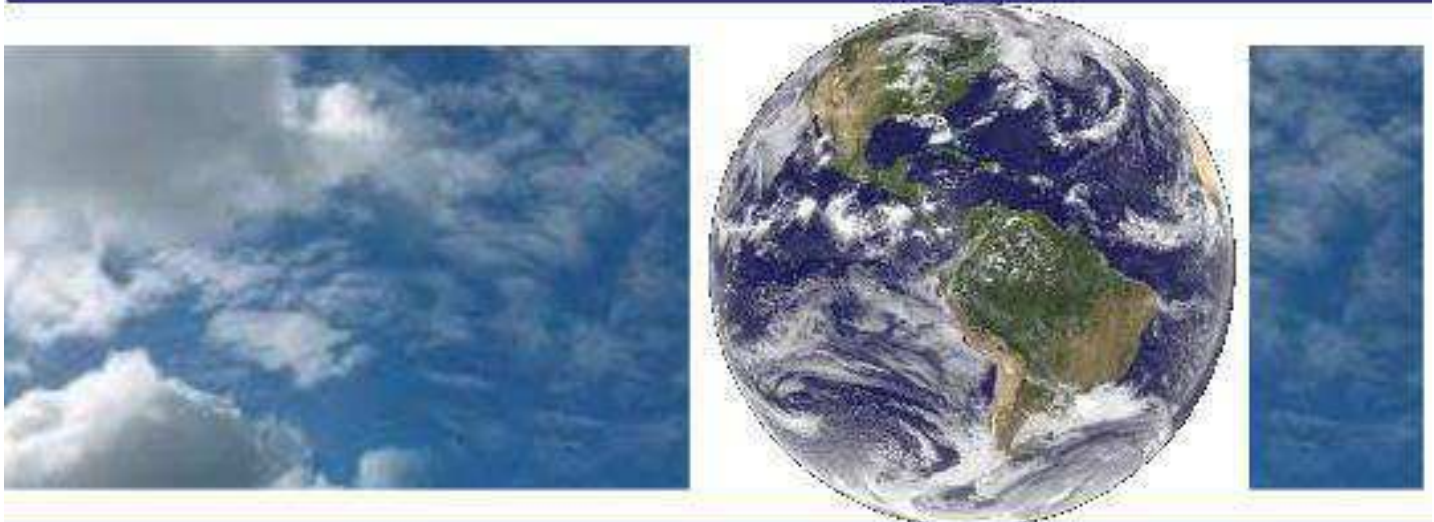


**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM

METEOROLOGIA



Tese de Doutorado

CARLOS ANTONIO COSTA DOS SANTOS

**ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL DIÁRIA ATRAVÉS DE
ANÁLISES MICROMETEOROLÓGICAS E DE
SENSORIAMENTO REMOTO**

Campina Grande, Julho de 2009



UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA



TESE

**ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL DIÁRIA ATRAVÉS DE
ANÁLISES MICROMETEOROLÓGICAS E DE SENSORIAMENTO REMOTO**

CARLOS ANTONIO COSTA DOS SANTOS

Campina Grande - Paraíba

Julho – 2009

CARLOS ANTONIO COSTA DOS SANTOS

**ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL DIÁRIA ATRAVÉS DE
ANÁLISES MICROMETEOROLÓGICAS E DE SENSORIAMENTO REMOTO**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande – UFCG, em cumprimento às exigências para obtenção do título de Doutor em Meteorologia.

Área de Concentração: **Meteorologia Agrícola e Micrometeorologia**

Subárea: **Sensoriamento Remoto Aplicado**

Orientadores: **Prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva (UFCG/Brasil)**

Prof. Dr. Christopher M. U. Neale (Utah State University/EUA)

Campina Grande - Paraíba

Julho – 2009

CARLOS ANTONIO COSTA DOS SANTOS

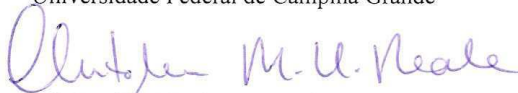
ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL DIÁRIA ATRAVÉS DE ANÁLISES
MICROMETEOROLÓGICAS E DE SENSORIAMENTO REMOTO

TESE APROVADA EM 24/7/2009

BANCA EXAMINADORA



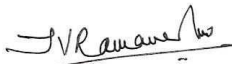
Prof. Dr. BERNARDO BARBOSA DA SILVA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. CHRISTOPHER MICHAEL USHER NEALE
Utah State University



Profa. Dra. MAGALY DE FÁTIMA CORREIA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. TANTRAVAHÍ VENKATA RAMANA RAO
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. HOMERO BERGAMASCHI
Departamento de Plantas Forrageiras e Agrometeorologia
Universidade Federal do Rio Grande do Sul



Prof. Dr. ANTONIO OCIMAR MANZI
Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCG

S237e

Santos, Carlos Antonio Costa dos

Estimativa da evapotranspiração real diária através de análises micrometeorológicas e de sensoriamento remoto / Carlos Antonio Costa dos Santos. — Campina Grande, 2009.

134 f. : il. color.

Tese (Doutorado em Meteorologia)- Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais.

Referências.

Orientadores: Prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva.

Prof. Dr. Christopher M. U. Neale.

1. Meteorologia - Evapotranspiração 2. Balanço de Energia 3. Sensoriamento Remoto 4. Razão de Bowen - Física I. Título.

CDU 551.573(043)

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho principalmente a DEUS, o motivo maior da minha existência, sem Ele minha vida não teria nenhum sentido de ser.

Pois, por meio dele, Deus criou tudo, no céu e na terra, tanto o que se vê como o que não se vê, inclusive todos os poderes espirituais, as forças, os governos e as autoridades. Por meio dele e para ele, Deus criou todo o Universo. (Carta de Paulo aos Colossenses 1:16).

Aos meus queridos familiares: Nivagma Dias Clidório (esposa), Maria do Socorro Costa dos Santos (mãe), Ana Deborah Costa Alves (irmã), José Neres da Costa e Maria Eufrásia de Almeida Costa (avós), José Nivaldo Clidório e Irací Dias Clidório (sogros), ofereço.

AGRADECIMENTOS

A DEUS, minha eterna gratidão por tudo que conquistei, pela fé suficiente para enfrentar os obstáculos e superá-los, pela capacidade que me concedeu em executar um dos principais objetivos da minha vida, pelas pessoas maravilhosas que cruzaram o meu caminho, pelos amigos que compartilharam comigo as dificuldades e as vitórias, enfim, por tudo.

A minha mãe, Maria do Socorro Costa dos Santos, pelo incentivo e exemplo de amor e honestidade.

A minha esposa, Nivagma Dias Clidório, pelo amor, dedicação, companheirismo e compreensão, *Te Amo!*

A minha família que nos momentos difíceis e na alegria compartilhamos juntos.

Aos professores e orientadores desse trabalho, Dr. Bernardo Barbosa da Silva (UACA/UFCG) e Dr. Christopher Michael Usher Neale (BIE/USU), pela dedicação, incentivo e por acreditar no meu trabalho.

A CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento do Pessoal de Ensino Superior) e ao CNPq (Conselho Nacional para o Desenvolvimento Científico e Tecnológico), pelos recursos financeiros concedidos durante o curso.

Ao Departamento de Engenharia Biológica e da Irrigação da Universidade do Estado de Utah (USU), nos Estados Unidos da América, pelo acolhimento e apoio durante todo o período de estágio no exterior. Os dados da tamarisk foram adquiridos através de um projeto com a Alliance da Universidade de Ohio, liderada pela Central State University e financiado pelo U.S. Bureau of Reclamation, Denver, CO.

Aos professores, Tantravahi Venkata Ramana Rao, Enio Pereira de Souza, Pedro Vieira de Azevedo e Kamada Karuna Kumar da UACA/UFCG, Gilberto Fernando Fisch (CTA/IAE), Denise Cybis Fontana (UFRGS), Homero Bergamaschi (UFRGS) e Antonio Ocimar Manzi (INPA) pelas valiosas sugestões na elaboração desse trabalho.

A Coordenação da Pós-Graduação em Meteorologia, na pessoa do professor Enio Pereira de Souza e Divanete Rocha da Cruz, secretária dessa coordenação, pelo apoio e amizade.

A todos os professores e funcionários da Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas (UACA)/UFCG.

Aos amigos, Rafael da Costa Ferreira, Bergson Guedes Bezerra, Valéria Peixoto Borges, Gildarte Barbosa entre outros.

Enfim, a todos aqueles que participaram de forma direta ou indireta da elaboração deste trabalho... **Muito obrigado!!!**

SUMÁRIO

RESUMO	vii
ABSTRACT	viii
1 – INTRODUÇÃO	9
2 – OBJETIVOS	12
2.1 – Objetivo Geral	12
2.2 – Objetivos específicos	12
3 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	13
3.1 – Evapotranspiração (<i>ET</i>): Fundamentos Físicos	13
3.2 – Evapotranspiração de Referência (<i>ET₀</i>)	14
3.3 – Estimativa da Evapotranspiração	14
3.4 – Método da razão de Bowen	15
3.5 – Método das Correlações Turbulentas	18
3.5.1 – O problema do fechamento do balanço de energia	20
3.6 – Fração evaporativa (Λ)	23
3.7 – Estimativa da Evapotranspiração com Sensoriamento Remoto	25
3.8 – O SEBAL (<i>Surface Energy Balance Algorithm for Land</i>)	26
3.9 – O S-SEBI (<i>Simplified Surface Energy Balance Index</i>)	30
3.10 – Evapotranspiração da cultura da banana	33
3.11 – Evapotranspiração da vegetação tamarisk (<i>Tamarix ramosissima</i>)	34
4 – MATERIAL E MÉTODOS	36
4.1 – Áreas de estudo	36
4.2 – Metodologia	37
4.2.1 – Método da razão de Bowen	43
4.2.2 – Método das correlações turbulentas	44
4.2.3 – Obtenção da fração evaporativa (Λ)	45
4.2.4 – O algoritmo SEBAL	46
4.2.3.1 – Calibração Radiométrica (L_{λ})	48
4.2.3.2 – Reflectância Monocromática (ρ_{λ})	48
4.2.3.3 – Albedo Planetário ou Albedo no Topo da Atmosfera	49
4.2.3.4 – Albedo da Superfície	50
4.2.3.5 – Índices de Vegetação (IVDN, IVAS) e Índice de Área Foliar (IAF)	50
4.2.3.6 – Emissividades	51
4.2.3.7 – Temperatura da Superfície (T_s)	52
4.2.3.8 – Radiação de Onda Longa Emitida ($R_{L\uparrow}$)	52
4.2.3.9 – Radiação de Onda Longa Incidente ($R_{L\downarrow}$)	52
4.2.3.10 – Radiação de Onda Curta Incidente ($R_{S\downarrow}$)	53
4.2.3.11 – Saldo de Radiação (R_n)	53
4.2.3.12 – Fluxo de Calor no solo (G)	53
4.2.3.13 – Fluxo de Calor Sensível (H)	53
4.2.3.14 – Fluxo de Calor Latente (LE)	59

4.2.5 – O algoritmo S-SEBI	59
4.2.6 – Estimativa da evapotranspiração real diária (ET_r)	61
5 – RESULTADOS E DISCUSSÃO	63
5.1 – Análises para a Área I (Fazenda Frutacor, Quixeré – CE, Brasil).....	63
5.1.1 – Condições meteorológicas da Área I (Quixeré – CE)	63
5.1.2 – Evapotranspiração de referência (ET_0) para a Área I (Quixeré – CE).....	66
5.1.3 – Variação diurna e sazonal dos fluxos de energia na Área I (Quixeré – CE).....	70
5.1.4 – Fechamento do balanço de energia (FBE) na Área I (Quixeré – CE).....	72
5.1.5 – Evapotranspiração real da cultura da banana na Área I (Quixeré – CE).....	73
5.1.6 – Comportamento da fração evaporativa (Λ) na Área I (Quixeré – CE).....	76
5.1.7 – Comparação entre o SEBAL e S-SEBI para a Área I (Quixeré – CE).....	79
5.2 – Análises para a Área II (CNWR, Baixo Rio Colorado – CA, EUA).....	83
5.2.1 – Condições meteorológicas da Área II (CNWR, CA - EUA).....	83
5.2.2 – Evapotranspiração de referência (ET_0) para a Área II (CNWR, CA - EUA)	87
5.2.3 – Variação diurna e fechamento do balanço de energia na Área II (CNWR, CA – EUA).....	90
5.2.4 – Evapotranspiração real da vegetação tamarisk (CNWR, CA – EUA)	92
5.2.5 – Comparação entre o SEBAL e S-SEBI para a Área II (CNWR, CA – EUA).....	97
6 – CONCLUSÕES	108
6.1 – Conclusões para a Área I (Fazenda Frutacor, Quixeré – CE, Brasil).....	108
6.2 – Conclusões para a Área II (CNWR, Baixo Rio Colorado – CA, EUA).....	109
7 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	111

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Altura dos instrumentos e escala horizontal das medidas dos componentes do balanço de energia (Fonte: Foken, 2008).	21
Figura 2: Esquema representativo do balanço de energia sobre culturas à superfície. Fonte: Allen et al. (2002).	27
Figura 3: a) Mapa do Estado do Ceará com destaque para a microrregião do Baixo Rio Jaguaribe no município de Quixeré (Área I); b) área de estudo na reserva CNWR no Baixo Rio Colorado juntamente com as áreas irrigadas (Área II)	37
Figura 4: a) Estação meteorológica automática instalada dentro da área experimental; b) Torre contendo o sistema de correlações turbulentas instalado no pomar de bananeiras, localizados na fazenda Frutacor, Quixeré-CE.	39
Figura 5 – Localização da torre micrometeorológica <i>Slitherin</i> , com destaque para o sistema do BE pela razão de Bowen e para a vegetação tamarisk densa.	41
Figura 6 – Localização da torre micrometeorológica <i>Swamp</i> , com destaque para o sistema do BE pela razão de Bowen e para a vegetação tamarisk de densidade média.	42
Figura 7 – Localização da torre micrometeorológica <i>Diablo</i> , com destaque para os sistemas do BE pela razão de Bowen e correlações turbulentas, assim como, para a vegetação tamarisk de baixa densidade.	42
Figura 8 – Localização da torre micrometeorológica na área irrigada plantada com alfafa, com destaque para o sistema do BE pela razão de Bowen.	42
Figura 9 – Fluxograma das etapas do processamento para obtenção do balanço de radiação à superfície (R_n) pelos algoritmos SEBAL e S-SEBI.	47
Figura 10: Representação esquemática da relação entre a temperatura da superfície e a reflectância da superfície.	61
Figura 11: Distribuição temporal da velocidade do vento, umidade relativa e temperatura do ar no campo experimental (medido na estação meteorológica ET106), durante a estação seca (2005) (11a, 11c e 11e) e estação chuvosa (2006) (11b, 11d e 11f), na fazenda Frutacor, Quixeré – CE.	64
Figura 12: Distribuição temporal da precipitação para os anos de 2005 e 2006 (a) e comparação entre a umidade relativa e temperatura do ar, medidos na estação	

meteorológica (ET106) e na torre de correlações turbulentas (CT), durante a estação seca (b) e chuvosa (c) na fazenda Frutacor, Quixeré – CE.	66
Figura 13: Correlações lineares entre a temperatura do ar, umidade relativa, radiação solar, velocidade do vento e déficit de pressão do vapor com a evapotranspiração de referência, em 2005 (estação seca) (a, c, e, g e i) e 2006 (estação chuvosa) (b, d, f, h e j) na fazenda Frutacor, Quixeré – CE.	70
Figura 14: Componentes do balanço de energia para 4 dias típicos, 275 (a) e 297 (c) (2005) (dias de céu claro) e; 74 (b) e 136 (d) (2006) (dias nublados), sobre a cultura da banana na fazenda Frutacor, Quixeré – CE.	72
Figura 15: Fechamento do balanço de energia para (a) 2005 (estação seca) e (b) 2006 (estação chuvosa) na fazenda Frutacor, Quixeré – CE.	73
Figura 16: Distribuição temporal da ET_0 , ETr e velocidade do vento na área experimental da fazenda Frutacor (Área I): a) 2005 (estação seca) e b) 2006 (estação chuvosa).	75
Figura 17: Distribuição temporal da ET_0 , ETr e saldo de radiação na área experimental da fazenda Frutacor (Área I): a) 2005 (estação seca) e b) 2006 (estação chuvosa).	75
Figura 18: Correlações entre a fração evaporativa diurna e pela manhã (a), e ao meio-dia (b) na Área I (Quixeré – CE), nos anos de 2005 e 2006.	78
Figura 19: Variação da Λ diurna, pela manhã e á tarde, durante todo o período estudado na área experimental da fazenda Frutacor, Quixeré – CE (Área I) nos anos de 2005 e 2006..	79
Figura 20: Distribuição espacial da ETr diária para o dia 24/10/2005, obtida através do SEBAL (a) e através do S-SEBI (b) com destaque para as regiões de solo exposto, vegetação nativa (caatinga) e pomar de bananeiras, na Área I (Quixeré – CE).	82
Figura 21: Correlação entre os valores da ETr diária, para cada pixel da imagen do dia 24/10/2005, obtidos pelos algoritmos SEBAL e S-SEBI, juntamente com o coeficiente de determinação para a fazenda Frutacor, Quixeré – CE.	83
Figura 22: Distribuição temporal da velocidade do vento, umidade relativa e temperatura do ar na estação meteorológica, durante os anos de 2007 e 2008, instalada próximo da área experimental de CNWR (Área II).	85
Figura 23: Comportamento da temperatura do ar e do solo para as torres alfafa (a), Slitherin (b), Swamp (c) e Diablo (d) em CNWR (Área II) nos anos de 2007 e 2008.	87

Figura 24: Correlações lineares entre a temperatura do ar, umidade relativa, radiação solar, velocidade do vento e déficit de pressão do vapor com a evapotranspiração de referência, calculada pelo método de Penman-Monteith, durante o período estudado na CNWR, CA – EUA, nos anos de 2007 e 2008.	90
Figura 25: Média diária dos fluxos de energia (a) e fechamento do balanço de energia (b) para os dias estudados na área experimental de CNWR para o ano de 2007.	92
Figura 27: Comparação entre a evapotranspiração real diária (<i>ET_r</i>) medida nas diferentes torres, medida pelas técnicas da razão de Bowen e correlações turbulentas na torre Diablo sobre a vegetação tamarisk, em 2008 (CNWR, CA – EUA).	97
Figura 28: Comparação entre a <i>ET_r</i> diária medida na torre Slitherin (razão de Bowen) com as estimadas pelos algoritmos SEBAL e S-SEBI (a) e entre a <i>ET_r</i> média diária de CNWR (média das 3 torres) medida pela razão de Bowen com a <i>ET_r</i> média diária estimada pelos algoritmos SEBAL e S-SEBI (média de todos os pixels dentro da área de CNWR) (b).	98
Figura 29: Comparação entre a <i>ET_r</i> diária estimada pelo SEBAL versus a estimada pelo S-SEBI para a localização da torre Slitherin (a) e para toda a área de CNWR (média obtida utilizando todos os pixels dentro da área) (b).	99
Figura 30: Distribuição espacial da <i>ET_r</i> de CNWR para o DOA 128 (2007) obtida pelos algoritmos SEBAL (a) e S-SEBI (b).	102
Figura 31: Distribuição espacial da <i>ET_r</i> de CNWR para o DOA 144 (2007) obtida pelos algoritmos SEBAL (a) e S-SEBI (b).	102
Figura 32: Distribuição espacial da <i>ET_r</i> de CNWR para o DOA 160 (2007) obtida pelos algoritmos SEBAL (a) e S-SEBI (b).	102
Figura 33: Distribuição espacial da <i>ET_r</i> de CNWR para o DOA 192 (2007) obtida pelos algoritmos SEBAL (a) e S-SEBI (b).	103
Figura 34: Distribuição espacial da <i>ET_r</i> de CNWR para o DOA 224 (2007) obtida pelos algoritmos SEBAL (a) e S-SEBI (b).	103
Figura 35: Distribuição espacial da <i>ET_r</i> de CNWR para o DOA 240 (2007) obtida pelos algoritmos SEBAL (a) e S-SEBI (b).	103
Figura 36: Distribuição espacial da <i>ET_r</i> de CNWR para o DOA 256 (2007) obtida pelos algoritmos SEBAL (a) e S-SEBI (b).	104

Figura 37: Distribuição espacial da <i>ETr</i> de CNWR para o DOA 115 (2008) obtida pelos algoritmos SEBAL (a) e S-SEBI (b).....	104
Figura 38: Distribuição espacial da <i>ETr</i> de CNWR para o DOA 131 (2008) obtida pelos algoritmos SEBAL (a) e S-SEBI (b).....	104
Figura 39: Distribuição espacial da <i>ETr</i> de CNWR para o DOA 163 (2008) obtida pelos algoritmos SEBAL (a) e S-SEBI (b).....	105
Figura 40: Distribuição espacial da <i>ETr</i> de CNWR para o DOA 195 (2008) obtida pelos algoritmos SEBAL (a) e S-SEBI (b).....	105
Figura 41: Distribuição espacial da <i>ETr</i> de CNWR para o DOA 211 (2008) obtida pelos algoritmos SEBAL (a) e S-SEBI (b).....	105
Figura 42: Comparação entre a <i>ETr</i> diária de todos os pixels das imagens obtida pelos algoritmos SEBAL e S-SEBI.	107

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Erros típicos dos componentes da equação do balanço de energia, escalas horizontais e alturas das medidas dos instrumentos.....	21
Tabela 2: Análises dos diferentes estudos, métodos e intervalo de <i>ET</i> para a vegetação tamarisk (Fonte: Cleverly et al., 2002).....	35
Tabela 3: Instrumentos utilizados no sistema de correlações turbulentas e na estação meteorológica instalada na fazenda Frutacor, Quixeré - CE.....	40
Tabela 4: Características do lençol freático, salinidade, composição do solo e localização de cada uma das torres instaladas em CNWR, obtidas por Nagler et al. (2008).....	41
Tabela 5: Instrumentação utilizada na estação meteorológica do Sistema de Informação e Monitoramento da Irrigação na Califórnia (CIMIS) instalada no Distrito Irrigado de Palo Verde, Blythe - CA.....	43
Tabela 6: Data da aquisição e hora da passagem do satélite para a imagem do sensor TM do Landsat 5 (path/row = 216/64) disponível para a Área I	46
Tabela 7: Data da aquisição e hora da passagem do satélite para as imagens do sensor TM do Landsat 5 (path/row = 216/64) disponíveis para a Área II	47
Tabela 8: Constantes de calibração (L_{MAX} e L_{MIN}) do Landsat 5-TM.....	48
Tabela 9: Valores do $ESUN_{\lambda}$ ($Wm^{-2}\mu m^{-1}$) válidos para o Landsat 5.....	49
Tabela 10: Coeficientes de cada banda para o cálculo do albedo no topo da atmosfera..	50
Tabela 11: Correlações lineares entre a temperatura do ar, umidade relativa, radiação solar, velocidade do vento e déficit de pressão do vapor (DPV) com a evapotranspiração de referência, durante a estação seca (2005) na Área I (Quixeré – CE).....	68
Tabela 12: Correlações lineares entre a temperatura do ar, umidade relativa, radiação solar, velocidade do vento e déficit de pressão do vapor (DPV) com a evapotranspiração de referência, durante a estação chuvosa (2006) na Área I (Quixeré – CE).....	68
Tabela 13: Parâmetros estatísticos das médias diárias dos fluxos de energia sobre a cultura da banana na estação seca (2005).....	71
Tabela 14: Parâmetros estatísticos das médias diárias dos fluxos de energia sobre a cultura da banana na estação chuvosa (2006).....	71
Tabela 15: Valores estatísticos da ET_r ($mm\text{dia}^{-1}$) para a cultura da banana, em ambas as estações.....	74

Tabela 16: Desvio padrão médio, valores máximos e mínimos diários da Λ , selecionados de acordo com a transmitância atmosférica de ondas curtas (τ) para o entendimento da relação entre nebulosidade e a estabilidade diurna da Λ na Área I (Quixeré – CE).....	77
Tabela 17: Relação entre o desvio padrão da fração evaporativa e os parâmetros meteorológicos usados para explicar a estabilidade diurna da Λ em dias de céu claro e nublado na Área I (Quixeré – CE), nos anos de 2005 e 2006	77
Tabela 18: Comparação entre os valores instantâneos do saldo de radiação (R_n) e fluxo de calor no solo (G) estimados pelo SEBAL e S-SEBI com os medidos na torre micrometeorológica instalada na fazenda Frutacor, Quixeré – CE para o dia 24/10/2005. .	80
Tabela 19: Comparação entre os valores obtidos pelos algoritmos SEBAL e S-SEBI, para os parâmetros, no pomar de bananeiras da fazenda Frutacor, Quixeré – CE para o dia 24/10/2005.	81
Tabela 20: Estatística da distribuição espacial da ETr diária sobre toda a área da fazenda Frutacor, Quixeré – CE para o dia 24/10/2005.....	81
Tabela 21: Valores médios da ETr diária sobre áreas de solo exposto, floresta (Caatinga) e de bananeira irrigada, estimadas pelos algoritmos SEBAL e S-SEBI, na Área I (Quixeré – CE) para o dia 24/10/2005.....	82
Tabela 22: Correlações lineares entre a temperatura do ar, umidade relativa, radiação solar, velocidade do vento e déficit de pressão do vapor (DPV) com a evapotranspiração de referência (ET_0) na CNWR, CA – EUA, nos anos de 2007 e 2008.	88
Tabela 23: Parâmetros estatísticos das médias diárias dos fluxos de energia sobre a vegetação tamarisk no período estudado do ano de 2007 em CNWR, CA – EUA.....	91
Tabela 24: Média sazonal (1º de março a 31 de outubro) da ET_0 e da ETr da vegetação tamarisk obtida para as diferentes torres instaladas na Área II , em 2007 e 2008, juntamente com a precipitação total.....	93
Tabela 25: Valores anuais da evapotranspiração de referência (ET_0) e da evapotranspiração real diária (ETr) obtida para as diferentes torres instaladas na Área II , em 2007	94
Tabela 26: Valores estatísticos anuais da evapotranspiração real diária (ETr) para as diferentes torres instaladas na área de CNWR, CA – EUA, nos anos de 2007 e 2008	96
Tabela 27: Estatísticas da variação espacial da ETr diária da vegetação tamarisk, sobre o CNWR, nos anos de 2007 e 2008.....	100

RESUMO

O principal objetivo desse estudo foi determinar a evapotranspiração real diária (ET_r) da cultura da banana e da vegetação tamarisk utilizando dados micrometeorológicos e algoritmos baseados em sensoriamento remoto orbital. Foram utilizados os métodos micrometeorológicos da razão de Bowen e das correlações turbulentas, assim como, os algoritmos *Surface Energy Balance Algorithm for Land* (SEBAL) e *Simplified Surface Energy Balance Index* (S-SEBI) na obtenção da evapotranspiração na cultura da banana, localizada na fazenda Frutacor (Quixeré, CE/Brasil) e da vegetação tamarisk, localizada na área de preservação ambiental de Cibola (Blythe, CA/EUA). Também foram analisados o comportamento dos elementos atmosféricos e as suas correlações com a evapotranspiração de referência (ET_0), para as duas áreas estudadas, assim como o comportamento diário da fração evaporativa na cultura da banana. Os resultados evidenciaram que para ambas as áreas estudadas houve forte advecção do vento e ar seco e que a temperatura do ar apresentou altos valores durante o dia e baixos valores à noite. Na Área I (*Fazenda Frutacor*), a velocidade do vento se apresentou como o componente de maior influência na obtenção da ET_0 , enquanto que, para a Área II (*Cibola National Wildlife Refuge - CNWR*), a radiação solar se apresentou como o componente de maior influência. Em geral, os valores estimados pelos algoritmos SEBAL e S-SEBI se mantiveram muito próximos dos valores medidos nas torres de fluxos. O erro quadrático médio entre os valores da ET_r diária medidos e os estimados pelo SEBAL foi de $0,4 \text{ mmdia}^{-1}$, enquanto que para os medidos e os estimados pelo S-SEBI foi de $0,5 \text{ mmdia}^{-1}$, resultando num erro percentual médio de 9,5% entre os medidos e o SEBAL e de 10,6% entre os medidos e o S-SEBI, evidenciando a aplicabilidade de ambos os métodos na obtenção da evapotranspiração real diária.

ABSTRACT

The main objective of this study was to determine the daily actual evapotranspiration (E_{Tr}) of the banana crop and tamarisk vegetation utilizing micrometeorological data and remote sensing algorithms. The Bowen ratio and eddy covariance methods, and the *Surface Energy Balance Algorithm for Land* (SEBAL) and *Simplified Surface Energy Balance Index* (S-SEBI) algorithms were used to obtain the E_{Tr} of the banana crop, located in the Frutacor farm (Quixeré, CE/Brazil) and of the tamarisk vegetation, located in the preserved area of the Cibola (Blythe, CA/USA). The behavior of the atmospheric parameters and its correlations with the reference evapotranspiration (E_{T_0}), for the both study areas were analyzed. The daily behavior of the evaporative fraction of the banana crop has been also analysed. The results evidence that both study areas had strong advection of the wind and dry air and the air temperature presented higher values during the day and lower values at night. In the Area I, the wind speed was the most influential component in obtaining the E_{T_0} , however, for the Area II, the solar radiation was the component most influential. In general, the estimated values by the SEBAL and S-SEBI algorithms present results close to the measured values in the flux towers. The RMSE between the measured values and the estimated values by SEBAL was 0.4 mmday^{-1} , and for the measured values and the estimated values by S-SEBI was 0.5 mmday^{-1} , resulting in a percentual mean error of 9.5% between the measurements and the SEBAL and 10.6% between the measurements and the S-SEBI, evidencing the applicability of both the algorithms in obtain the daily actual evapotranspiration.

1 – INTRODUÇÃO

A água é o recurso natural mais limitante em ambientes áridos e semi-áridos. Vegetação nativa, agricultura irrigada e desenvolvimento social dependem da produção e conservação da água de rios e aquíferos. A agricultura irrigada é o principal consumidor de água no mundo e, conseqüentemente, um uso mais intensivo neste setor trará um grande impacto para as reservas hídricas. Projeções recentes indicam que, em 2025, a produção de cereais terá aumentado cerca de 40% e que a população mundial, em 2050, terá ultrapassado 9 bilhões de pessoas. Nesse caso, a crescente produção de alimentos e a necessidade de monitorar os recursos hídricos, que são um bem indispensável e precioso, são os principais desafios da agricultura irrigada no século XXI, e monitorar o desempenho dos sistemas de irrigação é de extrema importância, face aos cenários atuais.

No Nordeste do Brasil, devido à semiaridez do clima, a produção agrícola em escala comercial é substancialmente obtida através da irrigação e o monitoramento do uso da água na agricultura, com técnicas de sensoriamento remoto, tem sido um tópico de interesse para o seu manejo sustentável, além de constituir elemento indispensável ao planejamento dos recursos hídricos.

A evapotranspiração (*ET*) (fenômeno físico que transfere grande volume de água para a atmosfera através da evaporação do solo e do processo da transpiração vegetativa) da vegetação ribeirinha é um importante componente do balanço hídrico para bacias hidrográficas localizadas nas regiões áridas e semi-áridas. Os principais rios da região ocidental dos Estados Unidos da América (EUA) apresentam vegetações invasoras que causam prejuízos econômicos estimados em dezenas de bilhões de dólares por ano (Pimentel et al., 2001). O consumo hídrico dessas vegetações necessita ser mais bem

estudado (Mack et al., 2000). Para essa finalidade, a aplicação de técnicas de sensoriamento remoto orbital na obtenção da *ET* constitui um elemento indispensável.

A espécie conhecida como **Tamarisk** (*Tamarix spp.*) é uma vegetação arbustiva que foi introduzida e depois invadiu a região oeste dos EUA no início do século passado e tem sido alvo de muitos esforços na tentativa de controlá-la, assim como, de restauração ambiental, começando na década de 1960 (Weeks et al., 1987). Atualmente, programas direcionam milhões de dólares por ano na tentativa de controlar a rápida expansão do tamarisk e, com isso, aumentar a produtividade da água e a saúde do ecossistema. A tamarisk é comumente conhecida por ter efeitos ecológicos e econômicos negativos, como a diminuição das vazões dos rios, resultante da sua alta taxa de *ET*, o deslocamento da vegetação nativa e o aumento da salinização do solo, entre outros. No entanto, os benefícios da tamarisk estão na sua alta capacidade de controlar a erosão, no fato de se tornar habitat para diferentes espécies de pássaros (van Ripper III et al., 2008), incluindo locais com alto teor de salinidade ou seco onde a vegetação nativa não se desenvolve, como por exemplo, no Baixo Rio Colorado e no Rio Pecos (Shafroth et al., 2005).

Logo, quantificar o consumo hídrico sobre grandes áreas é importante para o manejo adequado, planejamento e gestão dos recursos hídricos. As diferenças entre a *ET* real e potencial obtidas com alta resolução espacial são de interesses para a agricultura e recursos hídricos e constituem um indicador do déficit hídrico. A estimativa espacial da *ET* é um componente essencial de modelos de circulação geral e hidrológico e é usado, também, para inferir a umidade do solo, como variável de entrada em modelos de previsão de tempo e de inundações (Allen et al., 2007a).

Com isso, várias técnicas têm sido desenvolvidas com a finalidade de obter precisamente a *ET*, entre elas estão: Razão de Bowen (Bowen, 1926) e correlações

turbulentas (Swinbank, 1951), assim como, de estimar espacialmente a *ET* utilizando sensoriamento remoto orbital, a exemplo do SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land), proposto por Bastiaanssen (1995) e do S-SEBI (Simplified Surface Energy Balance Index), proposto por Roerink et al. (2000). O SEBAL é uma metodologia destinada à estimativa da *ET*, baseada em imagens de satélite via cômputo do balanço de energia à superfície, e tem sido validado em várias localidades do mundo, incluindo Estados Unidos, França, China, Turquia, Egito e outros países africanos, europeus e asiáticos (Bastiaanssen et al., 2005) e Brasil (Silva e Bezerra, 2006; Bezerra et al., 2008; Teixeira et al., 2009a,b, entre outros). O algoritmo SEBAL tem sido amplamente utilizado na avaliação de sistemas de irrigação, na variância das curvas do coeficiente de cultura (*K_c*) e no manejo de recursos hídricos. No Brasil, vários grupos fazem pesquisas com a utilização desse algoritmo.

Porém em regiões onde as informações meteorológicas e agrometeorológicas são escassas, como por exemplo, no Nordeste do Brasil, a validação e a utilização de um algoritmo que exija um menor número de informações de superfície que o SEBAL é desejável, como é o caso do algoritmo S-SEBI, uma vez que o mesmo utiliza uma metodologia mais simples para a obtenção do balanço de energia e, por consequência, da *ET*, com base apenas no contraste da fração evaporativa entre áreas secas e úmidas. O S-SEBI foi validado na Itália, na Espanha, na Holanda e na Península Ibérica (Sobrino et al., 2007). O fato de este algoritmo necessitar apenas das informações contidas na imagem para estimar o balanço de energia torna-o uma ferramenta promissora para a estimativa espacial da *ET*.

2 – OBJETIVOS

2.1 – Objetivo Geral

O principal objetivo desse estudo é determinar a evapotranspiração real diária (ET_r) da cultura da banana e da vegetação tamarisk utilizando dados micrometeorológicos, assim como, avaliar a aplicabilidade do algoritmo S-SEBI às condições áridas e semi-áridas.

2.2 – Objetivos específicos

- Estimar a evapotranspiração de referência (ET_0) com dados meteorológicos utilizando a equação de Penman-Monteith e identificar qual componente exerce maior influência no processo evapotranspirativo nas duas áreas estudadas;
- Analisar o comportamento do fechamento do balanço de energia obtido pela técnica das correlações turbulentas;
- Analisar o comportamento da evapotranspiração real diária (ET_r) para a cultura da banana utilizando a técnica das correlações turbulentas;
- Identificar a variação diurna da fração evaporativa (Λ) para a cultura da banana;
- Analisar a distribuição temporal e espacial da ET_r para a tamarisk utilizando a técnica da razão de Bowen;
- Aplicar os algoritmos SEBAL e S-SEBI para estimar a ET_r diária utilizando imagens de alta resolução espacial (Landsat 5-TM) para as áreas estudadas;
- Validar os resultados da ET_r estimados pelos algoritmos com os dados medidos nas torres de fluxos.

3 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 – Evapotranspiração (ET): Fundamentos Físicos

A evapotranspiração (ET) é um dos principais componentes do ciclo hidrológico, tornando-se, assim, de fundamental importância para a vida no planeta. Ademais, é responsável por quase todo o volume de água transferido dos continentes para a atmosfera. Bastiaanssen et al. (1998a) afirmam que o seu valor integrado no tempo é importante para diferentes aplicações em estudos hidrológicos, agrônômicos e de modelagem atmosférica.

A ET é um termo coletivo para todos os processos pelos quais a água na fase sólida ou líquida, próxima ou na própria superfície da terra, se transforma em vapor de água atmosférico (Dingman, 2002), fenômeno ocorrido devido à combinação de dois processos, através dos quais, a água é perdida pela superfície por evaporação ou por transpiração. Segundo definição de Allen et al. (1998) a evaporação é o processo pelo qual a água é convertida da fase líquida para a fase de vapor (vaporização), removendo-a de superfícies evaporantes como: oceanos, lagos, rios, pavimentos, solos e vegetação úmida (evaporação do orvalho e da chuva interceptada pela copa das árvores). Já a transpiração compreende a água transferida ou perdida pela vegetação para a atmosfera, a partir de pequenos orifícios (estômatos) da superfície das folhas, ou através de pequenas perdas pelas lenticelas, no caso das plantas lenhosas (Pereira et al., 2002).

Para Allen et al. (1998) e Pereira et al. (2002) a evapotranspiração é fortemente influenciada por fatores da vegetação, de manejo de solo e gestão das condições ambientais e, principalmente, por elementos que dizem respeito ao tempo, tais como: radiação solar, temperatura da superfície, temperatura e umidade relativa do ar e o vento, pois elevadas temperaturas da superfície e do ar, baixa umidade, condições de céu claro e alta velocidade dos ventos são fatores que, quando combinados, contribuem significativamente para a ET.

3.2 – Evapotranspiração de Referência (ET_0)

A ET_0 é definida como sendo a quantidade de água removida de uma superfície com características específicas. Allen et al. (1998) afirmam que a superfície de referência é uma área totalmente coberta por uma cultura hipotética, com 0,12 m altura, apresentando resistência estomática fixa em 70 s.m^{-1} , albedo de 0,23 e sem restrições hídricas. Ainda de acordo com Allen et al. (1998), o conceito de ET_0 foi introduzido para o estudo da demanda evaporativa da atmosfera, independentemente do tipo, da fase de desenvolvimento ou do manejo da cultura. Desta forma, os únicos fatores que afetam a ET_0 são os elementos atmosféricos, o que caracteriza a ET_0 como uma variável atmosférica que, a depender da escala temporal de interesse, pode ser computada a partir de dados climáticos.

A estimativa da ET_0 foi padronizada pelo método da FAO Penman-Monteith, obtido a partir da equação original de Penman-Monteith e da equação da resistência estomática da superfície (Allen et al., 1998):

$$ET_0 = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34u_2)} \quad (1)$$

onde ET_0 é a evapotranspiração de referência (mm dia^{-1}), R_n é o saldo de radiação ($\text{MJm}^{-2} \text{ dia}^{-1}$), G é o fluxo de calor no solo ($\text{MJm}^{-2} \text{ dia}^{-1}$), T é a temperatura média diária a 2 m de altura ($^{\circ}\text{C}$), u_2 é a velocidade do vento a 2 m de altura (ms^{-1}), e_s é a pressão de saturação do vapor (kPa), e_a é a pressão real de vapor (kPa), γ é o fator psicrométrico, e Δ é a tangente à curva de pressão de vapor ($\text{kPa}^{\circ}\text{C}^{-1}$).

3.3 – Estimativa da Evapotranspiração

De acordo com Medina et al. (1998) a estimativa da evapotranspiração é essencial no planejamento de irrigação, perdas de água de reservatório, previsões de escoamento

superficial e em estudos meteorológicos e climatológicos. Em atividades em que a água é o recurso natural determinante, como na agricultura irrigada e gestão de recursos hídricos, por exemplo, a estimativa da evapotranspiração é de fundamental importância (Allen et al., 2007a,b).

Existem diversos métodos destinados à medição da evapotranspiração. Dentre os quais, pode-se mencionar o balanço de energia (BE) pela razão de Bowen, balanço hídrico no solo, os que se utilizam de lisímetros de pesagem e/ou de drenagem, o método das correlações turbulentas e, mais recentemente, as metodologias que usam os recursos radiométricos de imagens de satélites.

3.4 – Método da razão de Bowen

Um método bastante utilizado para a estimativa da ET é o balanço de energia com a razão de Bowen (BERB) (Bowen, 1926). Esse método representa a contabilidade das interações dos diversos tipos de energia com a superfície, constituindo-se, basicamente na partição do saldo de radiação nos fluxos de calor latente e sensível no ar e no solo (Fontana et al., 1991). Este método é baseado na teoria de que os fluxos unidimensionais de calor sensível e latente podem ser descritos em termos das relações fluxos-gradiente (Tanner et al, 1987; Tanner, 1988):

$$H = \rho c_p K_h (\Delta T / \Delta z) \quad (2)$$

$$LE = (\lambda \rho \varepsilon K_w / P) (\Delta e / \Delta z) \quad (3)$$

onde H é o fluxo de calor sensível na superfície (Wm^{-2}), LE é o fluxo de calor latente de evaporação na superfície (Wm^{-2}), ρ é a densidade do ar (kgm^{-3}), c_p é o calor específico do ar à pressão constante ($Jkg^{-1}^{\circ}C^{-1}$), T é a temperatura do ar ($^{\circ}C$), z é a altura em que são obtidas as medidas (m), λ é o calor latente de vaporização (Jkg^{-1}), ε é a razão do peso

molecular do vapor de água pelo do ar seco (0,622), P é a pressão atmosférica (kPa), e é a pressão de vapor (kPa), K_h é o coeficiente de difusão turbulenta para o calor (m^2s^{-1}) e K_w é o coeficiente de difusão turbulenta para o vapor de água (m^2s^{-1}).

Bowen (1926) expressou a razão de Bowen (β) como:

$$\beta = H / LE \quad (4)$$

Substituindo as equações 2 e 3 na equação 4, e assumindo $K_h = K_w$ (Verma et al., 1978; Cellier e Brunet, 1992), β pode ser obtido por (Bowen, 1926):

$$\beta = \gamma(\Delta T / \Delta e) \quad (5)$$

onde γ é o fator psicrométrico ($\text{kPa}^\circ\text{C}^{-1}$), ΔT e Δe são obtidos pelas medidas da temperatura do ar e pressão de vapor ou ponto de orvalho para duas alturas sobre o topo do dossel, dentro da camada limite planetária (Payero et al., 2003).

A equação simplificada unidimensional do balanço de energia na superfície é dada a seguir:

$$R_n - G = H + LE \quad (6)$$

onde R_n é o saldo de radiação, G é o fluxo de calor no solo, H é o fluxo de calor sensível para o ar e LE o fluxo de calor latente de evaporação, todos espessos em Wm^{-2} . Combinando as equações 4 e 6 resulta na seguinte equação para calcular LE pelos dados da razão de Bowen:

$$LE = (R_n - G) / (1 + \beta) \quad (7)$$

A obtenção de bons resultados com esta técnica requer medições verticais dos gradientes de temperatura do ar e de vapor de água. Perez et al. (1999) estudaram o descarte de valores inconsistentes da razão de Bowen com sistema SRB (Campbell Scientific, Logan, Utah, USA), visando ao aprimoramento do referido método. Por causa da variedade

de medidas requeridas para a aplicação desse método, o perigo de obter dados errôneos está sempre presente (Perez et al., 1999; Todd et al., 2000). Dados errôneos podem ser obtidos por diferentes razões, incluindo limitações na acurácia e mau funcionamento dos instrumentos, problemas de instalação, limitações do método por si só, precisão do datalogger e problemas de programação, erros humanos entre outros. Muitos pesquisadores têm reportado resultados imprecisos com o método da razão de Bowen sob condições advectivas (Todd et al., 2000; Payero et al., 2003; Gavilán e Berengena, 2007). Os autores concluíram, ainda, que devem ser rejeitados os dados noturnos e obtidos após precipitação ou irrigação, e que a ocorrência de gradientes de vapor de água muito pequenos afetam a consistência das estimativas. Allen (1996) discutiu a identificação de problemas associados a fezes de pássaros e poeira, afetando a qualidade dos dados do saldo de radiação.

Quando $\beta \approx -1$, os fluxos de LE calculados usando a equação 7 tornam-se irracionais. Esta condição é frequentemente encontrada durante o nascer e o por do sol, quando $(R_n - G) \approx 0$, assim como, com intensa advecção ou precipitação (Ohmura, 1982). Essa condição tem sido observada à meia noite e ao meio dia sob condições de deserto, quando os fluxos de LE são pequenos (Payero et al., 2003), e para o meio dia e no início da tarde, sob condições de nebulosidade (Payero et al., 2003). Cellier e Brunet (1992) mostraram que essas condições, em geral, ocorrem durante a noite, quando a acurácia do método da razão de Bowen também é baixa, propondo a rejeição dos dados quando $R_n < 20 \text{ Wm}^{-2}$, levando à rejeição de todos os dados noturnos. Tanner et al. (1987), propuseram a exclusão dos dados somente quando $-1,25 < \beta < -0,75$.

No entanto, estudos como os de Teixeira et al. (2007), Gavilán e Berengena (2007), Pauwels et al. (2008), Nobuhiro et al. (2008), Xing et al. (2008) e Ali et al. (2008) têm

mostrado que o método da razão de Bowen é um método preciso e frequentemente usado, para medir o fluxo de LE devido à sua simplicidade e portabilidade.

3.5 – Método das Correlações Turbulentas

O método das correlações turbulentas visa fazer cálculos dos fluxos de calor sensível e de calor latente, baseando-se em séries temporais de medidas de alta frequência de variáveis meteorológicas. A estimativa desses fluxos baseia-se nos conceitos das trocas turbulentas das referidas variáveis entre a superfície e a atmosfera, envolvendo medidas dos desvios da velocidade vertical do vento, da temperatura, da pressão de vapor, dentre outras variáveis (Arya, 1988; Stull, 1988).

A turbulência produz fluxos verticais da superfície para a atmosfera. Os vórtices carregam com eles momentum, umidade e calor, verticalmente. Os vórtices turbulentos frequentemente têm sido descritos como movimentos caóticos e irregulares no escoamento de um fluido, e sua escala temporal é de 10^{-3} a 10^4 segundos e a escala espacial de 10^{-3} a 10^4 metros (Kaimal e Finnigan, 1994). As propriedades da turbulência podem ser descritas somente através de modelos estatísticos. O modelo mais comum é o método da decomposição de Reynolds. Em geral, o método de Reynolds tem sido aplicado para descrever características turbulentas pela definição de qualquer propriedade da atmosfera em dois componentes, sendo um valor da média temporal e um desvio instantâneo do valor da média temporal.

Por exemplo, a densidade de vapor de água para um dado momento $\rho_{v(t)}$ é expressa como:

$$\rho_{v(t)} = \bar{\rho}_v + \rho'_{v(t)} \quad (8)$$

onde $\bar{\rho}_v$ (kgm^{-3}) é a média temporal da densidade de vapor de água e $\rho'_{v(t)}$ (kgm^{-3}) é o desvio instantâneo da média temporal da densidade de vapor de água. A média dos desvios instantâneos é zero por definição. O fluxo turbulento vertical de qualquer propriedade pode ser expresso como o produto do componente vertical do vento e as propriedades escalares da atmosfera (Stull, 1988). Por exemplo, o fluxo de vapor de água pode ser escrito como $w_{(t)}\rho_{v(t)}$ ($\text{kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$), que é na verdade a densidade de fluxo instantâneo. Geralmente, o interesse é o fluxo médio, que é a média estatística dos eventos, $\overline{w_{(t)}\rho_{v(t)}}$ ($\text{kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$). A média do produto da velocidade vertical pela densidade de vapor de água, representa o fluxo de vapor de água, sendo expresso como:

$$\overline{w_{(t)}\rho_{v(t)}} = \overline{\bar{w}\bar{\rho}_v} + \overline{\bar{w}\rho'_{v(t)}} + \overline{w'_{(t)}\bar{\rho}_v} + \overline{w'_{(t)}\rho'_{v(t)}} = \bar{w}\bar{\rho}_v + \overline{w'_{(t)}\rho'_{v(t)}} \quad (9)$$

onde $\overline{\rho'_{v(t)}}$ (kgm^{-3}) e $\overline{w'_{(t)}}$ (ms^{-1}) são zero por definição, então $\overline{\bar{w}\rho'_{v(t)}}$ ($\text{kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$) e $\overline{w'_{(t)}\bar{\rho}_v}$ ($\text{kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$) também são zero. A equação 9 indica que o fluxo total de vapor de água consiste em dois termos: transporte pelo vento vertical médio e pela difusão turbulenta (Hattori, 2004). Assumindo que a atmosfera está em equilíbrio neutro, sem significativa elevação frontal e a área de interesse sendo uma superfície plana, a velocidade vertical média do vento (\bar{w}) é definida como zero. Logo, o fluxo pelo vento vertical médio pode ser considerado igual a zero ($\bar{w}\bar{\rho}_v \approx 0$) (Hattori, 2004). Consequentemente, o fluxo vertical total torna-se dependente somente do fluxo turbulento:

$$\overline{w_{(t)}\rho_{v(t)}} = \overline{w'_{(t)}\rho'_{v(t)}} \quad (10)$$

Então, a densidade de fluxo de calor latente vertical, LE (Wm^{-2}), pode ser expressa por:

$$LE = L_v \overline{w'_{(t)} \rho'_{v(t)}} \quad (11)$$

onde L_v (Jkg^{-1}) é o calor latente de vaporização e $\overline{w'_{(t)} \rho'_{v(t)}}$ é a média temporal do produto das flutuações (a covariância) da velocidade vertical e densidade de vapor de água para um dado ponto no espaço (Stull, 1988).

Similarmente, o fluxo de calor sensível vertical, H (Wm^{-2}) é expresso como:

$$H = \rho_a c_p \overline{w'_{(t)} T'_{(t)}} \quad (12)$$

onde ρ_a (kgm^{-3}) é a densidade do ar, c_p ($\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$) é a calor específico do ar para pressão constante e $\overline{w'_{(t)} T'_{(t)}}$ (Kms^{-1}) é a covariância entre a velocidade vertical e a temperatura para um dado ponto no espaço (Stull, 1988).

Durante o final da década de 1980, tornou-se óbvio que o BE na superfície da terra poderia não ser fechado com dados experimentais (Foken e Oncley, 1995). A energia disponível, isto é, a soma do saldo de radiação com o fluxo de calor no solo, foi encontrada em muitos dos casos sendo maior que a soma dos fluxos turbulentos de calor sensível e latente. Em muitos dos experimentos foi encontrado um fechamento do BE de aproximadamente 80% (Aubinet et al., 2000; Wilson et al., 2002, Foken, 2008). O resíduo do BE é expresso como:

$$Res = (R_n - G) - (H + LE) \quad (13)$$

onde todos os termos foram previamente descritos.

3.5.1 – O problema do fechamento do balanço de energia

A energia disponível ($R_n - G$) foi encontrada, em muitos dos experimentos, como sendo maior do que os fluxos turbulentos de calor sensível e latente. No passado, duas razões para o não fechamento foram discutidas: as diferentes escalas de medida e possíveis

erros nas medidas (Foken, 2008). Erros típicos e escalas para as medidas estão mostrados na Tabela 1 e as condições das medidas estão ilustradas na Figura 1.

Tabela 1: Erros típicos dos componentes da equação do balanço de energia, escalas horizontais e alturas das medidas dos instrumentos.

Componente	Erro (%)	Energia (Wm^{-2})	Escala horizontal (m)	Altura (m)
Fluxo de calor latente	5 – 20	20 – 50	100	2 – 10
Fluxo de calor sensível	5 – 20	10 – 30	100	2 – 10
Saldo de radiação	5 – 20	20 – 100	10	1 – 2
Fluxo de calor no solo sem armazenamento	20 – 50	20 – 50	0,1	-0,02 to -0,1
Termo de armazenamento	20 – 50	20 – 50	0,1 – 1	-0,02 to -0,1

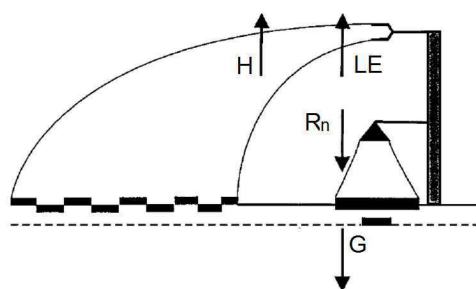


Figura 1: Altura dos instrumentos e escala horizontal das medidas dos componentes do balanço de energia (Fonte: Foken, 2008).

Enquanto a altura da medida do saldo de radiação é de aproximadamente 2 m e tem somente uma pequena área de influência nos componentes da radiação, a altura da medida dos fluxos turbulentos, usualmente 2-5 m tem uma significativa influência no *footprint* (Schmid, 1997) e o tamanho da superfície subjacente. Além disso, depende da estabilidade atmosférica. O fluxo de calor no solo é medido apenas a poucos centímetros abaixo da superfície e a influência horizontal nas medidas não chega a ser muito maior que as dimensões da placa de fluxo de calor no solo, mas o calor armazenado na camada entre a

superfície e a placa e a heterogeneidade do solo pode ter uma significativa influência nos resultados (Liebethal et al., 2005).

O resíduo típico do fechamento do BE, durante o período diurno, tem sido encontrado variando de 50 a 300 W m⁻² (Foken, 2008). Isto pode ser facilmente explicado pelos erros mostrados na Tabela 1. Mas, de acordo com estudos recentes, esses erros podem ser reduzidos. Devido ao problema de o fechamento ser sempre caracterizado por baixos fluxos turbulentos, os fluxos de calor sensível e latente são subestimados ou o saldo de radiação e o fluxo de calor no solo são superestimados. Em virtude da complexa análise dos dados empregada no método das correlações turbulentas, uma subestimativa dos fluxos turbulentos foi frequentemente argumentada como a razão do problema. Por outro lado, nenhum argumento foi encontrado para provar que o saldo de radiação foi superestimado. É conhecido que o saldo de radiação foi subestimado no passado devido à falta de precisão nos instrumentos, mas o problema do fechamento do BE foi encontrado cerca de 15 anos atrás, quando os radiômetros mais precisos já estavam disponíveis (Halldin e Lindroth, 1992). Adicionalmente, o fluxo de calor no solo é frequentemente subestimado por causa de dados insuficientes no termo de armazenamento (Liebethal e Foken, 2007).

Resultados experimentais têm mostrado que o resíduo do BE foi em média de 20 – 30% para diferentes áreas agrícolas (Mauder et al., 2006). Panin et al. (1998) encontraram um aumento do resíduo correlacionado com o aumento da heterogeneidade da superfície subjacente. Eles introduziram um fator de heterogeneidade (k) para corrigir o fechamento. Culf et al. (2004) argumentaram que a energia armazenada na camada superior do solo foi vista como a principal causa do problema. No entanto, investigações recentes têm mostrado que uma determinação precisa desse termo é possível (Meyers e Hollinger, 2004; Heusinkveld et al., 2004; Liebethal et al., 2005). O fechamento do BE para vegetação alta

(floresta) foi investigado por Aubinet et al. (2000), Wilson et al. (2002) e Oliphant et al. (2004) e todos encontraram que o fechamento para a maioria dos locais foi cerca de 80% da energia disponível.

O método das correlações turbulentas necessita várias correções (Aubinet et al., 2000; Lee et al., 2004); muitas delas aumentam o fluxo turbulento. As correções ou transformações são: correção do vento transversal do anemômetro sônico (se já não estiver implementado no software do sensor) de acordo com Liu et al. (2001); transformação de coordenadas (Wilczak et al., 2001); correção da sensibilidade do oxigênio transversal dos instrumentos “*krypton-hygrometers*” (Tanner et al., 1993; van Dijk et al., 2003); correções espectrais de acordo com Moore (1986) usando os modelos de Kaimal et al. (1972) e Hojstrup (1981); conversões das flutuações da temperatura sônica em flutuações da temperatura real de acordo com Schotanus et al. (1983) e correções das densidades dos fluxos escalares de H₂O e CO₂ de acordo com Webb et al. (1980). As mudanças mais significativas nos fluxos de calor são as correções de Schotanus et al. (1983), bem como, as correções espectrais (Moore, 1986; Eugster e Senn, 1995) e o efeito das flutuações das densidades no fluxo de calor latente (Webb et al., 1980). De forma geral, uma cuidadosa correção dos dados reduz o resíduo do fechamento do BE em cerca de 10 – 20%, mas as correções dos fluxos não podem explicar a magnitude do resíduo. No entanto, hoje em dia, o método das correlações turbulentas e as referidas correções podem ser classificados como bem estabelecidas (Foken, 2008; Abdelghani et al., 2008; Gu et al., 2008; Von Randow et al., 2008; Teixeira et al., 2008; Sturman e McGowan, 2009).

3.6 – Fração evaporativa (Λ)

Os componentes do BE apresentam variação considerável durante o dia sobre a superfície terrestre (Farah et al., 2004). Entretanto, várias razões entre os fluxos têm se

mostrado relativamente constantes durante o período diurno (Shuttleworth et al., 1989; Bastiaanssen et al., 1998a). Mais recentemente a fração evaporativa (Λ) tem sido encontrada como tendo uma pequena variação diurna, apesar de ser diretamente relacionada com a razão de Bowen (β) (Crago e Brutsaert, 1996). A variação diurna da Λ pode ser entendida através da sua relação com as condições atmosféricas e com as características da superfície. A fração evaporativa é definida como:

$$\Lambda = \frac{LE}{R_n - G} = \frac{LE}{LE + H} = \frac{1}{1 + \beta} \quad (14)$$

onde LE é o fluxo de calor latente, R_n é o saldo de radiação, H é o fluxo de calor sensível e G é o fluxo de calor no solo.

O primeiro artigo que noticiou a constância da Λ , durante o período diurno, foi o de Shuttleworth et al. (1989). Eles analisaram dados de 4 dias de céu claro, sobre uma superfície relativamente homogênea e coberta por grama, e encontraram que a Λ ao meio-dia era aproximadamente igual à média diária. Nichols e Cuenca (1993), usando 72 dias de dados, mostraram que a Λ ao meio-dia foi altamente correlacionada com a média diurna da Λ , mas não eram estatisticamente iguais (Farah et al., 2004). Crago (1996a) concluiu que a Λ ao meio-dia era significativamente diferente do valor médio diurno. Crago (1996b) afirmou que, sob condições de céu claro, a constância do ciclo diurno da radiação, calor e umidade tendem a causar uma pequena variação no balanço de energia. Como as nuvens tendem a ser heterogêneas, a energia disponível e a taxa de aquecimento da superfície tendem a flutuar, levando a mudanças na Λ durante os dias nublados. Crago (1996b) ainda afirma que a atmosfera tem uma ligação complexa com a superfície terrestre, e um simples conceito como o da conservação da Λ , é uma ferramenta conveniente. A variabilidade da Λ é devida às interações complexas dos efeitos radiativos e das nuvens com as várias relações

entre as variáveis atmosféricas próximo à superfície. Ele afirmou que a hipótese da Λ ser constante durante o dia é surpreendentemente robusta. Porém, a presença de nuvens ou frentes, assim como, de superfícies descontínuas, pode causar uma significativa variabilidade na Λ (Crago 1996b; Chávez et al., 2005)

3.7 – Estimativa da Evapotranspiração com Sensoriamento Remoto

De acordo com Allen et al. (2002), todos os métodos mencionados anteriormente apresentam alta confiabilidade, pois são capazes de oferecer medidas com boa precisão. Porém, os mesmos apresentam limitações quando se pretende fazer estimativas da evapotranspiração para grandes áreas, pois essas estimativas são baseadas em dados pontuais (para um local específico), e são integradas para a área que envolve o local da medição, levando-se em consideração que a evapotranspiração é uniforme na referida área. Os métodos micrometeorológicos (e lisímetros) são designados para pesquisa, ajuste de modelos etc. Enquanto, que o sensoriamento remoto pode ser utilizado de forma operacional.

Devido a essa problemática, vários pesquisadores têm desenvolvido técnicas de sensoriamento remoto através de dados radiométricos, obtidos a partir de imagens de satélites, pois os mesmos são capazes de cobrir grandes áreas e, de acordo com Zwart e Bastiaanssen (2007), a obtenção da evapotranspiração em escala regional, mostrando suas variações dentro de uma grande área, já é uma realidade (Allen et al., 2007a,b; Tasumi e Allen, 2007; Akbari et al., 2007; Kimura et al., 2007; Compaoré et al., 2008; Gao et al., 2008; Brunner et al., 2008; Ahmad et al., 2009; Karatas et al., 2009; Ramos et al., 2009; Teixeira et al., 2009a,b).

3.8 – O SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*)

Os estudos mostram que o sensoriamento remoto é um método direto para estimar a *ET* sem um conhecimento prévio do solo, vegetação e condições de manejo. Bastiaanssen et al. (1998a,b) apresentaram as potencialidades do SEBAL na obtenção espacial e temporal da *ET*. O SEBAL é um algoritmo que visa fazer estimativas dos componentes do BE e, por conseguinte, da *ET*, baseado em combinações de relações empíricas e parametrizações físicas (Bastiaanssen et al., 1998a,b). O mesmo foi desenvolvido por Bastiaanssen (1995), na Holanda. O método faz uso apenas das radiâncias espectrais registradas em sensores de satélites e de um conjunto mínimo de dados meteorológicos de superfície, que incluem a velocidade do vento e a temperatura do ar, para resolver o BE à superfície da terra (Courault et al., 2002). Seus produtos principais são: a obtenção do albedo da superfície, das emissividades e índices de vegetação, temperatura da superfície, saldo de radiação, fluxo de calor no solo, de calor sensível e latente; e o consumo de água, ou a *ET* real, pixel a pixel.

O referido algoritmo, quando aplicado a imagens de satélites com alta resolução espacial, é capaz de determinar a variabilidade espacial da evapotranspiração internamente e entre campos irrigados; esta é uma informação valiosa, pois quando aplicado adequadamente possibilita alcançar grande eficiência na atividade de irrigação, principalmente em regiões onde há limitações de disponibilidade de recursos hídricos, como em regiões áridas e semi-áridas.

Nas simulações numéricas de modelagem hidrológica, que são ferramentas úteis por aumentar a compreensão de sistemas hidrológicos e por avaliar os impactos de políticas de gestão de recursos hídricos, o SEBAL tem se tornado extremamente importante, visto que o mesmo é capaz de descrever a distribuição espaço-temporal da *ET*.

O SEBAL usa apenas a temperatura da superfície (T_s), reflectância espectral e hemisférica da superfície (ρ_λ), índices de vegetação (*Índice de Vegetação por Diferença Normalizada* - IVDN, *Índice de Vegetação Ajustado ao Solo* - IVAS, *Índice de Área Foliar* - IAF), bem como de suas inter-relações para fazer estimativas dos fluxos de energia à superfície e inferir sobre os diversos tipos de superfícies da região de estudo. O mesmo faz estimativas de ET a partir do fluxo de LE , calculado como resíduo do BE, que é dado por:

$$LE = R_n - G - H \quad (15)$$

onde todos os termos já foram previamente descritos.

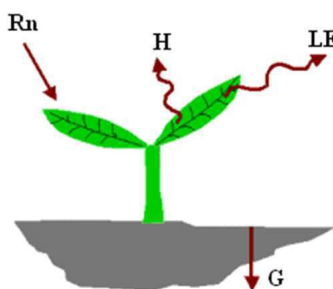


Figura 2: Esquema representativo do balanço de energia sobre culturas à superfície. Fonte: Allen et al. (2002).

No entanto, uma análise de sua acurácia é necessária. Conforme descrito anteriormente, existem diversos métodos para medir os fluxos evaporativos e a partição da energia radiante disponível em fluxos de H e LE . O SEBAL tem sido testado contra uma variedade desses métodos em diferentes condições ambientais (Bastiaanssen et al., 2005).

Imagens de ET geradas pelo SEBAL em Idaho, EUA, mostraram uma progressão temporal da ET durante os anos de 1985 e 1989. A ET obtida pelo SEBAL foi comparada com as medidas lisimétricas, apresentando diferença média mensal, para o ano de 1985, de +/- 16% e 20% para 1989, mas com uma diferença sazonal de apenas 4% em 1985. Em

1989, a diferença entre SEBAL (714 mm) e as medidas lisimétricas (718 mm) foi menor que 1% para a cultura da beterraba no período de abril a setembro (Allen et al., 2002).

No Sri Lanka, o fluxo de H foi medido independentemente com um cintilômetro (De Bruim et al., 1995) sobre uma vegetação tropical úmida. O cintilômetro é um instrumento ótico utilizado para monitorar as flutuações no índice refrativo da atmosfera turbulenta sobre grandes áreas. Depois da combinação do H com o R_n medido, a ET real foi derivada para, aproximadamente, 2 pixels do satélite NOAA (2200 m). Hemakumara et al. (2003) encontraram que os erros do SEBAL se encontraram numa escala de 4 a 32% para uma análise de 10 dias. Entretanto, os erros foram ocasionais e a integração mensal dos valores da ET produziu uma diferença de apenas 3% das medidas do cintilômetro.

O objetivo dessa técnica de sensoriamento remoto é descrever a variação espacial da ET na escala regional. Logo, é interessante validar o volume total de água evaporada sobre grandes áreas. Na Bacia Indus, no Paquistão, um balanço hídrico para uma área irrigada de 3 milhões de hectares foi comparado com o SEBAL. A ET real anual determinada pelo SEBAL apresentou uma diferença de 1% quando comparada aos resultados obtidos pelo balanço hídrico, evidenciando uma excelente validação na escala regional (Bastiaanssen et al., 2002). Bastiaanssen e Chandrapala (2003) computaram o balanço hídrico numa escala nacional para o Sri Lanka, para o período de 1999 até 2000. As diferenças entre o SEBAL e o balanço hídrico foram de 1 e 11% para Kelani e Gin Ganga, respectivamente. Em estudo similar envolvendo a hidrologia de bacias no Sri Lanka, Bastiaanssen e Bandara (2001) compararam estimativas do escoamento superficial, baseada nos mapas da ET do SEBAL com o escoamento medido no Rio Kirindi Oya, encontrando uma diferença de 5%.

Mohamed et al. (2004) estudaram os vastos pântanos da Bacia do Alto Rio Nilo, no Sudão. Mapas de evaporação e umidade armazenada no solo foram criados pelo SEBAL

para uma área de 1000 km². A evaporação para a grande área foi apenas 4% diferente dos valores obtidos pelo SEBAL. Logo, o desvio médio para grandes bacias no Paquistão, Sri Lanka e Sudão demonstrou-se ser apenas de 4%.

O SEBAL tem sido amplamente aplicado na agricultura irrigada, onde o mesmo é utilizado em estudos que visam determinar, principalmente, o consumo hídrico de culturas, ou seja, a *ET* real. Com esse objetivo o SEBAL tem sido aplicado em diversas partes do mundo, como em Botsuana (Timmermans e Meijerink, 1999), nas Filipinas (Hafeez et al., 2002), nos Estados Unidos (Allen et al., 2005; Tasumi et al., 2005a,b; Tasumi e Allen, 2007), no Uzbequistão (Chemin et al., 2004) e no Brasil, onde o SEBAL tem sido aplicado em vários estudos sobre a área do Perímetro Irrigado Senador Nilo Coelho, localizado nos sertões dos estados da Bahia e Pernambuco, à margem do Rio São Francisco em torno das cidades de Petrolina-PE e Juazeiro-BA (Lopes, 2003; Bezerra, 2004; Di Pace, 2004; Feitosa, 2005; Silva e Bezerra, 2006; Teixeira et al., 2008; Teixeira et al., 2009a,b), Chapada do Araripe no estado do Ceará (Bezerra et al., 2008) entre outros. Todos estes estudos evidenciaram a boa acurácia do algoritmo quando comparado a dados micrometeorológicos pontuais.

Os intensos testes com o SEBAL através de uma variedade de climas e ecossistemas, durante os últimos 14 anos, mostram que a técnica tem sido comprovadamente consistente; o SEBAL pode ser aplicado e implementado com o intuito de resolver problemas relacionados a recursos hídricos e irrigação. O SEBAL pode ajudar no estabelecimento (1) da relação entre o uso do solo e o planejamento do uso de água em bacias hidrográficas; (2) estudar o impacto dos projetos de conservação hídrica na real economia de água; (3) na análise do desempenho de sistemas de irrigação; (4) na avaliação do impacto ambiental devido à extração do lençol freático; (5) na modelagem hidrológica;

(6) no sistema de monitoramento de degradação da vegetação nativa; (7) na vitalidade das florestas e (8) na avaliação da produtividade hídrica da cultura, dentre outras aplicações (Bastiaanssen et al., 2005).

3.9 – O S-SEBI (*Simplified Surface Energy Balance Index*)

Os processos de trocas de energia que ocorrem na superfície da terra são cruciais para a redistribuição de umidade e calor no solo e na atmosfera. Conforme citado anteriormente, para melhorar o entendimento desses processos de trocas de energia, a utilização do sensoriamento remoto através de imagens de satélite é indispensável para extrapolar as medidas pontuais para uma escala regional (Roerink et al., 2000).

Um método simples e relativamente novo, para estimar os fluxos de energia à superfície, chamado S-SEBI, foi desenvolvido, testado e validado com medidas de campo dos fluxos de energia. O S-SEBI requer radiâncias espectrais, sob condições de céu claro, no visível, infravermelho próximo e infravermelho termal para determinar seus parâmetros constitutivos: reflectância da superfície, temperatura da superfície e índices de vegetação. O modelo usa esses parâmetros iniciais para determinar o BE à superfície, necessitando apenas da informação da temperatura do ar próximo à superfície na área estudada (Roerink et al., 2000; Gómez et al., 2005; Sobrino et al., 2005; Sobrino et al., 2007).

De acordo com Weligepolage (2005) a principal diferença entre o SEBAL e o S-SEBI está no cálculo do componente H . No modelo S-SEBI os fluxos não são calculados como parâmetros separados, mas com a **fração evaporativa** (Λ). O uso da fração evaporativa para o cálculo dos fluxos turbulentos assume similaridade entre fluxos de H e LE , uma suposição que é plausível para a maioria dos tipos de solo (Roerink et al., 2000).

O saldo de radiação é calculado como o termo restante de toda radiação incidente e emitida em ondas curtas e longas. O fluxo de calor no solo é derivado de uma relação

empírica das características da superfície e da vegetação. Os fluxos de calor sensível e latente não são calculados como parâmetros separados, mas através da Λ , que é determinada pela equação 14.

Tem sido observado que a reflectância e a temperatura da superfície de áreas com forçantes atmosféricas constantes são correlacionadas e que a relação pode ser aplicada para determinar as propriedades efetivas da superfície (Bastiaanssen, 1995). Assumindo-se constantes a temperatura do ar e a radiação global, uma explicação formal pode ser dada para as reflectâncias e temperaturas da superfície observadas. Para baixas reflectâncias, a temperatura da superfície é mais ou menos constante com o aumento da reflectância, o que corresponde a superfícies saturadas com água como corpos de água e solos irrigados, onde a energia disponível é utilizada no processo de evaporação.

De acordo com Roerink et al (2000) a temperatura da superfície aumenta com o aumento da reflectância e, acima de certo ponto, a temperatura pode ser definida como “evaporação controlada” porque a mudança na temperatura é resultado do decréscimo da evaporação como consequência da menor disponibilidade de umidade no solo. Por outro lado, a partir de certo valor limiar da reflectância, a temperatura da superfície diminui com o aumento da reflectância. Nesse caso, isso ocorre devido ao fato de a umidade do solo ter decrescido a uma magnitude que nenhuma evaporação pode ocorrer. Assim, a energia disponível é totalmente usada para aquecer a superfície. No entanto, devido ao aumento da reflectância, a energia disponível decresce como resultado da diminuição da radiação líquida (mais radiação é refletida).

Estudo realizado por Roerink et al. (2000), em Píano Di Rosia, uma região em Toscana, Itália, evidenciaram que os fluxos de calor calculados apresentaram concordância com os valores medidos. No entanto, os fluxos de calor calculados pelo S-SEBI foram

sistematicamente maiores que os medidos. Entretanto, o método apresentou uma precisão de aproximadamente 10%, quando comparado aos dados medidos pelas técnicas da razão de Bowen, correlações turbulentas e cintilometria.

Sobrino et al. (2005) aplicaram essa metodologia para uma área experimental em Albacete, na Espanha, onde foram selecionados 5 parcelas contendo diferentes culturas (alfafa, milho e cevada). Os resultados mostraram que a *ET* diária foi obtida com um erro inferior a 1 mm dia⁻¹. Gómez et al. (2005), em estudo desenvolvido no experimento Alpilles/ReSeDA, localizado em uma região agrícola do Mediterrâneo, com as culturas de milho, alfafa, trigo e girassol, encontraram resultados similares aos de Sobrino et al. (2005) na obtenção da *ET* diária através do S-SEBI, apresentando um erro inferior a 1 mm dia⁻¹.

Estudos recentes têm sido desenvolvidos utilizando o algoritmo S-SEBI como ferramenta na obtenção da *ET* para grandes áreas. Sobrino et al. (2007) aplicaram o S-SEBI para obterem a estimativa da *ET* diária utilizando imagens NOAA-AVHRR para a Península Ibérica. Fan et al. (2007) utilizaram esse algoritmo para obter os fluxos de energia à superfície para a bacia do Alto Rio Xilin, na China. Estudos de Garcia et al. (2007) mostraram a aplicabilidade do referido algoritmo na estimativa do déficit hídrico na superfície utilizando imagens reflectivas e termais do sensor ASTER. Brunner et al. (2008) obtiveram informações sobre a evaporação do lençol freático a partir da aplicação do S-SEBI na obtenção dos mapas de *ET*. Estudos desenvolvidos por Boronina e Ramillien (2008), com o objetivo de aplicar imagens AVHRR e medidas do experimento GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) para calcular a *ET* real sobre o aquífero Quaternário da bacia do Lago Chad, mostraram as potencialidades do S-SEBI na obtenção da *ET*.

A principal desvantagem da metodologia proposta é que as imagens estudadas devem conter valores extremos de temperatura da superfície. De acordo com Sobrino et al. (2005) outros métodos, como o SEBAL anteriormente descrito, apresentam resultados melhores na determinação da *ET* diária, mas este método inclui a determinação de parâmetros difíceis de serem obtidos (Bastiaanssen et al., 1998a,b).

3.10 – Evapotranspiração da cultura da banana

A banana (*Musa spp.*) é uma das frutas tropicais mais exploradas mundialmente. Devido ao seu custo relativamente baixo e ao alto valor nutritivo é parte integrante na alimentação, principalmente, das populações de baixa renda. O Brasil está entre os maiores produtores de banana do mundo, ocupando a segunda posição, com uma produção aproximada de 7,1 milhões de toneladas em 2006, em uma área de 504 mil hectares (FAO, 2009). Em função de sua morfologia e da hidratação de seus tecidos, a bananeira apresenta um elevado consumo de água. As maiores produções estão associadas a uma precipitação total anual de 1.900 mm, bem distribuídas no decorrer do ano (Alves, 1997). Em grande parte das regiões onde a bananeira é cultivada, as precipitações são insuficientes para atender às suas necessidades hídricas, tornando-se necessário o uso de irrigação suplementar, como ocorre no semi-árido nordestino (Montenegro et al., 2008).

O manejo inadequado da irrigação na cultura da bananeira pode prejudicar o seu crescimento e o desenvolvimento das plantas, diminuindo a produtividade. Sob severa deficiência hídrica, a roseta foliar da bananeira se comprime, dificultando ou até mesmo impedindo o lançamento da inflorescência. Conseqüentemente, o cacho pode não apresentar valor comercial (Moreira, 1997). A taxa de evapotranspiração da bananeira é bastante influenciada pela quantidade de água disponível na zona radicular. Segundo o tipo de solo e as condições climáticas, o consumo de água pela bananeira pode variar de 3 a 8

mm dia⁻¹ (Moreira, 1997). Na região semi-árida do Brasil (Petrolina-PE), Bassoi et al. (2004) observaram valores médios de evapotranspiração da bananeira de 3,9; 4,0 e 3,3 mm dia⁻¹ para o primeiro, segundo e terceiro estádios fenológicos, respectivamente.

3.11 – Evapotranspiração da vegetação tamarisk (*Tamarix ramosissima*)

A ET da vegetação ribeirinha é um importante componente do balanço hídrico para bacias hidrográficas localizadas em regiões áridas e semiáridas (Dahm et al., 2002). Em muitos rios da região ocidental dos EUA, a vegetação nativa está sendo dominada por uma vegetação invasora conhecida por **Tamarisk** (*Tamarix ramosissima*), vegetação tolerante a alto teor de salinidade e que tem substituído toda a vegetação nativa em torno dos rios (Nagler et al., 2005).

Existem incertezas sobre a quantidade de água utilizada pela vegetação ribeirinha, em particular pela tamarisk (Nagler et al., 2005). Em alguns estudos, a tamarisk tem exibido altas taxas de *ET*, em relação à vegetação nativa, aumentando potencialmente o uso de água pela vegetação ribeirinha, ao longo dos rios infestados. Por outro lado, outros estudos têm apresentado moderadas taxas de *ET* para a tamarisk (Cleverly et al., 2002). Essas diferenças entre estudos podem ser atribuídas às diferentes escalas de medida, mas também podem ser atribuídos ao fato da tamarisk ter hábitos flexíveis de crescimento. A depender da quantidade de água disponível, pode ser encontrada uma variedade de densidades e alturas e, assim, várias taxas de *ET* (Sala et al., 1996).

Estimativas da *ET* para a tamarisk variam de 0,7 a 3,4 m ano⁻¹, dependendo da técnica usada, local, condições climáticas e duração das medidas. Na Tabela 2 a seguir, estão apresentados resultados de diferentes estudos desenvolvidos com o objetivo de identificar a *ET* real da referida vegetação.

Tabela 2: Análises dos diferentes estudos, métodos e intervalo de *ET* para a vegetação tamarisk (Fonte: Cleverly et al., 2002).

Estudo	Método	<i>ET</i> (mmdia⁻¹)
Gay e Fritschen, 1979	Lisímetro	6,2 – 9,4
Gay e Fritschen, 1979	Razão de Bowen	7,2 – 9,5
Davenport et al., 1982	Lisímetro	2,2 – 15,8
Sala et al., 1996	Fluxo de seiva	5,4 – 20,2
Sala et al., 1996	Penman-Monteith	3,1 – 8,2
Devitt et al., 1997	Penman-Monteith	3,5 – 8,0
Devitt et al., 1998	Razão de Bowen	0,0 – 12,5
Xu et al., 1998	Lisímetro	3,1 – 3,8
Cleverly et al., 2002	Correlações turbulentas	1,0 – 10,0

Projetos para a remoção da tamarisk têm sido propostos com o intuito de economizar a água que seria consumida no processo evapotranspirativo da tamarisk e encorajar o retorno da vegetação nativa para dar suporte à vida selvagem local. No entanto, estudos recentes, desenvolvidos nos EUA, têm questionado se a remoção da vegetação invasora resultará em economia de água ou se irá ajudar no retorno das árvores nativas (Nagler et al., 2008).

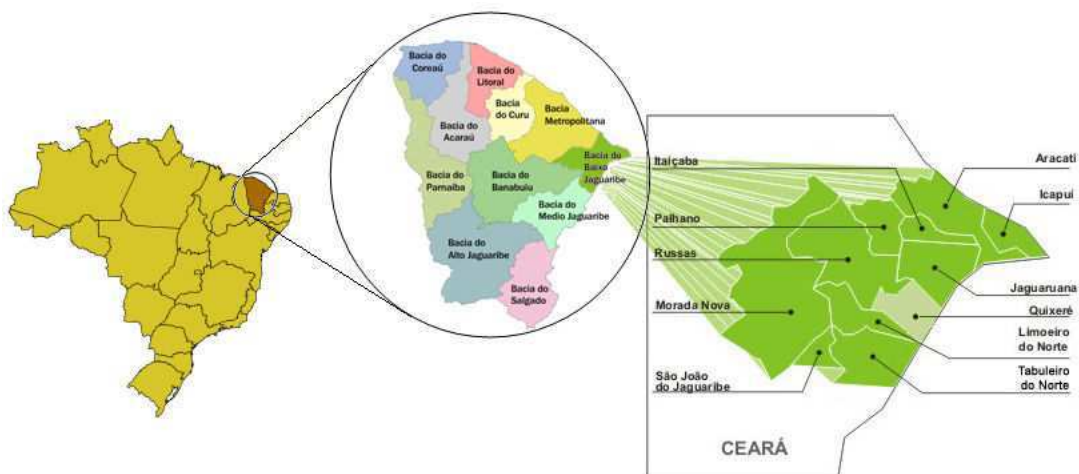
Devido à semiaridez do clima do Nordeste do Brasil, a produção agrícola em escala comercial é obtida através da irrigação, e o monitoramento do uso da água na agricultura com técnicas de sensoriamento remoto tem se tornado um tópico de interesse para o seu manejo sustentável, constituindo um elemento indispensável ao planejamento dos recursos hídricos. De forma semelhante, os principais rios da região ocidental dos EUA apresentam vegetações invasoras, que causam prejuízos econômicos e alterações nos ecossistemas, e o consumo hídrico dessas vegetações necessita ser mais bem estudado. Logo, a aplicação de técnicas de sensoriamento remoto orbital na obtenção da *ET* também constitui um elemento indispensável.

4 – MATERIAL E MÉTODOS

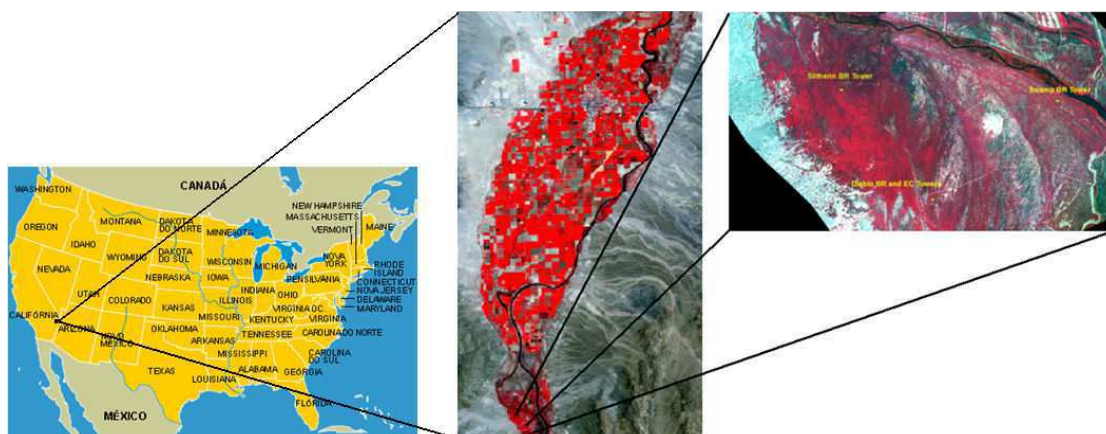
4.1 – Áreas de estudo

As áreas de estudo foram a fazenda *Frutacor* (**Área I**), com área aproximada de 250 ha da cultivar pacovan (*Musa sp.*), onde a altura das plantas varia de 6 a 7 m. O plantio foi feito em setembro de 2000 e o bananal é espaçado em fileiras duplas com dimensões de 4m x 2m x 2,4m. Quanto à irrigação, utiliza-se o sistema de gotejamento localizado, com lâmina diária de 9,5 mm, parcelada em dois pulsos, um diurno e outro noturno. A área é situada a 5°08'44" S, 38°05'53" W e 147 m de altitude. A referida área fica localizada no município de Quixeré, na microrregião do Baixo Rio Jaguaribe, Estado do Ceará, conforme ilustrado na Figura 3a. A região apresenta clima quente e semi-árido, sendo a temperatura média anual de 28,5 °C, e as temperaturas máxima e mínima anual de 36 °C e 22 °C, respectivamente. A precipitação média anual da região é de 772 mm e a umidade relativa média anual de 62%.

A segunda área de estudo foi uma reserva florestal que serve de refúgio para animais e pássaros silvestres, conhecida por *Cibola National Wildlife Refuge* (CNWR) (**Área II**), situada a 33° 16' N, 114° 41' W e 70 m de altitude. A referida área fica localizada no Baixo Rio Colorado, no Estado da Califórnia, EUA, conforme ilustrado na Figura 3b. O CNWR foi criado em 1964 com o objetivo de restaurar e preservar o histórico habitat de aves migratórias e outros animais silvestres. A região é cercada pelo Rio Colorado e pelo deserto de Sonora, apresentando clima típico de deserto com umidade relativa extremamente baixa e temperaturas extremamente altas no verão. Suas temperaturas média, máxima e mínima anuais são de 22,2°C, 31,2°C e 13,2 °C, respectivamente. A precipitação média anual da região é de 97,3 mm.



a)



b)

Figura 3: a) Mapa do Estado do Ceará com destaque para a microrregião do Baixo Rio Jaguaribe no município de Quixeré (**Área I**); b) área de estudo na reserva CNWR no Baixo Rio Colorado juntamente com as áreas irrigadas (**Área II**)

4.2 – Metodologia

Foram utilizados nesse estudo dados micrometeorológicos provenientes dos métodos da razão de Bowen e das correlações turbulentas, além dos algoritmos SEBAL e S-SEBI, aplicados a imagens de alta resolução espacial (30 m) do Landsat 5 – TM, para a

obtenção e comparação da ET_r diária da cultura da banana (**Área I**) e da vegetação tamarisk (**Área II**).

Os dados micrometeorológicos obtidos na **Área I** foram coletados entre os meses de outubro/2005 e junho/2006. Para a análise dos dados escolheu-se dividir em dois períodos representando as estações seca (outubro – dezembro/2005) e estação chuvosa (fevereiro – maio/2006). Uma estação meteorológica automática (106 Weather Station, Campbell Scientific Inc., Logan, UT, USA) (Figura 4a) foi instalada na área de estudo com a cultura da banana para obter a ET_0 pelo método combinado da FAO – Penman-Monteith (Allen et al., 1998).

O saldo de radiação (R_n) foi computado usando um saldo radiômetro (CNR1, Kipp & Zonnen, Delf, The Netherlands), instalado a 7,0 m acima da superfície e 2,0 m acima do dossel da cultura (Tabela 3), conforme expressão.

$$R_n = R_{S\downarrow} - R_{S\uparrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} \quad (16)$$

onde $R_{S\downarrow}$ é o fluxo de radiação solar incidente, $R_{S\uparrow}$ é o fluxo de radiação solar refletida, $R_{L\downarrow}$ é o fluxo de radiação de onda longa emitida pela atmosfera e $R_{L\uparrow}$ é o fluxo de radiação de onda longa emitida pela superfície (Tanaka et al., 2008). A temperatura e umidade relativa do ar foram medidas usando um sensor Vaisala HMP45C.

O fluxo de calor no solo (G) foi medido com dois fluxímetros (HFP01SC-L, Campbell Scientific, Inc., Logan, UT) instalados a uma profundidade de 2,0 cm (Tabela 3), uma entre plantas e a outra entre fileiras. Os valores de G foram obtidos através da média dos valores obtidos pelos dois fluxímetros.



Figura 4: a) Estação meteorológica automática instalada dentro da área experimental; b) Torre contendo o sistema de correlações turbulentas instalado no pomar de bananeiras, localizados na fazenda Frutacor, Quixeré-CE.

O sistema de correlações turbulentas foi utilizado na obtenção das medidas dos fluxos turbulentos. Esta técnica oferece a oportunidade para medir diretamente os fluxos de energia à superfície (Giolia et al., 2004). O sistema de correlações turbulentas foi composto de um analisador de H_2O e CO_2 (LI-7500, Licor, Inc., Lincoln, NE) acoplado com um anemômetro sônico tridimensional (CSAT-3, Campbell Scientific, Inc., Logan, UT), usado para medir as flutuações dos componentes da velocidade do vento. Os sinais digitais desses instrumentos foram obtidos numa frequência de 10 Hz e, as médias obtidas em intervalos de 30 minutos usando um datalogger CR23X da Campbell Scientific, onde os dados foram armazenados para o posterior processamento (Figura 4b).

Tabela 3: Instrumentos utilizados no sistema de correlações turbulentas e na estação meteorológica instalada na fazenda Frutacor, Quixeré - CE

Sistema	Variáveis	Instrumentos	Altura (m)
Correlações turbulentas	Velocidade do vento	CSAT3 3D sonic anemometer	7,0
	Temperatura e umidade relativa do ar	HMP45C probe	7,0
	CO ₂ e H ₂ O	Licor 7500	7,0
	Fluxo de calor no solo	HFP01SC-L	0,02
Estação meteorológica	ET_0	T. Weather 106 Weather Station	2,0

Para os estudos desenvolvidos na **Área II**, foram instaladas três torres micrometeorológicas (denominadas *Slitherin*, *Swamp* e *Diablo*) a diferentes distâncias do Baixo Rio Colorado, assim como, sobre diferentes densidades típicas da vegetação tamarisk, dentro da CNWR (Figuras 5, 6 e 7). Inicialmente, no ano de 2007, foram instalados dois sistemas de obtenção do BE pela razão de Bowen (*Slitherin* e *Swamp*) e um sistema de obtenção do BE pela técnica das correlações turbulentas na torre de *Diablo*. Em 2008, instalou-se um sistema de razão de Bowen na torre de *Diablo* que continuou operando com os dois sistemas simultaneamente (Figura 7).

Um campo irrigado plantado com alfafa, na fazenda HayDay Inc., localizada dentro da área irrigada nas proximidades da área de estudo, foi escolhida como a cultura de referência para a comparação da ET . Na referida fazenda, um sistema de obtenção do BE pela razão de Bowen esteve em operação durante o período experimental (Figura 8). Na Tabela 4, estão apresentadas as características do lençol freático, salinidade, composição do solo e localização de cada uma das torres, obtidas por Nagler et al. (2008).

Para a obtenção da ET_0 foram utilizados os dados de uma estação meteorológica instalada próxima à área de estudo, com localização 33° 33' 24''N, 114° 39' 59''W e 84 m. A superfície de referência foi grama e o método utilizado FAO Penman-Monteith (Allen et al., 1998) (Equação 1). Todos os instrumentos utilizados na estação meteorológica estão descritos na Tabela 5.

Tabela 4: Características do lençol freático, salinidade, composição do solo e localização de cada uma das torres instaladas em CNWR, obtidas por Nagler et al. (2008)

Características	Slitherin	Diablo	Swamp	Alfafa
Distância para o Rio Colorado (m)	750	1500	200	5100
Profundidade de lençol freático (m)	3,7 – 4,0	3,4 – 3,7	2,7 – 3,4	2,2 – 2,8
Salinidade de lençol freático (mg/L)	5,240	9,455	2,247	1,338
Composição do Solo:				
Areia (%)	16,5	16,5	93,1	20,0
Silte (%)	69,9	68,6	3,9	37,7
Argila (%)	13,7	14,9	3,1	42,3

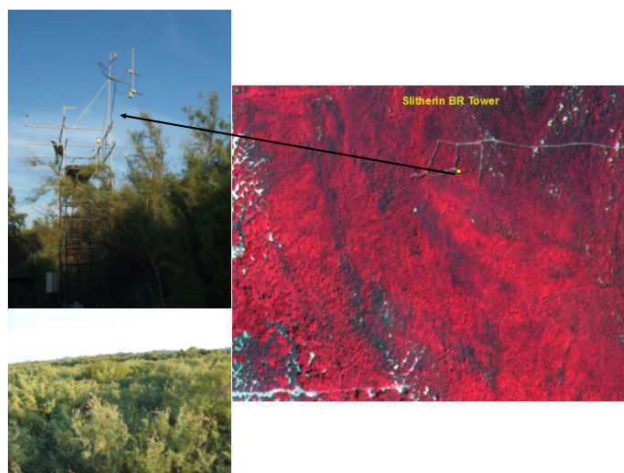


Figura 5 – Localização da torre micrometeorológica *Slitherin*, com destaque para o sistema do BE pela razão de Bowen e para a vegetação tamarisk densa.

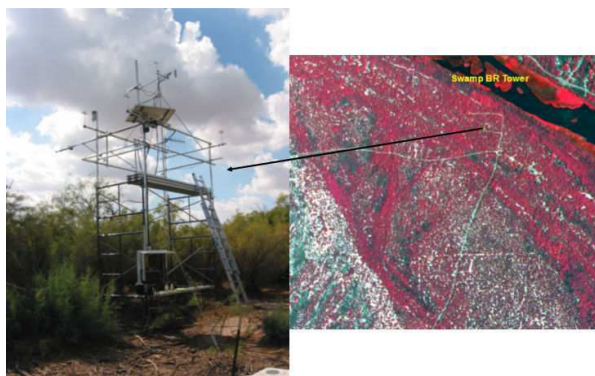


Figura 6 – Localização da torre micrometeorológica *Swamp*, com destaque para o sistema do BE pela razão de Bowen e para a vegetação tamarisk de densidade média.

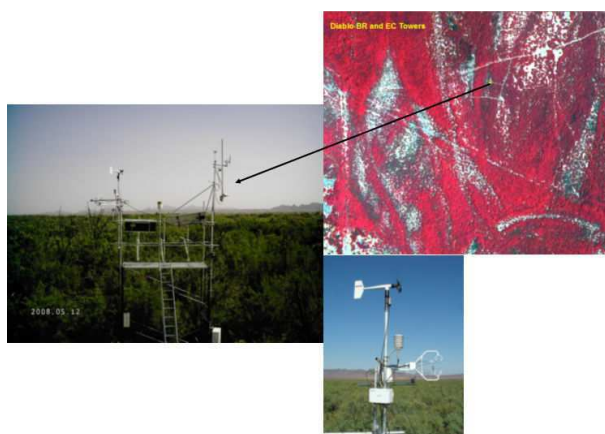


Figura 7 – Localização da torre micrometeorológica *Diablo*, com destaque para os sistemas do BE pela razão de Bowen e correlações turbulentas, assim como, para a vegetação tamarisk de baixa densidade.

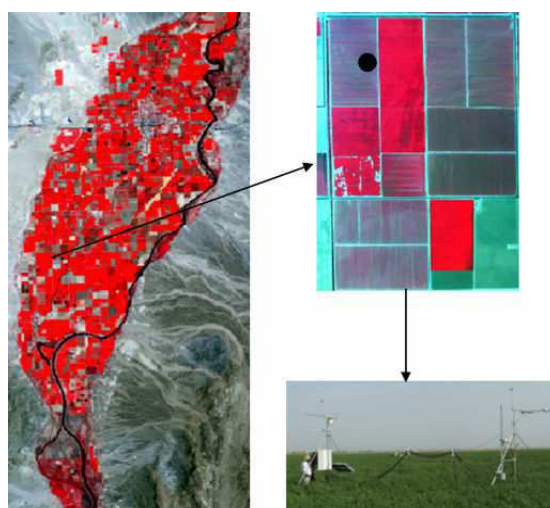


Figura 8 – Localização da torre micrometeorológica na área irrigada plantada com alfafa, com destaque para o sistema do BE pela razão de Bowen.

Tabela 5: Instrumentação utilizada na estação meteorológica do Sistema de Informação e Monitoramento da Irrigação na Califórnia (CIMIS) instalada no Distrito Irrigado de Palo Verde, Blythe - CA.

Medida	Instrumento	Altura (m)
Radiação solar global	LI200S (Li-Cor) (Piranômetro)	2,0
Temperatura do solo	107b (Fenwal/Campbell Scientific Inc.)	-0,15
Temperatura e umidade relativa do ar	HMP35 (Vaisala/Campbell Scientific, Inc.)	1,5
Direção e velocidade do vento	024A/014A (Met-One)	2,0
Precipitação	TE525MM (Texas Electronics)	1,0

4.2.1 – Método da razão de Bowen

A partição da energia na superfície entre fluxo de calor sensível e latente é usualmente obtido pelo método do BERB (Perez et al., 2008). Nesse estudo foi utilizado o sistema do balanço de energia *CR10-3C* confeccionado pela *Radiation and Energy Balance Systems, Inc.* (REBS), com os sensores para a medição de temperatura e umidade instalados, em geral, a 2 e 3 metros acima do dossel da vegetação tamarisk, em CNWR, e instalados a 0,5 e 1 metro acima do dossel da alfafa. Os componentes do BERB foram armazenados a cada 15 minutos, com médias dos fluxos de energia obtidas a cada 30 minutos, sendo determinadas através de dois períodos de 15 minutos, pois os sensores mudam de posição a cada 15 minutos. Os fluxos de calor sensível e latente foram obtidos mediante as equações apresentadas na seção 3.4.

O fluxo de calor no solo foi obtido através de 3 fluxímetros, modelo HFT3.1, instalados a 8 cm de profundidade. O saldo de radiação foi medido com 3 saldo radiômetros modelo THRDS7.1 instalados a 2 m acima do dossel. Foi utilizado um piranômetro do modelo PDS7.1 para medir a radiação solar incidente. Na obtenção da umidade e temperatura do solo foram utilizados sensores dos modelos SMP1 e STP, respectivamente.

Um sensor do modelo Met One 034-B foi utilizado para a obtenção da velocidade e direção do vento. Todos os instrumentos citados acima foram confeccionados pela Radiation and Energy Balance Systems (REBS), Seattle, WA.

Foram aplicados filtros para a identificação de dados errôneos, seguindo a metodologia proposta por Payero et al. (2003), tais como:

- 1) exclusão dos dados quando $-1,25 < \beta < -0,75$;
- 2) exclusão dos dados quando a razão de Bowen apresentou resultados imprecisos com valores irracionais e a exclusão dos dados noturnos ($R_n < 0 \text{ W m}^{-2}$), ou seja, utilizou-se para a obtenção da ETr diária somente os valores diurnos do LE.

Estudos como os de Heilman et al. (1989) e Payero et al. (2003) afirmam que a razão entre o “fetch” e a altura dos instrumentos é de 100:1. Nesse estudo, o “fetch” foi suficiente para a aplicação da técnica.

4.2.2 – Método das correlações turbulentas

Foram feitas medições dos fluxos turbulentos na torre Diablo sobre a vegetação tamarisk nos anos de 2007 e 2008. Os fluxos de H e LE foram medidos sobre o dossel utilizando o método das correlações turbulentas. Os instrumentos utilizados pelo método consistem em um anemômetro sônico (CSAT3-3D), um krypton hygrometer (KH2O) e um sensor de temperatura e umidade (HMP45C). Todos os instrumentos acima mencionados foram feitos pela Campbell Scientific Inc., Logan, Utah, USA. O CSAT3-3D e o KH2O mediram as flutuações verticais do vento, temperatura e densidade de vapor de água para um intervalo de 0,1s (frequência de 10 Hz). A HMP45C forneceu a média da temperatura e umidade do ar e do déficit de pressão de vapor (DPV), para um período de 30 min. Todos os sensores foram conectados a um datalogger (modelo CR3000, Campbell Scientific Inc.,

Logan, Utah, USA), e as estatísticas (média, variância e covariância) foram computadas para períodos de 30 min. As equações utilizadas no método descrito acima estão apresentadas e discutidas na seção 3.5.

Foram utilizadas como saídas do programa executado no datalogger, os dados brutos, ou seja, todos os dados medidos com uma frequência de 10 Hz, assim como, a média dos dados a cada 30 min. O processamento dos dados brutos ocorreu em diferentes etapas, foram elas: 1) Identificação de todos os dados faltosos, codificados por NAN, sendo substituídos por 9999 (código reconhecido pelo programa em linguagem fortran desenvolvido para a correção dos dados); 2) aplicação da rotação de coordenadas para os dados de vento do CSAT3-3D através da técnica apresentada por Baldocchi e Meyers (1988); 3) correção da absorção da radiação ultravioleta pelo oxigênio no KH₂O (proposto por Tanner et al., 1993) e; 4) aplicação das correções propostas por Webb et al. (1980).

4.2.3 – Obtenção da fração evaporativa (Λ)

Como nos algoritmos SEBAL e S-SEBI a fração evaporativa é considerada constante durante o período diurno, logo, tornou-se necessário analisar o comportamento da estabilidade diurna da Λ . Para analisar a estabilidade diurna da Λ foi necessária a obtenção do desvio padrão da Λ medida entre 7:00 e 17:00 h, usando a equação 14. Farah et al. (2004) afirmaram que as análises da relação entre o desvio padrão da Λ e a temperatura do ar, umidade relativa e o grau de nebulosidade foram obtidas para entender se os dados coletados numa estação meteorológica podem ser usados no entendimento da estabilidade diurna da Λ . De acordo com Farah et al. (2004) o grau de nebulosidade é mais preciso quando expresso mediante a transmitância de ondas curtas (τ):

$$\tau = \frac{R_{S\downarrow}}{R_{S\downarrow TOA}} \quad (17)$$

onde $R_{S\downarrow}$ é a radiação solar incidente à superfície e $R_{S\downarrow TOA}$ é a radiação solar incidente no topo da atmosfera que pode ser obtida baseada em equações astronômicas padrão. Para a avaliação do efeito da nebulosidade na estabilidade da Λ , os dias foram separados de acordo com a média diária dos valores de τ divididos em três grupos: nublado ($\tau < 0,5$), parcialmente nublado ($0,5 < \tau < 0,65$) e claro ($\tau > 0,65$).

Nessa pesquisa foram analisadas as relações entre a Λ pela manhã (9:00 – 10:00) e a Λ diurna (7:00 – 17:00), devido à hora entre 9:00 e 10:00 ser o momento da passagem do satélite Landsat 5 na área de estudo e, também foi analisada a relação entre a Λ ao meio-dia (12:00 – 13:00) e a Λ diurna, para verificar se o comportamento da Λ permanece constante durante o dia.

4.2.4 – O algoritmo SEBAL

Foram utilizadas nesse estudo imagens do Mapeador Temático a bordo do Landsat 5. Para a **Área I** foi utilizado 1 imagem com o “*path*” 216 e “*row*” 64, conforme descrito na Tabela 6. A Tabela 7 apresenta dados das 12 imagens obtidas durante o período de estudo na **Área II**, sendo sete em 2007 e cinco em 2008, com o “*path*” 38 e “*row*” 37. As imagens foram utilizadas, juntamente com os dados provenientes das estações meteorológicas, na obtenção da *ETr* diária.

Tabela 6: Data da aquisição e hora da passagem do satélite para a imagem do sensor TM do Landsat 5 (path/row = 216/64) disponível para a **Área I**

Data da aquisição	Hora da passagem
24-10-2005	09:30

Tabela 7: Data da aquisição e hora da passagem do satélite para as imagens do sensor TM do Landsat 5 (path/row = 216/64) disponíveis para a **Área II**

Data da aquisição	Hora da passagem
08-05-2007	11:04
24-05-2007	11:04
09-06-2007	11:04
11-07-2007	11:03
12-08-2007	11:03
28-08-2007	11:03
13-09-2007	11:03
24-04-2008	10:59
10-05-2008	10:58
11-06-2008	10:57
13-07-2008	10:57
29-07-2008	10:56

As etapas computacionais para a obtenção dos componentes do balanço de radiação, através dos algoritmos SEBAL e S-SEBI estão apresentadas no fluxograma da Figura 9 e detalhadas na seqüência.

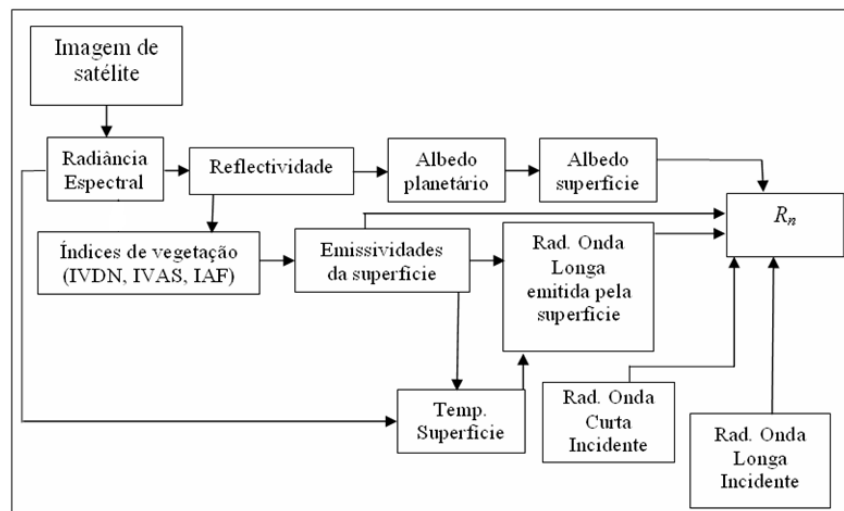


Figura 9 – Fluxograma das etapas do processamento para obtenção do balanço de radiação à superfície (R_n) pelos algoritmos SEBAL e S-SEBI.

4.2.3.1 – Calibração Radiométrica (L_λ)

A primeira etapa computacional do SEBAL consiste na obtenção da calibração radiométrica ou radiância espectral, (L_λ), que foi calculada pela seguinte expressão:

$$L_\lambda = \left(\frac{L_{MAX} - L_{MIN}}{255} \right) DN + L_{MIN} \quad (18)$$

onde o DN é o número digital de cada pixel da imagem, L_{MAX} e L_{MIN} são as constantes de calibração espectral do sensor, cujos valores para o Landsat 5-TM, segundo Chander e Markham (2003), estão apresentados na Tabela 8.

Tabela 8: Constantes de calibração (L_{MAX} e L_{MIN}) do Landsat 5-TM

Banda	$L_{MIN}(\text{Wm}^{-2}\text{st}^{-1}\mu\text{m}^{-1})$	$L_{MAX}(\text{Wm}^{-2}\text{st}^{-1}\mu\text{m}^{-1})$
1	-1,52	193,0
2	-2,84	365,0
3	-1,17	264,0
4	-1,51	221,0
5	-0,37	30,2
6	1,2378	15,303
7	-0,15	16,5

4.2.3.2– Reflectância Monocromática (ρ_λ)

Em seguida, calcula-se a reflectância monocromática (ρ_λ), que é a razão entre a radiação solar refletida e incidente em cada pixel. Em outras palavras ρ_λ representa a porção da radiação solar de cada banda que é refletida. O seu cômputo é obtido pela seguinte equação (Allen et al., 2002):

$$\rho_\lambda = \frac{\pi L_\lambda}{ESUN_\lambda \cos \theta_d} \quad (19)$$

onde L_λ é a radiância espectral; $ESUN_\lambda$ é a constante solar monocromática associada a cada banda do TM – Landsat 5, cujos valores, de acordo com Chander e Markham (2003), estão apresentados na Tabela 9; θ é o ângulo zenital do Sol; e d_r é a distância relativa Terra-Sol, que é obtida pela Equação 20.

Tabela 9: Valores do $ESUN_\lambda$ ($Wm^{-2}\mu m^{-1}$) válidos para o Landsat 5

	Banda 1	Banda 2	Banda 3	Banda 4	Banda 5	Banda 6	Banda 7
Landsat 5	1957	1826	1554	1036	215,0	-	80,67

$$d_r = 1 + 0,033 \cos\left(DOA \frac{2\pi}{365}\right) \quad (20)$$

onde DOA é o dia de ordem do ano em que são obtidos os dados radiométricos (imagens de satélite), cujos valores correspondem aos dias da geração das imagens.

4.2.3.3 – Albedo Planetário ou Albedo no Topo da Atmosfera

O cálculo do albedo no topo da atmosfera (α_{toa}) é feito através de uma combinação linear das reflectâncias espectrais (ρ_λ), calculadas anteriormente, e os pesos (ϖ_λ) que para cada banda, e são dados por:

$$\alpha_{toa} = (\varpi_1 \rho_1) + (\varpi_2 \rho_2) + (\varpi_3 \rho_3) + (\varpi_4 \rho_4) + (\varpi_5 \rho_5) + (\varpi_7 \rho_7) \quad (21)$$

Os coeficientes da equação anterior ($\varpi_1, \varpi_2, \dots, \varpi_7$) são calculados pela equação (22) a seguir:

$$\varpi_\lambda = \frac{ESUN_\lambda}{\sum ESUN_\lambda} \quad (22)$$

Para o Landsat 5-TM, os valores de ϖ_λ são apresentados na tabela seguinte:

Tabela 10: Coeficientes de cada banda para o cômputo do albedo no topo da atmosfera

	ω_1	ω_2	ω_3	ω_4	ω_5	ω_6	ω_7
Landsat 5-TM	0,293	0,274	0,233	0,157	0,033	-	0,011

Fonte: Allen et al. (2002)

4.2.3.4 – Albedo da Superfície

O albedo da superfície ou albedo corrigido aos efeitos atmosféricos, que é um primeiro termo do balanço de radiação, é computado através da equação seguinte:

$$\alpha = \frac{\alpha_{toa} - \alpha_{path_radiance}}{\tau_{sw}^2} \quad (23)$$

onde α_{toa} é o albedo planetário, $\alpha_{path_radiance}$ é a porção da radiação solar refletida pela atmosfera (Bastiaanssen, 2000) e τ_{sw} é a transmissividade atmosférica, que é definida como a fração da radiação solar incidente transmitida pela atmosfera e representa o seu efeito de absorção e reflexão (Allen et al., 2002). A transmissividade atmosférica é computada em função da altitude local (z), em metros, conforme a equação:

$$\tau_{sw} = 0,75 + 2 \times 10^{-5} z \quad (24)$$

4.2.3.5 – Índices de Vegetação (IVDN, IVAS) e Índice de Área Foliar (IAF)

O Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (*IVDN*), que é um indicativo das condições da densidade e porte da vegetação, é obtido através da razão entre a diferença das reflectâncias do infravermelho próximo (ρ_4) e do vermelho (ρ_3) e a soma das mesmas reflectâncias conforme equação:

$$IVDN = (\rho_4 - \rho_3) / (\rho_4 + \rho_3) \quad (25)$$

O Índice de Vegetação Ajustado ao Solo (*IVAS*) é um índice de vegetação que visa amenizar os efeitos de “background” do solo, sendo obtido através de equação proposta por Huete (1988):

$$IVAS = (1 + F)(\rho_4 - \rho_3)/(F + \rho_4 + \rho_3) \quad (26)$$

onde F é um fator de ajuste ao solo ($F = 0,5$) (Allen et al., 2007a).

O cômputo do Índice de Área Foliar (IAF), que representa a razão entre a área total de todas as folhas contidas em dado pixel, pela área do pixel, é feito por equação empírica obtida por Allen et al. (2002):

$$IAF = \frac{\ln\left(\frac{0,69 - IVAS}{0,59}\right)}{0,91} \quad (27)$$

4.2.3.6 – Emissividades

O cálculo da temperatura da superfície foi feito através da equação de Planck invertida, proposta para um corpo negro, para o qual a emissividade é igual a 1. Como cada pixel não constitui um corpo negro, houve a necessidade de se estabelecer a sua emissividade no domínio espectral da banda termal (ε_{NB}), para fins do cômputo da T_s , bem como no cômputo da radiação de onda longa emitida pela superfície, que nesse caso, foi considerada a emissividade da banda larga (ε_0) (4 – 100 μm).

O cômputo de ambas as emissividades foi feito através das equações seguintes, em função do IAF (Allen et al., 2002):

$$\varepsilon_{NB} = 0,97 + 0,00331IAF \quad (28a)$$

$$\varepsilon_0 = 0,95 + 0,01IAF \quad (28b)$$

São considerados $\varepsilon_{NB} = \varepsilon_0 = 0,98$ quando $IAF \geq 3$, e para $IVDN < 0$, no caso de corpos de água, considera-se $\varepsilon_{NB} = 0,99$ e $\varepsilon_0 = 0,985$, de acordo com proposta de Allen et al. (2002).

4.2.3.7 – Temperatura da Superfície (T_s)

A obtenção de T_s , como mencionado anteriormente, é feita através da equação de Planck invertida, em função da radiância espectral da banda termal $L_{\lambda,6}$ e da emissividade obtida pela equação (28a):

$$T_s = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\varepsilon_{NB} K_1}{L_{\lambda,6}} + 1\right)} \quad (29)$$

onde $K_1 = 607,8 \text{ Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$ e $K_2 = 1261 \text{ K}$.

4.2.3.8 – Radiação de Onda Longa Emitida ($R_{L\uparrow}$)

O terceiro termo do balanço de radiação calculado pelo SEBAL é o fluxo de radiação termal emitida pela superfície. O seu cômputo é feito pela equação de Stefan-Boltzmann, em função da temperatura e da emissividade da superfície, qual seja:

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_0 \sigma T_s^4 \quad (30)$$

onde σ é constante de Boltzmann ($5,67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$) e os outros termos já foram definidos anteriormente.

4.2.3.9 – Radiação de Onda Longa Incidente ($R_{L\downarrow}$)

A radiação de onda longa emitida pela atmosfera na direção da superfície (Wm^{-2}) também é calculada pela equação de Stefan-Boltzmann, em função da emissividade do ar que é obtida pela equação (32) e da temperatura do ar (T_a), obtida junto a uma estação meteorológica, na área de estudo:

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \sigma T_a^4 \quad (31)$$

A emissividade do ar (ε_a) foi obtida por:

$$\varepsilon_a = 0,85(-\ln \tau_{sw})^{0,09} \quad (32)$$

4.2.3.10 – Radiação de Onda Curta Incidente ($R_{s\downarrow}$)

O segundo termo do balanço de radiação é a radiação de onda curta incidente $R_{s\downarrow}$, que é calculado pela equação a seguir:

$$R_{s\downarrow} = G_{sc} \cos \theta d_r \tau_{sw} \quad (33)$$

onde G_{sc} é a constante solar (1367 Wm^{-2}) e os demais termos foram previamente definidos.

4.2.3.11 – Saldo de Radiação (R_n)

O SEBAL e o S-SEBI fazem o cômputo de R_n através da equação:

$$R_n = R_{s\downarrow} - \alpha \cdot R_{s\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_0) R_{L\downarrow} \quad (34)$$

onde $R_{s\downarrow}$ é a radiação de onda curta ou solar incidente (Wm^{-2}), o termo $\alpha R_{s\downarrow}$ é a porção da radiação de onda curta refletida pela superfície (Wm^{-2}), α é o albedo da superfície, $R_{L\downarrow}$ é a radiação de onda longa emitida pela atmosfera na direção da superfície (Wm^{-2}), $R_{L\uparrow}$ é a radiação de onda longa emitida pela superfície (Wm^{-2}); o termo $(1 - \varepsilon_0) R_{L\downarrow}$ corresponde a radiação de onda longa refletida e ε_0 é emissividade da superfície.

4.2.3.12 – Fluxo de Calor no solo (G)

O valor de G é computado segundo a equação empírica desenvolvida por Bastiaanssen (2000):

$$G = \left[\frac{T_s}{\alpha} (0,0038\alpha + 0,0074\alpha^2) (1 - 0,98IVDN^4) \right] R_n \quad (35)$$

onde T_s é a temperatura da superfície ($^{\circ}\text{C}$), α é o albedo da superfície, $IVDN$ é o índice de vegetação da diferença normalizada e R_n é o saldo de radiação.

4.2.3.13 – Fluxo de Calor Sensível (H)

O fluxo de calor sensível H (Wm^{-2}) constitui a etapa computacional do SEBAL que requer maior atenção, haja vista que envolve uma série de considerações e pressupostos

que, fazendo-os de maneira equivocada pode incorrer em grandes erros. A estimativa de H é feita com base na velocidade do vento e temperatura da superfície usando uma calibração interna da diferença da temperatura entre dois níveis próximos à superfície segundo Bastiaanssen et al. (1998a):

$$H = \frac{\rho c_p \Delta T}{r_{ah}} \quad (36)$$

onde ρ é a densidade do ar úmido (kg m^{-3}), c_p é o calor específico do ar seco à pressão constante ($1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), ΔT é a diferença de temperatura entre dois níveis próximos à superfície e r_{ah} é a resistência aerodinâmica ao transporte de calor (sm^{-1}).

Para o cômputo de H , o SEBAL requer a escolha de dois pixels na imagem, denominados “pixels âncoras”, para se determinar a variação de temperatura (ΔT), entre dois níveis de referência, bem como a resistência aerodinâmica ao transporte de calor (r_{ah}) para toda a imagem.

Inicialmente, foram obtidas informações da estação meteorológica próximo da área estudada, tais como: velocidade do vento (u) (ms^{-1}) e a altura média da vegetação (h) (m). A primeira etapa consistiu na obtenção do comprimento de rugosidade z_{0m} da estação meteorológica que foi calculado em função da altura média da vegetação, segundo equação de Brutsaert (1982):

$$z_{0m} = 0,12h \quad (37)$$

Em seguida, foi computada a velocidade de fricção u^* (ms^{-1}) pelo perfil logarítmico do vento para a condição de estabilidade neutra:

$$u_* = \frac{ku_x}{\ln\left(\frac{z_x}{z_{0m}}\right)} \quad (38)$$

onde k é a constante de von Karman ($k = 0,41$), u_x é a velocidade do vento (ms^{-1}) na altura z_x e z_{0m} é o comprimento de rugosidade (m).

Ainda considerando-se a atmosfera em equilíbrio neutro, foi estimada a velocidade do vento, para o nível de *blending height* (100 ou 200 m), u_{100} (ms^{-1}). Essa condição é adotada por se admitir que u_{100} é constante nesse nível uma vez que a rugosidade da superfície não comprometeria o escoamento de ar àquela altura:

$$u_{100} = u_* \frac{\ln\left(\frac{100}{z_{0m}}\right)}{k} \quad (39)$$

Levando-se em conta a hipótese de que u_{100} é constante para toda a imagem estudada, foi obtida a velocidade de fricção u_* (ms^{-1}) para cada pixel, através de:

$$u_* = \frac{ku_{100}}{\ln\left(\frac{100}{z_{0m}}\right)} \quad (40)$$

onde z_{0m} (m) foi obtido, em cada pixel, em função do *IVAS*, segundo equação proposta por Bastiaanssen (2000):

$$z_{0m} = \exp(-5,809 + 5,62IVAS) \quad (41)$$

De posse dos valores de u_* , pixel a pixel, estimou-se a resistência aerodinâmica r_{ah} (sm^{-1}) admitindo-se a atmosfera em condição de estabilidade neutra pela seguinte equação:

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{u_* k} \quad (42)$$

onde z_1 e z_2 são as alturas, medidas em metros acima da superfície, as quais são consideradas por Allen et al. (2002) como sendo, $z_1 = 0,1$ m e $z_2 = 2,0$ m e k é a constante de von Karman.

A seguir, calculou-se a diferença de temperatura próxima à superfície, ΔT ($^{\circ}\text{C}$), para cada pixel, que foi obtida através da relação linear entre ΔT e T_s , conforme a equação:

$$\Delta T = a + bT_s \quad (43)$$

onde a e b são coeficientes da relação linear obtidos a partir dos pixels quente e frio.

O pixel “frio” foi escolhido sobre uma área de vegetação densa (área irrigada plantada com a cultura da alfafa), onde se assumiu que o fluxo de calor sensível era nulo, e o fluxo de calor latente sendo máximo e dado pela diferença entre R_n e G .

$$LE_{frio} = R_{n\ frio} - G_{frio} \quad (44)$$

Dessa forma, a diferença de temperatura do pixel frio é nula, uma vez que se $H = 0$, tem-se que $\Delta T = 0$.

Para o pixel quente considerou-se que o fluxo de calor latente era nulo e o fluxo de calor sensível sendo máximo e dado pela relação $H_{quente} = R_{n\ quente} - G_{quente}$. Já a diferença de temperatura do pixel quente foi dada por:

$$\Delta T = \frac{(R_n - G)r_{ah}}{\rho c_p} \quad (45)$$

O valor de H obtido inicialmente, para cada pixel, não é adequado e serviu apenas como valor inicial de um processo iterativo que objetivou a cada iteração, refiná-lo considerando efetivamente, a condição de estabilidade de cada pixel.

Nesse sentido, o comprimento de Monin-Obukhov L (m) foi utilizado para definir as condições de estabilidade da atmosfera e foi computado em função dos fluxos de calor e

de momentum pela seguinte expressão (Bastiaanssen, 1995; Morse et al., 2000; Allen et al., 2002; Timmermans et al., 2007; Bezerra et al., 2008):

$$L = -\frac{\rho c_p u_*^3 T_s}{kgH} \quad (46)$$

onde ρ e c_p já foram definidos anteriormente, u_* é a velocidade de fricção de cada pixel das imagens (ms^{-1}), T_s é a temperatura da superfície (K) em cada pixel, g é o módulo do campo gravitacional terrestre ($9,80 \text{ m s}^{-1}$) e H foi o primeiro valor obtido do fluxo de calor sensível (Wm^{-2}), pixel a pixel, considerando a condição de neutralidade. Os valores de L definem as condições de estabilidade obedecendo aos seguintes critérios: $L < 0$, para uma atmosfera considerada instável; $L > 0$, a atmosfera é considerada estável e se $L = 0$ a atmosfera é considerada neutra.

Dependendo das condições atmosféricas, os valores das correções de estabilidade para o transporte de momentum (ψ_m) e de calor (ψ_h) deverão ser considerados. Para isto, utilizaram-se as formulações (Bastiaanssen, 1995, Morse et al., 2000; Allen et al., 2002; Bezerra, 2004; Feitosa, 2005; Silva e Bezerra, 2006; Bezerra et al., 2008) abaixo:

Quando $L < 0$ (condição de instabilidade) tem-se que:

$$\psi_{m(100m)} = 2 \ln\left(\frac{1 + x_{(100m)}}{2}\right) + \ln\left(\frac{1 + x_{(100m)}^2}{2}\right) - 2 \arctg(x_{(100m)}) + 0,5\pi \quad (47a)$$

$$\psi_{h(2m)} = 2 \ln\left(\frac{1 + x_{(2m)}^2}{2}\right) \quad (47b)$$

$$\psi_{h(0,1m)} = 2 \ln\left(\frac{1 + x_{(0,1m)}^2}{2}\right) \quad (47c)$$

onde:

$$x_{(100\text{m})} = \left(1 - 16 \frac{100}{L}\right)^{0,25} \quad (48a)$$

$$x_{(2\text{m})} = \left(1 - 16 \frac{2}{L}\right)^{0,25} \quad (48b)$$

$$x_{(0,1\text{m})} = \left(1 - 16 \frac{0,1}{L}\right)^{0,25} \quad (48c)$$

Quando $L > 0$ (condição de estabilidade):

$$\Psi_{m(100\text{m})} = -5 \left(\frac{100}{L}\right) \quad (49a)$$

$$\Psi_{m(2\text{m})} = -5 \left(\frac{2}{L}\right) \quad (49b)$$

$$\Psi_{m(0,1\text{m})} = -5 \left(\frac{0,1}{L}\right) \quad (49c)$$

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

O valor corrigido da velocidade de fricção u_* (ms^{-1}) foi dado por:

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

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

De posse dos valores corrigidos de u_* , foi computado o valor corrigido da resistência aerodinâmica ao transporte de calor r_{ah} (sm^{-1}) através da seguinte equação (Bastiaanssen, 1995, Morse et al., 2000; Allen et al., 2002; Bezerra, 2004; Silva e Bezerra, 2006; Bezerra et al., 2008):

$$r_{ah} = \frac{\ln \frac{z_2}{z_1} - \psi_{h(z_2)} + \psi_{h(z_1)}}{u_* k} \quad (51)$$

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

Obtido os valores desses parâmetros retornou-se ao cômputo da função da diferença de temperatura, repetindo-se os cálculos mencionados anteriormente até que se obtivesse estabilidade nos valores sucessivos da diferença de temperatura (ΔT) e da resistência aerodinâmica (r_{ah}) para o pixel quente.

4.2.3.14 - Fluxo de Calor Latente (LE)

O fluxo de calor latente LE (Wm^{-2}) foi obtido pela simples diferença entre o saldo de radiação, o fluxo de calor no solo e o fluxo de calor sensível, conforme apresentado na equação 6.

4.2.5 – O algoritmo S-SEBI

As etapas do algoritmo S-SEBI, para estimar o saldo de radiação e o fluxo de calor no solo, foram as mesmas adotadas no algoritmo SEBAL. A principal diferença entre o SEBAL e o S-SEBI está no cálculo dos fluxos de H e LE . No modelo S-SEBI os fluxos não são calculados como parâmetros separados, mas através da fração evaporativa (Λ) (Sobrino et al., 2005).

O cálculo da fração evaporativa para cada pixel com reflectância α_0 e temperatura T_0 foi obtido da seguinte forma (Roerink et al., 2000; Sobrino et al., 2007):

1) determinação da reflectância dependente da temperatura T_{LE} , onde $LE_{max}(\alpha_0) = R_n - G$ e $H = 0$;

2) determinação da reflectância dependente da temperatura T_H , onde $H_{max}(\alpha_0) = R_n - G$ e $LE = 0$.

A fração evaporativa (Λ) para um pixel particular foi calculada como a razão dada por:

$$\Lambda = \frac{T_H - T_0}{T_H - T_{LE}} \quad (52)$$

A Figura 10 mostra as características espaciais da reflectância da superfície e da temperatura da superfície juntos com a temperatura média por unidade de reflectância. Na distribuição espacial foi possível reconhecer o limite inferior, onde o fluxo de calor latente foi assumido ser máximo $LE_{max}(\alpha_0)$ e o limite superior localizado aonde o fluxo de calor sensível foi máximo $H_{max}(\alpha_0)$ (Sobrinho et al., 2005; Gómez et al., 2005; Santos e Silva, 2008). A equação linear, que representa o limite máximo e mínimo, pode ser escrita como:

$$T_H = a_H + b_H \alpha_0 \quad (53)$$

e

$$T_{LE} = a_{LE} + b_{LE} \alpha_0 \quad (54)$$

As variáveis de regressão a e b são locais e temporais.

Substituindo a relação observada por T_H e T_{LE} , a fração evaporativa foi escrita como:

$$\Lambda = \frac{a_H + b_H \alpha_0 - T_0}{a_H - a_{LE} + (b_H - b_{LE}) \alpha_0} \quad (55)$$

Uma vez determinada a Λ , os fluxos de calor sensível e latente foram calculados conforme descrito abaixo (Santos e Silva, 2008):

$$H = (1 - \Lambda)(R_n - G) \quad (56)$$

$$LE = \Lambda(R_n - G) \quad (57)$$

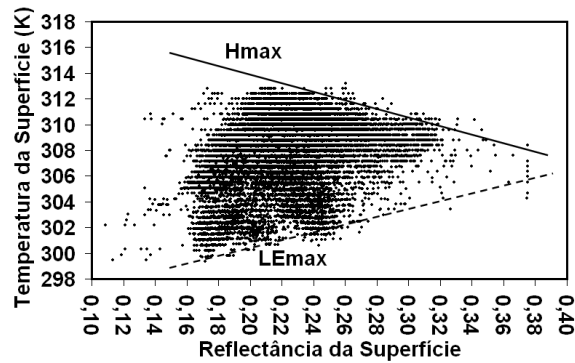


Figura 10: Representação esquemática da relação entre a temperatura da superfície e a reflectância da superfície.

4.2.6 – Estimativa da evapotranspiração real diária (ET_r)

A ET_r diária foi calculada a partir da evapotranspiração horária (ET_h) (mm h^{-1}), que foi obtida com base na densidade de fluxo de calor latente, de acordo com a equação (58), onde L é o calor latente de vaporização da água ($L = 2,45 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$), 3600 é o fator de conversão de valores instantâneo para valores horários.

$$ET_h = 3600 LE/L \quad (58)$$

O passo seguinte foi a obtenção da fração de evapotranspiração de referência horária, FET_{0_h} , que foi obtida pela razão entre a ET_h e a evapotranspiração de referência horária, ET_{0_h} , calculada pelo método da FAO Penman-Monteith (Allen et al., 1998), com dados da estação meteorológica instalada na área estudada:

$$FET_{0_h} = ET_h / ET_{0_h} \quad (59)$$

Considerando que o valor da $FET_{0_h} = FET_{0_{24}}$, pois de acordo com Trezza (2002) o comportamento de FET_{0_h} é relativamente constante em todo o período diurno. Logo, a ET_r diária foi dada pela equação seguinte:

$$ET_r = FET_{0_h} ET_{0_{24}} \quad (\text{mmdia}^{-1}) \quad (60)$$

em que FET_{0_h} é a fração de evapotranspiração real diária e ET_{0_24} é a evapotranspiração de referência diária, calculada com metodologia similar à da ET_{0_h} .

5 – RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 – Análises para a Área I (Fazenda Frutacor, Quixeré – CE, Brasil)

5.1.1 – Condições meteorológicas da Área I (Quixeré – CE)

As Figuras 11a a 11f mostram as médias diárias das variáveis meteorológicas durante as duas estações estudadas. A velocidade do vento alcançou valores máximos superiores a $4,0 \text{ ms}^{-1}$ para a maioria dos dias estudados durante a estação seca (Figura 11a), com velocidade média do vento variando entre $2,0$ e $3,5 \text{ ms}^{-1}$. Na estação chuvosa (Figura 11b), o comportamento do vento no início do período foi similar ao da estação seca, mas decresceu continuamente até o dia 134. Durante este período, os valores mínimos permaneceram abaixo de $0,5 \text{ ms}^{-1}$ e os valores máximos variaram entre $2,0$ e $4,0 \text{ ms}^{-1}$, com valores médios entre $1,0$ e $2,5 \text{ ms}^{-1}$. Estes dados mostram valores mais baixos da velocidade do vento na estação chuvosa em comparação com a estação seca. A velocidade do vento começou a aumentar novamente, no final da estação chuvosa.

O transcurso da umidade relativa durante a estação seca está representado na Figura 11c, mostrando que os valores máximos variaram entre 80% e 98%, os valores médios entre 50% e 70%, e os mínimos entre 20% e 40%. A Figura 11d mostra os valores da umidade relativa durante a estação chuvosa com valores máximos superiores aos 90%, a média entre 70% e 90%, e os valores mínimos variaram de 40% a 60%. É possível identificar o decréscimo dos valores mínimos e médios da umidade relativa, com o final do período chuvoso nesta região semi-árida. A temperatura do ar durante a estação seca (Figura 11e) alcançou valores máximos acima de 35°C , valores médios entre 26°C e 30°C , e mínimos abaixo de 22°C . Conforme esperado, na estação chuvosa (Figura 11f), a temperatura média do ar diminuiu, embora tenha apresentado aumento da temperatura

mínima. Os valores máximos estiveram, em geral, entre 30°C e 32°C, os valores médios variaram entre 26°C e 28°C e os mínimos permaneceram acima de 20°C.

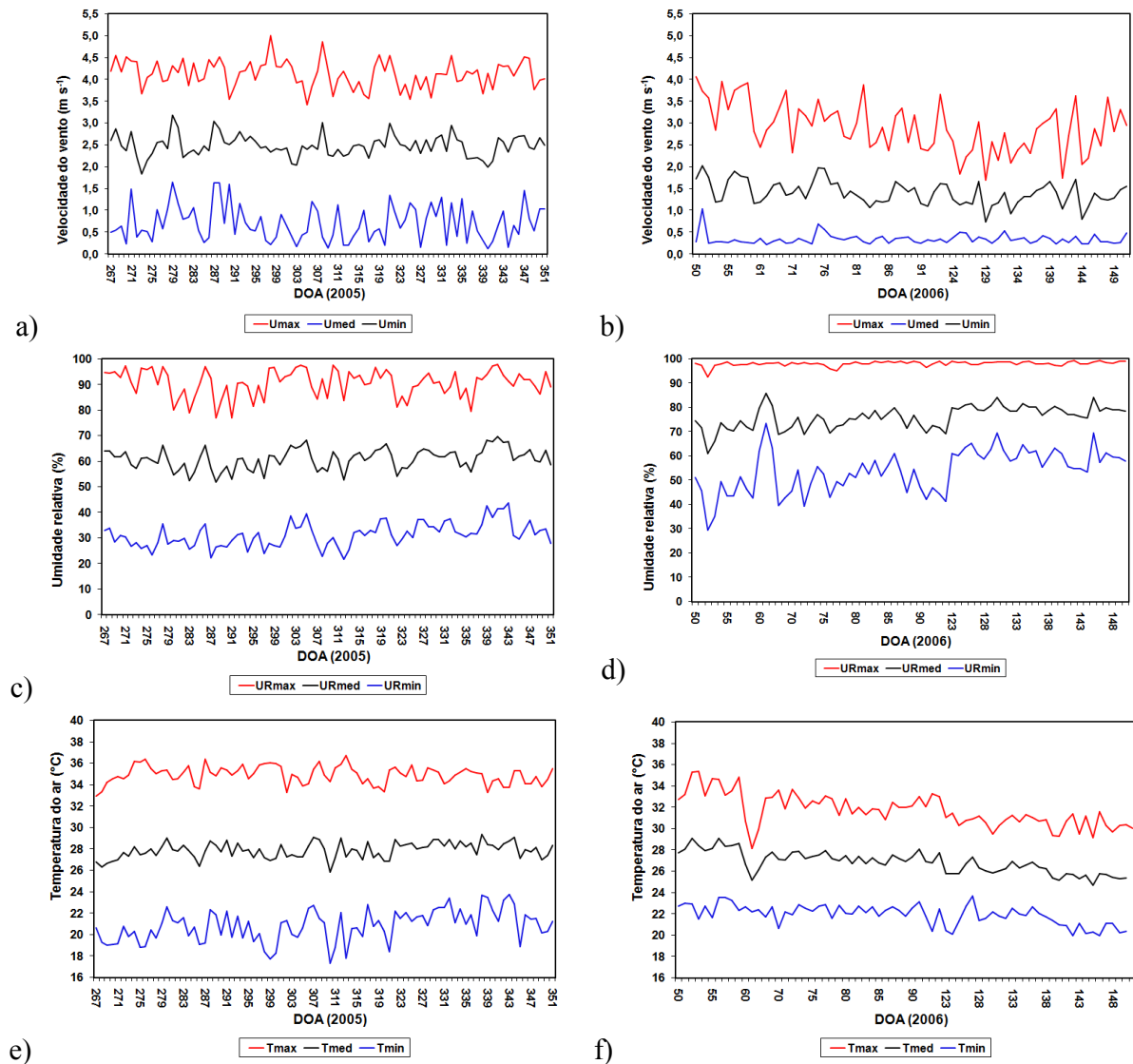
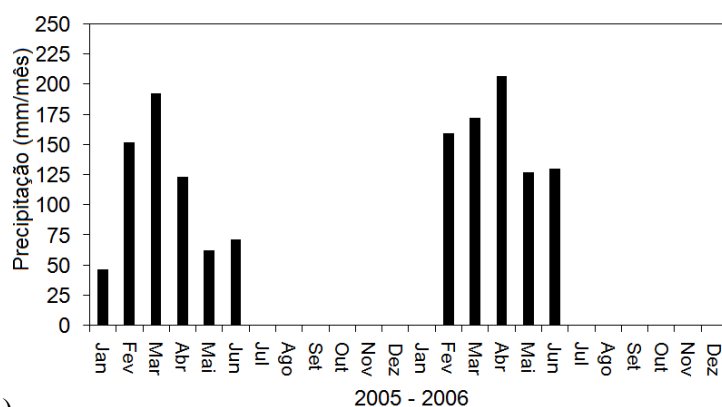


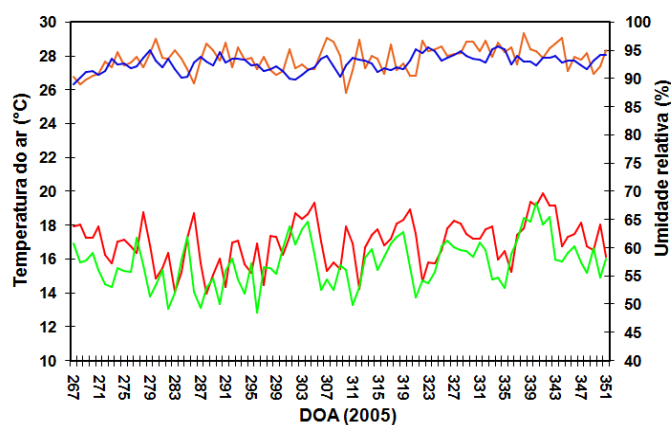
Figura 11: Distribuição temporal da velocidade do vento, umidade relativa e temperatura do ar no campo experimental (medido na estação meteorológica ET106), durante a estação seca (2005) (11a, 11c e 11e) e estação chuvosa (2006) (11b, 11d e 11f), na fazenda Frutacor, Quixeré – CE.

A comparação entre as médias diárias da temperatura e umidade relativa do ar obtida nas estações meteorológicas e correlações turbulentas mostraram tendências

similares, evidenciando a concordância entre os dados na estação seca (Figura 12b) e na estação chuvosa (Figura 12c). É possível identificar a alta variabilidade da umidade relativa e o decréscimo da temperatura do ar na estação chuvosa. O comportamento da distribuição temporal da precipitação para os anos de 2005 e 2006 está apresentado na Figura 12a.



a)



b)

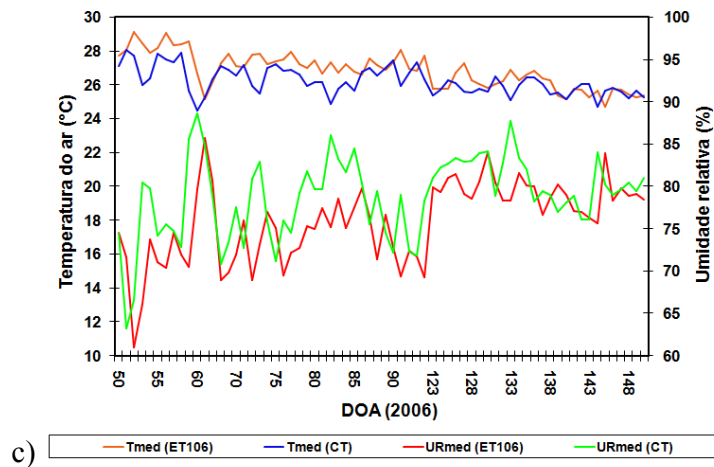


Figura 12: Distribuição temporal da precipitação para os anos de 2005 e 2006 (a) e comparação entre a umidade relativa e temperatura do ar, medidos na estação meteorológica (ET106) e na torre de correlações turbulentas (CT), durante a estação seca (b) e chuvosa (c) na fazenda Frutacor, Quixeré – CE.

5.1.2 – Evapotranspiração de referência (ET_0) para a Área I (Quixeré – CE)

Os elementos meteorológicos que afetam a ET_0 são principalmente a radiação solar, temperatura do ar, umidade relativa do ar e velocidade do vento. Vários procedimentos têm sido desenvolvidos para avaliar a taxa de evaporação através desses elementos (Allen et al., 1998). Dados médios diários das estações seca (Tabela 11) e úmida (Tabela 12) foram analisados usando regressão linear para identificar qual parâmetro meteorológico tem maior influência na estimativa da ET_0 usando a equação FAO Penman-Monteith (Allen et al., 1998) na região estudada da fazenda Frutacor (Área I).

As tabelas mostram os coeficientes de correlação (r), os valores do teste t de Student (Devore, 2008) e os valores críticos do teste estatístico para o nível de significância de $p \leq 0,01$, com uma amostra $n = 99$ (estação seca) e $n = 69$ (estação chuvosa). Os resultados mostram que todas as correlações foram significantes para o nível de significância especificado ($p \leq 0,01$).

A velocidade do vento se apresenta como o componente de maior influência na obtenção da ET_0 na estação seca (Figura 13g e Tabela 11). Enquanto, a temperatura do ar (Figura 13b), umidade relativa (Figura 13d), radiação solar (Figura 13f), velocidade do vento (Figura 13h) e déficit de pressão de vapor (Figura 13j) mostraram uma forte correlação na estação chuvosa (Tabela 12). Estes resultados mostram que durante a estação seca, a velocidade do vento se apresentou como o principal componente no processo evaporativo, devido o processo de remoção de vapor depender, em grande parte, do vento e da turbulência do ar, que transferem grandes quantidades de ar sobre a superfície evaporante (Allen et al., 1998), seguido pela umidade relativa (Tabela 11). Na estação chuvosa, foi observada uma forte influência da velocidade do vento na ET_0 (Tabela 12) seguido pelos parâmetros umidade relativa e temperatura do ar. Os resultados descritos acima concordam com os estudos de Allen et al. (1998).

Pode ser deduzido que a forte influência da velocidade do vento na ET_0 é devida ao efeito de oásis (Brunel et al., 2006), devido ao fato de nesta região existir uma constante advecção de ar quente e seco vinda da área circunvizinha, que é composta de solo exposto e vegetação nativa (caatinga). Teoricamente, sob condições de fornecimento limitado de água e as mesmas condições de energia disponível, a evapotranspiração é suposta variar com a velocidade do vento e com o déficit de pressão do vapor de água no ar, de acordo com a lei de Dalton (Brutsaert, 1982). De acordo com Brunel et al. (2006), para condições similares do deficit de pressão do vapor e energia disponível, a ET_0 deve aumentar linearmente com a velocidade do vento (Figuras 13g e 13h). Entretanto, os resultados apresentados acima poderão variar ao ser analisado para intervalos horários ao invés dos valores médios diários, e assim evidenciar a importância da radiação solar no processo evapotranspirativo.

Tabela 11: Correlações lineares entre a temperatura do ar, umidade relativa, radiação solar, velocidade do vento e déficit de pressão do vapor (DPV) com a evapotranspiração de referência, durante a estação seca (2005) na **Área I** (Quixeré – CE)

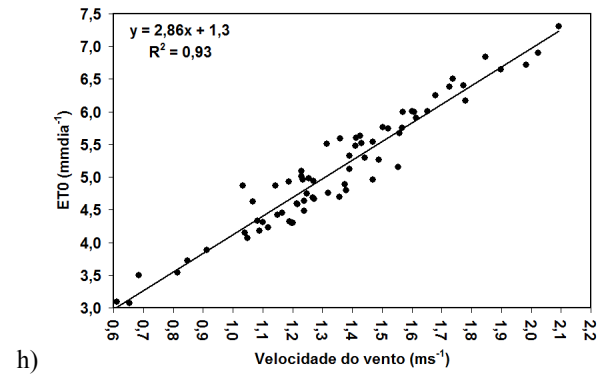
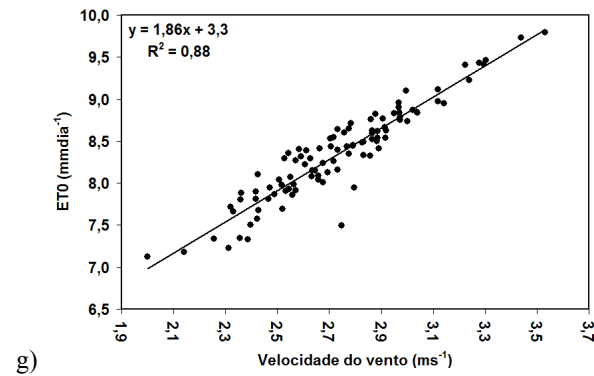
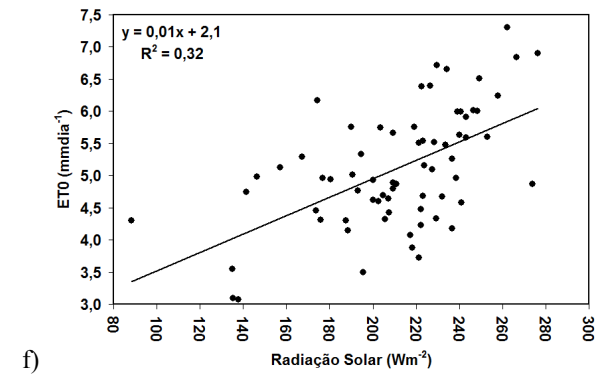
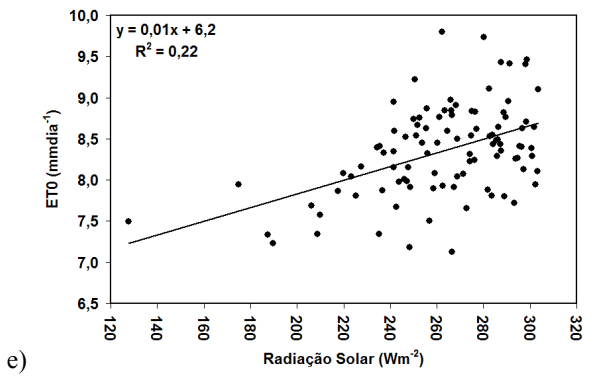
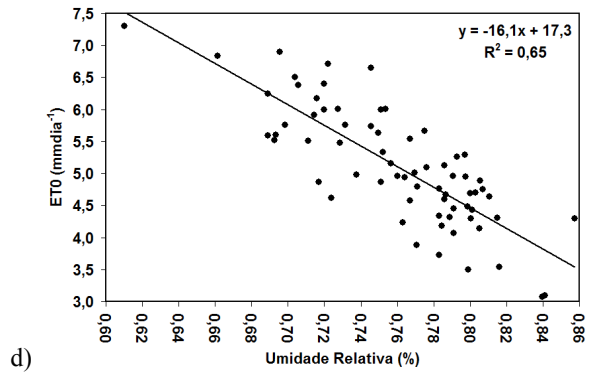
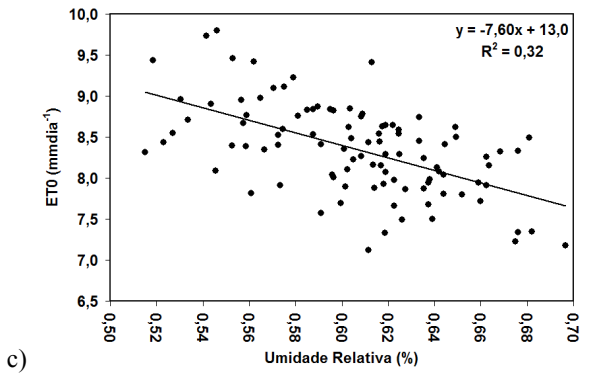
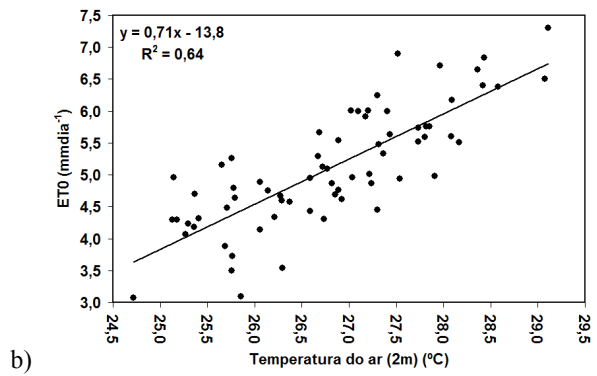
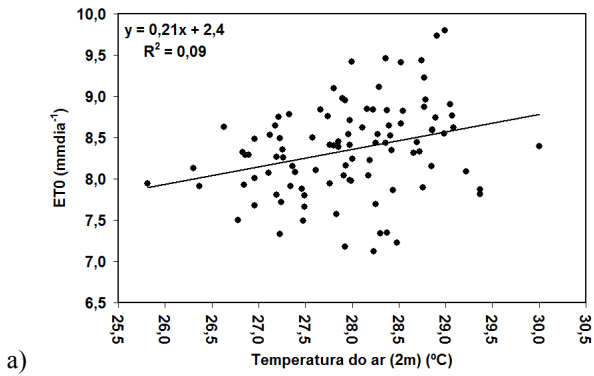
	Equação linear	r	t_{calculado}	t_{(p ≤ 0.01) (n=99)}
ET ₀ – Temperatura do ar	y = 0.21x + 2.4	0.30 ^a	3.1	
ET ₀ – Umidade relativa	y = -7.60x + 13.0	0.56 ^a	6.8	
ET ₀ – Radiação solar	y = 0.01x + 6.2	0.47 ^a	5.2	2.39
ET ₀ – Velocidade do vento	y = 1.86x + 3.3	0.94 ^a	26.8	
ET ₀ – DPV	y = 1.26x + 3.3	0.36 ^a	3.8	

^a Significante para o nível $p < 0.01$, usando o teste t de Student.

Tabela 12: Correlações lineares entre a temperatura do ar, umidade relativa, radiação solar, velocidade do vento e déficit de pressão do vapor (DPV) com a evapotranspiração de referência, durante a estação chuvosa (2006) na **Área I** (Quixeré – CE)

	Equação linear	r	t_{calculado}	t_{(p ≤ 0.01) (n=69)}
ET ₀ – Temperatura do ar	y = 0.71x – 13.8	0.80 ^a	11.0	
ET ₀ – Umidade relativa	y = -16.10x + 17.3	0.81 ^a	-11.1	
ET ₀ – Radiação solar	y = 0.01x + 2.1	0.57 ^a	5.6	2.39
ET ₀ – Velocidade do vento	y = 2.86x + 1.3	0.96 ^a	28.9	
ET ₀ – DPV	y = 3.00x – 6.0	0.81 ^a	11.4	

^a Significante para o nível $p < 0.01$, usando o teste t de Student.



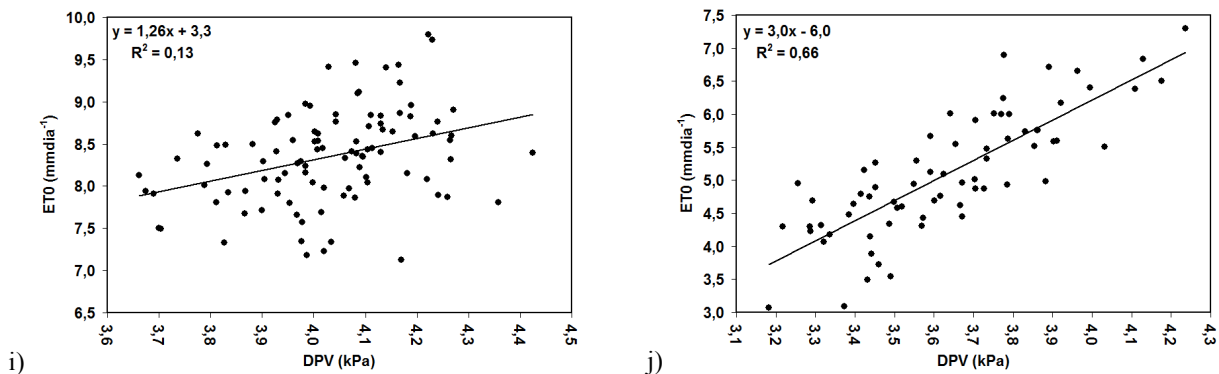


Figura 13: Correlações lineares entre a temperatura do ar, umidade relativa, radiação solar, velocidade do vento e déficit de pressão do vapor com a evapotranspiração de referência, em 2005 (estação seca) (a, c, e, g e i) e 2006 (estação chuvosa) (b, d, f, h e j) na fazenda Frutacor, Quixeré – CE.

5.1.3 – Variação diurna e sazonal dos fluxos de energia na Área I (Quixeré – CE)

Foram escolhidos dois dias na estação seca e chuvosa para representar os ciclos típicos dos fluxos de energia à superfície (Figura 14). Os valores do saldo de radiação nos dias selecionados mostraram comportamentos similares com valores superiores a 700 Wm^{-2} ; devido à proximidade com o equador, região que recebe maior incidência de radiação solar. Uma grande porção do R_n foi convertida em calor latente, alcançando valores superiores a 400 Wm^{-2} ao meio-dia, independente da estação. As Tabelas 13 e 14 mostram as médias dos fluxos de energia na estação seca e chuvosa, respectivamente. De forma geral, durante a estação seca (Tabela 13) a magnitude dos fluxos foi maior que na estação chuvosa (Tabela 14). A diferença na partição de energia foi distinta em ambas as estações. Na estação seca, os fluxos de calor sensível e latente mostraram ordem de magnitude similar (Figuras 14a e 14c). No entanto, na estação chuvosa o fluxo de calor latente se apresentou maior que o fluxo de calor sensível durante o dia (Figuras 14b e 14d). O fluxo de calor no solo mostrou variações durante o dia alcançando valores acima de 100 Wm^{-2} na

estação seca, e apresentando menores valores durante a estação chuvosa, o que pode ser explicado devido à maior incidência de nuvens sobre a área estudada. Na estação chuvosa foram excluídos os dados coletados em dias com presença de chuva, devido ao fato dos sensores do anemômetro sônico serem sensíveis e quando molhados perdem precisão nas suas medidas.

Tabela 13: Parâmetros estatísticos das médias diárias dos fluxos de energia sobre a cultura da banana na estação seca (2005)

	Média	Máximo	Mínimo	Desvio padrão
R_n (Wm ⁻²)	447.2	523.5	317.5	39.1
G (Wm ⁻²)	31.6	52.4	14.6	9.0
H (Wm ⁻²)	160.2	229.1	83.6	32.2
LE (Wm ⁻²)	216.8	244.3	169.7	14.4

Tabela 14: Parâmetros estatísticos das médias diárias dos fluxos de energia sobre a cultura da banana na estação chuvosa (2006)

	Média	Máximo	Mínimo	Desvio padrão
R_n (Wm ⁻²)	370.6	493.7	221.7	67.6
G (Wm ⁻²)	17.8	29.1	4.0	6.5
H (Wm ⁻²)	106.6	173.1	36.4	33.8
LE (Wm ⁻²)	197.3	259.7	123.5	31.6

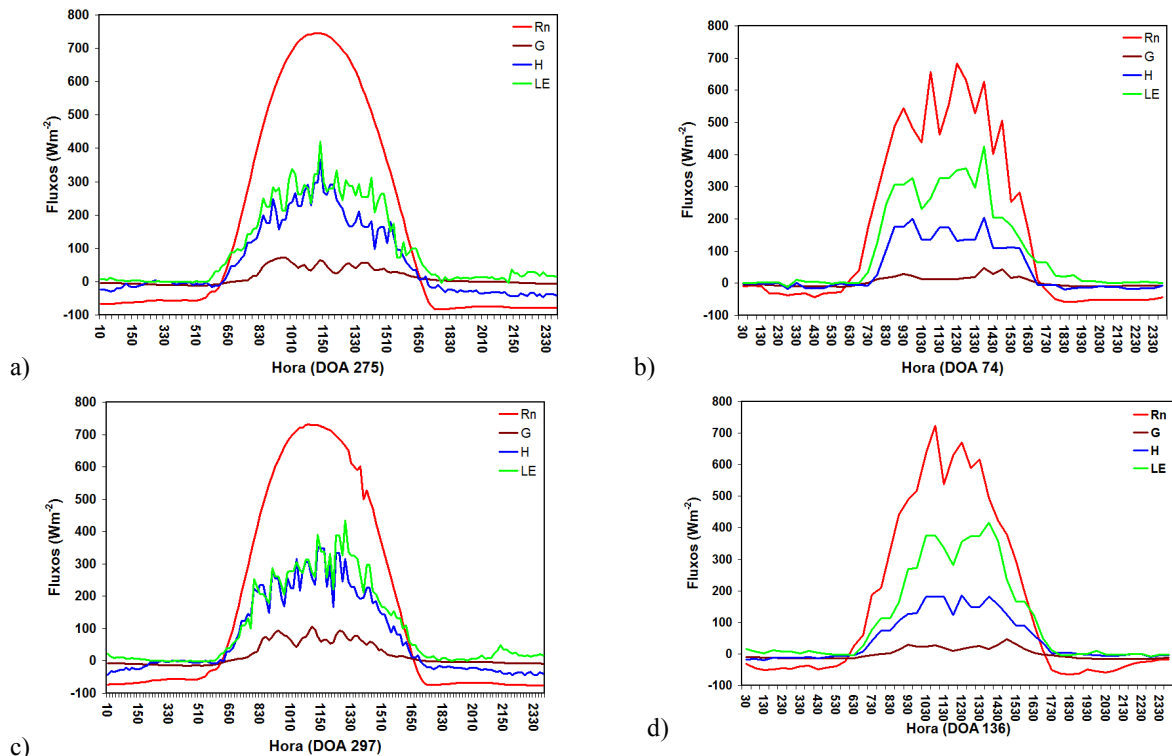


Figura 14: Componentes do balanço de energia para 4 dias típicos, 275 (a) e 297 (c) (2005) (dias de céu claro) e; 74 (b) e 136 (d) (2006) (dias nublados), sobre a cultura da banana na fazenda Frutacor, Quixeré – CE.

5.1.4 – Fechamento do balanço de energia (*FBE*) na Área I (Quixeré – CE)

O fechamento do balanço de energia é um critério importante para avaliar a qualidade dos dados de fluxos de calor estimados pelo método das correlações turbulentas (Leuning et al., 2005; Yao et al., 2008). Em geral, vários estudos têm mostrado que o balanço de energia não fecha, ou seja, é diferente de 1 (Verma et al., 1986; Tanaka et al., 2008). Na estação seca (Figura 15a), o *FBE* variou entre 0,79 e 1,05 com valor médio de 0,93 que pode ser considerado um bom resultado. Na estação chuvosa (Figura 15b), os valores do *FBE* variaram entre 0,63 e 1,06 com um valor médio de 0,86. Estes resultados estão em concordância com Stannard et al. (1994) e Twine et al. (2000) que reportaram que os valores típicos do *FBE* para áreas agrícolas estão entre 0,80 e 0,90.

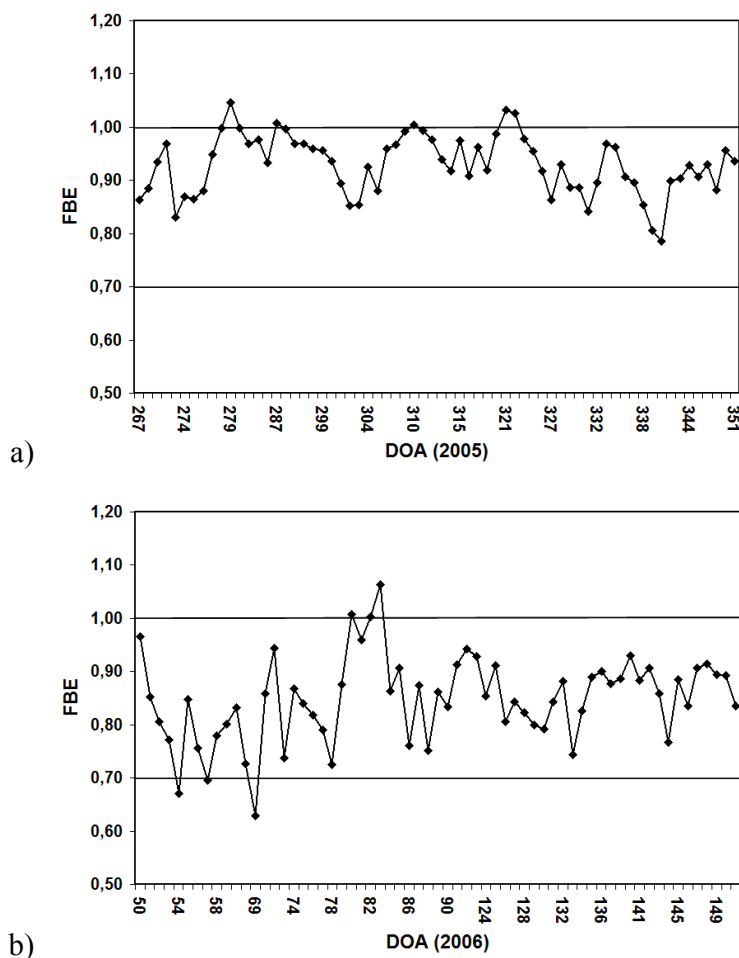


Figura 15: Fechamento do balanço de energia para (a) 2005 (estação seca) e (b) 2006 (estação chuvosa) na fazenda Frutacor, Quixeré – CE.

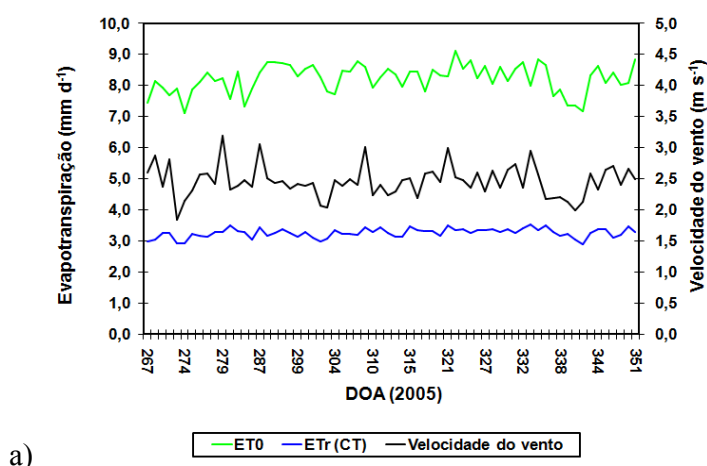
5.1.5 – Evapotranspiração real da cultura da banana na Área I (Quixeré – CE)

A Figura 16 mostra a distribuição temporal da ET_0 , ETr e velocidade do vento para ambas as estações estudadas. Existe um padrão de concordância entre a ET_0 e a ETr com a velocidade do vento, mostrando que um aumento na velocidade do vento resulta em um aumento na ETr . A Tabela 15 mostra que na estação seca a ETr alcançou valores entre 2,9 e 3,5 mmdia^{-1} com uma média de 3,3 mmdia^{-1} , e na estação chuvosa os valores variaram entre 1,6 e 4,5 mmdia^{-1} , com uma média de 3,1 mmdia^{-1} , indicando a alta variabilidade e

sensibilidade da ETr , medida pela técnica das correlações turbulentas durante a estação chuvosa, devido ao fato da técnica reduzir sua eficiência durante essa estação. A distribuição temporal da ET_0 , ETr e R_n nas estações estudadas, está apresentada na Figura 17. Podem ser observados padrões similares no comportamento entre ETr e R_n , em ambas as estações, sendo mais evidente na estação chuvosa. Os resultados concordam com Montenegro et al. (2008) que obtiveram evapotranspiração média para a cultura da bananeira, na região de Paraipaba-CE, de $3,9 \text{ mmdia}^{-1}$ e $4,3 \text{ mmdia}^{-1}$ para o crescimento vegetativo e florescimento e desenvolvimento dos frutos, respectivamente.

Tabela 15: Valores estatísticos da ETr (mmdia^{-1}) para a cultura da banana, em ambas as estações

	Média	Máximo	Mínimo	Desvio padrão
Estação seca (2005)	3.3	3.5	2.9	0.15
Estação chuvosa (2006)	3.1	4.5	1.6	0.56



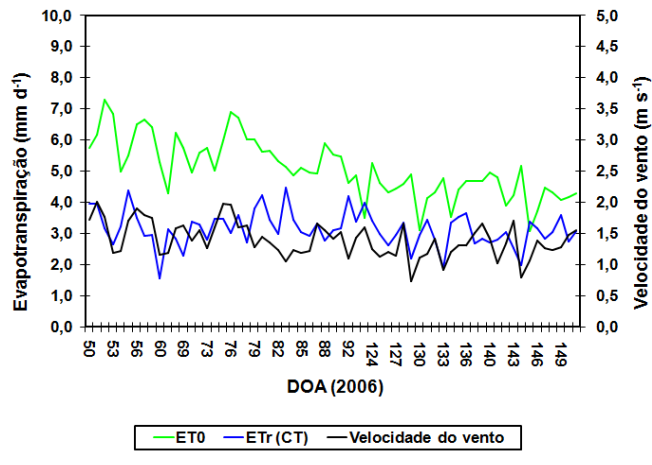


Figura 16: Distribuição temporal da ET_0 , ETr e velocidade do vento na área experimental da fazenda Frutacor (Área I): a) 2005 (estação seca) e b) 2006 (estação chuvosa).

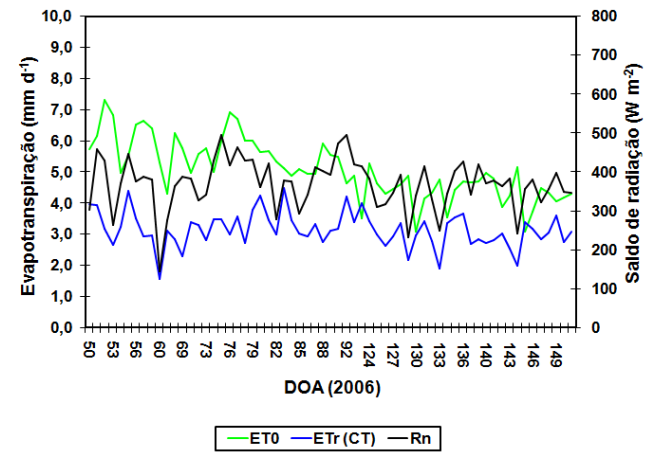
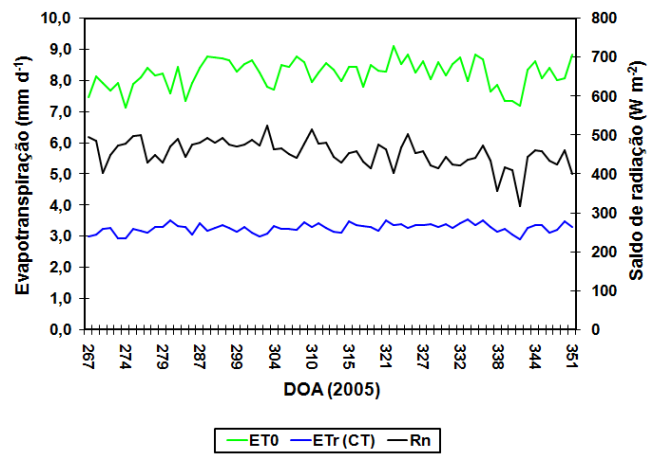


Figura 17: Distribuição temporal da ET_0 , ETr e saldo de radiação na área experimental da fazenda Frutacor (Área I): a) 2005 (estação seca) e b) 2006 (estação chuvosa).

5.1.6 – Comportamento da fração evaporativa (Λ) na Área I (Quixeré – CE)

Neste estudo o desvio padrão da Λ medida entre 7:00 e 17:00 h foi utilizado como um indicador da estabilidade diurna da Λ na Área I. O desvio padrão médio para todo o período estudado (estações seca e chuvosa) foi de 0,088, com uma média de 0,64 e apresentando um coeficiente de variação de 0,10. Para o período estudado, o desvio padrão variou entre 0,036 e 0,088. A Tabela 16 mostra resultados de análises da relação entre o desvio padrão da Λ e o grau de nebulosidade. É possível identificar que as médias dos desvios padrão da Λ para os três grupos apresentam valores muito próximos, indicando que a cobertura de nuvens não está relacionado com a estabilidade da Λ , mostrando concordância com os resultados encontrados por Farah et al. (2004). Os efeitos das nuvens no ciclo diurno da Λ têm sido estudados, no entanto, não existe consenso na literatura. Suigita e Brutsaert (1991) afirmaram que as mudanças diárias na Λ são devidas a mudanças na nebulosidade. Hall et al (1992) mostraram que variações no saldo de radiação, devido a nebulosidade, não afetam significativamente a Λ . Estas discordâncias entre estudos mostram que a variabilidade diurna da Λ é um fenômeno complexo e que outros fatores podem exercer influências na variação da Λ , que deve ser analisada cuidadosamente. Na Tabela 16 pode ser identificado, também, o número de dias para os diferentes grupos e os valores máximos e mínimos da Λ . Durante todo o período estudado, foi possível identificar que somente 19 dias foram classificados como dias de céu claro, mostrando o problema para encontrar imagens de satélite sem a presença de nuvens nessa região.

Tabela 16: Desvio padrão médio, valores máximos e mínimos diários da Λ , selecionados de acordo com a transmitância atmosférica de ondas curtas (τ) para o entendimento da relação entre nebulosidade e a estabilidade diurna da Λ na **Área I** (Quixeré – CE)

Número de dias	Transmitância Atmosférica	Desvio padrão médio	Máximo	Mínimo
26	$\tau < 0,50$	0,086	0,122	0,054
97	$0,50 \leq \tau \leq 0,65$	0,088	0,153	0,039
19	$\tau > 0,65$	0,076	0,108	0,044

A Tabela 17 mostra os coeficientes de determinação (r^2) para as relações entre estabilidade do ciclo diurno da Λ e os parâmetros meteorológicos. Estas relações foram obtidas usando curvas polinomiais de segunda ordem. Os desvios padrão da Λ mostraram fraca relação com os parâmetros meteorológicos nos dias nublados. Nos dias de céu claro, mostraram resultados melhores, mas ainda apresentando fraca correlação entre os resultados. No entanto, a energia disponível, umidade relativa e DPV mostraram valores de 0,26, 0,27 e 0,65, respectivamente, evidenciando que o DPV tem melhor correlação com a estabilidade diurna da Λ que os outros parâmetros.

Tabela 17: Relação entre o desvio padrão da fração evaporativa e os parâmetros meteorológicos usados para explicar a estabilidade diurna da Λ em dias de céu claro e nublado na **Área I** (Quixeré – CE), nos anos de 2005 e 2006

Parâmetros meteorológicos	r^2	r^2
	(nublado)	(céu claro)
Temperatura do ar	0,05	0,08
Umidade relativa	0,09	0,27
Velocidade do vento	0,03	0,16
Energia disponível ($R_n - G$)	0,03	0,26
Transmitância	0,01	0,04
DPV	0,09	0,65

As relações entre a Λ pela manhã (Λ_{9-10}), ao meio-dia (Λ_{12-13}) e a média diurna (Λ_{7-17}) estão apresentadas nas Figuras 18a e 18b, respectivamente. A série temporal dos dados micrometeorológicos foi usada na obtenção desses resultados. Existe uma moderada relação entre a Λ_{9-10} e a Λ_{7-17} ($r^2 = 0,56$), e mostrando melhores resultados para a relação entre Λ_{12-13} e Λ_{7-17} ($r^2 = 0,68$). Os erros quadráticos médios (RMSE) são 0,06 e 0,05 para Λ_{9-10} e Λ_{12-13} , respectivamente. As implicações desses resultados para aplicações de sensoriamento remoto são de que resultados similares, para a área estudada, ocorrerão indiferente da passagem do satélite se dá pela manhã (por exemplo, Landsat) ou à tarde (por exemplo, NOAA/AVHRR).

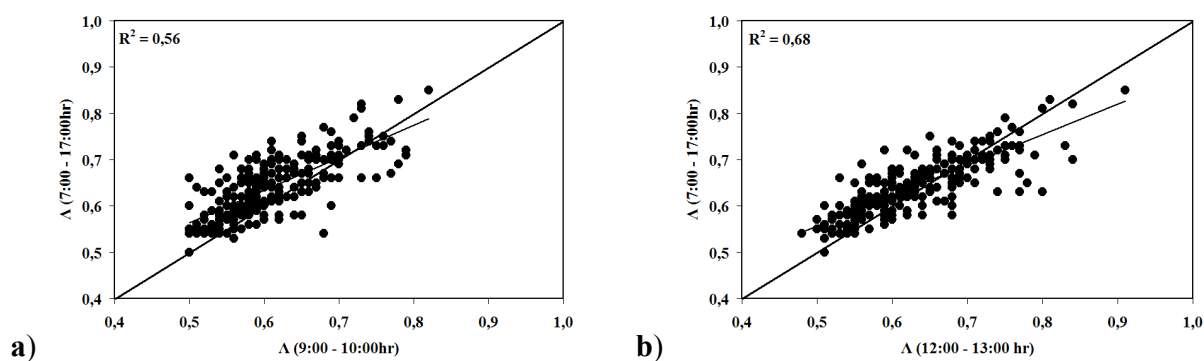


Figura 18: Correlações entre a fração evaporativa diurna e pela manhã (a), e ao meio-dia (b) na Área I (Quixeré – CE), nos anos de 2005 e 2006.

O padrão da variação sazonal da Λ diurna, pela manhã e à tarde é apresentado na Figura 19. Os pontos no gráfico representam os valores médios da Λ entre 7:00 e 17:00h. Os valores da Λ permaneceram entre 0,9 e 0,5. Estes valores se apresentam aproximadamente constantes na região semi-árida estudada. A variação sazonal da Λ reflete o comportamento do clima local, como chuva e umidade do solo. É possível identificar no início de 2006, na Figura 19, que a acentuada variação é devido ao início da estação chuvosa, com altos valores de Λ .

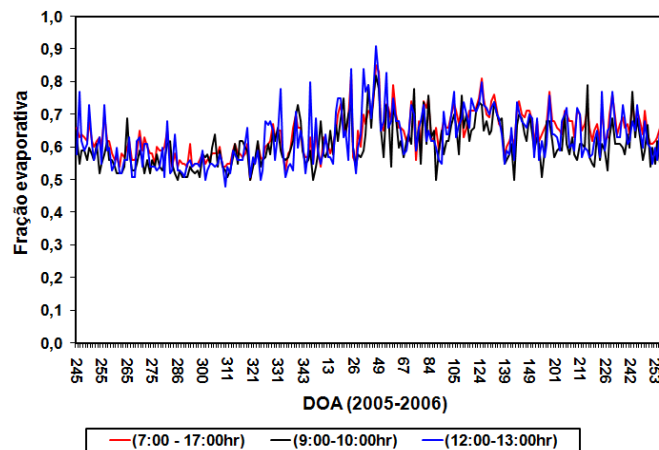


Figura 19: Variação da Λ diurna, pela manhã e á tarde, durante todo o período estudado na área experimental da fazenda Frutacor, Quixeré – CE (Área I) nos anos de 2005 e 2006.

5.1.7 – Comparação entre o SEBAL e S-SEBI para a Área I (Quixeré – CE)

Observa-se na Tabela 18 a comparação entre os valores instantâneos do saldo de radiação (R_n) e fluxo de calor no solo (G), medidos na torre micrometeorológica instalada na fazenda Frutacor, com os estimados pelo SEBAL e S-SEBI para o dia 24/10/2005. Os valores estimados do saldo de radiação, pelo SEBAL e S-SEBI, uma vez que ambos apresentam o mesmo método para obter R_n , foram levemente superestimados e apresentaram erros inferiores a 3,0% quando comparados aos valores medidos na torre micrometeorológica instalada na fazenda Frutacor. Evidencia-se, ainda, o resultado do fluxo de calor no solo (G), que apresentou um erro de 6,3% quando comparado ao medido, evidenciando assim, a eficácia dos algoritmos utilizados para a obtenção dos fluxos instantâneos de R_n e G .

Tabela 18: Comparação entre os valores instantâneos do saldo de radiação (R_n) e fluxo de calor no solo (G) estimados pelo SEBAL e S-SEBI com os medidos na torre micrometeorológica instalada na fazenda Frutacor, Quixeré – CE para o dia 24/10/2005.

	Estimado	Medido	Erro (%)
R_n (Wm^{-2})	643,3	661,7	2,8
G (Wm^{-2})	85,6	80,2	6,3

Observa-se na Tabela 19, a comparação entre valores de H , LE , ET_h e ETr , estimados pelo SEBAL e S-SEBI, para o local da torre micrometeorológica na **Área I**. Evidencia-se que os valores estimados pelos dois métodos são semelhantes. Estudos mostram que o cerne dos algoritmos utilizados na obtenção da estimativa da evapotranspiração, utilizando técnicas de sensoriamento remoto, é a obtenção de H , que necessita de informações de variáveis meteorológicas obtidas na área de estudo, tal como o SEBAL, que necessita da temperatura do ar e da velocidade do vento, para inicializar o processo iterativo baseado na teoria de similaridade de Monin-Obukhov. No entanto, o S-SEBI, que não utiliza medidas de superfície, apresentou resultados similares com os obtidos pelo SEBAL, indicando assim a sua possível aplicabilidade em regiões áridas e semi-áridas e onde não existem informações disponíveis das variáveis meteorológicas.

A Tabela 19 apresentou, também, valores similares entre os dois métodos para a estimativa de LE , da ET_h e da ETr . Observa-se que a diferença entre os valores estimados pelo S-SEBI e SEBAL, para a ETr , foi de $0,37 \text{ mmdia}^{-1}$, o que representa a concordância entre os mesmos. A Tabela 20 apresenta parâmetros estatísticos para a ETr (mmdia^{-1}) obtidos para toda a área experimental da fazenda Frutacor. Observa-se que para o dia estudado os valores das médias, máximos, mínimos e desvios padrão, estimados pelos dois métodos, foram concordantes, com exceção dos valores máximos, mostrando que o S-SEBI

superestimou os valores de ET , apresentando uma diferença da ordem de $0,71 \text{ mmdia}^{-1}$ quando comparado ao valor máximo obtido pelo SEBAL.

Tabela 19: Comparação entre os valores obtidos pelos algoritmos SEBAL e S-SEBI, para os parâmetros, no pomar de bananeiras da fazenda Frutacor, Quixeré – CE para o dia 24/10/2005.

Data	H (Wm^{-2})		LE (Wm^{-2})		ET_h (mmh^{-1})		ETr (mmdia^{-1})	
	SEBAL	S-SEBI	SEBAL	S-SEBI	SEBAL	S-SEBI	SEBAL	S-SEBI
24/10/2005	138,4	113,9	416,1	440,6	0,61	0,65	6,23	6,60

Tabela 20: Estatística da distribuição espacial da ETr diária sobre toda a área da fazenda Frutacor, Quixeré – CE para o dia 24/10/2005.

Data	ETr (mmdia^{-1}) SEBAL				ETr (mmdia^{-1}) S-SEBI			
	Médio	Mínimo	Máximo	Desvio padrão	Médio	Mínimo	Máximo	Desvio padrão
24/10/2005	5,58	1,36	7,84	1,29	5,93	1,48	8,55	1,34

A Tabela 21 apresenta os valores médios da ETr , obtidos para áreas de interesse composta de 24 pixels, estimados pelos algoritmos SEBAL e S-SEBI, sobre áreas de solo exposto, vegetação nativa (Caatinga) e o pomar de bananeiras irrigadas, mostrando que os valores da ETr estimados pelos dois algoritmos apresentaram valores concordantes entre si para as três áreas analisadas.

Tabela 21: Valores médios da ETr diária sobre áreas de solo exposto, floresta (Caatinga) e de bananeira irrigada, estimadas pelos algoritmos SEBAL e S-SEBI, na **Área I** (Quixeré – CE) para o dia 24/10/2005.

ETr (mmdia ⁻¹)						
Vegetação nativa						
	Solo exposto		(Caatinga)		Cultura da banana	
Data	SEBAL	S-SEBI	SEBAL	S-SEBI	SEBAL	S-SEBI
24/10/2005	0,4	0,5	3,6	3,4	7,1	7,2

A Figura 20 representa as distribuições espaciais da ETr (mmdia⁻¹) obtidas pelos algoritmos SEBAL (Figura 20a) e S-SEBI (Figura 20b) para o dia 24/10/2005 (na estação seca), para toda a área estudada que envolve cultivos irrigados (Fazenda Frutacor), vegetação nativa e solo exposto. As áreas escuras identificam os menores valores de ET , inferiores a 1,0 mmdia⁻¹ e as mais claras representam os maiores valores, superiores a 5,0 mmdia⁻¹. Os dois métodos representam bem as áreas irrigadas ou de vegetação densa (áreas claras), como também, de vegetação rala e esparsa ou de solo exposto (áreas escuras).

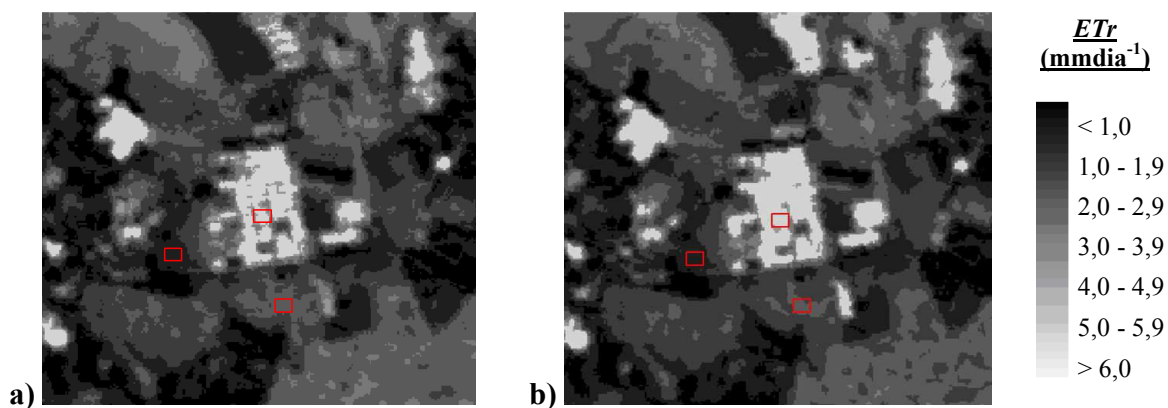


Figura 20: Distribuição espacial da ETr diária para o dia 24/10/2005, obtida através do SEBAL (a) e através do S-SEBI (b) com destaque para as regiões de solo exposto, vegetação nativa (caatinga) e pomar de bananeiras, na **Área I** (Quixeré – CE).

A Figura 21 apresenta a correlação existente entre as estimativas da ET_r , de cada pixel existente na Figura 20, obtidas pelos algoritmos SEBAL e S-SEBI, para o dia 24/10/2005, juntamente com o seu referido coeficiente de determinação (r^2) para a **Área I**. Observa-se que o r^2 para este dia foi de 0,96, mostrando que apenas 4% da variabilidade da ET estimada pelo SEBAL não pode ser explicada pela obtida através do S-SEBI. O que evidencia a forte correlação entre os dois métodos e a aplicabilidade do S-SEBI na obtenção da ET_r diária, concordando com Santos e Silva (2008).

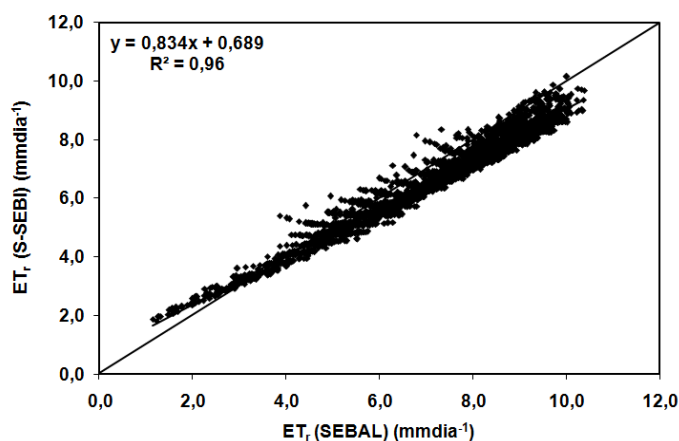


Figura 21: Correlação entre os valores da ET_r diária, para cada pixel da imagen do dia 24/10/2005, obtidos pelos algoritmos SEBAL e S-SEBI, juntamente com o coeficiente de determinação para a fazenda Frutacor, Quixeré – CE.

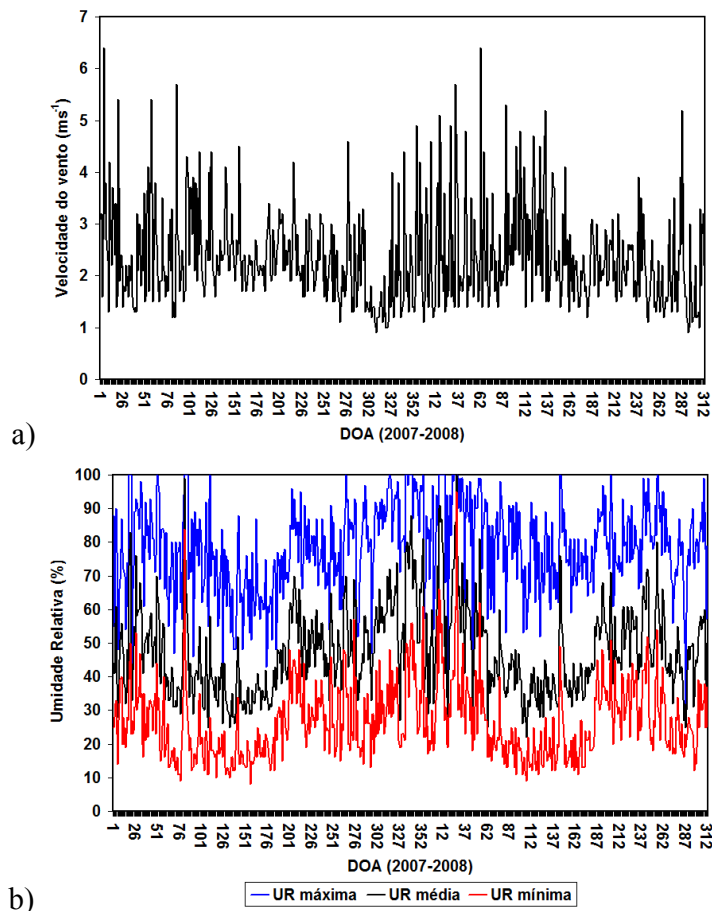
5.2 – Análises para a Área II (CNWR, Baixo Rio Colorado – CA, EUA)

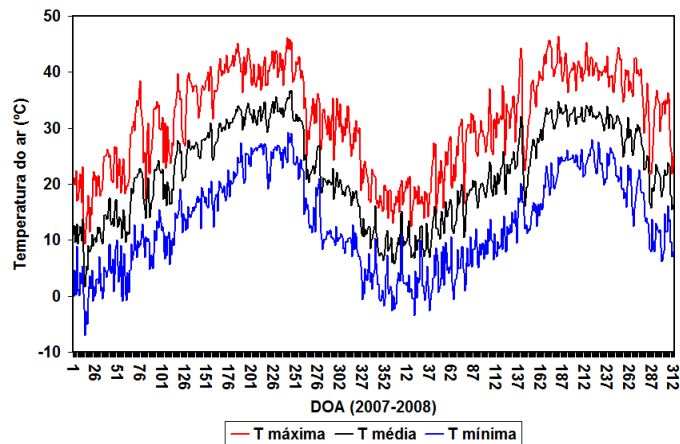
5.2.1 – Condições meteorológicas da Área II (CNWR, CA - EUA)

Na Figura 22 estão representadas as médias diárias das variáveis meteorológicas durante o período estudado, na estação meteorológica instalada próxima a área experimental em CNWR. A velocidade do vento alcançou valores superiores a $2,0 \text{ ms}^{-1}$ para a maioria dos dias estudados. No entanto, em alguns dias foram identificados valores médios diários superiores a $5,0 \text{ ms}^{-1}$. Na Figura 22a, pode-se observar que a maior variação

na velocidade média diária do vento ocorre no período mais frio do ano. Durante este período, os valores variaram de $1,0 \text{ ms}^{-1}$ a valores superiores a $5,0 \text{ ms}^{-1}$.

O transcurso da umidade relativa está apresentado na Figura 22b, mostrando que os valores máximos variaram entre 30% e 100%, os valores médios entre 20% e 90%, e os mínimos entre valores inferiores a 10% e 80%. A temperatura do ar (Figura 22c) alcançou valores máximos acima de 40°C , valores médios entre 3°C e 37°C , e mínimos abaixo de 0°C . Evidencia-se, no comportamento da temperatura do ar, o clima desértico na região estudada, com altos valores durante o dia e baixos valores à noite.





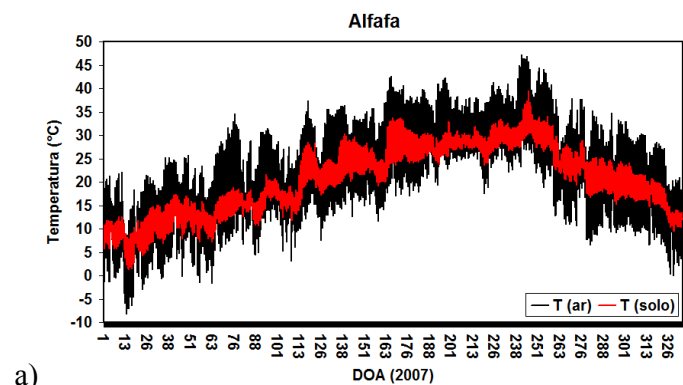
c)

Figura 22: Distribuição temporal da velocidade do vento, umidade relativa e temperatura do ar na estação meteorológica, durante os anos de 2007 e 2008, instalada próximo da área experimental de CNWR (Área II).

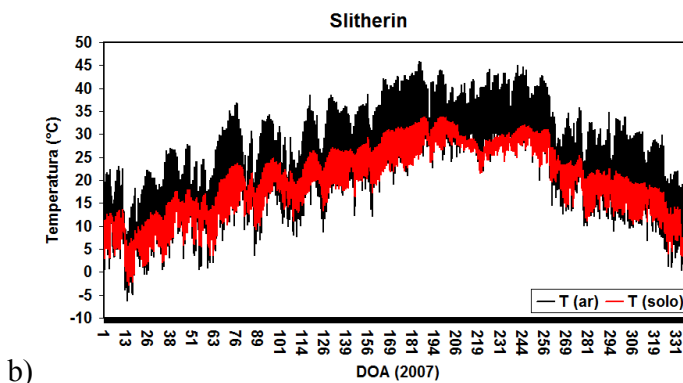
A Figura 23 apresenta a distribuição anual das temperaturas do ar e do solo para as diferentes torres micrometeorológicas instaladas na área de estudo. Pode ser observada na Figura 23a a distribuição das temperaturas registradas na torre instalada na área cultivada com alfafa em 2007. Existe uma alta variabilidade no padrão da temperatura do solo, uma vez que, quando ocorre o corte da referida cultura o solo se apresenta quase que totalmente descoberto, ocorrendo maior incidência direta da radiação solar no mesmo, levando ao aumento da temperatura. Na Figura 23b pode ser vista a distribuição das temperaturas para a torre Slitherin instalada na parte mais densa da vegetação tamarisk, dentro da CNWR, em 2007. Evidencia-se que a temperatura do solo se mantém, durante todo o ano, bastante inferior à temperatura do ar, uma vez que, como a vegetação é densa, impede a incidência direta da radiação solar. A distribuição das temperaturas no ano de 2007 para a torre de Swamp, instalada na vegetação tamarisk de médio porte, com vegetação menor e mais esparsa que a apresentada na área da torre Slitherin, está apresentada na Figura 23c. Pode ser visto na referida figura uma maior amplitude da temperatura do solo, assim como, uma

maior variabilidade temporal, com valores próximos aos da temperatura do ar, uma vez que devido ao tamanho e densidade da vegetação existe uma maior incidência de radiação solar.

Devido ao fato da torre de Diablo ter sido instalada somente em 2008, na Figura 23d está apresentada a distribuição das temperaturas para a mesma no referido ano. A torre de Diablo foi instalada na vegetação tamarisk de menor densidade e tamanho. É possível identificar na Figura 23d a alta variabilidade da temperatura do solo, chegando em alguns períodos do ano a apresentar valores superiores à temperatura do ar, evidenciando assim, que dependendo da posição do Sol, existe uma maior incidência da radiação solar no solo, devido à baixa altura e densidade da vegetação.



a)



b)

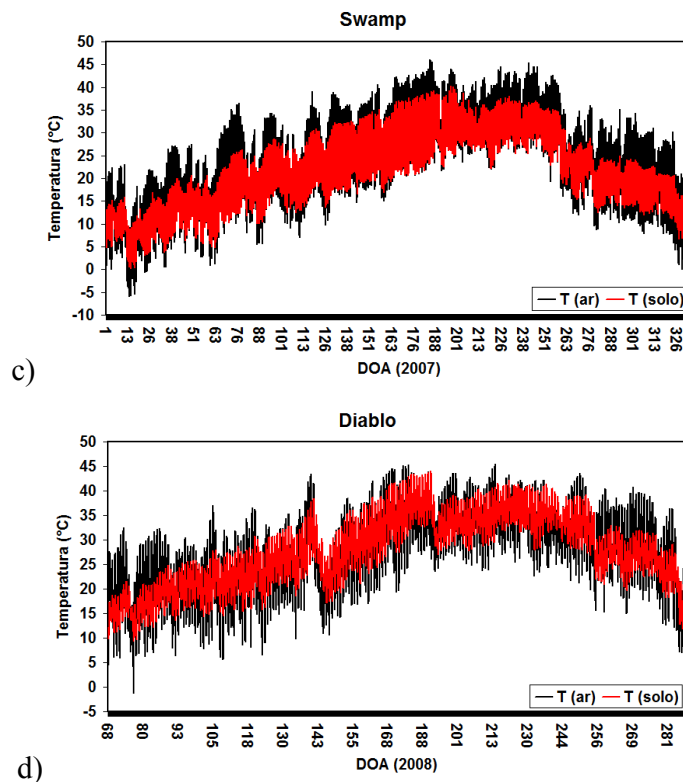


Figura 23: Comportamento da temperatura do ar e do solo para as torres alfafa (a), Slitherin (b), Swamp (c) e Diablo (d) em CNWR (Área II) nos anos de 2007 e 2008.

5.2.2 – Evapotranspiração de referência (ET_0) para a Área II (CNWR, CA - EUA)

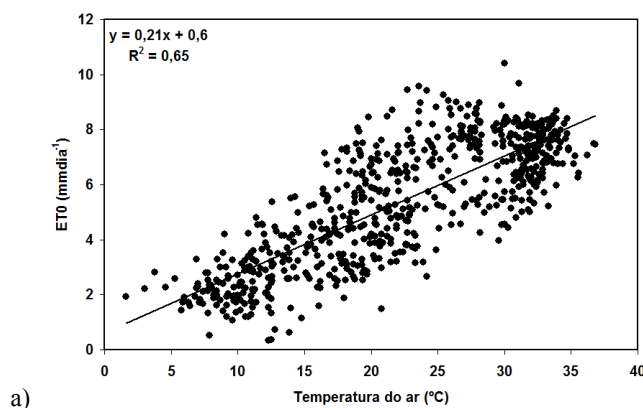
Conforme apresentado na seção 5.1.2, os parâmetros meteorológicos que afetam a ET_0 são, principalmente, a radiação solar, temperatura do ar, umidade relativa do ar e velocidade do vento e que vários procedimentos têm sido desenvolvidos para avaliar a taxa de evaporação através desses parâmetros (Allen et al., 1998). Dados coletados na estação meteorológica da CIMIS instalada próxima a área de estudo, foram analisados usando regressão linear para identificar qual parâmetro meteorológico tem maior influência na estimativa da ET_0 usando a equação FAO Penman-Monteith (Allen et al., 1998) na região estudada (Área II). Os dados para a Área II foram analisados de forma similar aos analisados na Área I. A Tabela 22 mostra os coeficientes de correlação (r), os valores do

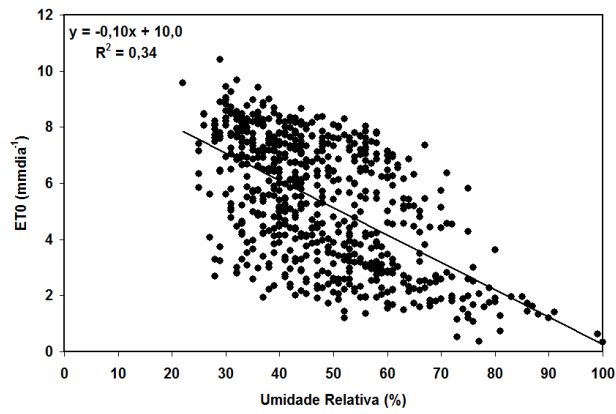
teste t de Student (Devore, 2008) e os valores críticos do teste estatístico para o nível de significância de $p \leq 0.01$, com uma amostra $n = 676$. Os resultados mostram que todas as correlações foram significativas para o nível de significância especificado. A radiação solar é o componente de maior influência na obtenção da ET_0 (Figura 24c e Tabela 21), seguido pela temperatura do ar (Figura 24a), DPV (Figura 24e) e umidade relativa (Figura 24b). A velocidade do vento apresentou a menor correlação com a ET_0 , com um coeficiente de correlação igual a 0,07, evidenciando a diferença entre a influência dos parâmetros meteorológicos na ET_0 , nas diferentes regiões estudadas (Área I e II).

Tabela 22: Correlações lineares entre a temperatura do ar, umidade relativa, radiação solar, velocidade do vento e déficit de pressão do vapor (DPV) com a evapotranspiração de referência (ET_0) na CNWR, CA – EUA, nos anos de 2007 e 2008.

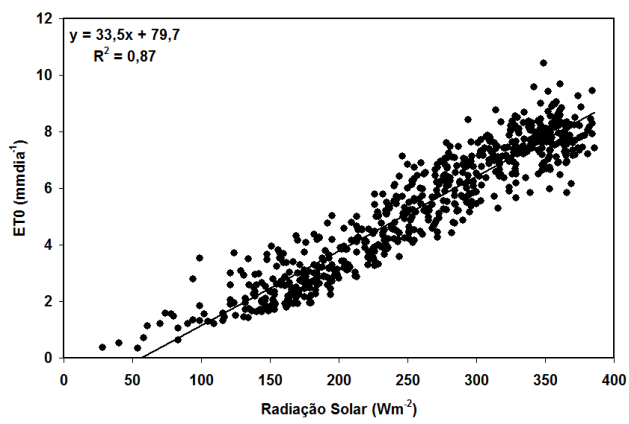
	Equação linear	r	t _{calculado}	t _{(p ≤ 0.01) (n=676)}
ET_0 – Temperatura do ar	$y = 0,21x + 0,6$	0,65 ^a	35,31	
ET_0 – Umidade relativa	$y = -0,10x + 10,0$	0,34 ^a	-18,44	
ET_0 – Radiação solar	$y = 33,5x + 79,7$	0,87 ^a	71,67	2.33
ET_0 – Velocidade do vento	$y = 0,66x + 3,8$	0,07 ^a	7,19	
ET_0 – DPV	$y = 1,08x + 1,7$	0,55 ^a	29,11	

^a Significante para o nível $p < 0.01$, usando o teste t de Student.

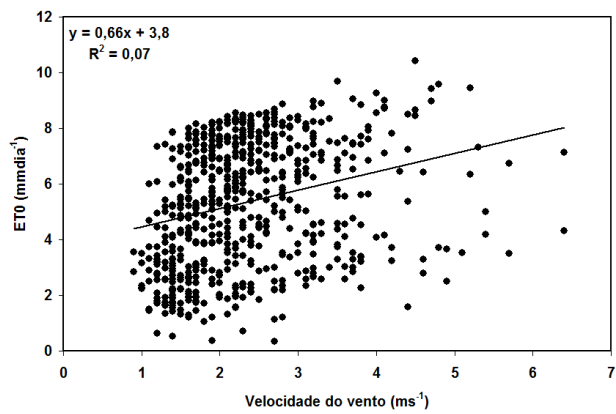




b)



c)



d)

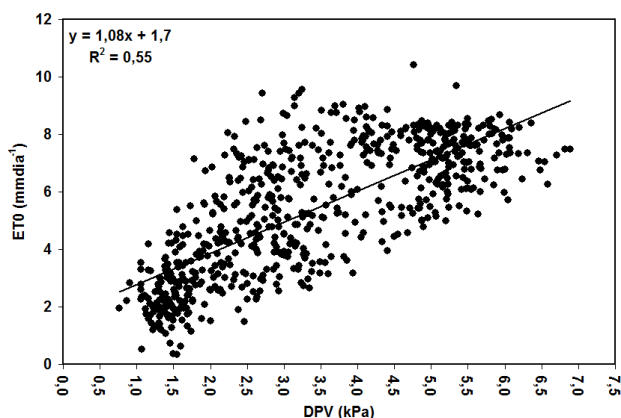


Figura 24: Correlações lineares entre a temperatura do ar, umidade relativa, radiação solar, velocidade do vento e déficit de pressão do vapor com a evapotranspiração de referência, calculada pelo método de Penman-Monteith, durante o período estudado na CNWR, CA – EUA, nos anos de 2007 e 2008.

5.2.3 – Variação diurna e fechamento do balanço de energia na Área II (CNWR, CA – EUA)

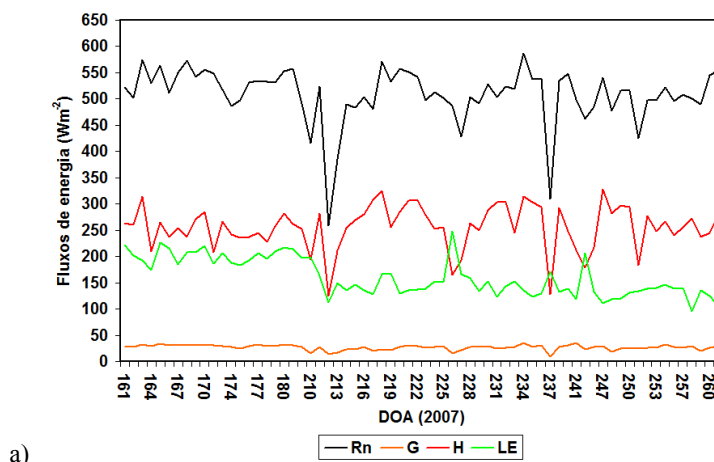
A Tabela 23 contém os parâmetros estatísticos das médias diárias (média de 24 horas) dos fluxos de energia sobre a vegetação tamarisk no período estudado do ano de 2007 (do DOA 161 ao DOA 261), utilizando a técnica das correlações turbulentas. Foi escolhido esse período devido ao fato de não conter falhas nos dados coletados. A média diária do saldo de radiação (R_n) foi de $508,8 \text{ Wm}^{-2}$ com os valores mínimos e máximos variando de $258,6$ a $587,1 \text{ Wm}^{-2}$, respectivamente, e desvio padrão de $54,5 \text{ Wm}^{-2}$. O fluxo de calor no solo (G) apresentou valor médio diário de $26,8 \text{ Wm}^{-2}$ com valores máximos e mínimos de $35,1$ e $9,9 \text{ Wm}^{-2}$, respectivamente, e um desvio padrão de $5,0 \text{ Wm}^{-2}$. A maior porção do R_n foi convertida em calor sensível (H), alcançando valores médios diários de $255,9 \text{ Wm}^{-2}$, máximos e mínimos diários de $328,2$ e $125,2 \text{ Wm}^{-2}$, respectivamente, e desvio padrão de $42,3 \text{ Wm}^{-2}$. A média diária do fluxo de calor latente (LE) foi de $160,9 \text{ Wm}^{-2}$ com os valores máximos e mínimos variando de $247,2$ a $94,8 \text{ Wm}^{-2}$, com um desvio padrão de

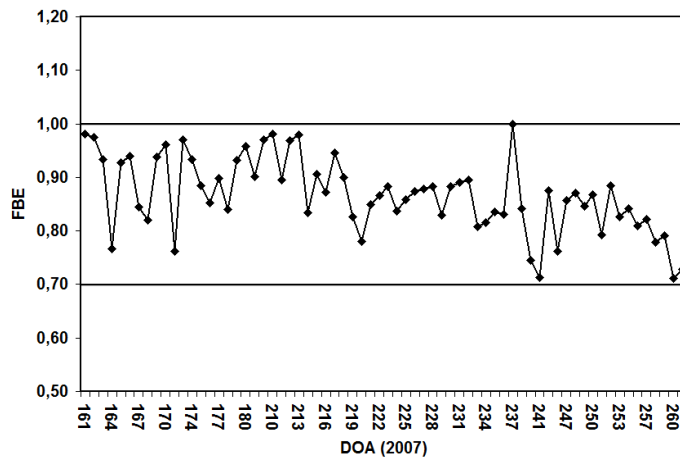
36,3 Wm^{-2} . Esses resultados evidenciam que a maior parte do saldo de radiação foi utilizada no processo de aquecimento do ar, através do fluxo de calor sensível. Na Figura 25a podem-se observar os comportamentos dos fluxos de energia à superfície obtida pela técnica das correlações turbulentas.

O mais critério importante para avaliar a qualidade das medições dos fluxos de energia estimados pelo método das correlações turbulentas é o fechamento do balanço de energia (Lee et al., 2004; Leuning et al., 2005; Yao et al., 2008). O *FBE* sobre a vegetação tamarisk, no CNWR durante os dias estudados no ano de 2007, variou entre 0,71 e 1,0 com valor médio de 0,87 (Figura 25b), o que pode ser considerado um bom resultado, apresentando concordância com os estudos de Stannard et al. (1994) e Twine et al. (2000).

Tabela 23: Parâmetros estatísticos das médias diárias dos fluxos de energia sobre a vegetação tamarisk no período estudado do ano de 2007 em CNWR, CA – EUA.

	Média	Máximo	Mínimo	Desvio padrão
R_n (Wm^{-2})	508,8	587,1	258,6	54,5
G (Wm^{-2})	26,8	35,1	9,9	5,0
H (Wm^{-2})	255,9	328,2	125,2	42,3
LE (Wm^{-2})	160,9	247,2	94,8	36,3





b) **Figura 25:** Média diária dos fluxos de energia (a) e fechamento do balanço de energia (b) para os dias estudados na área experimental de CNWR para o ano de 2007.

5.2.4 – Evapotranspiração real da vegetação tamarisk (CNWR, CA – EUA)

Na Tabela 24 estão apresentados os valores da ET_r média diária para o período de 1º de março a 31 de outubro, período em que a temperatura do ar é superior a 0°C e que as plantas estão em desenvolvimento, para os anos de 2007 e 2008, da cultura da alfafa e vegetação tamarisk com diferentes densidades, juntamente com a ET_0 sobre grama e alfafa. A ET_0 da alfafa apresentou os maiores valores nos dois anos estudados, seguido pela ET_0 da grama. A ET_r da alfafa para o ano de 2008 ($6,6 \text{ mmdia}^{-1}$) foi superior que a de 2007 ($4,8 \text{ mmdia}^{-1}$).

Na Tabela 24 é possível identificar a ET_r da vegetação tamarisk com diferentes densidades. A torre Slitherin (com maior densidade) apresentou os maiores valores de ET_r , seguido pelas torres de Swamp e Diablo. Estes resultados estão em concordância com os estudos desenvolvidos por Nagler et al. (2008) para a região estudada utilizando sensoriamento remoto e torres micrometeorológicas. Nagler et al. (2005) encontraram que a ET_r média diária da vegetação tamarisk foi de $3,96 \text{ mmdia}^{-1}$, indicando concordância com

os resultados obtidos nesse estudo para as torres micrometeorológicas instaladas no CNWR.

Tabela 24: Média sazonal (1º de março a 31 de outubro) da ET_0 e da ETr da vegetação tamarisk obtida para as diferentes torres instaladas na **Área II**, em 2007 e 2008, juntamente com a precipitação total.

Torre	ETr média	Precipitação Total	ETr média	Precipitação Total
	(mmdia^{-1})	(mm)	(mmdia^{-1})	(mm)
	(2007)	(2007)	(2008)	(2008)
ET_0 (alfafa)	5,8	37,3	7,2	15,6
ET_0 (grama)	4,8		6,8	
Alfafa	4,8		6,6	
Slitherin	3,2		4,1	
Swamp	2,2		2,8	
Diablo*			1,6	

* A torre micrometeorológica com o sistema da razão de Bowen de Diablo foi instalada em 2008.

Os valores anuais da ET_0 para alfafa e grama, assim como, a ETr da vegetação tamarisk obtida para as diferentes torres instaladas na área de estudo em 2007, estão apresentados na Tabela 25. A ETr da vegetação tamarisk, no ano de 2007, variou de 700 a 1100 mm/ano, a depender da densidade da vegetação. Os resultados concordam com os obtidos por Gay e Hartman (1982), Cleverly et al. (2002) e Devitt et al. (1998). A ETr da alfafa foi cerca de 1769,4 mm/ano, a ET_0 para alfafa e da grama foram 2130,1 mm/ano e 1734,2 mm/ano, respectivamente.

Tabela 25: Valores anuais da evapotranspiração de referência (ET_0) e da evapotranspiração real diária (ETr) obtida para as diferentes torres instaladas na **Área II**, em 2007

Torre	ETr (mm/ano) (2007)
ET ₀ (alfafa)	2130,1
ET ₀ (grama)	1734,2
Alfafa	1769,4
Slitherin	1096,2
Swamp	752,5

A distribuição temporal da ET_0 (grama) e ETr (alfafa e tamarisk) para a área experimental (Área II), nos anos de 2007 e 2008, é ilustrada nas Figuras 26a e 26b, respectivamente. Identifica-se na linha verde a alta variabilidade da ETr da alfafa devido aos cortes para a produção de ração animal; os valores mínimos correspondem ao período de cortes e os máximos correspondem aos período de máxima biomassa. O comportamento anual da ETr para a vegetação tamarisk está representado pelas linhas vermelho (Slitherin), marrom (Swamp) e laranja (Diablo). Conforme discutido anteriormente, os resultados concordam com os obtidos por Gay e Hartman (1982), Cleverly et al. (2002) e Devitt et al. (1998) que obtiveram valores da ETr da tamarisk variando entre 0 e 12 mmdia^{-1} .

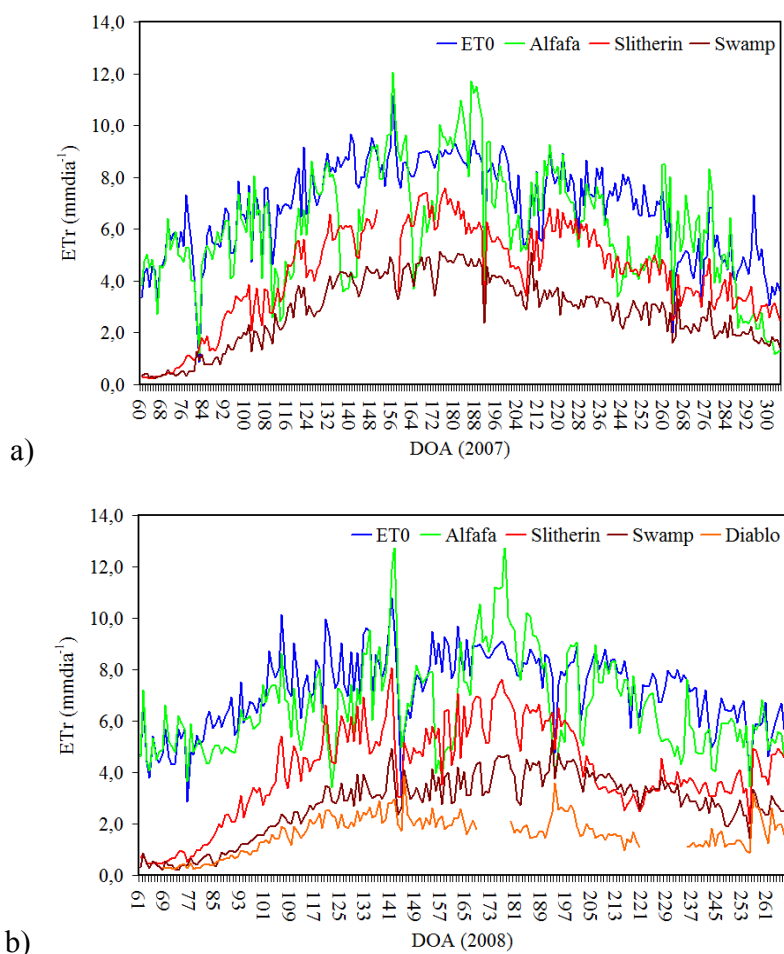


Figura 26: Distribuição temporal da ET_0 e ETr para a área experimental (Área II, CNWR, CA - EUA) para 2007 (a) e 2008 (b).

A Tabela 26 apresenta os valores estatísticos anuais da ETr (média, máximo e mínimo) para as diferentes torres instaladas na área de estudo. Em 2007 a alfafa mostrou ETr média, máxima e mínima de 4,8, 12,0 e 0,5 mm dia^{-1} , respectivamente, enquanto em 2008, a média foi de 5,7 mm dia^{-1} , máxima de 13,0 mm dia^{-1} e mínima de 0,7 mm dia^{-1} . Observa-se na referida tabela a concordância entre as diferentes densidades da vegetação tamarisk e as respectivas ETr , ou seja, a área com vegetação mais densa (Slitherin) apresentou os maiores valores médios para a ETr , 3,2 mm dia^{-1} (2007) e 3,4 mm dia^{-1} (2008).

Para a área de vegetação média (Swamp) obteve-se ETr média de $2,2 \text{ mmdia}^{-1}$ (2007) e $2,3 \text{ mmdia}^{-1}$ (2008). Na área de vegetação mais esparsa e rala (Diablo), cuja torre foi instalada em 2008, identificou-se ETr média de $1,6 \text{ mmdia}^{-1}$. A análise dos resultados mostra que em 2008 a ETr da área estudada foi superior que a de 2007 (Tabela 25).

Tabela 26: Valores estatísticos anuais da evapotranspiração real diária (ETr) para as diferentes torres instaladas na área de CNWR, CA – EUA, nos anos de 2007 e 2008

	2007			2008		
	Média (mmdia^{-1})	Máximo (mmdia^{-1})	Mínimo (mmdia^{-1})	Média (mmdia^{-1})	Máximo (mmdia^{-1})	Mínimo (mmdia^{-1})
Alfafa	4,8	12,0	0,5	5,7	13,0	0,7
Slitherin	3,2	7,6	0,1	3,4	8,1	0,3
Swamp	2,2	5,1	0,1	2,3	5,3	0,2
Diablo				1,6	3,9	0,2

A Figura 27 mostra a distribuição temporal da evapotranspiração real diária no período do dia de ordem do ano (DOA) 136 a 154 na torre Diablo sobre a vegetação tamarisk. Nesse período os sistemas da razão de Bowen e correlações turbulentas estiveram funcionando juntos na referida torre. Logo, como o sistema de correlações turbulentas é o único meio de medir diretamente os fluxos turbulentos de energia (calor sensível e latente), a comparação entre os resultados dos dois sistemas (razão de Bowen e correlações turbulentas) se tornou necessária, uma vez que para a validação dos resultados da ETr obtidas pelos algoritmos SEBAL e S-SEBI foram utilizados os valores obtidos pelo método da razão de Bowen. A ETr para os quatro diferentes locais onde as torres foram instaladas apresentou comportamento similar, com destaque para a semelhança entre as variações das linhas azul e vermelho, que representam a ETr medida pelos métodos da razão de Bowen e

correlações turbulentas, respectivamente, evidenciando a concordância entre os dois métodos.

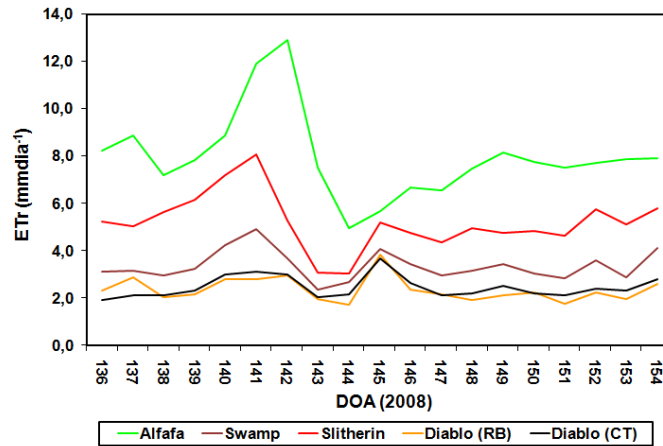


Figura 27: Comparação entre a evapotranspiração real diária (ETr) medida nas diferentes torres, medida pelas técnicas da razão de Bowen e correlações turbulentas na torre Diablo sobre a vegetação tamarisk, em 2008 (CNWR, CA – EUA).

5.2.5 – Comparação entre o SEBAL e S-SEBI para a Área II (CNWR, CA – EUA)

A Figura 28a contém os valores diários da ETr da vegetação tamarisk, medida na torre Slitherin com a razão de Bowen, assim como os valores estimados pelos algoritmos SEBAL e S-SEBI. A Figura 28b contém os valores diários da ETr da vegetação tamarisk, no CNWR (média das 3 torres instaladas na área) medido pela razão de Bowen, e os obtidos pelos algoritmos SEBAL e S-SEBI. Observa-se que, em geral, os valores estimados pelos algoritmos baseados em técnicas de sensoriamento remoto se mantiveram muito próximos dos valores medidos nas torres de fluxos. Os resultados concordam com os obtidos por Nagler et al. (2005), que obtiveram valores de ETr diária, utilizando imagens MODIS para o Rio Grande no Novo México, variando entre 4,0 e 5,0 mm dia^{-1} para a vegetação. O erro quadrático médio e o erro percentual médio, entre os valores da ETr diária medidos e os estimados pelo SEBAL foram de 0,4 mm dia^{-1} e 9,5%, respectivamente.

Enquanto que para os medidos e os estimados pelo S-SEBI foi de $0,5 \text{ mmdia}^{-1}$ e $10,6\%$, respectivamente. Os resultados evidenciam a aplicabilidade de ambos os métodos na obtenção da evapotranspiração real diária.

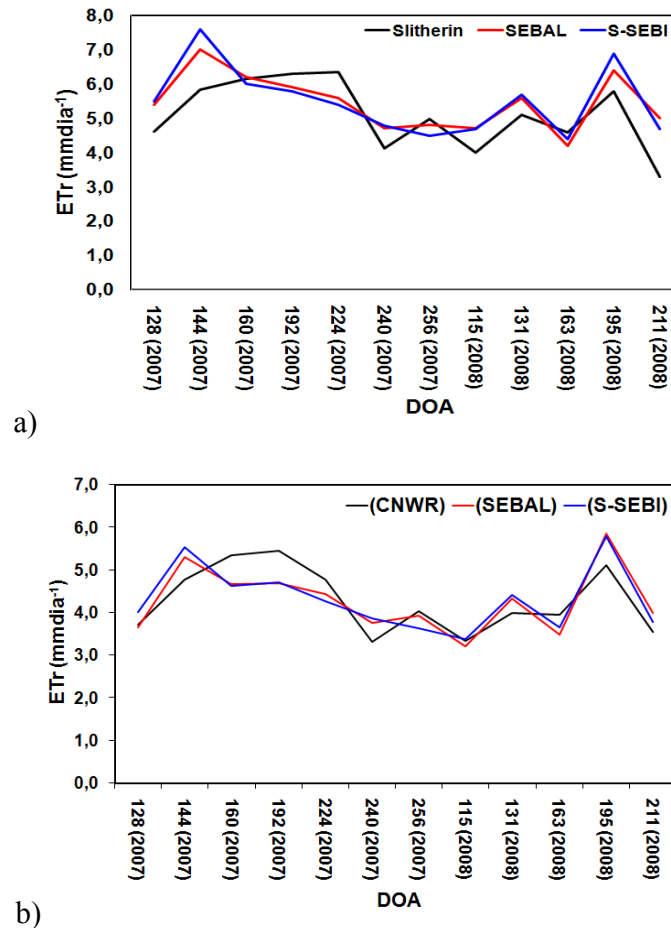


Figura 28: Comparação entre a ETr diária medida na torre Slitherin (razão de Bowen) com as estimadas pelos algoritmos SEBAL e S-SEBI (a) e entre a ETr média diária de CNWR (média das 3 torres) medida pela razão de Bowen com a ETr média diária estimada pelos algoritmos SEBAL e S-SEBI (média de todos os pixels dentro da área de CNWR) (b).

As Figuras 29a e 29b mostram a comparação entre a ETr diária estimada pelo SEBAL versus a estimada pelo S-SEBI para o local da torre Slitherin e para toda a área da CNWR (média de todos os pixels dentro da área). O algoritmo S-SEBI, mesmo sendo constituído de uma metodologia mais simples em relação ao SEBAL, quando da obtenção

dos fluxos de calor sensível e latente, apresentou resultados semelhantes ao SEBAL na obtenção da ETr diária, mostrando forte correlação com este ($r^2 = 0,93$). Estes resultados estão em concordância com Weligepolage (2005) que evidenciam a aplicabilidade do S-SEBI para regiões onde não existem redes de estações meteorológicas bem distribuídas, uma vez que o mesmo só depende de informações da temperatura do ar no momento da passagem do satélite, o que pode ser substituído pela temperatura do píxel frio (Roerink et al., 2000).

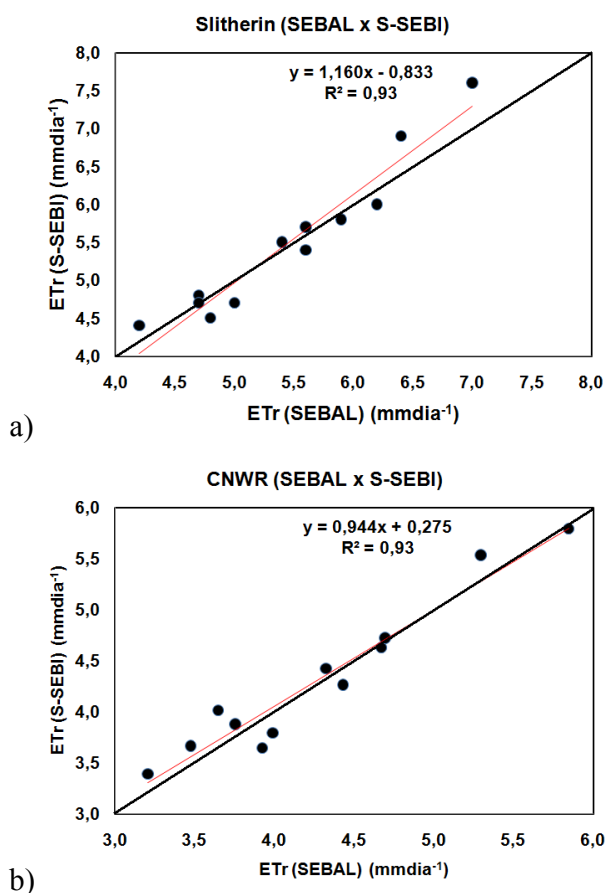


Figura 29: Comparação entre a ETr diária estimada pelo SEBAL versus a estimada pelo S-SEBI para a localização da torre Slitherin (a) e para toda a área de CNWR (média obtida utilizando todos os pixels dentro da área) (b).

Os valores estatísticos (média, mediana e desvio padrão) da variação espacial da ETr diária sobre o CNWR estão apresentados na Tabela 27. Os resultados estatísticos comprovam a concordância entre os resultados obtidos pelos algoritmos, haja vista que a média, mediana e desvio padrão dos valores da ETr diária para toda a área de CNWR apresentaram o mesmo comportamento, com valores muito próximos. Resultados similares foram encontrados por Weligepolage (2005).

Tabela 27: Estatísticas da variação espacial da ETr diária da vegetação tamarisk, sobre o CNWR, nos anos de 2007 e 2008

DOA	ETr SEBAL (mmdia ⁻¹)			ETr S-SEBI (mmdia ⁻¹)		
	Média	Mediana	Desvio padrão	Média	Mediana	Desvio padrão
128 (2007)	3,64	3,72	1,29	4,00	4,04	1,00
144 (2007)	5,29	5,45	1,38	5,52	5,63	1,35
160 (2007)	4,67	4,82	1,39	4,62	4,70	1,14
192 (2007)	4,69	4,91	1,20	4,71	4,87	0,94
224 (2007)	4,42	4,63	1,08	4,26	4,39	0,91
240 (2007)	3,75	3,92	0,97	3,87	4,01	0,87
256 (2007)	3,92	4,08	0,80	3,64	3,71	0,79
115 (2008)	3,20	3,25	1,14	3,38	3,36	1,04
131 (2008)	4,32	4,41	1,18	4,41	4,47	1,14
163 (2008)	3,47	3,53	1,06	3,66	3,63	1,02
195 (2008)	5,84	6,02	0,93	5,78	5,96	1,00
211 (2008)	3,98	4,15	1,10	3,78	3,96	1,01

As Figuras 30 a 41 mostram a distribuição espacial da ETr diária, obtida pelo SEBAL e S-SEBI, para toda a Área II (CNWR) estudada, nos diferentes dias do ano. É possível identificar a grande concordância entre os algoritmos na obtenção da distribuição espacial da ETr , pois o comportamento que se vê nos resultados obtidos pelo SEBAL pode ser visto nos obtidos pelo S-SEBI para todos os dias estudados. É possível identificar nas imagens as áreas com diferentes densidades de vegetação tamarisk. As áreas em azul e verde escuro apresentam valores de ETr iguais ou superiores a 5 mm dia^{-1} , o que representa vegetação tamarisk densa. As áreas em cinza escuro e verde claro têm ETr variando entre 2 e 5 mm dia^{-1} , representando as áreas de vegetação de médio porte e as áreas em cinza claro ou bege representam vegetação de baixo porte e esparsa e/ou solo exposto, a exemplo de áreas de queimadas e deserto, com ETr inferior a 2 mm dia^{-1} .

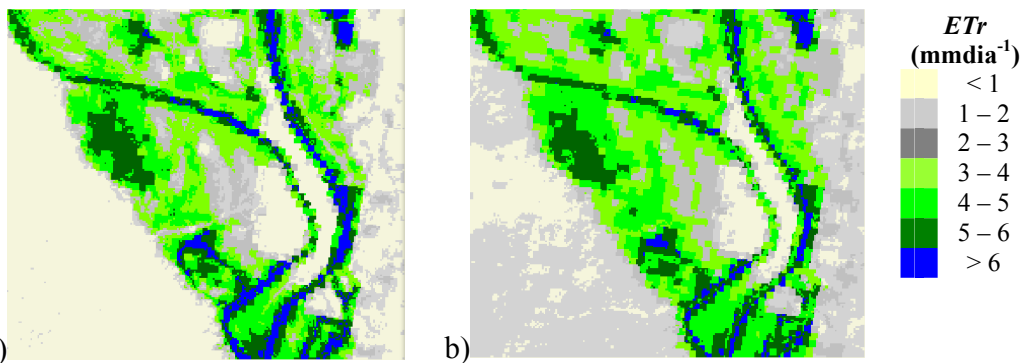


Figura 30: Distribuição espacial da ETr de CNWR para o DOA 128 (2007) obtida pelos algoritmos SEBAL (a) e S-SEBI (b).

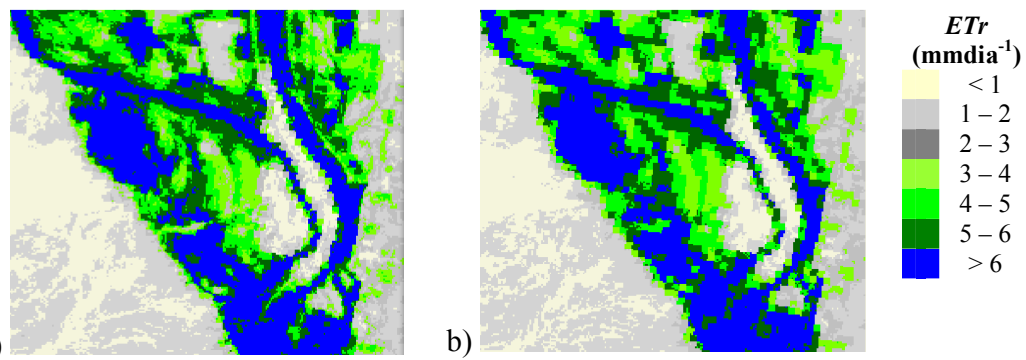


Figura 31: Distribuição espacial da ETr de CNWR para o DOA 144 (2007) obtida pelos algoritmos SEBAL (a) e S-SEBI (b).

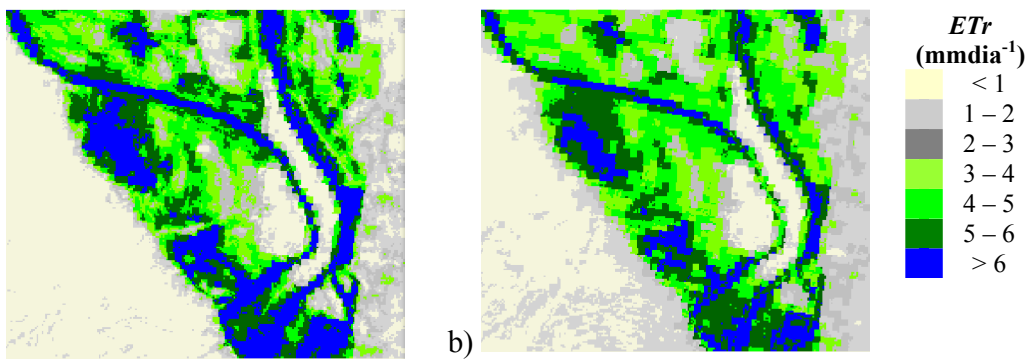


Figura 32: Distribuição espacial da ETr de CNWR para o DOA 160 (2007) obtida pelos algoritmos SEBAL (a) e S-SEBI (b).

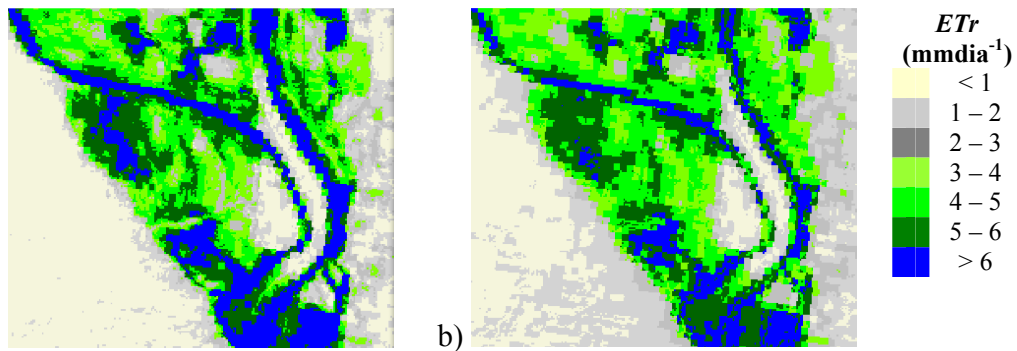


Figura 33: Distribuição espacial da ETr de CNWR para o DOA 192 (2007) obtida pelos algoritmos SEBAL (a) e S-SEBI (b).

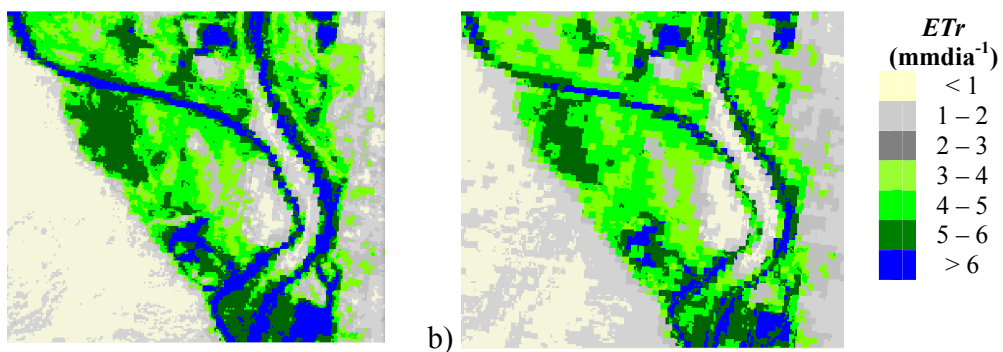


Figura 34: Distribuição espacial da ETr de CNWR para o DOA 224 (2007) obtida pelos algoritmos SEBAL (a) e S-SEBI (b).

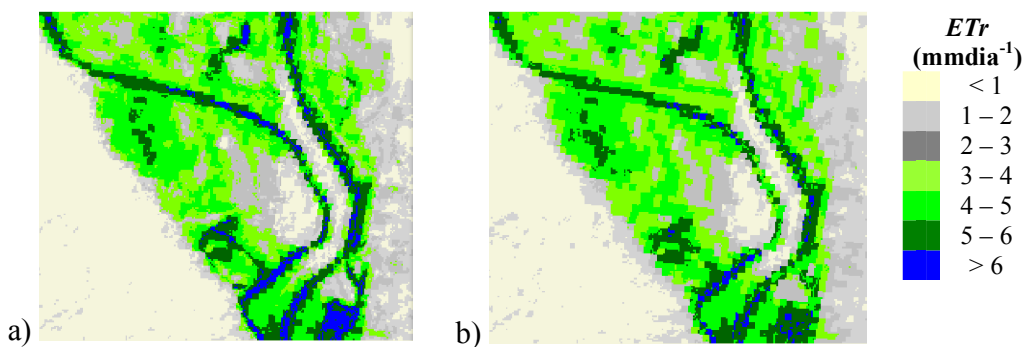


Figura 35: Distribuição espacial da ETr de CNWR para o DOA 240 (2007) obtida pelos algoritmos SEBAL (a) e S-SEBI (b).

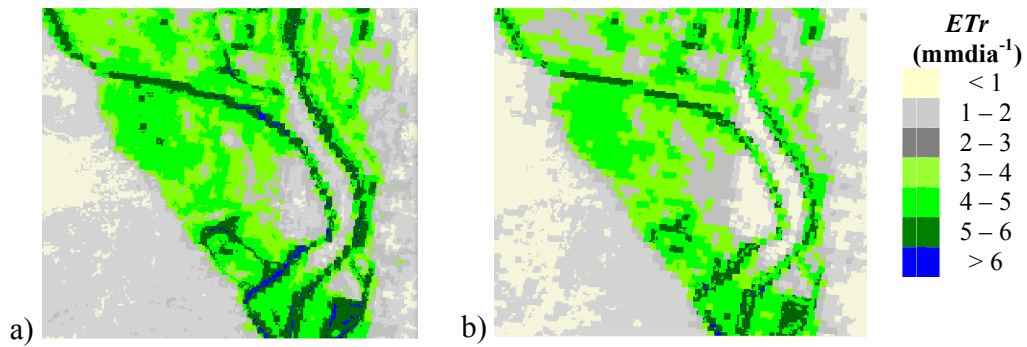


Figura 36: Distribuição espacial da ETr de CNWR para o DOA 256 (2007) obtida pelos algoritmos SEBAL (a) e S-SEBI (b).

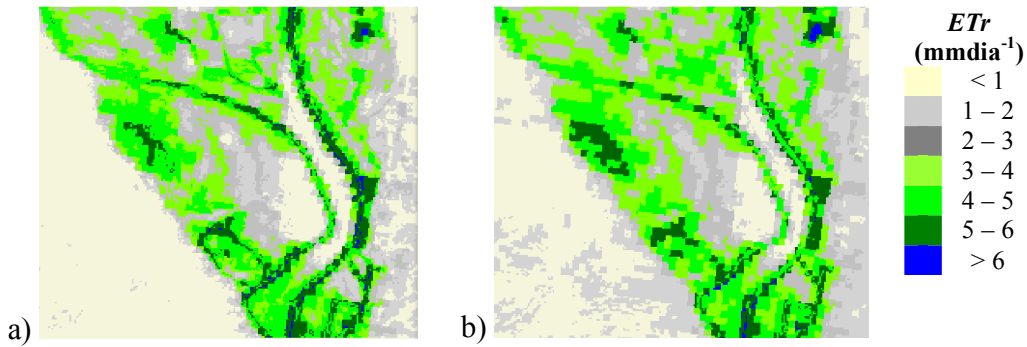


Figura 37: Distribuição espacial da ETr de CNWR para o DOA 115 (2008) obtida pelos algoritmos SEBAL (a) e S-SEBI (b).

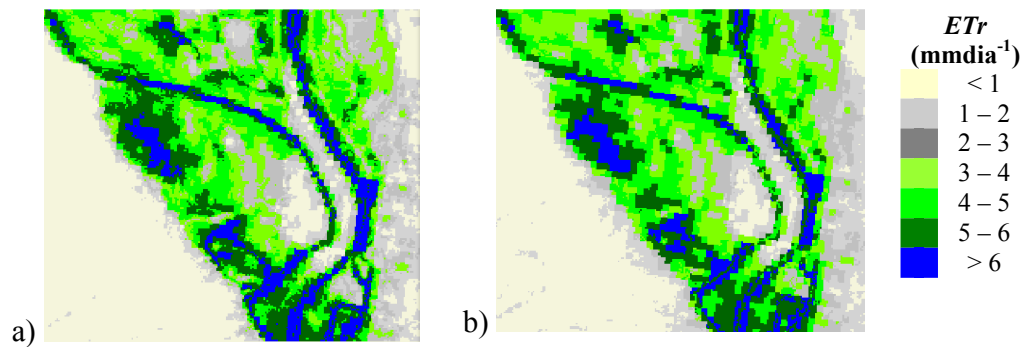


Figura 38: Distribuição espacial da ETr de CNWR para o DOA 131 (2008) obtida pelos algoritmos SEBAL (a) e S-SEBI (b).

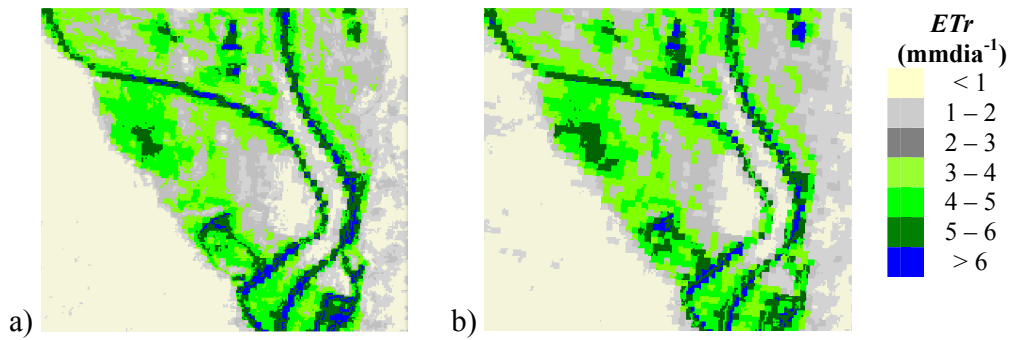


Figura 39: Distribuição espacial da ETr de CNWR para o DOA 163 (2008) obtida pelos algoritmos SEBAL (a) e S-SEBI (b).

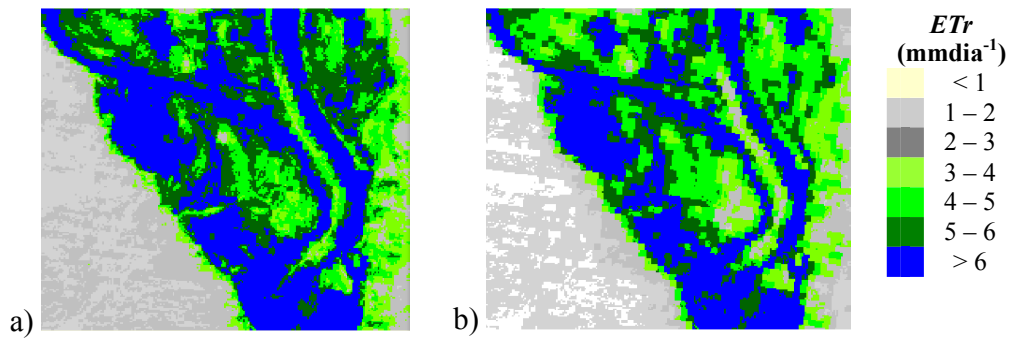


Figura 40: Distribuição espacial da ETr de CNWR para o DOA 195 (2008) obtida pelos algoritmos SEBAL (a) e S-SEBI (b).

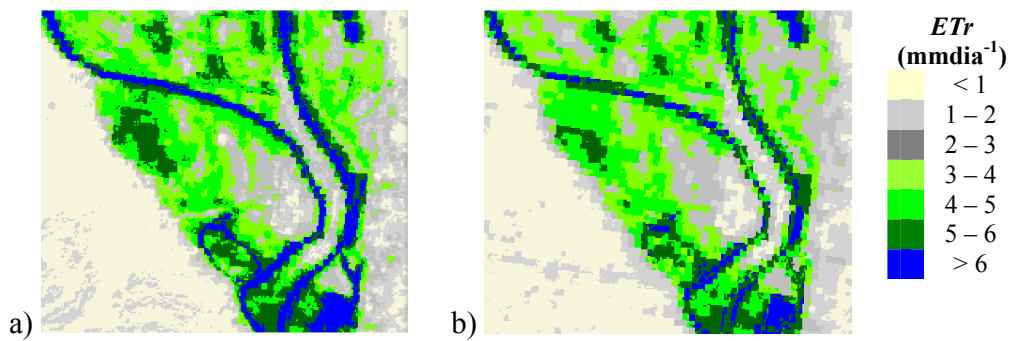
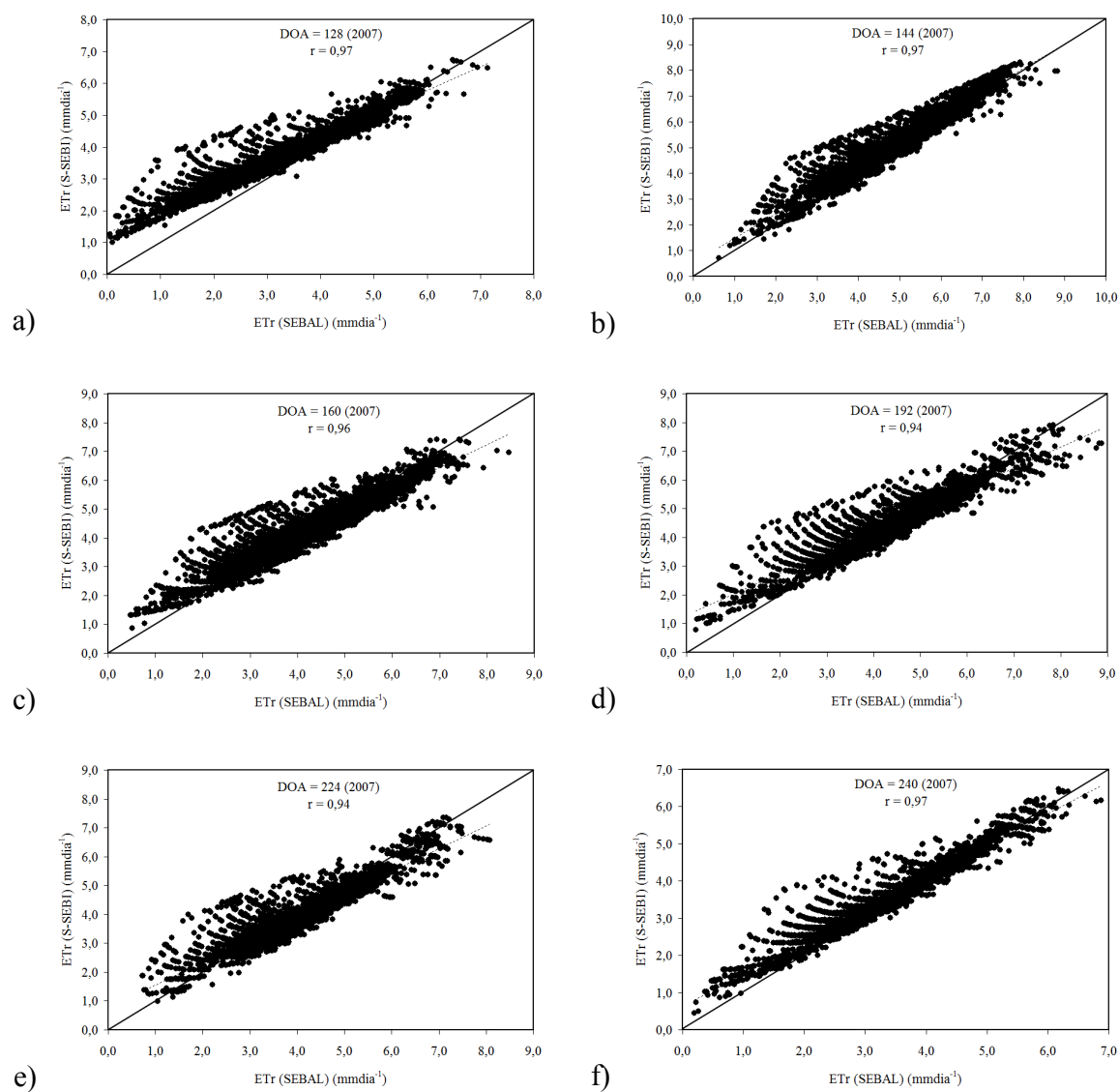


Figura 41: Distribuição espacial da ETr de CNWR para o DOA 211 (2008) obtida pelos algoritmos SEBAL (a) e S-SEBI (b).

A Figura 42 apresenta as correlações existentes entre as estimativas da ETr diária, de cada pixel existentes nas Figuras 30 a 41, obtidas pelos algoritmos SEBAL e S-SEBI, juntamente com o seu referido coeficiente de correlação (r). Observa-se que, em geral, o coeficiente de correlação foi igual ou superior a 0,94, o que evidencia a forte correlação entre os dois métodos na obtenção da ETr . Estes resultados concordam com Santos et al. (2007) que obtiveram resultados similares na aplicação dos algoritmos SEBAL e S-SEBI para a cultura da banana.



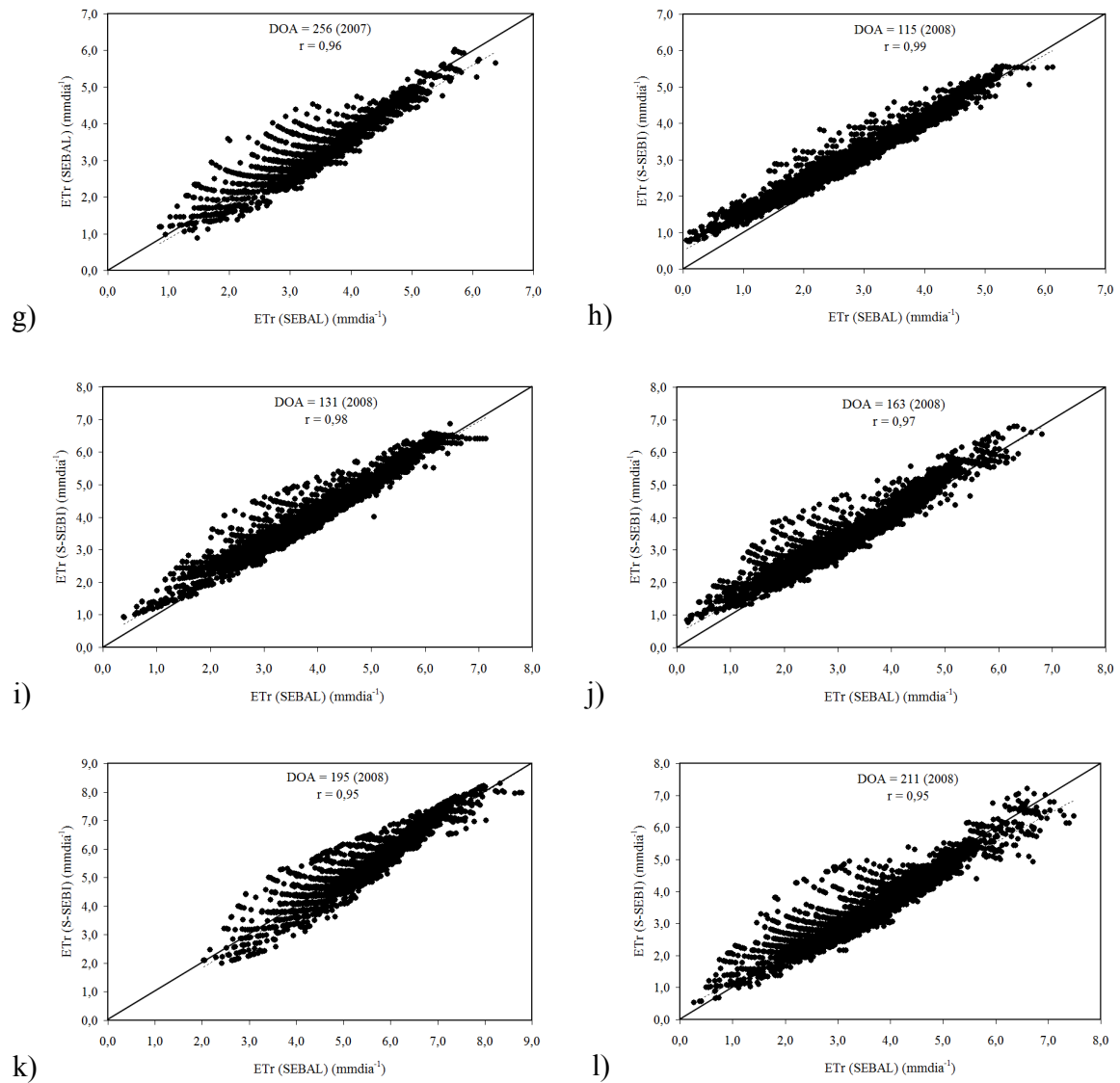


Figura 42: Comparação entre a ETr diária de todos os pixels das imagens obtida pelos algoritmos SEBAL e S-SEBI.

6 – CONCLUSÕES

6.1 – Conclusões para a Área I (Fazenda Frutacor, Quixeré – CE, Brasil)

- Evidenciou-se forte advecção e temperatura do ar com altos valores durante o dia e baixos valores à noite, durante a estação seca.
- A velocidade do vento se apresenta como o componente de maior influência na obtenção da ET_0 na estação seca, seguido pela umidade relativa. Na estação chuvosa, há forte influência da velocidade do vento na ET_0 seguido pelos parâmetros umidade relativa e temperatura do ar.
- Os valores do saldo de radiação, em ambas as estações, são similares. A maior parte de R_n é convertida em calor latente independente da estação. A diferença na partição de energia é distinta em ambas as estações. Na estação seca, os fluxos de calor sensível e latente têm similar ordem de magnitude. No entanto, na estação chuvosa, o fluxo de calor latente é maior que o fluxo de calor sensível durante o período diurno. O fluxo de calor no solo varia bastante durante o dia na estação seca, e apresenta menores valores durante a estação chuvosa, devido à maior incidência de nuvens sobre a área estudada.
- O fechamento do balanço de energia, pelo método das correlações turbulentas para a cultura da banana, evidenciou a aplicabilidade da técnica para áreas irrigadas, mostrando resultados similares aos obtidos nos diferentes estudos disposto na bibliografia.
- Na estação chuvosa existe alta variabilidade e sensibilidade da ETr , medida pela técnica das correlações turbulentas.

- Identificou-se que a cobertura de nuvens não está relacionada com a estabilidade da fração evaporativa. Os desvios padrão da Λ têm fraca relação com os parâmetros meteorológicos nos dias nublados. Nos dias de céu claro, mostra melhores resultados, mas ainda com fraca correlação entre os resultados. Existe uma moderada relação entre a Λ pela manhã e a Λ diurna, mostrando melhores resultados para a relação entre Λ ao meio-dia e a Λ diurna. As implicações desses resultados para aplicações de sensoriamento remoto são que é indiferente se a passagem do satélite ocorre pela manhã (por exemplo, Landsat) ou à tarde (por exemplo, NOAA/AVHRR) devido ao fato dos resultados terem mostrado resultados similares, para a área estudada.
- A ET_r diária estimada pelo SEBAL versus a estimada pelo S-SEBI, apresenta forte correlação, evidenciando a aplicabilidade do S-SEBI para regiões onde não existe uma bem distribuída rede de estações meteorológicas, uma vez que o mesmo só depende de informações da temperatura do ar no momento da passagem do satélite.

6.2 – Conclusões para a Área II (CNWR, Baixo Rio Colorado – CA, EUA)

- A velocidade do vento evidenciou características de forte advecção, sendo que a maior variação na velocidade média diária do vento ocorre no período mais frio do ano. No clima desértico da região estudada, a temperatura do ar é elevada durante o dia e baixa à noite.
- A radiação solar é o componente de maior influência na obtenção da ET_0 , seguido pela temperatura do ar, DPV e umidade relativa, evidenciando a diferença entre a influência dos parâmetros meteorológicos na ET_0 , nas diferentes regiões estudadas.

- Dos fluxos de energia sobre a vegetação tamarisk, a maior porção do R_n foi convertida em calor sensível, utilizada no processo de aquecimento do ar.
- O fechamento do balanço de energia, obtido pelo método das correlações turbulentas para a vegetação tamarisk, evidenciou a aplicabilidade da técnica para florestas, mostrando resultados similares aos obtidos nos diferentes estudos disposto na bibliografia.
- Há diferentes padrões da temperatura do solo para as diferentes densidades da vegetação tamarisk.
- As taxas de ETr da vegetação tamarisk apresenta diferentes densidades.
- As estimativas pelos algoritmos SEBAL e S-SEBI são similares aos valores medidos em torres de fluxos. O baixo erro quadrático médio entre os valores da ETr diária medidos e os estimados pelo SEBAL e S-SEBI evidenciam a aplicabilidade de ambos os métodos na obtenção da evapotranspiração real diária.
- A ETr diária estimada pelo SEBAL versus a estimada pelo S-SEBI apresenta forte correlação, evidenciando a aplicabilidade do S-SEBI para regiões onde não existe uma bem distribuída rede de estações meteorológicas, uma vez que o mesmo só depende de informações da temperatura do ar no momento da passagem do satélite.

7 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABDELGHANI, C.; HOEDJES, J. C. B.; RODRIQUEZ, J. C.; WATTS, C. J.; GARATUZA, J.; JACOB, F.; KERR, Y. H. Using remotely sensed data to estimate area-averaged daily surface fluxes over a semi-arid mixed agricultural land. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 148, p. 330-342, 2008.

AHMAD, M. D.; TURRAL, H.; NAZEER, A. Diagnosing irrigation performance and water productivity through satellite remote sensing and secondary data in a large irrigation system of Pakistan. **Agricultural Water Management**, v. 96, p. 551-564, 2009.

AKBARI, M.; TOOMANIAN, N.; DROOGERS, P.; BASTIAANSSEN, W. G. M.; GIESKE, A. Monitoring irrigation performance in Esfahan, Iran, using NOAA satellite imagery. **Agricultural Water Management**, v. 88, 99-109 p., 2007.

ALI, S.; GHOSH, N. C.; SINGH, R. Evaluating best evaporation estimate model for water surface evaporation in semi-arid region, India. **Hydrological Processes**, v. 22, p. 1093-1106, 2008.

ALLEN, R. G. Assessing integrity of weather data for use in reference evapotranspiration estimation. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v.122, 97–106 p., 1996.

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

ALLEN, R.; TASUMI, M.; TREZZA, R. **SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land) – Advanced Training and Users Manual** – Idaho Implementation, version 1.0, 2002.

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

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

ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; MORSE, A.; TREZZA, R.; WRIGHT, J. L.; BASTIAANSEN, W. G. M.; KRAMBER, W.; LORITE, I.; ROBISON, C. W. Satellite-Based Energy Balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration (METRIC) – Applications. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, ASCE, 395-406 p., 2007b.

ALVES, E. J. **A cultura da banana: aspectos técnicos, sócioeconômicos e agroindustriais**. Brasília: EMBRAPA-SPI; Cruz das Almas: EMBRAPA CNPMF, 1997. 585 p.

ARYA, S. P. **Introduction to Micrometeorology**. San Diego-California: Academic Press, 1988.

AUBINET, M.; HEINESCH, B.; YERNAUX, M. Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests: The EUROFLUX methodology. **Advances in Ecological Research**, v. 30, p. 113–175, 2000.

BALDOCCHI, D. D.; MEYERS, T. P. A spectral and lag-correlation analysis of turbulence in a deciduous forest canopy. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 45, p. 31-58, 1988.

BASSOI, L. H.; SILVA, J. A. M.; SILVA, E. E. G.; RAMOS, C. M. C.; SEDIYAMA, G. C. Guidelines for irrigation scheduling of banana crop in São Francisco valley, Brazil – root distribution and activity. **Revista Brasileira de Fruticultura**, v. 26, p. 459-463, 2004.

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

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

BASTIAANSEN, W. G. M.; PELGRUM, H.; WANG, J.; MA, Y.; MORENO, J. F. ROENRINK, G. J. VAN DER WAL, T. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) 2. Validation. **Journal of Hydrology**, v. 212–213, p.213-229. 1998b.

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

BASTIAANSSEN, W. G. M.; BANDARA, K. M. P. S. Evaporative depletion assessments for irrigated watersheds in Sri Lanka. **Irrigation Science**, v. 21, p. 1-15, 2001.

BASTIAANSSEN, W. G. M.; UD-DIN-AHMED, M.; CHEMIN, Y. Satellite surveillance of water use across the Indus Basin. **Water Resources Research**, v. 38, p. 1273-1282, 2002.

BASTIAANSSEN, W. G. M.; CHANDRAPALA, L. Water balance variability across Sri Lanka for assessing agricultural and environmental water use. **Agricultural Water Management**. V. 58 p.171-192, 2003.

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

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

BEZERRA, M. V. C. Balanço de Energia em Áreas Irrigada Utilizando Técnicas de Sensoriamento Remoto. 108f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Departamento de Ciências Atmosféricas, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande-PB, 2004.

BORONINA, A.; RAMILLIEN, G. Application of AVHRR imagery and GRACE measurements for calculation of actual evapotranspiration over the Quaternary aquifer

(Lake Chad basin) and validation of groundwater models. **Journal of Hydrology**, v. 348, p. 98-109, 2008.

BOWEN, I. S. The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. **Physical Review**, v. 27, p. 779-787, 1926.

BRUNEL, J.; IHAB, J.; DROUBI, A. M.; SAMAAAN, S. Energy budget and actual evapotranspiration of an arid oasis ecosystem: Palmyra (Syria). **Agricultural Water Management**, v.84, p. 213-220, 2006.

BRUNNER, P.; LI, H. T.; KINZELBACH, W.; LI, W. P.; DONG, X. G. Extracting phreatic evaporation from remotely sensed maps of evapotranspiration. **Water Resources Research**, v. 44, W08428, doi:10.1029/2007WR006063, 2008.

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

CELLIER, P.; BRUNET, Y. Flux–gradient relationships above tall plant canopies. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 58, p. 93–117, 1992.

CHANDER, G.; MARKHAM, B. Revised Landsat-5 TM Radiometric Calibration Procedures and Postcalibration Dynamic Ranges. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 41, p. 2674-2677, 2003.

CHAVEZ, J. L.; NEALE, C. M. U.; HIPPS, L. E.; PRUEGER, J. H.; KUSTAS, W. P. Comparing Aircraft-Based Remotely Sensed Energy Balance Fluxes with Eddy Covariance Tower Data Using Heat Flux Source Area Functions. **Journal of Hydrometeorology**, v. 6, p. 923-940, 2005.

CHEMIN, Y.; PLATONOV, A.; UL-HASSAN, M.; ABDULLAEV, I. Using remote sensing data for water depletion assessment at administration and irrigation-system levels: case study of the Ferghana Province of Uzbekistan. **Agricultural Water Management**, v. 64, p. 183-196, 2004.

CLEVERLY, J. R.; DAHM, C. N.; THIBAUT, J. R.; GILROY, D. J.; COONROD, J. E. A. Seasonal estimates of actual evapotranspiration from *Tamarix ramossissima* stands using three-dimensional eddy covariance. **Journal of Arid Environments**, v. 52, p. 181-197, 2002.

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

COURALT, D.; SEGUIM, B.; OLIOSO, A. Review to estimate Evapotranspiration from remote sensing data: some examples from the simplified relationship to the use of mesoscale atmospheric models. ICID Workshop on Remote Sensing of ET for Large Regions, 17 Sept., 2002.

CRAGO, R. D. Comparison of the evaporative fraction and Priestly–Taylor for the parameterizing daytime evaporation. **Water Resources Research**, v. 32, p. 1403–1409, 1996a.

CRAGO, R. D. Conservation and variability of the evaporative fraction during the daytime. **Journal of Hydrology**, v. 180, p. 173–194, 1996b.

CRAGO, R.; BRUTSAERT, W. Daytime evaporation and the self-preservation of the evaporative fraction and the Bowen ratio. **Journal of Hydrology**, v. 178, p. 241–255, 1996.

CULF, A. D.; FOKEN, T.; GASH, J. H. C. The energy balance closure problem. P. 159–166 in KABAT, P.; CLAUSSEN, M.; DIRMEYER, P. A.; GASH, J. H. C.; GUENNI, L. B.; MEYBECK, H.; PIELKE, R. A.; VÖRÖSMARTY, C.; HUTJES, R. W. A.; LÜTKEMEIER, S. Editors. *Vegetation, water, humans and the climate. A new perspective on an interactive system*. Springer, Berlin, Germany, 2004.

DAHM, C. N.; CLEVERLY, J. R.; COONROD, J. E. A.; THIBAUT, J. R.; MCDONNELL, D. E.; GILROY, D. F. Evapotranspiration at the land/water interface in a semi-arid drainage basin. **Freshwater Biology**, v. 87, p. 831-843, 2002.

DAVENPORT, D. C.; MARTIN, P. A.; HAGEN, R. M. Evapotranspiration from riparian vegetation: water relations and irrecoverable losses for saltcedar. **Journal of Soil and Water Conservation**, v. 37, p. 233-236, 1982.

DE BRUIN, H. A. R.; VAN DEN HURK, B. J. J. M.; KOHSIEK, W. The scintillation method tested over a dry vineyard area. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 76, p. 25-40, 1995.

DEVITT, D.; SALA, A.; MACE, K.; SMITH, S. The effect of applied water on the water use of saltcedar in a desert riparian environment. **Journal of Hydrology**, v. 192, p. 233-246, 1997.

DEVITT, D.; SALA, A.; SMITH, S.; CLEVERLY, J.; SHAULIS, L.; HAMMETT, R. Bowen ratio estimates of evapotranspiration for *Tamarix ramossissima* stands on the Virgin River in southern Nevada. **Water Resources Research**, v. 34, p. 2407-2414, 1998.

DEVORE, J. L. **Probability and Statistics for Engineering and Sciences**. Enhanced Review Edition, 7th Edition, p. 768, 2008.

DI PACE, F. T. Estimativa do Balanço de Radiação à Superfície Terrestre Utilizando Imagens TM-Landsat 5 e Modelo de Elevação Digital. 120f. Tese (Doutorado em Recursos Naturais). Programa de Pós-graduação em Recursos Naturais, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande-PB, 2004.

DINGMAN, S. L. **Physical Hydrology**, Macmillan College Publishing co., New York USA, 2002.

EUGSTER, W.; SENN, W. A cospectral correction for measurement of turbulent NO₂ flux. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 74, p. 321–340, 1995.

FAN, L.; LIU, S.; BERNHOFER, C.; LIU, H.; BERGER, F. H. Regional land surface energy fluxes by satellite remote sensing in the Upper Xilin River Watershed (Inner Mongolia, China). **Theoretical and Applied Climatology**, v. 88, p. 231-245, 2007.

FAO. FAOSTAT: Production: ProdSTAT: Crops. Disponível em <http://faostat.fao.org>. Acesso em 21 de abril de 2009.

FARAH, H. O.; BASTIAANSSEN, W. G. M.; FEDDES, R. A. Evaluation of the temporal variability of the evaporative fraction in a tropical watershed. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 5, p. 129-140, 2004.

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

FOKEN, T. The Energy Balance Closure Problem: An Overview. **Ecological Applications**, v. 18, p. 1351–1367, 2008.

FOKEN, T.; ONCLEY, S. P.. Results of the workshop “Instrumental and methodological problems of land surface flux measurements”. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 76, p. 1191–1193, 1995.

FONTANA, D. C.; BERLATO, M. A.; BERGAMASCHI, H. Balanço de energia em soja irrigada e não irrigada. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.3, n.26, p.403-410, 1991.

GAO, Y.; LONG, D.; LI, Z. L. Estimation of daily actual evapotranspiration from remotely sensed data under complex terrain over the upper Chao river basin in North China. **International Journal of Remote Sensing**, v. 29, p. 11, 3295-3315, 2008.

GARCÍA, M.; VILLAGARCÍA, L.; CONTRERAS, S.; DOMINGO, F.; PUIGDEFÁBREGAS, J. Comparison of Three Operative Models for Estimating the Surface Water Deficit using ASTER Reflective and Thermal Data. **Sensors**, v. 7, p. 860-883, 2007.

GAVILÁN, P.; BERENGENA, J. Accuracy of the Bowen ratio-energy balance method for measuring latent heat flux in a semiarid advective environment. **Irrigation Science**, v. 25, p. 127-140, 2007.

GAY, L. W.; FRITSCHEN, L. J. An energy budget analysis of water use by saltcedar. **Water Resources Research**, v. 15, p. 1589-1592, 1979.

GAY, L.W.; HARTMAN, R.K. ET measurements over riparian saltcedar on the Colorado River. **Hydrology and Water Resources in Arizona and the Southwest**, v.12, p.133-139, 1982.

GIOLIA, B.; MIGLIETTA A, F.; MARTINO A, B. D.; HUTJESB, R. W. A.; DOLMAN, H. A. J.; LINDROTH, A.; SCHUMACHER, M.; SANZ, M. J.; MANCAG, G.; PERESSOTTI, A.; DUMASI, E. J. Comparison between tower and aircraft-based eddy covariance fluxes in five European regions. **Agriculture and Forest Meteorology**, v.127, p. 1–16, 2004.

GÓMEZ, M.; OLIOSSO, A.; SOBRINO, J. A.; JACOB, F. Retrieval of evapotranspiration over the Alpilles/ReSeDA experimental site using airborne POLDER sensor and thermal camera. **Remote Sensing of Environments**, v. 96, p. 399-408, 2005.

GU, S.; TANG, Y.; CUI, X.; DU, M.; ZHAO, L.; LI, Y.; XU, S.; ZHOU, H.; KATO, T.; QI, P.; ZHAO, X. Characterizing evapotranspiration over a meadow ecosystem on the Qinghai-Tibetan Plateau. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, D08118, doi:10.1029/2007JD009173, 2008.

HAFEEZ M. M.; CHEMIM, Y.; VAN DE GIESEN, N.; BOUMAN, B. A. M. Field Evapotranspiration in Central Luzon, Philippines, using Different Sensors: Landsat 7 ETM+, Terra Modis and Aster. In: Symposium on Geospatial theory, Processing and Applications, 2002, Ottawa, Canadá. **ANAIS...**

HALL, F. G.; HUENNRICH, K. F.; GOETZ, S. J.; SELLERS, P. J.; NICKESON, J. E. Satellite remote sensing of the surface energy balance: success, failures and unresolved issues in FIFE. **Journal of Geophysical Resources**, v.97, p. 19061–19089, 1992.

HALLDIN, S.; LINDROTH, A. Errors in net radiometry, comparison and evaluation of six radiometer designs. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 9, p. 762–783, 1992.

HATTORI, K. The transpiration rate of tamarisk riparian vegetation. MSc. Dissertation, Dept. Plant, Soils and Climate, Utah State University. Utah, 2004.

HEILMAN, J. L.; BRITTIN, C. L.; NEALE, C. M. U. Fetch requirements for Bowen ratio measurements of latent and sensible heat fluxes. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.44, p. 261–273, 1989.

HEMAKUMARA, H. M.; CHANDRAPALA, L.; MOENE, A. F. Evapotranspiration fluxes over mixed vegetation áreas measured from large aperture scintillometer. **Agriculture Water Management**. v. 58, p. 109-112, 2003.

HEUSINKVELD, B. G.; JACOBS, A. F. G.; HOLTSLAG, A. A. M.; BERKOWICZ, S. M. Surface energy balance closure in an arid region: role of soil heat flux. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 122, p. 21–37, 2004.

HØJSTRUP, J. A simple model for the adjustment of velocity spectra in unstable conditions downstream of an abrupt change in roughness and heat flux. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 21, p. 341–356, 1981.

HUETE, A. R. A soil adjusted vegetation index – SAVI. **Remote Sensing of Environment**, v. 25, p. 295–309, 1988.

KAIMAL, J. C.; FINNIGAN J. J. **Atmospheric Boundary Layer Flows: Their Structure and Management**, Oxford University Press, New York, 289 p., 1994.

KAIMAL, J. C.; WYNGAARD, J. C.; IZUMI, Y.; COTÉ, O. R. Spectral characteristics of surface layer turbulence. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 98, p. 563–589, 1972.

KARATAS, B. S.; AKKUZU, E.; UNAL, H. B.; ASIK, S.; AVCI, M. Using satellite remote sensing to assess irrigation performance in Water User Associations in the Lower Gediz Basin, Turkey. **Agricultural Water Management**, v. 96, p. 982-990, 2009.

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

LEE, X.; MASSMAN, W. J.; LAW, B. **Handbook of micrometeorology: a guide for surface flux measurement and analysis**. Kluwer, Dordrecht, The Netherlands, 2004.

LEUNING, R.; CLEUGH, H. A.; ZEGELIN, S. J.; HUGHES, D. Carbon and water fluxes over a temperate Eucalyptus forest and a tropical wet/dry savanna in Australia:

measurements and comparison with MODIS remote sensing estimates. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.129, p. 151–173, 2005.

LIEBETHAL, C.; FOKEN, T. Evaluation of six parameterization approaches for the ground heat flux. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 88, p. 43–56, 2007.

LIEBETHAL, C.; HUWE, B.; FOKEN, T. Sensitivity analysis for two ground heat flux calculation approaches. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 132, p. 253–262, 2005.

LIU, H.; PETERS, G.; FOKEN, T. New equations for sonic temperature variance and buoyancy heat flux with an omnidirectional sonic anemometer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 100, p. 459–468, 2001.

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

MACK, R. N.; SIMBERLOFF, D.; LONSDALE, W. M.; EVANS, H.; CLOUT, M.; BAZZAZ, F. A. Biotic invasions: causes, epidemiology, global consequences, and control. **Ecological Applications**, v. 10, p. 689-710, 2000.

MAUDER, M.; LIEBETHAL, C.; GÖCKEDE, M.; LEPS, J. P.; BEYRICH, F.; FOKEN, T. Processing and quality control of flux data during LITFASS-2003. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 121, p. 67–88, 2006.

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

MEYERS, T. P.; HOLLINGER, S. E. An assessment of storage terms in the surface energy of maize and soybean. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 125, p. 105–115, 2004.

MOHAMED, Y. A.; BASTIAANSEN, W. G. M.; SAVENNIJE, H. H. G. Spatial variability of evaporation and moisture storage in the swamps of the upper Nile studied by remote sensing techniques. **Journal of Hydrology**, v. 289, p.145-164, 2004.

MONTENEGRO, A. A. T.; GOMES, A. R. M.; MIRANDA, F. R.; CRISÓSTOMO, L. A. Evapotranspiração e coeficiente de cultivo da bananeira para a região litorânea do Ceará. **Revista Ciência Agronômica**, v. 39, p. 203-208, 2008.

MOORE, C. J. Frequency response corrections for eddy correlation systems. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 37, p. 17–35, 1986.

MOREIRA, R. S. **Banana**: teoria e prática de cultivo. Campinas: Fundação Cargill, 1997. 335 p.

MORSE, A.; TASUMI, M.; ALLEN, R. G.; KRAMBER, W. J. Application of the SEBAL Methodology for Estimating Consumptive Use of Water and Streamflow Depletion in the Bear River Basin of Idaho through Remote Sensing – Final Report. Idaho Department of Water Resources – University of Idaho, 2000.

NAGLER, P. L.; SCOTT, R. L.; WESTENBURG, C.; CLEVERLY, J. R.; GLENN, E. P.; HUETE, A. R. Evapotranspiration on western U.S. rivers estimated using the Enhanced Vegetation Index from MODIS and data from eddy covariance and Bowen ratio flux towers. **Remote Sensing of Environment**, v. 97, p. 337-351, 2005.

NAGLER, P. L.; GLENN, E. P.; DIDAN, K.; OSTERBERG, J.; JORDAN, F.; CUNNINGHAM, J. Wide-Area Estimates of Stand Structure and Water Use of *Tamarix* spp. On the Lower Colorado River: Implications for Restoration and Water Management Projects. **Restoration Ecology**, v. 16, p. 136-145, 2008.

NICHOLS, W. E.; CUENCA, R. H. Evaluation of the evaporative fraction for the parameterization of the surface energy balance. **Water Resources Research**, v. 29, p. 3681–3690, 1993.

NOBUHIRO, T.; SHIMIZU, A.; KABEYA, N.; TAMAI, K.; ITO, E.; ARAKI, M.; KUBOTA, T.; TSUBOYAMA, Y.; CHANN, S. Evapotranspiration during the late rainy season and middle of the dry season in the watershed of an evergreen forest area, central Cambodia. **Hydrological Processes**, v. 22, p. 1281-1289, 2008.

OHMURA, A. Objective criteria for rejecting data for Bowen ratio flux calculations. **Journal of Applied Meteorology**, v. 21, p. 595–598, 1982.

OLIPHANT, A. J.; GRIMMOND, C. S. B.; ZUTTER, H. N.; SCHMID, H. P.; SU, H. B.; SCOTT, S. L.; OFFERLE, B.; RANDOLPH, J. C.; EHMAN, J. Heat storage and energy balance fluxes for a temperate deciduous forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 126, p. 185–201, 2004.

PANIN, G. N.; TETZLAFF, G.; RAABE, A. Inhomogeneity of the land surface and problems in the parameterization of surface fluxes in natural conditions. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 60, p. 163–178, 1998.

PAUWELS, V. R. N.; TIMMERMANS, W.; LOEW, A. Comparison of the estimated water and energy budgets of a large winter wheat field during AgriSAR 2006 by multiple sensors and models. **Journal of Hydrology**, v. 349, p. 425-440, 2008.

PAYERO, J. O.; NEALE, C. M. U.; WRIGHT, J. L.; ALLEN, R. G. Guidelines For Validating Bowen Ratio Data. **Transactions of the ASAE**, v. 46, p. 1051-1060, 2003.

PEREIRA, A. R.; ANGELOCCI, L. R.; SENTELHAS, P. C. **Agrometeorologia Fundamentos e Aplicações Práticas**. Guaíba-RS: Livraria e Editora Agropecuária Ltda, 2002.

PEREZ, P. J.; CASTELLVI, F.; IBAÑEZ, M.; ROSELL, J. I. Assessment of reliability of Bowen ratio method for partitioning fluxes. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 97, p. 141–150, 1999.

PEREZ, P. J.; CASTELLVI, F.; MARTÍNEZ-COB, A. A simple model for estimating the Bowen ratio from climatic factors for determining latent and sensible heat fluxes. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 148, p. 25-37, 2008.

PIMENTEL, D.; MCNAIR, S.; JANECKA, J.; WIGHTMAN, J.; SIMMONDS, C.; O'CONNELL, C.; WONG, E.; RUSSEL, L.; ZERN, J.; AQUINO, T.; TSOMONDO, T. Economic and environmental threats of alien plant, animal, and microbe invasions. **Agriculture, Ecosystems and Environment**, v. 84, p. 1-20, 2001.

RAMOS, J. G.; CRATCHLEY, C. R.; KAY, J. A.; CASTERAD, M. A.; MARTÍNEZ-COB, A.; DOMÍNGUEZ, R. Evaluation of satellite evapotranspiration estimates using

ground-meteorological data available for the Flumen District in the Ebro Valley of N.E. Spain. **Agricultural Water Management**, v. 96, p. 638-652, 2009.

ROERINK, G. J.; SU, Z.; MENENTI, M. A Simple Remote Sensing Algorithm to Estimate the Surface Energy Balance. **Physics and Chemistry of the Earth (B)**, v. 25, p. 147-157, 2000.

SALA, A.; DEVITT, D. A.; SMITH, S. D. Water use by *Tamarix ramossissima* and associated phreatophytes in a Mojave Desert floodplain. **Ecological Applications**, v. 6, p. 888-898, 1996.

SANTOS, C. A. C.; SILVA, B. B.; RAMANA RAO, T. V. Estimativa da ET diária utilizando os algoritmos SEBAL e S-SEBI. **Revista Ciência e Natura**, v. Especial, p. 71-74, 2007.

SANTOS, C. A. C.; SILVA, B. B. Estimativa da evapotranspiração da bananeira em região semi-árida através do algoritmo S-SEBI. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 16, p. 9-20, 2008.

SCHMID, H. P. Experimental design for flux measurements: matching scales of observations and fluxes. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 87, p. 179–200, 1997.

SCHOTANUS, P.; NIEUWSTADT, F. T. M.; DE BRUIN, H. A. R. Temperature measurement with a sonic anemometer and its application to heat and moisture fluctuations. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 26, p. 81–93, 1983.

SHAFROTH, P. B.; CLEVERLY, J. R.; DUDLEY, T. L.; TAYLOR, J. P.; VAN RIPPER III, C.; WEEKS, E. P.; STUART, J. N. Control of *Tamarix* in the Western United States: Implications for Water Salvage, Wildlife Use, and Riparian Restoration. **Environmental Management**, v. 35, p. 231-246, 2005.

SHUTTLEWORTH, W. J.; GURNEY, R. J.; HSU, A.Y.; ORMSBY, J. P. FIFE: The variation in energy partition at surface flux sites. R. Crago, W. Brutsaert / *Journal of Hydrology* 178 (1996) 241-255 255. Paper presented at the IAHS Symp., IAHS, Baltimore, MD, May 1989. **IAHS Publications**, v. 186, IAHS, p. 67-74, 1989.

SILVA, B. B.; BEZERRA, M. V. C. Determinação dos fluxos de calor sensível e latente na superfície utilizando imagens TM - Landsat 5. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 14, p. 1-10, 2006.

SOBRINO, J. A.; GÓMEZ, M.; JIMÉNEZ-MUÑOZ, J. C.; OLIOSO, A.; CHEHBOUNI, G. A simple algorithm to estimate evapotranspiration from DAIS data: Application to the DAISEX Campaigns. **Journal of Hydrology**, v. 315, p. 117–125, 2005.

SOBRINO, J. A.; GÓMEZ, M.; JIMÉNEZ-MUÑOZ, J. C.; OLIOSO, A. Application of a simple algorithm to estimate daily evapotranspiration from NOAA-AVHRR images for the Iberian Peninsula. **Remote Sensing of Environment**, v. 110, p. 139-148, 2007.

STANNARD, D. I.; BLANFORD, J. H.; KUSTAS, W. P.; NICHOLS, W. D.; AMER, S. A.; SCHMUGGE, T. J.; WELTZ, M. A. Interpretation of surface flux measurements in heterogeneous terrain during the Monsoon'90 experiment. **Water Resources Research**, v. 30, p. 1227–1239, 1994.

STULL, R. B. **An Introduction to Boundary Layer Meteorology**. Dordrecht-The Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 1988.

STURMAN, A. P.; MCGOWAN, H. A. Observations of dry season surface energy exchanges over a desert clay pan, Queensland, Australia. **Journal of Arid Environments**, v. 73, p. 74–81, 2009.

SUIGITA, M.; BRUTSAERT, W. Daily evaporation over a region from lower boundary layer profiles measured with radiosondes. **Water Resources Research**, v. 27, p. 747–752, 1991.

SWINBANK, W. C. The measurement of vertical transfer of heat and water vapor by eddies in the lower atmosphere. **Journal of Meteorology**, v. 8, p. 135-145, 1951.

TANAKA, H.; HIYAMA, T.; KOBAYASHI, N.; YABUKI, H.; ISHII, Y.; DESYATKIN, R. V.; MAXIMOV, T. C.; OHTA, T. Energy balance and its closure over a young larch forest in eastern Siberia. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.148, p. 1954-1967, 2008.

TANNER, B. D.; GREENE, J. P.; BINGHAM, G. E. A Bowen ratio design for long term measurements. In *Proc. ASAE 1987 International Winter Meeting*. St. Joseph, Mich.: ASAE, 1987.

TANNER, B. D. Use requirement for Bowen ratio and eddy correlation determination of evapotranspiration. In *Proc. ASCE 1988 Specialty Conference of the Irrigation and Drainage Division of the ASCE*, 605–616. Reston, Va.: ASCE. 1988.

TANNER, B. D.; SWIATEK, E.; GREENE, J. P. Density fluctuations and use of the krypton hygrometer in surface flux measurements. P. 945–952 in R. G. Allen, Editor. Management of irrigation and drainage systems: integrated perspectives. American Society of Civil Engineers, New York, New York, USA, 1993.

TASUMI, M.; ALLEN, R. G. Satellite-Based ET mapping to assess variation in the ET with timing of crop development. **Agricultural Water Management**, v. 88, p. 54-62, 2007.

TASUMI, M.; ALLEN, R. G.; TREZZA, R.; WRIGHT, J. L. Satellite-Based Energy Balance to Assess Within-Population Variance of Crop Coefficient Curves. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, ASCE, p. 94-108, 2005a.

TASUMI, M.; TREZZA, R.; ALLEN, R. G.; WRIGHT, J. L. Operational aspects of satellite-based energy balance models for irrigated crops in the semi-arid U.S. **Irrigation and Drainage Systems**, v. 19, p. 355-376, 2005b.

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

TEIXEIRA, A. H. C.; BASTIAANSEN, W. G. M.; AHMAD, M. D.; MOURA, M. S. B.; BOS, M. G. Analysis of energy fluxes and vegetation-atmosphere parameters in irrigated and natural ecosystems of semi-arid Brazil. **Journal of Hydrology**, v. 362, p. 110-127, 2008.

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

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

TIMMERMANS, W. J.; KUSTAS, W. P.; ANDERSON, M. C.; FRENCH, A. N. An intercomparison of the Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) and the Two-Source Energy Balance (TSEB) modeling schemes. **Remote Sensing of Environment**, v. 108, p. 369-384, 2007.

TIMMERMANS, W. J.; MEIJERINK, A. M. J. Remotely sensed actual evapotranspiration: implications for groundwater in Botswana. **International Journal of Applied Earth Observation**, v. 1, p. 222-233, 1999.

TODD, R. W.; EVETT, S. R.; HOWELL, T. A. The Bowen ratio energy balance method for estimating latent heat flux of irrigated alfalfa evaluated in a semi-arid, advective environment. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 103, p. 335-348, 2000.

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

TWINE, T. E.; KUSTAS, W. P.; NORMAN, J. M.; COOK, D. R.; HOUSER, P. R.; MEYERS, T. P.; PRUEGER, J. H.; STARKS, P. J.; WESELY, M. L. Correcting eddy-covariance flux underestimates over grassland. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.103, p. 279–3000, 2000.

VAN DIJK, A.; KOHSIEK, W.; DE BRUIN, H. A. R. Oxygen sensitivity of krypton and Lyman-alpha hygrometers. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 20, p. 143–151, 2003.

VAN RIPPER III, C.; PAXTON, K.; O'BRIEN, C.; SHAFROTH, P.; MCGRATH, L. Rethinking avian response to Tamarisk on the Lower Colorado River: a threshold hypothesis. **Restoration Ecology**, v. 16, p. 155-167, 2008.

VERMA, A. B.; BALDOCCHI, D. D.; ANDERSON, D. E.; MATT, D. R.; CLEMENT, R. J. Eddy fluxes of CO₂, water vapor, and sensible heat over a deciduous forest. **Boundary-Layer Meteorology**, v.36, p. 71–91, 1986.

VERMA, S. B.; ROSENBERG, N. J.; BLAD, B. L. Turbulent exchange coefficients for sensible heat and water vapor under advective conditions. **Journal of Applied Meteorology**, v. 17, p. 330–338, 1978.

VON RANDOW, C.; KRUIJT, B.; HOLTSLAG, A. A. M.; OLIVEIRA, M. B. L. Exploring eddy-covariance and large-aperture scintillometer measurements in an Amazonian rain forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 148, p. 680-690, 2008.

WEBB, E. K.; PEARMAN, G. I.; LEUNING, R. Correction of the flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 106, p. 85–100, 1980.

WEEKS, E. P.; WEAVER, H. L.; CAMPBELL, G. S.; TANNER, B. D. Water use by saltcedar and by replacement vegetation in the Pecos River floodplain between Acme and Artesia, New Mexico. **US Geological Survey Professional Paper**, 491-G, 33 p., 1987.

WELIGEPOLAGE, K. Estimation of spatial and temporal distribution of evapotranspiration by satellite remote sensing – A case study in Hupselse Beek, The Netherlands. 2005, 114 p, Dissertation (Master of Science), International Institute for Geo-information Science and Earth Observation, Wageningen, Netherlands, 2005.

WILCZAK, J. M.; ONCLEY, S. P.; STAGE, S. A. Sonic anemometer tilt correction algorithms. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 99, p. 127–150, 2001.

WILSON, K.; GOLDSTEIN, A.; FALGE, E.; AUBINET, M.; BALDOCCHI, D.; BERBIGIER, P.; BERNHOFER, C.; CEULEMANS, R.; DOLMANH, H.; FIELD, C.; GRELLA, A.; IBROM, A.; LAWL, B. E.; KOWALSKI, A.; MEYERS, T.; MONCRIEFF, J.; MONSONN, R.; OECHEL, W.; TENHUNEN, J.; VALENTINI, R.; VERMA, S. Energy balance closure at FLUXNET sites. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 113, p. 223-243, 2002.

XING, Z.; CHOW, L.; MENG, F.; REES, H. W.; STEVENS, L.; MONTEITH, J. Validating Evapotranspiration Equations Using Bowen Ratio in New Brunswick, Maritime, Canada. **Sensors**, v. 8, p. 412-428, 2008.

XU, X.; ZHANG, R.; XUE, X.; ZHAO, M. Determination of evapotranspiration in the desert area using lysimeters. **Communications in Soil Science and Plant Analysis**, v. 29, p. 1-13, 1998.

YAO, J.; ZHAO, L.; DING, Y.; GU, L.; JIAO, K.; QIAO, Y.; WANG, Y. The surface energy budget and evapotranspiration in the Tanggula region on the Tibetan Plateau. **Cold Regions Science and Technology**, v. 52, p. 326-340, 2008.

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