/ano até 727 mm/ano enquanto que o total de chuvas no estado varia entre 2162 mm/ano até 1162 mm/ano.

No Vale do Rio dos Sinos, área de estudo do presente trabalho, apresenta estimativas próximas aos valores mundiais, situando-se sua evapotranspiração potencial em torno de 61% do volume da precipitação anual (figura 2.3).

Na última década, períodos de estiagem tem ocorrido com frequência na região de estudo do presente trabalho, ocasionando problemas de abastecimento público. Devido aos períodos de estiagem, ou até mesmo a escassez hídrica natural em áreas elevadas, inúmeras indústrias e sistemas municipais de abastecimento tem recorrido aos recursos hídricos subterrâneos do Sistema Aquífero Guarani – SAG. Algumas cidades são abastecidas unicamente por este aquífero, cuja exploração situa-se comumente acima da recarga natural do sistema aquífero, levando a redução contínua das reservas subterrâneas.

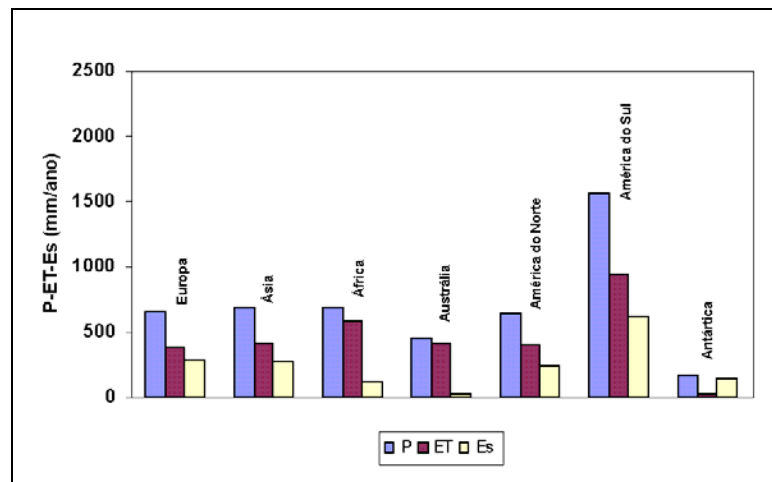


Figura 2.1 – Distribuição mundial da precipitação (P), evapotranspiração (ET) e escoamento superficial (Es) (modificado de Rivas, 2004)

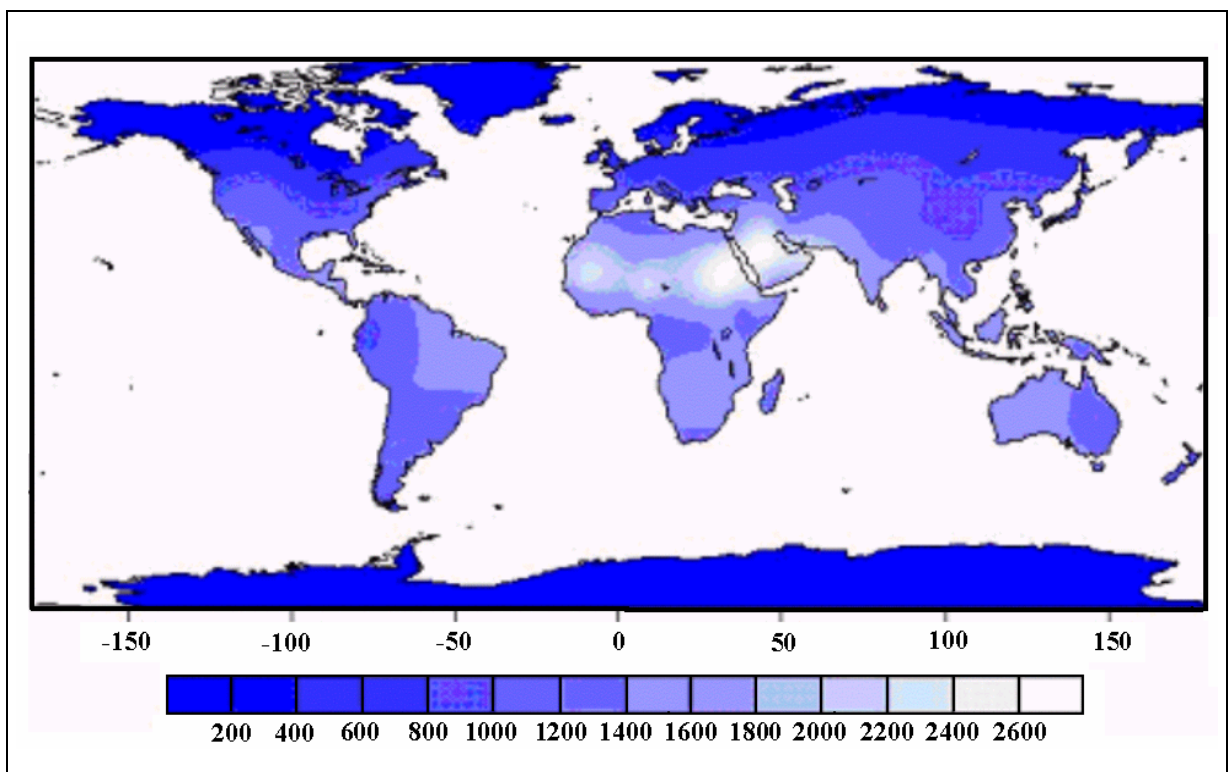


Figura 2.2 – Distribuição mundial da evapotranspiração (máxima demanda de água por parte da atmosfera a partir de um cultivo sadio ETo), expressos em mm/ano (Rivas, 2004)

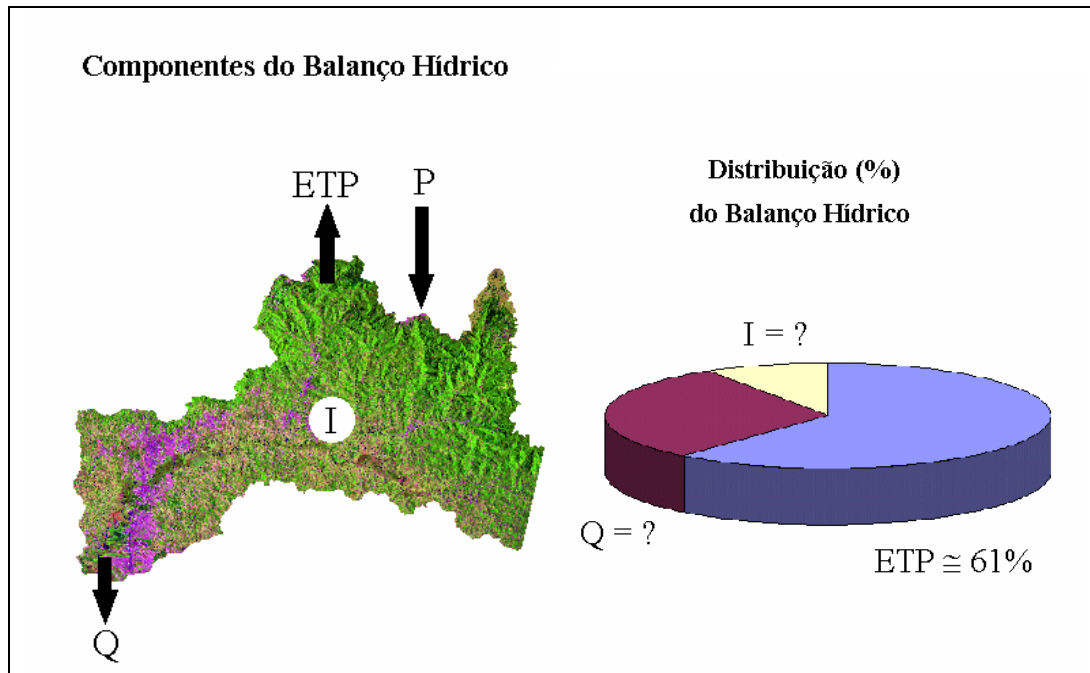


Figura 2.3 – Balanço hídrico no Vale do Rio dos Sinos, onde Q = deflúvio, I = infiltração, P = precipitação e ETP evapotranspiração potencial

Nesta situação estimativas de evapotranspiração são importantes para o planejamento do uso sustentável de recursos superficiais e subterrâneos, para o gerenciamento da atividade agrícola, bem como para estudos de mudanças climáticas globais.

A maior parte das metodologias de estimativa de evapotranspiração são de caráter pontual, esta característica conjugada a escassez de dados meteorológicos dificultam sobremaneira estudos em escala regional. Em contrapartida, o sensoriamento remoto é uma ferramenta que possibilita estes estudos apesar da deficiência de dados pontuais. A partir do sensoriamento remoto é possível estimar a máxima demanda de água por parte da atmosfera, ou seja a evapotranspiração máxima, a qual possibilita a estimativa da evapotranspiração real através de um balanço de massa (balanço hídrico do solo).

Os poucos estudos de estimativa de evapotranspiração com uso de imagens de satélite, existentes no Brasil, estão baseados em modelos de balanço de energia, os quais necessitam de dados que normalmente não encontram-se disponíveis, os torna não operacionais.

3 OBJETIVOS

Tendo em vista o problema caracterizado no capítulo, foram estabelecidos os seguintes objetivos.

3.1 Objetivo principal

Estimar a evapotranspiração máxima no Vale do Rio dos Sinos através da aplicação de técnicas de sensoriamento remoto, a qual em um futuro próximo possibilitará conhecer os índices de recarga do Sistema Aquífero Guarani.

3.2 Objetivos específicos

Analisa a disponibilidade de dados para a estimativa de evapotranspiração em escala regional no Vale do Rio dos Sinos.

Verificar a aplicabilidade de modelos de estimativa da evapotranspiração máxima com uso de dados de sensoriamento remoto no Vale do Rio dos Sinos.

Elaborar mapas de evapotranspiração máxima do Vale do Rio dos Sinos.

4 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

4.1 Conceitos básicos

As primeiras tentativas de descrição da evapotranspiração surgiram com a lei de transporte de massa, a qual foi enunciada por Dalton em 1802. As pesquisas sobre este fenômeno, cuja importância é vital para o gerenciamento sustentável dos recursos hídricos, intensificaram-se com os experimentos desenvolvidos por Thornthwaite (1948), Penman (1948), Turc (1961), Jensen e Haise (1963), Modelo Penman-Monteith (Monteith e Unsworth, 1990), Priestley e Taylor (1972), Jensen (1974), Hargreaves e Samani (1985). Muitas das técnicas de estimativa propostas por estes pesquisadores, as quais serão adiante analisadas, são ainda utilizadas.

4.1.1 Evapotranspiração (ET)

A evapotranspiração (ET) consiste no retorno da água no estado gasoso para a atmosfera, tanto através da evaporação do solo (E), como da transpiração das plantas (T). Este fenômeno pode ser visualizado no diagrama elaborado por Allen *et al.* (1998), expresso na figura 4.1.

4.1.1.1 Evaporação (E)

A evaporação (E) é o processo pelo qual a água líquida é convertida para vapor (vaporização), consumindo para isso uma determinada quantidade de energia. A água evapora de superfícies diversas como lagos, rios, pavimentos, solos e vegetação úmida, estando este fenômeno diretamente ligado aos fatores ambientais, como a radiação incidente, temperatura, umidade do ar e velocidade do vento.

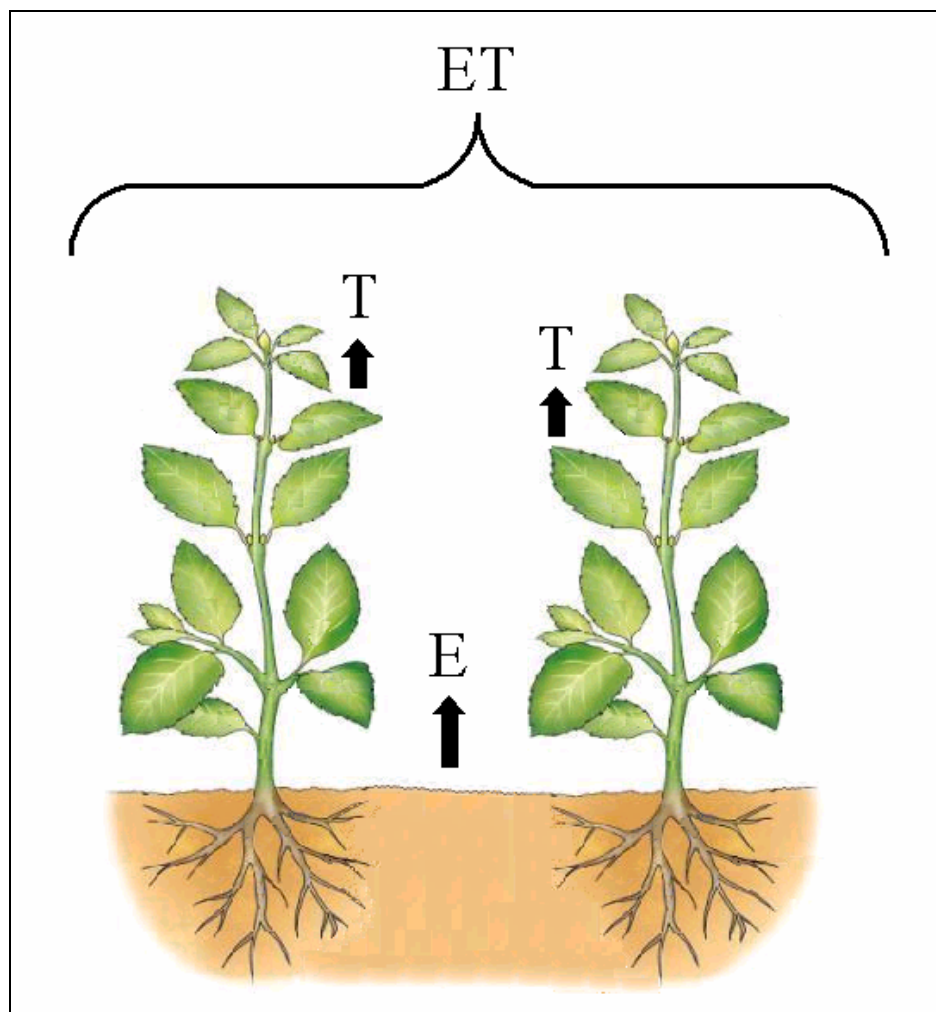


Figura 4.1 – Diagrama de evaporação (E) e transpiração (T).

4.1.1.2 Transpiração (T)

A transpiração (T) consiste na vaporização e remoção para a atmosfera da água contida no tecido vegetal (Allen *et al.*, 1998). No sistema solo-água-plantas, os vegetais constituem vias intermediárias de circulação d'água do solo para a atmosfera (Rivas, 2004). Na fase final de circulação no tecido vegetal, as plantas perdem água na forma de vapor, caracterizando assim a transpiração vegetal. A água retirada do solo é absorvida pelas plantas, atuando como um meio de transporte para os nutrientes e sendo quase totalmente eliminada pelo processo de transpiração vegetal. Gases e vapor d'água são liberados pelos estômatos localizados nas folhas das plantas, servindo este processo para eliminar calor da massa vegetal (Allen *et al.*, 1998).

Os processos de evaporação e transpiração dependem do clima, do conteúdo hídrico dos solos, bem como das características destes últimos e da cobertura vegetal. Na fase inicial de desenvolvimento da vegetação a evaporação da água do solo predomina sobre a transpiração,

enquanto, na medida em que a vegetação se desenvolve, a transpiração vegetal aumenta paulatinamente e passa a prevalecer sobre a evaporação (De Juan e Martín, 1993).

4.1.2 Evapotranspiração potencial (ETP)

O conceito de evapotranspiração potencial (ETP), popularizado por Thornthwaite (1948) definido como a máxima quantidade de água que pode evaporar de um solo completamente coberto por vegetação, encontrando-se esta em estado ótimo de desenvolvimento e o solo com sua plena disponibilidade hídrica.

Esta definição da evapotranspiração implica o seu controle por fatores meteorológicos, além das características do solo e da vegetação. Este conceito, além de nortear pesquisas regionais e globais da evapotranspiração (Delegido *et al.*, 1991; Choudhury *et al.*, 1994), tem sido utilizado como referência em aplicações práticas (Doorenbos e Pruitt, 1977).

O conceito de ETP é usual em estudos climáticos de escala mundial, nos quais a sua diferença em relação a precipitação ($P - ETP$) tem sido utilizada como indicador de aridez (Rivas, 2004).

4.1.3 Evapotranspiração de cultivo de referência (ET_o)

Com a finalidade de reduzir ambigüidades de interpretação sobre a máxima demanda de água pela atmosfera, uma vez que o conceito de ETP é bastante amplo, surgiu o conceito de ET_o, que é a evapotranspiração máxima de um cultivo de referência. Os conceitos de ET_o e ETP são similares, sendo apresentados como equivalentes por Mckenney e Rosenberg (1993). Entretanto, de fato, estes se diferenciam pela aplicação da ET_o a um cultivo específico, enquanto o conceito de ETP tem aplicação genérica. (Burman e Pochop, 1994, Sánchez, 1992).

Ainda, analisando-se os conceitos propostos por diversos autores, há alguma controvérsia com relação ao estabelecimento do cultivo de referência. Segundo Doorenbos e Pruitt (1977) utilizam-se gramíneas por convenção, entretanto, outros autores como Jensen *et al.* (1990) propõem a utilização de alfafa. Por último, com base na equação do modelo Penman-Monteith, há a proposição de uma superfície hipotética com características específicas. Nesta última proposta, a ET_o é definida como a taxa de evapotranspiração de um

cultivo hipotético em perfeitas condições, com uma altura de 12 cm e em fase de crescimento, o qual deve proporcionar uma cobertura total do solo em uma área extensa e com boa disponibilidade de água. A partir destas condições, definem-se características específicas para a superfície proposta, como uma resistência de cultivo de 70 sm^{-1} e um albedo de 0,23 (Allen *et al.*, 1998). A resistência de cultivo refere-se ao grau de oposição da vegetação a perda de água em forma de vapor e o conceito de albedo é fornecido adiante no item 4.1.6.

4.1.4 Evapotranspiração de cultivo (ET_c)

O conceito ET_o permite o estabelecimento da evapotranspiração de distintos cultivos (ET_c), o que é obtido pela aplicação de um coeficiente adimensional (k_c), para cada cultivo específico, conforme equação 4.1 (Allen *et al.*, 1998).

$$ET_c = k_c \cdot ET_o \quad (4.1)$$

O coeficiente de cultivo k_c , determinado experimentalmente, expressa a relação entre a evapotranspiração do cultivo em estudo e a do cultivo de referência. Para a determinação do k_c são consideradas características do cultivo em estudo, assim como o clima a disponibilidade hídrica e o manejo agrícola. (Doorenbos e Pruitt, 1977, Hupet e Vanclooster, 2001).

4.1.5 Evapotranspiração real (ET_r)

O processo de evapotranspiração nem sempre ocorre conforme as características hipotéticas consideradas. Por este motivo utiliza-se o conceito de evapotranspiração real (ET_r), o qual retrata a quantidade de água verdadeiramente perdida para atmosfera em forma de vapor pelo sistema solo-água-planta. A ET_r tende a ser menor que a ETP e, em alguns casos, pode igualar-se a esta. Apenas em situações extremas a ET_r pode ser maior que a ETP, como ocorre logo após uma chuva, em virtude da evaporação da água interceptada pelas plantas (Entraigas *et al.*, 2001, Inoue e Moran, 1997).

4.1.6 Radiação

A fonte de energia responsável pela ocorrência da evapotranspiração provém da radiação solar. Este parâmetro é tido como base em uma série de modelos de estimativa ET.

Por este motivo serão abaixo apresentados alguns distintos conceitos de radiação.

De acordo com Plana-Fattori e Ceballos (1997) a radiação consiste na transferência de energia através da propagação de ondas eletromagnéticas ou fótons. O termo radiação é usualmente aplicado a irradiância, que é o fluxo ou quantidade de energia que atravessa uma superfície por unidade de tempo.

* Radiação de onda curta – conceito usualmente relacionado a irradiância solar. Indica a radiação com comprimento de onda inferior a $5\mu\text{m}$ ou algum valor próximo (Plana-Fattori e Ceballos, 1997).

* Radiação de onda longa – conceito usualmente relacionado a irradiância, normalmente associada ao espectro de emissão terrestre. Indica a radiação, com comprimento de onda superior a $5\mu\text{m}$ ou a algum valor próximo (Plana-Fattori e Ceballos, 1997).

* Radiação direta – conceito freqüentemente aplicado à irradiância direta, está relacionado com a radiação de onda curta que incide diretamente sobre a superfície de análise. Pode ser avaliada como a diferença entre a radiação global e a radiação difusa (Plana-Fattori e Ceballos, 1997).

* Radiação difusa – conceito freqüentemente aplicado à irradiância difusa, está relacionado com a radiação de onda curta. Consiste na irradiância descendente numa superfície horizontal, decorrente do espalhamento do feixe solar direto pelos constituintes atmosféricos (moléculas, material particulado, nuvens, etc). Pode ser avaliada experimentalmente empregando-se piranômetros equipado com dispositivos de sombreamento do disco solar (Plana-Fattori e Ceballos, 1997).

* Radiação global – refere-se à radiação de onda curta que chega a superfície terrestre, constituindo na radiação solar direta e na radiação difusa na atmosfera (Plana-Fattori e Ceballos, 1997).

* Radiação refletida – refere-se a radiação que é desviada para seu hemisfério de origem. Isto ocorre por reflexão superficial ou por retro espalhamento devido a gases e partículas em suspensão, ou ainda por ambos os fenômenos simultaneamente. Este conceito aplica-se geralmente a radiação de onda curta (Plana-Fattori e Ceballos, 1997).

* Radiação líquida – designação freqüente para o saldo do balanço de radiação, é a

quantidade de energia realmente disponível na superfície terrestre para os processos ambientais. Consiste soma da radiação líquida de onda curta e a radiação líquida de onda longa. Estas últimas por sua vez, referem-se à diferença entre as radiações incidente e refletida, nos respectivos comprimentos de onda (Rivas, 2004). A radiação líquida pode ser avaliada experimentalmente, empregando-se para isso um arranjo de piranômetros, orientados verticalmente e em sentidos opostos (zênite e nadir) (Plana-Fattori e Ceballos, 1997).

* Albedo – designação freqüentemente aplicada à refletância total, considerando-se o quociente entre os fluxos refletido e incidente, ambos integrados sobre todo o espectro solar. Pode ser aplicado a um planeta, admitindo a denominação albedo esférico. Como também referir-se a um ponto na superfície deste ou acima dela (Plana-Fattori e Ceballos, 1997).

4.2 Técnicas de medidas e modelos de estimativa da evapotranspiração

Nesta sessão apresenta-se metodologia de medição direta e indireta da evapotranspiração bem como modelos de estimativa.

Os modelos de estimativa apresentados vão desde modelos simples baseados apenas em dados de temperatura até modelos complexos que necessitam de características de vegetação e uma série de dados meteorológicos.

4.2.1 Medidas diretas da evapotranspiração

O uso de lisímetros é a única forma de medir a evapotranspiração real, os quais são utilizados amplamente para validar modelos de estimativa deste fenômeno (Fernández, 1995). Trata-se de tanques enterrados, preenchidos com solo e cobertos por vegetação, de forma a reproduzir as características locais. Em função da forma de obtenção dos índices de evapotranspiração, podem ser divididos em dois grandes grupos, os lisímetros de balanço de massa, a quantidade de água evapotranspirada é obtida por variação de massa, sendo o tanque instalado sobre uma balança (Figura 4.2) e os lisímetros de balanço hídrico ou de drenagem, nos quais monitora-se a quantidade de água que é drenada do tanque (Figura 4.3).

A utilização de lisímetros apresenta grandes dificuldades técnicas e altos custos de implementação o que muitas vezes os torna inviáveis. Além disso, como os valores obtidos por lisímetro são pontuais, seu uso é bastante restrito em trabalhos regionais de estimativa de

ETr, onde normalmente ocorrem diferentes coberturas vegetais.

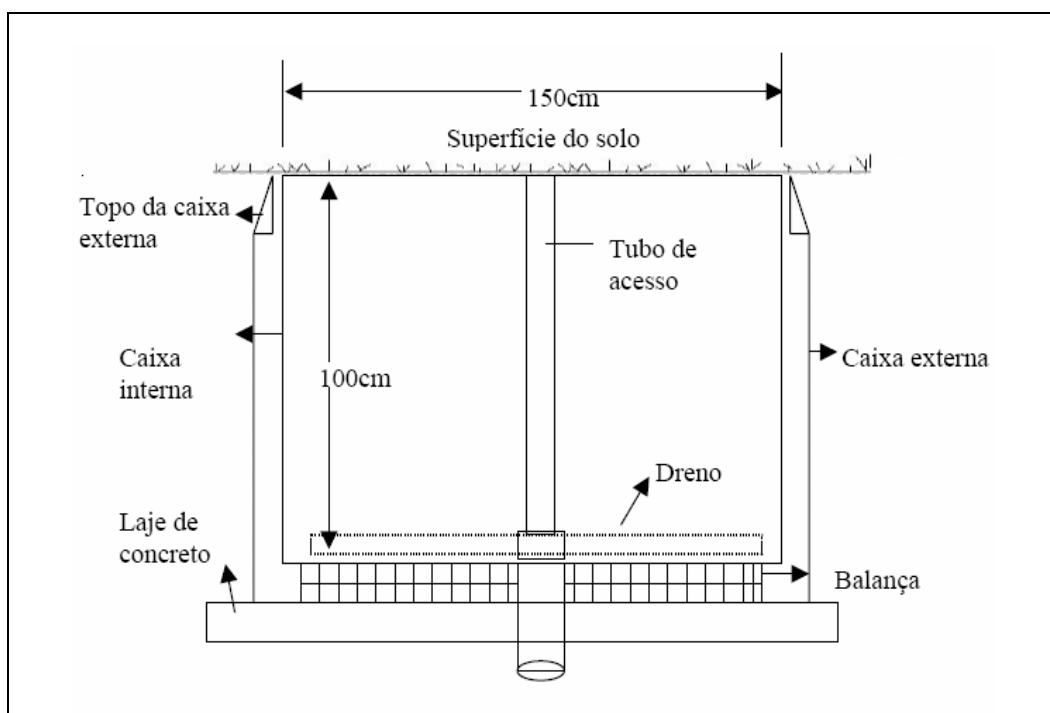


Figura 4.2 – Lisímetro de balanço de massa (modificado de Bolen *et al.*, 2001)

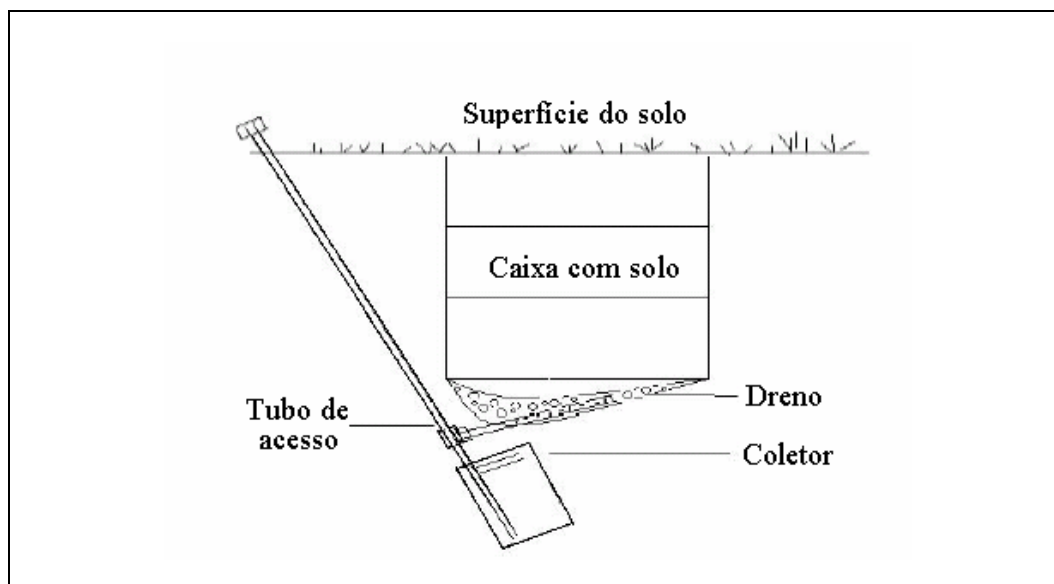


Figura 4.3 – Lisímetro de balanço hídrico (modificado de Bolen *et al.*, 2001)

4.2.2 Medidas indiretas da evapotranspiração

Estes métodos consistem em medida de parâmetros relacionados com a evapotranspiração, a partir dos quais é possível calcular a evapotranspiração.

4.2.2.1 Tanque evaporimétrico

Os tanques evaporimétricos não proporcionam medidas diretas da evapotranspiração, uma vez que a informação obtida é a quantidade de água evaporada por uma lâmina d'água livre. Pode haver evaporação durante a noite, devido a energia armazenada no tanque durante o dia, ocasionando distorções nos resultados, uma vez que a evapotranspiração dos cultivos é mínima no período noturno. Para que sejam obtidos índices de evapotranspiração, são necessários ajustes por meio de equações que consideram variáveis como velocidade do vento e umidade relativa do ar.

O modelo de tanque evaporimétrico mais usado é o tanque classe A (Figura 4.7), que consiste em um recipiente circular, normalmente de aço galvanizado, com 1,21 m de diâmetro e 25,4cm de profundidade. O tanque é instalado sobre um estrado de madeira a 10cm de altura e cheio de água, de forma que o nível interno d'água fique a 5 cm da borda superior e sua oscilação máxima seja de 2,5 cm.

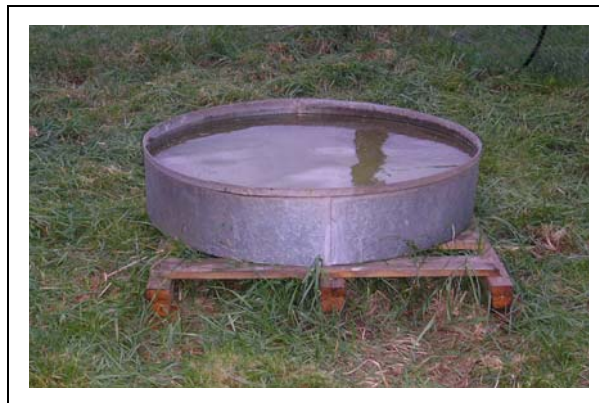


Figura 4.4 – Tanque classe A

4.2.2.2 Sonda capacitiva

Medidas indiretas de ET_r são também obtidas com o uso de sondas capacitivas, executando-se medições ao longo do tempo, as quais permitem determinar a quantidade de água perdida pelo solo. Esta técnica apresenta como deficiência o fato da água não ser perdida somente por evapotranspiração, mas também por infiltração (Weinzettel e Usunoff, 2001).

4.2.3 Modelos de estimativa da evapotranspiração

Os modelos de estimativa a seguir apresentados são todos de caráter pontual, os

mesmos nos possibilitam conhecer a evolução dos estudos deste fenômeno.

4.2.3.1 Estimativas de evapotranspiração a partir da temperatura

Os primeiros modelos que surgiram para estimar os índices de evapotranspiração se basearam apenas na temperatura do ar. Trata-se de modelos de estimativa relativamente simples, uma vez que necessitam apenas da temperatura média do ar no período considerado, podendo-se também utilizar as temperaturas máximas e mínimas.

4.2.3.1.1 Modelo de Thornthwaite (1948)

Objetivando estabelecer regimes de excesso ou escassez de água ao longo de um ano, Thornthwaite (1948) introduziu o conceito de evapotranspiração potencial (ETP). Este pesquisador propôs a execução de um balanço hídrico a partir das diferenças entre precipitação e evapotranspiração. O modelo proposto para a evapotranspiração potencial, relaciona resultados experimentais com temperaturas médias mensais do ar, resultando na equação 4.2 apresentada por (Sánchez, 1999).

$$etp = 16 \times \left(\frac{10 \times Tm}{I} \right)^a \quad (4.2)$$

onde:

etp = evapotranspiração potencial teórica, expressa em $mm/mês$, correspondente a um dia com 12 horas de luminosidade;

Tm = temperatura média mensal do ar, expressa em $^{\circ}C$;

I = índice de calor anual calculado a partir da equação 4.3, adimensional;

a = fator obtido a partir do índice de calor (I) com a equação 4.4, adimensional.

$$I = \sum_{i=1}^{i=12} \left(\frac{Tm_i}{5} \right)^{1,51} \quad (4.3)$$

onde:

Tm_i = temperatura média do mês do ar expressa em $^{\circ}C$.

$$a = 0,492 + 0,0179 \times I - 0,0000771 \times I^2 + 0,000000675 \times I^3 \quad (4.4)$$

Tendo em vista que a relação empírica encontrada por Thornthwaite (1948) considera um mês de 30 dias e 12 horas diárias de sol, torna-se necessário ajustar a ETP para o número de dias do mês e as horas diárias de sol na latitude considerada. Para isto utiliza-se a equação 4.5.

$$ETP = etp \times K \quad (4.5)$$

onde:

ETP = evapotranspiração potencial na latitude considerada, expressa em $mm/mês$;

etp = evapotranspiração potencial teórica correspondente a um mês de 30 dias com 12 horas de sol por dia, expressa em $mm/mês$;

K = fator de correção em função da latitude considerada, adimensional.

O modelo de Thornwaite (1948), uma vez que foi validado com dados de lisímetros instalados em latitudes médias e clima temperado, onde são abundantes as chuvas de verão, não se adapta satisfatoriamente às regiões com clima árido ou semiárido. Esta é uma das principais limitações deste modelo (Sánchez, 1999).

4.2.3.1.2 Modelo de Blaney e Criddle (1950)

O modelo desenvolvido por Blaney e Criddle (1950), baseado na temperatura média mensal do ar e de horas de sol, permite estimar a quantidade de água necessária para irrigação de determinados cultivos, conceito que os autores denominam como uso consuntivo (U) (Martim 1983). De acordo com Bruman e Pochop (1994) e Fernández (1995), conceito de uso consuntivo é considerado equivalente a evapotranspiração potencial.

Este modelo fundamenta-se no cálculo da água necessária para um determinado cultivo, a partir da temperatura do ar, das horas de luz solar e da cobertura vegetal, de acordo com Sánchez, (1999) o uso consuntivo pode ser obtido a través da equação 4.6.

$$U = K \times P \times (0,457 \times Tm + 8,13) \quad (4.6)$$

onde:

U = uso consuntivo, expresso em $mm/mês$;

K = coeficiente empírico, adimensional;

P = porcentagem mensal de horas de luz em relação ao ano;

T_m = temperatura média do ar, expressa em $^{\circ}C$.

O coeficiente K é específico para cada cultivo e depende somente da fase de desenvolvimento do mesmo.

Este modelo pode ser aplicado a períodos mensais e apresentam bons resultados para regiões com clima semi-árido, condições nas quais foi desenvolvido. Com o ajuste fornecido pelo coeficiente K é possível aplicar o modelo Blaney e Criddle (1950) para outras áreas (García e González, 1964). Este modelo foi desenvolvido no oeste dos estados unidos e o mesmo tem diversas aplicações na região do Mediterrâneo e na Espanha (Sánchez, 1999).

4.2.3.1.3 Modelo de Samani e Hargreaves (1985)

A proposta de Samani e Hargreaves (1985) incorpora, além das temperaturas mínima, média e máxima do ar, a radiação solar recebida em uma superfície horizontal na parte externa da atmosfera. O fator de radiação considerado é função da latitude e do período do ano. A evapotranspiração potencial (ETP), conforme a equação 4.7, pode ser estimada para períodos diários (McKenney e Rosenberg, 1993) :

$$ETP = 0,00094 \times R_a \times T_m \times (T_{\max} - T_{\min})^{1/2} \quad (4.7)$$

onde:

ETP = evapotranspiração potencial, expressa em mm/dia ;

R_a = radiação diária extraterrestre, expressa em mm/dia (significando o valor energético dividido pelo calor latente de vaporização da água);

T_m = temperatura média diária do ar, expressa em graus Fahrenheit;

T_{\max} = temperatura máxima diária do ar, expressa em graus Fahrenheit;

T_{\min} = temperatura mínima diária do ar, expressa em graus Fahrenheit.

Os resultados obtidos são considerados aceitáveis quando comparados com outras técnicas de estimativa da evapotranspiração a partir da temperatura do ar (McKenney e Rosenberg, 1993).

4.2.3.2 Estimativa da evapotranspiração a partir da radiação

Esta baseia-se no fato de que ambas estão intimamente relacionadas, uma vez que a maior parte da energia, que alimenta o processo de evapotranspiração provém da radiação solar incidente.

Este tipo de estimativa não considera características de superfície e variações climáticas (Rosenberg *et al.*, 1983), utiliza entretanto dados climáticos e de radiação, cuja a escassez torna este modelo de difícil aplicação. Esta carência de informações pode ser suprida, em alguns casos, por estimativas empíricas da radiação (Sánchez, 1999).

4.2.3.2.1 Modelo de Turc (1961)

Tomando por base dados provenientes de resultados experimentais de lisímetros e balanços hídricos em algumas regiões da França, Escócia, e África do Norte, Turc (1961) propôs uma técnica de estimativa da evapotranspiração baseada na radiação solar global, na temperatura média e na umidade relativa do ar, sendo esta última utilizada diferenciadamente para valores superiores ou inferiores a 50% de umidade relativa. As estimativas para ambos os teores de umidade do ar, segundo Sánchez (1999), são apresentadas a seguir nas equações 4.8 e 4.9:

Estimativa da ETP para umidade relativa acima de 50%:

$$ETP = 0,4 \times (R_i + 50) \times \left(\frac{T_m}{T_m + 15} \right) \quad (4.8)$$

onde:

ETP = evapotranspiração potencial, expressa em *mm* pelo período de tempo considerado;

R_i = radiação global incidente, expressa em *cal/cm²/dia*;

T_m = temperatura média do ar expressa em *°C*.

Estimativa de ETP para umidade relativa abaixo de 50%:

$$ETP = 0,4 \times (R_i + 50) \times \left(\frac{T_m}{T_m + 15} \right) \times 1 + \left(\frac{50 - HR_m}{70} \right) \quad (4.9)$$

onde:

ETP = evapotranspiração potencial, expressa em mm pelo período de tempo considerado;

R_i = radiação global incidente, expressa em $cal/cm^2/dia$;

T_m = temperatura média do ar, expressa em $^{\circ}C$;

HR_m = umidade relativa do ar média para o período, expressa em %.

4.2.3.2.2 Modelo de Jensen e Haise (1963)

Este modelo foi desenvolvido a partir de dados obtidos em regiões áridas no oeste dos Estados Unidos. São utilizados índices de radiação solar, os quais subestimam os valores de evapotranspiração do cultivo de referência (alfafa) em condições advectivas apresentando, entretanto bons resultados em situações não advectivas. A quantificação da ETP por este modelo, conforme Sánches (1999), está expressa na equação 4.10.

$$ETP = R_s \times (0,025 \times T_m + 0,08) \quad (4.10)$$

onde:

ETP = evapotranspiração potencial, expressa em mm/dia ;

R_s = radiação solar incidente, expressa em mm/dia ;

T_m = temperatura média diária, expressa em $^{\circ}C$.

4.2.3.2.3 Modelo Priestley e Taylor (1972)

Utilizando a radiação líquida, Priestley e Taylor (1972), propõem a incorporação do déficit de pressão de vapor para a estimativa da ETP. Este modelo, segundo Sánches (1999), proporciona estimativas diárias e apresenta bons resultados para regiões de clima úmido sendo a evapotranspiração potencial obtida através da equação 4.11.

$$ETP = \alpha \times \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \times R_n \quad (4.11)$$

onde:

ETP = evapotranspiração potencial, expressa em *mm/dia*;

α = coeficiente de evaporação;

Δ = coeficiente angular de curva de saturação de vapor/temperatura, expressa em *kPa/°C*;

γ = constante psicométrica, expressa em *kPa/°C*;

R_n = radiação líquida, expressa em *mm/dia*.

Alguns pesquisadores relacionam o coeficiente α com a temperatura média, enquanto outros o relacionam com características da superfície e com a umidade do solo ou com diferentes coberturas vegetais (Choudhury *et al.*, 1994).

4.2.3.3 Estimativa da evapotranspiração a partir do balanço e transferência de energia

Baseados em equações de balanço de energia e na transferência de vapor, alguns autores buscaram descrever o processo de evapotranspiração considerando fatores aerodinâmicos e de radiação. Estes modelos são conhecidos como modelos combinados, pois combinam os princípios físicos do processo de evapotranspiração com a aplicação de algumas variáveis empíricas, obtendo-se desta forma uma precisão inferior aos métodos teóricos, os quais baseiam-se integralmente em princípios físicos. Em contrapartida, os métodos combinados apresentam grande aplicabilidade e difusão de seu uso.

4.2.3.3.1 Modelo de Penman (1948)

Com seu modelo original, Penman (1948) formulou a primeira equação com base física para determinação da evapotranspiração potencial. Este modelo preconiza o cálculo prévio da evaporação potencial de uma lâmina d'água livre (E), a qual é convertida para evapotranspiração potencial de uma superfície com cobertura vegetal (ETP). Para isto, utiliza-se um coeficiente de redução (f) obtido empiricamente, conforme expresso na equação 4.12 (Sánchez, 1999).

$$ETP = f \times E \quad (4.12)$$

onde:

ETP = evapotranspiração potencial, expressa em mm/dia ;

f = coeficiente de redução;

E = evaporação potencial de uma superfície d'água livre, expressa em mm/dia

e se calcula com:

$$E = \frac{\frac{\Delta}{\gamma} \times R_n + E_a}{\Delta} \quad (4.13)$$

onde:

Δ = coeficiente angular da curva de saturação de vapor/temperatura, expressa em $kPa/^\circ C$;

γ = constante psicométrica, expressa em $kPa/^\circ C$;

R_n = radiação líquida, expressa em mm/dia ;

E_a = velocidade de difusão do vapor d'água, expressa em mm/dia , e determinada por:

$$E_a = 0,35 \times (0,5 + 0,54 \times U_2) \times (e_s - e_a) \quad (4.14)$$

onde:

U_2 = velocidade do vento, expressa em m/s ;

$(e_s - e_a)$ = déficit de pressão de vapor, expresso em kPa .

O coeficiente de redução f varia de acordo com os meses do ano, sendo:

- 0,6 para os meses de novembro a fevereiro;
- 0,7 para março, abril, setembro e outubro;
- 0,8 para os meses de maio a agosto.

Para um período de análise anual pode ser usado um único coeficiente de 0,75 (Sánchez, 1999).

4.2.3.3.2 Modelo Penman Monteith (1965)

A equação de estimativa de evapotranspiração de cultivo de referência, proposta por Penman (1948), foi adotada e modificada por Monteith em 1965 segundo Monteith e Unsworth (1990).

As modificação consiste na introdução de características da vegetação através dos conceitos de resistência da vegetação e a resistência aerodinâmica. Em termos gerais, a resistência da vegetação pode ser comparada ao grau de oposição da vegetação a perda de água em forma de vapor, a qual varia de acordo com o tipo de vegetação e sua fase de desenvolvimento. Por outro lado, a resistência aerodinâmica é a força que o ar necessita exercer para a difusão ou transporte de vapor e calor da superfície evaporante.

Este modelo consiste na estimativa do fluxo de calor latente, o qual pode ser transformado em unidades de água evapotranspirada com a aplicação da equação 4.21. Este novo modelo recebeu o nome de Penman-Monteith e tem sido um dos modelos mais confiáveis para estimativas diárias e mensais de cultivos de referência (Jensen *et al.*, 1990).

O modelo de Penman-Monteith foi formulado para estimar a evapotranspiração para curtos intervalos de tempo, como horas ou dias, o que constitui outra de suas particularidades (Bruman e Pochop, 1994).

A equação em sua forma original, segundo Monteith e Unsworth, (1990), é apresentada na equação 4.15.

$$\lambda ET_o = \frac{\Delta \times (R_N - G) + \rho \times C_p \times \frac{(e_a - e_d)}{r_a}}{\Delta + \lambda \times \left(1 + \frac{r_c}{r_a}\right)} \quad (4.15)$$

onde:

λET_o = fluxo de calor latente, expresso em $MJ/m^2/t$, sendo t o período para o qual se estima a evapotranspiração;

Δ = inclinação da curva de pressão de vapor, expresso em $kPa/^\circ C$;

R_N = radiação neta, expresso em $MJ/m^2/t$;

G = fluxo de calor do solo, expresso em $MJ/m^2/t$;

ρ = densidade do ar, expresso em kg/m^3 ;

C_p = calor específico do ar úmido a uma pressão constante, expresso em $MJ/kg/^\circ C$;

e_a = pressão de vapor do ar, expresso em kPa ;

e_d = pressão de saturação de vapor, expresso em kPa ;

r_a = resistência aerodinâmica, expresso em t/m ;

λ = calor latente de vaporização, expresso em MJ/kg ;

r_c = resistência do cultivo, expresso em t/m .

4.2.4. Análise dos modelos

As técnicas de estimativa da evapotranspiração a partir da temperatura, embora de baixa confiabilidade, são úteis quando não se dispõe de outros dados meteorológicos (McKenney e Rosenberg, 1993). Rivas (2004) e Sánchez (1999) apontam estes modelos como bons indicadores de índices de aridez de uma região.

O modelo de Thornthwaite (1948) apresenta maior difusão de uso pelo fato de o mesmo possibilitar a estimativa da evapotranspiração potencial a partir de apenas a temperatura média mensal do ar, bem como pela sua fácil aplicação, no Brasil o mesmo foi utilizado em trabalhos desenvolvidos por Pinheiro *et al.* (2005) e Victoria *et al.* (2005).

Allen (1998) apresenta o modelo de Turc (1972) como uma alternativa viável, dentre os modelos de estimativa da evapotranspiração potencial a partir de dados de radiação, quando não se tem disponíveis dados que possibilitem a aplicação de algum outro modelo com maior embasamento teórico (Penman-Monteith). Este modelo normalmente sobreestima os índices de evapotranspiração, o que possibilita uma avaliação com um caráter mais crítico.

Dentre os modelos anteriormente apresentado o que tem a melhor base física é o modelo Penman-Monteith, o mesmo requer maior quantidade de informações, ou seja, considera muitos dos fatores que influenciam a evapotranspiração. Este, além de necessitar dados climáticos comuns, utiliza ainda a radiação líquida e características da vegetação, como sua altura e índice de área foliar. Com estes últimos, é possível calcular os parâmetros de

resistência aerodinâmica e da vegetação.

Jensen *et al.* (1990) realizou uma comparação de estimativa de evapotranspiração para períodos mensais e diários, com medidas efetuadas com lisímetros em 11 localidades com variadas condições climáticas. Os resultados apontam que, para períodos mensais, o modelo Penman-Monteith apresenta os menores erros entre 19 modelos analisados e para estimativa em períodos diários também apresentou os menores erros entre 13 modelos analisados que permitem a estimativa a nível diário.

Diversos autores apresentam o modelo Penman-Monteith como o mais confiável para estimativas em escala local e tendo em vista a aplicação do mesmo em distintas regiões do mundo considerou-se o mesmo como o mais adequado para a aplicação no Vale do Rio dos Sinos.

As estimativas pontuais de evapotranspiração, devido às dificuldades de extrapolação e espacialização dos dados, apresentam utilidade limitada para os estudos regionais e de planejamento de bacias hidrográficas. Apenas em alguns casos a espacialização de estimativas pontuais pode ser aplicada. O sensoriamento remoto, por coletar dados distribuídos no espaço geográfico de interesse, surge como alternativa para solucionar as deficiências apresentadas estimativas pontuais de evapotranspiração (Boegh *et al.* 2002 e Rivas, 2004).

4.3 Sensoriamento remoto

A técnica de obtenção de informação de um objeto sem estar em contato com o mesmo é definida como sensoriamento remoto. Porém para obtenção de informações de um determinado objeto é necessário obter algum tipo de interação, neste caso temos a interação de ondas eletromagnéticas, ou seja, o sensor remoto é capaz de medir as ondas eletromagnéticas refletidas ou emitidas pelo objeto.

Com os avanços da pesquisa espacial foi possível embarcar sensores remotos em satélites os quais nos brindam com a aquisição de dados da superfície terrestre. O sensoriamento remoto, desde sua criação vem sendo considerado como uma ferramenta de apoio a diferentes áreas científica. Seu maior impacto é gerado em estudo de escala global, pois possibilita estimar com um bom grau de precisão a distribuição espacial e temporal da cobertura vegetal do planeta, da temperatura de superfície dos oceanos, determinação de áreas cobertas por gelo, efeitos de desertificação (Boegh *et al.* 2002).

Atualmente o sensoriamento remoto apresenta benefícios não somente em escala global, mas também em escala regional, permitindo fazer: estimativas de produtividade, determinação de áreas atingidas por estiagem, comportamento de cultivo em regiões irrigadas, bem como o mapeamento de usos do solo, dentre outras tantas aplicações possíveis (Lo Seen Chong *et al.* 1993; Sandholt *et al.* 2002, Goward *et al.* 2002, Pallone Filho *et al.* 2003 Victória *et al.* 2005, Faria *et al.* 2005).

Os sensores embarcados em satélites monitoram a energia eletromagnética refletida ou emitida pela superfície em distintos comprimentos de onda. Para estimativas de evapotranspiração os satélites nos brindam com informações do espectro termal, que possibilitam conhecer a temperatura da superfície e com informações do visível, infravermelho próximo e médio os quais nos possibilitam identificar o estado da cobertura vegetal.

Dentre os diversos satélites e sensores que se encontram operacionais atualmente o sensor AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*) que se encontra a bordo dos satélites da série NOAA (*National Oceanic Atmospheric Administration*), nos brindam com informações que possibilitam gerar uma série de estudos de caráter ambiental (estudos acima citados). Este sensor possui cinco bandas que monitoram a radiação eletromagnética refletida e emitida pela superfície terrestre nos intervalos de comprimentos de 0,58-0,68 μm , 0,725-1,10 μm , 3,55-3,93 μm , 10,3-11,3 μm , 11,5-12,5 μm . As imagens obtidas por este sensor têm uma resolução espacial de 1,1 km x 1,1 km em nadir, as imagens obtidas tem uma largura superior a 2 km o que possibilita que cada satélite obtenha ao menos 1 imagem a cada 12 horas, de uma determinada área de estudo (NOAA User Guide, 1998).

Do ponto de vista econômico, o uso das imagens NOAA – AVHRR caracteriza-se como uma das melhores alternativas, pois estas são fornecidas sem custos e o protocolo de comunicação com o satélite é aberto, o que permite a instalação de estações de recepção de imagens sem necessidade de autorização prévia.

Muitos pesquisadores, como por exemplo Jackson *et al.* (1977), Price (1989), Seguin e Itier (1983), Kustas (1990), Barret e Curtis (1992), Choudhury *et al.* (1994), Brasa *et al.* (1998), Caselles *et al.* (1998) e Chandralapa e Wimalasuriya (2003), vêm desenvolvendo modelos de estimativa da evapotranspiração, aos quais utilizam informações obtidas por sensoriamento remoto. A variabilidade espacial, bem como a qualidade e aplicação dos dados

obtidos por sensoriamento remoto, são aspectos importantes para a extrapolação de medidas pontuais de evapotranspiração em escala regional (Rivas 2004).

4.3.1 Estimativa da evapotranspiração com aplicação de técnicas de sensoriamento remoto

Grande parte dos estudos realizados usam modelos unidimensionais para a descrição da radiação e dos mecanismos de condução, os quais influenciam na temperatura de superfície e no balanço de energia. Este modelos estão baseados no princípio de conservação da energia, conforme proposto por Brutsaert (1984):

$$R_N + G + H + \lambda ET = 0 \quad (4.18)$$

onde:

R_N = radiação líquida no nível da superfície, expressa em $MJ/m^2/t$, sendo t o período para o qual se efetua o balanço de energia;

G = fluxo de calor no solo, expresso em $MJ/m^2/t$;

H = fluxo de calor sensível, expresso em $MJ/m^2/t$;

λET = fluxo de calor latente, expresso em $MJ/m^2/t$.

Muitos estudos, os quais utilizam a equação de balanço de energia conjugada com aplicações de sensoriamento remoto, consideram que a radiação líquida (R_N) e o fluxo de calor no solo (G) são conhecidos ou então facilmente determinados. Enquanto os termos, H e λET , são quantidades de fluxo turbulento de calor, normalmente difíceis de estimar. Na maior parte dos casos H e λET são obtidos por modelos de fluxo unidimensional, analogamente a lei de Ohm, podendo ser estimados a partir das equações 4.19 e 4.20, (Friedl, 2002).

$$H = \frac{\rho \cdot C_p}{r_a} \cdot (T_o - T_a) \quad (4.19)$$

onde:

H = fluxo de calor sensível, expresso em $MJ/m^2/t$, sendo t o período de análise;

ρ = densidade do ar, expressa em kg/m^3 ;

C_p = calor específico do ar úmido a uma pressão constante, expresso em $MJ/kg/^\circ C$;

r_a = resistência aerodinâmica, expresso em t/m ;

T_a = temperatura do ar (temperatura aerodinâmica), expressa em $^\circ C$;

T_o = temperatura da superfície (vegetação ou solo), expressa em $^\circ C$.

$$\lambda ET = \frac{\rho \cdot C_p}{\gamma} \cdot \frac{(e_a - e_d)}{(r_c + r_a)} \quad (4.20)$$

onde:

λET = fluxo de calor latente, expresso em $MJ/m^2/t$, sendo t o período de análise;

ρ = densidade do ar, expressa em kg/m^3 ;

C_p = calor específico do ar úmido a uma pressão constante, expresso em $MJ/kg/^\circ C$;

γ = constante psicrométrica, expressa em $kPa/^\circ C$;

e_a = pressão de vapor do ar, expressa em kPa ;

e_d = pressão de saturação de vapor, expressa em kPa ;

r_c = resistência do cultivo, expressa em t/m ;

r_a = resistência aerodinâmica, expressa em t/m .

Os modelos de uma camada normalmente não fazem distinção entre o balanço de energia de áreas com solo nu ou com vegetação (Figura 4.8). Estes estimam o fluxo de calor latente (λET) como termo residual da equação de balanço de energia. O termo λET associa o calor latente de vaporização (λ) ao fluxo de água devolvida para a atmosfera por evapotranspiração, permitindo quantificar a energia consumida pela evapotranspiração por unidade de área e de tempo. Como a água perdida por evapotranspiração para a atmosfera normalmente se expressa em lâmina d'água evapotranspirada por unidade de tempo, habitualmente mm/dia, o fluxo de calor latente pode

ser convertido para evapotranspiração pela equação proposta por Burman e Pochop (1994):

$$ET_{mm/dia} = \left(\frac{\lambda ET}{\lambda} \right) = \left(\frac{MJ}{m^2 / dia} \right) \times \left(\frac{kg}{MJ} \right) \times \left(\frac{m^3}{1000kg} \right) \times \left(\frac{1000mm}{m} \right) = \left(\frac{mm}{dia} \right)$$

(4.21)

onde:

ET = evapotranspiração, expressa em mm/dia ;

λET = fluxo de calor latente, expresso em $MJ/m^2/dia$;

λ = calor latente de vaporização, expresso em MJ/kg ;

$\frac{m^3}{1000kg}$ = densidade d'água;

$\frac{1000mm}{m}$ = fator de conversão de metro para milímetro.

O sensoriamento remoto é utilizado nos modelos de uma camada, onde a temperatura radiométrica obtida a partir de imagens termais é substituída pela temperatura aerodinâmica (equação 4.19). Esta substituição é usada por Jackson *et al.* (1977), Vidal e Perrier (1990), Lagouarde (1991), Caselles *et al.* (1992), Boegh *et al.* (2002) e Friedl (2002). Estes modelos obtém a evapotranspiração para períodos curtos de tempo e com apenas uma medida de temperatura de superfície.

A aplicação em escala regional dos modelos de uma camada, como expresso na equação 4.18, enfrenta problemas na consideração da diversidade física e biótica do espaço geográfico. A obtenção da evapotranspiração, em diferentes tipos de solos e com variada cobertura vegetal, requer considerações complexas como a resistência dos estômatos, a rugosidade superficial, a umidade do solo, a cobertura vegetal e as características da camada atmosférica próxima da superfície. Entre inúmeros fatores, aqueles que produzem efeitos mais significativos sobre o balanço de energia na superfície do solo, estão o albedo e as resistências aerodinâmica e de transferência do calor latente.

Pode-se dizer, portanto, que os estudos de extrapolação espacial da evapotranspiração estão baseados em modelos unidimensionais de superfície. Estes simulam processos de intercâmbio de calor e água logo abaixo e sobre a superfície do solo. Isto, por meio do conhecimento da distribuição vertical do conteúdo de água, da temperatura de um perfil de

solo, dos fluxos de umidade e calor entre as camadas do perfil, do balanço de radiação sobre a superfície, e do balanço de energia na superfície (Rivas, 2004).

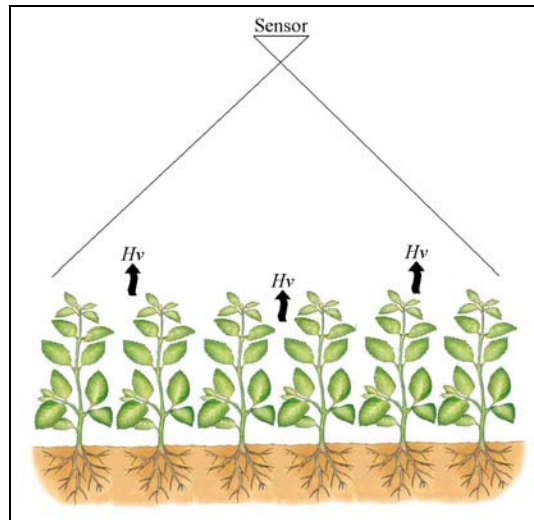


Figura 4.5 - Modelo de uma camada .

Os modelos de balanço de energia de uma camada estão atualmente sendo estudados em detalhe, sendo que os resultados experimentais permitem identificar suas principais deficiências, como observado por Gouturbe *et al.* (1997), Kustas e Goodrich (1994) e Sellers *et al.* (1992). Uma alternativa para solucionar as deficiências destes modelos está na distinção dos regimes de temperatura para o solo e vegetação (Choudhury e Monteith 1988, Kustas 1990). Esta distinção é feita por modelos de balanço de energia de duas camadas (Friedl 1995, Friedl 2002, Kustas *et al.* 1990, Schmugge *et al.* 2001), os quais são consideravelmente mais eficientes e resolvem as limitações dos modelos anteriores. A principal característica dos modelos de duas camadas é a separação do fluxo de calor sensível da vegetação (H_v) e do fluxo de calor sensível do solo (H_s) (Figura 4.9), conforme equações 4.22 e 4.23 propostas por Schmugge *et al.* (2001).

$$H_v = \rho \cdot c_p \cdot \frac{T_v - T_a}{r_{aH}} \quad (4.22)$$

$$H_s = \rho \cdot c_p \cdot \frac{T_s - T_a}{r_{sc} + r_{aH}} \quad (4.23)$$

onde:

H_s = fluxo de calor sensível em área vegetada, expresso em $MJ/m^2/t$, sendo t o período de análise;

H_v = fluxo de calor sensível em área de solo nu, expresso em $MJ/m^2/t$;

ρ = densidade do ar, expressa em kg/m^3 ;

c_p = calor específico do ar úmido a uma pressão constante, expresso em $MJ/kg/^\circ C$;

T_a = temperatura do ar (temperatura aerodinâmica), expressa em $^\circ C$

T_v = temperatura da superfície em área vegetada, expressa em $^\circ C$;

T_s = temperatura da superfície em área de solo nu, expressa em $^\circ C$;

r_{aH} = resistência aerodinâmica, expressa em t/m ;

r_{sc} = resistência ao fluxo de calor logo acima do solo, expressa em t/m .

Para aplicação dos modelos de duas camadas é necessário conhecer a radiação líquida, a temperatura e umidade relativa do ar, a velocidade do vento, a altura do cultivo e o seu índice de área foliar, a arquitetura das plantas e as temperaturas do solo e da vegetação.

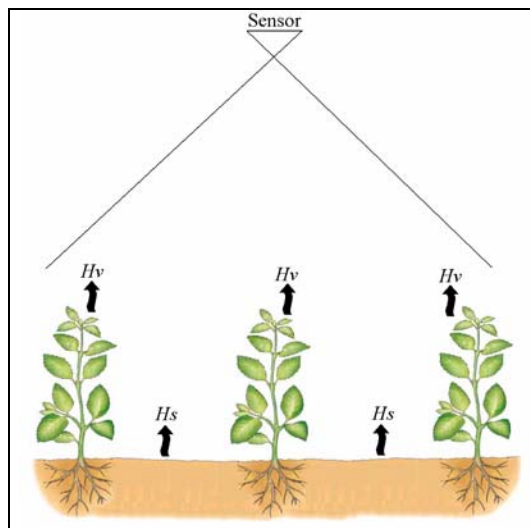


Figura 4.6 – Modelo de duas camadas.

Os modelos de uma e de duas camadas permitem estimar a evapotranspiração real com boa precisão, necessitando, entretanto, medidas não disponíveis na maior parte das estações meteorológicas. A complexidade de aplicação e a ausência de instrumentação específica, restringem consideravelmente a operacionalização destes modelos (Rivas, 2004).

Para regiões com poucas informações, existem modelos simplificados, como os propostos por Reginato *et al.* (1985), Caselles e Delegido (1987), Brasa *et al.* (1998), Rivas (2004) os quais utilizam dados de sensoriamento remoto combinados com uma quantidade mínima de dados meteorológicos convencionais. Para regiões como o Vale do Rio dos Sinos, que sofrem com a deficiência de dados meteorológicos, estes modelos podem representar uma alternativa viável.

O modelo o proposto por Jackson *et al.* (1977), baseia-se no de balanço de energia. Este modelo, o qual utiliza constantes semi-empíricas, é relativamente fácil de aplicar. São necessárias medidas de temperatura do ar, de radiação líquida e temperatura da superfície, obtidas a partir de sensoriamento remoto, na equação 4.24.

$$ETo = R_n + D \times (T_a - T_s) \quad (4.24)$$

onde:

ETo = evapotranspiração de cultivo de referência, expressa em *mm/dia*;

T_a = temperatura do ar (temperatura aerodinâmica), expressa em $^{\circ}C$;

T_s = temperatura da superfície, expressa em $^{\circ}C$;

D = coeficiente empírico.

O coeficiente empírico D pode ser obtido estatisticamente por regressão linear, aplicando-se valores de T_a e T_s obtidos por medidas de campo e valores ETo obtidos através da proposta Penman (equação 4.12).

Apesar da facilidade de aplicação do modelo de Jackson *et al.* (1977), o mesmo necessita de dados de radiação líquida, os quais não se encontram disponíveis no Vale do Rio dos Sinos.

Ainda, na busca de uma simplificação metodológica, Rivas (2004) propõe a estimativa da evapotranspiração máxima por intermédio de mapas de temperatura de superfície (T_s), estes obtidos a partir de sensoriamento remoto e dados meteorológicos convencionais. A proposta deste autor, consiste em uma simplificação de equação Penman-Monteith, que é considerada como referência para estimativas de evapotranspiração pontual, onde a evapotranspiração é descrita como uma equação linear, em função da temperatura de

superfície, conforme a equação 4.25.

Este modelo foi validado em mais de 60 estações distribuídas no mundo sendo uma delas localizada em Santa Maria – RS e por necessitar apenas de dados meteorológicos convencionais, surge como a alternativa mais adequada para estimativa da evapotranspiração no Vale do Rio dos Sinos, pois necessita apenas de médias mensais de dados meteorológicos convencionais e de mapas de temperatura de superfície, os quais podem ser obtidos a partir das imagens AVHRR.

$$ET_{o_{Ts}} = a \times T_s + b \quad (4.25)$$

Onde os parâmetros a e b são próprios da área de aplicação e podem ser calculados utilizando-se a temperatura e a umidade relativa do ar, a velocidade do vento e a radiação solar, os quais são obtidos em estações meteorológicas convencionais.

O parâmetro a (mm/K dia) representa a emissão média da superfície de referência para determinadas condições atmosféricas, sendo obtido através da equação seguinte:

$$a = \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma \times \left(1 + \frac{r_c}{r_a} \right)} \right) \times \left(\frac{-c \times \varepsilon_s \times \sigma}{\lambda} \right) \quad (4.26)$$

E o parâmetro b (mm/dia) representa os efeitos aerodinâmicos sobre uma superfície hipotética, a qual recebe uma certa quantidade de radiação solar, sendo determinado através da equação seguinte:

$$b = \left(\frac{1}{\Delta + \gamma \times \left(1 + \frac{r_c}{r_a} \right)} \right) \times \frac{1}{\lambda} \times \left[(\Delta) \times \left((1 - \alpha) \times R_s + \varepsilon_s \times \sigma \times (\varepsilon_a \times T_a^4 - d) - G \right) + \rho \times C_p \times \left(\frac{e_a - e_d}{r_a} \right) \right] \quad (4.27)$$

onde as variáveis envolvidas nas equações 4.26 e 4.27 são:

λ = calor latente de evaporação da água, expresso em MJ ;

R_s = radiação solar, expressa em $MJ/m^2/dia$;

G = fluxo de calor do solo, expresso em $MJ/m^2/dia$;

ρ = densidade do ar, expresso em kg/m^3 ;

C_p = calor específico do ar úmido a uma pressão constante, expresso em $MJ/kg/^\circ C$;

e_a = pressão de vapor do ar, expressa em kPa ;

e_d = pressão de saturação de vapor, expressa em kPa ;

r_c = resistência do cultivo, expressa em t/m ;

r_a = resistência aerodinâmica, expressa em t/m ;

Δ = inclinação da curva de pressão de vapor, expressa em $kPa/^\circ C$;

γ = constante psicrométrica, expressa em $kPa/^\circ C$;

α = albedo do cultivo de referência, adimensional;

ε_s = emissividade de superfície, adimensional;

ε_a = emissividade de atmosfera, adimensional;

T_a = temperatura do ar K ;

σ = constante de Stefan Boltzmann, adimensional;

c = coeficiente angular da relação entre a quarta potência da temperatura do ar e a temperatura de superfície, K^3 ;

d = coeficiente linear da relação entre a quarta potência da temperatura do ar e a temperatura de superfície, K^4 .

5 LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA

5.1 Localização da área

A bacia hidrográfica do Rio dos Sinos, compreendendo a uma área com mais de 3700 km², está situada na porção noroeste do estado do Rio Grande do Sul – Brasil. Suas coordenadas limitrofes e o mapa de localização são apresentados, respectivamente, no quadro 5.1 e figura 5.1

Quadro 5.1 – Coordenadas limites do Vale do Rio dos Sinos

Limite	Sistema de coordenadas UTM Fuso 22 Sul	Coordenadas Geográficas
Norte	6.760.000N	29° 17' 17" S
Sul	6.680.000N	30° 00' 29" S
Leste	460.000E	51° 24' 42" W
Oeste	580.000E	50° 10' 13" W

5.2 Caracterização da área

5.2.1 Clima

O clima predominante é o subtropical com inverno e verão bem definidos, a temperatura média do ar é de 20 °C. A mínima média ocorre em Julho é de 10 °C e a máxima média ocorre em janeiro e é de 31 °C. A umidade relativa média do ar é de 76 % e a velocidade média dos ventos é de 1.6 m s-1. A evapotranspiração média anual calculada a partir de Penman Monteith (Allen *et al.*, 1998) é de 1349 mm com um valor mínimo de 40 mm/mes em julho e um máximo de 163 mm/mês. Os valores mencionados correspondem a medidas efetuadas na estação São Leopoldo (29° 46'S - 51° 08'W) para o período 1988-2003.

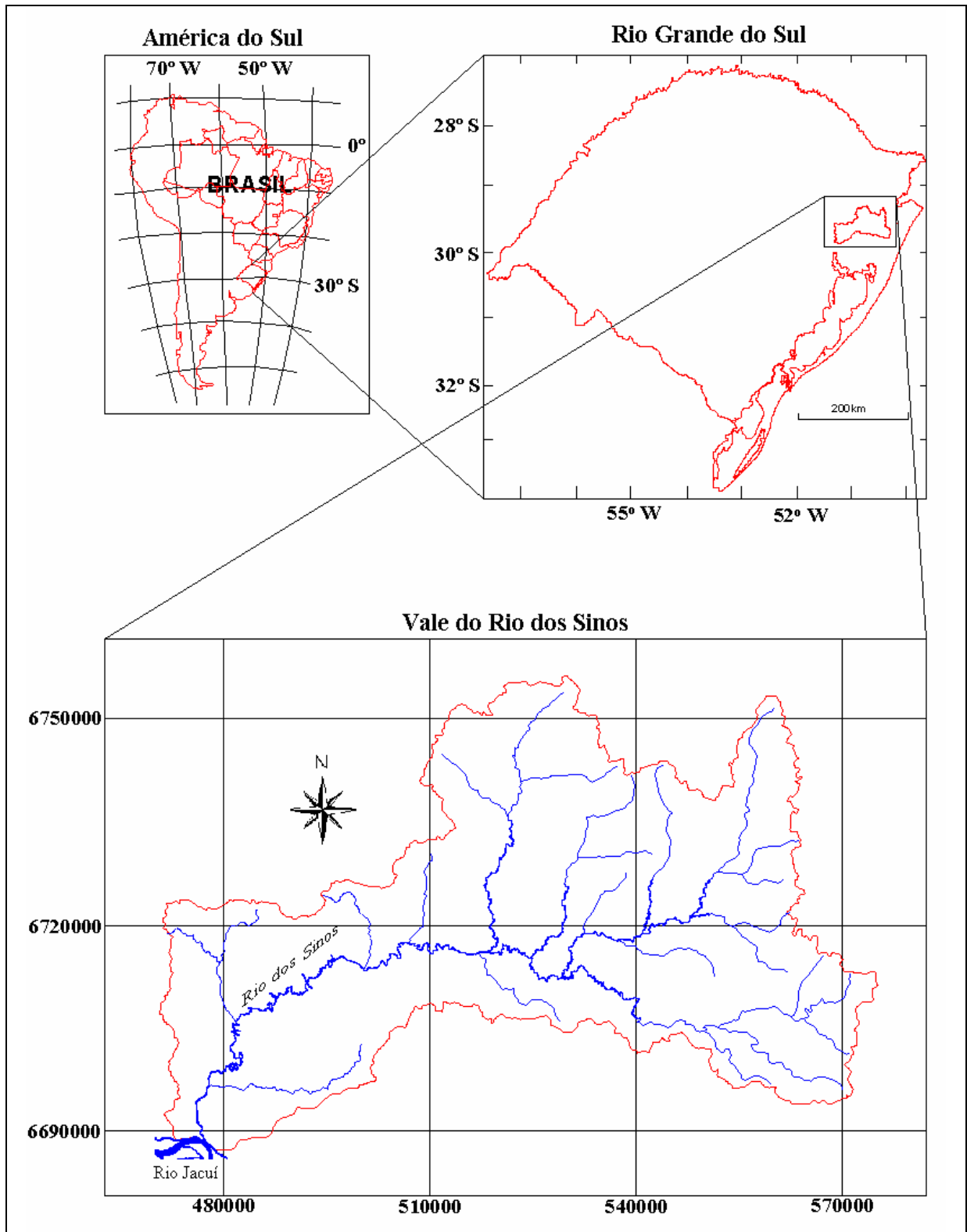


Figura 5.1 – Localização da área (Modificado de Danieli *et al.*, 2002)

A precipitação média anual é de 1568 mm com um valor mínimo em maio (86 mm) e um máximo em outubro (164 mm). A distribuição espacial das temperaturas médias anuais e de precipitação total anual são apresentados nas figuras 5.2 e 5.3.

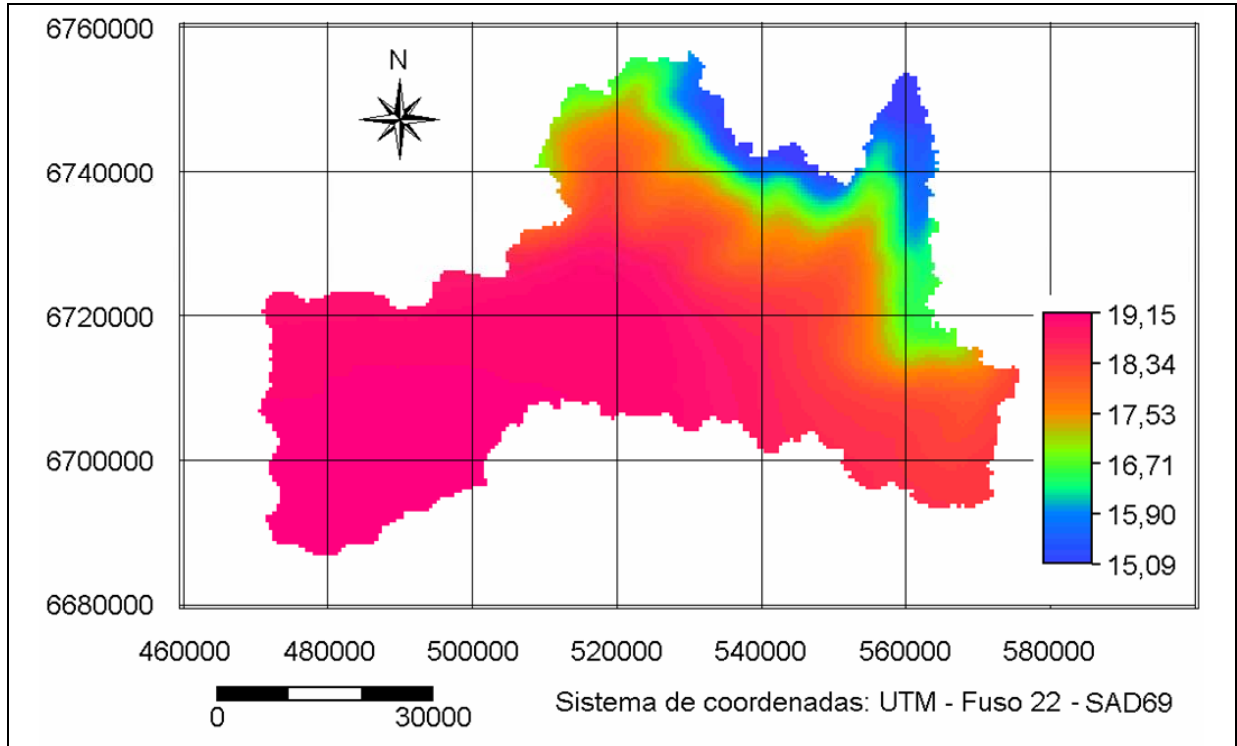


Figura 5.2 – Mapa de temperatura média anual (Interpolação linear a partir de isotermas, série histórica de temperaturas média no período 1930 a 1960 (IPAGRO, 1989)).

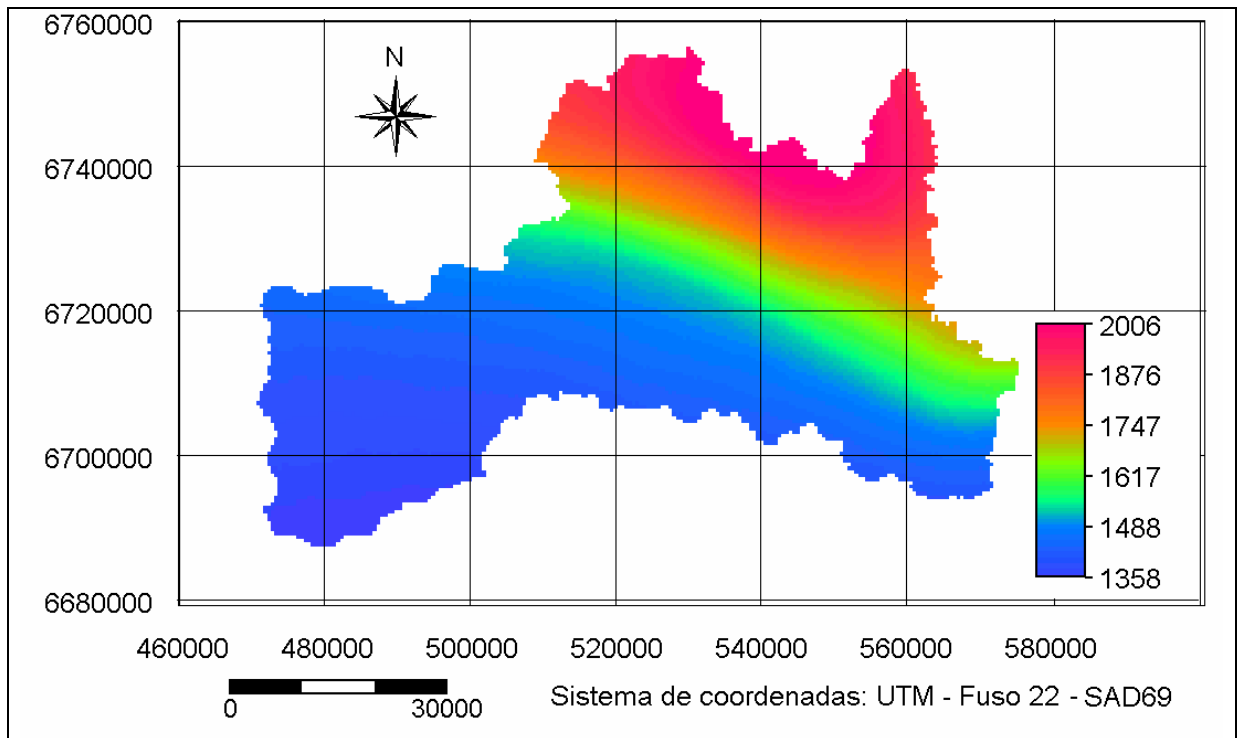


Figura 5.3 – Mapa de precipitação total anual (Interpolação linear a partir de isoietas, série histórica de precipitações no período 1930 a 1960 (IPAGRO, 1989)).

5.2.2 Geologia

A Bacia Hidrográfica do Rio dos Sinos está situada nos domínios da Bacia do Paraná.

A Bacia do Paraná é uma espessa seqüência de rochas de origem vulcânica e sedimentar que cobre uma área de 1.400.000 km², estendendo-se pelo Brasil, Paraguai, Argentina e Uruguai.

As rochas vulcânicas e sedimentares são os tipos presentes na Bacia do Rio dos Sinos. As rochas vulcânicas são originadas pela consolidação de lavas vulcânicas (magma) na superfície e têm idades que compreendem o intervalo Jurássico-Cretáceo, com aproximadamente 150 – 115 m.a.. As rochas sedimentares se originam a partir do material formado da destruição erosiva de qualquer tipo de rocha existente.

Os vários tipos constituirão "Grupos e Formações" que são unidades genéticas que representam um intervalo de tempo.

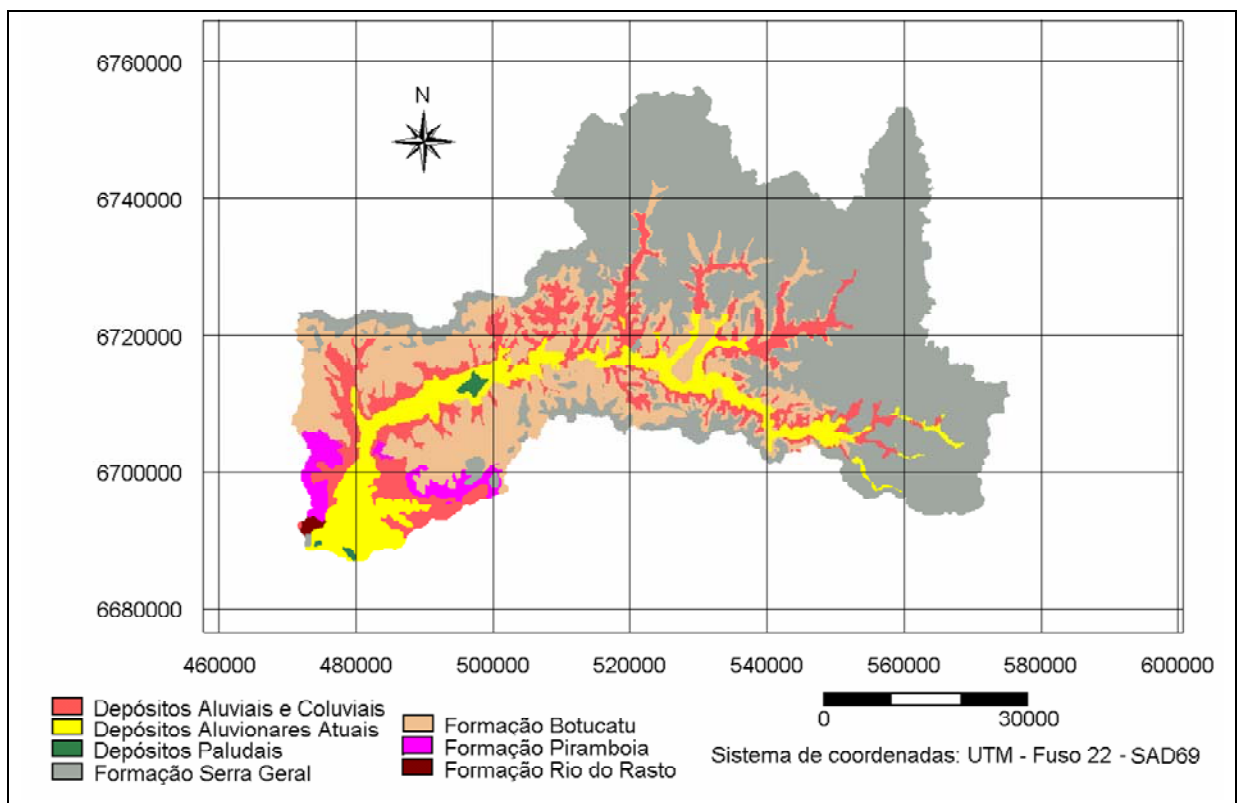


Figura 5.4 – Mapa geológico do Vale do Rio dos Sinos (Modificado de Danieli *et al.*, 2002).

As rochas que predominantes na Bacia Hidrográfica do Rio dos Sinos são rochas da Formação Serra Geral, Formação Botucatu e também são encontradas em parcelas menos representativas a Formação Pirambóia, Formação Rio do Rasto e Sedimentos Recentes, a distribuição destas distintas formações podem ser visualizadas na Figura 5.4, abaixo segue uma breve descrição das duas formações predominantes na área de estudos.

Formação Serra Geral: é composta predominantemente por basaltos. Estas são as rochas vulcânicas mais comuns. Os cristais que as formam são muito pequenos e sua cor pode variar

de preto a cinza, escuro ou castanho. Os basaltos podem ser ainda vesiculares, que são pequenas bolhas preenchidas por líquidos que formam quartzo, ágata, ametista e outros minerais.

Formação Botucatu: é composta por arenitos que são rochas sedimentares provenientes da consolidação da areia por um "cimento" qualquer. Este cimento é um material que une um grão ao outro. Estes arenitos são de coloração rosa-clara com os grãos finos a médio, constituídos predominantemente por quartzo. Apresenta estruturas do tipo estratificação cruzada em cunha e tangencial de médio a grande porte.

5.2.2.1 O Aquífero Guarani

Na área de estudos ocorre o afloramento do Sistema Aquífero Guarani (SAG) o qual compreende-se pelas Formações Pirambóia e Botucatu. Este sistema aquífero é parcialmente confinado pelas rochas vulcânicas da Formação Serra Geral, os arenitos são predominantemente de origem eólica os quais constituem os melhores reservatórios. (Araújo *et al.*, 1995).

5.2.3 Geomorfologia

A bacia hidrográfica do Rio dos Sinos apresenta compartimentos geomorfológicos representados pelo Planalto dos Campos Gerais, Serra Geral e Patamares da Serra Geral, Planície Lagunar e Planície Alúvio-Coluvionar (Danieli *et al.*, 2002).

O relevo é fortemente acidentado com altitudes variando de 3m a 1005m e declividades de 0,3% até 510% (78°). As formas topográficas são as mais diversas, com espigões, esporões, garupas, colinas, zimbórios, mamelões e montes. O mapa de relevo é hipsométrico é apresentado na figura 5.5.

O aspecto típico da região do Vale do rio dos Sinos com colinas suaves que dominam a planície do vale, enquanto que paredões de rochas vulcânicas fazem um limite natural entre vale e serra. Na faixa de altitude entre 5m e 200m ocorrem porções da Planície Lagunar e da Planície Alúvio-Coluvionar.

Acima dos 200m de altitude ocorre a província geomorfológica da Serra Geral constituída por derrames de lavas basálticas. Nos altiplanos, acima dos 500m, surge o Planalto

das Araucárias, o domínio do Planalto dos Campos Gerais inicia a partir dos 900m.

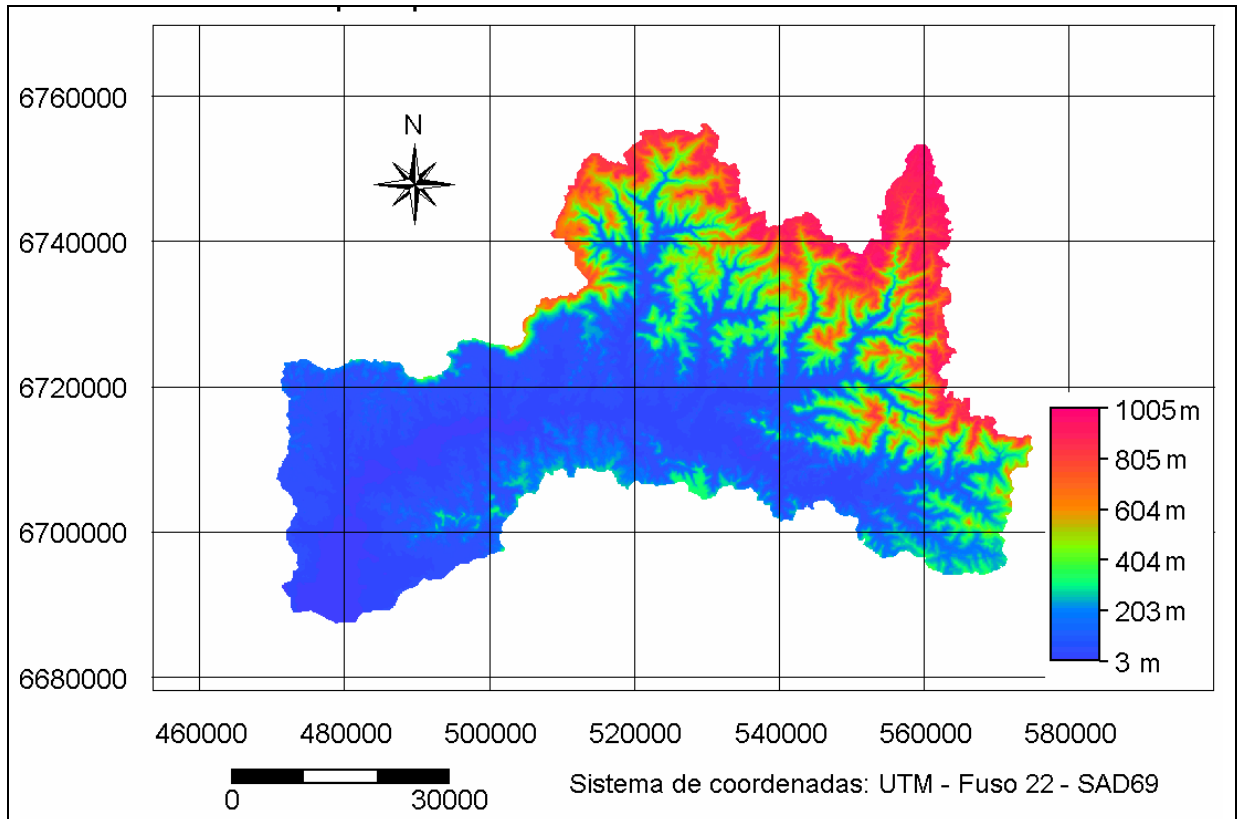


Figura 5.5 – Mapa hipsométrico do Vale do Rio dos Sinos.

5.2.4 Vegetação

A cobertura vegetal original da bacia encontra-se bastante alterada. Os principais fatores que provocaram estas alterações são as atividades relacionadas com a agricultura e a pecuária (criação e expansão de áreas de plantio e de pastagens); reflorestamentos (exploração de espécies exóticas tais como o eucalipto, acácia, pínus); urbanização (crescimento demográfico e expansão das áreas urbanas sobre os ecossistemas naturais); e industrialização (ocupação de áreas naturais e exploração das madeiras com fins energéticos). Os dados disponíveis em nível do Estado do Rio Grande do Sul revelam que a cobertura florestal original foi reduzida de 40% da superfície territorial para 5,62%, os quais constituem o remanescente florestal. As formações vegetais originais da Bacia do Rio dos Sinos são: Floresta Ombrófila Densa; Floresta Ombrófila Mista (Floresta de Araucária); Floresta Estacional Semidecidual (Floresta Submontana); Floresta Estacional Decidual e Vegetação com Influência Fluvial.

5.2.5 Sócio economia

A população em 1991 era de 1,2 milhão de pessoas, representando 12% da população do

Estado, concentrada em apenas 1,5% da área do Rio Grande do Sul (Danieli *et al*, 2002). Algumas das maiores cidades do Rio Grande do Sul, como Canoas, Novo Hamburgo e São Leopoldo estão nesta área.

A acelerada expansão urbana faz do Vale do Rio dos Sinos uma área constantemente atingida pela ação antrópica. Os principais núcleos urbanos localizam-se no baixo vale e têm no setor secundário a principal fonte do PIB, dando destaque aos segmentos metal-mecânico, alimentício, coureiro-calçadista e petroquímico. Nos municípios integrantes da bacia encontram-se praticamente um terço das indústrias do Estado, gerando cerca de 40% da riqueza do setor. Já na parte serrana da bacia o PIB tem concentração maior no setor terciário da economia, tendo destaque aos ramos madeireiro, moveleiro, hoteleiro, comercial e turístico. (Danieli *et al*, 2002).

6. Método e Técnicas

Neste capítulo apresenta-se a concepção metodológica (figura 6.1) e metodologia envolvidas na estimativa da evapotranspiração regional por intermédio de sensoriamento remoto, o quadro 6.1 apresenta de forma resumida os produtos, processos e técnicas envolvidas em cada etapa metodológica.

6.1 Concepção metodológica

Os principais problemas enfrentados para determinação dos índices de evapotranspiração em escala regional, como é o caso do Vale do Rio dos Sinos, dizem respeito a dificuldade de espacialização de dados pontuais, bem como a deficiência de informações meteorológicas. Atualmente, apenas uma estação do INMET (Instituto Nacional de Meteorologia) encontra-se em operação na área de estudo.

A alternativa para suprir a deficiência de dados como também permitir a espacialização dos resultados encontra-se na utilização de produtos de sensoriamento remoto conjugados com uma pequena quantidade de dados meteorológicos de terreno.

Como vimos na revisão bibliográfica os dados destas imagens são úteis para a estimativa da evapotranspiração, pois o sensor AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*), instrumento instalado a bordo dos satélites NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*), monitora faixas do espectro termal que nos possibilita estimar a evapotranspiração.

Analisando-se a disponibilidade de dados remotos, verifica-se que o DSA – INPE Departamento de Satélites Ambientais do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais dispõe de acervo histórico de imagens NOAA.

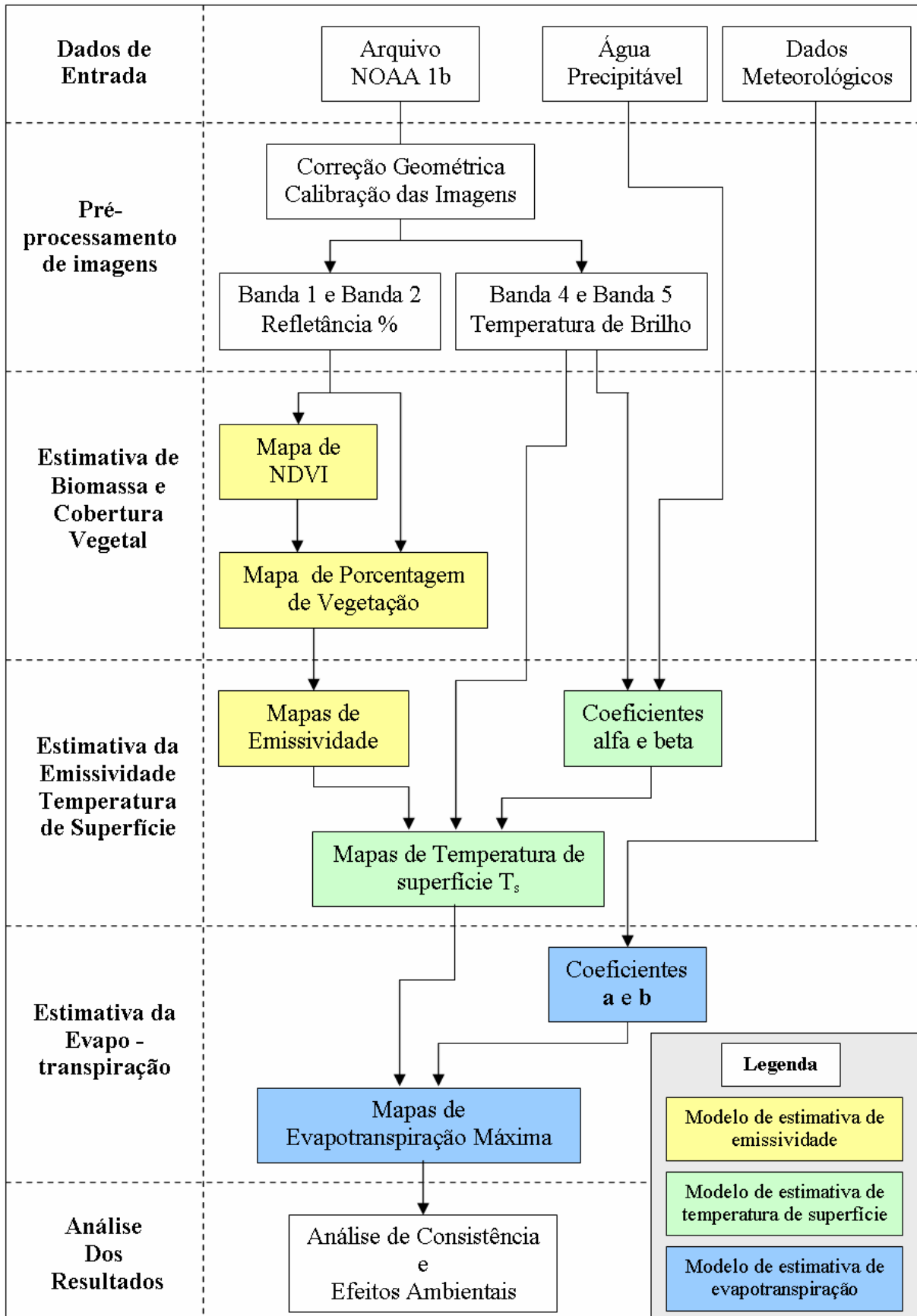


Figura 6.1 – Diagrama representativo do método de trabalho.

Quadro 6.1 – Produtos, processos e técnicas em cada etapa metodológica.

Etapas	Dados / Processos / Produtos	Técnicas / Softwares
Correção Geométrica	<p>Dados de entrada: Dados em formato NOAA 1B</p> <p>Processos: GLT (Geographic Lookup Table)</p> <p>Produtos: Imagem com geometria em X Longitude Imagem com geometria em Y Latitude Imagem corrigida nas 5 bandas</p>	Processamento de imagem ENVI
Georeferenciamento	<p>Dados de entrada: Imagem corrigidas geometricamente Mosaico de imagens Landsat georeferenciado</p> <p>Processos: Georeferência de imagem para imagem por pontos de controle</p> <p>Produtos: Imagens georeferenciadas das 5 bandas</p>	Processamento de imagem ENVI
Calibração Bandas 1 e 2 (NOAA-AVHRR)	<p>Dados de entrada: Bandas 1 e 2 da imagem georeferenciada</p> <p>Processos: Converter valores digitais para refletividade %</p> <p>Produtos: Mapas de refletividade das bandas 1 e 2</p>	Processamento de imagem ENVI

Quadro 6.1 – Produtos, processos e técnicas em cada etapa metodológica (Continuação).

Etapas	Dados / Processos / Produtos	Técnicas / Softwares
<p>Calibração Bandas 4 e 5 (NOAA-AVHRR)</p>	<p>Dados de entrada: Bandas 4 e 5 da imagem georeferenciada Parâmetros de calibração</p> <p>Processos: Conversão de cotas digitais para temperatura de brilho</p> <p>Produtos: Mapas de temperatura de brilho das bandas 4 e 5</p>	<p>Planilha eletrônica Microsoft Excel Processamento de imagem ENVI</p>
<p>Cálculo de NDVI</p>	<p>Dados de entrada: Mapas de refletividade das bandas 1 e 2</p> <p>Processos: $NDVI = \frac{IRC - R}{IRC + R}$</p> <p>Produtos: Mapa de NDVI</p>	<p>Processamento de imagem ENVI</p>
<p>Cálculo de Porcentagem de Vegetação (Pv)</p>	<p>Dados de entrada: Mapa de NDVI Valores de NDVIs e NDVIv</p> <p>Processos:</p> <p>Produtos: Mapa de porcentagem de vegetação Pv</p>	<p>Processamento de imagem ENVI</p>

Quadro 6.1 – Produtos, processos e técnicas em cada etapa metodológica (Continuação).

Etapas	Dados / Processos / Produtos	Técnicas / Softwares
<p>Cálculo de emissividade (ϵ)</p>	<p>Dados de entrada: Imagem de Pv</p> <p>Processos: $\epsilon = 0.985 * Pv + 0.96 * (1 - Pv)$ $\epsilon_4 = 0.985 * Pv + 0.949 * (1 - Pv)$ $\epsilon_5 = 0.985 * Pv + 0.967 * (1 - Pv)$</p> <p>Produtos: Mapas de emissividade para todo intervalo espectral das 2 bandas e para a banda (NOAA-AVHRR) 4 e 5</p>	<p>Processamento de imagem ENVI</p>
<p>Cálculo dos coeficientes alfa e beta</p>	<p>Dados de entrada: Quantidade de água precipitável na atmosfera Temperatura de brilho média para as bandas 4 e 5</p> <p>Processos: $\alpha = (b_4 - b_5) \times [1,34 + 0,39 \times (T_4 - T_5)] \times \tau_5(\theta) + b_4$ $\beta = [1,34 + 0,39 \times (T_4 - T_5)] \times \tau_5(\theta) \times b_5 + \frac{\alpha}{2}$</p> <p>Produtos: Coeficientes alfa e beta</p>	<p>Processamento de imagem ENVI Planilha eletrônica Microsoft Excel</p>
<p>Cálculo de Temperatura de Superfície (Ts)</p>	<p>Dados de entrada: Mapa de temperatura de brilho das Bandas 4 e 5 Coeficientes alfa e beta</p> <p>Processos: $T_s = T_4 + [1,34 + 0,39(T_4 - T_5)](T_4 - T_5) + 0,56 + \alpha(1 - \epsilon) - \beta\Delta\epsilon$</p> <p>Produtos: Mapas de temperatura de superfície</p>	<p>Processamento de imagem ENVI</p>

Quadro 6.1 – Produtos, processos e técnicas em cada etapa metodológica (Continuação).

Etapas	Dados / Processos / Produtos	Técnicas / Softwares
<p>Calculo dos coeficientes a e b</p>	<p>Dados de entrada: Temperatura do ar, umidade relativa do ar, velocidade do vento e radiação solar</p> <p>Processos:</p> $a = \left[\frac{\Delta}{\Delta + \gamma \times \left(1 + \frac{r_c}{r_a} \right)} \right] \times \left(\frac{-c \times \varepsilon_s \times \sigma}{\lambda} \right)$ $b = \left[\frac{1}{\Delta + \gamma \times \left(1 + \frac{r_c}{r_a} \right)} \right] \times \frac{1}{\lambda} \times$ $\times \left[(\Delta) \times (1 - \alpha) \times R_s + \varepsilon_s \times \sigma \times (\varepsilon_a \times T_a^4 - d) - G \right] + \rho \times C_p \times \left[\frac{e_a - e_d}{r_a} \right]$ <p>Produtos: Coeficientes a e b</p>	<p>Planilha eletrônica Microsoft Excel</p>
<p>Cálculo da evapotranspiração máxima (ET_{oTs})</p>	<p>Dados de entrada: Mapas de temperatura de superfície Coeficientes a e b</p> <p>Processos: $ET_{oTs} = a \cdot T_s + b$</p> <p>Produtos: Mapas de ET_{oTs}</p>	<p>Processamento de imagem ENVI</p>

Conforme visto na revisão bibliográfica o modelo proposto por Rivas & Caselles (2004), a estimativa da evapotranspiração máxima, através da equação Penman-Monteith ajustada para o sensoriamento remoto, é uma alternativa adequada para estudos regionais com imagens de satélite. Este modelo consiste na estimativa da evapotranspiração máxima para um cultivo de referência ($ET_{o_{T_s}}$), a partir de mapas de temperatura de superfície, os quais são obtidos a partir de imagens termais orbitais e conjugados com dados meteorológicos convencionais.

Tendo em vista que a espacialização da evapotranspiração é obtida por intermédio de mapas de temperatura de superfície (T_s), utilizou-se o algoritmo *Split Windows* proposto por Coll & Caselles (1997) para estimar a temperatura de superfície, pois o mesmo possui uma estruturação específica do algoritmo para cálculo da temperatura de superfície a partir de imagens do sensor AVHRR.

Os dados requeridos para a aplicação deste modelo são: imagens do sensor AVHRR (bandas 1, 2, 4 e 5); medias mensais de dados meteorológicos convencionais de apenas uma estação meteorológica (temperatura do ar, umidade relativa do ar, velocidade do vento e radiação solar); quantidade de vapor de água na atmosfera o qual é obtido por radio sondagem.

6.2 Pré-processamento de imagens obtidas por sensoriamento remoto

Nesta secção apresenta-se as técnicas de preparação das imagens para a obtenção de parâmetros físicos que nos possibilitem analisar o fenómeno estudado no presente trabalho.

6.2.1 Separação das bandas espectrais do sensor AVHRR

Os dados do sensor AVHRR recebidos do satélite não são propriamente imagens. De fato, recebe-se um pacote de dados denominado NOAA 1b, do qual extraem-se as imagens para cada uma das bandas do sensor, bem como os parâmetros de identificação do satélite, caracterização da órbita e dados para calibração das imagens. Para extrair estas informações é necessário processar as imagens com o software ENVI, o qual permite a abertura do arquivo NOAA 1b. Nesta fase obtém-se a separação das informações das 5 bandas do sensor AVHRR.

6.2.2 Correção geométrica das imagens

Após a abertura do arquivo NOAA 1b, uma vez que as imagens encontram-se orientadas pela órbita do satélite, portanto com geometria incorreta e sem georeferência, torna-se necessário executar um processo de correção e georeferenciamento.

A correção geométrica divide-se em duas etapas. A primeira etapa consiste na correção por GLT (*Geographic Lookup Table*), quando obtém-se uma geometria correta para a imagem, porém uma georeferência pouco precisa. A segunda etapa consiste na correção geométrica por pontos de controle, o que proporciona um georeferenciamento de melhor precisão.

6.2.2.1 Correção geométrica por GLT

Para a correção da geometria por GLT utilizou-se o software de processamento de imagens ENVI 4.0, efetuando-se a correção geométrica da imagem a partir dos parâmetros orbitais do satélite.

Tendo em vista que as imagens NOAA proporcionam uma cobertura de áreas com caráter continental, podendo estas atingir mais que 2399Km x 4500Km, sendo a correção geométrica por GLT é um processo lento, optou-se por sua aplicação em apenas uma região da imagem. Definiu-se trabalhar com uma área que cobrisse o estado do Rio Grande do Sul. Como a imagem não está ainda georeferenciada, esta área foi definida visualmente. Para os limites oeste e norte observou-se o rio Uruguai, que compreende o limite oeste do estado e boa parte do limite norte. O limite foi leste determinado pela costa do Oceano Atlântico, enquanto o limite sul foi balizado pela Lagoa Mirim.

A correção geométrica compreendeu os seguintes passos: construção de arquivo de dados geométricos; construção da *Geographic Lookup Table* GLT a partir de dados geométricos e aplicação da GTL e correção geométrica das imagens.

6.2.2.2 Correção por pontos de controle

O objetivo desta etapa de correção é o georeferenciamento de imagem, pois a etapa anterior apenas proporciona uma correção da geometria da imagem.

Para tal correção utilizou-se o georeferenciamento de imagem para imagem. Este processo consiste em identificar e relacionar pontos correspondentes em duas imagens, sendo uma delas considerada como imagem base, a qual deverá ter sua georeferência correta previamente estabelecida. Nesta etapa utilizou-se como base um mosaico de imagens georeferenciadas dos satélites Landsat 5 e Landsat7.

Os pontos de controle possibilitam a obtenção de uma função linear do tipo *affine*, que relaciona as linhas e colunas de imagem com as coordenadas coordenadas UTM fuso 22 *datum* SAD 69, sistema de coordenadas no qual está georeferenciado o mosaico de imagens base.

Recortou-se a imagem NOAA corrigida geometricamente, de forma a obter a região do Rio Grande do Sul correspondente ao fuso 22 do sistema de projeção UTM, na qual situa-se a área de estudos do presente trabalho.

6.2.3 Calibração das imagens

Nesta etapa é realizada a transformação dos valores digitais da imagem para percentuais de refletância (R%) para as bandas 1 e 2, bem como a conversão dos valores digitais das bandas 4 e 5 para temperatura de brilho (T_b).

A conversão dos valores digitais das bandas 1 e 2, se faz a partir dos coeficientes de calibração especificados no cabeçalho da imagem NOAA 1b. Para tal conversão utiliza-se uma função implementada no software de processamento de imagens ENVI 4.0.

Para a conversão dos valores digitais das bandas 4 e 5 para temperatura de brilho, inicialmente retira-se os coeficientes de calibração que constam no cabeçalho da imagem NOAA 1B. Estes coeficientes são específicos de cada imagem.

Inicialmente, calcula-se a radiância, aplicando-se os coeficientes de calibração na equação 6.1 (NOAA KLM USER GUIDE, 2003).

$$N_E = a_0 + a_1 \times CD + a_2 \times CD^2 \quad (6.1)$$

onde:

N_E = radiância de cada pixel, expressa em $mW/(m^2 sr/cm)$;

a_0, a_1 e a_2 = coeficientes de calibração; e

CD = cota digital de cada pixel.

Para converter os valores de radiância em temperatura radiométrica, aplica-se a equação 6.2, a qual permite a obtenção da temperatura de brilho em um intervalo de 180°K a 340°K (NOAA KLM USER GUIDE, 2003).

$$T_E = \frac{c_2 \times \nu_c}{\ln \left[1 + \left(\frac{c_1 \times \nu_c^3}{N_E} \right) \right]} \quad (6.2)$$

onde:

T_E = temperatura de brilho, expressa em °K;

N_E = radiância de cada pixel, expressa em $mW/(m^2 sr/cm)$;

c_1 = constante de radiação, expressa em $mW/(m^2 sr/cm)$;

c_2 = constante de radiação, expressa em $cm K$; e

ν_c = constante (numero de onda central), expressa em cm^{-1} .

Os valores assumidos para as constantes c_1 e c_2 são apresentados no quadro 6.2, enquanto aqueles considerados para a constante ν_c são apresentados no quadro 6.3.

Quadro 6.2 – Constantes de radiação

Constante	Valor assumido
c_1	$1,1910427 \times 10^{-5}$
c_2	1,4387752

Quadro 6.3 - Constante, número central de onda

Constante	Banda	Valor assumido
ν_c	4	917,2289
ν_c	5	838,1255

6.3 Estimativa de temperatura de superfície

O algoritmo Split Windows, proposto por Coll & Caselles (1997) permite estimar a temperatura de superfície (T_s) a partir das bandas 4 e 5 do sensor AVHRR, em um intervalo de temperaturas de 0 a 50 °C. Isto pode ser feito, segundo estes autores para diferentes tipos de solos e vegetações, obtendo-se um erro entre $\pm 1,5$ °C.

A temperatura de superfície pode ser obtida através da equação proposta por Coll & Caselles, (1997), a qual utiliza as temperaturas de brilho, as emissividades e a diferença das emissividades das bandas 4 e 5, como a seguir indicado.

$$T_s = T_4 + [1,34 + 0,39 \times (T_4 - T_5)] \times (T_4 - T_5) + 0,56 + B(\varepsilon) \quad (6.3)$$

onde:

T_s = temperatura de superfície, expressa em K;

T_4 = temperatura de brilho da banda 4, expressa em K;

T_5 = temperatura de brilho da banda 5, expressa em K; e

$B(\varepsilon)$ = função da emissividade da superfície, a qual obtém-se pela equação

6.4.

$$B(\varepsilon) = \alpha(1 - \varepsilon) \times \beta \times \Delta\varepsilon \quad (6.4)$$

onde:

α e β = coeficientes de correção atmosférica, os quais obtém-se pelas equações 6.6 e 6.7, respectivamente;

ε = emissividade do todo intervalo espectral das bandas 4 e 5 (10,3 -12,5 μm), adimensional; e

$\Delta\varepsilon$ = diferença da emissividade nos intervalos espectrais das bandas 4 e 5, a qual obtém-se pela equação (6.5).

$$\Delta\varepsilon = \varepsilon_4 - \varepsilon_5 \quad (6.5)$$

onde:

ε_4 = emissividade no intervalo espectral da banda 4 (10,3-11,3 μm),

adimensional; e

ε_5 = emissividade no intervalo espectral da banda 5 (11,5-12,5 μm),
adimensional.

Os valores para as temperaturas de brilho T_4 e T_5 , são obtidos a partir dos dados estatísticos das temperaturas de brilho das bandas 4 e 5, da área de estudo, utiliza-se os valores médios de temperatura.

As características da superfície sobre a qual se aplica o algoritmo *Split Windows* são representadas pelo termo $B(\varepsilon)$, o qual está relacionado aos efeitos da emissividade desta superfície.

A emissividade é também afetada pelas condições atmosféricas, sendo que esta influência é compensada pelos coeficientes α e β , os quais são definidos de acordo com a componente de vapor d'água da atmosfera (quantidade de água precipitável) e a temperatura de brilho da superfície.

Conforme apresentado por Coll & Caselles (1997), obtém-se os coeficientes α e β através das equações 6.6 e 6.7.

$$\alpha = (b_4 - b_5) \times [1,34 + 0,39 \times (T_4 - T_5)] \times \tau_5(\theta) + b_4 \quad (6.6)$$

$$\beta = [1,34 + 0,39 \times (T_4 - T_5)] \times \tau_5(\theta) \times b_5 + \frac{\alpha}{2} \quad (6.7)$$

onde :

b_4 e b_5 = são coeficientes que relacionam a temperatura e o vapor de água da atmosfera, os quais obtém-se respectivamente pelas equações 6.8 e 6.9; e

$\tau_5(\theta)$ = transmissividade da atmosfera para a banda 5 em função do ângulo de observação (θ), que obtém-se pela equação 6.10.

Os coeficientes b_4 e b_5 relacionam a quantidade de vapor da atmosfera com a temperatura de brilho. Os mesmos são obtidos através das equações 6.8 e 6.9 (Coll & Caselles, 1997)

$$b_4 = (0,198 + 0,167 \times W) \times T_4 - (62,3 \times W - 10) \quad (6.8)$$

$$b_5 = (0,234 + 0,206 \times W) \times T_5 - (78,9 \times W - 5) \quad (6.9)$$

onde:

b_4 = coeficiente adimensional que relaciona a quantidade de vapor na atmosfera com a temperatura de brilho da banda 4;

b_5 = coeficiente adimensional que relaciona a quantidade de vapor na atmosfera com a temperatura de brilho da banda 5; e

W = quantidade de vapor na atmosfera, expresso em g/cm^2 .

Utilizou-se os dados de quantidade de água precipitável, de radio-sandagen efetuadas na estação do aeroporto internacionais de Porto Alegre, estes dados encontram-se disponibilizados pelo *Department of Atmospheric Science* da *University of Wyoming* (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>) acessada em 6 de dezembro de 2004.

A transmissividade da atmosfera para a banda 5 τ_5 em função do ângulo de observação, de acordo com Coll & Caselles (1997), pode ser obtida através da equação 6.10.

$$\tau_5(\theta) = 1 - \frac{k_5 \cdot W}{(\cos \theta)^{m_5}} \quad (6.10)$$

onde:

$\tau_5(\theta)$ = transmissividade da atmosfera para a banda 5 em função do ângulo de observação (θ)

k_5 = constante, expressa em cm^2/g ;

m_5 = constante, adimensional;

θ = ângulo de observação; e

W = quantidade de vapor na atmosfera, expresso em g/cm^2 .

Os valores de k_5 e m_5 são apresentados no quadro 6.4, estes valores são característicos para o sensor AVHRR.

Quadro 6.4 – Valores das constantes k_5 e m_5 .

Constante	Inverno	Verão
k_5	0,142	0,170
m_5	0,74	0,63

A emissividade (ε) em todo intervalo espectral com comprimento de onda de 10,5-12,5 μm (ε) bem como nas diferentes bandas existentes neste intervalo banda 4 (ε_4) e banda 5 (ε_5), obtém-se de acordo com Valor & Caselles (1996), equação 6.11, que consiste em estimar a emissividade a partir da porcentagem de cobertura por vegetação, este modelo de estimativa de emissividade caracteriza-se somente pelo uso de dados contidos na imagem.

$$\varepsilon = \varepsilon_v \cdot P_v + \varepsilon_s \cdot (1 - P_v) \quad (6.11)$$

onde

ε = emissividade da área analisada (adimensional);

ε_v = emissividade da vegetação (adimensional);

ε_s = emissividade do solo (adimensional); e

P_v = porcentagem de vegetação, que obtém-se com a equação 6.13.

Para a determinação de ε , ε_4 e ε_5 são utilizados os valores de ε_v e ε_s , obtidos com medidas de campo, os quais foram proposto respectivamente por Rubio et al. (1997) e por Salisbury & D'Aria (1992, 1994) citados em (Rivas 2004). Estes valores são apresentados no quadro 6.5.

A porcentagem de vegetação (P_v) pode ser obtida a partir do NDVI (Rouse *et al.*, 1974), utilizando um modelo linear de refletância dos componentes solo e vegetação na banda 1 (vermelho) e na banda 2 (infravermelho próximo) e o NDVI.

Quadro 6.5 – Valores de emissividade para cálculo em cada faixa espectral (Rivas 2004).

Intervalo Espectral	Variável a ser Calculada	Emissividade do solo ε_s	Emissividade da Vegetação ε_v
Bandas 4 e 5	ε	0,96	0,985
Banda 4	ε_4	0,949	0,985
Banda 5	ε_5	0,967	0,985

O NDVI, segundo Rouse *et al.* (1974) obtém-se através de:

$$NDVI = \frac{IRC - R}{IRC + R} \quad (6.12)$$

onde:

$NDVI$ = índice de diferença de vegetação normalizada;

IRC = refletância na banda do infravermelho próximo; e

R = refletância na banda do visível (vermelho).

Para o sensor AVHRR a refletância na região visível do espectro (R) é monitorada pela banda 1, enquanto a o refletância no infravermelho próximo (IRC) é monitorada pela banda 2.

A porcentagem de vegetação segundo Valor & Caselles, (1996) obtém-se através de:

$$P_v = \frac{\left(1 - \frac{NDVI}{NDVI_s}\right)}{\left(1 - \frac{NDVI}{NDVI_s}\right) - K \cdot \left(1 - \frac{NDVI}{NDVI_v}\right)} \quad (6.13)$$

onde

P_v = porcentagem de cobertura por vegetação

$NDVI$ = índice de diferença de vegetação normalizada;

$NDVI_s$ = valor de NDVI para o solo;

$NDVI_v$ = valor de NDVI para a vegetação;

IRC_s = refletância da banda do infravermelho próximo para o solo;

IRC_v = refletância da banda do infravermelho próximo para a vegetação;

R_s = refletância da banda do vermelho para o solo;

R_v = refletância da banda do vermelho para a vegetação; e

K = coeficiente adimensional que se obtém pela equação 6.14.

$$K = \frac{IRC_v - R_v}{IRC_s - R_s} \quad (6.14)$$

onde:

K = coeficiente adimensional;

IRC_s = refletância da banda do infravermelho próximo para o solo;

IRC_v = refletância da banda do infravermelho próximo para a vegetação;

R_s = refletância da banda do vermelho para o solo;

R_v = refletância da banda do vermelho para a vegetação.

Para a obtenção dos valores de $NDVI_s$, $NDVI_v$, IRC_s , IRC_v , R_s e R_v usados no cálculo da constante K (equação 6.14) e na porcentagem de vegetação P_v , deve-se identificar na imagem áreas com altos índices de cobertura por vegetação (para obtenção de $NDVI_v$, IRC_v e R_v) e áreas de solo nu ou com o menor índice de cobertura por vegetação (para a obtenção de $NDVI_s$, IRC_s e R_s) após identificadas estas áreas deve-se fazer uma análise estatística dos valores que ocorrem nas respectivas regiões e então utilizar o valor médio de cada parâmetro.

Após determinada a porcentagem de cobertura de vegetação substitui-se os valores apresentados no quadro 6.5 na equação 6.11 de forma a obter-se as equações 6.15, 6.16 e 6.17, a seguir indicadas.

Emissividade em todo intervalo espectral das bandas 4 e 5.

$$\varepsilon = 0,985 \times P_v + 0,96 \times (1 - P_v) \quad (6.15)$$

Emissividade do intervalo espectral da banda 4.

$$\varepsilon_4 = 0,985 \times P_v + 0,949 \times (1 - P_v) \quad (6.16)$$

Emissividade do intervalo espectral da banda 5.

$$\varepsilon_5 = 0,985 \times P_v + 0,967 \times (1 - P_v) \quad (6.17)$$

6.4 Estimativa de evapotranspiração por sensores remotos

Determinada a temperatura de superfície pode-se estimar a evapotranspiração com a aplicação da equação 6.18.

$$ET_{o_{Ts}} = a \times T_s + b \quad (6.18)$$

onde:

T_s = temperatura de superfície, expressa em K;

a = emissão média da superfície de referência para determinadas condições atmosféricas, expressa em mm/°C dia e

b = efeitos aerodinâmicos sobre a superfície hipotética, a qual recebe uma certa quantidade de radiação solar, expressa em mm/dia.

Para a determinação dos parâmetros a e b utiliza-se dados característicos do cultivo referência (Cultivo de hipotético), os quais são apresentados no quadro 6.6 e dados meteorológicos (temperatura do ar, umidade relativa do ar, velocidade do vento e radiação solar). Para os dados meteorológicos acima citados utiliza-se médias mensais.

O parâmetro a , obtém-se através da equação 6.19:

$$a = \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma \times \left(1 + \frac{r_c}{r_a} \right)} \right) \times \left(\frac{-c \times \varepsilon_s \times \sigma}{\lambda} \right) \quad (6.19)$$

E o parâmetro b obtém-se através da equação 6.20:

$$b = \left(\frac{1}{\Delta + \gamma \times \left(1 + \frac{r_c}{r_a} \right)} \right) \times \frac{1}{\lambda} \times$$

$$\times \left[(\Delta) \times \left((1 - \alpha) \times R_s + \varepsilon_s \times \sigma \times (\varepsilon_a \times T_a^4 - d) - G \right) + \rho \times C_p \times \left(\frac{e_a - e_d}{r_a} \right) \right] \quad (6.20)$$

onde as variáveis envolvidas nas equações 6.19 e 6.20 são:

λ = calor latente de evaporação da água, expresso em *MJ*;

R_s = radiação solar, expressa em *MJ/m²/dia*;

G = fluxo de calor do solo, expresso em *MJ/m²/dia*;

ρ = densidade do ar, expresso em *kg/m³*;

C_p = calor específico do ar úmido a uma pressão constante, expresso em *MJ/kg/°C*;

e_a = pressão de vapor do ar, expressa em *kPa*;

e_d = pressão de saturação de vapor, expressa em *kPa*;

r_c = resistência do cultivo, expressa em *t/m*;

r_a = resistência aerodinâmica, expressa em *t/m*;

Δ = inclinação da curva de pressão de vapor, expressa em *kPa/°C*;

γ = constante psicrométrica, expressa em *kPa/°C*;

α = albedo do cultivo de referência, adimensional;

ε_s = emissividade de superfície, adimensional;

ε_a = emissividade de atmosfera, adimensional;

T_a = temperatura do ar *K*;

σ = constante de Stefan Boltzmann, adimensional;

c = coeficiente angular da relação entra a quarta potência da temperatura do ar e a temperatura de superfície, *K³*;

d = coeficiente linear da relação entra a quarta potência da temperatura do ar e a temperatura de superfície, *K⁴*.

Os dados que caracterizam o cultivo hipotético de referencia são apresentados no quadro 6.6 e no quadro 6.7 são apresentadas variáveis parametrizadas e constantes, que são usadas para a obtenção dos parâmetros *a* e *b*.

Quadro 6.6 - Valores característicos do cultivo de referência.

Descrição da variável	Símbolo	Valor adotado
Albedo do cultivo de referencia (Allen <i>et al.</i> , 1989).	α	0,23
Resistência do cultivo (Allen <i>et al.</i> , 1989).	r_c	70 m s^{-1}
Emissividade do cultivo (Valor & Caselles, 1996).	ϵ_s	0,985 (10,5-12,5 μm)
Emissividade do ar para atmosfera em condições padrão (Brutsaert, 1984).	ϵ_a	0,76 (15 °C)
Resistência aerodinâmica da superfície vegetal em função da velocidade do vento (U_2 in m s^{-1} medida a 2 m) (Allen <i>et al.</i> , 1989).	r_a	$208.U_2^{-1}$
Calor específico do ar ($\text{kJ Kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$) (Rivas, 2004).	c_p	1,013
Densidade do ar (kg m^{-3}) (Rivas, 2004).	ρ	1,2
Fluxo de calor do solo para área com cobertura vegetal (Rivas, 2004).	G	≈ 0

Quadro 6.7 - Constantes usadas no cálculo dos parâmetros a e b .

Descrição da constante	Símbolo	Valor adotado
Coefficiente angular da equação que relaciona a radiação emitida pela terra e a temperatura de superfície (Rivas, 2004).	C	$1,14 \cdot 10^8 \text{ (K}^3\text{)}$
Coefficiente linear da equação que relaciona a radiação emitida pela terra e a temperatura de superfície (Rivas, 2004).	D	$-2,70 \cdot 10^{10} \text{ (K}^4\text{)}$
Calor latente de evaporação da água (Rivas, 2004)	λ	$2,45 \text{ (MJ kg}^{-1}\text{)}$
Constante de Stefan Boltzmann (Rivas, 2004)	σ	$4,9 \cdot 10^{-9} \text{ (MJ m}^{-2} \text{ K}^{-4} \text{ d}^{-1}\text{)}$

6.5 Equações complementares para estimativa dos parâmetros a e b

Algumas equações complementares são necessárias para a estimativa dos parâmetros a e b da equação de Penman-Monteith adaptada para o sensoriamento remoto. Com estas equações é possível obter-se a declividade da curva de pressão de vapor (Δ), a constante

psicrométrica (γ), a pressão de vapor (e_a), a pressão de saturação de vapor (e_d) e a radiação solar (R_s). Estes parâmetros podem ser calculados a partir de dados meteorológicos como a temperatura (máxima e mínima) e a umidade (máxima e mínima) do ar.

6.5.1 Pressão de saturação de vapor (e_a)

A pressão de saturação de vapor se calcula a partir da temperatura do ar através da seguinte equação (Monteith-Unsworth, 1990):

$$e_a(T_a) = 0,6108 \exp\left(\frac{17,27 \cdot T_a}{T_a + 237,3}\right) \quad (6.21)$$

onde:

e_a = pressão de vapor do ar para uma determinada temperatura, expresso em kPa e

T_a = temperatura do ar $^{\circ}C$.

6.5.2 Declividade da curva de pressão de vapor (Δ)

A estimativa de declividade da curva de pressão de vapor, conforme Murray, (1967):

$$\Delta = \frac{4098 \times e_a}{(T_a + 237,3)^2} \quad (6.22)$$

onde:

e_a = pressão de vapor do ar para uma determinada temperatura, expresso em kPa ; e

T_a = temperatura do ar $^{\circ}C$.

6.5.3 Pressão de vapor

A pressão de vapor pode ser obtida a partir da equação 6.23 utilizou-se a umidade

relativa máxima e mínima do ar e da temperatura máxima e mínima do ar (Rivas, 2004).

$$e_d = \frac{e(T_{\min}) \times \frac{HR_{\max}}{100} + e(T_{\max}) \times \frac{HR_{\min}}{100}}{2} \quad (6.23)$$

onde:

e_d = pressão de saturação de vapor média do dia, expresso em kPa ;

eT_{\min} = pressão de vapor a temperatura mínima, expresso em kPa ;

eT_{\max} = pressão de vapor a temperatura máxima, expresso em kPa ;

HR_{\min} = máxima umidade relativa do ar, expresso em %; e

HR_{\max} = mínima umidade relativa do ar, expresso em %.

6.5.4 Constante psicrométrica

O valor da constante psicrométrica pode se calcular a partir de: (Rivas, 2004)

$$\gamma = \frac{c_p \times P}{\lambda} \times 1,61 \times 10^{-3} \quad (6.24)$$

onde:

γ = constante psicrométrica, expresso em $kPa/^\circ C$.

λ = calor latente de evaporação da água, expresso em MJ ;

C_p = calor específico do ar úmido a uma pressão constante, expresso em $MJ/kg/^\circ C$; e

P = pressão atmosférica (kPa) que pode ser obtida a partir da altitude (z em m) da estação por meio da seguinte equação (supondo uma temperatura do ar de $20^\circ C$).

$$P = 101,3 \times \left(\frac{293 - 0,0065 \times z}{293} \right)^{5,26} \quad (6.25)$$

6.5.5 Radiação solar

Em caso de não se dispor de dados de radiação solar pode-se obter a mesma a partir do número de horas de sol durante um dia, com a equação 6.26 (Doorenbos e Pruitt, 1977).

$$R_s = R_a \times \left(0,25 + 0,50 \times \frac{n}{N} \right) \quad (6.26)$$

onde:

n = número de horas de sol durante o dia;

N = número máximo de horas de sol; e

R_a = radiação solar extraterrestre, expressa em $MJ m^{-2} d^{-1}$. que obtém-se a partir da latitude do lugar e do dia do ano, com a aplicação da equação 6.27 (Duffie e Beckman, 1980):

$$R_a = \frac{24 \times 60}{\pi} \times G_s \times d_r \times (\omega_s \times \text{sen } \varphi \times \text{sen } \delta + \cos \varphi \times \cos \delta \times \text{sen } \omega_s) \quad (6.27)$$

onde:

G_s = constante solar (0,0820), expressa em $MJ m^{-2} \text{min}^{-1}$;

d_r = distância relativa entre a terra e o sol (adimensional);

ω_s = ângulo solar rad ;

δ = inclinação solar rad ; e

φ = latitude, expressa em rad .

7 RESULTADOS OBTIDOS

São a seguir apresentados os resultados obtidos. Os resultados intermediários apresentados correspondem a imagem de 06/12/2003 e os resultados finais são apresentados para as duas imagens. No quadro 7.1 são apresentadas dados das imagens NOAA utilizadas.

Quadro 7.1 – Características das imagens processadas.

Satélite	Sensor	Aquisição	
		Data	Hora
NOAA 16	AVHRR	20/06/2003	14:51H
NOAA 16	AVHRR	06/12/2003	14:54H

Na Figura 7.1 observa-se a composição colorida (vermelho – banda 3, verde – banda 2 e azul – banda 1) da imagem de 06/12/2003 em formato original, portanto sem georeferencia ou correção geométrica. Este é formato usual das imagens logo após a extração dos dados do arquivo NOAA 1B e a separação nas cinco bandas espectrais do sensor AVHRR.

7.1 Correção geométrica por *Geographic Lookup Table (GLT)*

Nesta etapa a imagem é corrigida geometricamente em função dos parâmetros orbitais do satélite, quando é feito o seu georreferenciamento em coordenadas geográficas referidas elipsóide WGS 72. O georreferenciamento é feito desta forma pelo fato dos parâmetros orbitais do satélite NOAA estarem vinculados a este elipsóide.

Como a correção geométrica é um processo lento, o mesmo foi aplicado apenas em uma região da imagem, a qual cobre o estado do Rio Grande do Sul. Na figura 7.2 a) observa-se está imagem sem a correção geométrica, enquanto na figura 7.2 b) a mesma está geometricamente corrigida.

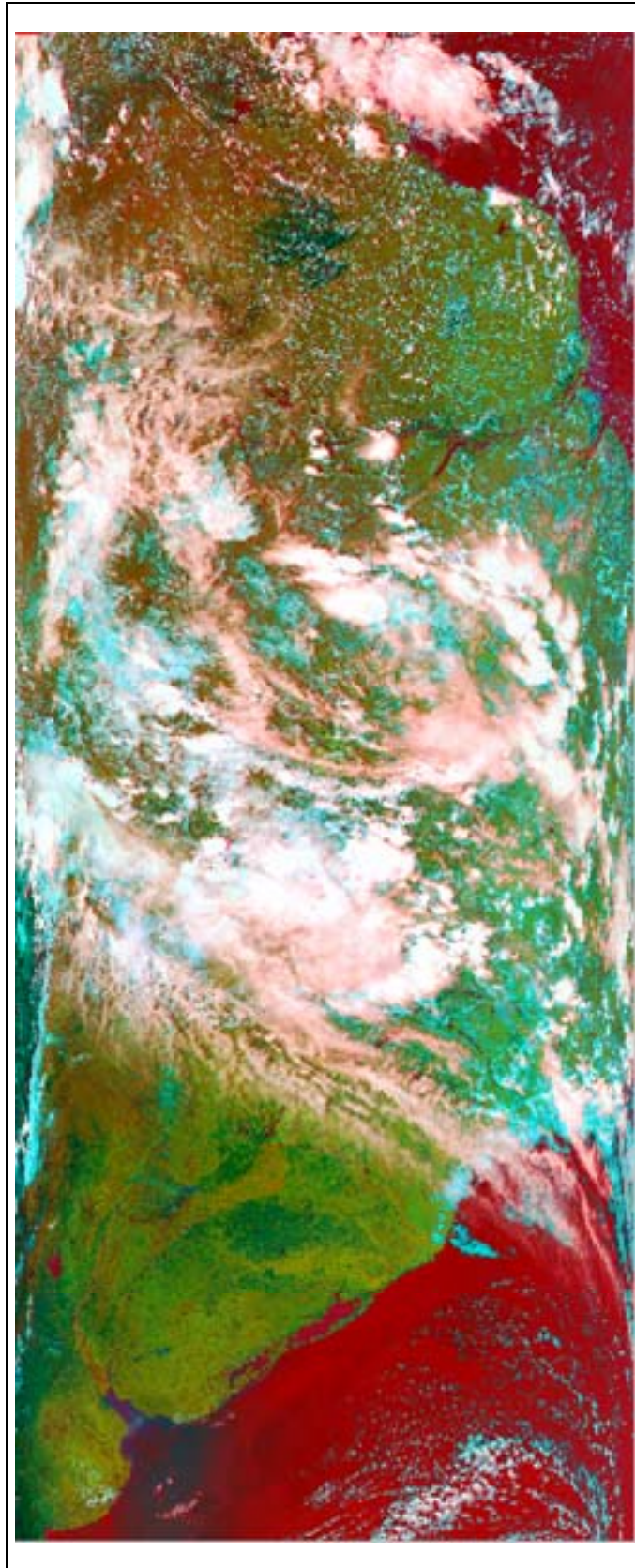


Figura 7.1 – Imagem original após a separação dos dados das bandas do sensor AVHRR, composição colorida (3,2,1), imagem 06/12/2003 – 14:54 H (imagem de 2399km x 5490km e pixel de 1.1km x 1.1km em nadir)

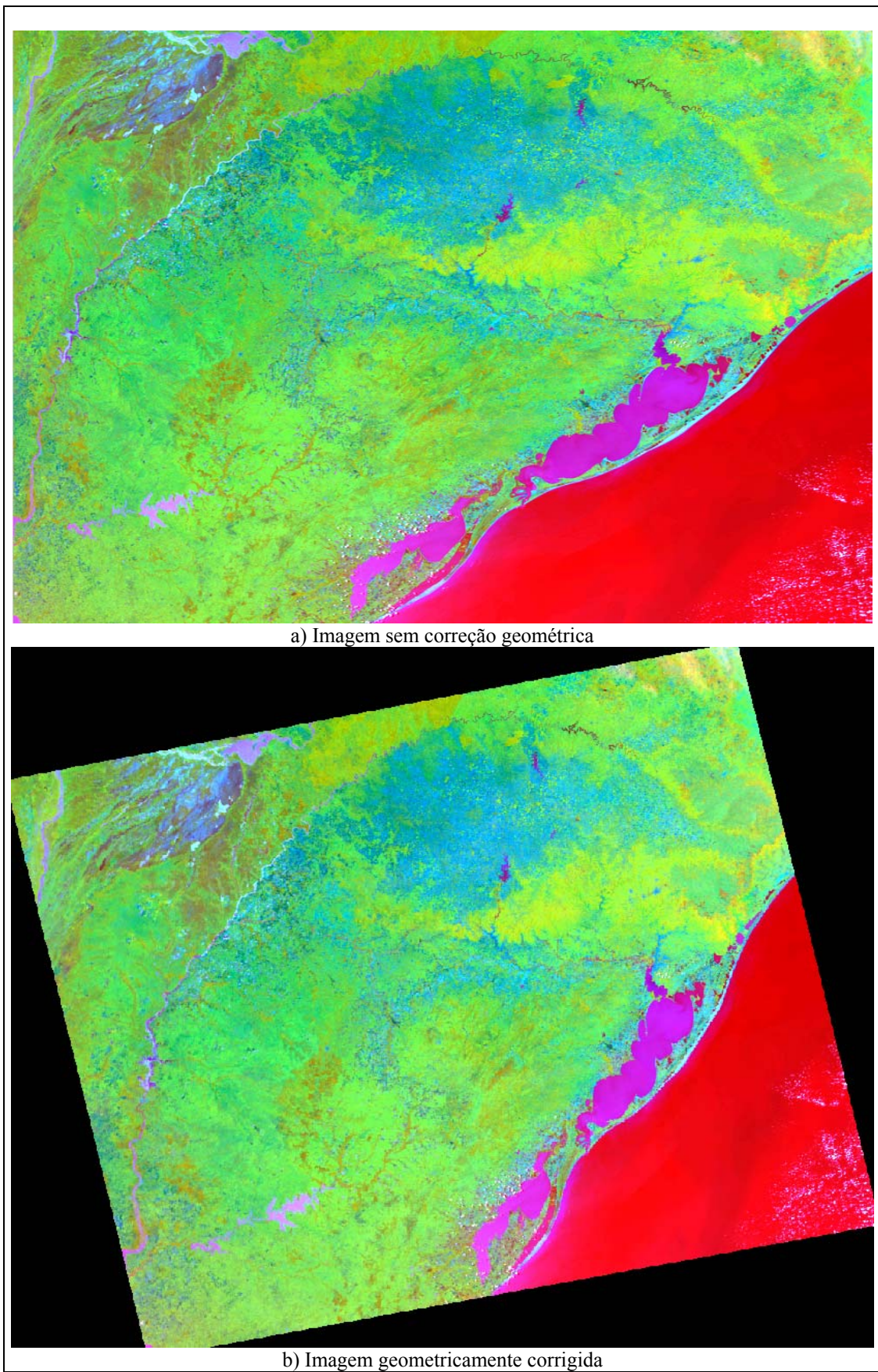


Figura 7.2 – Correção geométrica por GLT, composição colorida (3,2,1) imagem 06/12/2003 – 14:54H.

7.2 Correção por pontos de controle

A correção geométrica por GLT, proporciona uma geometria correta, porém o georeferenciamento não é suficientemente preciso. Visando solucionar a deficiência da etapa anterior, aplica-se uma segunda etapa de correção, a qual consiste no georeferenciamento de imagem para imagem por pontos de controle.

Como a imagem base para esta etapa de correção, em virtude das dimensões da área foi necessário utilizar um mosaico de nove imagens Landsat 7 e 5 (figura 7.3).

As imagens utilizadas para montagem do mosaico foram obtidas no *Earth Science Data Interface* do sitio *Global Land Cover Facility* mantido pela *University of Mariland* (<http://glcfapp.umiacs.umd.edu:8080/esdi/index.jsp> acessado em 15/01/2004). As imagens disponíveis neste sitio estão georeferenciadas no sistema de Projeção UTM (Projeção Universal Transversa de Mercator), *Datum* SAD 69. As datas de aquisição, órbitas e cenas utilizadas destas imagens estão relacionadas no quadro 7.2.

Tendo em vista que a área de estudo localiza-se na região correspondente ao fuso 22 do sistema de projeção UTM, efetuou-se um recorte da imagem AVHRR de forma a cobrir a área correspondente a este fuso, no estado do Rio Grande do Sul. Este recorte da imagem NOAA – AVHRR (06/12/2003 – 14:51H), georeferenciada pode ser visualizada na figura 7.4.

Os erros em linha e coluna para cada ponto de controle usado para esta etapa de correção, bem como os erros RMS (*Room Mean Square*) obtidos para as imagens AVHRR do dia 06/12/2003 - 14:54H e 20/06/2003 - 14:51H, são apresentados no quadro 7.3. Definiu-se os pontos de controles localizados nos limites da barragem Passo Real, barragem do arroio Capané, nos pontais da Lagoa dos Patos e na foz do rio Taquari, pois estes pontos são visíveis em uma imagem AVHRR e geram uma boa distribuição dos pontos na imagem.

Para as imagens AVHRR do dia 06/12/2003 - 14:54H e 20/06/2003 - 14:51H obteve-se respectivamente uma georeferência com um erro RMS de 0,92 e 0,98 pixel. Este erro considera-se aceitável para uma imagem NOAA-AVHRR com uma resolução de 1,1km x 1,1km.

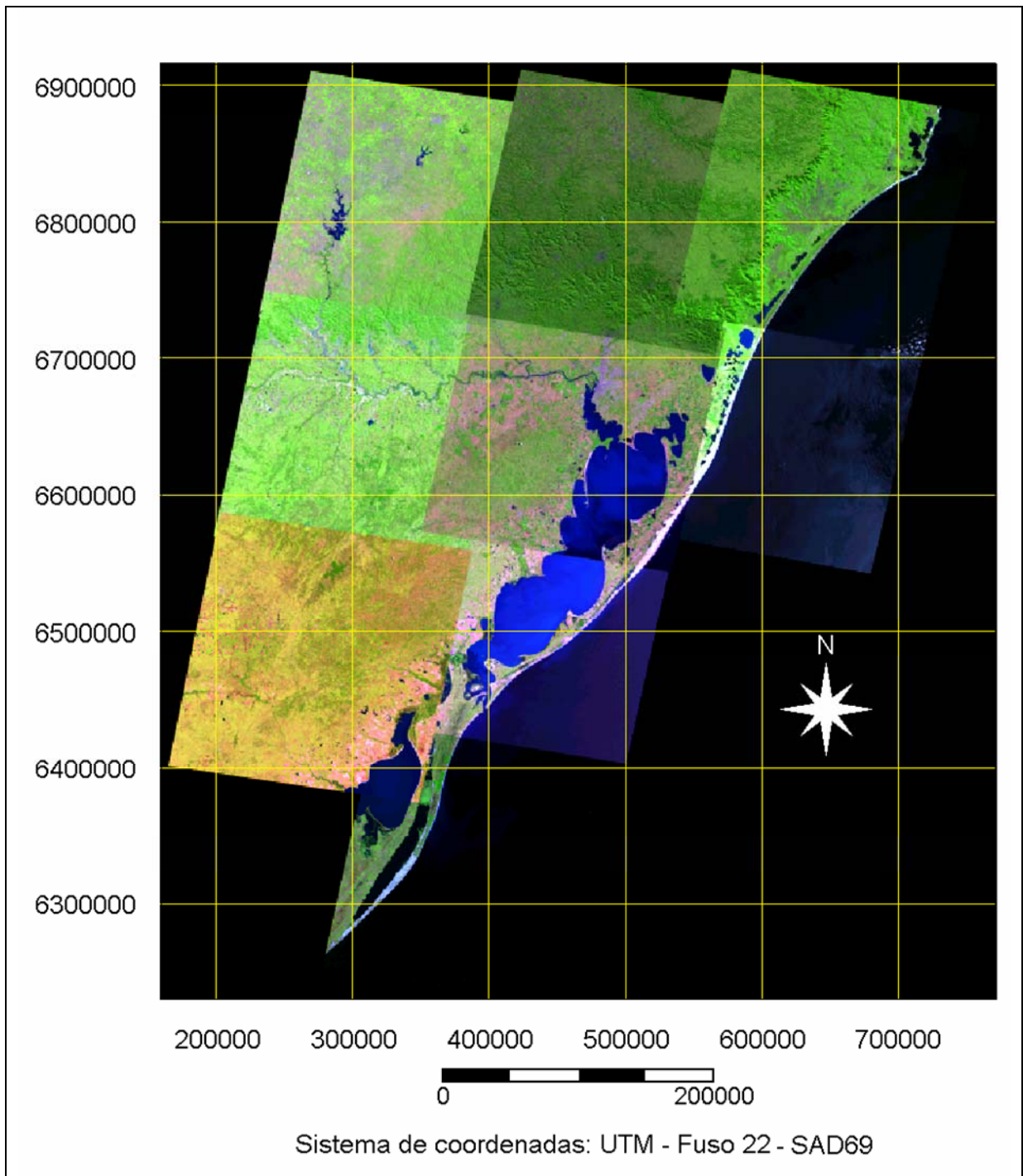


Figura 7.3 – Mosaico georeferenciado de imagens Landsat, composição colorida (5,4,3).

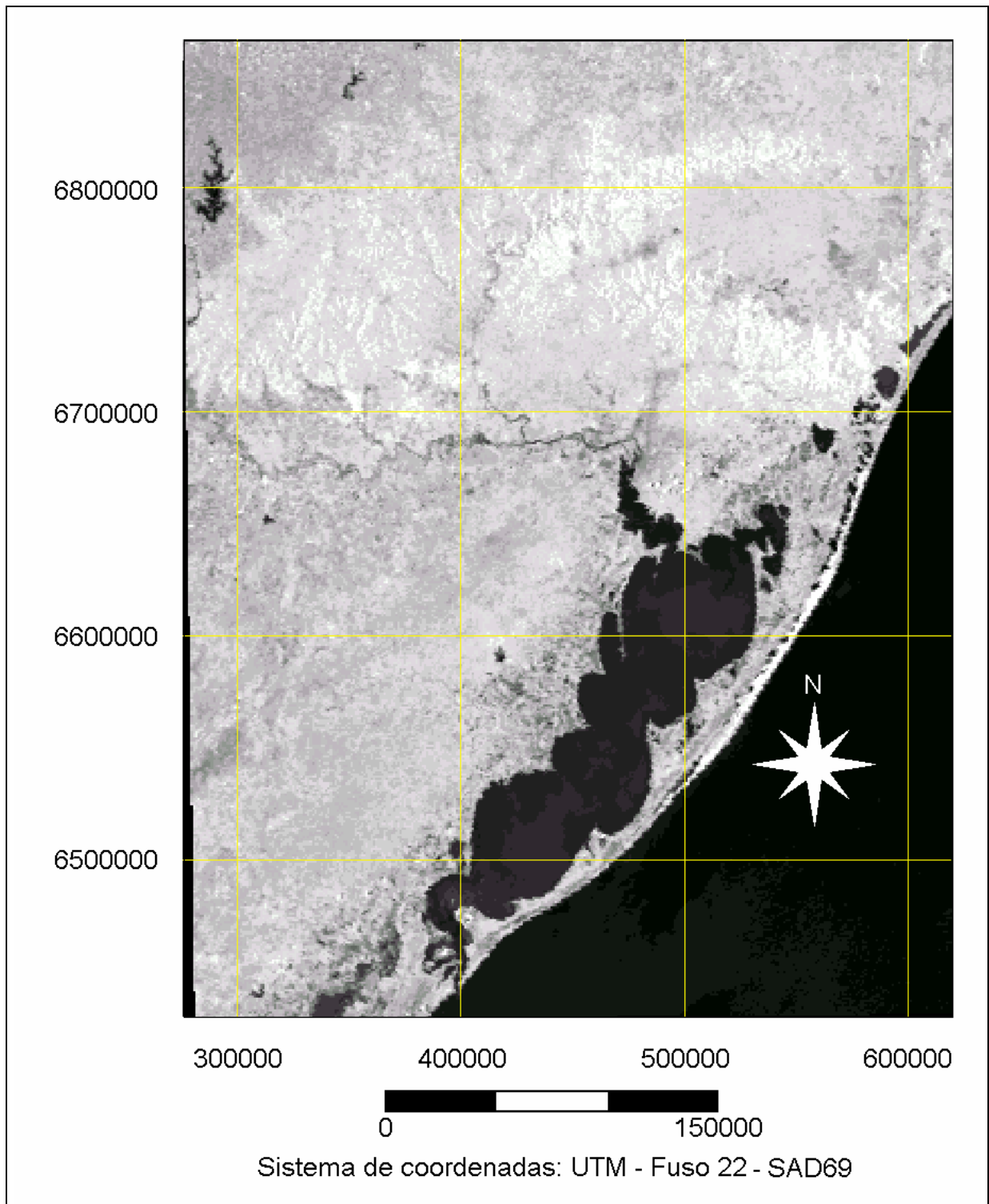


Figura 7.4 – Recorte da imagem NOAA (06/12/2003 – 14:54H).

Quadro 7.2 – Imagens Landsat utilizadas para elaboração do mosaico.

Satélite	Sensor	Órbita	Cena	Data de aquisição
Landsat 7	ETM+	220	80	07/05/2000
Landsat 7	ETM+	220	81	29/11/1999
Landsat 7	ETM+	221	80	15/06/2000
Landsat 7	ETM+	221	81	24/02/2000
Landsat 7	ETM+	221	82	12/11/2000
Landsat 7	ETM+	221	83	18/08/2000
Landsat 7	ETM+	222	80	19/01/2002
Landsat 7	ETM+	222	81	24/09/2000
Landsat 5	TM	222	82	04/11/1988

Quadro 7.3 – Pontos de controle e erros de georeferenciamento das imagens NOAA-AVHRR .

Imagens NOAA-AVHRR							
20/06/2003 – 14:51H				06/12/2003 – 14:54H			
Ponto	Erro em colunas	Erro em linhas	Erro RMS	Ponto	Erro em colunas	Erro em linhas	Erro RMS
1	0,29	0,52	0,59	1	0,18	-0,06	0,19
2	-0,94	0,43	1,03	2	0,22	0,91	0,93
3	-0,06	-0,42	0,42	3	0,42	-0,51	0,66
4	-0,23	-1,03	1,05	4	0,08	0,47	0,48
5	-0,54	0,65	0,85	5	0,61	0,07	0,61
6	-1,04	0,18	1,05	6	-1,62	-0,15	1,16
7	1,25	-0,34	1,29	7	1,07	-0,27	1,11
8	-0,26	-0,13	0,29	8	-0,37	-0,79	0,87
9	-0,83	0,60	1,02	9	-1,74	0,21	1,76
10	0,83	-0,53	0,99	10	0,61	0,11	0,62
11	1,54	0,07	1,54	11	0,86	0,01	0,86
				12	0,06	-0,34	0,35
				13	-0,38	0,34	0,51

7.3 Determinação da emissividade da superfície

A seguir serão apresentados alguns dados e mapas obtidos no processo de determinação das emissividades da superfície, o primeiro mapa apresentado é o mapa de Índice de Diferença de Vegetação Normalizada (NDVI). O mapa obtido para a data 06/12/2003 – 14:54H pode ser visualizado na figura 7.5.

Para a determinação da porcentagem de cobertura por vegetação é necessário definir as áreas de solo nu e aquelas a serem consideradas com 100% de cobertura vegetal (altos índices de cobertura).

Os valores dos parâmetros que caracterizam a região com altos índices de vegetação (NDVI_v, IRC_v e R_v) e sem cobertura por vegetação (NDVI_s, IRC_s e R_s) obtidos a partir de uma análise estatística para as imagens dos dias 20/06/2003 e 06/12/2003 são apresentados, respectivamente, nos quadros 7.4 e 7.5.

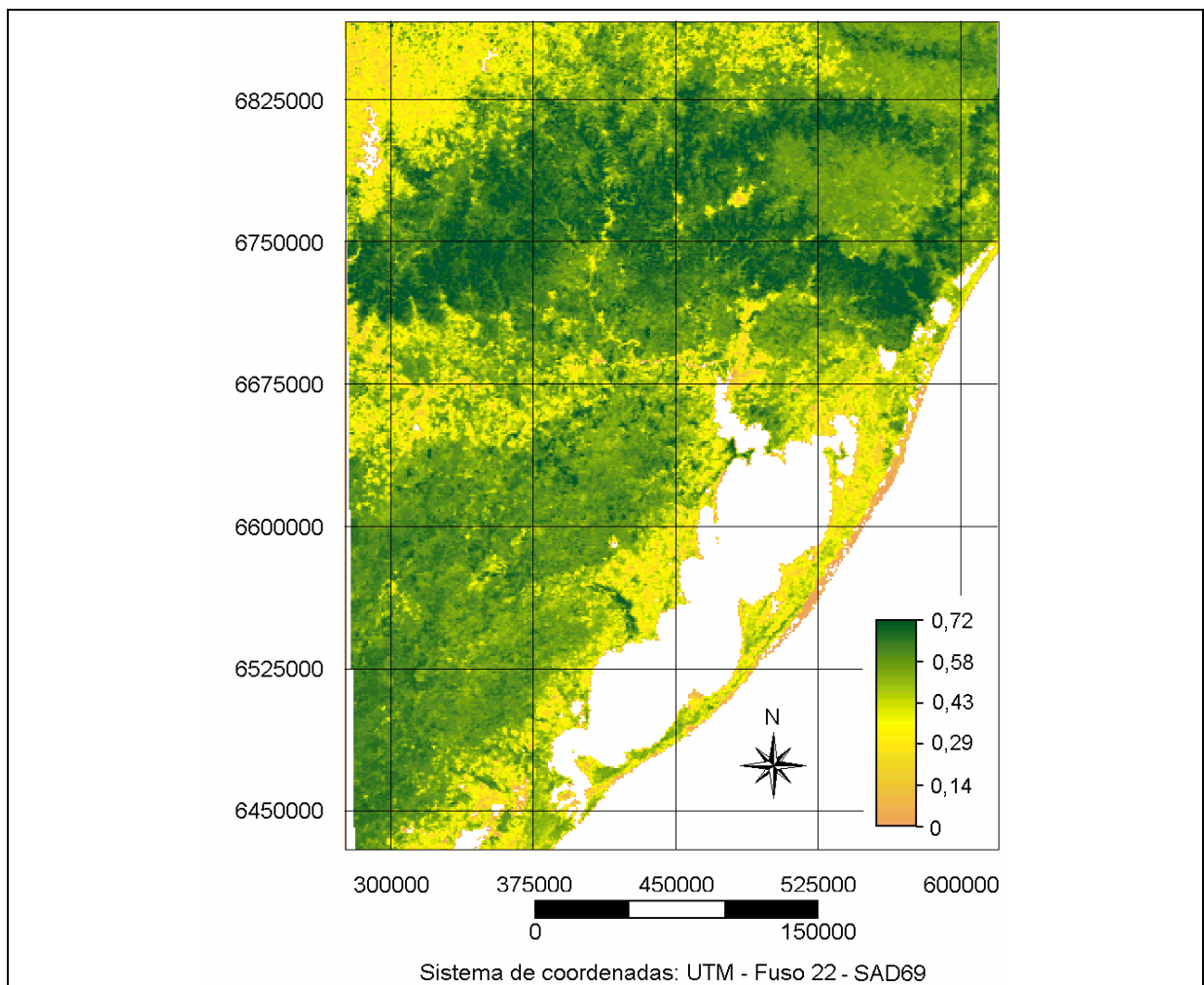


Figura 7.5 – NDVI da área correspondente ao fuso 22 (06/12/2003 – 14:54H).

A partir do mapa de NDVI (figura 7.6) e dos valores apresentados no quadro 7.4 obtém-se o mapa de percentagem de vegetação (Pv) para o Vale do Rio dos Sinos, o qual é apresentado na figura 7.7.

Os mapas de emissividade para os intervalos espectrais 10,3-12,5 μm (bandas 4 e 5), 10,3-11,3 μm (da banda 4) e da banda 5 (11,5-12,5 μm) são apresentados na figura 7.8

Quadro 7.4 – Valores médios das classes da imagem de 20/06/2003.

Imagem NOAA – AVHRR (20/06/2003 – 14:51H)	
Área azul – Classificada como solo sem cobertura de vegetação.	
Parâmetro	Valor médio da área classificada
NDVIs	0,15
IRCs	7,49
IRs	4,11
Área verde – Classificada como vegetação	
Parâmetro	Valor médio da área classificada
NDIVv	0,54
IRCv	5,62
IRv	2,17

Quadro 7.5 – Valores médios das classes da imagem de 06/12/2003.

Imagem NOAA – AVHRR (06/12/2003 – 14:54H)	
Área azul – Classificada como solo nu.	
Parâmetro	Valor médio da área classificada
NDVIs	0,02
IRCs	22,08
IRs	21,01
Área verde – Classificada como vegetação	
Parâmetro	Valor médio da área classificada
NDIVv	0,67
IRCv	19,81
IRv	3,83

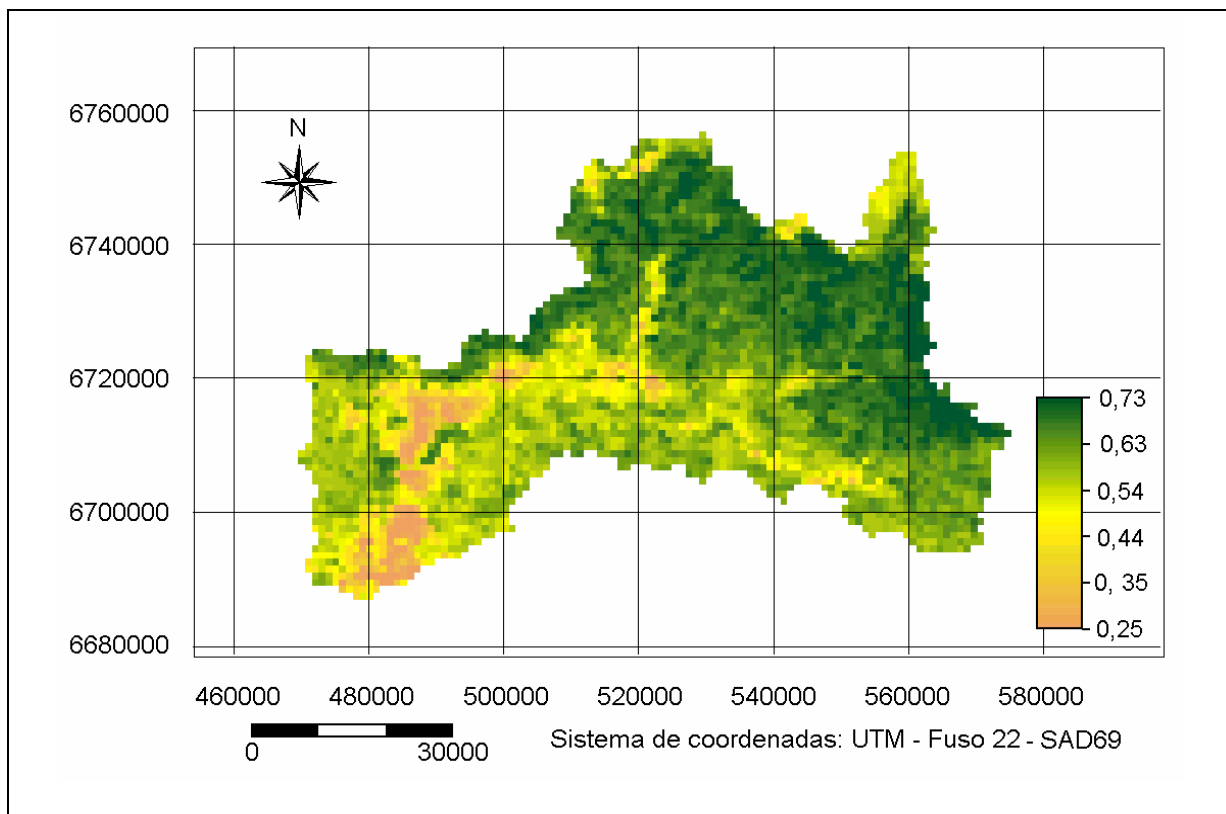


Figura 7.6 – NDVI recorte do Vale do Rio dos Sinos (06/12/2003 – 14:54H).

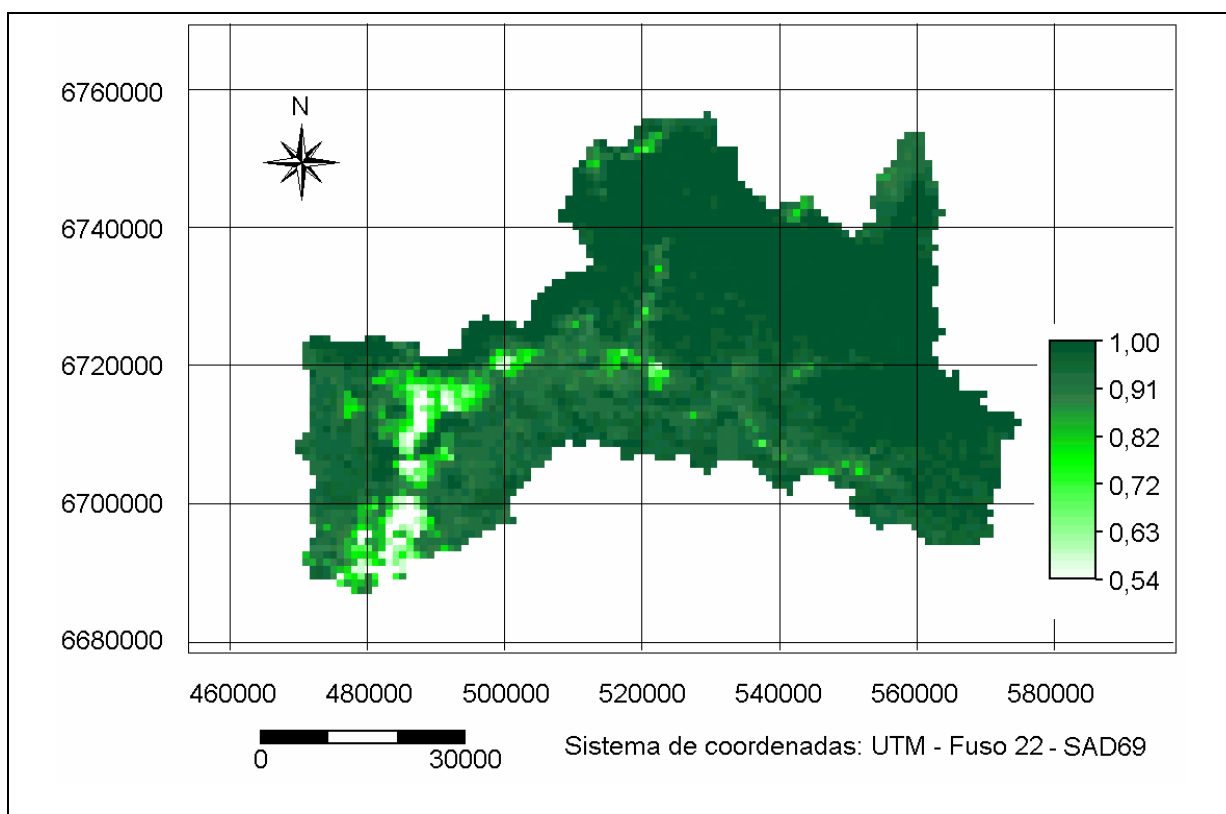


Figura 7.7 – Porcentagem de cobertura por vegetação (Pv) (06/12/2003 – 14:54H).

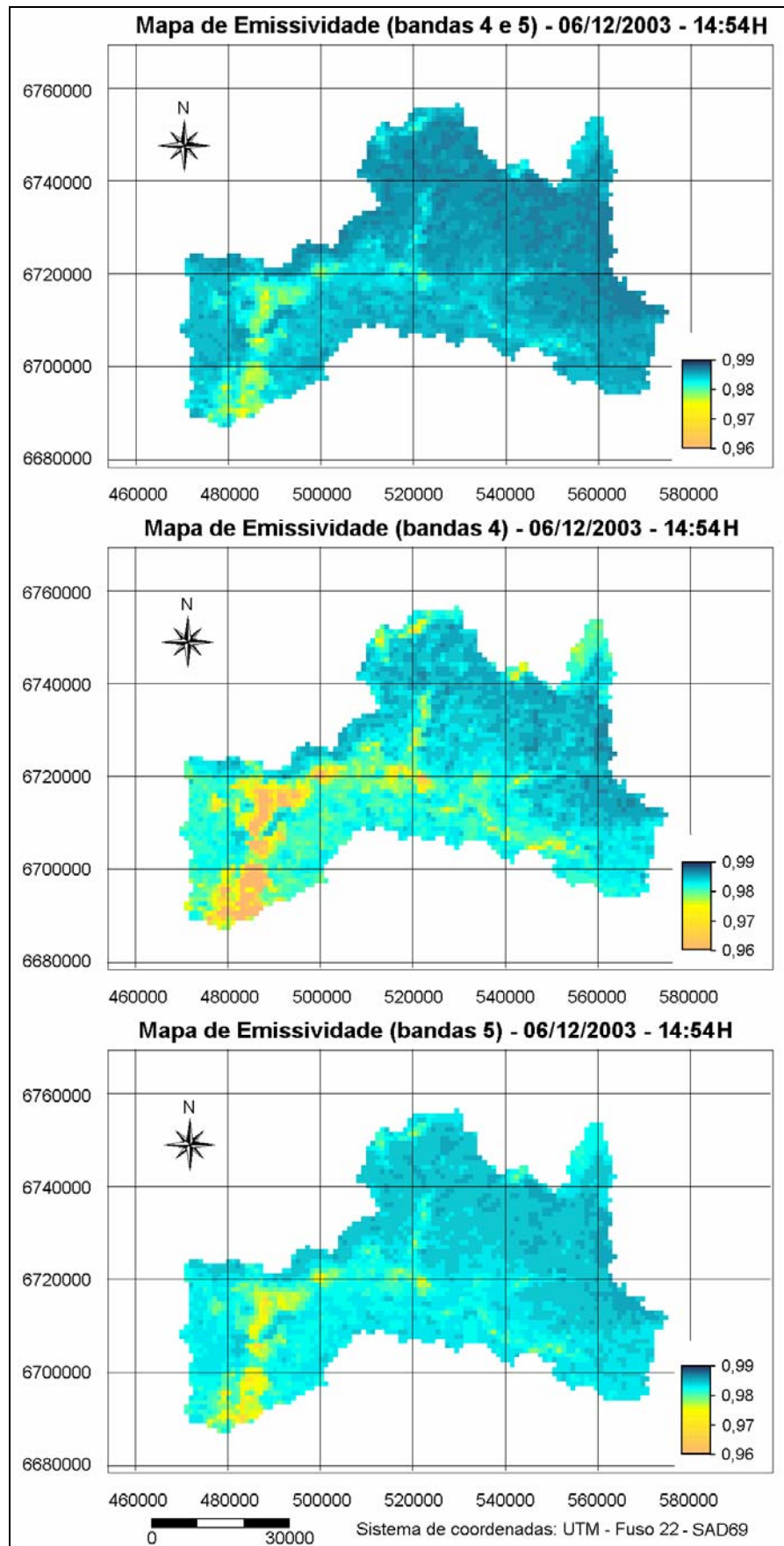


Figura 7.8 – Emissividades do Vale do Rio dos Sinos (06/12/2003 – 14:54H).

7.4 Determinação da temperatura de superfície

Os índices de evapotranspiração são obtidos a partir das temperaturas de superfície, as quais são aqui determinadas através do algoritmo *Split Windows* proposto por Coll & Caseles (1996).

Os parâmetros de entrada deste algoritmo são os mapas de temperaturas de brilho das bandas 4 e 5 bem como os valores médios das temperaturas de brilho das bandas 4 e 5 (T_4 e T_5), obtidos a partir de uma análise estatística dos mapas de temperatura de brilho e a quantidade de água precipitável (W), obtida de perfis atmosféricos (figura 7.9). Estes dados são apresentados no quadro 7.6

Quadro 7.6 – Temperaturas de brilho e água precipitável para as imagens de 20/06/2003 e 06/12/2003

Descrição	Variável	Valor (imagem 20/06/2003 14:51H).	Valor (imagem 06/12/2003 14:54H).
Temperatura de brilho média da banda 4	T_4	291,34 K	302,87 K
Temperatura de brilho média da banda 5	T_5	292,28 K	301,23 K
Água precipitável (perfil 06/12/2003 12:00H)	W	1,74 g/cm ²	1,16 g/cm ²

Para a geração dos mapas de temperatura de superfície calcula-se inicialmente os coeficientes b_4 e b_5 , a transmissividade ($\tau_5(\theta)$) e os coeficientes α e β . Os coeficientes calculados são apresentados no quadro 7.7.

Quadro 7.7 – Coeficientes do algoritmo Split Windows para as imagens de 20/06/2003 e 06/12/2003.

Variável	Valor (imagem 20/06/2003 14:51H).	Valor (imagem 06/12/2003 14:54H).
$\tau_5(\theta)$	0,7529	0,8028
b_4	43,95 K	56,37 K
b_5	40,87 K	55,94 K
α	46,24 K	57,05 K
β	63,38 K	139,27 K

Finalmente os mapas de temperatura são determinados através da equação 6.10 para as imagens de 20/06/2003 e 06/12/2003 podem ser visualizados nas figuras 7.10 e 7.11.

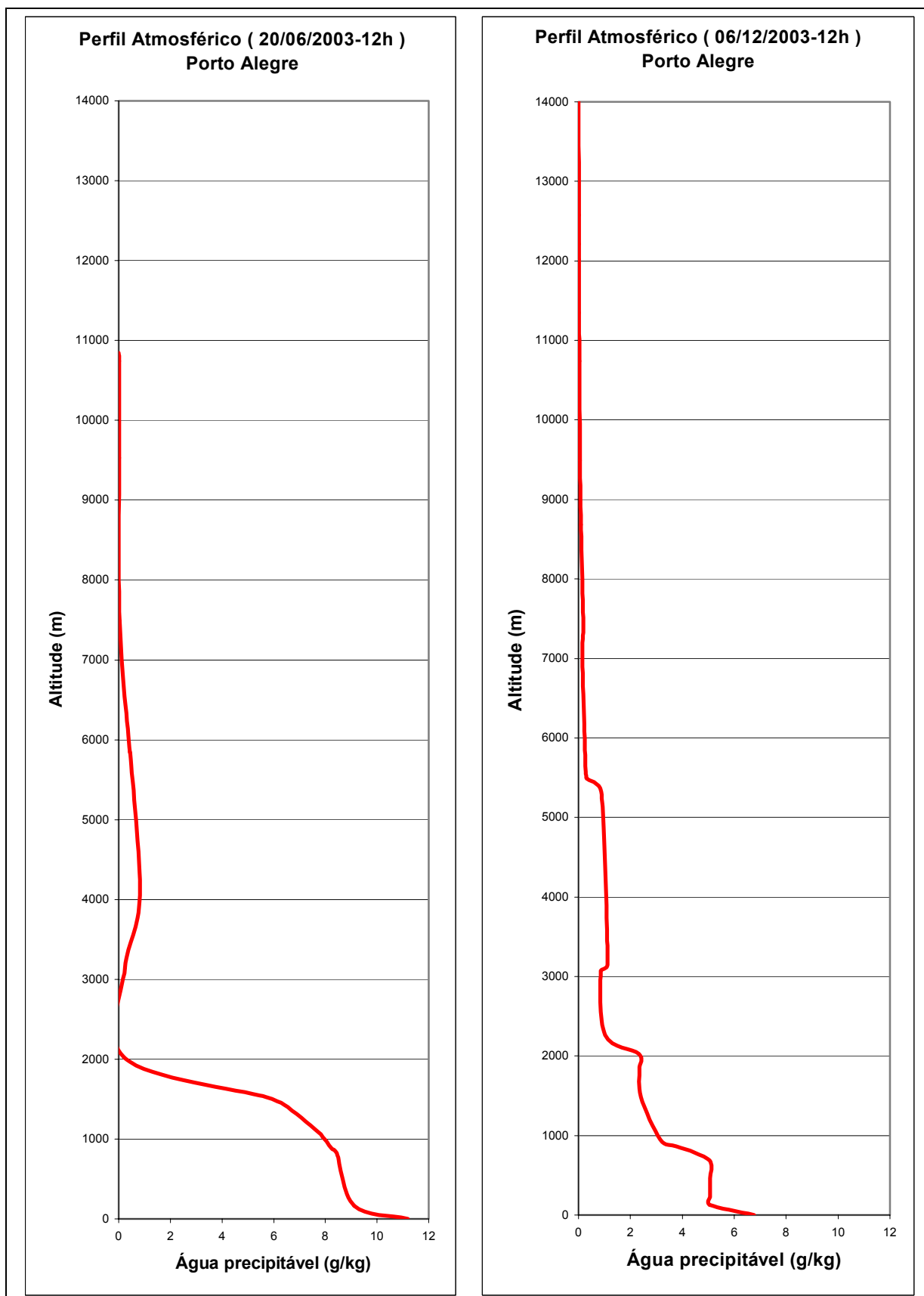


Figura 7.9 - Perfis atmosféricos da estação de rádio sondagem do aeroporto de Porto Alegre (g de água por kg de ar).

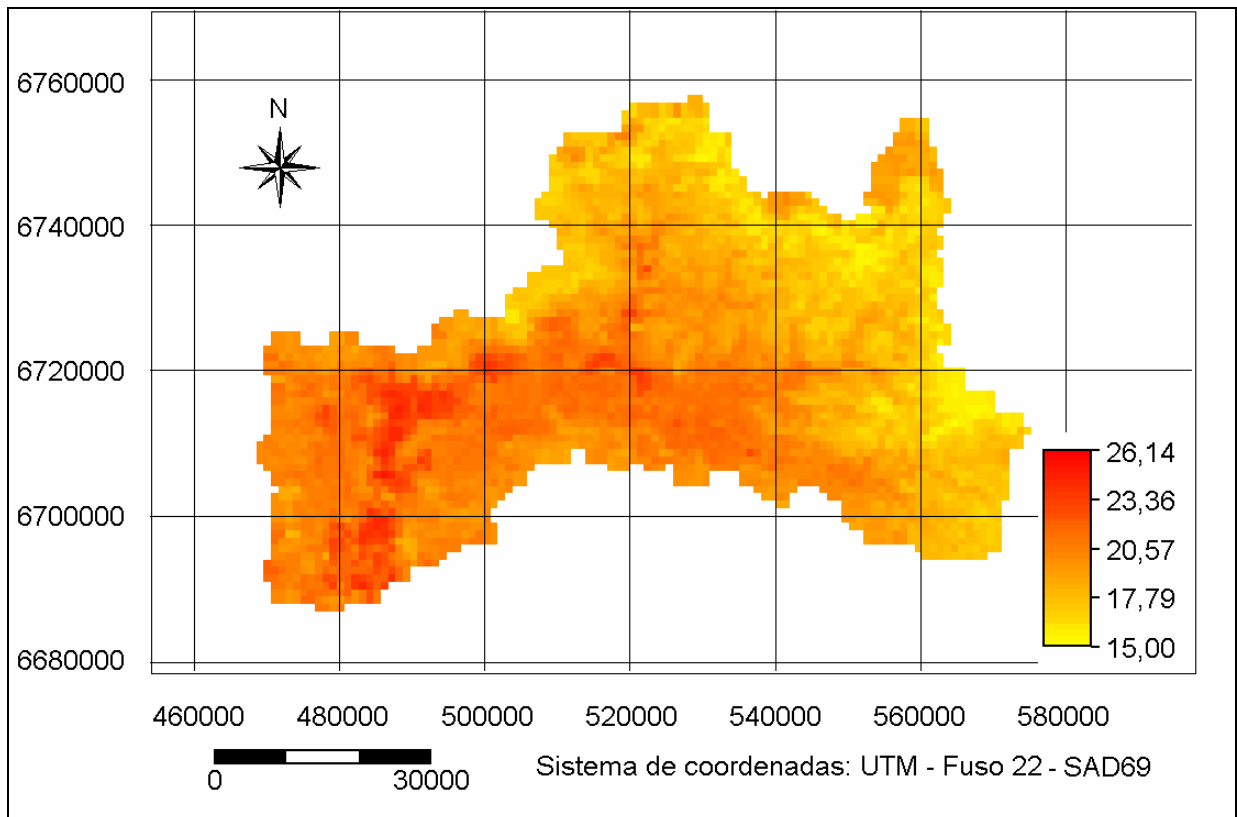


Figura 7.10 – Temperatura de superfície T_s (°C) (20/06/2003 – 14:51H).

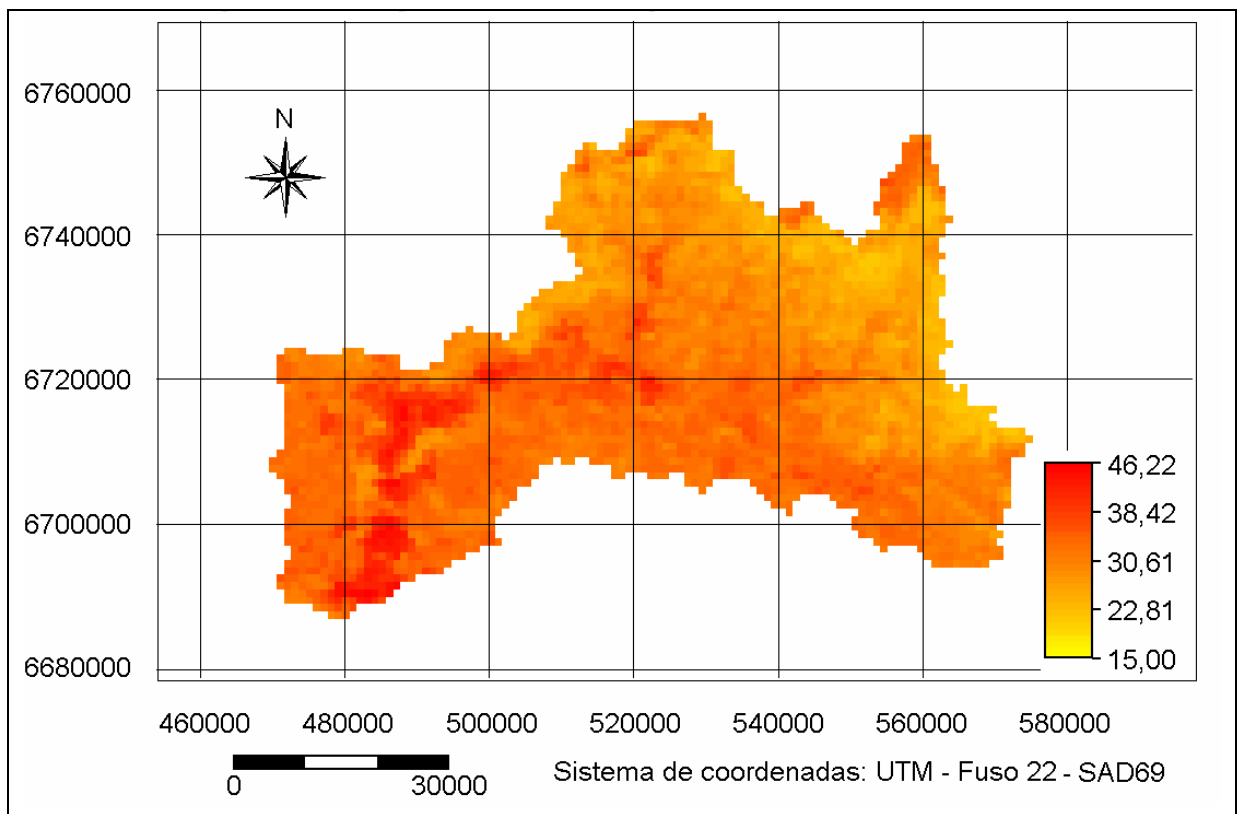


Figura 7.11 – Temperatura de superfície T_s (°C) (06/12/2003 – 14:54H).

7.5 Determinação da evapotranspiração máxima (ET_oTs)

Para determinação dos índices de evapotranspiração regional, de acordo com o modelo Penman-Monteith ajustado para o sensoriamento remoto, é necessário o cálculo de parâmetros que caracterizam o comportamento atmosféricos próximos a superfície, a partir de dados meteorológicos. São estes a temperatura e umidade relativa do ar, velocidade do vento e radiação solar, os quais foram obtidos na estação São Leopoldo – RS (Rede de Estações de Climatologia Urbana do Rio Grande do Sul). As séries históricas de médias mensais para a referida estação meteorológica no período de 1988 – 2003, são apresentados no quadro 7.8.

Quadro 7.8 – Dados meteorológicos usados para cálculo da evapotranspiração.

Dados da Estação São Leopoldo: latitude 29° 46' 36'' S e longitude 51° 08' 12'' W						
Mês	Temperatura do ar (°C) média das máximas	Temperatura do ar (°C) média	Temperatura do ar (°C) média das mínimas	Umidade relativa do ar (%)	Velocidade do vento (m/s)	Horas de sol (h/dia)
Janeiro	31,5	25	20,4	71	2,0	7,4
Fevereiro	30,9	24,6	20,3	74	2,0	7
Março	30,4	23,8	19,4	74	2,0	7,3
Abril	26,4	20,4	16,4	78	1,3	6,1
Mai	23,1	17	13	80	1,3	6,1
Junho	20,2	14,6	11	82	1,3	5,2
Julho	19,4	13,8	10	80	1,2	5,2
Agosto	22,1	15,8	11,4	77	1,2	5,8
Setembro	22,6	16,8	12,6	77	1,2	5,6
Outubro	25,9	20	15,7	74	2,0	5,9
Novembro	28,4	22	17	70	2,0	7,9
Dezembro	30,7	24	19,2	70	2,0	7,7

As variações das médias mensais ao longo do ano, com referência a temperatura do ar, umidade relativa do ar e velocidade do vento, são apresentados respectivamente nas figuras 7.15, 7.16 e 7.17.

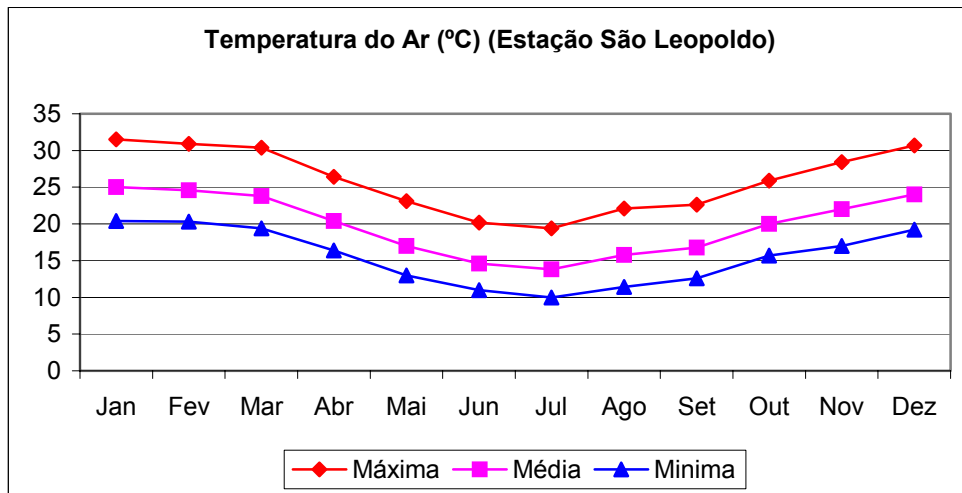


Figura 7.12 – Temperaturas máxima, média e mínima do ar ao longo do ano.

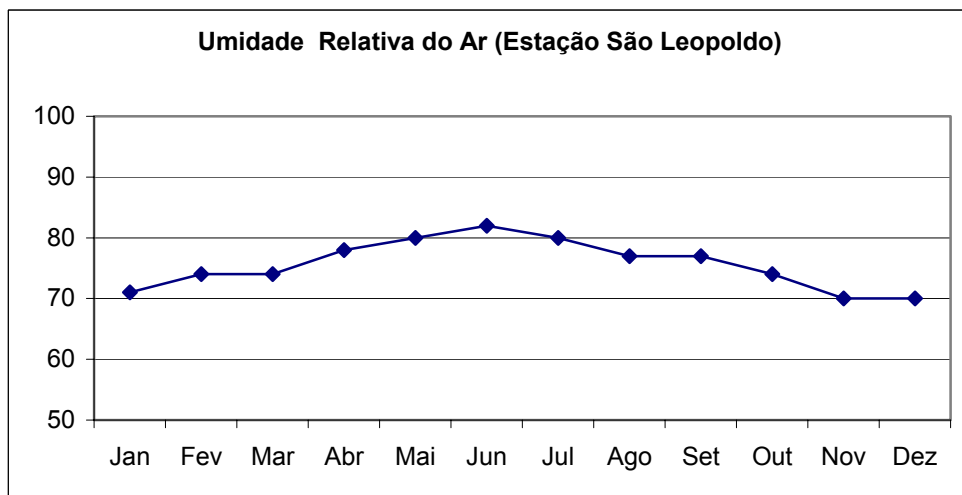


Figura 7.13 – Umidade relativa do ar, média mensal ao longo do ano.

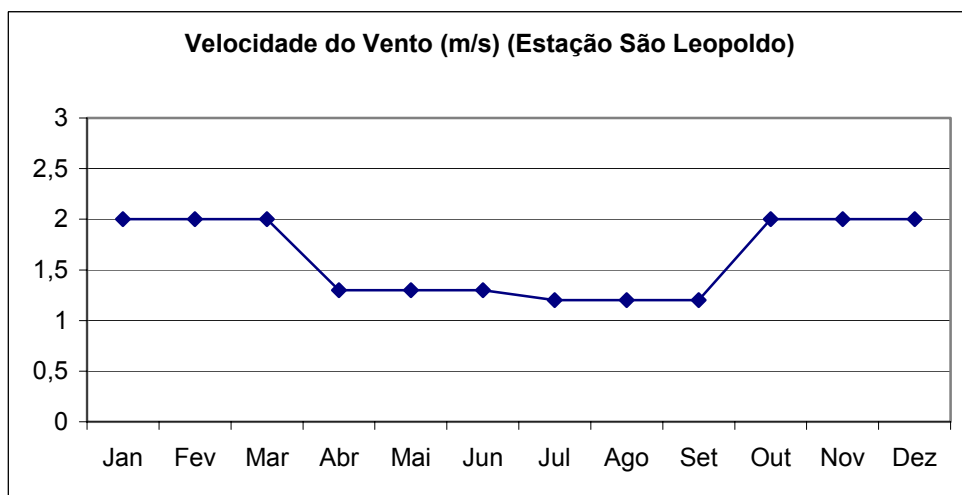


Figura 7.14 – Velocidade do vento, média mensal ao longo do ano.

Segundo o modelo de Penman – Monteith ajustado para sensoriamento remoto,

parâmetros a e b devem ser determinados a partir de dados meteorológicos, com vistas a sua aplicação na estimativa da evapotranspiração máxima (EToTs). Estes valores foram determinados mensalmente através das equações 4.26 e 4.27, cujos os resultados são apresentados no quadro 7.9

Quadro7.9 – Parâmetros a e b
(Modelo Penman – Monteith ajustado para sensoriamento remoto)

Parâmetros para estação São Leopoldo Latitude 29° 46' 36'' S longitude 51° 08' 12'' W		
	a	b
Janeiro	0,15	-0,47
Fevereiro	0,15	-0,47
Março	0,15	-0,46
Abril	0,15	-0,44
Mai	0,14	-0,40
Junho	0,13	-0,37
Julho	0,13	-0,37
Agosto	0,14	-0,40
Setembro	0,14	-0,41
Outubro	0,14	-0,41
Novembro	0,15	-0,44
Dezembro	0,15	-0,46
Média anual	0,14	-0,43

As variações mensais de a e b em relação a sua média anual, podem ser observados respectivamente nas figuras 7.18 e 7.19, quando estas variações são pequenas, conforme indicado por Rivas, (2004) pode-se utilizar médias anuais para a obtenção dos mapas de estimativa de EToTs.

Assumindo que as variação mensais de a e b não são significativas, utilizou-se a media anual deste parâmetro (quadro 7.9) e os mapas de temperatura de superfície (Ts) para obtenção dos mapas de evapotranspiração diária nos períodos de inverno (20/06/2003) e verão (06/12/2003).

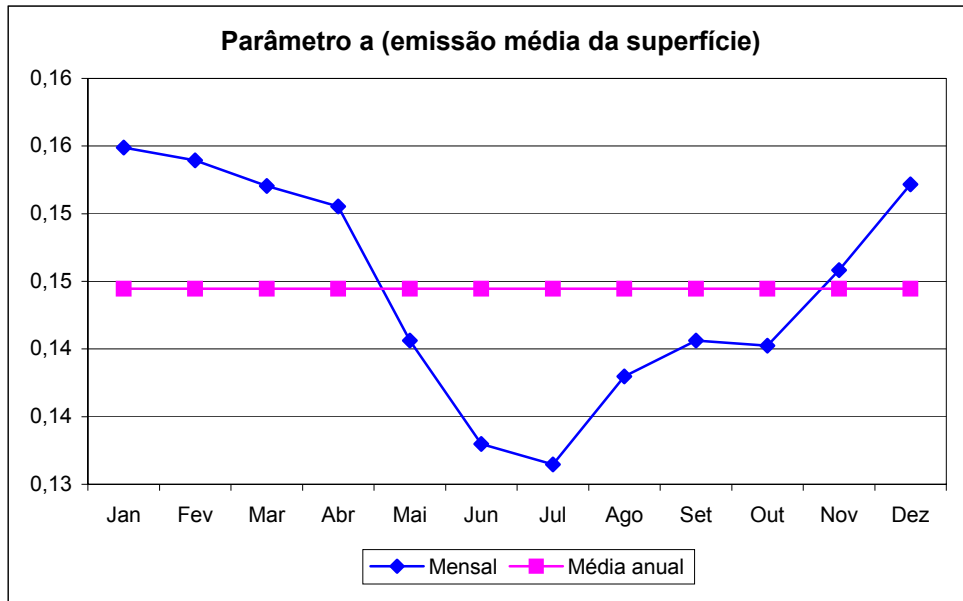


Figura 7.15 – Valores mensais e média anual do parâmetro a do modelo de cálculo de evapotranspiração por sensoriamento remoto.

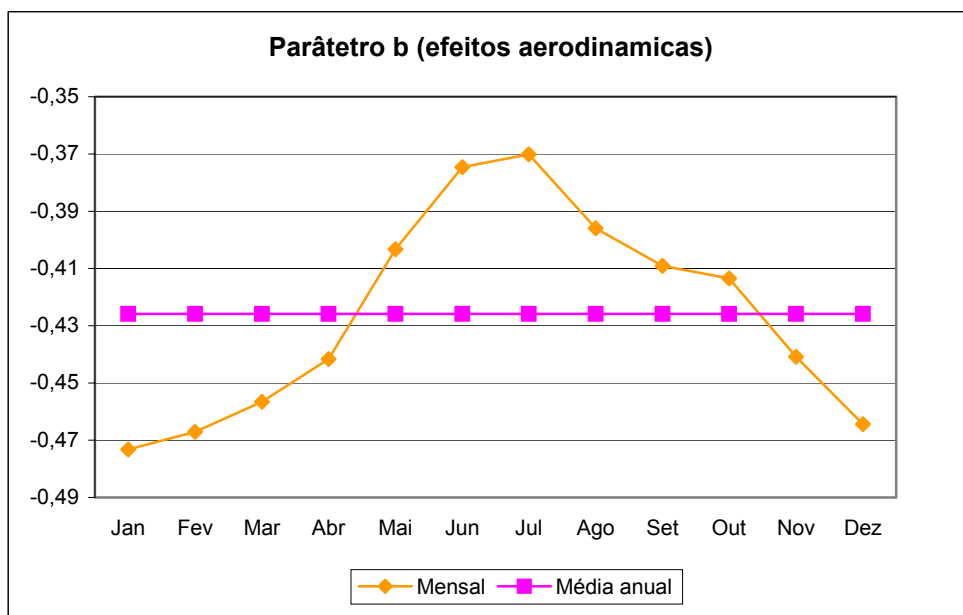


Figura 7.16 – Valores mensais e média anual do parâmetro b do modelo de cálculo de evapotranspiração por sensoriamento remoto.

A evapotranspiração espacialmente distribuída, obtida a partir dos mapas de temperatura de superfície e dos parâmetros a e b aplicados pode ser visualizada, em dois mapas de datas distintas, nas figuras 7.20 e 7.21.

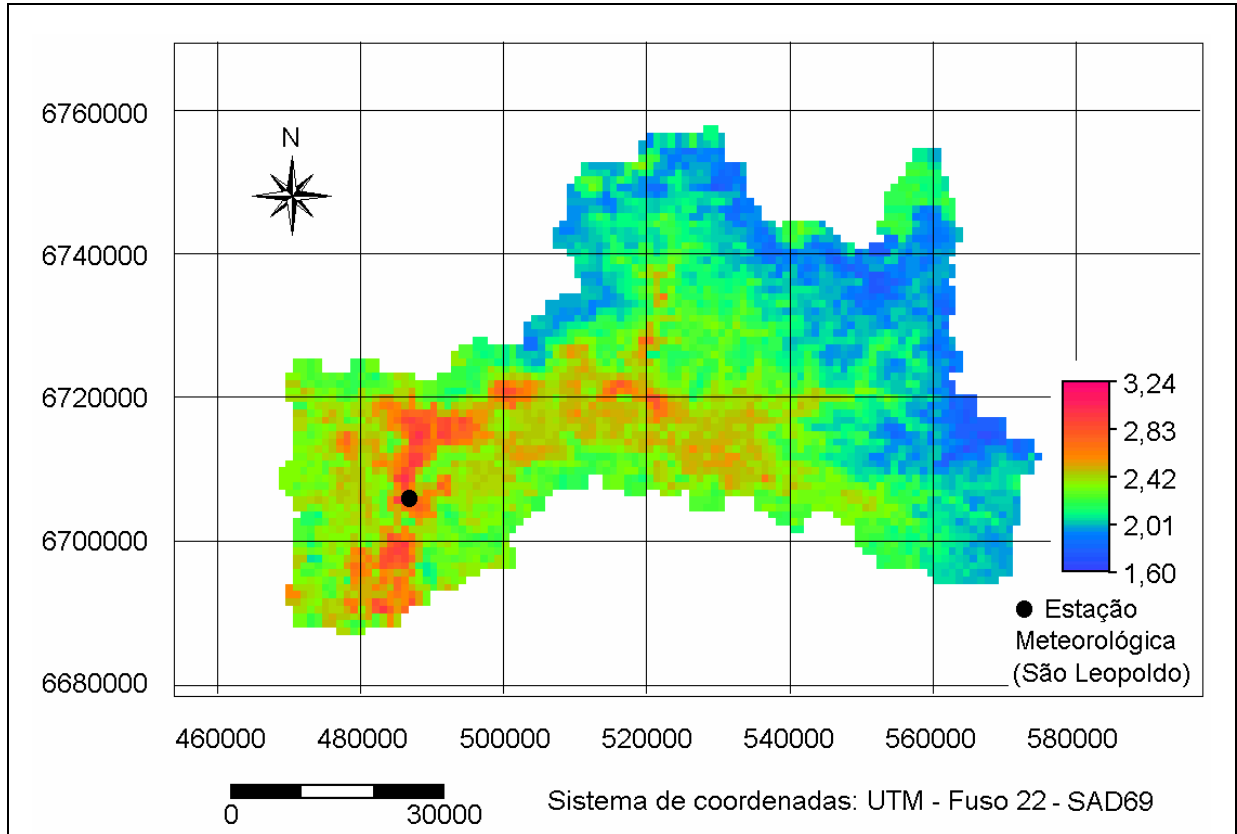


Figura 7.17 – Evapotranspiração EToTs (mm/dia) (20/06/2003 – 14:51H).

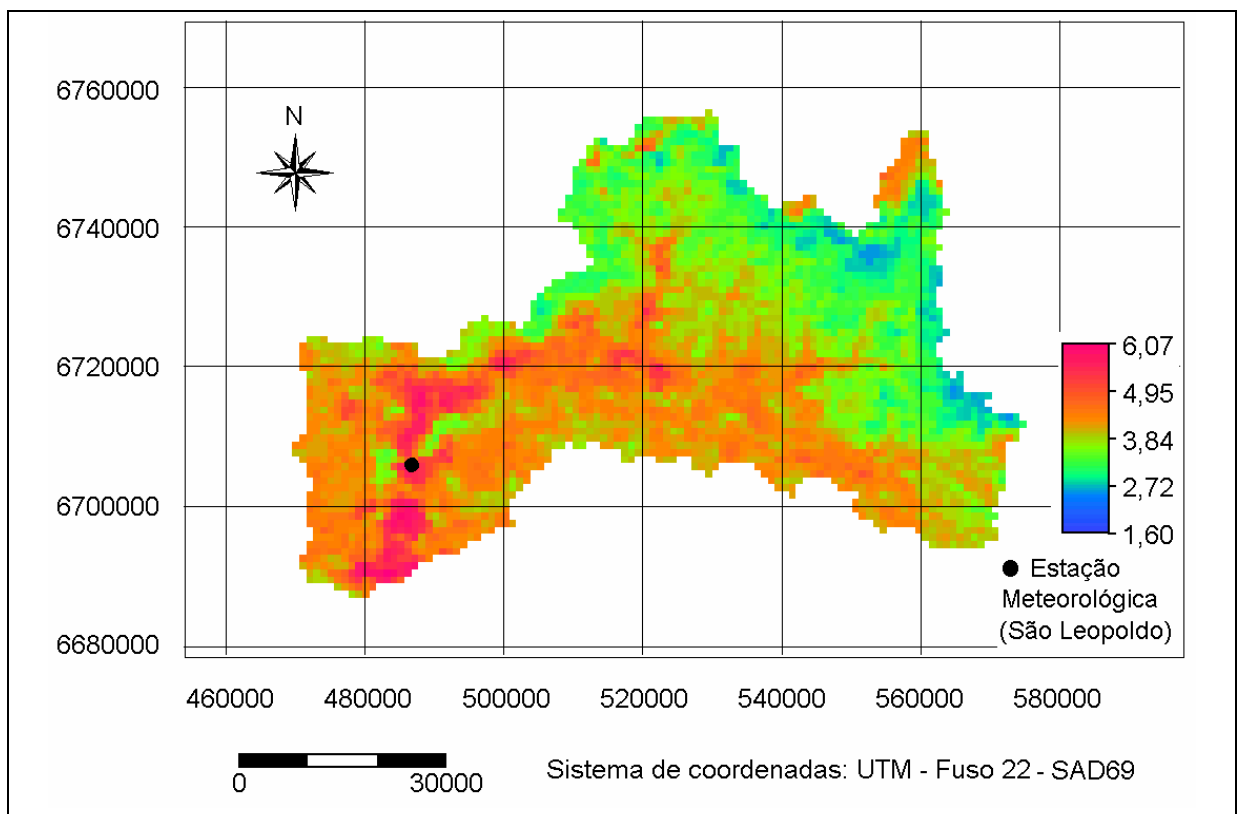


Figura 7.18 – Evapotranspiração diária EToTs (mm/dia) (06/12/2003 – 14:54H).

7.6 Análise de variações temporais da evapotranspiração máxima (EToTs)

Com intuito de obter a viabilidade de aplicação do modelo Penman-Monteith ajustado para sensoriamento remoto comparou-se os resultados obtidos com dados pontuais de evapotranspiração no Vale do Rio dos sinos.

Para a validação dos resultados em diferentes épocas e estações climáticas, comparou-se os dados obtidos por sensoriamento remoto com dados pontuais da estação meteorológica de São Leopoldo.

O valor obtido por sensoriamento usado para a comparação é a EToTs média de uma janela de 3 x 3 pixels centrada nas coordenadas da estação São Leopoldo. Ainda com dados de terra, utilizou-se a ETo estimada pelo modelo Penman-Monteith com dados da própria estação meteorológica.

Na figura 7.19 apresenta-se a evapotranspiração ao longo do ano, pelo modelo Penman-Monteih (ETo) na estação São Leopoldo, e a evapotranspiração obtida por sensoriamento remoto (EToTs) a partir das imagens 20/06/2003 – 14:51H e 06/12/2003 – 14:54H. No quadro 7.10 são apresentados os valores de evapotranspiração obtidos por sensoriamento remoto para a estação São Leopoldo.

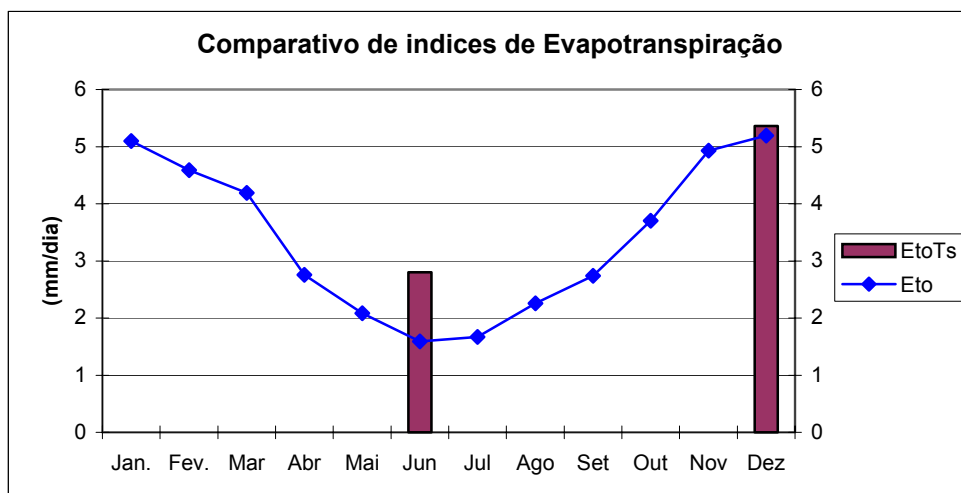


Figura 7.19 – Comparação do valores de evapotranspiração obtido pelo modelo Penman-Monteih (ETo) e por sensoriamento remoto(EToTs), com uso de valores médios anuais de a e b .

Quadro 7.10 – Valores de evapotranspiração obtido pelo modelo Penman-Monteih (ETo) e por sensoriamento remoto, com uso de valores médios anuais de *a* e *b* (EToTs).

	Junho	Dezembro
EToTs (<i>a</i> e <i>b</i> médio)	2,80	5,36
Eto	1,59	5,10
Diferença	1,21	0,26

Segundo Rivas (2004), as diferenças apresentadas na comparação entre valores de estações meteorológicas pode ser de até $\pm 0,6$ mm/dia, a diferença ocorrida em dezembro (0,26 mm/dia) está bem abaixo do que esperava-se, já a apresentada em junho (1,21 mm/dia) está acima do esperado o que nos mostra que esta imagem não é representativa para o mês de inverno.

Uma hipótese para justificar as diferenças, reside no fato das imagens NOAA-AVHRR serem capturadas capturadas as 14:54H (imagem do verão) e 14:51H (imagens do inverno), horário aproximados em que ocorre normalmente as temperaturas mais elevadas. Quando a EToTs obtida por sensoriamento remoto é comparada com ETo, esta determinada a partir das temperaturas médias mensais na estação meteorológica, podem ocorrer significativas diferenças de estimativa nos meses de temperaturas mais baixas.

7.7 Análise das variações de estimativa de EToTs no espaço geográfico

Da mesma forma que para a análise das variações temporais resultantes da aplicação do modelo de estimativa da EToTs, comparou-se também, em uma mesma data e para estações meteorológicas distintas, as estimativas de evapotranspiração por sensoriamento remoto e dados pontuais.

Na figura 7.20 são apresentados os índices de evapotranspiração obtidos pelo modelo Penman-Monteih (ETo) e os valores obtidos por sensoriamento remoto (EToTs), para as estações de São Leopoldo e Caxias do Sul. Os valores de evapotranspiração equivalentes estimados são apresentados no quadro 7.11.

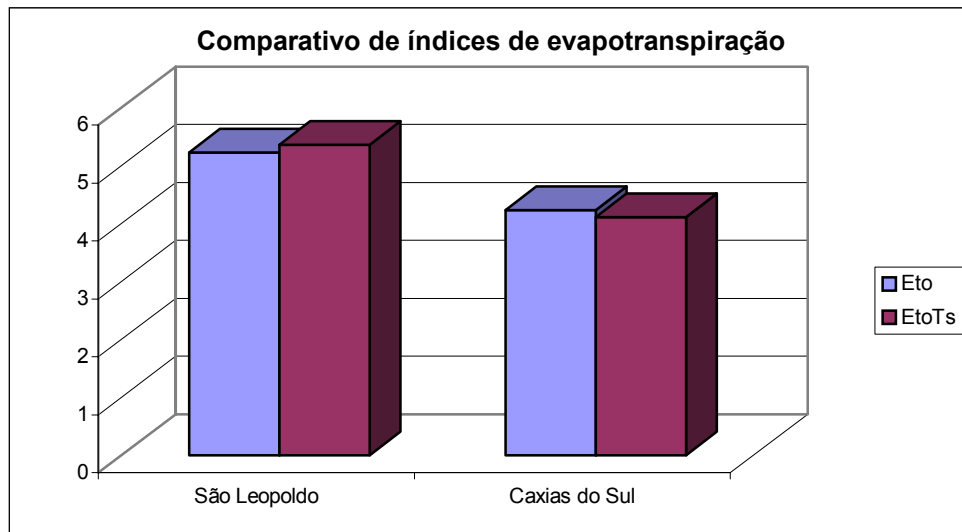


Figura 7.20 – Evapotranspiração pelo modelo Penman-Monteih (ETo) e por sensoriamento remoto (EToTs) nas estações de Caxias do Sul e São Leopoldo.

Quadro 7.11 Valores comparativo de evapotranspiração em dois locais distintos.

	Evapotranspiração (mm/dia)	
	Estação São Leopoldo	Estação Caxias do Sul
Eto	5,10	4,23
EtoTs	5,36	4,11
Diferença	0,23	0,13

Observa-se que os valores de evapotranspiração obtidos por sensoriamento remoto superestimam os valores para estação de São Leopoldo e sub estimam para estação de Caxias do Sul. Tendo em vista que os valores de EToTs foram obtidos com os parâmetros a e b calculados a partir de dados da estação de São Leopoldo, obteve-se valores aceitáveis para estação Caxias do Sul que localiza-se a aproximadamente 110Km da estação São Leopoldo.

7.8 Análise de erros relacionados a adoção de diferentes valores aos parâmetros a e b

Segundo Rivas, (2004), pode-se usar valores médios anuais para os parâmetros a e b no modelo de estimativa de evapotranspiração por sensoriamento remoto, os quais descrevem respectivamente a emissão média da superfície e os efeitos aerodinâmicos. Os erros gerados pelas variações dos parâmetros a e b , decorrentes da utilização de médias anuais, são

inferiores aos erros inerentes ao próprio modelo.

Na figura 7.21 são apresentados os valores de evapotranspiração para uma temperatura de superfície de 26 °C, estimados simultaneamente com parâmetros a e b mensais e médios anuais. Como se observa nesta figura os de parâmetros médios mensais subestimam a evapotranspiração para os meses de novembro a abril e superestimam para os meses de maio a outubro. A diferença mínima verifica-se em novembro e a máxima em julho.

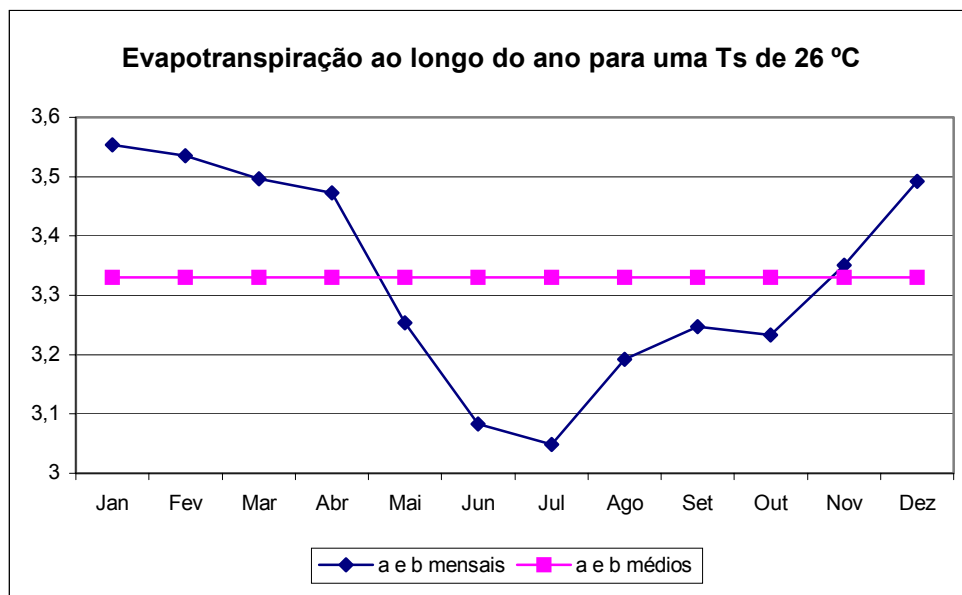


Figura 7.21 – Efeitos dos parâmetros a e b sobre os índices de evapotranspiração ao longo do ano.

7.9 Análise dos efeitos do relevo sobre a estimativa da evapotranspiração

Para a análise dos possíveis efeitos do relevo sobre a temperatura de superfície e a evapotranspiração máxima (EToTs), utilizou-se um mapa hipsométrico com faixas de cotas a cada 200m (figura 7.22). Analisando-se o relevo através deste mapa verifica-se que mais da metade da área da bacia situa-se abaixo da cota 200m, como se observa na figura 7.23.

Os valores mínimos de temperatura de superfície (T_s) e de evapotranspiração (EToTs), em cada intervalo de cotas, diminuem continuamente com o aumento da altitude (figuras 7.24 e 7.25 e quadros 7.12 e 7.13). Este comportamento também observa-se para os valores máximos, entre as cotas 5m a 600m, sendo que a partir desta última estes valores voltam a elevar-se. De qualquer forma as maiores amplitudes de variações ocorrem no baixo vale (cotas 5 – 200m).

Tendo em vista que o modelo de estimativa de evapotranspiração não contempla as características da superfície de áreas urbanas, os valores máximos de evapotranspiração apresentados na figura 8.8 podem não estar refletido a realidade do fenômeno estudado.

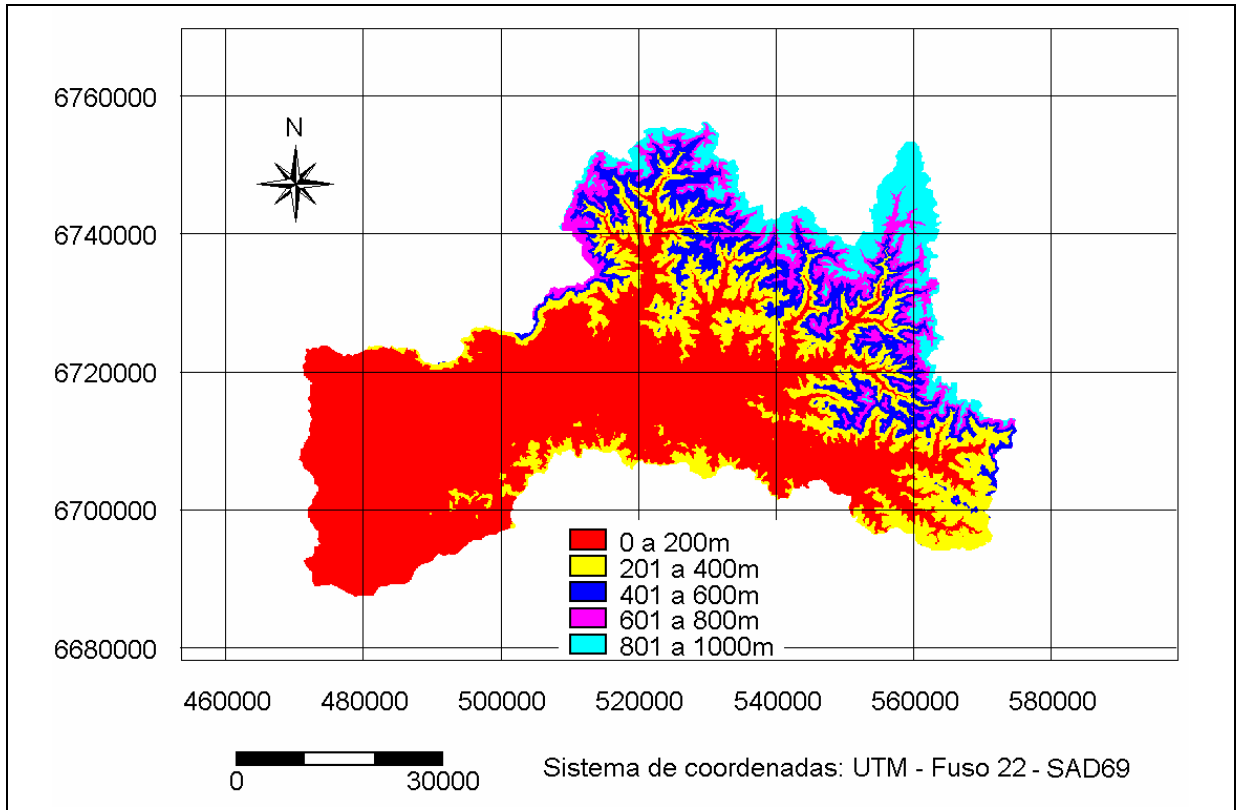


Figura 7.22 – Mapa hipsométrico do Vale do Rio dos Sinos dividido em faixas de 200m.

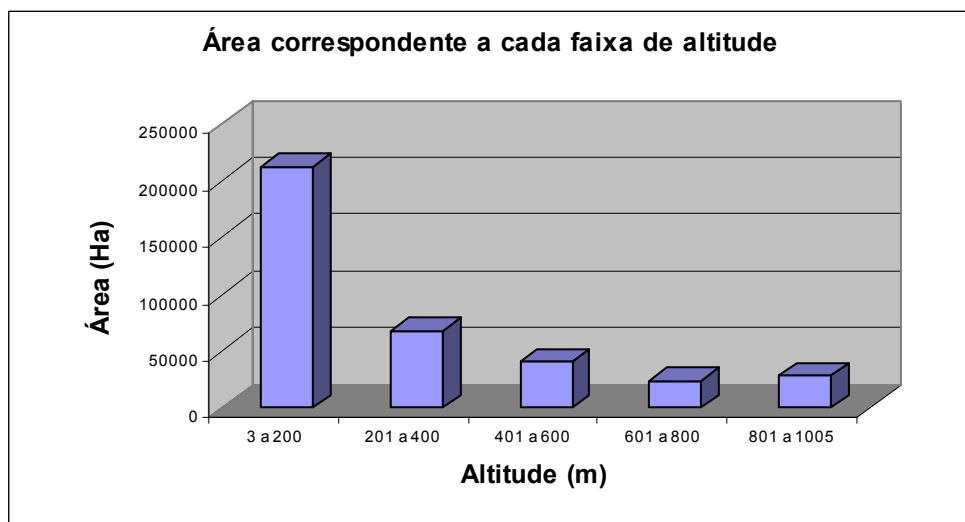


Figura 7.23 – Áreas correspondentes a cada faixa de altitude.

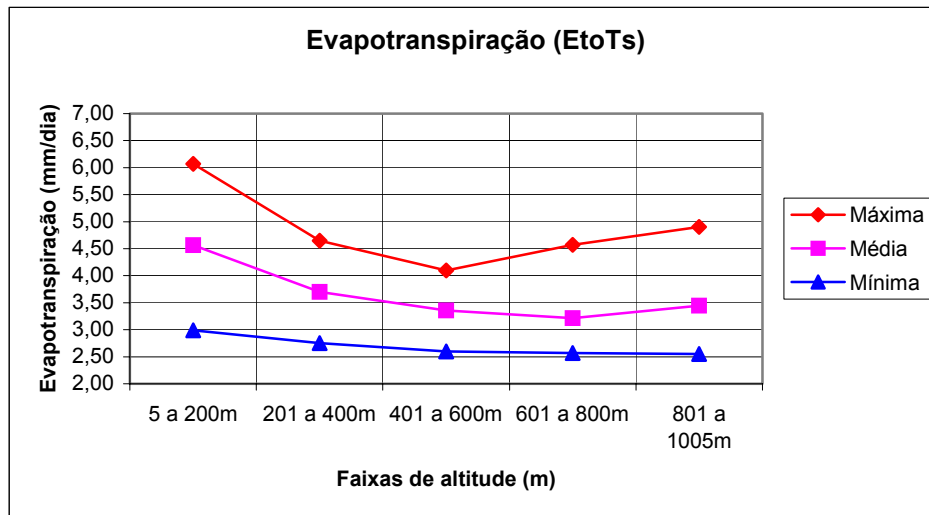


Figura 7.24 – Evapotranspiração em função da altitude

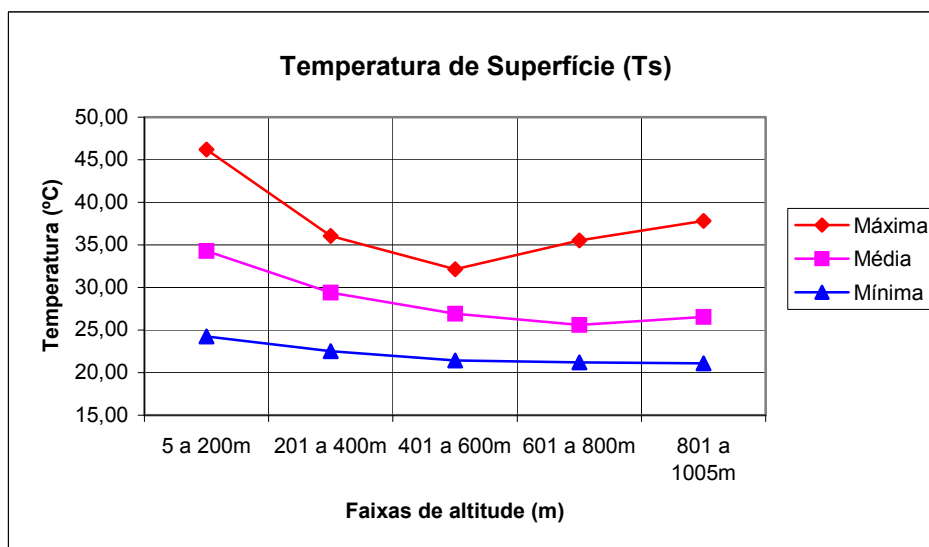


Figura 7.25 – Temperatura de superfície em função da altitude

Quadro 7.12 – Valores máximos, médios e mínimos de evapotranspiração para cada faixa de altitude

Evapotranspiração (EtoTs)					
Altitude	5 a 200m	201 a 400m	401 a 600m	601 a 800m	801 a 1005m
Máxima (mm/dia)	6,07	4,65	4,10	4,57	4,90
Média (mm/dia)	4,56	3,70	3,36	3,22	3,44
Mínima (mm/dia)	2,99	2,75	2,60	2,57	2,55

Quadro 7.13 – Valores máximos, médios e mínimos de temperatura de superfície para cada faixa de altitude

Temperatura de Superfície (Ts)					
Altitude	5 a 200m	201 a 400m	401 a 600m	601 a 800m	801 a 1005m
Máxima (mm/dia)	46,22	36,05	32,13	35,54	37,82
Média (mm/dia)	34,30	29,38	26,92	25,59	26,55
Mínima (mm/dia)	24,23	22,52	21,42	21,20	21,10

Como pode-se observar a evapotranspiração e a temperatura de superfície apresentam uma relação inversamente proporcional as variações do relevo, exceto para os valores

máximos e para o valor médio na faixa de 601 a 1005m, atribui-se esta mudança no comportamento devido a presença grandes áreas de campos nesta faixa de altitude.

7.10 Análise dos efeitos do uso atual do solo sobre a Ts e EToTs

São a seguir apresentados os efeitos das áreas urbanas sobre a temperatura de superfície. Para análise dos efeitos da ação antrópica criou-se um mapa das áreas urbanas, por intermédio de digitalização de polígonos sobre um mosaico das imagens Landsat7 – ETM+, cenas 221/80 e 221/81 do dia 31/01/2003. Na figura 7.26 pode-se visualizar o recorte da imagem em composição colorida (vermelho – banda 5, verde – banda 4 e azul – banda 3) com os polígonos das áreas urbanas sobrepostos., o qual cobre apenas 97% da área total da bacia hidrográfica.

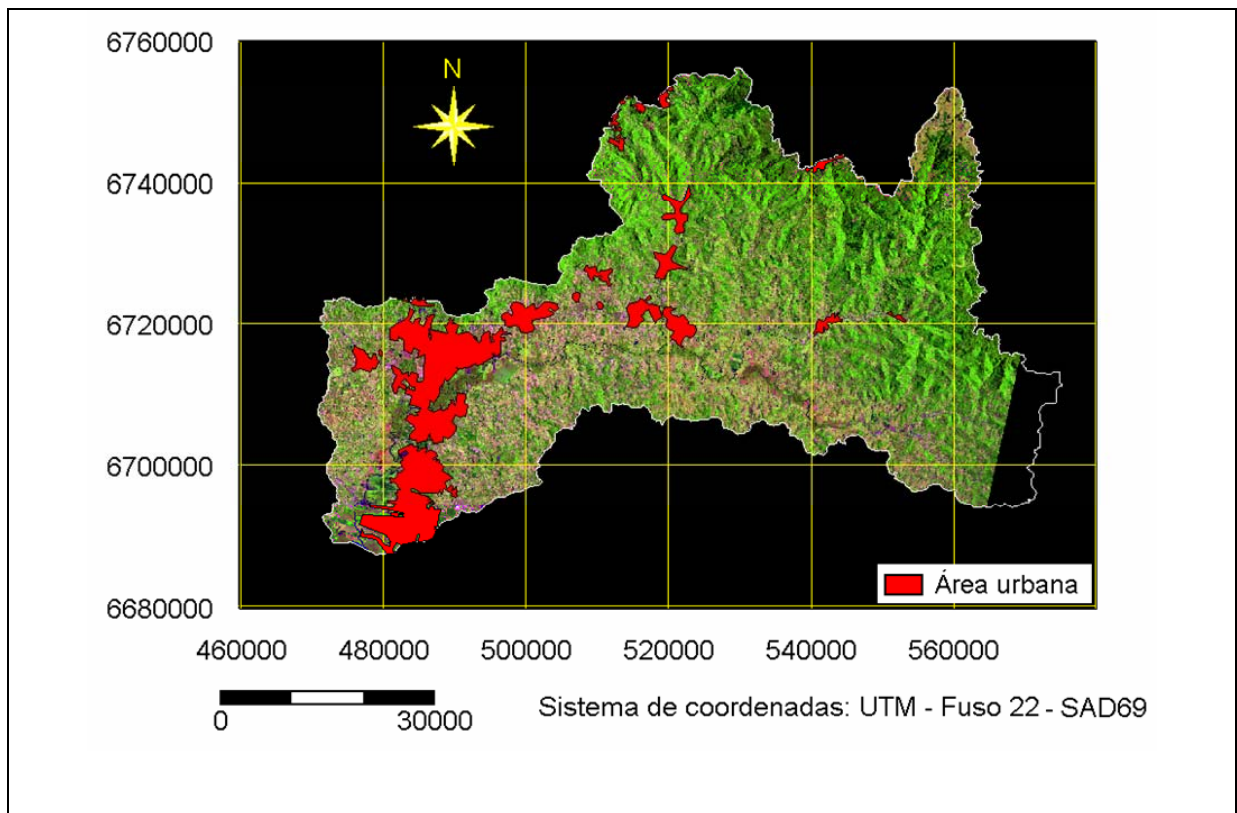


Figura 7.26 – Áreas urbanas digitalizadas sobre a imagem Landsat.

Os valores de temperatura de superfície para áreas urbanas e demais áreas do vale são apresentados no quadro 7.14 e figura 7.27. Na figura 7.28 é apresentado um mapa de temperatura de superfície com as áreas urbanas sobrepostas no qual podemos ver os efeitos do aquecimento urbano. As temperaturas médias de áreas urbanas confrontadas com o restante do vale chega a um desvio de aquecimento de aproximadamente 10 °C.

Quadro 7.14 – Valores máximos, médios e mínimos de temperatura de superfície.

Temperatura de Superfície (Ts)		
	Áreas urbanas	Áreas não urbanas
Máxima (° C)	46,22	41,52
Média (° C)	38,66	29,87
Mínima (° C)	26,67	21,08

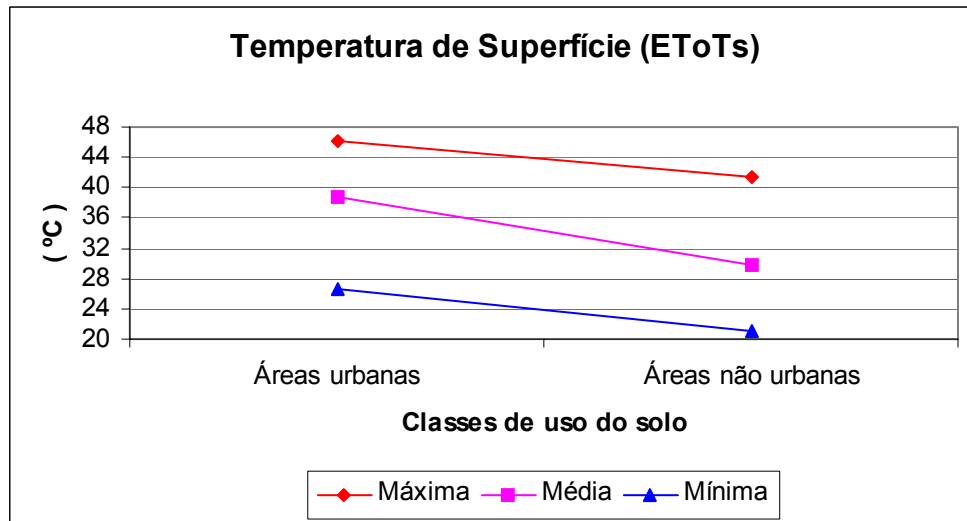


Figura 7.27 – Temperatura de superfície para áreas urbanas e não urbanas

Os índices de evapotranspiração máximos médios e mínimos para o Vale do Rio dos Sinos, sem considerar as áreas urbanas são apresentados no quadro 7.15.

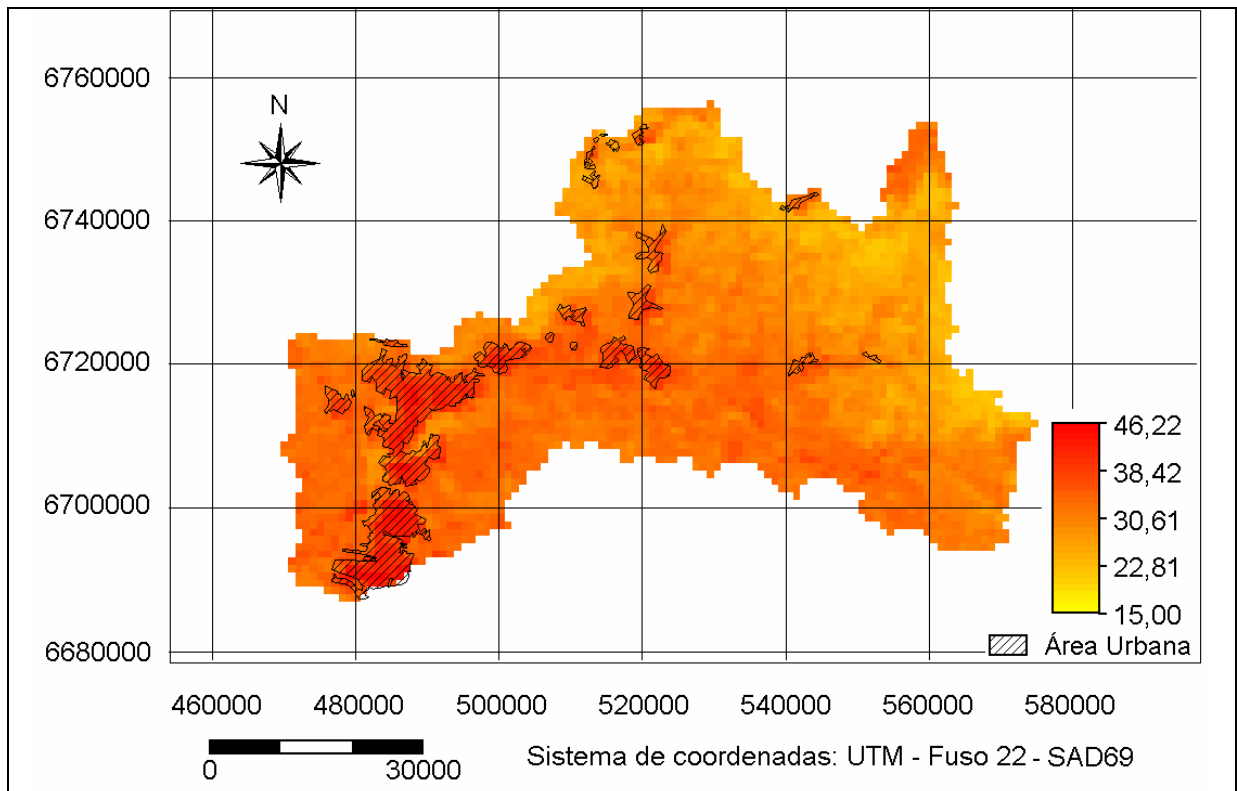


Figura 7.28 – Mapa de temperatura de superfície (°C), aquecimento urbano (06/12/2003 – 14:54).

Quadro 7.15 – Índices máximos, médios e mínimos de evapotranspiração no Vale do Rio dos Sinos.

Evapotranspiração (EToTs)	
	Áreas não urbanas
Máxima (mm/dia)	5,41
Média (mm/dia)	3,83
Mínima (mm/dia)	2,55

8 CONCLUSÃO

A aplicação de um modelo de estimativa de evapotranspiração por sensoriamento remoto no Vale do Rio dos Sinos, apresentou êxito e possibilitou conhecer a distribuição espacial da mesma, o que até o momento não se conhecia.

Os índices de evapotranspiração obtidos por sensoriamento remoto são similares aos valores obtidos em estações meteorológicas da área, as diferenças apresentadas foram inferiores aos índices de erro intrínseco ao modelo Penman-Monteith ajustado para sensoriamento remoto.

O modelo de estimativa de evapotranspiração por sensoriamento remoto possibilitou conhecer a distribuição espacial da evapotranspiração apenas com dados de uma estação meteorológica, com imagens NOAA – AVHRR disponibilizadas gratuitamente pelo DAS-INPE e com imagens e dados de radio sondagens atmosféricas disponíveis na internet.

Os mapas resultantes mostraram a distribuição espaço temporal da EToTs para o Vale do Rio dos Sinos. Nos mapas obtidos observa-se que a máxima demanda de água a partir da atmosfera foi registrada no dia 06/12/2003 (com um valor máximo de EToTs de 5,4 mm/dia e um mínimo de 2,6 mm/dia) e o valor mínimo no dia 20/06/2003 (com um valor máximo de 2,8 mm/dia e um mínimo de 1,7 mm/dia).

Pode-se comprovar que os valores mais altos de EToTs (valor médio de 4,2 mm/dia), ocorrem na região com cotas inferiores a 200m que corresponde a 57% da área da bacia sendo justamente nesta área que ocorre a maior concentração das atividades agrícolas e os menores valores ocorrem na região com cotas entre 800m e 1000m.

Nos mapas de evapotranspiração pode-se observar que na parte mais plana da bacia

ocorre uma maior variabilidade nos valores, isso se atribui principalmente a ação antrópica que ocorre nesta região, tanto as atividades agrícolas como os elevados índices de urbanização que ocorrem nesta região, já nas regiões mais altas (norte da bacia) os valores são mais homogêneos.

Como sugestão a trabalhos futuros pode-se fazer um mapeamento dos tipos de vegetação que cobrem a Bacia do Rio dos Sinos para ajustar os índices de evapotranspiração para as respectivas coberturas vegetais, bem como incluir um mapeamento de tipos de solo e suas capacidades de campo para então obter-se balanços hídricos do solo.

A aplicação deste modelo para todo o Rio Grande do Sul também é uma alternativa viável para trabalhos futuros.

9 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Allen, R. G., Jensen, M. E., Wright, J. L., Burman, R. D., 1989. Operational estimates of evapotranspiration. *Agronomy Journal*, 81: 650-662.
- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., Smith, M., 1998. Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO. Irrigation and drainage paper 56. Water Resources, Development and Management Service, Rome, Italy.
- Araujo, L.M., França, A.B., Potter, P.E. 1995. Aquífero gigante do Mercosul no Brasil, Argentina, Paraguai e Uruguai. UFPR – PETROBRAS.
- Barret, E. C., Curtis, L. F., 1992. Introduction to environmental Remote Sensing. Third edition, Chapman and Hall, London.
- Boegh, E., Soegaard, H., Thomsen, A., 2002. Evaluating evapotranspiration rates and surface conditions using Landsat TM to estimate atmospheric resistance and surface resistance. *Remote Sensing of Environment* 79, 329-343.
- Bolen, M.M., Roesler, A.C., Benson, C.H., Albright, W.H. 2001. Alternative Cover Assessment Program: Phase II Report. University of Wisconsin.
- Brasa, A., Martín de Santa Olalla, F., Caselles, V., Jochum, M., 1998. Comparison of evapotranspiration estimates by NOAA-AVHRR images and aircraft flux measurement in a semiarid region of Spain. *Journal Agricultural Engineering Resources*, 70:285-294.
- Brutsaert, W., 1984. Evaporation into the atmosphere. Theory, history, and applications. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland, 299 pp.
- Burman, R., Pochop, L., 1994. Evaporation, evapotranspiration and climatic data. *Developments in Atmospheric Science*, 22, Elsevier, Amsterdam.

- Caselles, V., Delegido, J., 1987. A simple model to estimate the daily value of the regional maximum evapotranspiration from satellite temperature and albedo images. *International Journal of Remote Sensing*, 8: 1151:1152.
- Caselles, V., Hurtado, E., Sobrino, J. A., 1992. Maximum evapotranspiration through NOAA satellite images. Application to La Mancha region, Spain. *Atmospheric Research*, 28: 365-374.
- Caselles, V., Artigao, M., Hurtado, E., Coll, C., Brasa, A., 1998. Mapping actual evapotranspiration by combining Landsat TM and NOAA-AVHRR images: Application to the Barrax area, Albacete, Spain. *Remote Sensing of Environment*, 63: 1-10.
- Chandralapa, L., Wimalasuriya, M., 2003. Satellite measurements supplemented with meteorological data to operationally estimate evaporation in Sri Lanka. *Agricultural water management*, 58: 89-107.
- Choudhury, B., Monteith, J., 1988. A four-layer model for the heat budget of homogeneous land surfaces. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 114:373-398.
- Choudhury, B. J., Ahmed, N. U., Idso, S. B., Reginato, R. J., Daughtry, C. S. T. 1994. Relations between evaporation coefficients and vegetation indices studied by model simulations. *Remote Sensing of Environment*, 50: 1-17.
- Coll, C., Caselles, V., 1997. A split window algorithm for land surface temperature from advanced very high resolution radiometer data: Validation and algorithm comparison. *Journal of Geophysical Research*, vol. 102, 14:16697-16713.
- Danieli, C., Wojahn, D., Pereira, F., Lima, L., Scherer, O. L. B., Bidóia, R., Caron, R. 2002. *Planejamento e gestão ambiental. Graduação em Geologia.*
- De Juan, J. A., Martín de Santa Olalla, F., 1993. *El estrés hídrico en las plantas. Agronomía del Riego, Ediciones Mundi-Prensa-Universidad de Castilla-La Mancha, Madrid, 125-238.*
- Delegido, J., Caselles, V., Hurtado, E., 1991. Determinación a escala regional de la evapotranspiración en: *La teledetección en el seguimiento de los fenómenos Naturales. Recursos Renovables: Agricultura* (Ed. S. Gandía y J. Meliá), Universidad de Valencia, Departamento de Termodinámica, Valencia, 345-370.
- Doorenbos, J., Pruitt, W., 1977. Guidelines for predicting crop water requirements. *Irrigation and Drainage. Paper FAO 24, Rome.*
- Entraigas I., Rivas R., Usunoff E., 2001. Intercepción y Distribución de la Precipitación bajo el Canopeo de Maíz. *Revista de la Asociación Argentina de Agrometeorología*, Vol. 1, 2 : 89-94.

- Faccini, U.F. 2000. Estratigrafia do Permtriássico do Rio Grande do Sul: estilos deposicionais versus espaços de acomodação. Tese de Doutorado. PPGEO – UFRGS.
- Faria, R. T., Caramori, P. H., Adami, M., Deppe, F. 2005. Uso de geoprocessamento para simular e avaliar a produtividade regional de soja no Paraná. XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Goiânia, Brasil
- Fernández, F. 1995. Manual de Climatología Aplicada. Clima, Meio Ambiente, Planificacion. Editorial Síntesis. Colección Espacios y Sociedades. Seria Mayor Nº 2. Madrid
- Friedl, M., 1995. Modeling land surface fluxes using a sparse canopy model and radiometric surface temperature measurements. *Journal of Geophysical Research*, 100 :25435-25446.
- Friedl, M., 2002. Forward and inverse modeling of land surface energy balance using surface temperature measurements. *Remote Sensing of Environment* 79, 344-354.
- García Lozano, F., Gonzálves Bernáldez, F. , 1964. Métodos em uso y su empleo para el cálculo de la evapotranspiración. Centro de Estudios Hidrográficos. Madrid
- Gourturbe, J., Lebel, T., Dolman, A., Gash, J., Kabat, P., Kerr, Y., Monteny, B., Prince, S., Stricker, J., Tonga, A., & Wallace, J., 1997. An overview of HAPEX-Sahel: a study in climate and desertification, *Journal of Hydrology*, 189:4-17.
- Hargreaves, G., Samani, Z., 1985. Reference Crop Evapotranspiration from Temperature. *Applied Engineering in Agricultural* 1(2):96-99.
- Hupet, F., Vanclooster, M., 2001. Effect of the sampling frequency of meteorological variables on the estimation of the reference evapotranspiration. *Journal of Hydrology*, 243, 192-204.
- Inoue, Y., Moran, M. S., 1997. A simplified method for remote sensing of daily canopy transpiration-a case study with direct measurements of canopy transpiration in soybean canopy, *International Journal Remote Sensing*, 18, (1): 139-152.
- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE. 1986. Levantamento de recursos naturais. Volume 33.
- Jackson, R. D., Reginato, R. J., Idso, S. B., 1977. Wheat canopy temperature: a practical tool for evaluating water requirements. *Water Resources Research*, 13:651-656.
- Jensen, M.E.; Haise, H.R., 1963. Estimating evapotranspiration from solar radiation. *Journal of Irrigation and Drainage of the American Society of Civil Engineers*, New York. 89: 15-41.

- Jensen, M. E., 1974. Consumptive use of water and irrigation water requirements. Rep. Tech. Com. on Irrig. Water Requirements, Irrigation and Drainage Division, American Society of Civil Engineers, 227 pp.
- Jensen M. E., Burman R. D., Allen R. G., 1990. Evapotranspiration and irrigation water requirements. ASCE Manual N° 70, 332 pp.
- Machado, J.L.F. 1998. Hidroestratigrafia química preliminar dos aquíferos da Região Central do Rio Grande do Sul. *In*: Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas. Anais, ABAS. São Paulo (SP), p. 23-87.
- Kustas, W., 1990. Estimate of evapotranspiration with a one and two layer model of heat transfer over partial canopy cover. *Journal of Applied Meteorology*, 29: 704-715.
- Kustas, W., Goodrich, D., 1994. Preface: *Water Resources Research*, 30 (5):1211-1225.
- Martin, M. 1983. Componentes primarias del ciclo hidrológico. En *Hidrología Subterranea*, Sección 6 , pp. 281-350. Ediciones Omega S.A. Barcelona.
- Mckenney, M., Rosenberg, N., 1993. Sensivity of some potential evapotranspiration estimation methods to climate change. *Agricultural and Forest Meteorology*, 64: 81-110.
- Monteith, J. L., Unsworth, M. H., 1990. *Principles of Environmental Physics*. Edward Arnold, London, second edition, 291 pp.
- Murray, F., 1967. On the computation of saturation vapor pressure. *Journal Applied Meteorology*, 6: 203-204.
- National Oceanic Atmospheric Administration, 1998. NOAA User's Guide. Edited by G. Goodrum, K. Kidwell and W. Winston, Suitland.
- National Oceanic Atmospheric Administration, 2003. NOAA KLM User's Guide. Edited by G. Goodrum, K. Kidwell and W. Winston, Suitland. Section 7.1.
- Pallone Filho, W. J., Zullo Junior, J., Assad, E. D., Pinto, H. S., Rocha, J. V., Lamparelli, R. A. C. 2003. Monitoramento de Estiagem Durante o Verão de Regiões Tropicais Utilizando Imagens AVHRR/NOAA-14. XI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Belo Horizonte, Brasil.
- Penman, H. L., 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceeding Royal Society London* 193: 120-145.

- Pinheiro, K. S. F., Sousa, C. J. S., Menezes, R. H. N., 2005 Caracterização espaço-temporal da precipitação efetiva e do índice de aridez na bacia hidrográfica do Riacho da Boa Hora, Urbano Santos-MA. XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Goiânia, Brasil
- Plana-Fattori, A., Ceballos, J.C. 1996: "Glossário de Termos Técnicos em Radiação Atmosférica". Contribuições do Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo, série Ciências Atmosféricas, No.004, 14pp.
- Price, J., 1989. Quantitative aspects of remote sensing in the thermal infrared. In: G. Asrar (Ed.), Theory and Applications of Optical Remote Sensing, New York, Wiley, 578-603.
- Priestley, C., Taylor, R., 1972. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. Monthly Weather Review, 100(2): 81-92.
- Reginato, R. J., Jackson, R. D., Pinter, J. P., 1985. Evapotranspiration calculated from remote multispectral and ground station meteorological data. Remote Sensing Environment, 18: 75-89.
- Rivas, R., 2004. Propuesta de un modelo operativo para la estimación de la evapotranspiración. Tesis doctoral, Departamento de Termodinámica, Universitat de València
- Rivas, R., Caselles, V., 2004. A simplified equation to estimate spatial reference evaporation from remote sensing –based surface temperature and local meteorological data. Remote Sensing of Environment, 93: 68-76.
- Roseberg, N.J., Blad, B.L., Verma S.B. 1983. Microclimate, the Biological Environment. John Wiley & Sons. New York.
- Rouse, J. W., Haas, R. H., Schell, J. A., Deering, D. W., Harlan, J. C., 1974. Monitoring the vernal advancement of retrogradation of natural vegetation, NASA/GSFC, Type III, Final Report, Grenbelt, MD, 371 pp.
- Rubio E., Caselles V., Badenas, C., 1997. Emissivity measurements of several soils and vegetation types in the 8-14 μm waveband. Analysis of two field methods. Remote Sensing of Environment 59: 490-521.
- Salisbury J., D'Aria D., 1992. Emissivity of terrestrial materials in the 8-14 μm atmospheric window. Remote Sensing of Environment 42: 83-106.
- Salisbury J., D'Aria D., 1994. Emissivity of terrestrial materials in the 3-5 μm atmospheric window. Remote Sensing of Environment 47: 345-361.
- Sánchez M., M.I. 1999. Estimación de evapotranspiración a través de datos meteorológicos e imágenes de satélite. Tesis doctoral. Departamento de Geografía. Universidad de Alcalá.

- Sánchez, T., 1992. Métodos para el estudio de la evaporación y evapotranspiración. Cuadernos técnicos de la Sociedad Española de Geomorfología, Geofoma Ediciones, Logroño.
- Schmugge, T., French, A., Kustas, W., 2001. Evapotranspiration estimates using ASTER thermal infrared imagery. In: Proc. of SPIE EurOpto 8th Int. Symp. on Remote Sensing, Toulouse, France, 45.
- Seguin, B., Itier, B., 1983. Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal IR data. *International Journal of Remote Sensing*, 4: 371-383.
- Sellers, P., Hall, F., Asrar, G., Strebel, D., Murphy, R., 1992. An overview of the First International Satellite Land Surface Climatology Project (ISLSCP) Field Experiment (FIFE). *Journal of Geophysical Research*, 97 (17): 18345-18371.
- Thornthwaite, C.W., 1948. An approach toward a rational classification of climate *Geographical Review*, 38: 55-94.
- Turc, L., 1961. Estimation of irrigation water requirements, potential evapotranspiration: a simple climatic formula evolved up to date. *Annals of Agronomy*, 12: 13-14.
- Valor E., Caselles, V., 1996. Mapping land surface emissivity from NDVI: Application to European, African and South American areas. *Remote Sensing of Environment* 57: 167-184.
- Victoria, D. C., Ballester, M. V. R., Pereira, A. R. 2005. Balanço hídrico da bacia do Ji-Paraná (RO) por modelo hidrológico simples, especialmente distribuído. XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Goiânia, Brasil
- Vidal, A., Perrier, A., 1990. Irrigation monitoring by following the water balance NOAA-AVHRR thermal IR data, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 28: 949-954.
- Weinzettel, P., Usunoff, E., 2001. Cálculo de la recarga mediante aplicación de la ecuación de Darcy en la zona no saturada. En: A. Medina, J. Carrera y L. Vives (Ed.). *Las caras del agua subterránea, Serie hidrogeología y aguas subterráneas, Tomo I*, 225-232.