

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
DEPARTAMENTO DE ENERGIA NUCLEAR**

**COMISSÃO NACIONAL DE ENERGIA NUCLEAR
CENTRO REGIONAL DE CIÊNCIAS NUCLEARES DO NORDESTE**

Programa de Pós-Graduação em Tecnologias Energéticas e Nucleares

**DETERMINAÇÃO DA EVAPORAÇÃO EM SOLO SEM VEGETAÇÃO
EM CONDIÇÕES SEMIÁRIDAS**

IRAMI BUARQUE DO AMAZONAS

Orientador: Prof. Dr. Antonio Celso Dantas
Antonino

Recife, PE
Março, 2013

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
DEPARTAMENTO DE ENERGIA NUCLEAR**

**COMISSÃO NACIONAL DE ENERGIA NUCLEAR
CENTRO REGIONAL DE CIÊNCIAS NUCLEARES DO NORDESTE**

Programa de Pós-Graduação em Tecnologias Energéticas e Nucleares

IRAMI BUARQUE DO AMAZONAS

**DETERMINAÇÃO DA EVAPORAÇÃO EM SOLO SEM
VEGETAÇÃO EM CONDIÇÕES SEMIÁRIDAS**

Orientador: Prof. Dr. Antonio Celso Dantas Antonino

RECIFE – PERNAMBUCO - BRASIL
MARÇO DE 2013

IRAMI BUARQUE DO AMAZONAS

**DETERMINAÇÃO DA EVAPORAÇÃO EM SOLO SEM
VEGETAÇÃO EM CONDIÇÕES SEMIÁRIDAS**

Tese submetida ao curso de Doutorado do Programa de Pós-Graduação em Tecnologias Energéticas e Nucleares - PROTEN, do Departamento de Energia Nuclear - DEN, da Universidade Federal de Pernambuco - UFPE, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Tecnologias Energéticas e Nucleares, Área de concentração: Aplicação de radioisótopos / Física do Solo.

ORIENTADOR: Prof. Dr. Antonio Celso Dantas Antonino

**RECIFE - PERNAMBUCO – BRASIL
MARÇO DE 2013**

Catálogo na fonte
Bibliotecário Vimário Carvalho da Silva, CRB-4 / 1204

A489d Amazonas, Irami Buarque do.
Determinação da evaporação em solo sem vegetação em condições semiáridas. / Irami Buarque do Amazonas. - Recife: O Autor, 2013.
119 folhas, il., grafs., tabs.

Orientador: Profº. Dr. Antonio Celso Dantas Antonino.
Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação em Tecnologias energéticas e nucleares, 2013.
Inclui Referências bibliográficas, inclui índice de figuras e tabelas, bem como lista de símbolos.

1. Energia nuclear. 2. Evaporação. 3. Evapotranspiração. 4. Método Domo. 5. Água. I. Antonino, Antonio Celso Dantas (orientador). II. Título.

621.48 CDD (22. ed.)

UFPE
BCTG/2013-239

**DETERMINAÇÃO DA EVAPORAÇÃO EM SOLO SEM VEGETAÇÃO
EM CONDIÇÕES SIMILÁRIDAS**

Irami Buarque do Amazonas

APROVADA EM: 26.06.2013

ORIENTADOR: Prof. Dr. Antonio Celso Dantas Antonino

COMISSÃO EXAMINADORA:

Prof. Dr. Antonio Celso Dantas Antonino – DEN/UFPE

Prof. Dr. Carlos Alberto Brayner¹ de Oliveira Lira – DEN/UFPE

Prof. Dr. José Romualdo de Sousa Lima – UAG/UFRPE

Prof. Dr. Willames de Albuquerque Soares – UPE/POLI

Prof. Dr. ~~Maurício~~ Costa Goldfarb – DECIVIL/UPE

Visto e permitida a impressão

Coordenadora do PROTEN/DEN/UFPE

DEDICATÓRIA

Aos meus familiares e parentela, em geral, ofereço.

Às mulheres de minha vida: minha avó Gersina (*in memorian*), minha mãe Iara (*in memorian*), minha esposa, Maria de Lourdes e minhas filhas Inaiara e Iêda.

Dedico.

AGRADECIMENTOS

À **Deus**, pelo dom da vida, pela Sua indubitável presença nos momentos de maior desespero e por me permitir mais essa conquista. Agradeço, também, à minha família, que tem suportado minha pouca presença, por ser a minha atual razão de viver.

Ao Professor Dr. Antonio Celso Dantas Antonino, pela orientação, dedicação, amizade e benevolência demonstradas durante todas as etapas desse trabalho.

Ao Professor Dr. Willames de Albuquerque Soares, pela participação nos seminários e constante colaboração por meio de críticas e motivação, além da amizade.

Ao Professor Dr. José Romualdo S. Lima, pela amizade, pela ajuda inestimável para a realização deste trabalho e pelas críticas e sugestões nos seminários.

Ao Professor Dr. Carlos Alberto Brayner de O. Lira, por toda ajuda dispensada em diversos momentos nesta caminhada. Sem dúvida, uma presença marcante com sua calma e bom humor típicos, nos fazendo sentir segurança quando da “falta de chão”.

À Professora Dr^a. Suzana Maria G. L. Montenegro, pela participação nos seminários, através das críticas e sugestões, bem como pelo exemplo de vida e dedicação à academia.

Ao Professor Dr. Maurício Costa Goldfarb, pelo companheirismo e incentivo, além das críticas e sugestões muito úteis para os seminários.

Aos amigos de jornada Araújo, Mardson, Carlos, Helmut, Iane, Edevaldo e tantos outros pelo apoio, companheirismo, amizade e compartilhamento de momentos desesperados de desabafo.

À todos que fazem parte do Departamento de Energia Nuclear, que contribuíram de forma direta e indireta, para a realização deste trabalho, por meio do excelente convívio. Em particular às Funcionárias Nilvânia e Magali, pelas inestimáveis ajudas quando mais precisei. E perdão pelos incontáveis casos omissos.

SUMÁRIO

ÍNDICE DE FIGURAS	VIII
ÍNDICE DE TABELAS	X
LISTA DE SÍMBOLOS	XI
RESUMO	XIII
ABSTRACT	XIV
1 - INTRODUÇÃO.....	15
3 - REVISÃO DE LITERATURA	18
3.1 - A REGIÃO SEMIÁRIDA NORDESTINA	18
3.1.1 - RECURSOS HÍDRICOS DO NORDESTE	19
3.2 - EVAPORAÇÃO DA ÁGUA SUBTERRÂNEA	21
3.2.1 - O PROCESSO DE EVAPORAÇÃO	21
3.2.2 - MECANISMOS DE EVAPORAÇÃO	22
i) FLUXOS DE ÁGUA E CALOR NO SOLO.....	25
3.2.3 - EVAPORAÇÃO DA ÁGUA DO SOLO	26
3.3 - MÉTODOS DE MEDIDA DA EVAPORAÇÃO.....	28
3.3.1 - MÉTODO DO DOMO	28
3.3.2 - MÉTODO DO BALANÇO DE ENERGIA - RAZÃO DE BOWEN	31
i) DETERMINAÇÃO DOS COMPONENTES DO BE	32
3.3.4 – MODELAGEM COM O SiSPAT	35
i) CONDUTIVIDADE TÉRMICA E CAPACIDADE TÉRMICA VOLUMÉTRICA	38
ii) DIFUSIVIDADE E RESISTIVIDADE TÉRMICA	39
iii) FLUXO DE ÁGUA LÍQUIDA E VAPOR D'ÁGUA	40
iv) PROCESSOS DE TRANSFERÊNCIA DE CALOR NO SOLO.....	42
v) PROPRIEDADES TÉRMICAS E HIDRÁULICAS DO SOLO	45
3.4 – CURVAS DE EVAPORAÇÃO EM FUNÇÃO DO LENÇOL FREÁTICO	47
3.5 – BARRAGENS SUBTERRÂNEAS	50
4 – MATERIAL E MÉTODOS.....	52
4.1 – DETERMINAÇÃO DA EVAPORAÇÃO PELO MÉTODO DO DOMO	52
4.2– CONSTRUÇÃO E APLICAÇÃO DO DOMO	59
i) DETALHES CONSTRUTIVOS E INSTRUMENTAÇÃO DO DOMO.....	59
ii) MANTA TÉRMICA.....	62
iii) PROCEDIMENTOS PARA OPERAÇÃO DO DOMO.....	63
4.3 - CALIBRAÇÃO DO DOMO.....	66
4.4 - CARACTERIZAÇÃO DAS ÁREAS EXPERIMENTAIS	70
4.4.1 - ESTAÇÃO EXPERIMENTAL SÃO JOÃO.....	70
4.4.2 – APLICAÇÃO 1 – BARRAGEM SUBTERRÂNEA/PESQUEIRA	71
4.4.3 – APLICAÇÃO 2 – BARRAGEM SUBTERRÂNEA/VENTUROSA	72
4.4.4 - APLICAÇÃO 3 - LISÍMETRO - GARANHUNS.....	73
4.5 - PROCEDIMENTOS EXPERIMENTAIS	75
4.5.1 - MONITORAMENTO DA UMIDADE DO SOLO.....	76
4.5.2 – MONITORAMENTO DA TEMPERATURA DO SOLO	76
4.5.3 - CURVAS DE RETENÇÃO E DE CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA DO SOLO	77
4.5.4 - MEDIÇÃO DA EVAPORAÇÃO	77
4.5.4.1 – USO DO DOMO	78
4.5.4.3 - MODELAGEM	78
4.5.4.3.1 - USO DO MODELO SiSPAT.....	79
4.5.4.3.2 - APLICAÇÃO DO MODELO SiSPAT	82
i) DADOS ATMOSFÉRICOS.....	83
ii) CONDIÇÕES INICIAIS	85
iii) PROPRIEDADES HIDRÁULICAS DO SOLO.....	87
5 - RESULTADOS E DISCUSSÃO	88
5.1 – RESULTADOS VALIDAÇÃO – SÃO JOÃO.....	88
5.2 – RESULTADOS APLICAÇÃO 1 – BARRAGEM SUBTERRÂNEA PESQUEIRA.....	94
5.3 – RESULTADOS APLICAÇÃO 2 – BARRAGEM SUBTERRÂNEA VENTUROSA.....	96
5.4 – RESULTADOS APLICAÇÃO 3 – LISÍMETRO GARANHUNS.....	97
6 - CONCLUSÕES	103

7. SUGESTÕES DE TRABALHOS FUTUROS	104
8 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	105

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 01: Nova abrangência da região semiárida e subúmida seca nordestina.....	18
Figura 02: Mecanismos de Evaporação em Função do Nível de Água Subterrânea, $E(z)$, em três situações: (A) solo úmido, (B) superfície do solo seca e nível freático baixo e, (C) solo mais seco e superfície do lençol freático mais baixa.....	23
Figura 03: Domo de acrílico instalado em campo. (A) Em um Salar, no Chile. Adaptado de MUÑOZ, 2008. (B) em Barragem Subterrânea. Venturosa, PE (Autor).....	30
Figura 04: Exemplo de uma série temporal típica de evaporação diária (GRILLI <i>et al.</i> , 1989).	30
Figura 05: Esquema das discretizações. Adaptado de SOARES, 2009.....	37
Figura 06: evolução das curvas de evaporação em função da profundidade do lençol freático.	48
Figura 07: Construção de barragem subterrânea e esboço em seção vertical longitudinal. Adaptado de BRITO <i>et al.</i> , 1989 e COSTA (2002).....	51
Figura 08: Modelo de barragem subterrânea desenvolvida pela UFPE (CIRILO, 2008).....	51
Figura 09: Curva característica do domo e definição da taxa de densidade de vapor. A evolução temporal da massa de vapor d'água no interior do domo mostra o estágio inicial, a fase de taxa constante e a saturação.....	56
Figura 10: A figura ilustra a comparação entre as evoluções temporais da densidade de vapor d'água real e teórica.....	58
Figura 11: (A) A cúpula sem acessórios, mostrando a aba na base. (B) O domo visto de cima, com ventiladores instalados, sem o sensor.....	59
Figura 12: Esquema de montagem e instrumentação interna do domo. Vistas de topo e laterais, mostrando detalhes da colocação dos ventiladores na parede do domo e do posicionamento do sensor. Autor.....	60
Figura 13: Posição dos ventiladores: vista no nível, alinhados e detalhe ampliado, no canto inferior direito.....	61
Figura 14: Bordadura isolante: composta de duas camadas de emborrachado EVA, entre as quais é instalada a manta térmica <i>Durafoil</i> . Observam-se, também, os pesos de aço sobre a bordadura. Domo instalado ao lado da estação meteorológica em São João.....	62
Figura 15: (A) domo levantado, mostrando a manta térmica metalizada e ponto de medição limpo. (B) domo colocado sobre o solo, realizando medida. Aparecem também os ventiladores e os sensores de temperatura e umidade interno e externo, além do painel solar e da caixa contendo a central de aquisição.....	64
Figura 16: Comportamento da evaporação ao longo do dia. Adaptado de VIDAL, 2009.....	66
Figura 17: Arranjo experimental da calibração e tela do programa “balança” usado na aquisição automatizada da balança digital.....	68
Figura 18: Curva de calibração do domo, mostrando a comparação entre a acumulação de vapor determinada pelo sensor vs. a produção medida com a balança.....	69
Figura 19: Vista do Sítio Experimental (A) e Estação Meteorológica (B) instalada em São João - Validação.	70
Figura 20: Bacias hidrográficas de Pernambuco, com identificação aproximada da região das barragens subterrâneas em Mutuca e Venturosa. Adaptado de SECTMA (1998).....	71
Figura 21: Vista panorâmica da barragem cafundó II, em mutuca, Pesqueira. No detalhe, temos um ponto em que a barragem sofreu um rompimento provocado por chuvas acima da média... ..	72
Figura 22: Vista panorâmica da barragem em Venturosa juntamente com o domo, o painel solar e a caixa com a central de aquisição de dados.....	73

Figura 23: Detalhes da construção do lisímetro com lençol freático controlável. Na última foto observa-se a marcação para a colocação do sensor de umidade do solo no perfil.....	74
Figura 24: Sítio experimental em Garanhuns. Caixa instalada e instrumentada com sensores, central de aquisição de dados e painel solar.....	75
Figura 25: Dados atmosféricos de entrada do modelo SiSPAT, obtidos no período de 05/04/2013 a 12/04/2013: velocidade do vento, chuva, temperatura e umidade específica. ..	84
Figura 26: Dados atmosféricos de entrada do modelo SiSPAT: Radiação Global e Atmosférica, obtidas durante o período de estudo.....	84
Figura 27: Perfil do potencial matricial do solo.....	86
Figura 28 - Perfil de temperatura do solo.....	86
Figura 29: Obtenção do fator de calibração do domo.....	88
Figura 30: Evapotranspiração média horária, medida e estimada, para os dias de 05 a 12/04/2013.....	90
Figura 31 – Comparativo da evaporação acumulada em 8 dias: previsão do SiSPAT e medido pelo método da razão de Bowen.....	91
Figura 32 – Correlação entre o SiSPAT e Bowen: evaporação acumulada.....	92
Figura 33 – Comparativo da evaporação.....	92
Figura 34 – Balanço de energia.....	93
Figura 35 – Comparação do Saldo de Radiação - SiSPAT vs. Razão de Bowen.....	93
Figura 36 – Comparação do Fluxo de Calor no Solo, corrigido para a superfície e do Fluxo de calor sensível - SiSPAT vs. Razão de Bowen.....	94
Figura 37 – Correlação entre os valores medidos e simulados para os Fluxos de Calor Latente.....	94
Figura 38 – Densidade de vapor no Domo, em Pesqueira.....	95
Figura 39 – Determinação da evaporação na barragem subterrânea em Pesqueira.....	95
Figura 40 – Densidade de vapor no Domo, em Venturosa.....	96
Figura 41 – Determinação da evaporação na barragem subterrânea em Venturosa.....	96
Figura 42 – Densidade de vapor no Domo, em Garanhuns.....	97
Figura 43 - Determinação da evaporação em Garanhuns.....	98
Figura 44: Nuvem de pontos geral.....	99
Figura 45: Ajuste dos pontos aos modelos de evaporação em função do lençol freático de a) Philip, b) Harbaugh, c) Morel-Seytoux e d) Grilli & Vidal.....	100

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 01: Disponibilidade hídrica e consumo per capita de alguns estados brasileiros. Adaptado de BRASIL (2005).....	07
Tabela 02: Vantagens e desvantagens das metodologias de estimação da evaporação.....	40
Tabela 03: Composição do ar seco, no nível do mar. *MM – Massa Molecular. + Gases nobres: Hélio (He), Neônio (Ne), Criptônio (Kr), Argônio (Ar) e Xenônio (Xe). Adaptado de BORGNAKKE (2009).....	44
Tabela 04: Alguns dados de entrada do modelo SiSPAT. Adaptado de SOARES (2009).....	74
Tabela 05: Condições de fronteira inferior: potencial matricial e temperatura na base do solo.....	79
Tabela 06: Parâmetros hidráulicos do solo.....	79
Tabela 07: Evapotranspiração média, em 7 dias.....	80
Tabela 08: Parâmetros otimizados dos modelos de evaporação.....	100
Tabela 09: Parâmetros estatísticos.....	100

LISTA DE SÍMBOLOS

<i>Símbolo</i>	<i>Descrição</i>	<i>Unidade</i>
C	Capacidade térmica volumétrica de um solo	$\text{J.m}^{-3}\text{K}^{-1}$
C_a	Capacidade térmica do ar	$\text{J.m}^{-3}\text{K}^{-1}$
C_h	Capacidade capilar	m^{-1}
C_m	Capacidade térmica dos minerais do solo	$\text{J.m}^{-3}\text{K}^{-1}$
C_o	Capacidade térmica da matéria orgânica	$\text{J.m}^{-3}\text{K}^{-1}$
c_p	Calor específico do ar	$\text{J.m}^{-3}\text{K}^{-1}$
C_T	Capacidade térmica volumétrica	$\text{J.m}^{-3}\text{K}^{-1}$
C_w	Capacidade térmica da água	$\text{J.m}^{-3}\text{K}^{-1}$
D_{ch}	Condutividade isotérmica de vapor	W.m^{-2}
D_{cT}	Condutividade térmica aparente	$\text{W.m}^{-1}\text{K}^{-1}$
D_{mh}	Condutividade hídrica isotérmica	ms^{-1}
D_{mT}	Difusividade térmica de vapor	$\text{m}^2\text{s}^{-1}\text{K}^{-1}$
D_v	Coefficiente de difusão de vapor no meio poroso	m^2s^{-1}
D_{vh}	Coefficiente isotérmico de difusão de vapor	$\text{Kg m}^{-2}\text{s}^{-1}$
D_{vT}	Coefficiente de difusão de vapor	m^2s^{-1}
d_z	Altura de deslocamento do plano zero	m
E	Fluxo evaporante	Wm^{-2}
e_a	Pressão de vapor	KPa
e_s	Pressão de vapor de saturação	KPa
ET	Evapotranspiração acumulada	mm
f_o	Fração de volume da matéria orgânica	$\%$
f_{ar}	Fração de ar no solo	$\%$
f_m	Fração de volume dos minerais	$\%$
G	Fluxo de calor no solo	Wm^{-2}
h	Potencial matricial	m
H	Fluxo de calor sensível	Wm^{-2}
J_c	Fluxo de calor	Wm^{-2}
J_l	Fluxo mássico de água líquida	$\text{Kg.m}^{-2}\text{s}^{-1}$
J_m	Fluxo mássico total de água	$\text{Kg.m}^{-2}\text{s}^{-1}$
J_v	Fluxo mássico de vapor de água	$\text{Kg m}^{-2}\text{s}^{-1}$
K	Condutividade hidráulica do solo	m.s^{-1}
K_h	Coefficiente de transferência turbulenta para o calor sensível	m^2s^{-1}
K_s	Condutividade hidráulica saturada do solo	m.s^{-1}
K_w	Coefficiente de transferência turbulenta para o vapor de água	m^2s^{-1}
L	Calor latente de vaporização	W.m^{-2}
LE	Fluxo de calor latente	W.m^{-2}
$m \text{ e } n$	Parâmetros de forma da curva de retenção	Adimensional
P_{atm}	Pressão atmosférica	Pa
P	Pressão total do ar úmido	Pa
φ	Porosidade do solo	Adimensional
q	Umidade específica	Adimensional
q_v	Umidade específica do vapor d'água	Adimensional
r_a	Resistência aerodinâmica	sm^{-1}
RA	Radiação atmosférica	W.m^{-2}
R_g	Radiação solar global	W.m^{-2}
R_n	Saldo de radiação	W.m^{-2}
R_{nl}	Saldo de radiação de ondas longas	W.m^{-2}

R_{ns}	Saldo de radiação de ondas curtas	$W.m^{-2}$
r_s	Resistência da superfície	sm^{-1}
S	Termo de sumidouro	$Kg\ m^{-2}s^{-1}$
S_e	Saturação efetiva	cm^3cm^{-3}
T_a	Temperatura do ar	$^{\circ}C$
T	Temperatura	$^{\circ}C$
U_2	Velocidade do vento	ms^{-1}
UR	Umidade relativa do ar	%
z	Profundidade	m
z_a	Nível de referência	m
z_{oH}	Comprimento de rugosidade para o transporte de calor	m
z_{om}	Comprimento de rugosidade para o momento	m
α	Difusividade térmica do solo	m^2s^{-1}
α_g	Albedo da superfície do solo	Adimensional
β	Razão de Bowen	Adimensional
γ	Constante psicrométrica	$KPa^{\circ}C^{-1}$
η	Parâmetro de forma para a curva de condutividade hidráulica	Adimensional
ε_s	Emissividade da superfície do solo	Adimensiona
θ	Umidade volumétrica do solo	cm^3cm^{-3}
θ_r	Umidade volumétrica residual	cm^3cm^{-3}
θ_s	Umidade volumétrica saturada	cm^3cm^{-3}
θ_{top}	Umidade na superfície do solo	cm^3cm^{-3}
λ	Condutividade térmica do solo	$W.m^{-1}C^{-1}$
λ_{dry}	Condutividade do ar seco	$W.m^{-1}C^{-1}$
ρ_a	Densidade do ar	$Kg.m^{-3}$

DETERMINAÇÃO DA EVAPORAÇÃO EM SOLO SEM VEGETAÇÃO EM CONDIÇÕES SEMIÁRIDAS

RESUMO

A região semiárida nordestina necessita de formas alternativas confiáveis e viáveis economicamente de se estimar a evaporação, uma vez que apresenta um regime de chuvas irregular. O método do domo tem sido comparado com outros métodos, apresentando desempenho satisfatório e, por ser mais barato do que os demais, pode se tornar uma alternativa viável para medidas rápidas e pontuais de evaporação ou evapotranspiração. O domo ou câmara ventilada consiste em uma cúpula de acrílico colocada sobre o solo, onde se determina a evaporação ou evapotranspiração a partir de medidas de temperatura e umidade no seu interior. Tem se destacado por permitir medições rápidas com apenas um único sensor, o que torna o método evidentemente mais barato que os demais. A modelagem das transferências de água e calor no sistema solo-planta-atmosfera também é de grande importância em diversas áreas do conhecimento e vários modelos têm sido desenvolvidos para descrever esses processos, mas poucos têm sido avaliados nas condições ambientais do nordeste brasileiro. Neste trabalho o domo foi usado para determinar a evaporação uma fazenda particular no município de São João, no Agreste pernambucano, ao longo de 7 dias, entre 05/04/2013 e 12/04/2013, com resultados confrontados com os dados experimentais obtidos a partir do balanço de energia-razão de Bowen. Também foi realizada uma simulação com o modelo SiSPAT (Simple Soil Plant Atmosphere Transfer Model) neste mesmo período e, mesmo sem calibração, o modelo apresentou concordância aceitável com os dados experimentais observados nos fluxos na interface solo-atmosfera. O SiSPAT é, basicamente, um modelo vertical unidimensional, forçado por séries atmosféricas de temperatura e umidade, velocidade do vento, radiação solar incidente, chuva e radiação solar de ondas longas. Neste contexto, este trabalho foi realizado no sentido de compreender e caracterizar as descargas produzidas por evaporação de águas subterrâneas no semiárido Pernambucano, por meio de uma metodologia viável. Para realizar este intento, foi aplicada a metodologia do Domo, primeiramente se avaliando seu funcionamento em condições de laboratório, bem como os resultados obtidos em comparação com outros mecanismos de medição aplicados no campo, como o balanço de energia-razão de Bowen. Também foi aplicado o SiSPAT comparando valores experimentais obtidos para o solo considerados nu com a simulação. Ao avaliar o desempenho do método, comparando o domo com outras metodologias que têm sido implementadas no campo, verificou-se a sua viabilidade uma vez que os resultados, em geral, indicam boa concordância com métodos confiáveis como o da razão de Bowen.

Palavras chaves: Evaporação, razão de Bowen, método do Domo, Modelo SiSPAT.

DETERMINATION OF EVAPORATION IN SOIL WITHOUT VEGETATION IN SEMI-ARID CONDITIONS.

ABSTRACT

The semi-arid northeastern region require alternative reliable and economically feasible to estimate evaporation, since it presents an irregular rainfall. The method of the dome has been compared with other methods, showing satisfactory performance, and be cheaper than the others, it can become a viable alternative for rapid and specific evaporation measures. The dome or ventilated chamber consists of an acrylic dome placed over the soil, where it determines the evaporation or evapotranspiration from measurements of temperature and humidity inside. It stands out by allowing fast measurements with a single sensor, which makes the method of course cheaper than the others. The modeling of water and heat transfer in the soil-plant-atmosphere is also of great importance in many areas of knowledge and various models have been developed to describe these processes, but few have been evaluated in the environmental conditions of the Brazilian northeast. In this work, the dome was used to determine the evaporation a private farm in the town of St. John in the Pernambuco, over 7 days between 05/04/2013 and 12/04/2013, with results compared with the experimental data from the energy balance-Bowen ratio. We also performed a simulation with the model SiSPAT (Simple Soil Plant Atmosphere Transfer Model) in the same period and, even without calibration, the model showed acceptable agreement with the experimental data flows observed in soil-atmosphere interface. The SiSPAT is essentially a one-dimensional vertical model, forced by atmospheric series of temperature and humidity, wind speed, solar radiation, rainfall and solar radiation of long waves. In this context, this study was conducted in order to understand and characterize the discharges produced by evaporation of groundwater in semiarid Pernambucano, through a viable methodology. To achieve this aim, the method was applied to the dome, first evaluating whether its operation under laboratory conditions, and the results compared with other measurement mechanisms applied in the field as the energy balance-Bowen ratio. Was also applied SiSPAT comparing experimental values obtained for the soil considered naked with the simulation. When evaluating the performance of the method, comparing the dome with other methods that have been implemented in the field, was found to be viable because the results generally indicate good agreement with reliable methods such as Bowen ratio.

Keywords: Evaporation, Bowen ratio, method of dome, SiSPAT model.

1 - INTRODUÇÃO

Segundo relatório do IPCC (2007) o aumento populacional explosivo no último século e o consumo desenfreado afetam a quantidade de água disponível e tem sido fator agravante para o aumento da escassez da água. Projeta-se para as próximas décadas que quase 3 bilhões de pessoas poderão estar em regiões sujeitas à seca crônica e um terço dos países terão seu desenvolvimento limitado pela escassez d'água. O Brasil, apesar de possuir a maior bacia hidrográfica do planeta, também está susceptível ao déficit de recursos hídricos devido à má distribuição de suas reservas e ao aumento das demandas, restringindo a disponibilidade principalmente no Nordeste (NOBRE & CAVALCANTI, 2000). O semiárido nordestino, particularmente nos períodos de estiagem prolongada, apresenta condições críticas de acesso à água agravada pelo aumento das atividades agrícolas. Além da baixa precipitação e do aumento significativo da demanda projetada por recursos hídricos para as próximas décadas, as condições hídricas desfavoráveis da região são devidas à evapotranspiração elevada. Tais condições afetam a qualidade de vida da população do semiárido, favorecendo o baixo desenvolvimento econômico e social durante quase todo o ano (TUCCI *et al.*, 2004; VIDAL, 2009). Destas questões resultam maiores exigências quanto à maior compreensão dos processos físicos relacionados à perda de água do solo e geram a necessidade se desenvolver mais metodologias confiáveis para quantificar a evaporação de maneira precisa e economicamente viável. Para a estimativa desses fluxos, a modelagem das transferências de água e calor no sistema solo-planta-atmosfera mostra-se de grande importância em diversas áreas do conhecimento, permitindo resultados confiáveis, enquanto que o método do domo tem se destacado no sentido da viabilidade (STANNARD & WELTZ, 2006; MUÑOZ, 2008; CENTINARE *et al.*, 2009). Vários modelos têm sido desenvolvidos para descrever esses processos em meios porosos (BEAR, 1972; BACHMAT, 1986; ANTONINO, 1992; ŠIMŮNEK & VAN GENUCHTEN, 1999; BOHNE & SALZMANN, 2002) e alguns tem sido avaliados nas condições ambientais do Nordeste brasileiro (SILVA *et al.*, 2002; SOARES, 2009; SILVA, 2012). O transporte de água nos estado líquido e de vapor, simultaneamente com o fluxo de calor através da zona não-saturada do solo foi inicialmente estudado por PHILIP & de VRIES (1957) que relataram a correlação entre estes fluxos considerando não apenas o gradiente de pressão matricial, mas também o de temperatura. Em solos

com baixa umidade, o fluxo de vapor passa a ser relevante para o fluxo total de matéria e energia através do solo (MILLY, 1982). Desde então, o efeito de condições não-isotérmicas, sobre o transporte de água nas proximidades da superfície de um solo não saturado, tem sido estudado por vários pesquisadores (MILLY, 1982; ZATARÁIN *et al.*, 2003). NASSAR & HORTON (1989) consideraram também o efeito do gradiente de potencial osmótico no transporte acoplado de água, vapor, soluto e calor. Em geral a transferência de calor por condução é o mecanismo predominante e a influência da convecção e da radiação torna-se mais apreciável em solos secos ou não-saturados, mas os estudos sugerem que o gradiente de temperatura pode ser responsável por fluxos de água líquida e de vapor d'água, contribuindo significativamente para os processos de transporte no solo. Assim, um modelo geral de transporte de calor no solo deve considerar tanto o fluxo de água líquida, que responde pela condução e pela convecção de calor sensível, quanto a difusão de vapor d'água, que transfere calor latente e sensível (REICHARDT, 1985; NASSAR & HORTON, 1992).

Apesar do acoplamento e mútua influência do transporte de água, vapor e calor, esta interação pouco tem sido levada em consideração (ANTONINO, 1992; ŠIMŮNEK *et al.*, 1998; VAN DAM, 2000; ABBASPOUR *et al.*, 2001; BOHNE & SALZMANN, 2002). Segundo BITELLI, 2008, o efeito do transporte de calor sobre o fluxo de água tem sido frequentemente negligenciado sob dois argumentos, basicamente: o de que isto aumenta significativamente a complexidade dos modelos e devido à carência de dados para uma plena parametrização. Devido ao acoplamento das equações, à não-linearidade desses processos de transferência e às interações nas condições de fronteira, a avaliação completa dos fluxos acoplados deverá ser feita por meio da solução numérica das equações acopladas e implementada por meio de modelos SVAT (BOULET & KALMA, 1997; SILVA *et al.*, 2002; VARADO *et al.*, 2006a; PASSERAT DE SILANS *et al.*, 2008). O código SiSPAT (Simple Soil Plant Atmosphere Transfer Model) é capaz de simular adequadamente o fluxo vertical de massa e energia no sistema solo-planta-atmosfera e vem sendo aplicado em diversas condições climáticas e para uma grande variedade de solos, obtendo um bom desempenho, dentre outras coisas, na avaliação da dinâmica da água e do calor no solo, na determinação dos perfis de umidade e de temperatura do solo, bem como na avaliação da influência que a variabilidade espacial das propriedades hidrodinâmicas podem causar sobre as transferências na superfície, devido ao detalhamento físico dados às diversas partes do sistema (BRAUD *et al.*, 1997; BRAUD, 1998; BOULET *et al.*, 1999; VARADO *et al.*, 2006b).

2 - OBJETIVOS

Geral

O principal objetivo deste trabalho foi avaliar as descargas produzidas por evaporação na microrregião de Garanhuns, no Agreste Meridional Pernambucano, por meio da metodologia do domo.

Específicos

Validar a metodologia do Domo para condições semiáridas e compará-la com a determinação experimental da evaporação pela razão de Bowen e as estimativas simuladas pelo código SiSPAT.

Aplicar o modelo SiSPAT na estimativa dos fluxos acoplados em solo nu, simulando as condições extremas de umidade do semiárido nordestino.

Avaliar seu desempenho comparando os valores calculados com o modelo com os obtidos experimentalmente a partir da evaporação de um solo sem vegetação.

Utilizar o método do domo para avaliar a evaporação em barragens subterrâneas no agreste.

3 - REVISÃO DE LITERATURA

3.1 - A REGIÃO SEMIÁRIDA NORDESTINA

A região do semiárido tem o clima como uma das características mais marcantes, principalmente devido à ocorrência de seca estacional todos os anos no segundo semestre, o que faz parte do regime hidrológico próprio da região (MOREIRA & NETO, 1998). O Nordeste ocupa cerca de 18% do território nacional e o semiárido brasileiro, caracterizado por apresentar reservas insuficientes de água em seus mananciais, é um dos maiores e mais populosos do mundo, ocupando uma vasta extensão destas terras, estendendo-se por uma área de mais de 980.000 km², o que representa mais de 7% do território nacional e cerca de 58% da região Nordeste (PEREIRA JR, 2007). O total de chuvas anuais no semiárido varia entre 450mm e 800mm, dependendo da localidade, sendo que nos anos mais secos chove menos do que 200mm (AGAM, 2006). O semiárido brasileiro está quase todo localizado no Nordeste (Figura 01), abrangendo oito estados, com exceção do estado do Maranhão. Também faz parte do semiárido o Norte de Minas Gerais, na Região Sudeste (SUDENE, 2003; REBOUÇAS, 1997; GOMES, 2009).



Figura 01: Nova abrangência da região semiárida e subúmida seca nordestina.

O semiárido é dividido em quatro grandes domínios geoambientais, denominados de Sertão, Zona da Mata, Agreste e Meio Norte ou área de Transição Amazônica (REBOUÇAS, 1997; BRASIL, 2005).

Segundo a SECTMA (1998), o semiárido nordestino é uma das regiões secas mais quentes do planeta, com uma baixa média anual de umidade relativa do ar, próxima de 50%, e média mensal de temperatura do ar variando muito pouco ao longo dos anos, sempre em torno dos 26°C.

3.1.1 - RECURSOS HÍDRICOS DO NORDESTE

Comparando as demandas hídricas por setor, o Brasil acompanha o mundo utilizando mais de 60% dos seus recursos hídricos na agricultura e pecuária, contra 70% no âmbito mundial. Por outro lado, 21% da água consumida no país é de uso doméstico, ficando a indústria com o restante. Por sua vez, a estimativa mundial de consumo doméstico é de apenas 7%, com a indústria respondendo pelos 23% restantes.

Um país que apresente uma disponibilidade hídrica inferior ao limite de 2.000 m³/hab.ano está, segundo a ONU e o Banco Mundial, em situação inadequada e metade desse limite é considerada uma situação de stress hídrico ou escassez de água (SCARE, 2003; GARCIA JR., 2007).

Apesar da aparente situação confortável do cenário da disponibilidade hídrica do Brasil que, reconhecidamente, possui o maior potencial de recursos hídricos do mundo, possuindo 12 % da água doce superficial do planeta e uma disponibilidade média de cerca de 32.000 m³/hab.ano, a distribuição pelas regiões não é equitativa.

Enquanto que quase 90% dos recursos hídricos concentram-se nas regiões Norte e Centro-Oeste, restam pouco mais de 10% do potencial hídrico brasileiro disponíveis para 85% da população distribuída pelas outras regiões.

Dessa forma, a média do Nordeste cai para 1/8 da média nacional, com cinco estados com média inferior ao limite de situação inadequada, estipulado por organismos internacionais, existindo, inclusive, estados brasileiros com média inferior a 2mil m³/hab/ano (ABUD-ZEID, 1998; SCARE, 2003; BRANCO, 2006; BRASIL, 2005; ANA, 2005). A Tabela 01 ilustra este cenário, em linhas gerais, permitindo fazer comparações entre alguns estados brasileiros. Em geral, as razões para a baixa

disponibilidade hídrica do semiárido se devem ao seu solo raso, alta evaporação e chuvas irregulares aos longo de quase todo o ano.

Tabela 01: Disponibilidade hídrica e consumo *per capita* de alguns estados brasileiros. Adaptado de BRASIL (2005).

ESTADO	Disponibilidade Hídrica Social (m ³ /hab/ano)	Consumo <i>per capita</i> (m ³ /hab/ano)	Classificação
Rio Grande do Sul	19.792	1.015	Rica
Paraná	12.600	189	Rica
Minas Gerais	11.611	262	Rica
Maranhão	16.226	61	Rica
Piauí	9.185	101	Suficiente
Rio de Janeiro	2.189	224	Suficiente
São Paulo	2.209	373	Suficiente
Rio Grande do Norte	1.654	207	Pobre
Alagoas	1.692	159	Pobre
Paraíba	1.394	172	Crítico
Pernambuco	1.270	268	Crítico

Considera-se uma situação crítica quando a disponibilidade hídrica anual *per capita* é menor do que 1.500 m³/hab/ano enquanto que acima de 20 mil a situação é de abundância CHANG (2001). Pode-se observar na Tabela 1 que o Estado de Pernambuco possui uma disponibilidade hídrica média de 1.270 m³/habitante/ano, considerada crítica, ainda mais quando se leva em conta que os locais de maior consumo estão concentrados na capital e região metropolitana, o que significa que o consumo no semiárido é ainda menor do que o já baixo índice de consumo *per capita* do estado.

Além dos estados nordestinos em situação hídrica pobre ou crítica, segundo esses critérios, nota-se, também, situações discrepantes como, por exemplo, o estado do Maranhão que, apesar de ter uma disponibilidade hídrica classificada como rica, apresenta um consumo *per capita* muito baixo; Pernambuco, apesar da situação crítica em termos de disponibilidade hídrica, apresenta consumo *per capita* comparável e até superior ao de outros estados em situação hídrica mais confortável.

3.2 - EVAPORAÇÃO DA ÁGUA SUBTERRÂNEA

3.2.1 - O PROCESSO DE EVAPORAÇÃO

A evaporação é um processo segundo o qual a água que se encontra no solo úmido ou com a superfície livre em rios, lagos etc., muda seu estado físico de líquido para o de vapor, retornando para a atmosfera. A taxa com que o vapor é transportado para a atmosfera depende do aporte de energia disponibilizada, o saldo de radiação, para que as moléculas de água adquiram energia cinética suficiente para sair da superfície da água ou do solo úmido e formem o vapor atmosférico, sendo o calor latente de vaporização a quantidade de calor absorvido por unidade de massa de água (J.kg^{-1}) neste processo de mudança de estado físico (PHILIP, 1957; REBOUÇAS, 2002; TANNY *et al.*, 2008, VIDAL, 2009).

A evaporação ocorre tanto em águas superficiais como a partir de águas subterrâneas, através do solo. Nos lençóis freáticos, desprezando efeitos químicos, os fatores que determinam a evaporação são o poder evaporativo da atmosfera, a profundidade do lençol (Z) e a textura do solo (KARMANN *et al.*, 2003).

O fluxo de calor no solo depende, dentre outros fatores, de suas propriedades térmicas, como sua condutividade térmica, além da temperatura do solo ao longo das profundidades e das condições atmosféricas externas (SARAVANAPAVAN & SALVUCCI, 2000; GALVANI *et al.*, 2001).

O fluxo de calor no solo G (W.m^{-2}) pode ser determinado experimentalmente, por meio de fluxímetros. Um método que permite sua estimativa, ao longo do tempo, em função do seu perfil é o método harmônico empregado por HORTON *et al.* (1983), que descreveram a variação temporal na temperatura do solo, admitindo uma variação harmônica diária e estimaram o fluxo de calor no solo em função da profundidade $z(\text{m})$.

O cálculo da taxa de evaporação instantânea depende de diversos fatores, como a radiação solar, do vento, da pressão atmosférica local etc. e tem por base a lei das pressões parciais enunciada por Dalton, no início do séc. XIX, a qual estabelece que a pressão de vapor que um gás exerce é independente da presença de outros gases (VAREJÃO-SILVA, 2006; PEREIRA *et al.*, 1997).

Assim, uma de suas primeiras estimativas deve considerá-la diretamente proporcional ao déficit higrométrico, dado pela diferença entre a pressão de vapor saturado (e_s) e a pressão de vapor do ar (e_a) entre a água e a atmosfera (VIDAL, 2009):

$$Ev(mm.d^{-1}) = \kappa \cdot (e_s - e_a) \quad (01)$$

O coeficiente κ é uma constante de proporcionalidade que deve levar em consideração os efeitos de outras variáveis, como a temperatura, a turbulência do vento, o tipo e a extensão da superfície evaporante, a salinidade da água etc., que podem ser significantes no processo.

3.2.2 - MECANISMOS DE EVAPORAÇÃO

Os estudos preliminares a respeito da dinâmica da água em solos muito secos, como nas regiões áridas e semiáridas, consideravam a condução de água ao longo do perfil do solo como sendo nula e a evaporação desprezível (PHILIP, 1957; VAN BAVEL, 1966; DYER, 1974 ; GRILLI, 1985; PASSERAT de SILANS, 1986; GRILLI *et al.*, 1989). Entretanto, outros trabalhos se contrapõem a estas hipóteses inicialmente propostas sugerindo que a evaporação se dá por meio de um mecanismo sofisticado e não é desprezível, além de ser um importante processo na dinâmica da água em solos secos (HARBAUGH, 1988; ŠIMŮNEK & VAN GENUCHTEN, 1999; SAITO, 2006).

A evaporação é avaliada do nível do lençol freático até a superfície e se considera que na zona não saturada pode ser identificada uma zona de transição ou frente de evaporação, que divide o solo em duas regiões. Uma região ou zona inferior, do lençol freático até a frente de evaporação, na qual o fluxo se dá em forma líquida, e a região ou zona superior, desde a frente de evaporação até a superfície do solo, onde o fluxo se dá na forma de vapor (COSTA, 1994; PASSERAT de SILANS, 1988; BOULET & BRAUD, 1997; ROSE *et al.*, 2005). O mecanismo de evaporação da água subterrânea se dá de três formas, conforme o solo esteja úmido, apenas superficialmente seco ou muito seco.

No primeiro caso, a evaporação da água subterrânea é governada pelas condições meteorológicas externas, independentemente das propriedades físicas do solo,

ocorrendo o fluxo de água no estado líquido com baixo acoplamento do o fluxo de vapor, devido ao nível do lençol freático estar mais próximo à superfície, fazendo com que a zona não saturada seja úmida. Na segunda situação, com uma camada superficial do solo mais seca e o nível freático mais baixo, a taxa de evaporação da água subterrânea apresenta uma diminuição, devido à menor capacidade de condução e de liberação de água e calor do meio poroso não saturado. Assim, a taxa com a qual o perfil do solo nestas condições pode transmitir água até a superfície é menor do que o potencial evaporativo da atmosfera e surge uma frente de evaporação, dividindo o fluxo sob o solo de duas formas: água líquida abaixo da frente de evaporação e fluxo de vapor acima da mesma. Finalmente, se o solo for mais seco, a evaporação da água subterrânea ocorre predominantemente por meio dos mecanismos de transferência de vapor (BOULET & BRAUD, 1997; KARMANN, 2003).

A Figura 02 ilustra as três situações nas quais se pode encontrar em um solo sem vegetação. Na parte a), temos o caso do solo úmido com o nível do lençol freático elevado, com um fluxo de água líquida sob a superfície do solo e um fluxo de vapor d'água acima da mesma. O solo superficialmente seco, com o nível freático baixo encontra-se representado na figura 02 b), onde está representada a frente de evaporação, acima da qual o fluxo é de vapor e abaixo da qual se evidencia o fluxo de água no estado líquido, desde o lençol freático. O item c) da Figura 02 mostra o solo mais seco, com o nível do lençol freático mais baixo ainda, e o fluxo de água líquida sob a frente de evaporação.

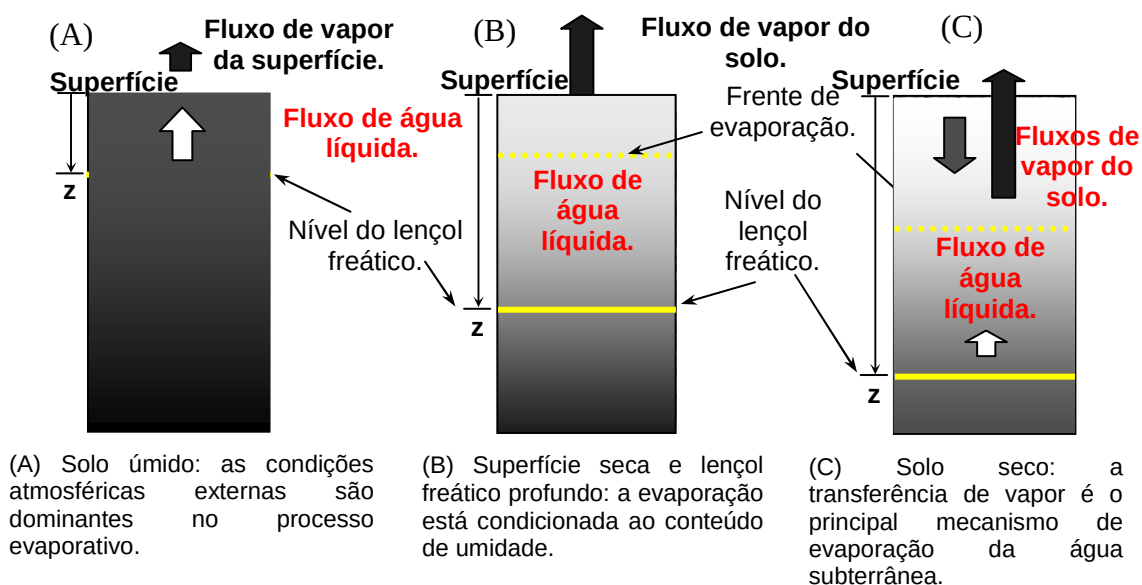


Figura 02: Mecanismos de Evaporação em Função do Nível de Água Subterrânea, $E(z)$, em três situações: (A) solo úmido, (B) superfície do solo seca e nível freático baixo e, (C) solo mais seco e superfície do lençol freático mais baixa.

Acima e a partir desta, neste caso, tem-se um fluxo de vapor ascendente e outro descendente, a partir do solo, que vai ao encontro da frente de evaporação e pode reduzir consideravelmente a evaporação, conforme encontrado por BOULET & BRAUD (1997), usando o modelo SiSPAT.

A descrição matemática dos fluxos não-isotérmicos de água no estado líquido e de vapor, leva em consideração a relação causal com os gradientes de pressão e de temperatura no solo. As discussões a respeito dos mecanismos de transporte de água em regime não isotérmico divergem com relação à quantificação dos fluxos medidos. Alguns pesquisadores sugerem que, em condições não isotérmicas e nas proximidades da superfície do solo, as quantidades de fluxo líquido e de vapor d'água apresentam a mesma magnitude. Segundo a EMBRAPA, 2006 (*apud* GOMES, 2009), a chuva média do semiárido é de 500 mm sendo que, destes, 86% correspondem à evaporação e 4% à infiltração no solo.

BOULET & KALMA (1997) estudaram os mecanismos de evaporação em solos secos de regiões áridas usando o modelo SiSPAT, com o qual puderam descrever uma região de secagem na zona superior da coluna de solo, origem de um fluxo descendente de vapor d'água, no sentido da frente de evaporação, e que tem como efeito uma diminuição da quantidade de vapor ascendente e, portanto, reduz substancialmente a evaporação.

Usando um modelo unidimensional de fluxo de água e calor, YAMANAKA *et al.* (1998) encontraram que a espessura da zona de evaporação sob a superfície depende da textura do solo. Ao estudar o acoplamento entre a umidade, o calor e a difusão de vapor, SARAVANAPAN & SALVUCCI (2000) mostraram que nas camadas mais profundas do solo a evaporação diária é controlada pelo fluxo de água líquida e a difusão de vapor responde pelo transporte total de água nas proximidades da superfície do solo. GRIFOLL & GASTO *et al.* (2005) formularam um modelo detalhado de acoplamento das equações de conservação da massa com as equações de conservação da energia, que levou em consideração o fluxo de vapor de água na superfície do solo, reconhecendo uma contribuição significativa para o fluxo total.

KATATA e NAGAI *et al.* (2007), por sua vez, usaram modelos já existentes, como o SOVEG, no qual alteraram a componente solo e incluíram as equações de condução de calor e transferência da água líquida e vapor, concluindo que o fluxo de vapor para a atmosfera é causado também pela evaporação do solo e não apenas devido

à evaporação superficial. SAITO & SIMUNEK (2006) e ZENG *et al.* (2008), visando melhorar a flexibilidade na informação meteorológica de entrada e resolver as equações acopladas que descrevem o transporte de água líquida, de fluxo de vapor e de calor em solo nu, desenvolveram modelos numéricos a partir da modificação do código Hydrus-1D. A teoria da evaporação em um solo nu, com transporte acoplado de água líquida, vapor d'água e calor, é bem conhecida e aplicada. Entretanto, geralmente tem-se analisado o perfil do conteúdo de água e temperatura (GRIFOLL *et al.*, 2005; SAITO & SIMUNEK, 2006) ou tempos e espaços específicos (KONUKCU, *et al.* 2004; ROSE *et al.* 2005).

Mais recentemente, uma análise espacial e temporal da dinâmica da água em solo arenoso foi feita por ZENG *et al.* (2008), levando em consideração a variação espacial e temporal simultaneamente, durante três dias. Dessa forma, novos estudos mais aprofundados devem ser realizados, por um período mais longo de tempo e com outros tipos de solo. Ademais, a despeito do conhecimento de que a evaporação da superfície do solo, sob pressão atmosférica, é afetada pelo nível do lençol freático, existem poucos estudos que tratem do efeito da dinâmica da evaporação, sob condições de transporte acoplado, para diferentes níveis de profundidade do lençol freático (PASSERAT de SILANS *et al.*, 2008; SILVA & SILANS *et al.*, 2002).

i) Fluxos de Água e Calor no Solo

A evaporação pode ser calculada pela equação:

$$E = \frac{\rho_{vs} - \rho_{va}}{r_v + r_s} \quad (02)$$

Sendo ρ_{vs} e ρ_{va} as densidades do vapor (kg.m^{-3}) na superfície do solo e na atmosfera, respectivamente. Na equação 02, (r_v) é a resistências aerodinâmicas à transferência de vapor e a resistência aerodinâmica da superfície ao fluxo de vapor d'água (r_s) normalmente é negligenciada, quando se assume que há equilíbrio no solo (KONDO *et al.*, 1990), aproximação esta que pode não ser correta, principalmente para o solo com a superfície seca.

Neste caso, o vapor d'água nos grandes poros é transportado dinamicamente para a atmosfera e sua densidade nos poros não está em equilíbrio com o teor médio de

água a uma determinada profundidade. O fluxo de calor sensível (H) pode ser definido por meio da equação (VAN BAVEL & HILLEL, 1976; ITIER, 1980):

$$H = C_a \frac{T_s - T_a}{r_H} \quad (03)$$

Na qual T (K) é a temperatura, C (J.m⁻³K⁻¹) é a capacidade calorífica volumétrica, r_H (s.m⁻¹) é a resistência aerodinâmica ao transporte de calor e os índices a e s indicam o parâmetro referente ao ar e à superfície do solo, respectivamente.

No cálculo do fluxo de calor sensível ou da taxa de evaporação é necessário o conhecimento das resistências aerodinâmicas à transferência de calor (r_H) e ao fluxo de vapor (r_v), respectivamente, assumindo que sejam iguais VAN BAVEL & HILLEL (1976).

3.2.3 - EVAPORAÇÃO DA ÁGUA DO SOLO

Segundo PREVEDELLO (1996), a evaporação da água do solo é um importante fator de perda dentro do ciclo hidrológico podendo, em certos casos, responder por cerca de metade da perda por evapotranspiração. Deste modo a identificação adequada dos fatores que mais a influenciam é do interesse da hidrologia, da agronomia, da meteorologia etc. A importância desse conhecimento é evidente uma vez que pode ajudar na modelagem e simulação dos fluxos de água e de calor no sistema solo-planta-atmosfera (SSPA), permitindo a elaboração de projetos e adoção de técnicas para conservação da água armazenada, preservação dos ecossistemas e o gerenciamento do seu uso agrícola (KLAUS & TIMM, 2004).

A evaporação da água subterrânea depende essencialmente de sua quantidade, contida nas camadas do solo, da proximidade do lençol freático em relação à superfície e do tipo de solo de onde a água evapora.

Assim, com o lençol freático próximo à superfície de um solo, totalmente saturado, a evaporação será regulada essencialmente pelas condições meteorológicas da atmosfera e da energia disponível, independentemente das propriedades físicas do solo e a taxa de evaporação, em condições de campo, se manterá estável enquanto a demanda evaporativa atmosférica puder ser considerada constante.

Por outro lado, a ausência do lençol freático torna a evaporação um processo tipicamente transiente. Levando-se em consideração esses fatores, podem-se distinguir três estágios em que ocorre o processo de evaporação da água de um solo nu (PREVEDELLO, 1996; ALLEN *et al.*, 1998; LIMA *et al.*, 2002; VIDAL, 2009):

i) Inicialmente, com o solo suficientemente condutor e a umidade média alta, a superfície exposta às condições atmosféricas estáveis de radiação, temperatura e umidade do ar e vento, a evaporação será caracterizada pela dependência destas condições meteorológicas vigentes e responderá por uma perda constante.

Neste caso, em que o nível do lençol freático encontra-se próximo à superfície e a camada de solo entre elas apresenta teor de umidade elevado, a magnitude da evaporação no solo saturado pode chegar a ser comparável à da superfície livre da água exposta às condições reinantes de radiação, umidade do ar, vento e temperatura.

A taxa de evaporação decresce quando se estabelece uma resistência à difusão entre o solo e a atmosfera, iniciando o segundo estágio no qual as condições meteorológicas perdem importância no processo.

ii) Com o nível do lençol freático mais profundo, haverá redução da evaporação e sua intensidade passará a depender mais fortemente do tipo de solo e, este não estando saturado, a sua camada mais superficial estará com baixa umidade. A taxa com que o perfil pode transmitir umidade para a superfície é mais baixa do que o potencial evaporativo da atmosfera, de modo que as condições limitantes serão as propriedades físicas do solo e a evaporação será composta por um fluxo de vapor d'água acima da frente de evaporação, sob a qual está o fluxo líquido.

Nesta fase, a diminuição de umidade do solo acompanha o decréscimo da evaporação, que passa a ser governada pelas propriedades hidráulicas nas proximidades da superfície.

Assim, à medida que o solo se torna mais seco, a taxa com que sofre evaporação vai diminuindo e, da mesma forma, em uma camada superficial mais espessa esta taxa é menor.

A espessura da camada superficial seca, por sua vez, depende da eficiência com que o fluxo d'água da camada mais úmida atinge a frente de secamento, isto é, a camada seca, de modo que esta aumentará se o fluxo líquido for suficientemente lento, provocando o aumento da resistência difusiva do vapor.

iii) No caso do solo seco, a evaporação passa a ser controlada por mecanismos de transferência de vapor ascendente e descendente. O fluxo máximo de umidade que o solo pode entregar para a atmosfera será determinado pela profundidade do lençol freático, pelas propriedades de transmissão do solo e pelo déficit higrométrico.

Esta última etapa ocorre quando a taxa com que a evaporação decresce torna-se extremamente baixa, o que torna o fluxo de água líquida no solo muito lento, devido à sua adsorção pelas partículas sólidas, levando a um valor muito baixo de condutividade hidráulica (LIBARDI, 1995).

3.3 - MÉTODOS DE MEDIDA DA EVAPORAÇÃO

Diversos métodos são usados para se determinar a evaporação e/ou a evapotranspiração, seja por meio de medidas mais diretas, seja por estimativas ou por meio de simulações, sendo vasta a literatura sobre o tema (VILLA NOVA & REICHARDT, 1989; TRAMBOUZE *et al.*, 1998; BROTZGE, J. & CRAWFORD, K., 2003; WILSON *et al.*, 2001).

Atualmente, alguns dos principais métodos utilizados para medir a evaporação são: método do domo, método do balanço de energia/razão de Bowen e o método da correlação dos turbilhões. A seguir tem-se uma breve descrição dos métodos usados neste trabalho.

3.3.1 - MÉTODO DO DOMO

O Domo, segundo SANFORD, 2001 (*apud* MUÑOZ, 2008),

“É uma cápsula de acrílico que permite medir o aumento de temperatura e da umidade do ar em seu interior”.

O método do domo, também chamado de câmara ventilada, consiste no uso de uma cúpula, geralmente produzida a partir de uma folha de acrílico que sofre injeção de um fluxo de ar quente para adquirir o formato hemisférico, a qual é utilizada sobre o solo nu ou vegetado, permitindo a determinação da evaporação a partir da área delimitada do

solo para dentro do volume de controle contido no seu interior (STANNARD, 1988; THIES, 2007). Portanto, o objetivo do método é medir, em pequenas áreas, o fluxo de vapor d'água da superfície do solo para a atmosfera, através da inserção de um volume conhecido dentro do qual se monitora o aumento da densidade de vapor (DUGAS *et al.*, 1997).

Segundo DUGAS *et al.* (1991), quando foi desenvolvida, esta metodologia foi inicialmente aplicada com a finalidade de medir a ET em áreas cultivadas onde, em geral, usavam-se câmaras de grande porte e, portanto, não portáteis, as quais eram fixadas em um mesmo ponto durante períodos de tempo longos.

A permanência do dispositivo no local de medição causa perturbação, interferindo de maneira não desprezível no saldo de radiação e, conseqüentemente, na temperatura e na pressão de vapor. A fim de minimizar distorções nos resultados, REICOSKY & PETERS (1977) desenvolveram câmaras que, apesar de permitirem medições rápidas da evaporação, ainda eram grandes, com área de superfície de 3,7 m², o que exigia a utilização de equipamento especial para o transporte (REICOSKY *et al.*, 1983). Entretanto, é possível usar câmaras de pequeno porte, feitas de acrílico, capazes de registrar medidas rápidas e precisas da evaporação, portáteis e fáceis de transportar, além de viáveis economicamente (STANNARD, 1988; THIES, 2007; JOHNSON, 2008; VIDAL, 2009).

A determinação da evaporação é baseada na quantificação do aumento do vapor d'água oriundo do solo, por meio de uma cúpula hemisférica de acrílico, em função de suas dimensões (área efetiva de evaporação e volume de controle) e da variação na taxa da densidade de vapor dentro da atmosfera da câmara.

O formato de casca hemisférica da cúpula e o material de que é constituída permitem a passagem da radiação solar minimizando perturbações nas ondas incidentes. Uma descrição pormenorizada da metodologia é apresentada por STANNARD (1988), segundo o qual a taxa de evaporação do solo (Ev) ou evapotranspiração (ET) deve ser estimada para cada solo ou área plantada utilizando a seguinte equação:

$$EV = 86,4.C.\frac{MV}{A} \quad (04)$$

O parâmetro M é a inclinação máxima da curva de densidade de vapor ($\text{g/m}^3\text{s}$), $V(\text{m}^3)$ é o volume interno do domo e $A (\text{m}^2)$ a área da superfície evaporativa coberta pela câmara. Ainda na equação (04), o fator 86,4 permite converter a unidade da ET de $\text{g/m}^3\text{s}$ para mm.dia^{-1} , usando a densidade da água, enquanto que C é o fator de calibração do domo. A Figura 03 mostra o domo de acrílico instrumentado, instalado em campo. Observa-se que o Domo instalado no Salar de Bellavista, no Chile, apresenta uma manta isolante de lona azul, presa com pedras, e ventiladores internos de cor preta, enquanto o que foi usado em Venturosa-PE usa uma manta isolante de emborrachado de cor mais próxima à do solo e pesos de metal, além de ventiladores transparentes.

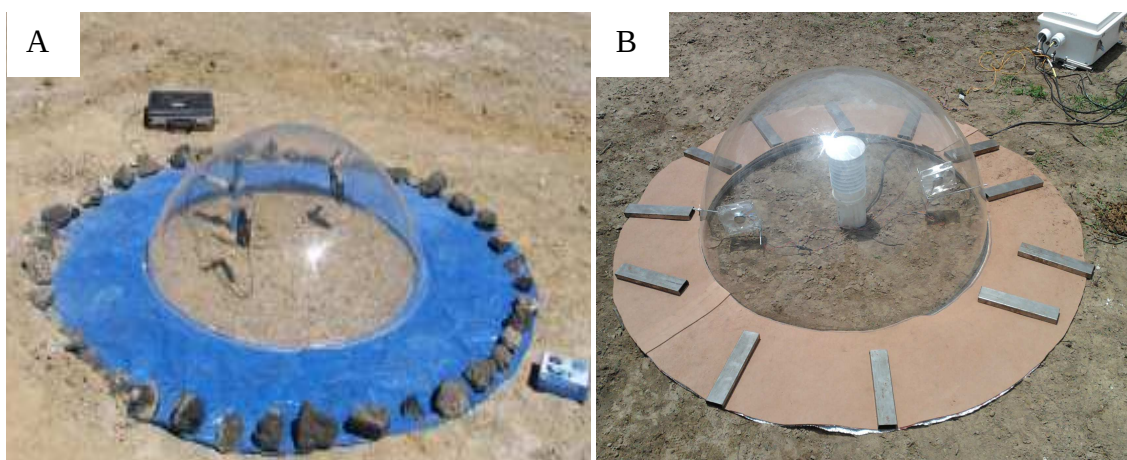


Figura 03: Domo de acrílico instalado em campo. (A) Em um Salar, no Chile. Adaptado de MUÑOZ, 2008. (B) em Barragem Subterrânea, Venturosa, PE (Autor).

A partir dos valores da taxa de evaporação em cada medição pode ser construída uma curva típica da E_v versus tempo (Figura 04). Então, a integração da curva da E_v (ou ainda da evapotranspiração) vs. t , pode-se estimar a evaporação diária.

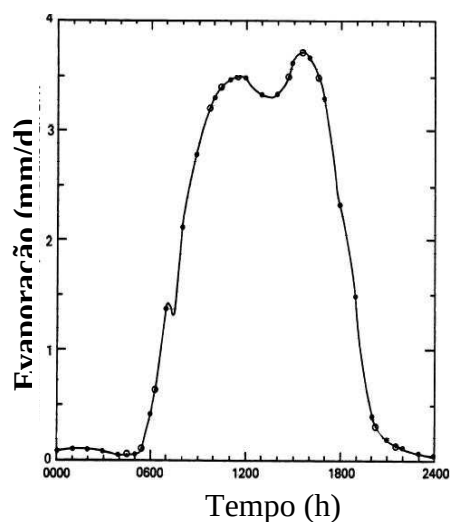


Figura 04: Exemplo de uma série temporal típica de evaporação diária (GRILLI *et al.*, 1989).

3.3.2 - MÉTODO DO BALANÇO DE ENERGIA - RAZÃO DE BOWEN

Baseado no princípio de conservação da energia na superfície, o balanço de energia (BE) na interface entre o solo/vegetação e a atmosfera se realiza com a contabilização dos seus componentes principais (PEREZ *et al.*, 1999; LIMA, 2004): o saldo das radiações (R_n) absorvida e emitida pelo solo e vegetação, os fluxos de calor sensível (H) e latente (LE), decorrentes das transferências verticais turbulentas de calor e de umidade, respectivamente, e o fluxo (G) de calor no solo, com todas as medidas e estimativas em $W.m^{-2}$.

A energia disponível ($R_n - G$) se apresenta sob a forma de fluxos de calor sensível e latente, os quais podem ser obtidos pela técnica baseada na razão entre suas densidades, sendo este método chamado da razão de Bowen (β) devido ao desenvolvimento teórico realizado por Bowen em 1926.

Uma equação geral que considerasse todos os fluxos na camada próxima à superfície poderia envolver muitos termos de difícil medição e, na maioria das vezes, desnecessários por serem pouco significativos (AGAM, 2002; ASSOULINE *et al.*, 2008), de modo que o BE discutido neste trabalho envolve as mudanças verticais que resultam da partição do R_n desconsiderando-se o armazenamento de calor nas proximidades da superfície do solo e/ou na biomassa, a energia utilizada na fotossíntese ao longo do dia e outras entradas de energia no sistema.

Dessa forma, pode-se escrever a seguinte expressão para o BE (TODD *et al.*, 2000; LIMA *et al.*, 2010):

$$R_n = G + H + LE \quad (05)$$

A razão $\beta = H/LE$ tem seu comportamento determinado pelas condições de umidade do solo e pela capacidade da vegetação de evapotranspirar, sendo um método micrometeorológico considerado padrão em estimativas de LE e H e um dos mais amplamente utilizado por diversos pesquisadores para se estimar estes componentes do BE, por apresentar desempenho satisfatório em uma ampla gama de aplicações (AZEVEDO, 1998; OLIVEIRA *et al.*, 2009; SOUZA *et al.*, 2008).

LEITÃO *et al.* (2007) compararam o desempenho de diferentes métodos de estimativa da evaporação para as regiões do Cariri e Sertão da Paraíba e concluíram que

o método do BE razão de β apresentou desempenho de entre bom e muito bom, com base nos indicadores estatísticos de CAMARGO & SENTELHAS (1997).

BIUDES *et al.* (2009) estudaram o balanço de energia e a evapotranspiração (ET) em pasto sob condições de cerrado e encontraram boa concordância dos valores da ET estimados pelo método da razão de Bowen e os valores de ET_0 obtidos pelo modelo da FAO-56 Penman-Monteith (MONTEITH, 1990). LIMA *et al.* (2010) utilizando o método da razão de Bowen encontraram os componentes do BE em mamona cultivada no agreste-PE em concordância com os resultados de OLIVEIRA *et al.* (2009) para a mamona cultivada nas condições do brejo paraibano. LIMA *et al.* (2011) compararam o fluxo de calor sensível obtido pelos métodos da razão de Bowen e aerodinâmico, obtendo boa concordância em diversas condições atmosféricas e de umidade do solo, resultados corroborados por outros autores.

i) Determinação dos componentes do BE

De acordo com a convenção adotada por KJAERGAARD *et al.* (2008), durante o período diurno, o balanço de radiação é tal que a superfície recebe uma quantidade de energia maior do que a emitida, de modo que o sentido positivo dos fluxos de H, LE e G é para baixo, o que significa a transferência de calor e de umidade do solo para a atmosfera. O contrário ocorre à noite quando os fluxos tem baixa magnitude e, devido ao resfriamento radiativo da superfície, tem sinal contrário e ocorre transferência de calor do ar para a superfície e formação de orvalho, indicando a transferência de umidade de volta para o solo (SILVA *et al.*, 2002).

Esta razão também pode ser obtida usando a razão entre as diferenças de temperatura do ar (ΔT) e da pressão de vapor (Δe_a) em dois níveis, conforme a equação (06), obtida a partir das expressões das densidades de fluxo verticais (equação 06) na camada superficial da atmosférica (PEREZ *et al.*, 1999):

$$\frac{H}{LE} = \frac{c_p \cdot K_h \cdot \partial T / \partial z}{\frac{L \cdot \mathcal{E}}{P} \cdot K_w \cdot \partial e / \partial z} \quad (06)$$

Em situações em que não predomina o transporte turbulento a transferência de calor é laminar e, pela hipótese da similaridade e não havendo advecção, os coeficientes de transferência turbulenta de calor sensível (K_h) e vapor d'água (K_w) são iguais

(VERMA *et al.*, 1978; GAVILÁN & BERENGENA, 2007; SOARES, 2009). Então, assumindo que $\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right) / \left(\frac{\partial e_a}{\partial z}\right) \approx \frac{\Delta T}{\Delta e_a}$, tem-se que:

$$\beta = \frac{H}{LE} = \gamma \cdot \frac{\Delta T}{\Delta e_a} \quad (07)$$

Em que γ é a constante psicrométrica ($\gamma=0,066 \text{ kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$). Finalmente, a partir das medições do Rn , do G , de ΔT e de Δe_a , juntamente com a equação do BE (equação 05), utiliza-se a razão β definida na equação 07 para escrever as expressões dos fluxos de calor latente e sensível, respectivamente, como:

$$LE = \frac{Rn - G}{1 + \beta} \quad (08)$$

$$H = \frac{\beta}{1 + \beta} (Rn - G) \quad (09)$$

O fluxo de calor no solo (G) pode ser determinado por meio da instalação de fluxímetro próximo à superfície e, então, corrigido para a superfície por meio da equação (10):

$$G = G_p + \frac{\Delta T_s \cdot C \cdot z}{t} \quad (10)$$

onde z é a profundidade (m), ΔT_s é a variação média da temperatura do solo (em K), t (s) é o tempo de medição, G_p é a medida do fluxo de calor pelo fluxímetro G é o fluxo de calor corrigido para a superfície (W.m^2) e C é a capacidade térmica volumétrica ($\text{MJ.m}^{-3}.\text{K}^{-1}$) do solo, que é dada em função da umidade (θ) e da porosidade (ϕ):

$$C = (1 - \phi)C_p + 4,19 \cdot \theta \quad (11)$$

onde a capacidade térmica à pressão constante $C_p = 1,93 \text{ MJ.m}^{-3}.\text{K}^{-1}$.

ii) Confiabilidade do Método da razão de Bowen

A utilização da razão β requer certo cuidado quanto à consistência física e validade de seus valores, de modo que grande parte dos estudos que fazem uso deste método tem se concentrado em pastos irrigados, plantações, florestas ou outros tipos de vegetação onde condições bastante áridas não são encontradas, isto é, condições nas quais β é suficientemente pequeno e não há indicação da obtenção de bons resultados (GAVILÁN & BERENGENA, 2007; SILVA *et al.*, 2011; ARRUDA, 2011).

PEREZ *et al.* (1999) fazem uma análise de erro, indicando que os fluxos encontrados podem ser fisicamente incoerentes para certos valores de β , direção dos gradientes e energia disponível devido, principalmente, a erros nos sensores e nos momentos de transição do sinal de Rn-G, como ocorre no início e no final do dia, quando os gradientes de temperatura e umidade tendem a zero e β se aproxima de -1, tornando as relações indeterminadas, conforme as equações 08 e 09.

Então, a fim de eliminar os dados questionáveis, foram adotados critérios objetivos de aceitação/rejeição para a razão de Bowen definidos por OHMURA (1982), desconsiderando os dados onde $-1,25 < \beta < -0,75$ (PEREZ *et al.*, 1999; ORTEGA-FARIAS *et al.*, 1996) e ΔT e Δe_a menores que a resolução dos sensores, sendo feita interpolação dos valores válidos imediatamente anterior posterior (AZEVEDO, 1998; LIMA, *et al.*, 2005).

Vários estudos apontam que o desempenho do método da razão β tem se mostrado suficientemente bom ao ser comparado com diversos outros métodos, como correlação dos turbilhões, tanque classe A, lisímetros, Penman-Monteith, dentre outros (TODD *et al.*, 2000; LEITÃO *et al.*, 2007; BIUDES *et al.*, 2009).

Essa confiabilidade levou alguns autores a utilizá-lo como estimativa da ET e do BE de coberturas vegetais completas ou incompletas (PEREIRA *et al.*, 1997; AZEVEDO, 1998; SOUZA, *et al.*, 2009; SILVA *et al.*, 2011) e até como padrão de referência para outros métodos de estimativas de fluxo (BRUNET, 1992; SAUER, *et al.*, 1998; ORTEGA-FARIAS *et al.*, 1996).

3.3.4 – MODELAGEM COM O SiSPAT

Para realizar o acoplamento entre o solo e a atmosfera, foi resolvido um sistema de duas equações não lineares formado pela equação do balanço de energia na superfície do solo e pela equação de continuidade do fluxo de massa através da superfície, cujas incógnitas são o potencial matricial e a temperatura na superfície do solo.

O modelo de PHILIP & de VRIES (1957), modificado por MILLY (1982), é a base do modelo dos fluxos acoplados de umidade e de calor em meios porosos parcialmente saturados.

As variáveis dependentes são a temperatura (T, K) e o potencial matricial do solo (h, m). As equações para o movimento vertical 1D são (PASSERAT de SILANS *et al.*, 1989; ANTONINO, 1992; VARADO *et al.*, 2006a):

$$C_h \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D_{mh} \frac{\partial h}{\partial z} + D_{mT} \frac{\partial T}{\partial z} - K \right) - \frac{S}{\rho_w} \quad (12)$$

$$C_T \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D_{ch} \frac{\partial h}{\partial z} + D_{cT} \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (13)$$

sendo S a extração de água pelo sistema radicular da cultura (kg·m³/s), C_h a capacidade capilar (1/m), C_T a capacidade térmica volumétrica (J/m³·K), D_{mh} a condutividade hidráulica isotérmica (m/s), D_{Mt} a difusividade térmica de vapor (m²/s·K), D_{ch} a condutividade isotérmica de vapor (W/m²), D_{Ct} a condutividade térmica aparente (W/m·K), K a condutividade hidráulica do solo (m/s). Todos esses parâmetros são funções do conteúdo de água e/ou da temperatura do solo (LIBARDI, 1995).

No modulo atmosfera, as variáveis atmosféricas características são definidas num nível de referência z_a (m). A estratificação térmica da atmosfera é considerada por meio da teoria de MONIN & OBUKHOV (1954) e as funções de correções da estabilidade atmosféricas são as de PAULSON (1970).

As duas equações diferenciais parciais que descrevem as transferências de massa e calor no solo são resolvidas utilizando o método das diferenças finitas com esquema implícito de acordo com CELIA *et al.* (1990).

O esquema é implícito, mas com linearização explícita dos coeficientes de transferência e estoque. As camadas são interpoladas no espaço usando a média geométrica entre dois nós.

A Figura 05 mostra um esquema onde estão explicitadas as camadas e os nós considerados na discretização que resultou nas Equações 14 e 15. As equações são discretizadas usando o método do balanço de massa, sendo o balanço de massa avaliado a cada camada j (SMITH, 1985).

Para a equação de massa, obtém-se a equação 14, discretizada:

$$C_{hj}^{i+1} \frac{h_j^{i+1} - h_j^i}{\Delta t^{i+1}} \Delta z_j = \left[D_{mhj+1/2}^{i+1} \frac{h_{j+1}^{i+1} - h_j^{i+1}}{dz_j} + D_{mTj+1/2}^{i+1} \frac{T_{j+1}^{i+1} - T_j^{i+1}}{dz_j} - K_{j+1/2}^{i+1} \right] - \left[D_{mhj-1/2}^{i+1} \frac{h_j^{i+1} - h_{j-1}^{i+1}}{dz_{j-1}} + D_{mTj-1/2}^{i+1} \frac{T_j^{i+1} - T_{j-1}^{i+1}}{dz_{j-1}} - K_{j-1/2}^{i+1} \right] - \Delta z_j \frac{S_j^{i+1}}{\rho_w} \quad (14)$$

Para a equação de calor, obtém-se a equação 15, discretizada:

$$C_{Tj}^{i+1} \frac{T_j^{i+1} - T_j^i}{\Delta t^{i+1}} \Delta z_j = \left[D_{chj+1/2}^{i+1} \frac{h_{j+1}^{i+1} - h_j^{i+1}}{dz_j} + D_{cTj+1/2}^{i+1} \frac{T_{j+1}^{i+1} - T_j^{i+1}}{dz_j} \right] - \left[D_{chj-1/2}^{i+1} \frac{h_j^{i+1} - h_{j-1}^{i+1}}{dz_{j-1}} + D_{cTj-1/2}^{i+1} \frac{T_j^{i+1} - T_{j-1}^{i+1}}{dz_{j-1}} \right] \quad (15)$$

A Figura 05 mostra, esquematicamente, as camadas usadas nas discretizações das equações 12 e 13, que resultaram nas equações 14 e 15.

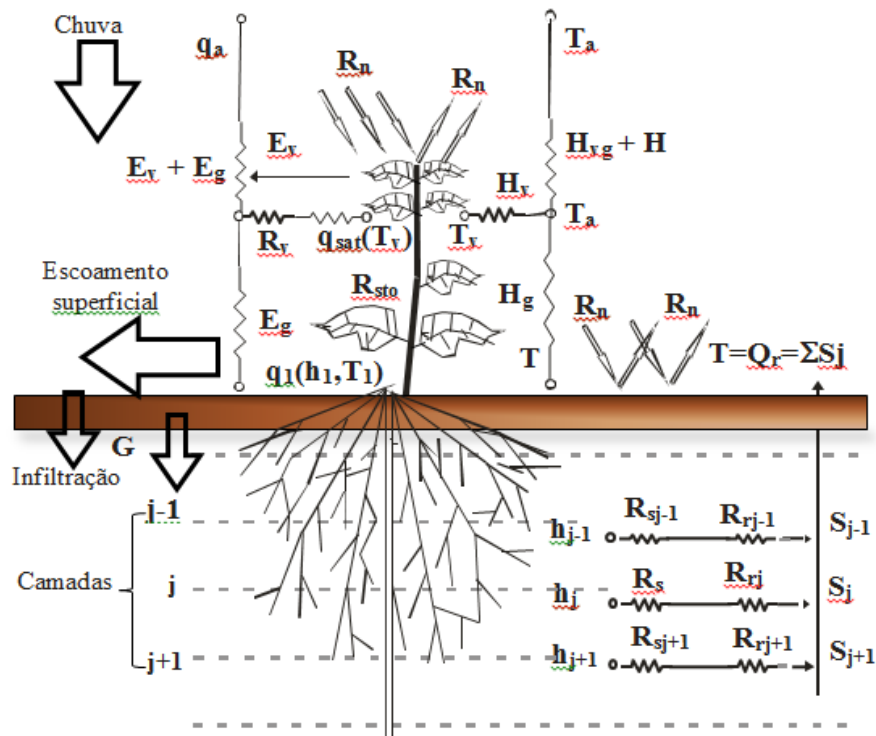


Figura 05: Esquema das discretizações. Adaptado de SOARES, 2009.

Os perfis de temperatura e de potencial matricial são utilizados como condição inicial. Para a condição de fronteira inferior foram usadas a temperatura e o potencial matricial do solo na base do perfil, enquanto que para a condição de fronteira superior ela é imposta pela resolução do módulo interface solo-atmosfera. No módulo interface solo-atmosfera, o sistema de duas equações não lineares é resolvido usando o método de Newton-Raphson.

Deve-se observar que quando o sistema de equações da interface é resolvido, é necessário conhecer o potencial matricial h_2 e a temperatura do solo T_2 no segundo nó.

Quando o módulo solo é resolvido, a convergência entre os valores extrapolados e os valores atuais é verificada. Se a diferença estiver acima de um limite estabelecido, o módulo interface é novamente calculado com os novos valores de h_2 e T_2 e o procedimento é repetido até que a convergência de todos os módulos seja alcançada (PASSERAT de SILANS *et al.*, 1989).

i) Condutividade Térmica e Capacidade Térmica Volumétrica

A capacidade do solo de conduzir calor, ou seja, a sua condutividade térmica λ , é uma propriedade térmica do solo que depende das condutividades das suas partículas constituintes, da sua porosidade, além de ser função da umidade.

O fluxo de calor através do perfil do solo se dá por meio de vários mecanismos simultâneos de transporte. O fluxo de calor através dos materiais sólidos ocorre por meio da condução, enquanto que o fluxo através dos poros se dá por meio de três mecanismos que ocorrem paralelamente: a condução, a convecção e a radiação. Dependendo das condições climáticas, a transferência de calor não-condutiva pode ser negligenciada e, se o solo puder ser considerado homogêneo e isotrópico, a modelagem matemática apenas da condução de calor em solos pode ser aplicada para descrever o fluxo de calor no solo.

A condutividade térmica é a principal propriedade no controle do fluxo de calor no solo. Em condições normais, a propagação do calor no solo ocorre essencialmente por condução. Como a condutividade térmica da parte mineral do solo é de aproximadamente 1,7W/MK e as condutividades térmicas da fase de água e ar são 0,6 e 0,026W/MK, respectivamente, pode-se concluir que o calor se transfere principalmente através das partículas sólidas. Devido à condutividade térmica da água ser maior que a do ar, um solo úmido tem uma condutividade térmica maior do que um solo seco.

Alguns experimentos mostram um aumento da condutividade térmica devido ao aumento do peso específico seco e este acréscimo é especialmente importante no caso de solos secos, pois um peso específico seco maior implica em maior quantidade de material sólido por volume de solo e melhores contatos térmicos entre grãos. A ocupação de espaços vazios pela água provoca um aumento na condutividade térmica, cuja magnitude de crescimento é função do tipo de solo. Assim, em solos arenosos a condutividade térmica aumenta rapidamente com a umidade.

O aumento da condutividade térmica do solo devido à umidade depende não somente da substituição da água pelo ar, como também nas mudanças da ligação água-solo, assim como nas características peculiares das interações físico-químicas da água.

A temperatura em um meio poroso depende de alguns fatores, tais como: diferença na intensidade de absorção de calor de um solo, variações do calor específico do solo e diferenças na condutividade térmica. A capacidade de aquecimento volumétrico (c), por unidade de volume de um dado solo, é o calor necessário para

mudar a temperatura de seu volume unitário de 1°C. Este coeficiente é definido como o produto do calor específico, c (cal/g°C), pela massa específica seca, ρ_d (g/cm³), conforme mostra a equação (16):

$$C = \rho_d \cdot c \quad (16)$$

A capacidade térmica volumétrica de um solo pode ser estimada a partir das capacidades caloríficas dos seus componentes, levando-se em consideração a contribuição ponderal de cada um, por meio de suas respectivas frações volumétricas.

Considerando o solo como constituído de componentes minerais, de matéria orgânica, de água e de ar, cujas capacidades térmicas são C_m , C_o , C_w e C_a , respectivamente, cada constituinte representa uma fração volumétrica no solo, que pode ser f_m , f_o , θ e f_{ar} para as frações dos minerais, de matéria orgânica, de umidade e de ar no solo, respectivamente (de VRIES, 1963; HILLEL, 1998).

Assim, as capacidades de aquecimento volumétrico por unidade de volume dos sólidos, água e ar serão denotadas por C_s , C_w e C_a , respectivamente. Na presença de um fluxo transiente, o comportamento térmico dos solos passa a ser governado, além da condutividade térmica, também pela sua capacidade de aquecimento volumétrico.

ii) Difusividade e Resistividade Térmica

Outro coeficiente importante no cálculo da transferência de calor é a difusividade térmica (D). A difusividade térmica é definida como a razão entre a condutividade (λ) e a capacidade térmica (c), dada pelo produto do calor específico à pressão constante (c_p) pela densidade (ρ), conforme a equação (17):

$$D = \lambda / C = \lambda / \rho \cdot c_p \quad (17)$$

Altos valores de difusividade térmica significam que o material possui capacidade de variar rápida e bruscamente sua temperatura. A resistividade térmica, que é o inverso da condutividade, pode ser interpretada como uma resistência ao fluxo de calor e sofre influência de diversos fatores, tais como a constituição mineral (as areias apresentam grande condutividade térmica), o peso específico seco, cujo aumento eleva a

condutividade devido ao maior contato entre os grãos e a distribuição granulométrica (HORTON *et al.*, 1983). Também influencia na resistividade (ou na condutividade) do solo a quantidade de água na compactação (solos compactados inicialmente úmidos apresentam condutividade térmica maior que aqueles compactados já com baixa umidade) e a temperatura.

A equação unidimensional da condução vertical de calor em um dado meio é dada por (18):

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial x} \right) = \rho c_p \frac{\partial T}{\partial t} \quad (18)$$

As variáveis T , λ , ρ e c_p são a temperatura, a condutividade térmica (W/m.K), a densidade (kg/m^3) e calor específico do solo, respectivamente. O produto entre o calor específico e a densidade é a capacidade térmica volumétrica, isto é: $C = \rho \cdot c_p$. Então, admitindo uma condutividade constante escrever:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = D \cdot \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} \quad (19)$$

A difusividade térmica do solo (D) pode ser entendida como a capacidade do solo de difundir ou propagar os efeitos térmicos ao longo da sua matriz, influenciando a velocidade transmissão das ondas de temperatura.

iii) Fluxo de Água líquida e Vapor d'água

A equação que governa o fluxo unidimensional de água líquida e vapor d'água, em um meio poroso rígido variavelmente saturado, é dada pela equação (20) de conservação da massa:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q_L}{\partial z} - \frac{\partial q_v}{\partial z} - S \quad (20)$$

A umidade volumétrica total é θ ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$), definida como a soma das umidades volumétricas devidas à água líquida (θ_L) e ao vapor d'água (θ_v); q_L e q_v são as

densidades de fluxo da água líquida e vapor d'água (m.s^{-1}), respectivamente; t é o tempo (s); z é a coordenada espacial, orientada positivamente para cima (m) e S é um termo de dissipação que leva em conta a ascensão de água pela raiz (s^{-1}).

A densidade de fluxo de água líquida, q_L (m.s^{-1}) é descrita usando a lei de Darcy modificada, conforme dado por PHILIP & de VRIES (1957):

$$q_L = q_{Lh} + q_{LT} = -K_{Lh} \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) - K_{LT} \frac{\partial T}{\partial z} \quad (21)$$

As densidades de fluxo de água líquida, em condições isotérmicas e térmicas, são q_{Lh} e q_{LT} respectivamente. H é o potencial matricial, em m e T é a temperatura absoluta (K). As condutividades hidráulicas para os fluxos na fase líquida, em condições isotérmicas, K_{Lh} (m.s^{-1}), e térmicas, K_{LT} ($\text{m}^2.\text{K}^{-1}.\text{s}^{-1}$), são devidas aos respectivos gradientes de potencial h e de temperatura T .

A densidade de fluxo de água na forma de vapor, q_v , é composta por duas componentes, a saber: a densidade de fluxo de vapor em condições isotérmicas, q_{vh} , e aquela que se dá em condições não-isotérmicas ou térmicas, q_{vT} , que podem ser dadas pelas equações 22 e 23, conforme PHILIP & de VRIES, 1957, assumindo que a umidade relativa nos poros permanece constante:

$$q_{vh} = -K_{vh} \frac{\partial h}{\partial z} \quad (22)$$

$$q_{vT} = -K_{vT} \frac{\partial T}{\partial z} \quad (23)$$

K_{vh} (m.s^{-1}) e K_{vT} ($\text{m}^2.\text{K}^{-1}.\text{s}^{-1}$) são condutividades hidráulicas para o vapor, em condições isotérmicas e térmicas, respectivamente.

A densidade do fluxo total de vapor d'água, q_v , será, então, a soma das densidades dos fluxos de vapor nas condições térmicas e isotérmicas (equação 24):

$$q_v = q_{vh} + q_{vT} \quad (24)$$

Assim a equação geral que descreve o fluxo total de água, sob a forma líquida e de vapor, tanto em condições térmicas quanto isotérmicas, na direção vertical, pode ser obtida a partir da combinação das equações (20) e (24), resultando em:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_{Lh} \frac{\partial h}{\partial z} + K_{Lh} + K_{LT} \frac{\partial T}{\partial z} + K_{vh} \frac{\partial h}{\partial z} + K_{Lv} \frac{\partial T}{\partial z} \right] - S \quad (25)$$

Sendo as condutividades hidráulicas totais, K_{Th} (em m.s^{-1}) e K_{TT} (em $\text{m}^2.\text{K}^{-1}.\text{s}^{-1}$), a soma das condutividades hidráulicas para a fase líquida e vapor, ou seja:

$$\begin{cases} K_{Th} = K_{Lh} + K_{vh} \rightarrow \text{isotérmico} \\ K_{TT} = K_{LT} + K_{vT} \rightarrow \text{térmico} \end{cases} \quad (26)$$

Onde K_{Lh} e K_{LT} são as condutividades hidráulicas da fase líquida e K_{vh} e K_{vT} são as condutividades hidráulicas da fase vapor, para as condições isotérmica e térmica, respectivamente.

Podemos, então, reescrever a equação (25) como:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_{Th} \frac{\partial h}{\partial z} + K_{Lh} + K_{TT} \frac{\partial T}{\partial z} \right] - S \quad (27)$$

iv) Processos de Transferência de Calor no Solo

Para um solo saturado existe um gradiente crítico de temperatura, acima do qual ocorre a convecção. Quando este valor é atingido, a transferência de calor cresce proporcionalmente com o quadrado do gradiente de temperatura.

Os processos de evaporação e condensação respondem pelo transporte de uma significativa quantidade de calor. Nos solos não-saturados, a evaporação aumenta com a temperatura causando um aumento na pressão de vapor local e a consequente difusão do vapor d'água pelos poros interconectados às regiões de menor pressão de vapor, onde se condensam.

Desta forma, o coeficiente de difusão do vapor d'água depende da temperatura e a sua influência aumenta com o decréscimo da massa específica seca (ρ_d) do meio poroso, devido ao aumento dos vazios envolvidos no processo de transferência de calor.

A equação unidimensional vertical da condução de calor no solo é dada por:

$$C \frac{\partial T}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial z} \left(-\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (28)$$

em que C é a capacidade calorífica do solo ($\text{Jm}^{-3} \text{K}^{-1}$) e λ a condutividade térmica aparente ($\text{Wm}^{-1} \text{K}^{-1}$). Admitindo que a capacidade calorífica é invariante com a profundidade z , a equação (28) se torna:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (29)$$

em que K é a difusividade térmica aparente do solo ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$).

O movimento de calor é governado pela lei de conservação da energia que, aplicada a um meio rígido, poroso e com saturação variável pode ser expressa como na equação:

$$\frac{\partial S_h}{\partial t} = - \frac{\partial q_h}{\partial z} - Q \quad (30)$$

O armazenamento de calor no solo (em J.m^{-3}) é S_h ; q_h é a densidade de fluxo total (em $\text{J.m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) e Q é o cômputo de fonte ou sumidouro de energia (em $\text{J.m}^{-3} \cdot \text{s}^{-1}$).

O armazenamento de calor (S_h) é dado pela equação (31):

$$S_h = C_n \theta_n T + C_w \theta_l T + C_v \theta_v T + L_0 \theta_v \quad (31)$$

Sendo a capacidade térmica volumétrica do solo úmido (C_p) dada por (32):

$$C_p = C_n \theta_n + C_w \theta_l + C_v \theta_v \quad (32)$$

Na qual C_n , C_w e C_v são as capacidades térmicas volumétricas das fases sólida, líquida e vapor (em $\text{J.m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}$), respectivamente; T é a temperatura absoluta (K); θ_n , θ_l e θ_v são as frações volumétricas ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$) das fases sólida, líquida e vapor, respectivamente (de VRIES, 1963).

Assim, a equação (31) pode ser reescrita mais simplificadamente como:

$$S_h = C_p T + L_0 \theta_v \quad (33)$$

Sendo L_0 (J.m^{-3}) o calor latente de vaporização volumétrico, dado por:

$$L_0 = L_w \rho_w \quad (34)$$

Na equação (34), $L_w = 2,501.10^6 - 2369,2.T$ é o calor latente de vaporização (J.kg^{-1}), em função da temperatura T ($^{\circ}\text{C}$).

A densidade de fluxo total, q_h , em m.s^{-1} , é definida como a soma das densidades dos calores sensíveis, de condução (q_n) e de convecção, da água líquida (q_{cl}) e do vapor d'água (q_{cv}), com o calor latente de vaporização (equações 35 e 36).

O calor sensível é dado pela lei de Fourier, enquanto que os calores sensíveis convectivos são definidos nas equações (35) e o calor latente para o fluxo de vapor (q_{Lv}) é dado na equação (36):

$$q_h = q_n + (q_{cl} + q_{cv}) + q_{Lv} \quad (35)$$

$$q_n = -\lambda(\theta) \frac{\partial T}{\partial z} \quad (36)$$

Sendo $\lambda(\theta)$ a condutividade térmica aparente do solo, em $\text{J.m}^{-1}.\text{s}^{-1}.\text{K}^{-1}$.

$$\begin{cases} q_{cl} = C_w T q_L \\ q_{cv} = C_v T q_E \end{cases} \quad (37)$$

Nas equações (24) e (35), q_L e q_v são as densidades de fluxo para a água nas fases líquida e de vapor:

$$q_{Lv} = L_0 q_v \quad (38)$$

Onde (q_{Lv}) é a densidade de fluxo de calor latente de vaporização.

A equação que governa o movimento de calor é, portanto:

$$\frac{\partial C_p T}{\partial t} + L_0 \frac{\partial \theta_v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\lambda(\theta) \frac{\partial T}{\partial z} \right] - C_w \frac{\partial q_L T}{\partial z} - L_0 \frac{\partial q_v}{\partial z} - C_v \frac{\partial q_v T}{\partial z} - C_w S T \quad (39)$$

O último termo do lado direito representa a extração de energia associada com a ascensão de água pelas raízes.

v) Propriedades Térmicas e Hidráulicas do Solo

As propriedades hidráulicas usuais, ou seja, a condutividade hidráulica e a curva de retenção são obtidas a partir de modelos já bem estabelecidos e validados no campo. As condutividades hidráulicas não saturadas, para as condições isotérmicas e térmicas, podem ser obtidas a partir da curva de retenção de água no solo, segundo o modelo de VAN GENUCHTEN (1980), derivada em NOBORIO *et al.* (1996a,b).

A função para a condutividade hidráulica do fluxo na fase líquida em condições térmicas (K_{LT}) é definida por:

$$K_{LT} = K_{Lh} (hG_{wT} \frac{1}{\gamma} \frac{d\gamma}{dT}) \quad (40)$$

O fator de ganho, G_{wT} , quantifica a dependência com a temperatura, da curva de retenção de água no solo, sendo a tensão superficial da água no solo γ (g.s^{-2}) função da temperatura.

Segundo NASSAR & HORTON (1989), NOBORIO *et al.* (1996a,b) e FAYER (2000), as condutividades para o fluxo de vapor em condições isotérmicas, K_{vh} , e térmicas, K_{vT} , são dadas pelas equações (41):

$$\begin{cases} K_{vh} = \frac{D}{\rho_w} \rho_{sv} \frac{Mg}{RT} H_r \\ K_{vT} = \frac{D}{\rho_w} \eta H_r \frac{d\rho_{sv}}{dT} \end{cases} \quad (41)$$

A difusividade do vapor no solo, D ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$) é definida na equação (42):

$$D = \tau \cdot \theta_a \cdot D_a \quad (42)$$

Na qual θ_a ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$) é a porosidade, o fator de tortuosidade (τ) e a difusividade do vapor no ar (D_a), em $\text{m}^2.\text{s}^{-1}$.

As propriedades hidráulicas do solo são descritas por meio de seis parâmetros hidráulicos específicos do solo, θ_r , θ_s , α , n , K_s e l , que aparecem no modelo de VAN GENUCHTEN-MUALEM e são necessários para a simulação das variações na saturação do fluxo de água líquida. A condutividade térmica aparente pode ser expressa como (MUALEN, 1976; ŠIMŮNEK & SUAREZ, 1993; LYRA & PEREIRA, 2007):

$$\lambda(\theta) = \lambda_0(\theta) + \delta.C_w.|q_L| \quad (43)$$

A dispersividade térmica δ (m) apresenta um papel importante apenas em condições de fluxo muito intenso, de modo que seu valor é estimado em poucos estudos atualmente (HOPMANS *et al.*, 2002). A condutividade térmica aparente do solo $\lambda(\theta)$, é o resultado da combinação da condutividade térmica do meio poroso, na condição de fluxo zero, com a macrodispersividade, que é uma função linear da velocidade (HOPMANS *et al.*, 2002) e a condutividade térmica $\lambda_0(\theta)$ leva em consideração a tortuosidade do meio poroso, como descrito por CHUNG e HORTON (1987), que descreveram as propriedades térmicas podem ser descritas por meio dos coeficientes b_i ($i=1,2,3$), que aparecem na função da condutividade térmica (equação 44).

$$\lambda_0(\theta) = b_1(\theta) + b_2\theta + b_3\theta^{3/2} \quad (44)$$

Assim, CHUNG & HORTON (1987) determinaram valores médios para os coeficientes b_1 , b_2 e b_3 , medidos em $\text{W}.\text{m}^{-1}.\text{K}^{-1}$, a partir de dados empíricos obtidos para as três classes texturais de solo, implementadas no código HYDRUS-1D (ŠIMŮNEK, 1999).

Considerando adicionalmente o fluxo líquido em condições térmicas e o fluxo de vapor, tanto em condições térmicas quanto isotérmicas, não se verifica acréscimo por parâmetros de entrada, uma vez que os valores das condutividades hidráulicas para o fluxo líquido em condições térmicas (K_{LT}) e para os fluxos de vapor, inclusive isotérmico, (K_{vh}) e (K_{vt}), além do armazenamento de calor (S_h), respectivamente, podem ser completamente obtidos a partir de propriedades físicas encontradas na literatura, tais

como, a tensão superficial, a difusividade do vapor d'água e as capacidades caloríficas dos diferentes componentes do solo.

3.4 – CURVAS DE EVAPORAÇÃO EM FUNÇÃO DO LENÇOL FREÁTICO

A condutividade hidráulica e a sucção na zona saturada sofrem fortes efeitos das variações no conteúdo de água do solo, implicando em condições de não-linearidade associadas aos métodos de solução das equações e diversos pesquisadores têm estudado a evaporação em função da profundidade do lençol freático (TORREALBA, 2008).

Inicialmente, em 1957, PHILIP propôs que a taxa de evaporação da água subterrânea diminuiria exponencialmente em função da profundidade do lençol freático, independentemente do tipo de solo (TYLER, 2002; MUNÖZ, 2008).

Entretanto, devido à grande parametrização exigida pelos modelos computacionais para a descrição da evaporação da água, passou-se a assumir que esta é função da evaporação potencial.

Então, calcula-se mais facilmente a umidade da superfície, em vez de resolver as equações acopladas de massa e energia, nas condições de fronteira solo-atmosfera.

Posteriormente HARBAUGH (1988), usando o modelo MODFLOW, assume uma variação linear da evaporação cujo valor vai desde zero, numa certa camada ou espessura de solo, chamada profundidade de extinção, até um máximo, equivalente à evaporação potencial da superfície.

Mais recentemente, SHAH & NACHABE *et al.* (2007), identificaram que a evaporação se dá em duas etapas ao longo do perfil do solo: inicialmente seu aporte é mantido pelo nível do lençol freático, desde um valor mínimo não nulo, até um valor máximo a certa profundidade abaixo da superfície, a partir da qual a evaporação passa a ser a potencial, sendo controlada pela umidade da camada superficial do solo.

Modelos matemáticos costumam ser utilizados principalmente devido aos custos elevados dos equipamentos necessários em determinações de campo mais precisas. Assim, tais modelos utilizam variáveis que podem ser adquiridas com instrumentos relativamente acessíveis. Assim uma forma alternativa de estimar a evaporação em função do nível do lençol freático é utilizando equações, como no estudo realizado por

SOARES et al, (2010), que quantificou a evaporação ocorrida numa região semiárida, no município de Cabrobó-PE.

O gráfico da Figura 06 ilustra a evolução dos alguns modelos propostos para descrever a evaporação da água subterrânea, em função da profundidade do lençol freático.

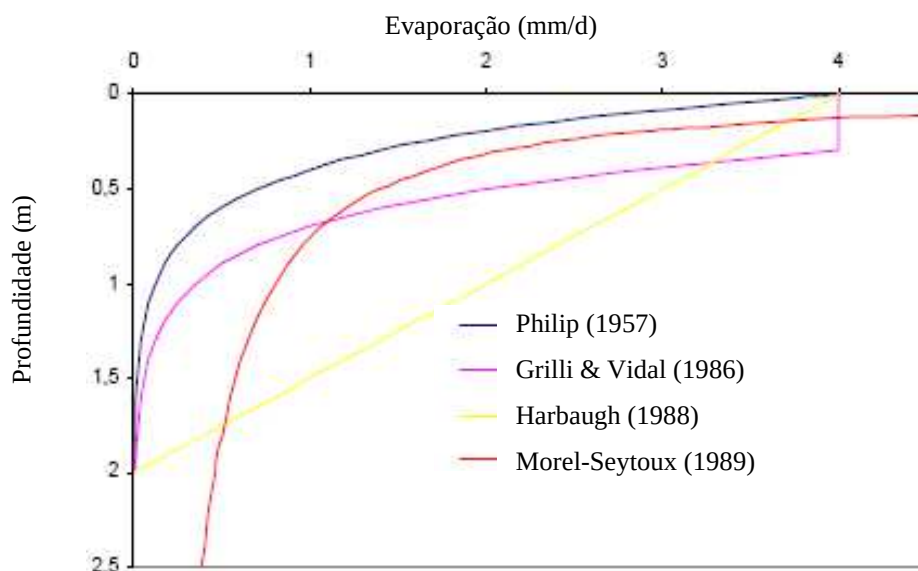


Figura 06: evolução das curvas de evaporação em função da profundidade do lençol freático.

PHILIP (1957) sugere que para um lençol superficial a evaporação é máxima e, à medida que se torna mais profundo, a taxa de evaporação diminui exponencialmente, conforme a equação (45):

$$EV = EV_{\max} \cdot e^{(\alpha \cdot z)} \quad (45)$$

Onde Ev é a taxa de evaporação do solo e os parâmetros de ajuste e profundidade são α e z, respectivamente.

Uma relação linear entre a evaporação (Ev) e a profundidade (Z) é proposta por HARBAUGH em 1988, segundo a qual a evaporação é nula quando o lençol é mais profundo, atingindo o valor máximo na superfície, conforme a equação (46):

$$EV = a \cdot z + b \quad (46)$$

Onde a e b são parâmetros de ajuste.

No ano seguinte, MOREL – SEYTOUX descreve uma equação semelhante à de PHILIP, considerando que a evaporação não é nula, mesmo para o caso em que o lençol é profundo:

$$EV = E_0 \cdot z^{-m} \quad (47)$$

Onde E_0 é a taxa de evaporação mínima e m é um parâmetro de ajuste.

GRILLI & VIDAL (1986) e SHAH & NACHABE et al. (2007), por sua vez, propuseram que a evaporação ocorre em duas etapas, conforme descrito nas equações abaixo:

$$\begin{cases} EV = EV_{\max} \cdot e^{[\alpha \cdot (z - z_0)]}, & EV \leq EV_{\max} \\ EV = EV_{\max} & , \quad EV \geq EV_{\max} \end{cases} \quad (48)$$

Segundo as quais a evaporação diminui exponencialmente com a profundidade (z) do solo, a partir de um valor máximo ($EV_{\max}$), sendo z_0 a profundidade inicial.

Na Tabela 02 tem-se um quadro que resume as principais vantagens e desvantagens de cada um dos métodos de estimação da evaporação descritos anteriormente

Tabela 02: Vantagens e desvantagens das metodologias de determinação da evaporação.

MÉTODO	VANTAGENS	DESVANTAGENS
Domo	• Portátil, permitindo realizar medições em vários pontos; • Pouco invasivo, permitindo que o solo permaneça em condições naturais, causando baixo impacto sobre as medidas. • De fácil aplicação; requer pouco conhecimento técnico para sua utilização; • Necessita de apenas um sensor de temperatura e umidade relativa do ar;	• Não automatizado; operado manualmente; • Pode causar interferência na radiação incidente real; • Necessita uma central de aquisição de dados; • A velocidade do vento no seu interior pode não ser representativa;
Razão de Bowen	• Relativamente viável economicamente; • Grande versatilidade; • Bastante utilizado.	• Requer utilização de muitos sensores de alta precisão; • Manutenção cara; • Método indireto para estimar o LE.

3.5 – BARRAGENS SUBTERRÂNEAS

Segundo BRITO *et al.* (1989), define-se as barragens subterrâneas como “*barreiras formadas por paredes que partem da camada impermeável ou rocha até uma altura acima da superfície do aluvião, de forma que na época das chuvas forma-se um pequeno lago*”. Ressalta, ainda, a sua importância como um aquífero artificial que permite a reutilização da água no meio rural. Outros autores definem barragem subterrânea como aquela formada por uma parede impermeável a uma altura acima da superfície do aluvião (SANTOS & FRANGIPANI, 1978, SILVA & REGO NETO, 1992).

Em termos gerais, uma barragem subterrânea é qualquer estrutura que permite impedir o fluxo de água subterrânea de um aquífero pré-existente ou criado quando da sua construção e implantação de uma barreira impermeável. Assim, ao armazenar água no perfil do solo, este tipo de barragem permite aproveitar de forma mais racional a água contida nos aluviões (SANTOS & FRANGIPANI, 1978; SILVA *et al.*, 1998).

Sua construção consiste em escavar uma espécie de vala na calha de um rio ou riacho, no sentido transversal à direção de escoamento do curso d’água, até atingir o embasamento cristalino, seguido de uma impermeabilização da vala por meio de lona plástica e posterior recobertura com o solo retirado.

A Figura 07 ilustra a construção de uma barragem subterrânea, bem como um corte longitudinal esquemático.

Uma vez construída, o solo ainda permanece saturado por alguns meses, devido ao escoamento de água do terreno saturado mais elevado em relação à calha principal. A água percolada diariamente pelo depósito aluvial é contida, permitindo sua reserva no aluvião, o que eleva o nível freático e permite o armazenamento de água e até a captação a montante (MONTEIRO, 1984; COSTA, 2002).



Figura 07: Construção de barragem subterrânea e esboço em seção vertical longitudinal. Adaptado de BRITO *et al.*, 1989 e COSTA (2002).

A tecnologia usada para a construção de barragens subterrâneas é simples e de baixo custo, permitindo um aproveitamento mais racional da água contida em aluviões, caracterizando-se por ser uma alternativa de abastecimento no semiárido, permitindo atender à necessidade de consumo mínimo de 50 litros/hab.dia no semiárido nordestino, durante o período crítico de seca (BRITO *et al.*, 1989).

Em Pernambuco o modelo de barragem subterrânea (DNOCS, 1999; COSTA, 2002) mais difundido foi desenvolvido na década de 80 e tem sido modificado, ampliado e adequado às condições locais (CIRILO, 2008). A Figura 08 ilustra este tipo de barragem.

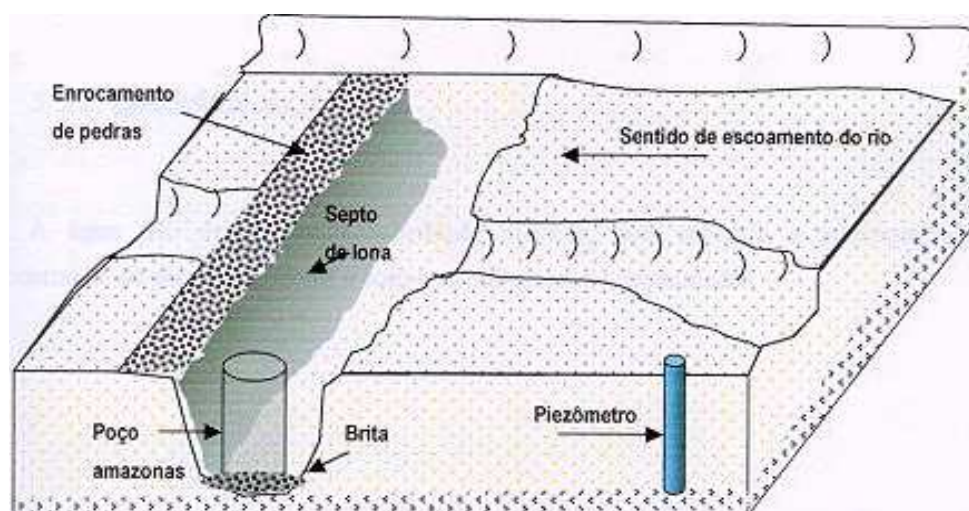


Figura 08: Modelo de barragem subterrânea desenvolvida pela UFPE (CIRILO, 2008).

4 – MATERIAL E MÉTODOS

Para utilização da metodologia do domo, o mesmo foi calibrado em laboratório e validado no campo, comparando com os métodos da razão de Bowen (1926) com o Modelo SiSPAT. Foram feitas três aplicações, sendo uma em uma coluna de solo, instalada em Garanhuns e as outras duas em barragem subterrânea, localizadas nas cidades de Pesqueira e Venturosa.

4.1 – DETERMINAÇÃO DA EVAPORAÇÃO PELO MÉTODO DO DOMO

Foi usado um dono com formato de uma casca hemisférica, ou meia bolha, com 1,0m de diâmetro, em acrílico transparente ligeiramente higroscópico; sua parede tem 4,0mm de espessura e uma borda de 0,02m dobrada ao longo de toda a circunferência da base.

O volume hemisférico foi de $0,274 \text{ m}^3$ e a área de contato com a superfície de $0,775 \text{ m}^2$, determinados a partir do valor médio de dez medidas do seu raio na base. Foram instalados interna e diametralmente opostos, a 0,27m de altura a partir da base da câmara, dois ventiladores tipo cooler, de maneira a produzir fluxos laterais de vento com direções opostas, com o intuito de promover a circulação do ar e uniformizar a mistura gasosa dentro do domo, a fim de simular uma situação de vento existente do lado externo e estabelecer uma mistura eficiente do vapor d'água armazenado no volume de controle e mantendo-o mais próximo das condições atmosféricas externas.

Os ventiladores foram posicionados, conforme VIDAL (2009), inclinados para baixo cerca 5° , em relação à horizontal e rotacionados de 27° a partir do seu centro.

Para determinar a evaporação EV (mm/dia) com o domo utiliza-se a estimativa da taxa de evaporação do solo, a qual é feita a partir do incremento na densidade do vapor dentro do volume de controle, em função da taxa de variação da densidade de vapor ρ_v (g/s.m^3), do volume do domo V (m^3) e da área A (m^2) coberta pelo mesmo e corrigido pelo fator de calibração C .

Assim, com as medidas de temperatura e umidade relativa do ar, a massa de vapor d'água contida dentro do domo pode ser obtida através do seguinte procedimento:

i) Primeiramente, mede-se a temperatura e a umidade do ar no interior do domo, com o uso de um sensor como o HMP45S. A partir da temperatura $T(^{\circ}\text{C})$ pode-se obter a pressão de vapor à saturação e_s (Pa), utilizando a expressão (BORGNAKKE, 2009):

$$e_s = 611 \exp\left(\frac{17,27.T}{237,3+T}\right) \quad (49)$$

O ar atmosférico é constituído de uma mistura de gases, de vapor d'água e outros contaminantes. Excluindo-se todos os possíveis contaminantes e o vapor d'água, a mistura dos gases que constituem o ar atmosférico pode ser considerada como ar seco. Conforme a localização geográfica e a altitude, o ar seco sofre pouca variação na quantidade de seus constituintes, permanecendo relativamente constante ao longo do tempo.

Por outro lado, o ar úmido é definido como a mistura do ar seco com o vapor d'água e sua fração relativa à mistura, isto é, a quantidade de vapor presente no ar, varia desde zero até um valor correspondente à saturação.

A Tabela 03 mostra a participação, em volume ou número de moles por cada 100 moles, dos principais componentes do ar seco, isto é, sem o vapor d'água.

Tabela 03: Composição do ar seco, no nível do mar. *MM – Massa Molecular. + Gases nobres: Hélio (He), Neônio (Ne), Criptônio (Kr), Argônio (Ar) e Xenônio (Xe). Adaptado de BORGNAKKE (2009).

COMPONENTES	% EM VOLUME	MM* (kg/kg.mol)
Nitrogênio (N ₂)	78,084	28,016
Oxigênio (O ₂)	20,948	32,0
Dióxido de Carbono (CO ₂)	0,031	44,010
Metano (CH ₄)	0,00015	16,032
Ozônio (O ₃)	0,0002	48,0
Hidrogênio (H ₂)	0,00005	2,016
Dióxido de Enxofre (SO ₂)	0 a 0,0001	64,064
Gases Nobres ⁺	0,937	289,234

De acordo com a lei de Dalton, aplicada à mistura dos gases perfeitos, a pressão total aplicada por uma mistura de gases é igual à soma das pressões parciais de cada componente presente, isto é, cada gás se comporta de forma autônoma. Assim, para o ar, composto de ar seco e vapor d'água, A pressão total (P) do ar úmido dada pela soma das pressões parciais do ar seco (e_a) e do vapor d'água (e_s):

$$P = e_a + e_s \quad (50)$$

A densidade do ar úmido, por sua vez, se obtém a partir da lei dos gases ideais, usando a conhecida equação de Clapeyron (BORGNAKKE, 2009):

$$\rho_a = \frac{P}{R_a \cdot T} \quad (51)$$

Onde T é a temperatura expressa em Kelvin e R_a a constante dos gases para o ar úmido, dada em função da constante universal dos gases para o ar seco R_d ($= 287,04 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$) e da umidade específica, conforme a equação 52:

$$R_a = R_d (1 + 0,608.q_v) \quad (52)$$

ii) A densidade de vapor d'água do solo (ρ_v), isto é, a massa de água presente no domo, pode ser obtida a partir do produto entre a umidade específica (q_v) e a densidade do ar úmido (ou de vapor d'água) ρ_a (g.m^{-3}) e é dada por:

$$\rho_v = 10^3 \cdot q_v \cdot \rho_a \quad (53)$$

O fator adimensional q_v , a umidade específica, representa a massa de vapor d'água por unidade de volume de ar úmido e pode ser obtida a partir da pressão de vapor correspondente à pressão atmosférica P (Pa), considerada constante e igual a 101,3 kPa (BORGNAKKE, 2009).

Para se determinar a umidade específica considera-se o ar como um gás ideal. O ar seco pode ser tratado como um gás perfeito por apresentar temperatura superior à de saturação, enquanto que o vapor também apresenta um comportamento de gás ideal por ter pressão baixa em relação à pressão de saturação.

Assim, admitindo o vapor d'água e o ar seco como gases ideais, podemos determinar a umidade absoluta usando a equação dos gases perfeitos:

$$\begin{cases} m_a = \frac{P_a \cdot V}{R_a \cdot T} \\ m_v = \frac{P_v \cdot V}{R_v \cdot T} \end{cases} \quad (54)$$

Como a umidade absoluta (kg de vapor / kg de ar seco) é definida como a razão entre a massa de vapor d'água (m_v) e a massa de vapor seco (m_a), presentes na mistura:

$$w = \frac{m_v}{m_a} \quad (55)$$

Obtém-se, por substituição em 55:

$$w = \frac{R_a \cdot P_v}{R_v \cdot P_a} = \frac{M_v \cdot P_v}{M_a \cdot P_a} = 0,62198 \cdot \frac{P_v}{P_a} = 0,62198 \cdot \frac{P_v}{P - P_a} \quad (56)$$

Onde as massas moleculares (MM) do ar seco e do vapor d'água são, respectivamente, 28,96 kg/kg.mol e 18,02 kg/kg.mol.

iii) De posse dos valores da umidade relativa (UR) do ar dentro do domo e utilizando-se da pressão parcial de vapor d'água à saturação, calculada anteriormente, determina-se a pressão de vapor d'água e_a (Pa), calculada a partir da umidade relativa (UR), definida como a razão entre as frações molares do vapor d'água no ar úmido e do ar saturado, à mesma temperatura:

$$e_a = \frac{UR \cdot e_s}{100} \quad (57)$$

pode-se escrever para a umidade específica a seguinte expressão:

$$q_v = \frac{\rho_v}{\rho_a} = \frac{\rho_v}{\rho_d + \rho_v} = \varepsilon \cdot \frac{e}{P + (\varepsilon - 1)e} \cong 0,622 \cdot \frac{e}{P} \quad (58)$$

A partir da equação (53) a densidade de vapor de água pode ser calculada multiplicando-se as equações (51) e (58) e escrita em função da temperatura e da pressão de vapor, que por sua vez é função da umidade relativa e da temperatura, usando a seguinte equação:

$$\rho_v = 10^3 \left(\frac{0,622 \cdot e_a}{R_d T} \right) \quad (59)$$

iv) Uma vez determinada a densidade de vapor d'água no interior do domo e, sendo conhecido seu volume $V \text{ (m}^3\text{)}$, se calcula a massa de vapor d'água para cada leitura do sensor durante o período de medição, obtendo-se a sua curva característica de acumulação de vapor ao longo do tempo, conforme a Figura (09):

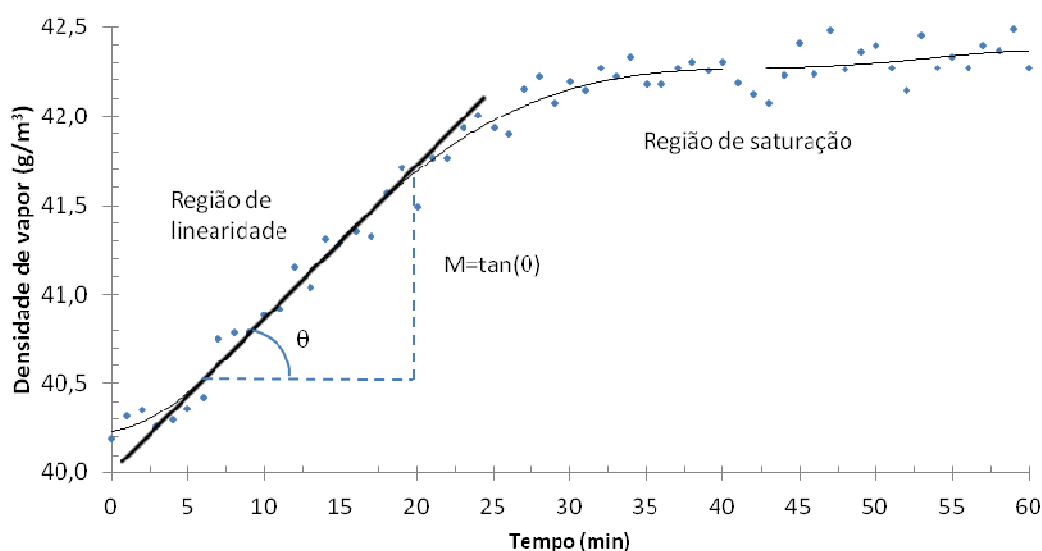


Figura 09: Curva característica do domo e definição da taxa de densidade de vapor. A evolução temporal da massa de vapor d'água no interior do domo mostra o estágio inicial, a fase de taxa constante e a saturação.

O gráfico da Figura 09 mostra um comportamento típico em que a taxa de acúmulo de vapor d'água retido pelo domo apresenta três etapas distintas: inicialmente um aumento gradual, quando a umidade interna é equivalente à externa, aumentando a taxa de produção de vapor com taxas crescentes até manter uma linearidade, quando a taxa é máxima. Alguns minutos após a curva (M vs. T) ter atingido a máxima inclinação, a taxa de geração de vapor começa a cair por causa da redução do déficit de

umidade, devido à retenção de umidade no interior do domo, iniciando um processo de saturação.

v) A taxa de evaporação (E_v) será obtida, então, considerando o período de estabilidade, no qual o aumento na densidade de vapor M (g.m^{-3}) é constante (região de linearidade da figura), tomando-se a máxima inclinação (M) da curva. Deste modo, a evaporação instantânea para cada período de medição é calculado multiplicando-se a taxa (M) da densidade de vapor ($\text{g.m}^{-3}.\text{s}^{-1}$) pelo volume (V) efetivo (m^3) do domo, por unidade de área (A) superficial coberta pelo domo, conforme a equação (60):

$$E_v = 86,4 \cdot \frac{M \cdot V \cdot C}{A} \quad (60)$$

Na qual a constante C é um fator adimensional de calibração, obtido em condições de laboratório; o parâmetro M é a inclinação da curva (ρ_v versus t) de densidade de vapor no tempo; o fator 86,4 foi usado para ajuste de unidades, a fim de converter de $\text{g.m}^{-3}.\text{s}^{-1}$ para mm.d^{-1} e, portanto, a taxa de evaporação (E_v) instantânea é expressa nesta unidade mais conveniente.

De acordo com estas considerações teóricas, a taxa de evaporação determinada pelo método do domo deve ser obtida a partir da região de linearidade, isto é, do trecho de inclinação constante na curva de evolução da densidade do vapor d'água como função do tempo.

A Figura 10 mostra um gráfico comparando o comportamento da evolução efetiva da densidade de vapor d'água no interior do domo, indicando que a região de linearidade apresenta, na verdade, mudanças suaves na taxa de evaporação. Assim, como esta curva não apresenta um declive constante ao longo de todo o seu trecho, o comportamento característico pode ser separado em três etapas: inicialmente, durante os primeiros segundos de medição, apresenta uma declividade nula ou um incremento pouco acentuado, significando que há pouca variação na densidade do vapor produzido.

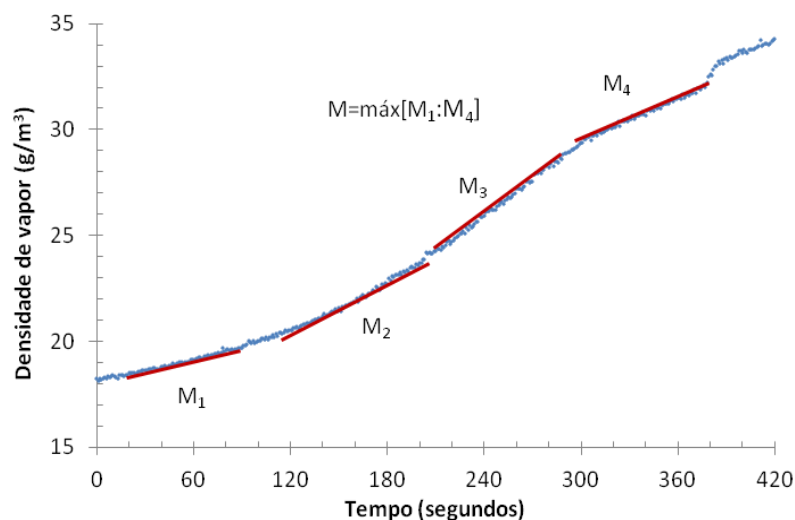


Figura 10: A figura ilustra a comparação entre as evoluções temporais da densidade de vapor d'água real e teórica.

Inicia-se, então, um aumento brusco na declividade da curva, tanto mais acentuado quanto maior for a taxa de evaporação, caracterizando uma segunda etapa ao longo da qual atinge a máxima inclinação que, por sua vez, vai diminuindo gradativamente devido ao aumento do teor de umidade do ar existente no interior do volume de controle, o que provoca diminuição do déficit higrométrico.

A etapa final do processo ocorre quando o ar no interior do domo atinge o nível de saturação e a densidade de fluxo d'água tende a um patamar constante onde o vapor existente se condensa na parede interna do domo, nas superfícies dos dispositivos dentro do volume de controle e no solo.

Devido a este comportamento para cada estimativa pontual a taxa de variação da densidade do vapor d'água dentro do domo (M) deve ser determinada como sendo o valor da máxima inclinação do melhor ajuste linear entre a densidade de vapor e o tempo.

Outro fator a se considerar é que, ao se posicionar o domo no solo, a vibração dos ventiladores, bem como a mudança brusca na atmosfera dentro do volume de controle, pode provocar perturbação nas condições de estabilidade encontradas no local e, por conseguinte, no sensor.

Para evitar que os resultados sejam afetados por leituras incorretas do sensor, os primeiros instantes de cada medição foram desconsiderados, processo este realizado ao se tomar a porção linear do gráfico.

A taxa de evaporação diária em cada determinação local é obtida por integração das estimativas pontuais realizadas ao longo do dia.

Observa-se que, geralmente, a curva de evaporação obtida não inicia nem termina com valores nulos de taxas instantâneas, uma vez que sempre haverá evaporação, mesmo nas primeiras horas da manhã e ao entardecer.

4.2 – CONSTRUÇÃO E APLICAÇÃO DO DOMO

i) Detalhes construtivos e instrumentação do domo

O domo foi confeccionado sob a forma de uma casca hemisférica de 1,0m de diâmetro, em acrílico transparente ligeiramente higroscópico, com a parede de 4,0mm de espessura e uma borda de 0,02m dobrada ao longo de toda a circunferência da base.

A cúpula propriamente dita foi industrializada a partir de uma placa de acrílico que, após ser previamente aquecida, é submetida à injeção de um jato de ar quente para adquirir o formato de meia bolha ou câmara hemisférica, com borda dobrada em seu perímetro.

A Figura 11 mostra o domo de acrílico com a aba dobrada, visto em duas posições: de perfil e visto de cima (com os ventiladores instalados).

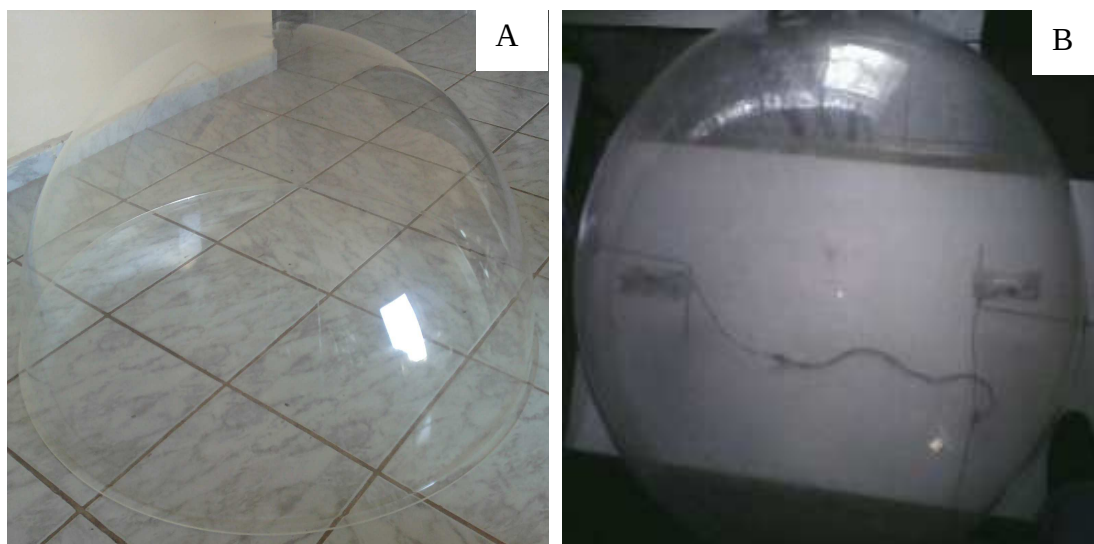


Figura 11: (A) A cúpula sem acessórios, mostrando a aba na base. (B) O domo visto de cima, com ventiladores instalados, sem o sensor.

As dimensões projetadas foram de 0,50 m de raio, o volume hemisférico de $0,274 \text{ m}^3$ e área de contato com a superfície de $0,775 \text{ m}^2$, determinados a partir do valor médio de dez medidas do seu raio na base.

Foram instalados internamente e diametralmente opostos, a 0,27m de altura a partir da base da câmara, dois ventiladores tipo *cooler*, de maneira a produzir fluxos laterais de vento com direções opostas, com o intuito de promover a circulação do ar e uniformizar a mistura gasosa dentro do domo.

Deste modo, pode-se simular uma situação de vento existente do lado externo da cúpula e estabelecer uma mistura eficiente do vapor d'água armazenado no volume de controle e mantendo-o mais próximo das condições atmosféricas externas (STANNARD, 1988).

Os ventiladores foram posicionados, conforme VIDAL (2009), inclinados para baixo cerca 5° , em relação à horizontal e rotacionados de 27° a partir do seu centro (Figura 12).

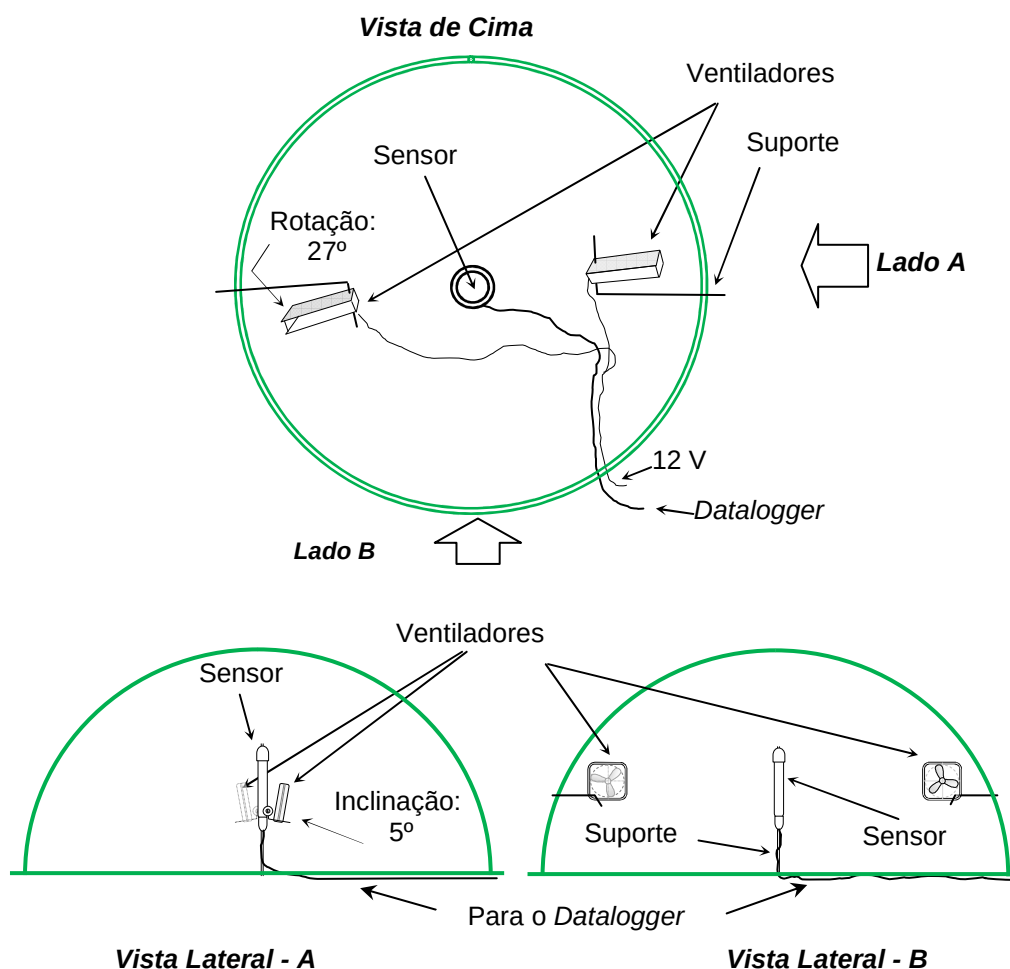


Figura 12: Esquema de montagem e instrumentação interna do domo. Vistas de topo e laterais, mostrando detalhes da colocação dos ventiladores na parede do domo e do posicionamento do sensor. Autor.

Os ventiladores foram ligados com tensão contínua na saída de 12 V, obtida da central de aquisição de dados (*Datalogger*), fornecendo uma circulação de ar no interior do domo, de modo a uniformizar a umidade, simulando dentro do domo um efeito semelhante ao do vento quando se realizam medidas no campo.

A Figura 13 mostra a foto do posicionamento detalhado dos ventiladores.

Observam-se, em detalhe destacado, os ventiladores colocados na mesma altura e em oposição, de modo a permitir a circulação do vento. Também o modo como foram presos à parede do domo, usando arruelas e emborrachado para isolar o orifício pelo qual o parafuso sustentador foi fixado.



Figura 13: Posição dos ventiladores: vista no nível, alinhados e detalhe ampliado, no canto inferior direito.

O domo deve ser instrumentado com um sensor de temperatura e umidade, instalado no centro da base circular do domo, juntamente com a respectiva cúpula protetora, usado para medir as variações de temperatura e a umidade relativa do ar da atmosfera no seu interior, os quais são os parâmetros utilizados na determinação da evaporação da superfície.

Em todas as aplicações do domo a temperatura e a umidade externas foram monitoradas por meio de outro sensor do mesmo tipo instalado à mesma altura, do lado de fora da cúpula, sendo que tais sensores devem ser programados para registrar ambas as variáveis a cada segundo.

ii) Manta térmica

Com excessão do caso de medidas feitas em laboratório, as superfícies sobre as quais são realizadas medições da evaporação geralmente não estão suficientemente ajustadas ao domo, o que permite a entrada de ar para dentro da cúpula ou perda de vapor interno, originando erros de estimativa da evaporação.

Este inconveniente pode ser resolvido através da instalação de um material isolante no perímetro da cúpula (VIDAL, 2009). Assim, com o intuito de se manterem vedadas as laterais do domo para evitar fluxo de ar causado pelo vento, foi utilizada uma manta térmica, constituída na parte inferior por um plástico isolante térmico duplo, com película de alumínio.

A partir desta manta térmica, foi confeccionada uma bordadura isolante, com o formato de um setor circular de raios interno e externo de 1,0m e 1,25m, respectivamente e espessura próxima de 1,0 cm.

A Figura 14 mostra, em (A), a montagem da manta e, na parte (B) a bordadura completa aplicada no campo. A finalidade da bordadura é diminuir possíveis efeitos de borda, como perda de vapor entre o domo e a superfície do solo e possíveis turbulências no fluxo vertical de calor do solo para a atmosfera interna do domo.



Figura 14: Bordadura isolante: composta de duas camadas de emborrachado EVA, entre os quais é instalada a manta térmica *Durafoil*. Observam-se, também, os pesos de aço sobre a bordadura. Domo instalado ao lado da estação meteorológica em São João.

Esta bordadura isolante é composta, então, de três camadas, sendo a interna a da manta térmica com dupla face laminada de alumínio puro e malha de reforço de resina termoplástica tipo *Durafoil Extra*.

As camadas superior e inferior, também com formato de setor circular de raios interno e externo de mesmas dimensões, foram feitas de emborrachado tipo E.V.A de coloração marrom-terra e superfície rugosa, a fim de aproximar a sua refletância do albedo do solo, devido ao seu brilho metalizado da manta térmica *Durafoil*.

Com isto minimizam-se possíveis reflexos da radiação para dentro do domo, que interferisse na sua aplicação causando, por exemplo, aumento da temperatura em seu volume de controle.

A bordadura foi justaposta ao domo quando de seu uso e, apesar de conferir certa estrutura à manta, ainda foi necessário confeccionar diversos pesos de aço a fim de manter a bordadura aderida ao solo nas situações de campo com vento mais forte.

Assim, pelo fato da manta ser um material leve, optou-se por utilizar pesos de aço, confeccionados a partir de barras em formato de paralelepípedo vazado com as seguintes dimensões: 25,0cm x 5,0cm x 2,0cm e espessura de 0,3cm, para assegurar a adequada fixação da manta e da borda do domo ao solo.

Desse modo, o objetivo da manta é tanto de garantir o isolamento térmico quanto de evitar a perda de pressão de vapor do interior do domo.

iii) Procedimentos para operação do domo

O processo de medição consiste em registrar o aumento do vapor de água no interior da cúpula durante o tempo necessário para atingir a saturação, o que ocorre em poucos minutos, sendo que, em períodos mais secos, tendo menos água disponível para evaporar, a saturação demora um pouco mais para ser atingida.

Ao término de cada medição o domo deve ser levantado por cerca de 2 minutos a fim de permitir o equilíbrio dos parâmetros climáticos entre as atmosferas interna e externa para que se possa reiniciar o processo de medida em outro instante e, eventualmente, enxugar a umidade condensada na sua superfície interna, quando a demanda evaporativa é maior.

A Figura 15 mostra os materiais necessários para a aplicação do domo no campo, durante a medição e ao término desta, bem como o solo preparado para seu uso.

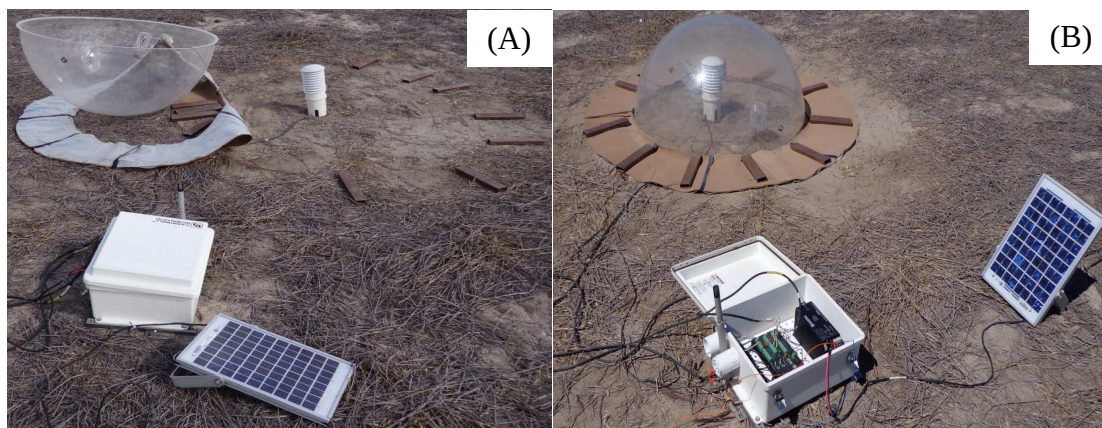


Figura 15: (A) domo levantado, mostrando a manta térmica metalizada e ponto de medição limpo. (B) domo colocado sobre o solo, realizando medida. Aparecem também os ventiladores e os sensores de temperatura e umidade interno e externo, além do painel solar e da caixa contendo a central de aquisição.

Para ter-se um registro do comportamento diário da evaporação faz-se necessário a realização de medições desde o nascer até o pôr do sol, podendo ser espaçadas a cada 30 minutos. A metodologia do domo permite medir a taxa de evaporação instantânea e pode ser descrita como um processo em quatro etapas principais, a saber:

- (a) Primeiramente deve-se adequar a superfície do solo para que comporte a bordadura do domo, evitando a perda de vapor ou a entrada de ar para dentro da cúpula. Ao longo do perímetro do domo também deve ser instalada uma bordadura impermeável e isolante térmica, tendo o cuidado de o material ter uma coloração semelhante à do solo no entorno, a fim de evitar interferência no valor do albedo.
- (b) Ligar os ventiladores e colocar o sensor na parte central da área a ser coberta, aguardando alguns instantes a fim de garantir que o volume de controle (volume da cúpula) possa alcançar as condições de temperatura e umidade ambiente, o que ocorre em não mais que dois ou três minutos.
- (c) Dispor o domo rapidamente, mas sem movimentos bruscos, sobre a superfície de medição e ajustar a manta isoladora nas bordas colocando pesos sobre a mesma para melhorar seu ajuste ao solo, evitando que seja movida pelo vento. Durante este procedimento a taxa de aumento da densidade de vapor é baixa e a curva de evaporação ainda não atingiu a linearidade, portanto, esses dados espúrios serão desconsiderados na determinação da taxa de evaporação. Após a colocação e ajuste do domo, deve-se aguardar a gravação da medida por tempo suficiente para garantir a saturação, a qual é evidenciada pela mudança de transparência do domo, que se torna opaco devido à

condensação do vapor. O período de duração da medida, que pode ser cronometrado, depende das condições atmosféricas e, portanto, da capacidade evaporativa do solo, podendo levar cerca de 5,0 minutos. Por ser função da taxa de evaporação, em situação de solo mais seco o tempo de estabilização pode levar até 8,0 minutos. Nos casos em que há disponibilidade hídrica no solo, como após um período de chuva, e em dia claro, a intensidade maior da evaporação reduz o tempo de medição para cerca de 3,0 minutos, desde a colocação do domo até a saturação.

(d) Após atingido o equilíbrio, desliga-se o ventilador e o domo é retirado ou simplesmente levantado pela borda, juntamente com a manta térmica. É necessário aguardar cerca de dois ou três minutos antes de uma nova medida, a fim de retornar o volume de controle às condições iniciais de temperatura e umidade, equivalentes às da atmosfera externa.

Eventualmente, quando ocorre condensação intensa, a superfície interna do domo deve ser enxuta com um pano ou toalha de algodão, mas nem sempre este procedimento é necessário.

Embora a frequência com que se possam realizar medidas dependa das condições meteorológicas locais, esta metodologia também pode ser usada para determinar a evolução da evaporação ao longo do dia devendo, para isto, ser feitas medições com o uso do domo em intervalos regulares, a cada meia hora, por exemplo, dependendo da quantidade de informações que se deseja.

A realização de medidas mais frequentes, a cada 15 minutos, por exemplo, são desaconselhadas por tornarem o trabalho muito laborioso e, dependente do tempo local, corre-se o risco de se perder alguma medida. Neste caso, perde-se a grande vantagem do método ser prático. Além do mais, caso não haja mudanças meteorológicas bruscas, como eventos irregulares de chuva e céu claro, o intervalo entre as medidas pode ser de uma hora, no máximo, durante o dia, desaconselhando-se intervalos maiores para se evitar a perda de refinamento.

A aplicação do domo em dias com maior ensolação está sujeita a influências das flutuações da radiação solar incidente e da pressão de vapor do ar menos acentuadas do que nos dias nublados, permitindo medidas mais precisas quando há menos variação na cobertura do céu por nuvens (THIES, 2007; GARCIA, *et al.*, 2008; MULLER *et al.*, 2009; CENTINARI *et al.*, 2009).

A Figura 16 mostra as curvas da taxa de variação diária da evaporação ao longo do dia.

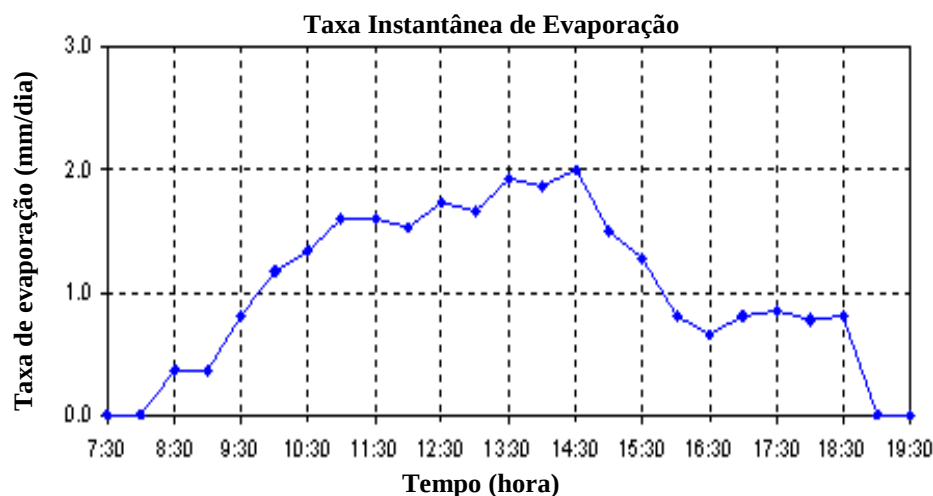


Figura 16: Comportamento da evaporação ao longo do dia. Adaptado de VIDAL, 2009.

4.3 - CALIBRAÇÃO DO DOMO

Antes de iniciar as determinações em campo foi realizado o processo de calibração em laboratório, durante o qual foi obtido o fator a ser utilizado para corrigir as medidas. Na calibração executada em laboratório foi usada uma balança, o domo, fonte de tensão, um recipiente com água e aquecedor, além dos sensores de temperatura e umidade e ventiladores, tendo sido feita a montagem para medir a evaporação sobre uma superfície plana e previamente isolada com isopor.

A calibração visa compensar possíveis erros de medição do próprio sensor, além de imprecisões decorrentes de uma mistura ineficiente do ar devido aos ventiladores não reproduzirem fielmente o regime de vento existente no exterior do domo.

Uma calibração ideal levaria a um fator igual à unidade. Entretanto, caso o equipamento esteja superestimando ou subestimando sistematicamente a evaporação medida em relação à real em até cerca de 50%, o instrumento pode ser utilizado com boa segurança bastando, apenas, corrigir as medidas pelo fator de calibração obtido (JOHNSON, 2009; VIDAL, 2009).

O processo de obtenção do fator de calibração (C) permitiu corrigir as medidas quanto às perdas de vapor, causadas pelos possíveis efeitos de adsorção nas paredes do domo, ao mau isolamento do volume de controle e às imprecisões decorrentes de uma mistura ineficiente do ar, devido à reprodução não fiel do regime de vento externo (STANNARD, 1988; STANNARD & WELTZ, 2006; VIDAL, 2009).

A metodologia empregada na calibração do equipamento seguiu o procedimento descrito por STANNARD (1988) e consistiu na medição da taxa de evaporação por meio de um método direto, ou seja, a medida da evaporação, a uma taxa conhecida, da massa de água contida em um copo de Bécker com 1000 ml colocado sobre uma balança, e sua comparação com a evaporação determinada com o domo. A variação da massa foi registrada a cada segundo, em uma balança centesimal BEL Engineering, série 6k, mod. MARK 3500, com capacidade para 3500,0 g e resolução de 0,01g. A água evaporada foi obtida pela diferença de massas enquanto simultaneamente foram sendo registradas a temperatura e umidade relativa do ar interno ao domo.

Foi usado o domo de acrílico, uma fonte de tensão para fornecimento das seguintes taxas de aquecimento em CC: 50V, 100V, 150V e 220V em CA, o Bécker com água e aquecedor, além dos sensores de temperatura do ar e umidade relativa Modelo HMP45C da Campbell Sci com registros a cada segundo por meio de um sensor instalado no interior do domo e outro externo, posicionados à mesma altura. Foram registrados em um *datalogger* CR1000 os dados do sensor até a saturação visível do domo, confirmada pela condensação do vapor nas suas paredes internas.

Entre os intervalos, o domo era levantado por um tempo mínimo de 1,0 minuto para obter e uniformizar a umidade e temperatura do ambiente. A energia para a movimentação dos ventiladores também foi obtida na central de dados que dispõe de uma bateria que pode ser recarregada através de um painel solar e/ou de uma fonte de tensão.

A balança eletrônica foi ligada a um notebook por meio de uma conexão USB/Serial modelo SC32B da *Campbell Sci. Inc.*, a fim de permitir a leitura da saída serial da balança pela porta USB do PC. A evaporação ocorrida no recipiente com água, devido à perda de massa medida na balança, foi registrada com auxílio de um programa denominado “Balanca Serial”, escrito na linguagem Delphi a partir do modelo contido no manual do fabricante escrito originalmente em BASIC, o qual permitia registrar massas na escala de centésimos de grama, em duas escalas de tempo, de 1,0 a 10,0 s e de 1,0 a 10,0 min., que permite o registro e o acompanhamento da evolução das medidas em tempo real.

O domo foi instrumentado com um psicrômetro, para medidas da umidade relativa e da temperatura no seu interior, bem como com um par de ventiladores, isto é, dois *coolers*, cuja finalidade é promover a mistura do ar no seu interior, garantindo maior uniformidade.

Com o domo disposto sobre a superfície com a balança medindo a evaporação a cada segundo, os valores foram registrados por este método até a saturação visível do domo, confirmada pela condensação do vapor nas suas paredes internas, o que ocorre desde períodos de tempo mais longos, conforme a evaporação se dê sem aquecimento, ou mais curtos conforme a taxa de aquecimento seja maior.

Então, a calibração foi obtida por meio da comparação entre a evaporação estimada e a medida direta automatizada, com o auxílio de uma balança, com registros a cada segundo.

A partir dos resultados construiu-se a reta de calibração e o coeficiente usado para corrigir as aplicações posteriores foi obtido da inclinação da reta correspondente ao melhor ajuste linear passando pela origem. Portanto, a calibração consistiu em fazer uma relação entre as leituras da variação de massa e a evaporação determinada pelo domo.

Os dados referentes à temperatura e umidade internos ao domo foram registrados diretamente em um notebook utilizando o programa PC200W 4.0 da *Campbell* e, posteriormente, tratados para determinar a evaporação por meio da metodologia do domo e compará-la com a evaporação medida pela balança.

Na Figura 17 ilustra o arranjo experimental usado no processo de calibração do domo por comparação com a massa evaporada medida com balança de precisão em laboratório, juntamente com a tela do programa “balança”, registrando o peso da água evaporada a cada segundo, o qual foi usado para calcular a evaporação real e calibrar o domo por comparação com o vapor produzido.

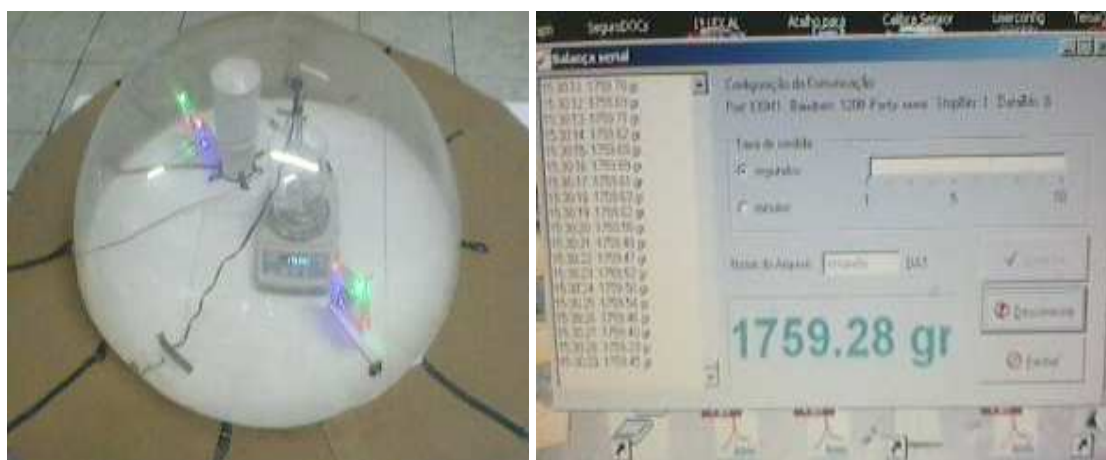


Figura 17: Arranjo experimental da calibração e tela do programa “balança” usado na aquisição automatizada da balança digital.

Foram realizados testes variando a temperatura da água evaporante, por meio de um regulador de voltagem, até se obter o melhor ajuste para a comparação. Este procedimento foi repetido várias vezes em cada uma das taxas de evaporação conhecidas, decorrentes de aquecimento causado por tensões aplicadas.

As medidas de evaporação pela balança e pelo método do domo foram registradas em segundos e “plotados” uma contra a outra, sendo a inclinação da melhor reta passada pela origem o fator de calibração utilizado. A Figura 18 ilustra um exemplo de uma curva de calibração como descrita acima, obtida por VIDAL (2009).

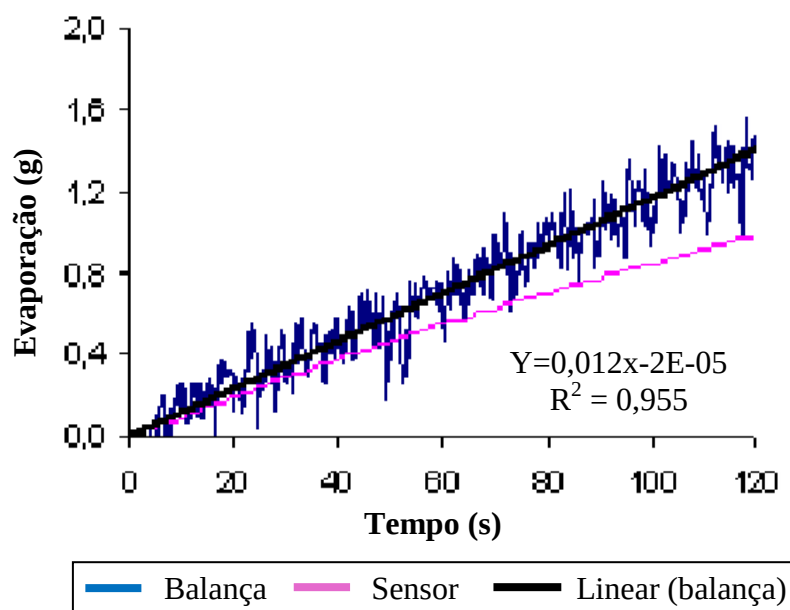


Figura 18: Curva de calibração do domo, mostrando a comparação entre a acumulação de vapor determinada pelo sensor vs. a produção medida com a balança.

O último passo consiste em *plotar* em um gráfico as taxas de evaporação obtidas com as metodologias para todas as repetições realizadas e, a partir deste, obter o fator de calibração usado para corrigir as medidas no campo, que é obtido da inclinação da reta correspondente ao melhor ajuste linear passando pela origem.

Os resultados foram comparados e obteve-se, então, a reta de calibração e o coeficiente de calibração usado nas aplicações posteriores.

4.4 - CARACTERIZAÇÃO DAS ÁREAS EXPERIMENTAIS

4.4.1 - ESTAÇÃO EXPERIMENTAL SÃO JOÃO

A área estudada fica localizada no município de São João, a 220 Km de Recife, e faz parte da microrregião de Garanhuns, no Agreste Meridional Pernambucano.

O local possui as seguintes coordenadas geográficas: ao Sul, Latitude - 08° 52' 32" e ao Oeste, Longitude -36° 22' 00".

Com altitude de 716 m, apresenta as seguintes características climáticas: precipitação pluviométrica média anual 579,1mm, temperatura média anual em torno de 21°C, clima do tipo tropical chuvoso com verão seco (RODRIGUES, 2003; BELTRÃO *et al.*, 2005).

No sítio experimental está instalada uma estação meteorológica automática, instrumentada com sensores para determinação tanto dos parâmetros do solo, como perfis de temperatura e umidade, quanto dos atmosféricos, acoplados a um sistema de aquisição de dados, programados para coletar dados a cada minuto com médias armazenadas a cada 30 minutos.

A estação também permite monitorar o fluxo de calor no solo, a temperatura, a umidade e o armazenamento de água no solo, bem como a sua caracterização hídrica e térmica (Figura 19).

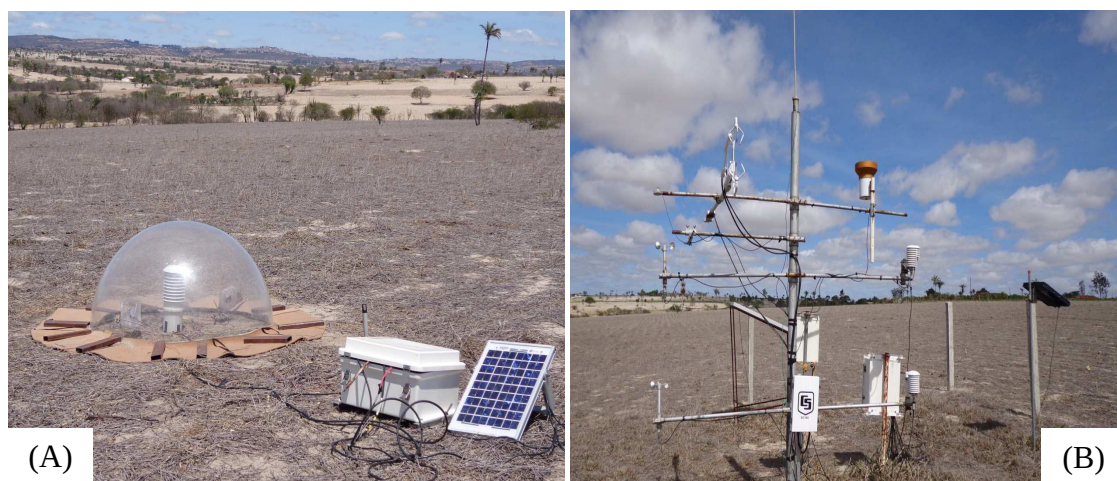


Figura 19: Vista do Sítio Experimental (A) e Estação Meteorológica (B) instalada em São João - Validação.

A estação meteorológica possui sensores de velocidade e direção do vento, saldo radiômetro, radiação solar incidente, temperatura e umidade do ar, fluxo de calor no solo, temperatura do solo e umidade do solo, todos acoplados a um sistema de aquisição de dados CR1000, programado para coletar dados a cada minuto e armazenar as médias a cada 30 minutos.

4.4.2 – APLICAÇÃO 1 – BARRAGEM SUBTERRÂNEA/PESQUEIRA

A barragem subterrânea Cafundó II, encontra-se na localidade de Mutuca, município de Pesqueira no Agreste Pernambucano ($36^{\circ}43'43''$ de Latitude, $8^{\circ}16'55''$ de Longitude e 650m de altitude), na microrregião do Capibaribe, sendo uma das mais de 500 barragens existentes em dezenas de municípios do estado (COSTA, 2002; SILVA, 2012).

A Figura 20 apresenta um mapa com a localização aproximada dos locais das barragens subterrâneas.



Figura 20: Bacias hidrográficas de Pernambuco, com identificação aproximada da região das barragens subterrâneas em Mutuca e Venturosa. Adaptado de SECTMA (1998).

A microrregião caracteriza-se por apresentar um clima semiárido, com grande irregularidade no regime pluviométrico e um período chuvoso que dura de março a julho e precipitação anual variando de cerca de 630mm a 800mm (SUDENE, 2003; COSTA, 2002).

A temperatura média mensal do ar tem uma variação relativamente pequena ao longo dos anos.

Apresenta uma média variando em torno dos 26°C, onde a média das mínimas está em torno dos 22°C e a média das máximas nos 33°C, praticamente uma constância em toda a região.

Isso é o que torna o semiárido do Nordeste brasileiro uma das regiões secas mais quentes do planeta, com uma umidade relativa do ar baixa, com média anual próxima de 50% (MONTENEGRO *et al.*, 1998).

A Figura 21 mostra uma visão panorâmica da barragem em questão, onde se verifica também o crescimento de capim sobre a área úmida, onde pode ocorrer acúmulo de água até atingir o nível superficial.



Figura 21: Vista panorâmica da barragem cafundó II, em mutuca, Pesqueira. No detalhe, temos um ponto em que a barragem sofreu um rompimento provocado por chuvas acima da média.

4.4.3 – APLICAÇÃO 2 – BARRAGEM SUBTERRÂNEA/VENTUROSA

O município de Venturosa está localizado na mesorregião Agreste e na Microrregião Vale do Ipanema do Estado de Pernambuco. Tem uma altitude

aproximada de 530 m e localiza-se nas coordenadas geográficas de 08° 34' 29'' de Latitude Sul e 36° 52' 27'' de Longitude Oeste, a 243 km de Recife.

Venturosa está inserida na unidade geoambiental do Planalto da Borborema e nos domínios da Bacia Hidrográfica do Rio Ipanema e apresenta clima Tropical Chuvoso, com verão seco, sendo a estação chuvosa de fevereiro a setembro (SUDENE, 2003; COSTA, 2002).

Nesta barragem os moradores construíram com solo e rochas, um aterro sobre o local em que se encontra a lona impermeável da barragem subterrânea, como uma espécie de complementação, com a finalidade de garantir o acúmulo de água superficial quando da estação chuvosa, criando uma espécie de situação mista.

A Figura 22 mostra a barragem subterrânea em Venturosa onde foi aplicada a metodologia do domo.



Figura 22: Vista panorâmica da barragem em Venturosa juntamente com o domo, o painel solar e a caixa com a central de aquisição de dados. O detalhe mostra um ponto em que a barragem “complementada” com solo e pedras, com o intuito de obter uma região alagada em períodos de maior abundância hídrica.

4.4.4 - APLICAÇÃO 3 - LISÍMETRO - GARANHUNS

A microrregião de Garanhuns (8°53'25'' S e 36°29'34''W) apresenta clima mesotérmico, temperatura média anual de 20°C e precipitação pluviométrica de 1333,1 mm, sendo os meses de maio e junho os mais chuvosos (ANDRADE et al, 2008).

O município de Garanhuns localiza-se no sul da Chapada da Borborema, na mesorregião do agreste pernambucano, a uma altitude média de 896 m e 1030 m no seu ponto mais alto. Possui um clima menos árido do que o predominante no interior deste estado, tendo uma temperatura média anual de 20°C (ANDRADE et al, 2008).

Foi construído e instrumentado um protótipo de uma coluna de solo em uma caixa d'água de 1000L e 1,2m de altura, com dispositivos de controle do nível da água e instrumentada com tensiômetros desde a superfície até 1 m de profundidade, instalados lateralmente com espaçamento de 0,1m e conectados a manômetro de água.

A coluna foi saturada e drenada sucessivamente, até atingir certas profundidade de lençol freático, na qual foram feitas medidas de evaporação com o domo.

A Figura 23 mostra uma sequência de fotos durante a sua construção, nas quais se vê os locais de instalação das tubulações perfuradas para fornecimento uniforme de água, a cobertura de brita, uma espécie de feltro (*Bidim*®), colocado sobre a brita e cuja finalidade é garantir uma elevação uniforme do nível da água, além da caixa d'água instalada no local de ensaio, sobre a plataforma, com o sistema de fornecimento de água e o tanque tranquilizador no detalhe.



Figura 23: Detalhes da construção do lisímetro com lençol freático controlável. Na última foto observa-se a marcação para a colocação do sensor de umidade do solo no perfil.

A figura 24 mostra uma panorâmica do local de ensaio, durante a instalação do lisímetro e, na foto da direita, a caixa já instalada e instrumentada. Os dados utilizados foram: as temperaturas do ar (T_{ar}) e do solo (T_{so}), em $^{\circ}\text{C}$, as umidades do ar (U_{ar}) e do solo (U_{so}), em $(\text{cm}^3/\text{cm}^3)$ e o nível do lençol freático (NLF, cm/psi).



Figura 24: Sítio experimental em Garanhuns. Caixa instalada e instrumentada com sensores, central de aquisição de dados e painel solar.

4.5 - PROCEDIMENTOS EXPERIMENTAIS

Os procedimentos experimentais realizados para o monitoramento da umidade e temperatura do solo e do ar, bem como velocidade do vento, saldo de radiação, caracterização hídrica e térmica do solo, temperatura superficial do solo serão descritos a seguir.

Para estimar a evaporação do solo em função do nível do lençol freático construiu-se um lisímetro (Figura 24) utilizando uma caixa de água, com capacidade de mil litros, que fora instrumentada com sensores de temperatura, umidade e do nível do lençol freático. Foram feitos dez perfurações circulares equidistantes 37 cm aproximadamente, nas quais foram colocados canos que ladeavam toda a caixa, com a função de regular a entrada e saída de água da mesma.

Na sua montagem foi colocada uma camada de 10 cm de brita para exercer a função da rocha matricial e, então, forrou-se o *Bidim*® com o intuito de separar o solo

da brita quando houvesse o contato com a água. Em seguida, adicionou-se solo a cada 10 cm, que era umidificado, com o intuito de obter uma maior acomodação das camadas de solo, ficando muito mais próximo do real.

Os sensores de umidade e temperatura foram distribuídos a uma distância 10 cm de profundidade, possibilitando registrar medidas em cinco profundidades diferentes. O sensor de nível do lençol freático foi colocado no interior de um piezômetro instalado no exterior do lisímetro. Após a instalação dos sensores, os mesmos foram ligados a uma central de aquisição de dados CR 1000 da CAMPBELL.

4.5.1 - MONITORAMENTO DA UMIDADE DO SOLO

A área experimental da validação, no município de São João, está instrumentada com sensores tipo TDR (reflectometria no domínio da frequência) modelo *CS615* da *Campbell Scientific Inc.*, para a medição da umidade volumétrica do solo. Os sensores de umidade apresentam um erro de $\pm 2\%$ a 20 °C e foram instalados nas profundidades de 5, 10, 20, 30, 40 e 50 cm.

4.5.2 – MONITORAMENTO DA TEMPERATURA DO SOLO

Este mesmo sítio está instrumentado com sondas modelo 108 da Campbell Scientific Inc, para a medição da temperatura do solo, instalados nas profundidades de 2, 8, 10, 20, 30, 40 e 50 cm. Todos os sensores (de umidade e temperatura do solo) são conectados a uma central de aquisição de dados, o *datalogger* CR1000 da Campbell Scientific Inc., com as medidas realizadas a cada 60 segundos, sendo a média de 30 leituras armazenadas. As medidas nas profundidades de 2 e 8 cm, juntamente com a umidade a 5 cm, foram usadas para corrigir as medidas do fluxo de calor no solo, conforme a equação 10.

4.5.3 - CURVAS DE RETENÇÃO E DE CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA DO SOLO

As curvas de retenção, $\theta(h)$, e de condutividade hidráulica do solo, $K(\theta)$, serão descritas pelos modelos de VAN GENUCHTEN (1980), com as hipóteses de BURDINE (1953), e de BROOKS e COREY (1964), respectivamente:

$$\left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right) = \left[1 + \left(\frac{h}{h_b} \right)^n \right]^{-\left(1 - \frac{2}{n}\right)} \quad (61)$$

$$K(\theta) = K_s \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^\eta \quad (62)$$

A umidade volumétrica residual e a saturada são, respectivamente, (θ_r) e (θ_s) ; h é o potencial matricial, sendo h_b um valor de escala de h ; n um parâmetro de forma; K_s a condutividade hidráulica saturada do solo e η o parâmetro de forma para a curva de condutividade hidráulica.

Os parâmetros desconhecidos foram obtidos usando a metodologia proposta por LASSABATÉRE *et al.* (2006) e SOUZA *et al.* (2008). Os parâmetros de forma (n e η) dependem principalmente da textura (HAVERKAMP *et al.*, 1999) e são obtidos assumindo a similaridade de forma entre as curvas de distribuição das partículas e a de retenção da água no solo, enquanto que os parâmetros de normalização (K_s e h_g), dependem da estrutura do solo.

4.5.4 - MEDIÇÃO DA EVAPORAÇÃO

A estimativa da evaporação em função da profundidade do lençol freático pode ser feita direta ou indiretamente. Dentre os métodos diretos encontram-se as medições em lisímetros ou microlisímetros, os tanques de evaporação e o método do domo. O balanço hídrico e o método da razão de Bowen, correlação dos turbilhões, bem como o uso de técnicas isotópicas e a análise dos perfis de umidade, além da modelagem numérica, estão entre os métodos indiretos mais utilizados (LIMA *et al.*, 2005; MORET, 2007).

4.5.4.1 – USO DO DOMO

No interior do domo foi instalado, de acordo com um procedimento e geometria estabelecidos, instrumentado para medir a temperatura e a umidade. As medições do sensor permitem estimar a variação da densidade de vapor no interior do domo, cuja taxa de aumento é proporcional à evaporação, dentro de uma faixa de linearidade.

Para a medida da temperatura e da umidade relativa será usado o sensor HMP45C da Campbell Scientific Inc. Este sensor apresenta uma faixa de operação entre -40°C e 60°C , com erro máximo de $\pm 0,4^{\circ}\text{C}$, para medidas de temperatura; para a faixa de umidade relativa entre 0 e 90%, um erro de $\pm 2\%$ e de $\pm 3\%$ para umidade entre 90 e 100%. Foram feitas medições ao longo do dia, entre as 8h e 17h, com leituras a cada 60 segundos e as médias armazenadas, em intervalos de meia hora, em uma central de aquisição de dados Modelo CR1000, da Campbell Scientific Inc, USA.

O procedimento para a coleta dos dados necessários à determinação da evaporação consiste essencialmente no posicionamento do domo sobre o local em estudo, permanecendo por alguns minutos até que sejam identificados sinais de saturação e, logo após, o mesmo deve ser levantado e recolocado após cerca de dois minutos para repetir o mesmo processo.

4.5.4.3 - MODELAGEM

A simulação dos fluxos de água e energia no meio ambiente é complexa devido à constante interação entre as fases, sofrendo variações térmicas e mecânicas, além da influência da extração de água pelo sistema radicular, quando houver planta no solo.

Dentre os fluxos ambientais, destacam-se os processos de transferência de água e de calor no sistema solo-planta-atmosfera, devido a sua interação em diversas áreas do conhecimento, tais como: hidrologia, agronomia, meteorologia etc.

Portanto, a modelagem pode ser uma ferramenta essencial na elaboração de projetos, a fim de contribuir para previsão de colheitas e preservação dos ecossistemas. Inúmeros modelos foram desenvolvidos para descrever estes processos de transferência

(ANTONINO, 1992; BRAUD *et al.*, 1995a; ŠIMŮNEK *et al.*, 1998; VAN DAM, 2000; ABBASPOUR *et al.*, 2001; BOHNE & SALZMANN, 2002), entretanto, mesmo com uma vasta quantidade de modelos existentes, poucos tem sido avaliados nas condições ambientais do Brasil (SOARES, 2009; SILVA, 2012).

Atualmente existe um grande número de modelos de transferência de água e de calor no sistema solo-vegetação-atmosfera, chamados genericamente de modelos SVAT, (PASSERAT DE SILANS, 1986; PASSERAT DE SILANS *et al.*, 1989) são utilizados em aplicações pontuais, em escala de campo e em escalas da ordem de 100 km² a 10.000 km². Estes modelos consideram a partição da energia disponível na superfície, para efeitos de balanço de energia, em fluxos de calor sensível e latente. Em relação ao balanço de massa, a partição da precipitação é feita em interceptação vegetal, infiltração, escoamento superficial e evapotranspiração (BOULET & KALMA, 1997; GOLDFARB, 2006).

4.5.4.3.1 - USO DO MODELO SISPAT

Essencialmente, o SiSPAT (*Simple Soil Plant Atmosphere Transfer Model*) é um modelo vertical 1D, forçado com séries climáticas de temperatura e umidade do ar, velocidade do vento, radiação solar global e atmosférica e precipitação pluviométrica, capaz de descrever as trocas verticais de calor e água no continuum solo-planta-atmosfera. É dividido esquematicamente em quatro módulos: o módulo solo, o módulo atmosfera, o módulo interface solo-planta-atmosfera e o módulo solo-planta (ANTONINO, 1992; BRAUD *et al.*, 1995a). Pode-se encontrar uma descrição mais detalhada da versão usada neste trabalho consultando o manual do usuário (BRAUD, 2000a, b).

Este modelo destaca-se por seu grande detalhamento físico em todas as partes do sistema e vem sendo utilizado em diversas condições de clima e solo (ANTONINO, 1992; BRAUD *et al.*, 1995a; BOULET & KALMA, 1997; BRAUD *et al.*, 1997; GONZALEZ-SOSA *et al.*, 1999). Desenvolvido na cidade de Grenoble, França, por ANTONINO (1992), sua primeira aplicação ocorreu para um período de sete dias, sendo dois dias sob condições de secamento e cinco sob condições de umedecimento, num solo cultivado com soja, em Montpellier (França).

O solo, com três horizontes, teve as propriedades térmicas e hidráulicas de cada horizonte determinadas experimentalmente, como também os fluxos na interface solo-planta-atmosfera. O modelo teve um ótimo desempenho após a sua fase de calibração (BRAUD *et al.*, 1995a).

BRAUD *et al.* (1995b) utilizaram o modelo SiSPAT, numa versão estocástica, para determinar a influência da variabilidade espacial das propriedades hidrodinâmicas, descrita por intermédio de um fator de escala, oriundo da teoria dos meios similares, nos fluxos superficiais e nos perfis de umidade e de temperatura do solo.

Foi observado que a vegetação tende a suavizar a influência da variabilidade espacial das propriedades do solo, quando se comparam solos com e sem vegetação. GONZALEZ-SOSA *et al.* (1999) utilizaram o modelo SiSPAT, num solo com cobertura morta espalhada em torno das plantas, para avaliar as transferências de água e de calor, apesar do pequeno conhecimento existentes sobre as propriedades da matéria vegetal em decomposição.

O acoplamento entre solo e atmosfera será realizado por um sistema de duas equações não lineares, a equação do balanço de energia na superfície do solo e a equação de continuidade do fluxo de massa através da superfície do solo tendo como incógnitas o potencial matricial e a temperatura na superfície do solo (ANTONINO, 1992; BRAUD *et al.*, 1995a).

A modelagem para descrever o acoplamento entre o conteúdo de umidade, na forma de água líquida e de vapor, e o calor no solo sem vegetação tem como base o modelo de PHILIP e DE VRIES (1957) para meios porosos não-saturados, modificado por MILLY (1982).

A utilização do SiSPAT para tratar o problema deve-se à forte descrição física do código, que pode ser aplicado para resolver as equações acopladas unidimensionais para o movimento vertical, nas variáveis temperatura (T) e potencial matricial (h), considerando o solo sem vegetação, dadas por (PASSERAT DE SILANS *et al.*, 1989; ANTONINO, 1992):

$$\begin{cases} C_h \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (D_{mh} \frac{\partial h}{\partial z} + D_{mT} \frac{\partial T}{\partial z} - K) \\ C_T \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (D_{ch} \frac{\partial h}{\partial z} + D_{cT} \frac{\partial T}{\partial z}) \end{cases} \quad (63)$$

Nas equações (63) os coeficientes são funções da umidade e/ou da temperatura e os parâmetros C_h e C_T representam a capacidade capilar e a térmica volumétrica; D_{mT} é a difusividade térmica do vapor, e D_{mh} e K são as condutividades hidráulicas isotérmica e do solo, respectivamente. D_{ch} e D_{cT} são a condutividade isotérmica de vapor e a térmica aparente, respectivamente.

Os dados de entrada utilizados no modelo foram os dados atmosféricos, perfis de temperatura e de potencial matricial do solo, a capacidade térmica volumétrica do solo e os parâmetros típicos do solo, tais como a curva de retenção de água no solo $h(\theta)$ e a condutividade hidráulica $K(\theta)$.

As duas equações diferenciais parciais que descrevem as transferências de massa e calor no solo são resolvidas utilizando o método das diferenças finitas com esquema implícito de acordo com CELIA *et al.* (1990). Os perfis de temperatura e de potencial matricial são utilizados como condição inicial.

Para a condição de fronteira inferior foram usadas a temperatura e o potencial matricial do solo na base do perfil, enquanto que para a condição de fronteira superior ela é imposta pela resolução do módulo interface solo-atmosfera.

No módulo interface solo-atmosfera, o sistema de duas equações não lineares é resolvido usando o método de Newton-Raphson. Deve-se observar que quando o sistema de equações da interface é resolvido, é necessário conhecer o potencial matricial h_2 e a temperatura do solo T_2 no segundo nó.

Como o módulo solo ainda não foi resolvido, estes valores são extrapolados a partir de seus valores nos dois passos de tempos anteriores. Quando o módulo solo é resolvido, a convergência entre os valores extrapolados e os valores atuais é verificada. Se a diferença estiver acima de um limite estabelecido, o módulo interface é novamente calculado com os novos valores de h_2 e T_2 e o procedimento é repetido até que a convergência de todos os módulos seja alcançada (PASSERAT DE SILANS *et al.*, 1989).

No módulo atmosfera as variáveis atmosféricas são definidas em um nível de referência z_a (m). A estratificação térmica da atmosfera é considerada por meio da teoria

de MONIN & OBUKHOV (1954) e as funções de correções da estabilidade atmosféricas são as de PAULSON (1970). Se a chuva for superior à capacidade de infiltração a superfície irá saturar e o potencial matricial torna-se zero, sendo o escoamento superficial calculado pela equação do balanço de massa (BRAUD, 1998).

O modelo foi utilizado, sem calibração, para simular as transferências de água e de calor em solo nu durante o período de 05/04/2013 a 12/04/2013.

A Tabela 04 mostra quais são as variáveis de entrada necessárias para a implementação do modelo SiSPAT, nas condições do município de São João, na microrregião de Garanhuns.

Tabela 04: Alguns dados de entrada do modelo SiSPAT. Adaptado de SOARES (2009).

Parâmetro	Valor	Parâmetro	Valor
Emissividade do solo	0,98	Teor de matéria orgânica	0,015
Porosidade	0,431	Capacidade térmica volumétrica seca	$5,7 \cdot 10^4$
Umidade volumétrica saturada	0,3883	Tortuosidade do meio	0,67
Umidade volumétrica residual	0,026	Altura máxima de retenção de água em superfície	1,0
Ponto de murcha	0,023	Condutividade térmica	1,95
Condutividade hidráulica saturada	$1,27 \cdot 10^{-4}$	Parâmetro g da função de stress	$2,5 \cdot 10^{-4}$
Teor de macro poros	0,0	Pressão atmosférica	100000
Umidade a partir da qual a fase contínua é o ar	0,07	Albedo do solo nu	0,25
Teor de quartzo	0,50	Partição entre (1) solo vegetado e (2) não vegetado	(2)
Teor de outros minerais	0,485	Longitude	-36,22
		Latitude	-8,5232

4.5.4.3.2 - APLICAÇÃO DO MODELO SiSPAT

Aplicou-se o modelo SiSPAT nas condições ambientais do nordeste do Brasil e os resultados comparados com os determinados experimentalmente para uma área de solo sem vegetação, tornando a interface solo-planta-atmosfera apenas solo-atmosfera.

O modelo foi aplicado a uma área de pasto, localizada em uma fazenda particular, no município de cidade de São João PE, cujas coordenadas geográficas, latitude, longitude e altitude são, respectivamente: 6°58'12" S, 35°42'15" W e 620 m.

Os dados experimentais são provenientes da estação meteorológica instalada na área experimental em São João. As simulações foram realizadas com duração de 7 dias correspondendo ao período de 05/04/2013 a 07/04/2013 e 09/04/2013 a 12/04/2013.

Os dados de entrada necessários para a utilização do modelo são os dados atmosféricos, perfis de temperatura e de potencial matricial do solo, a capacidade térmica volumétrica do solo, a curva de retenção de água no solo $h(\theta)$ e a condutividade hidráulica $K(\theta)$, explicitados a seguir:

i) Dados Atmosféricos

Os seis parâmetros de dados atmosféricos de entrada para o modelo SiSPAT, que são: as radiações solar global (RG) e atmosférica incidente (RA), ambas dadas em W/m^2 ; a temperatura (T) do ar, em K; a umidade (q) específica (kg/kg); a velocidade (m/s) do vento a 2,0m (U_2) e precipitação pluviométrica, em mm.

Em uma torre meteorológica automatizada localizada no centro da área experimental instalou-se um termohigrógrafo, um anemômetro (à 1,05 m de altura), um piranômetro e um pluviógrafo (à 2,0 m), com os quais foram medidos os valores de T, de U_2 , de RG e da precipitação pluviométrica, respectivamente.

As Figuras 25 e 26 mostram a evolução temporal dos dados atmosféricos usados como condição de fronteira superior durante os seis dias de simulação com o modelo SiSPAT.

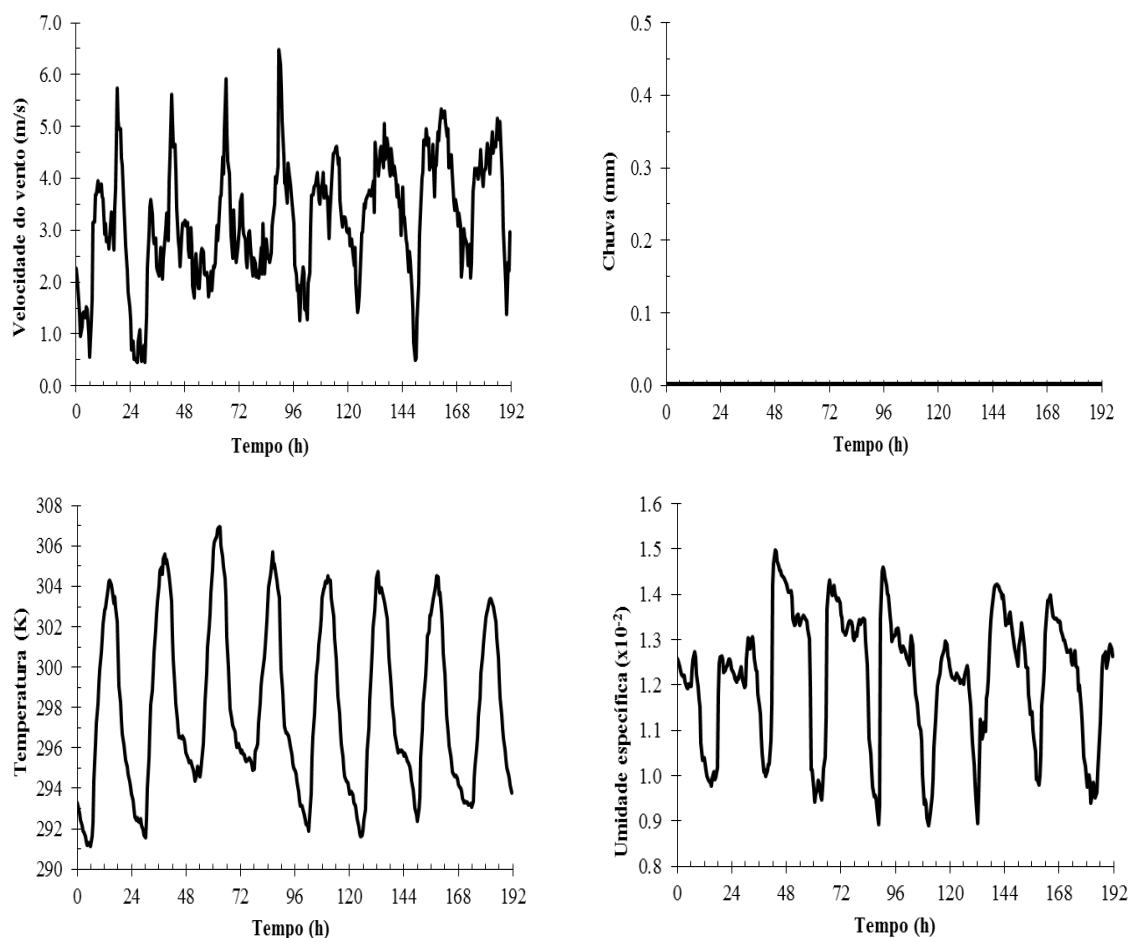


Figura 25: Dados atmosféricos de entrada do modelo SiSPAT, obtidos no período de 05/04/2013 a 12/04/2013: velocidade do vento, chuva, temperatura e umidade específica.

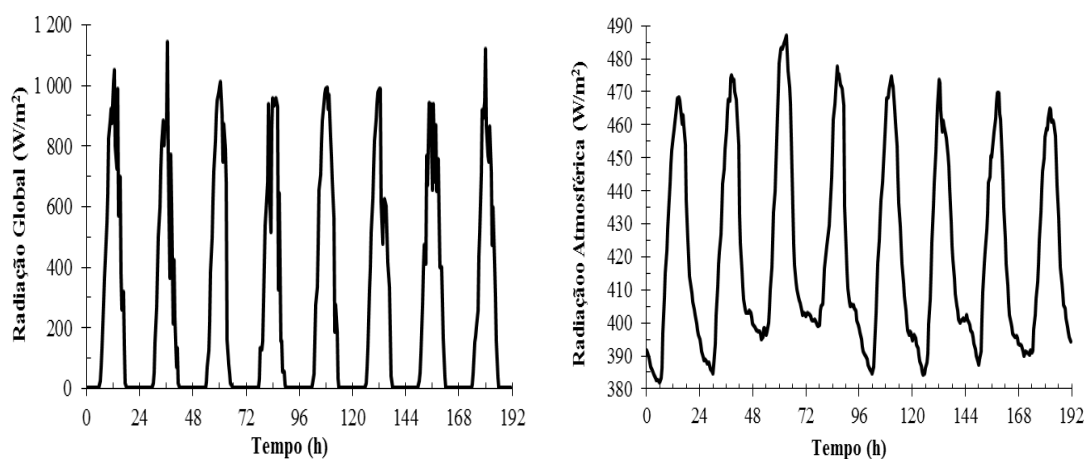


Figura 26: Dados atmosféricos de entrada do modelo SiSPAT: Radiação Global e Atmosférica, obtidas durante o período de estudo.

A radiação atmosférica incidente é função da temperatura e foi determinada por meio da equação 64:

$$RA = \varepsilon \cdot \sigma \cdot (T)^4 \quad (64)$$

na qual σ é a constante de Stefan-Boltzman ($\sigma = 5.67 \cdot 10^{-8} \cdot \text{W/m}^2 \cdot \text{K}^4$) e ε é a emissividade da atmosfera, a qual foi calculada em função da temperatura do ar e da pressão de vapor (e_a), em Pa, conforme a equação 65 (BRUTSAERT, 1975), ajustada por SILVA *et al.* (2002):

$$\varepsilon = \left[1,697 - 0,58 \left(\frac{e_a}{T} \right)^{\frac{1}{7}} \right] \quad (65)$$

A umidade específica foi obtida a partir da equação (66), em função das pressões atmosférica e de vapor (Pa):

$$q = \frac{0,622 \cdot e_a}{P_{atm} - 0,37 \cdot e_a} \quad (66)$$

ii) Condições Iniciais

As condições iniciais são os dados obtidos dos perfis de temperatura e de potencial matricial, a partir dos quais são feitas interpolações a fim de se obter os dados para as profundidades intermediárias às medidas. Estes perfis, de temperatura e de potencial matricial do solo são as condições iniciais utilizadas na simulação.

Para a condição de fronteira inferior são usadas: a temperatura e o potencial matricial do solo na base do perfil e a condição de fronteira superior é imposta pela resolução do módulo solo. Assim, os valores diários de potencial matricial e da temperatura do solo na base do solo, servirão de entrada para a condição de fronteira inferior utilizada na simulação.

Os dados de temperatura do solo a cada centímetro foram obtidos a partir de interpolação de medidas de sensores instalados até 50 cm de profundidade, enquanto que os valores de potencial matricial foram obtidos a partir dos valores de umidades lidos por meio de um sensor e transformados em potencial matricial utilizando-se da

curva de retenção. Para obtenção dos dados do perfil de temperatura do solo foram instalados sensores de temperatura do solo modelo 108 da Campbell Scientific, nas profundidades de 2, 8, 10, 15, 20, 30 e 50 cm, conectados a uma central de aquisição de dados.

Os dados para os perfis de potencial matricial do solo foram obtidos a partir de sensores de umidade do solo, modelo TDR CS615, instalados nas profundidades de 5, 10, 20, 30, 40 e 50 cm, com registro a cada meia hora. Para a obtenção de dados referentes às profundidades intermediárias entre as que os sensores foram instalados, realizou-se interpolações dos valores medidos. A Figura 27 mostra o perfil do potencial matricial, enquanto que na Figura 28 é apresentado o perfil de temperatura, ambos no início da simulação.

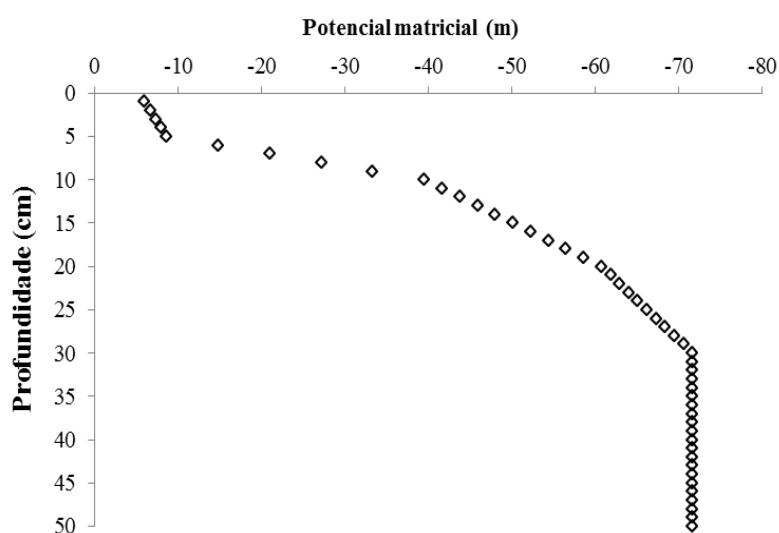


Figura 27: Perfil do potencial matricial do solo.

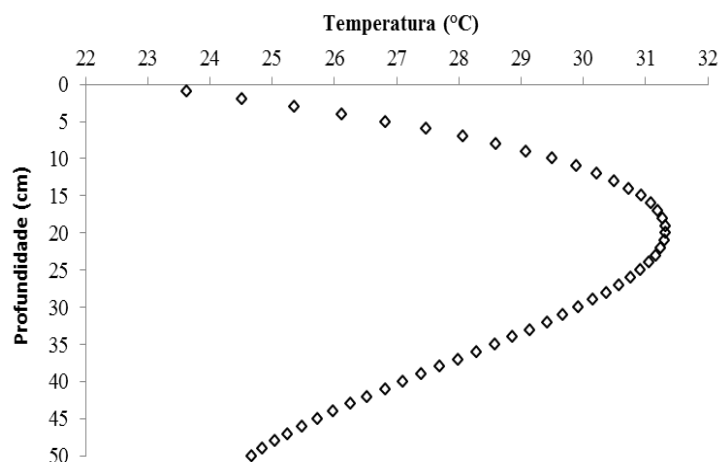


Figura 28 - Perfil de temperatura do solo.

iii) Condição de fronteira inferior

Os valores diários de potencial matricial e da temperatura do solo na base, que servem de entrada para a condição de fronteira inferior utilizado na simulação estão apresentados na Tabelas 05.

Tabela 05: Condições de fronteira inferior: potencial matricial e temperatura na base do solo.

Período	05/04	06/04	07/04	09/04	10/04	11/04	12/04
Pot. Matricial (cm)	-22,039	-22,039	-22,039	-22,039	-22,039	-22,039	-22,039
Temp. do solo (K)	303,65	303,74	303,91	304,55	304,51	304,44	304,36

iii) Propriedades hidráulicas do solo.

O método utilizado para obter os parâmetros que descrevem a curva de retenção $h(\theta)$ para o modelo de VAN GENUCHTEN (1980) e a curva de condutividade hidráulica $K(\theta)$, do modelo de BOOKS & COREY (1964), foi o Beerkan cuja descrição mais detalhada pode ser encontrada em SOUZA (2005).

A Tabela 06, a seguir, apresenta os parâmetros dos coeficientes hidráulicos do solo.

Tabela 06: Parâmetros hidráulicos do solo.

θ_s (m³/m³)	θ_r (m³/m³)	n	hg (m)	η	Ks (mm/s)	ϕ
0,3883	0,026	2,36	-0,019	7,772	$1,267 \cdot 10^{-4}$	0,431

5 - RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 – RESULTADOS VALIDAÇÃO – SÃO JOÃO

O domo usado no pasto no município de São João foi calibrado no laboratório, em Garanhuns, por meio de comparação entre a massa de água medida com a balança e a evaporação determinada a partir da temperatura e umidade dentro do domo, conforme a metodologia descrita. A figura 29 mostra uma boa correlação entre a quantidade de vapor d'água acumulado dentro do domo e a massa de água evaporada, determinada pelas medidas de peso na balança.

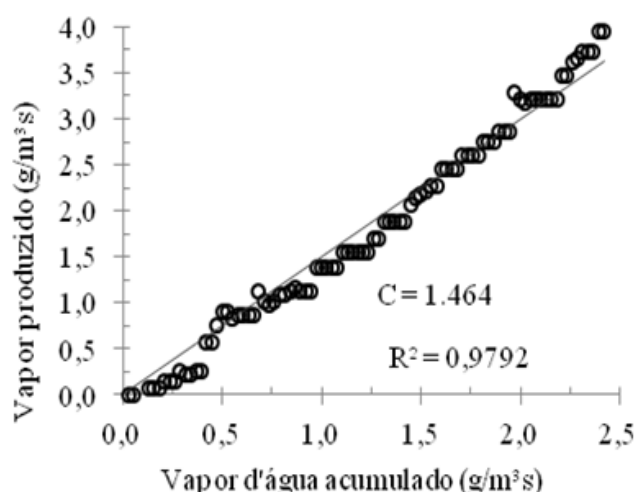


Figura 29: Obtenção do fator de calibração do domo.

Observa-se que o vapor registrado dentro do domo é menor do que o vapor produzido por aquecimento e registrado pela balança. Esta diferença pode ser atribuída à parte do vapor escapar pelas bordas, enquanto que, quando ocorre a saturação do domo, verifica-se a condensação do vapor na superfície interna do domo. Também, de acordo com STANNARD (1988), o acrílico higroscópico de que é feito o domo é responsável pela adsorção do vapor. Apesar dessas fontes de perda, o coeficiente de correlação de 0,9792 permite concluir que o domo detecta o vapor produzido e corresponde bem às medidas, bastando corrigi-las na Equação 60 pelo fator de correção $C=1,464$ obtido da inclinação da curva da Figura 29.

A Tabela 07 mostra a evaporação $E(\text{mm/d})$ diária, para o período de sete dias, obtidas pelo método do Domo, pela razão de Bowen e simulada pelo SiSPAT, onde se observa que o melhor resultado foi obtido para o dia 05/04, com um erro relativo de menor que 2%. Nos três primeiros dias, embora os valores tenham sido próximos, o domo subestimou a evaporação média em relação ao SiSPAT. No dia 09, não foi possível obter valores consistentes com o método do domo, devido à falha da central de aquisição, por problema de bateria. O valor encontrado foi obtido a partir da média dos valores horários dos três dias anterior e posteriores.

Tabela 07: Evaporação média diária.

Dia	05	06	07	09	10	11	12
E_{Bowen}	1,115	1,013	1,342	0,950	1,157	1,028	0,834
E_{SiSPAT}	1,237	0,997	1,122	1,118	0,966	0,885	0,940
E_{Domo}	1,117	0,722	1,035	0,732	0,653	0,515	0,703

Na Figura 30 encontram-se três gráficos típicos de evolução da taxa de evaporação nas curvas diárias de evaporação média, medida com o domo, , evidenciando um comportamento característico em função da demanda evaporativa atmosférica.

No aspecto geral, observa-se maior fluxo de vapor durante o período de maior insolação e sua diminuição ao cair da tarde. A aplicação do domo durante dias de sol permite medidas mais precisas, uma vez que sofre menos influência das flutuações na radiação solar incidente e da pressão de vapor, que são mais acentuadas quando ocorre maior incidência de nuvens.

A Figura 31 mostra a evaporação média por horário, ao longo da semana de medições e simulação. Foi tomada a média da semana para cada meia hora, ao longo do dia, de modo que cada ponto representa a temperatura média da semana desde as 8:00 até às 17:00, em intervalos de 30 minutos. Pode-se observar a tendência geral nos três métodos, segundo a qual a evaporação é menor nas primeiras horas do dia, sofre um aumento devido à maior incidência solar e tende a cair para zero ao entardecer, alcançando este patamar à noite.

Antes do amanhecer não há evaporação por não haver radiação solar, mas no início da manhã a evaporação não é nula porque os registros se iniciam em torno das 8:00, o sol já nasceu e há energia suficiente para responder por esta evaporação no início do período maior do que às 17h, quando o sol praticamente já se põs.

A maior concordância entre as médias da semana ocorreu às 10h, onde o erro do Domo em relação ao medido pelo Bowen foi cerca de 1,5% e o SiSPAT em relação ao Domo foi de 1,9%. As maiores discrepâncias ocorreram por volta do meio dia, onde a razão de Bowen, apesar de apresentar uma queda neste horário, apresentou uma evaporação maior do que a dos outros dois métodos. Convém lembrar que estes valores são médias que sofrem influência das variações que ocorrem no horário analisado, devido, por exemplo, ao sombreamento por nuvens.

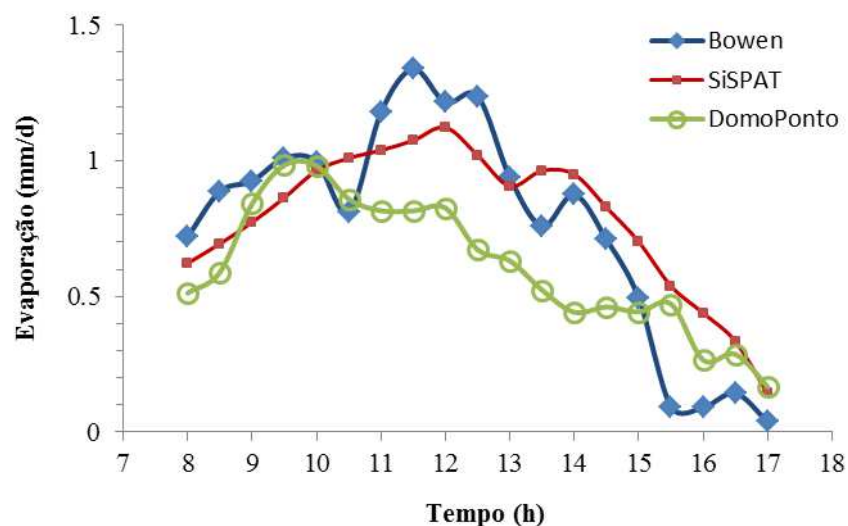


Figura 30: Evapotranspiração média horária, medida e estimada, para os dias de 05 a 12/04/2013.

Após o meio dia a evaporação começa a diminuir, acompanhando a declinação do sol. No horário da 15h a discrepância entre a evaporação de Bowen e a do Domo foi menor (9,5%) do que entre a do SiSPAT e a de Bowen, cerca de 30% menor.

No caso dos horários em que as medições foram efetuadas sob condições de instabilidade atmosférica, com céu intermitentemente claro e encoberto, embora não tenha havido evento de chuva no período, observou-se oscilações, com variação de cerca 1,26 mm entre as taxas de evaporação máxima e mínima, com médias de 1,08, 1,03 e 0,80 mm/d, para a razão de Bowen, o SiSPAT e o Domo, respectivamente, com pico 1,3 mm/d ao meio dia e mínimo de 0,04mm/d às 17h, considerando os três métodos.

O modelo SiSPAT foi usado para simular a evaporação durante oito dias, na área experimental em São João, próximo ao município de Garanhuns. A evaporação acumulada ao longo do período simulado foi 8,91 mm e a Figura 31 mostrada sua evolução temporal.

Neste comparativo da evaporação acumulada medida pelos métodos da razão de Bowen com a simulação com o modelo SiSPAT observa-se boa concordância, podendo-se inferir, dos dados, que o SiSPAT subestima a evaporação acumulada em cerca de 1,7% em relação à medida pelo método da razão de Bowen.

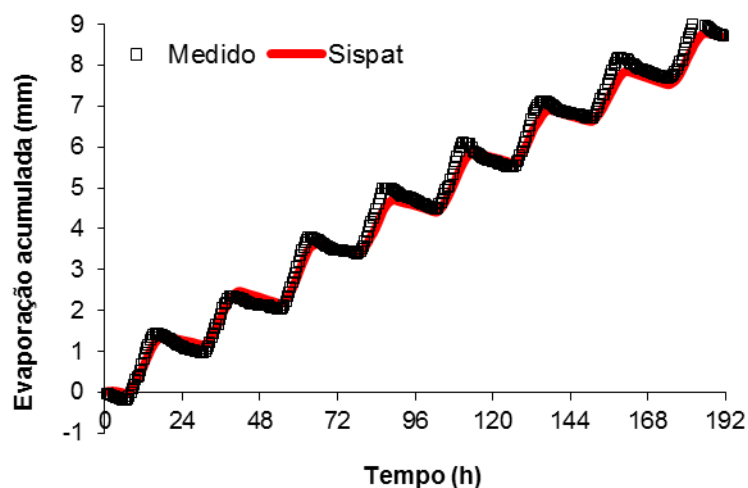


Figura 31 – Comparativo da evaporação acumulada em 8 dias: previsão do SiSPAT e medido pelo método da razão de Bowen.

Ao considerarmos o acumulado do dia, o SiSPAT superestima a evaporação, em relação à razão de Bowen, em 5,4% nos dois primeiros dias; e subestima em 1,8%. No comportamento geral, apesar da excelente concordância entre os valores de evaporação acumulada na semana, o SiSPAT subestima a evaporação obtida pelo método da razão de Bowen, conforme a Figura 32.

SILVA (2012) aplicou o domo em uma barragem subterrânea em Pesqueira, obtendo uma evaporação média diária 8,68 mm e SOARES (2009) simulou os fluxos de água e energia em mamona e feijão, nas condições do nordeste brasileiro, obtendo para a evaporação acumulada em torno de 30 mm para o feijão e 26 mm para a mamona.

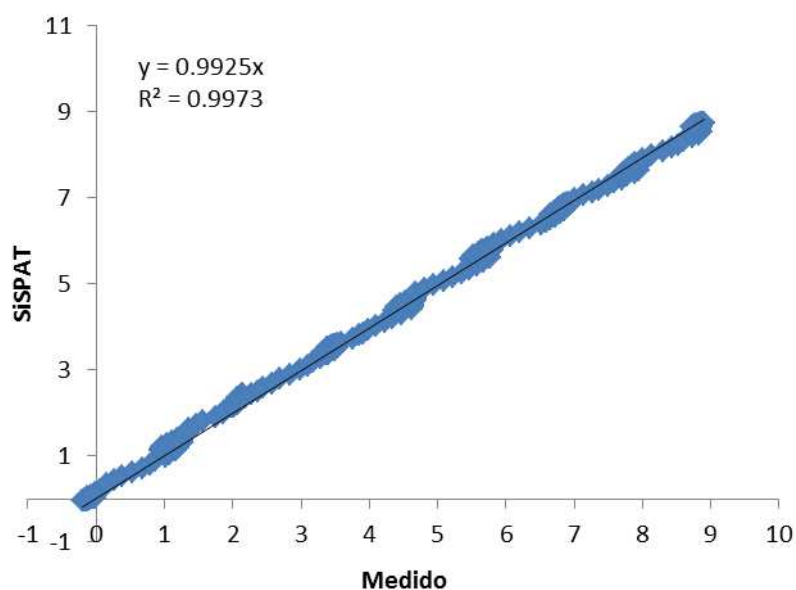


Figura 32 – Correlação entre o SiSPAT e Bowen: evaporação acumulada.

A Figura 33 mostra um gráfico da evaporação representativa do dia para os três métodos.

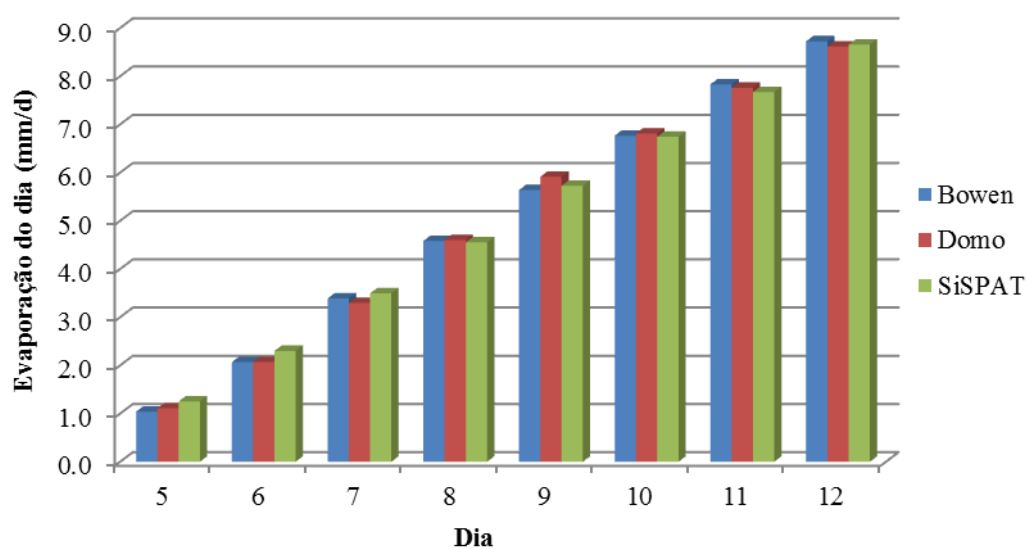


Figura 33 – Comparativo da evaporação

A Figura 34 mostra o balanço de energia usando o método da razão de Bowen para os dias de estudo, onde se observa a partição da energia disponível em suas componentes, além da radiação global.

Observa-se um comportamento típico, onde um saldo de radiação maior implica em mais energia disponível para a evaporação (fluxo de calor latente) e para o fluxo de calor sensível.

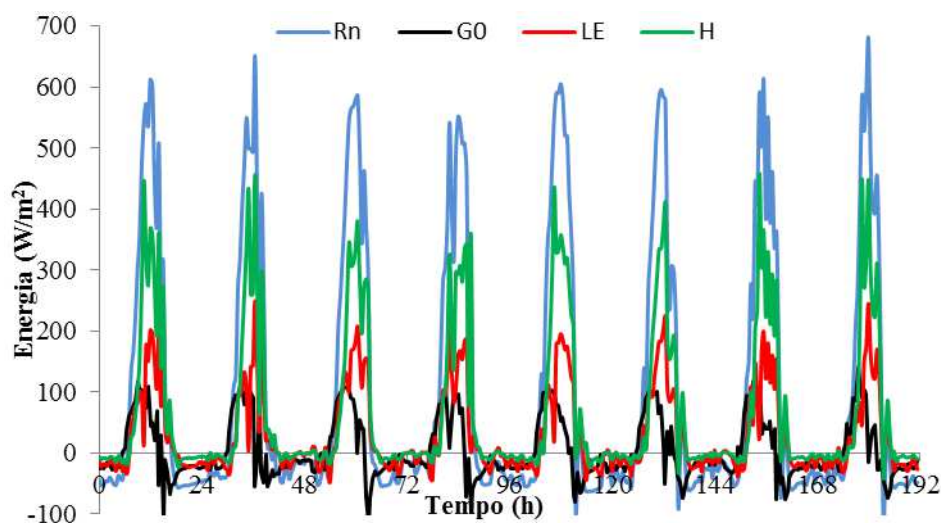


Figura 34 – Balanço de energia.

As figuras 35 a 37 mostram o resultado das simulações, comparando com os valores medidos, para o saldo de radiação, fluxos de calor no solo e sensível e fluxo de calor latente, além da correlação entre o saldo de radiação medido e o simulado, indicando uma excelente correlação e um bom acompanhamento geral das variações diárias dessas grandezas.

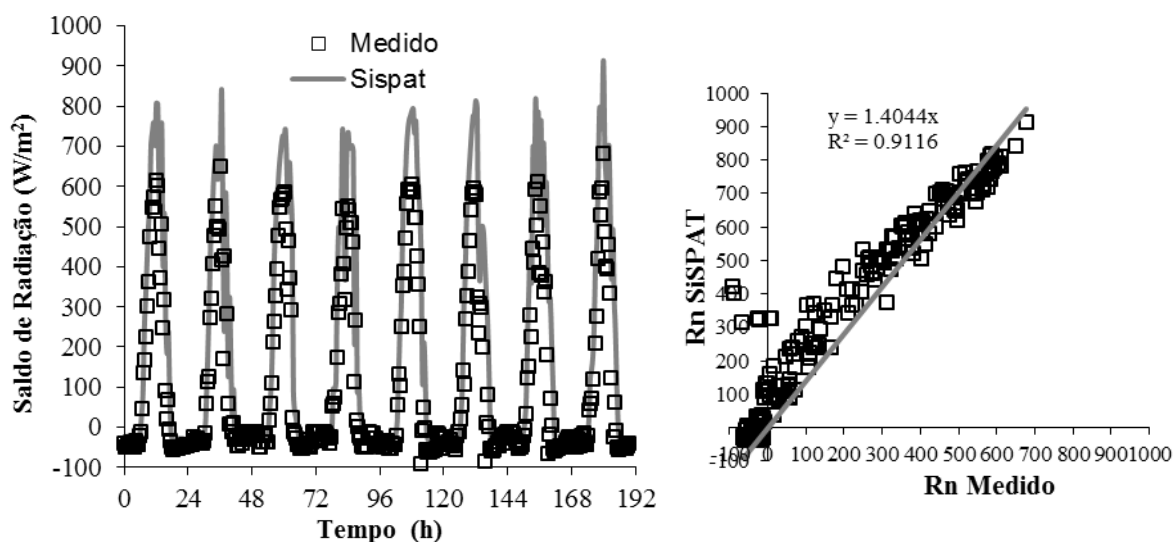


Figura 35 – Comparação do Saldo de Radiação - SiSPAT vs. Razão de Bowen

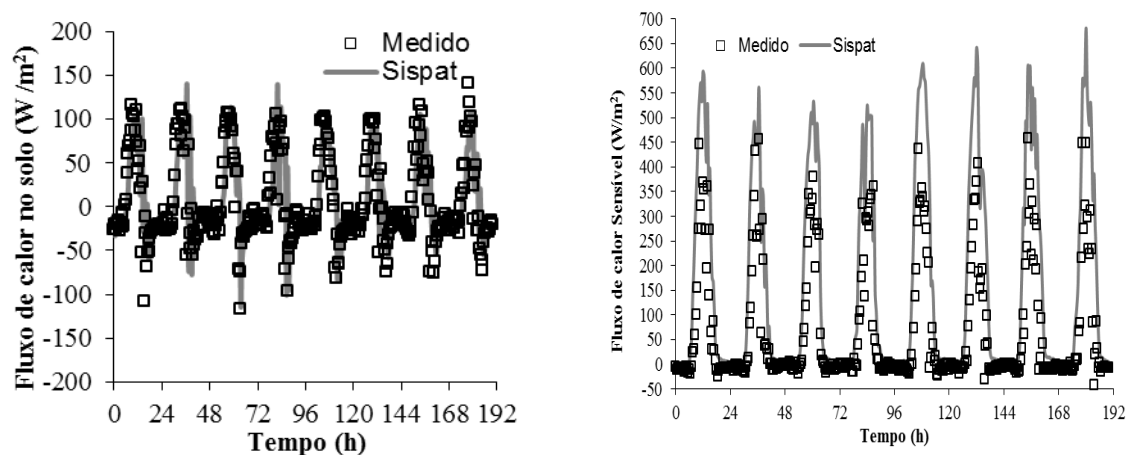


Figura 36 – Comparação do Fluxo de Calor no Solo, corrigido para a superfície e do Fluxo de calor sensível - SiSPAT vs. Razão de Bowen

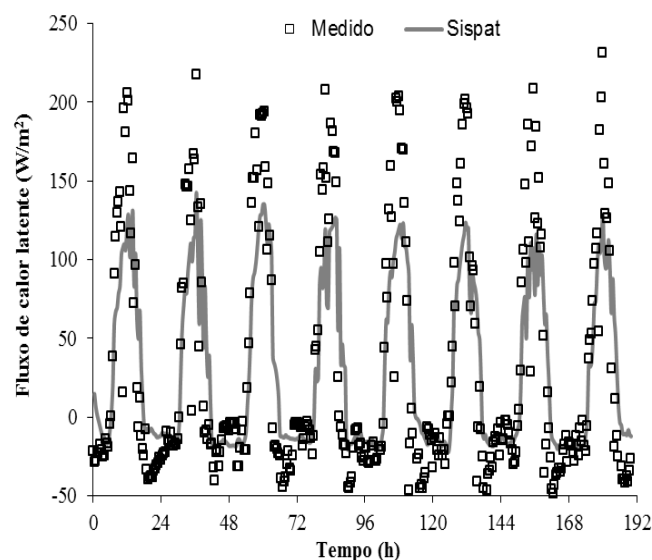


Figura 37 – Correlação entre os valores medidos e simulados para os Fluxos de Calor Latente.

5.2 – RESULTADOS APLICAÇÃO 1 – BARRAGEM SUBTERRÂNEA PESQUEIRA

O gráfico da Figura 38 mostra o resultado da medida da evaporação com o Domo na barragem subterrânea em Pesqueira, onde se observa a curva característica da evolução temporal da densidade de vapor, evidenciando as três etapas da captação do vapor no volume de controle do Domo.

A evaporação foi de 2,82 mm, medido das 11:33 às 11:41 do dia 15/10/2011, determinada a partir do valor de M na Figura 38 e calculado conforme a Figura 39, à qual foi aplicada a equação 60.

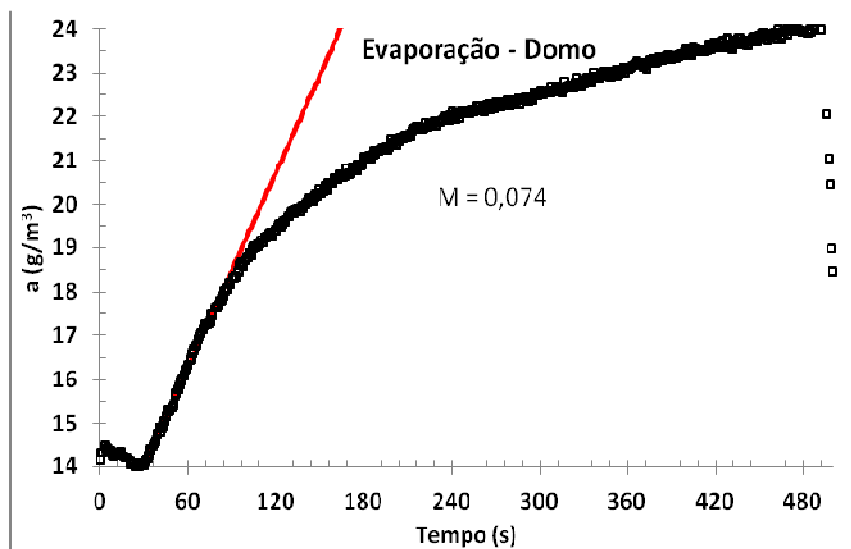


Figura 38 – Densidade de vapor no Domo, em Pesqueira.

A taxa máxima de produção de vapor é indicada na Figura 39, que destaca a região de linearidade da curva característica do Domo.

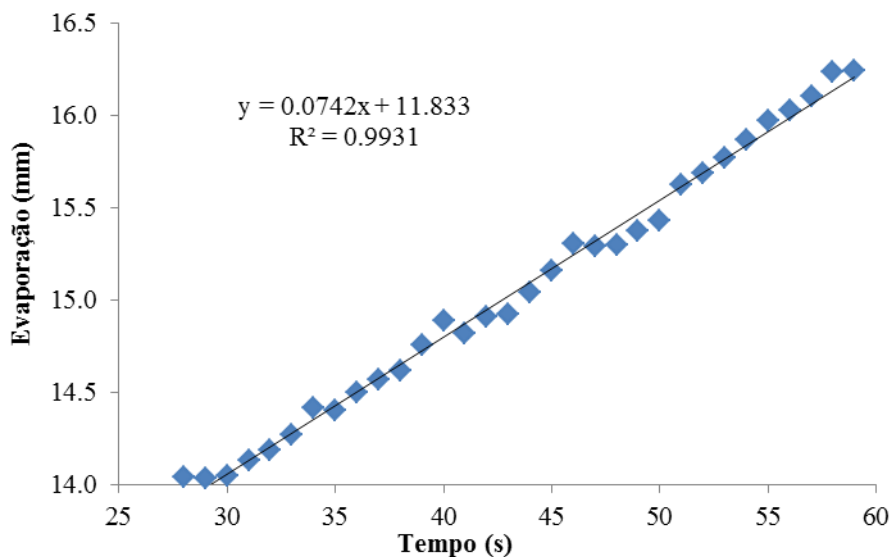


Figura 39 – Determinação da evaporação na barragem subterrânea em Pesqueira.

5.3 – RESULTADOS APLICAÇÃO 2 – BARRAGEM SUBTERRÂNEA VENTUROSA

Na Figura 40 encontra-se o resultado da medida da evaporação com o Domo na barragem subterrânea de Venturosa, onde se observa a curva característica da evolução temporal da densidade de vapor com as três etapas do aumento de vapor no volume de controle do Domo.

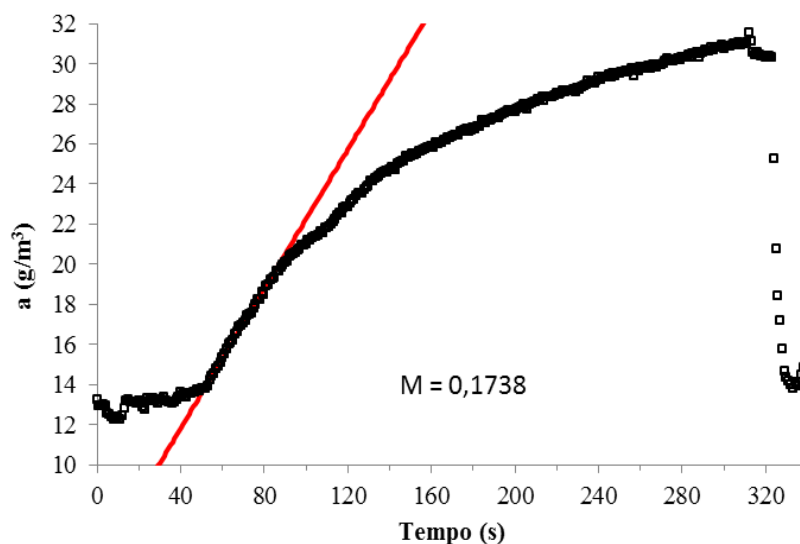


Figura 40 – Densidade de vapor no Domo, em Venturosa.

Na Figura 41 observa-se o resultado da medida de evaporação na manhã do dia 28/09/2011, das 8:06 às 10:00, na barragem de Venturosa.

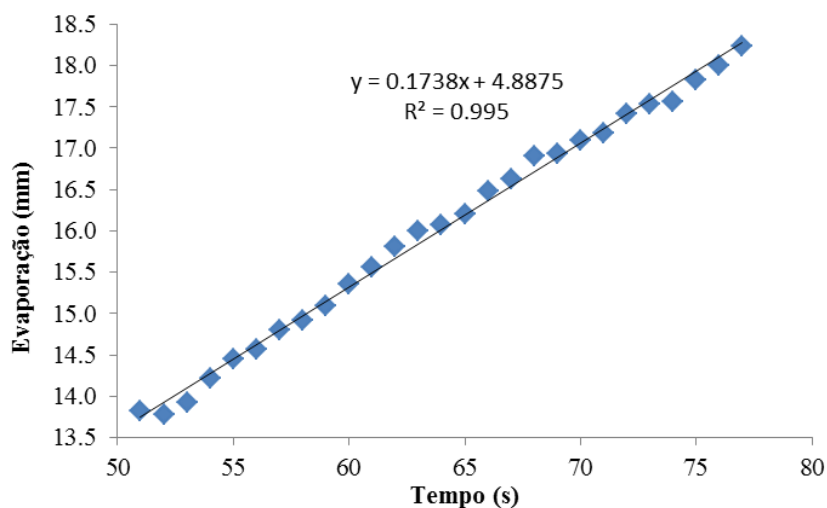


Figura 41 – Determinação da evaporação na barragem subterrânea em Venturosa.

A evaporação foi de 6,60 mm, conforme a equação 60 e a taxa de evaporação indicada pela inclinação do gráfico.

5.4 – RESULTADOS APLICAÇÃO 3 – LISÍMETRO GARANHUNS

O fator de calibração utilizado foi de 1,464, determinado em laboratório, conforme a Figura 29, onde se verifica uma boa correlação entre a água evaporada o vapor detectado como sendo uma fração do vapor produzido por aquecimento. A quantidade de vapor acumulado dentro do domo foi cerca de 50% menor do que a produção de vapor, medido pela diferença de massa de água registrada na balança. Atribui-se esse efeito ao fato de não haver eficiência total no registro de toda a umidade produzida, uma vez que ocorrem perdas devido à isolamento entre a cúpula e o meio externo, bem como à absorção pelas paredes de acrílico hidrofílico.

Ademais, parte do vapor produzido é condensado na atmosfera interna ao domo e parte não é completamente registrado pelo sensor devido à eventual má circulação de ar no seu interior.

Encontra-se na Figura 42 a curva característica do Domo, bem como a região de linearidade, aplicado no dia 16/04/2011, no período da tarde, das 15:33 às 15:34, sendo a evaporação determinada em 2,88 mm.

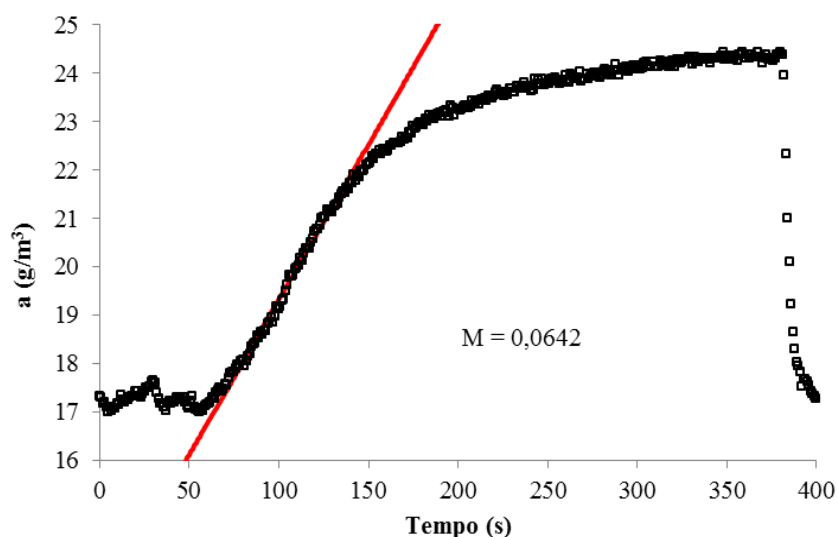


Figura 42 – Densidade de vapor no Domo, em Garanhuns.

A evaporação de 2,88 mm foi determinada a partir da taxa de evaporação indicada pela inclinação do gráfico da Figura 43, com o uso da equação 60.

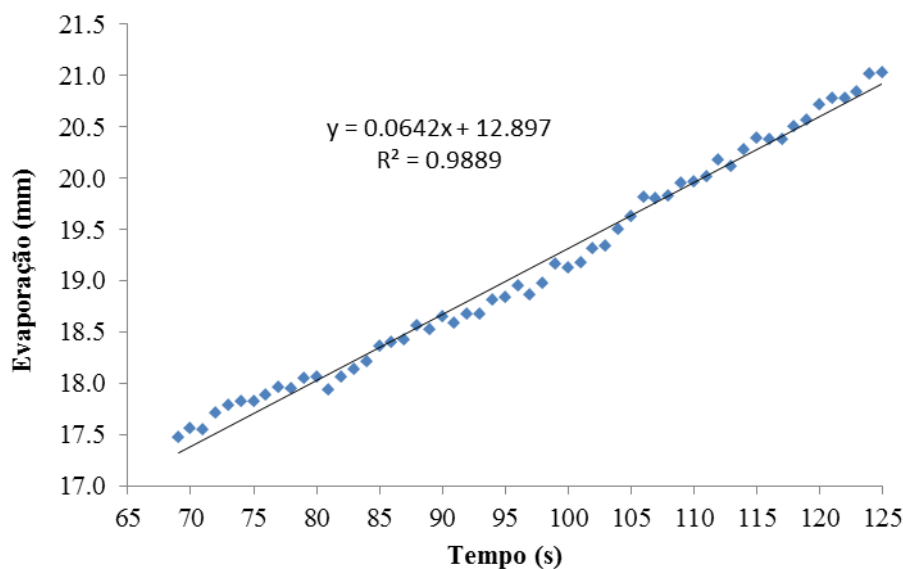


Figura 43 - Determinação da evaporação em Garanhuns.

Para a determinação da evaporação em função da profundidade do lençol freático foi utilizado o lisímetro instrumentado com sensores de temperatura, umidade e nível do lençol freático, conforme detalhes mostrados nas Figuras 23 e 24. Os resultados encontrados não foram totalmente satisfatórios, em relação aos obtidos por outros autores. Entretanto, é possível observar que os modelos testados apresentam um comportamento qualitativamente bom, principalmente o de Harbaugh (1988), seguido pelo de Grilli & Vidal (1986), Philip (1957) e Morel-Seytoux (1989), para regiões de clima e localização semelhantes aos de Garanhuns.

Obteve-se uma diversidade de pontos na medição da evaporação no lisímetro em diversas profundidades, como está representada na Figura 44. Salienta-se que os dados de evaporação foram obtidos a partir da aplicação do domo no lisímetro, em condições instáveis de atmosfera.

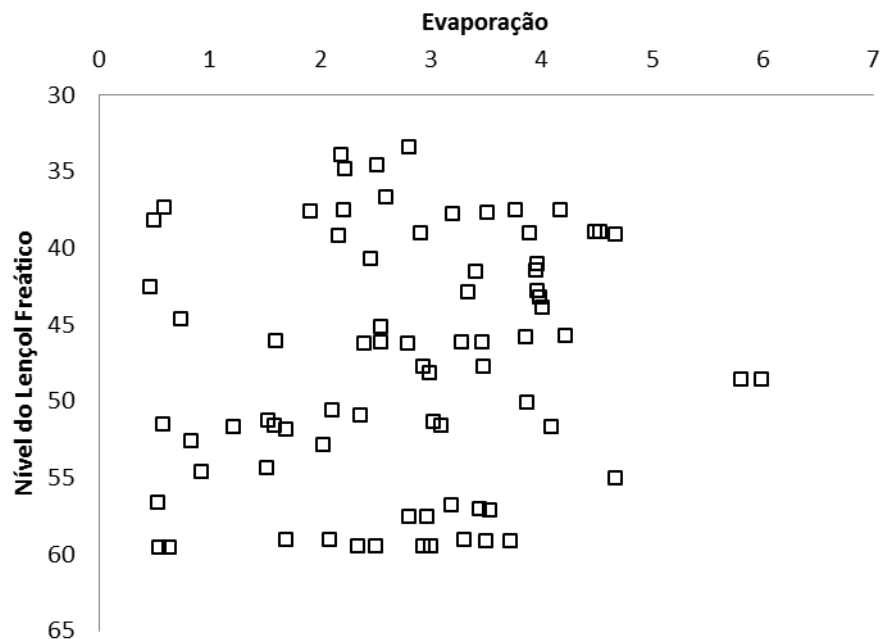


Figura 44: Nuvem de pontos geral.

Assim, atribui-se esta nuvem de pontos encontrada às medições terem sido adquiridas em um local de clima ameno e precipitações frequentes, porém intermitentes. Dessa forma, tonou-se pouco precisa a identificação dos pontos que possibilitassem a aplicabilidade dos modelos apresentados anteriormente, por causa das dificuldades de visualização dos mesmos.

Entretanto, apesar da dificuldade encontrada, foram utilizados alguns pontos representativos e construídos gráficos com pontos experimentais que se ajustaram aos modelos utilizados, os quais estão apresentados juntamente com suas linhas de tendências nas Figuras 45a, 45b, 45c e 45d, respectivamente.

O coeficiente de correlação para o modelo proposto por Philip apresentou um valor foi de aproximadamente 86%, enquanto o modelo proposto Harbaugh por foi de 97%, enquanto que os modelos de Morel-Seytoux e de Grilli & Vidal apresentaram resultados muito parecidos, ambos em torno de 87%.

Ao realizar uma análise dos modelos, torna-se perceptível que os modelos que mais se aproximaram dos resultados esperados, diante das informações obtidas e marcadas neste local de aplicabilidade dos modelos, foi o de Grilli & Vidal.

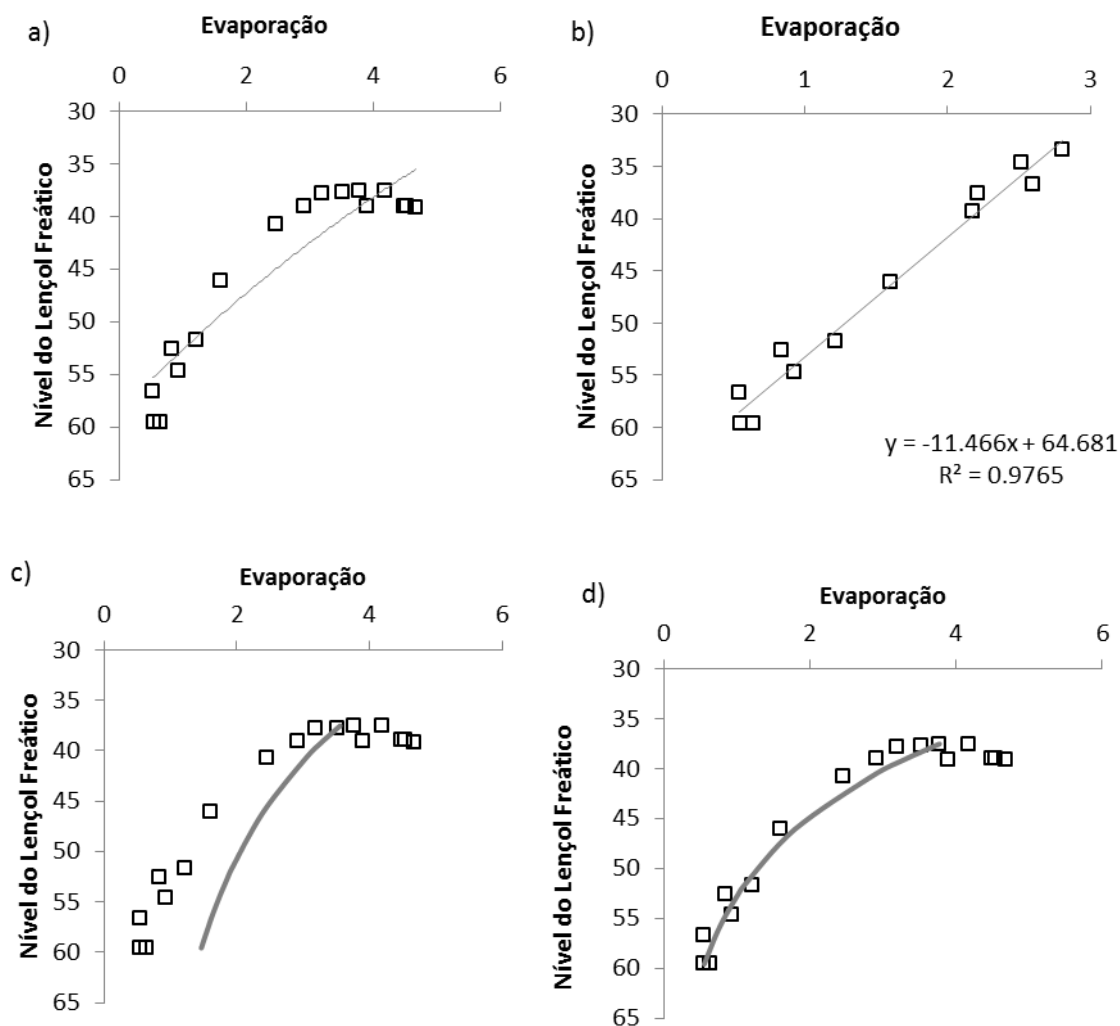


Figura 45: Ajuste dos pontos aos modelos de evaporação em função do lençol freático de a) Philip, b) Harbaugh, c) Morel-Seytoux e d) Grilli & Vidal.

Os valores dos parâmetros utilizados nos modelos para encontrar tais resultados estão definidos na Tabela 08.

Tabela 08: Parâmetros otimizados dos modelos de evaporação.

Modelos	a	b	Ev_{max}	α	E_0	m	Z_0	r^2
Philip	-	-	100.00	-0.09	-	-	-	0,8596
Harbaught	-0.08	5.34	-	-	-	-	-	0,9765
Morel-Seytoux	-	-	-	-	3727.96	1.92	-	0,9712
Grilli & Vidal	-	-	40.59	-0.09	-	-	10.24	0,8729

Os parâmetros apresentados na Tabela 08 foram obtidos a partir da otimização dos modelos utilizados para determinar o nível do lençol freático, considerando como critério a minimização da função, que utilizou as diferenças entre os valores medidos e calculados, os quais podem ser comparados com os parâmetros já calculados por SOARES *et al.* (2010), ORTIZ (2008) e MUÑOZ *et al.* (2008). Salienta-se o trabalhos comparados foram propostos para regiões diferentes que apresentam características físicas e climáticas muito diversas, isto é, uma região semiárida, na cidade de Cabrobó localizado no sertão pernambucano; em um deserto de sal, localizado em Pampa Del Tamarugal e no Salar de Llamara, ambos no Chile; e em um deserto, sendo medidos em diversos pontos do Chile.

Para o modelo de Harbaugh, SOARES *et al.* (2010) encontrou os parâmetros $a = 20,25$ e $b = 93,66$ em dias sem precipitações e em dias com chuvas foram de $a = 0,59$ e $b = 4,81$ enquanto MUÑOZ *et al.* (2008) calculou que os valores de a e b na sua região foram de $-0,712$ e 1 , respectivamente e nós encontramos que para este tipo de região os valores teria que ser $-0,08$ e $5,34$ para a e b seguindo esta sequência.

No entanto para o modelo de Philip, SOARES *et al.* (2010) utilizou os valores de $10,00$ e $0,25$ para Ev_{Max} e α em dias sem chuvas e de $9,93$ e $0,26$, seguindo a mesma sequência, em dias com chuvas. Entretanto, ORTIZ (2008) apontou que os valores da Ev_{Max} e de α para regiões do tipo desérticas seriam de 1 e $-9,051$, respectivamente. Por outro lado, ORTIZ (2008) calculou que em um deserto de sal os valores são de $Ev_{Max} = 6,09$ e $\alpha = -6,30$ e os valores por nós calculados para climas parecidos com o da cidade de Garanhuns deveriam ser de $Ev_{Max} = 100,00$ e $\alpha = -0,09$.

Quanto ao modelo de Morel-Seytoux, SOARES *et al.* (2010) os valores de E_0 e m foram de $3,50$ e $0,05$, respectivamente, em dias sem chuva e de $11,28$ e $1,10$ nesta mesma ordem só que em dias com chuvas. Porém, MUÑOZ *et al.* (2008) utilizou $0,074$ para o E_0 e $0,591$ para o m e nós utilizamos $3727,96$ e $1,92$, respectivamente.

Os valores dos parâmetros do modelo de Grilli & Vidal por SOARES *et al.* (2010) foram $Ev_{Max} = 10,00$, $Z_0 = 3,27$ e $\alpha = 0,15$ para dias sem chuva, enquanto para dias com chuvas foram de $Ev_{Max} = 9,54$, $Z_0 = 1,24$ e $\alpha = 0,26$. Mas MUÑOZ *et al.* (2008) utilizou os seguintes valores para Ev_{Max} , Z_0 e α : 1 , 0 e $-9,051$, nesta mesma ordem. E nós encontramos os valores para $Ev_{Max} = 40,59$, $Z_0 = 10,24$ e $\alpha = -0,09$.

Os índices para cada modelo estão apresentados na Tabela 09 e por meio de uma análise da mesma tornou-se perceptível que o modelo que apresentou melhores resultados com relação a todos os fatores entre calculados e medidos foi o de Harbaugh

(1988) seguido pelos modelos de Grilli & Vidal (1986), Philip (1957) e por último Morel-Seytoux (1989). Salientando que esta mesma sequência também foi encontrada por SOARES *et al.* (2010) para o período sem chuvas calculados para uma região semiárida.

Tabela 09: Parâmetros Estatísticos.

MODELOS	EQM	RD	EM	CMR
Philip (1957)	22.9362	1.4056	0.8487	0.0705
Harbaugh (1988)	8.7169	1.1434	0.9735	-0.0035
Morel-Seytoux (1989)	32.0619	3.4329	0.7044	-0.0487
Grilli & Vidal (1986)	22.9243	1.4096	0.8489	0.0696

6 - CONCLUSÕES

Após as análises, pode-se concluir que o método do Domo apresenta-se satisfatório em comparação com as medidas por meio da razão de Bowen, sendo uma alternativa para se determinar a evaporação durante o período diurno. Apesar de apresentar resultado satisfatório geral, o método do domo pode subestimar a evapotranspiração nos horários de maior incidência de radiação.

Alguma discrepância ou inconsistência no balanço de energia pode ser devido a efeitos de Advecção, pelo qual se faz necessária sua correta avaliação, a fim de aplicar uma adequada correção aos valores da razão de Bowen que estiverem inconsistentes.

A modelagem apresentou resultados satisfatórios para o balanço de energia e a evaporação acumulada, quando comparada com os mesmos dados obtidos pelo Domo. Apresentando uma menor correlação quando comparado aos dados obtidos pelo método da razão de Bowen.

De forma global, os resultados da evaporação em função do lençol freático apresentaram-se satisfatórios; no entanto, por critérios estatísticos os modelos apresentaram uma margem de erro grande com relação ao erro quadrático médio. Porém, se analisadas a razão de desvio, a eficiência da modelagem e o coeficiente de massa residual apresentaram-se próximos dos resultados encontrados na literatura pesquisada.

7. SUGESTÕES DE TRABALHOS FUTUROS

Avaliar a mudança de geometria da câmara ventilada, trocando o formato de domo para o de um cubo ou uma cúpula cilíndrica.

Aplicar o Domo em outras situações climáticas, diferentes do semiárido.

Fazer a comparação do modelo SiSPAT com outros modelos, como o HYDRUS, e métodos, como o método da correlação dos turbilhões.

Avaliar a possibilidade de uma versão menos robusta do SiSPAT, que necessite de menos variáveis, sem perder significativamente a sua capacidade de previsão.

Aplicar o modelo SiSPAT em condições de cultura irrigada, juntamente com o domo.

8 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABBASPOUR, K. C.; SCHULIN, R.; VAN GENUCHTEN, M. Th. Estimating unsaturated soil hydraulic parameters using ant colony optimization. *Advances in Water Resources* 24, 827-841, 2001.

ABUD-ZEID, M. A. Water and sustainable development: the vision for the world water, life and the environmental. *Water Policy*, n.1, p.9-19, 1998.

AGAM (NINARI), N. & P. BERLINER. Dew formation and water vapor adsorption in semi-arid environments—A review. *Journal of Arid Environments* 65: 572-590. 2006.

AGAM (NINARI), N. & P. R. BERLINER. The role of dew in the water and heat balance of bare loess soil in the Negev Desert: quantifying the actual dew deposition on the soil surface. *Atmospheric Research* 64: 323-334. 2002.

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS (ANA). Disponibilidade e demandas de recursos hídricos no Brasil. Brasília: ANA, 134p. 2005. Disponível em: <http://www.dominiopublico.gov.br>. Acesso em: 12/jun/2008.

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

ANDRADE, A. R. S. de, PAIXÃO, F. J. R., AZEVEDO, C. A. V. de, GOUVEIA, J. P. G. de, JÚNIOR, J. A. S. de O. Estudo do comportamento de períodos secos e chuvosos no município de Garanhuns, PE, para fins de planejamento agrícola. *Pesquisa Aplicada & Agrotecnologia*, 2008.

ANTONINO, A.C.D. Modélisation des transferts de masse et de chaleur dans le système sol-plante-atmosphère. Influence de la variabilité spatiale des caractéristiques hydrodynamiques du sol. Tese (Doutorado) Universidade Joseph Fourier/Grenoble. 1992.

ARRUDA, J. C. Estudo do Fechamento do Balanço de Energia Pelo Método de Covariância de Vórtices Turbulentos em uma floresta de Transição em Mato Grosso. Tese (Doutorado). Universidade Federal de Mato Grosso. 2011.

ASSOULINE, S.; TYLER, S. W.; TANNY, J.; COHEN, S.; BOU-ZEID, E.; PARLANGE, M. B.; KATUL, G. G. Evaporation from three water bodies of different sizes and climates: Measurements and scaling analysis. *Adv. Water Resour.* 31, 160-172. 2008.

AZEVEDO, A. A.; ALBUQUERQUE FILHO, J. L. Águas Subterrâneas. In: OLIVEIRA, A. M. S.; BRITO, S. N. A. (editores). Geologia de engenharia. 1ª ed. São Paulo: Associação Brasileira de Geologia de Engenharia (ABGE), 586p. 1998. ISBN 85-7270-002- 1.

BACHMAT Y. & BEAR J., Macroscopic modelling of transport phenomena in porous media: 1. The continuum approach, *Transp. Porous Media* 1, 213–240. 1986.

BEAR, J. Dynamics of Fluids in Porous Media. Dover Publications, Inc.. New York, 1972.

BELTRÃO, B. A.; MASCARENHAS, J. de C.; MIRANDA, J. L. F. de; JUNIOR, L. C. de S.; GALVÃO, M. J. da T. G.; PEREIRA, S. N. Projeto cadastro de fontes de abastecimento por água subterrânea: Est. de PE. Diagnóstico do Mun. de São João. Ministério de Minas e Energia (MME). Programa de desenvolvimento Energético dos estados e Municípios (PRODEEM). 2005.

BITTELLI, M.; VENTURA, F.; CAMPBELL, G. S.; SNYDER, R. L.; GALLEGATI, F.; PISA, P. R. Coupling of heat, water vapor, & liquid water fluxes to compute evaporation in bare soils. *Journal of Hydrology*. v. 362, 191– 205. 2008.

BIUDES, M.S.; CAMPELO JÚNIOR, J.H.; NOGUEIRA, J.S.; SANCHES, L. Estimativa do balanço de energia em cambarazal e pastagem no norte do Pantanal pelo método da razão de Bowen. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.24, p.135-143, 2009.

BOHNE, K.; SALZMANN, W. Inverse simulation of non-steady-state evaporation using nonequilibrium water retention data: a case study. *Geoderma* v.110, pp. 49-62. 2002.

BORGNAKKE, CLAUSS. Fundamentos da termodinâmica. Ed. Edgard Blücher. 659p. SP. 2009.

BOULET, G., I. BRAUD. Study of the mechanisms of evaporation under arid conditions using a detailed model of the soil-atmosphere continuum. Application to the EFEDA I experiment. *Journal of Hydrology* 193(1-4): 114-141. 1997.

BOULET, G., KALMA, J. D. Estimation of catchment-scale water balance with a Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer model, *Env. Modelling and Software* v.12, n.4, pp. 323-328. 1997.

BOULET, G., KALMAB, J. D., BRAUD, I., VAUCLIN, M. An assessment of effective land surface parameterisation in regional-scale water balance studies. *Journal of Hydrology*, 217, p. 225–238, 1999.

- BOWEN, I. S. The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. *Physical review*, College Park, v.27, p. 779-787, 1926.
- BRANCO, O. E. A. Avaliação da disponibilidade hídrica: Conceitos e aplicabilidade. 2006.
- BRASIL, Ministério do Meio Ambiente, Secretaria de Recursos Hídricos. Documento de Introdução: Plano Nacional de Recursos Hídricos: Iniciando um Processo de Debate Nacional. Brasília, DF, 2005.
- BRAUD, I., BESSEMOULIN, P., MONTENY, B., SICOT, M., VANDERVAERE, J.P., VAUCLIN, M. Unidimensional modeling of a fallow savannah during the Hapex-Sahel experiment using the SiSPAT model. *Journal of Hydrology*, n.188, p.912-945, 1997.
- BRAUD, I.; DANTAS-ANTONINO, A. C.; VAUCLIN, M. A stochastic approach to studying the influence of the spatial variability of soil hydraulic properties on surface fluxes, temperature and humidity. *Journal of Hydrology* n. 165, p. 283-310, 1995b.
- BRAUD, I.; DANTAS-ANTONINO, A. C.; VAUCLIN, O. M.O.; THONY, J. L.O.; RUELLÉ, P. A simple soil-plant-atmosphere transfer model (SiSPAT) development and field verification. *Journal of Hydrology* n. 166, p. 213-250, 1995a.
- BRAUD I. SiSPAT, a numerical model of water and energy fluxes in the soil-plant-atmosphere continuum - SiSPAT user's manual. pp. 106 (Disponível em http://www.lthe.hmg.inpg.fr/Sispat/SiSPAT_Manual.zip). 2000a.
- BRAUD, I. SiSPAT version 3.0, User's manual, September 2000, 83 pp., available from LTHE, BP 53, 38041 Grenoble Cedex 9, France. 2000b.
- BRAUD, I. Spatial variability of surface fluxes versus spatial variability of surface properties. Application to a fallow savannah of the Hapex-Sahel experiment using the SiSPAT SVAT model, *Agricu. For. Meteorol.*, v.89, n. 1, pp. 15-44. 1998.
- BRITO, L. T. de L. Alternativa tecnológica para aumentar a disponibilidade de água no semi-árido. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v.3, n.1, p.111, Campina Grande, 1999.
- BRITO, L.T. de L.; SILVA, A. de S.; MACIEL, J.L.; & MONTEIRO, M.A.R. Barragem subterrânea I. Construção e manejo. Petrolina, PE, EMBRAPA-CPATSA (EMBRAPACPATSA, Boletim de Pesquisa, 36), 38p. Il. 1989.
- BROOKS, R. H. & COREY, A. T. Hydraulic properties of porous media. *Hydrol. Pap.* 3, Colo. State Univ., Fort Collins, 1964.

- BROTZGE, J. & CRAWFORD, K. Examination of the surface energy budget: A comparison of eddy correlation and bowen ratio measurement systems. *Journal of Hydrometeorology*. 4, 160-178. 2003.
- BRUNET, Y. Modélisation des échanges sol nu-atmosphère: Essai de validation locale et influence de la variabilité spatiale du sol. Tese (Doutorado). L'Université Scientifique et Médicale et L'Institut National Polytechnique de Grenoble. 1992.
- BRUTSAERT, W. On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. *Water Resources Research*, v.11, pp.742-744. 1975.
- BURDINE, N. T. Relative permeability calculation from size distribution data. *Trans. AIME*, 198: 71-78, 1953.
- CAMARGO, A.P.; SENTELHAS, P.C. Avaliação do desempenho de diferentes métodos de estimativa da evapotranspiração potencial no Estado de São Paulo, Brasil. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*. Santa Maria, v.5, n.1, p89-97. 1997.
- CELIA, M.A.; BOULOULAS, E.T.; ZARBA, R.L. A general mass conservative numerical solution for the unsaturated flow equation. *Water Resources Research*, v.26, pp. 1483-1496. 1990.
- CENTINARI, M.; PONI, S.; FILIPPETTI, I.; MAGNANINI, E.; INTRIERI, C. Evaluation of an open portable chambre system for measuring cover crop water in a vineyard and comparison with a mini-lysimeter. Elsevier. *Agricultural and Forest Meteorology*. P. 149. 2009.
- CHANG, H. K. Projeto de Proteção Ambiental e Desenvolvimento Sustentável do Sistema Aquífero Guarani. GEF/Banco Mundial/OEA. Componente 3b: uso atual e potencial do aquífero Guarani-Brasil. 2001.
- CHUNG, S. O.; HORTON, R. Soil heat and water flow with a partial surface mulch. *Water Resour. Res.* 23:2175-2186. 1987.
- CIRILO, J. A. Políticas públicas de recursos hídricos para o semi-árido. *Estudos Avançados* 22 (63) p. 61-82. 2008.
- COSTA, M. R. da. Avaliação do Potencial de Aproveitamento de Reservatórios Constituídos por Barragens Subterrâneas no Semi-Árido Brasileiro. Dissertação (Mestrado). Universidade Federal de Pernambuco. 2002.
- COSTA, W. D. Água subterrânea e o desenvolvimento sustentável do semiárido nordestino. In: Projeto ÁRIDAS. Brasília, Secretaria de Planejamento, Orçamento e Coordenação da Presidência da República. 53 p. (GT II – Recursos Hídricos, Versão Preliminar). 1994.

- De VRIES, D. A. Heat transfer in soils. In: Heat and Mass transfer in the biosphere. John Wiley et Sons. 1957.
- De VRIES, D. A. Thermal Properties of Soils, Physics of Plant Environment. Van Wijk, north Holland, Amsterdam, p. 210-235, 1963.
- DNOCS - Departamento de Obras Contra as Secas. Estudos para a avaliação da disponibilidade hídrica do Açude Público Cachoeira II – Município de Serra Talhada – PE. Relatório apresentado ao DNOCS em julho de 1999.
- DYER, A. J. A review of flux profile relationships. Bound. Layer Metrology, v. 7, p. 363-372, 1974.
- DUGAS, W.; FRITCHEN, D.; GAY, L.; HELD, A.; MATTHIAS, A.; REICOSKY, D.; STEDUTO, P.; STEINER, J. Bowen Ratio, eddy correlation and portable chamber measurements of sensible and latent heat flux over irrigated spring wheat. Agricultural and Forest Meteorology. 56, 1-20. 1991.
- DUGAS, W. A.; REICOSKY, D. C.; KINIRY, J. R. Chamber and micrometeorological measurements of CO₂ and H₂O fluxes for three C₄ grasses: Agricultural and Forest Meteorology, v. 83, p. 113-133. 1997.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Sistema brasileiro de classificação de solos. 2.ed. Rio de Janeiro, 306p. 2006.
- FAYER. M. J. UNSAT-H Version 3.0: Unsaturated Soil Water and Heat Flow Model. Theory, User Manual, and Examples, Pae, Northw, Nati, Lab.. Richland, WA. 2000.
- GALVANI, E.; ESCOBEDO, J. F.; PEREIRA, A. B. Balanço de radiação e fluxo de calor no solo em ambiente natural e protegido cultivado com pepineiro. Bragantia, Campinas, 60(2), 139-147, 2001.
- GARCIA, A.; JOHNSON, M. J.; ANDRASKI, J.; HALFORD, K. J.; MAYERS, J. Portable chambre measurements of evapotranspiration at Amargoa desert research site near Beatty, Nye Country, Nevada, 2003-06: U. S. Geological Survey Scientific Investigation Report 2008-5135, 10p. Virginia: 2008.
- GARCIA JUNIOR, LUCAS TEJERO. Política Nacional de Recursos Hídricos: Metodologia para Avaliação de sua Implantação nos Estados. Dissertação - Universidade do Estado do Rio de Janeiro – UERJ. 2007.
- GAVILÁN, P.; BERENGENA, E. J. Accuracy of the Bowen Ratio Enegy Balance Method for Measuring Latent Heat Flux in a Semiarid Advective Environment. Irrigation Science, v.25, p.127-140, 2007.

- GOMES, R. L. R. (Org). Convivendo com o semi-árido: o que o brasileiro fez, tem feito e o que fará para minimizar os efeitos da seca. *In: V congresso internacional sobre Pobreza, Desigualdad y Convergencia*. FORTALEZA – CEARÁ. 2009.
- GONZALEZ-SOSA E.; BRAUD, I.; JEAN-LOUIS, T.; MICHEL, V.; PIERRE, B. CHRISTOPHE, C. J. Modelling heat and water exchanges of fallow land covered with plant-residue mulch. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 97, pp. 151-169. 1999.
- GRIFOLL, J., J. M. GASTÓ, *et al.* Non-isothermal soil water transport and evaporation. *Advances In Water Resources* 28: 1254-1266. 2005.
- GRILLI, A. Una aproximación al estudio de la evaporación desde salares. VII Congreso Nacional de Ingeniería Hidráulica, Chile. 1985.
- GRILLI, A., A. POLLASTRI, *et al.* Evaluación de tasas de evaporación desde salares, utilizando técnicas isotópicas. Aplicación del Salar de Bellavista, I Región-Chile. IAEA-TECDOC 502: 155-168. 1989.
- GRILLI, A. & E. VIDAL. Evaporación desde salares: metodología para evaluar los recursos hídricos renovables. Aplicación en las Regiones I y II. *Revista de Ingeniería Hidráulica de Chile* 1(2). 1986.
- GOLDFARB, M. C. Contribuição da vegetação tipo caatinga nos processos de transferência de calor e massa no complexo solo-vegetação-atmosfera na região semi-árida de São João do Cariri. Tese (Doutorado). Universidade Federal da Paraíba, João Pessoa. 116p. 2006.
- HARBAUGH, A. W. Modflow, the U.S. Geological Survey Modular Ground-Water Model: the groundwater flow process, U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6-A16. 1988.
- HAVERKAMP, R.; BOURAOUI, F.; ZAMMIT, C.; ANGULO-JARAMILLO, R. Soil Properties and Moisture Movement in the Unsaturated Zone. *In: DELLEUR, J. W. (Ed.) The Handbook of Groundwater Engineering*. Cap. 5, p.1-47, 1999.
- HILLEL, D. *Environmental Soil Physics*. San Diego: Academic Press, 771p. 1998.
- HOPMANS. J. W. J. SIMÛNEK. & K. L. BRISTOW. Indirect estimation of soil thermal properties and water flux using heat pulse probe measurement: Geometry and dispersion effects. *Water Resour, Res.* 38:7.1-7.14. 2002.
- HORTON, R.; WIERENGA, P.J.; NIELSEN, D.R. Evaluation of methods for determining the apparent thermal diffusivity of soil near the surface. *Soil Science Society of America Journal*, Madison, v. 47, p. 25-32, 1983.

- IPCC - Intergovernmental Panel on Climate Change, Climate Change 2007: The Physical Science Basis, Summary for Policy Makers. IPCC Geneva, 2007.
- ITIER, B. Une methode simplifie pour la mesure du flux de chaleur sensible. Journal de Recherche Atmosphérique, v.14, pp.17-34. 1980.
- JOHNSON, J. E. Estimación de evaporación desde napas freáticas someras en cuencas endorreicas del altiplano chileno. Utilización del método del domo. Ingeniería Hidráulica y Ambiental. Santiago, Pontificia Universidad Católica de Chile. Magister en Ciencias de la Ingeniería: En prep. 2008.
- JOHNSON, J. Evaporación desde napas freáticas someras en cuencas endorreicas del altiplano chileno. Tesis de Magíster, Departamento de Ingeniería Hidráulica y Ambiental, Pontificia Universidad Católica de Chile. 2009.
- KARMANN, I. Ciclo da água: água subterrânea e sua ação geológica. In: TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M. C. M.; FAIRCHILD, T. R.; TAIOLI, F. (orgs.). Decifrando a Terra. 2. Reimpressão. São Paulo: Oficina de Textos, 557p. 2003. ISBN 85-86238-14-7.
- KATATA, G., H. NAGAI, *et al.* Development of a Land Surface Model Including Evaporation and Adsorption Processes in the Soil for the Land–Air Exchange in Arid Regions. American Meteorological Society 8: 1308-1324. 2007.
- KJAERGAARD, J. H.; PLAUBORG, F.; MOLLERUP, M.; PETERSEN, C. T.; HANSEN, S. Crop coefficients for winter wheat in a sub-humid climate regime. Agricultural Water Management, v 95, p. 918-924, 2008.
- KLAUS, R.; TIMM, L.C. A água em equilíbrio. In: KLAUS, R.; TIMM, L.C. Solo, planta e atmosfera: conceitos, processos e aplicações. Barueri, SP: Manole, 2004. cap. 6, p. 87-132.
- KONUKCU, ISTANBULLUOGLU *et al.* Determination of water content in drying soils: incorporating transition from liquid phase to vapour phase. Australian Journal of Soil research, v.42, n.1, p.1-8, 2004.
- KONDO, J.; SAIGUSA, N.; SATO, T. A parametrization of evaporation from bare soil surfaces. Journal of Applied Meteorology, v. 29, n. 5, p. 385-395, May 1990.
- LASSABATÈRE, L.; ANGULO-JARAMILLO, R.; SORIA, J. M.; CUENCA, R.; BRAUD, I.; HAVERKAMP, R. Beerkan estimation of soil transfer parameters through infiltration experiments – BEST. Soil Science Society of American Journal, v.70, p.521-532, 2006.
- LEITÃO, M. M. V. B. R.; OLIVEIRA, G. M.; LEITÃO, T. J. V. Avaliação do desempenho de diferentes métodos de estimativa da evaporação para duas regiões da

Paraíba. In: Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental v.11, n.6, p.585–593, Campina Grande, PB. 2007.

LIBARDI, P.L. Dinâmica da água no solo. Piracicaba – ESALQ/ESALQ. 497 p. 1995.

LIMA, J. R. S.; ANTONINO, A.C. D.; LIRA, C. A. B. O.; SILVA, I. F.; MACIEL NETTO, A.; SOUZA, J. C.; BEZERRA, R. B. Evaporação da água de um solo sem vegetação no Brejo Paraibano. Revista Brasileira de Pesquisa e Desenvolvimento, São Paulo, v. 4, n. 3, p. 1550-1555, 2002.

LIMA, J.R.S.; ANTONINO, A.C.D.; SOARES, W.A.; BORGES, E.; SILVA, I.F.; LIRA, C.A.B.O. Balanço de energia em um solo cultivado com feijão caupi no brejo paraibano. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, v.9, p.527-534, 2005.

LIMA, J. R. S.; ANTONINO, A.C.D.; LIRA, C.A.B.O.; SOUZA, E.S. SILVA, I.F. Balanço de energia e evapotranspiração de feijão caupi sob condições de sequeiro. Revista Ciência Agronômica, v.42, p.65-74, 2011.

LIMA, J. R. S. Balanço hídrico e de energia em solo cultivado e sem vegetação, para as condições do brejo paraibano. Tese (Doutorado) Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 167 f. 2004.

LIMA, J.R.S.; PADILHA, K.M.; GOMES, C.A.; ANTONINO, A.C.D.; ORLANDO, R.C. Balanço de energia e evapotranspiração em mamona cultivada em Garanhuns-PE. CONGRESSO BRASILEIRO DE MAMONA, 4 & SIMPÓSIO INTERNACIONAL DE OLEAGINOSAS ENERGÉTICAS, 1. João Pessoa. Inclusão Social e Energia: Anais... Campina grande: Embrapa Algodão, 2010. p. 1037-1041. 2010.

LYRA, G. B.; PEREIRA, A. R. Parâmetros de rugosidade aerodinâmica sobrevegetação esparsa em região semiárida. Revista Brasileira de Meteorologia, v.22, n.2, 262-272, 2007.

MILLY, P.C.D. Moisture and heat transport in hysteretic inhomogeneous porous media: a matric head-based formulation and a numerical model. Water Resources Research, v.18, pp.489-498. 1982.

MONIN, A. S. & OBUKHOV, A. M. Basic laws of turbulence mixing in the ground layer of the atmosphere, Geofiz. Ins. Akad. Nauk., SSSR, n. 24, pp. 163-187. 1954.

MONTEIRO, L.C. Barragem subterrânea: uma alternativa para suprimento de água na região semiárida. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 3, Fortaleza, CE. 1984. Anais. Fortaleza, ABAS. V.1. p.421-430. 1984.

- MONTEITH, J.L., AND M.H. UNSWORTH. Principles of Environmental Physics, 2nd Ed. Edward Arnold, London. 1990.
- MONTENEGRO, S. M. G. L.; MONTENEGRO, Abelardo Antônio de Assunção ; MACKAY, Rae; OLIVEIRA, Alisson Sanguinete Cruz . Caracterização hidro- salina de área irrigada em aquífero aluvial- Pesqueira (PE). *In: IV SIMPÓSIO DE RECURSOS HÍDRICOS DO NORDESTE*, Campina Grande -PB, 1998.
- MOREIRA, C. V. R.; NETO, A. G. P. Clima e relevo. *In: OLIVEIRA, A. M. S.; BRITO, S. N. A. (editores). Geologia de engenharia*. 1ª ed. São Paulo: Associação Brasileira de Geologia de Engenharia (ABGE), 586p. 1998. ISBN 85-7270-002-1.
- MOREL-SEYTOUX, H. & MERMOUD, A. Modélisation et observation du flux hydrique vers la surface du sol depuis une nappe peu profonde. *J. Hydrol. Continent.*, vol. 4, n. 1, pp. 11-23. 1989.
- MORET, D.; BRAUD, I.; ARRÚE, J.L. Water balance simulation of a dryland soil during fallow under conventional and conservation tillage in semiarid Aragon, Northeast Spain. *Soil & Tillage Research*. Amsterdam, v.92, p.251-263, 2007.
- MUALEM, Y. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resource Research*. V.12, p. 513-522, 1976.
- MULLER, J.; ESCHENRODER, A.; DIEPENBROCK, W. Through-flow chambre CO₂/H₂O canopy gas Exchange system: construction, microclimate, erros and measurements in a barley (*Hordeum vulgare* L.) field. *Agric.For. Meteorolo*. V. 149, p. 214-229. 2009.
- MUÑOZ, J. F., TYLER, S. & VAUCLIN, M., Mediciones de Evaporación com El domo. *Seminário Internacional em Cuendas del Norte de Chile*. Pontificia Universidad Católica de Chile Escuela de Ingeniería, 2008.
- NASSAR, I. N. & HORTON, R. Simultaneous transfer of heat, water, and solute in porous media: I. Theoretical development. *Soil Sei. Soc. Am. J*, 56:1350-1356. 1992.
- NASSAR, I. N. & HORTON, R. Water transport in unsaturated nonisothermal salty soil: II. Theoretical development. *Soil Sei, Soc. Am, J*, 53:1330-1337. 1989.
- NOBORIO, K.; MCLNNES, K. J; HEILMAN, J. L. Two-dimensional model for water, heat, and solute transport in furrow-irrigated soil: I. Theory. *Soil Sei. Soc. Am, J*, 60:1001-1009. 1996a.
- NOBORIO, K.; MCLNNES, K. J; HEILMAN, J. L. Two-dimensional model for water, heat, and solute transport in furrow-irrigated soil: II. Field evaluation. *Soil Sei. Soc. Am. J*. 60:1010-1021. 1996b.

NOBRE, P.; CAVALCANTI, I. F. A. The prediction of drought in the Brazilian northeast: progress and prospects for the future. *In: Drought A Global Assessment*, (Ed.) Donald Wilhite, Routledge, London, ISBN 0-415-16834-1, v.1, 389p, p 68-82, 2000.

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

OLIVEIRA, I.A.; LIMA, J. R. S.; SILVA, I F; ANTONINO, A. C. D.; GOUVEIA NETO, G. C.; LIRA, C. A. B. O. Balanço de energia em mamona cultivada em condições de sequeiro no Brejo Paraibano. *Revista Brasileira de Ciências Agrárias* (Recife. Online), v. 4, p. 185-191, 2009.

ORTEGA-FARIAS, S.O.; CUENCA, R.H.; EK, M. Daytime variation of sensible heat flux estimated by the bulk aerodynamic method over a grass canopy. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 81, p. 131-143, 1996.

ORTIZ, C., Mediciones evaporación con el domo en la Pampa del Tamarugal y el salar de Llamara. *Seminário Internacional: La evaporación en la estimación de los Recursos Hídricos en Cuencas del Norte de Chile*, 2008.

PASSERAT DE SILANS, A.M.B. Determinação das propriedades termodinâmicas de um solo in loco. Brasília, CNPq. Report 404015/86-7. 18p. 1988.

PASSERAT DE SILANS, 1986. A.M.B. Passerat de Silans, Transferts de masse et de chaleur dans un sol stratifié soumis a une excitation atmosphérique naturelle. Comparaison modèle expérience. Thèse de Docteur de l'INPG, Grenoble. p. 205 1986.

PASSERAT DE SILANS, A.M.B.; BRUCKLER, L.; THONY, J.L. & VAUCLIN, M. Numerical modeling of coupled heat and water flows during drying in a stratified bare soil. Comparison with field observations. *J. Hydrol.*, 105:109-138, 1989.

PASSERAT DE SILANS, A.M.B.; WERLANG, L. M.; GOLDFARB, M. C. Desenvolvimento de um Modelo SVATS para a Região Semi-Árida do Cariri Paraibano. *RBRH — Revista Brasileira de Recursos Hídricos* Volume 13 n.4, 5-15. Out/Dez 2008.

PAULSON, C.A. The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. *Journal of Applied Meteorology* v.9, pp.857-861. 1970.

PEREIRA JR., J. de S. Nova delimitação do semiárido brasileiro. *Bib. Digital da Câmara dos Deputados*. 2007.

- PEREIRA, A. R.; VILA NOVA, N. A. SEDIYAMA, G. C. Evapo(transpi)ração. 1ª ed. Piracicaba, FEALQ, 183p, 1997.
- PEREZ, P. J.; CASTELLVI, F.; IBÁÑEZ, M.; ROSSEL, J. I. Assessment of reliability of Bowen ratio method for partitioning fluxes. *Agricultural and Forest Meteorology*. v. 97, p.141-150, 1999.
- PHILIP, J. R. Evaporation, and moisture and heat fields in the soil. *Journal of Meteorology* 14: 354-366. 1957.
- PHILIP, J. R.; de VRIES, D.A. Moisture movement in porous materials under temperature gradients. *Transactions America Geophysical Union*, v.38, pp. 222-232. 1957.
- PREVEDELLO, C. L. Física do Solo com problemas resolvidos. Curitiba. 446 p. 1996.
- REBOUÇAS, A. C. Água na região Nordeste: desperdício e escassez. *ESTUDOS AVANÇADOS* 11 (29), 1997.
- REBOUÇAS, A. Águas subterrâneas. In: REBOUÇAS, A. C.; BRAGA, B.; TUNDISI, J. G. (Orgs.). Águas doces do Brasil: capital ecológico, uso e conservação. 2ª ed. São Paulo: Escrituras, p.119-151. 2002.
- REICHARDT, K. Processo de transferência no sistema solo-planta-atmosfera. 4ª ed. ver. amp. Campinas: Fundação Cargill, 447 p. 1985.
- REICOSKY, D.C.; SHARRATT, B.S.; LJUNGKULL, J.E.; BAKER, D.G. Comparison of alfalfa evapotranspiration measured by a weighing lysimeter and a portable chamber. *Agric. Meteor.* 28. 205-211. 1983.
- REICOSKY, D.; PETERS, D. A portable chamber for rapid evapotranspiration measurements on field plots. *Agronomy Journal*. 69(4), 729 - 732. 1977.
- RODRIGUES, W. B. O semi-árido pernambucano. Recife: DNOCS, 2003.
- ROSE, D. A., F. KONUKCU. "Effect of watertable depth on evaporation and salt accumulation from saline groundwater." *Australian Journal Of Soil Research* 43(5): 565-573. 2005.
- SAUER, T. S.; HATFIELD, J. C.; PRUEGER, J. H.; NORMAN, J. M. Surface energy balance of a corn residue-covered field. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 89, p. 155- 168. 1998.
- SAITO, H., J. SIMUNEK. Numerical Analysis of Coupled Water, Vapor, and Heat Transport in the Vadose Zone. *Vadose Zone Journal* 5: 784-800. 2006.
- SANTOS, J.P. dos & FRANGIPANI, A. Barragens submersas - uma alternativa para o Nordeste brasileiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE

ENGENHARIA, 2, São Paulo, SP, 1978. Anais... São Paulo, ABGE. V.1. 119-126. 1978.

SARAVANAPAVAN, T. & G. D. SALVUCCI. Analysis of rate-limiting processes in soil evaporation with implications for soil resistance models. *Advances In Water Resources* 23(5): 493-502. 2000.

SCARE, R. F. Escassez de água e mudança institucional: análise da regulação dos recursos hídricos no Brasil. Dissertação (Mestrado). Universidade de São Paulo. 2003.

SECTMA- Secretaria de Ciências, Tecnologia e Meio Ambiente. Plano Estadual de Recursos Hídricos. Recife-PE. 1998.

SHAH, N., M. NACHABE, *et al.* Extinction depth and evapotranspiration from ground water under selected land covers. *Ground Water* 45(3): 329-338. 2007.

ŠIMŮNEK, J.; ÂNGULO-JARAMILO, R.; SCHAAP, M. G.; VANDERVAERE, J.; VAN GENUCHTEN, M. Th. Using an inverse method to estimate the hydraulic properties of crusted soil from tension-disc infiltrometer data. *Geoderma*, v.86. 61- 81, 1998.

ŠIMŮNEK, J. & M. T. VAN GENUCHTEN. Using the HYDRUS-1D and HYDRUS-2D codes for estimating unsaturated soil hydraulic and solute transport parameters. *Characterization and Measurement of the Hydraulic Properties of Undaturated Porous Media*. M. T. van Genuchten, F. J. Leij and L. Wu. University of California, Riverside, CA: 1523-1536. 1999.

SMITH, G.D. Numerical Solution of Partial Differential Equations: finite difference method. New York: Third Edition. 1985.

SILVA, F. B. da. Evaporação em Barragens Subterrâneas no Semi Árido Pernambucano: Estudo de Caso. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil). UFPE. 2012.

SILVA, R. C.; ALVALÁ, R. C. S.; MANZI, A. O.; SOUZA. A Estimativa da radiação de onda longa atmosférica no Pantanal sul matogrossense durante o período seco de 1999. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA*, 2817-2826. 2002.

SILVA, M. S. L.; LOPES, P. R. C.; ANJOS, J. B.; SILVA, A. S., BRITO, L. T. L.; PORTO, E. R. Exploração agrícola em barragem subterrânea. *Revista PAB. Pesquisa Agropecuária Brasileira*. Vol 33, n. 6. 1998

SILVA, D. A. & REGO NETO, J. Avaliação de barragem submersíveis para fins de exploração agrícola no semi-árido. *In: CONGRESSO NACIONAL DE IRRIGAÇÃO E DRENAGEM*, 9, Natal, RN, 1992. Anais... Natal, ABID. Vol. 1. P.335-361. 1992.

- SILVA, F. M. da; SILANS, A. M. B. P.; ALENCAR, R. I. S. de; BARBOSA, F. A. R. Modelo Convectivo para Transferência de Calor na Camada Limite Interfacial de um Escoamento na Região de Caatinga/PB. XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Foz do Iguaçu-PR. 2002.
- SILVA, THIERES G. L. da; MOURA, Magna S. B. de; ZOLNIER, Sergio; SOARES, José M.; SOUZA, Luciana S. B. de; BRANDÃO, Elieth O. Variação do balanço de radiação e de energia da cana-de-açúcar irrigada no semiárido brasileiro. Rev. Bras. de Eng. Agrícola e Amb. v.15, n.2, p.139-147, 2011.
- SOARES, W. A. ESTUDO E SIMULAÇÃO DOS FLUXOS DE ÁGUA E DE ENERGIA EM FEIJÃO CAUPI E MAMONA NORDESTINA CULTIVADOS NO NORDESTE DO BRASIL. Tese (Doutorado). Universidade federal de Pernambuco. 2009.
- SOARES, W. A., SOARES, M. C. V., SILVA, R. M., SOBRAL, P. M., Calibragem de Modelos para Estimativa da Evaporação em Função do Nível do Lençol Freático. XVI Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas e XVII Encontro Nacional de Perfuradores de Poços, 2010.
- SOUZA, E.S.; ANTONINO, A.C.D.; ÂNGULO-JARAMILLO, R.; NETTO, A.M.; MONTENEGRO, S.M.G.L.; SILVA, E.B. Variabilidade espacial dos parâmetros hidrodinâmicos de duas parcelas agrícolas no estado da Paraíba. Revista Brasileira de Ciência do Solo. Viçosa, v.32, p.1795-1804, 2008.
- SOUZA, E. S. Caractérisation hydrodynamique des sols à l'échelle locale et de la parcelle agricole de deux sols de l'état de la paraíba : variabilité spatiale et temporelle, et milieu homogène équivalent. Tese (Doutorado) Institut National Polytechnique de Grenoble/Grenoble. 2005.
- SOUZA, M.S.M.; BEZERRA, F.M.L.; VIANA, T.V.A.; TEÓFILO, E.M.; CAVALCANTEI.H.L. Evapotranspiração do maracujá nas condições do Vale do Curu. Revista Caatinga, v.22, p. 11-16, 2009.
- STANNARD, D. Use of a hemispherical chamber for measurement of evapotranspiration. US Geological Survey Open-File Report, 88-452. 1988.
- STANNARD, D.I., WELTZ, M.A. Partitioning evapotranspiration in sparsely vegetated rangeland using a portable chamber: Water Resources Research, v. 42, 2006.
- SUDENE - Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste. O Nordeste Semi-Árido e o Polígono das Secas. Recife, 2003. Disponível em: <http://www.sudene.gov.br/nordeste/index.html>. Acesso 23/02/2003.

- TANNY, J., COHEN, S., ASSOULINE, S., LANGE, F., GRAVA, A., BBERGER, D. Evaporation from a small water reservoir: Direct measurements and estimates. *Journal of Hydrology*, 351(1-2), 218-229. 2008.
- THIES, J. P. Medición de la evaporación desde acuíferos superficiales en el salar de Llamara, Chile aplicando la metodología del domo. *Ingeniería Hidráulica y Ambiental*. Santiago de Chile, Pontificia Universidad Católica de Chile. Magister en Ingeniería: 66. 2007.
- 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 Meteorological*, v.103, p.335-348, 2000.
- TORREALBA, A. A. Aplicación de un modelo numérico para estimar curvas de evaporación a partir de información de granulometría básica. *Ingeniería Hidráulica y Ambiental*. Santiago de Chile, Pontificia Universidad Católica de Chile. Magister en Ciencias de la Ingeniería: 82. 2008.
- TRAMBOUZE, W., BERTUZZI, P., VOLTZ, M. Comparison of methods for estimating actual evapotranspiration in a row-cropped vineyard. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.91, p.193-208. 1998.
- TUCCI, C. E. M. (Org.). *Hidrologia: Ciência e Aplicação*. 3ª ed., Porto Alegre: Editora da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, ABRH, 944p., 2004.
- TYLER, S. W. Evaporation over the salar de Llamara, Northern Chile, Informe confeccionado para la Empresa SQM. 2002.
- VAN BAVEL, C.H.M. Potential evaporation: The combination concept and its experimental verification. *Water Resour. Res.* 2:455-467. 1966.
- VAN BAVEL, C.H.M., and D.I. HILLEL. Calculating potential and actual evaporation from a bare soil surface by simulation of concurrent flow of water and heat. *Agric. Meteorol.* 17:453-476. 1976.
- VAN DAM J. C. *Field-scale water flow and solute transport. SWAP model concepts, parameter estimation and case studies*. Tese (PhD), Wageningen Universiteit. 2000.
- VAN GENUCHTEN, M. Th. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. ***Soil Science Society American of Journal***, v. 44, p. 892-898, 1980.
- VARADO, N.; BRAUD, I.; ROSS, P.J. Development and assessment of an efficient vadose zone module solving the 1D Richards' equation and including root extraction by plants. *Journal of Hydrology*, Amsterdam, v.323, p.258-275, 2006a.

VARADO, N.; BRAUD, I.; ROSS, P.J.; HAVERKAMP, R. Assessment of an efficient numerical solution of the 1D Richards' equation on bare soil. *Journal of Hydrology*, Amsterdam, v.323, p.244-257, 2006b.

VAREJÃO-SILVA, M. A. Meteorologia e climatologia. Versão Digital 2. Recife. 449 p. 2006. Disponível em: http://www.icat.ufal.br/laboratorio/clima/data/uploads/pdf/METEOROLOGIA_E_CLIMATOLOGIA_VD2_Mar_2006.pdf. Acesso: 18/05/2009.

VERMA, S. B; ROSENBERG, N. J.; BLAD, B.L. Turbulent exchange coefficients for sensible heat and water vapor under advective conditions. *J Appl Meteorol*;17:330–8. 1978.

VIDAL, Juan Eduardo Johnson. EVAPORACIÓN DESDE NAPAS FREÁTICAS SOMERAS EN CUENCAS ENDORREICAS DEL ALTIPLANO CHILENO. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias de la Ingeniería. PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATÓLICA DE CHILE. ESCUELA DE INGENIERÍA. Santiago de Chile, Agosto, 2009.

VILLA NOVA, N. A.; REICHARDT, K. Evaporação e evapotranspiração. *In: RAMOS, F. et al.* Engenharia hidrológica. Rio de Janeiro: ABRH. Coleção ABRH, v.2. 1989.

WILSON, K. B., HANSON, P. J., MULHOLLAND, P. J., BALDOCCI, D. D., & WULLSCHLEGER, S. D. A comparison of methods for determining forest evapotranspiration and its components: Sap-flow, soil water budget, eddy covariance and catchment water balance. *Agricultural and Forest Meteorology*, 106(2), 153-168. 2001.

YAMANAKA, T., A. TAKEDA. Evaporation beneath the soil surface: some observational evidence and numerical experiments. *Hydrological Processes* 12: 2193-2203. 1998.

ZATARÁIN, F.; FUENTES, C.; HAVERKAMP, R.; ANTONIO, A. C. D. Predicción de la forma de la característica de humedad Del suelo a partir de la curva granulométrica. *In: Congreso Nacional de Irrigación*. 13. Zacatecas. Resumos... Zacatecas: ANEI, 2003. Desarrollo y transferencia de tecnología de riego y drenaje, v.2, p.212-219. 2003.

ZENG, Y., L. WAN, *et. al.* Diurnal soil water dynamics in the shallow vadose zone (field site of China University of Geosciences, China). *Environmental Geology*. 2008. Disponível em: <http://www.springerlink.com/content/x65j4q78v2l06378>. Acesso: 18/05/2009.