

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE  
CENTRO DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA  
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS  
MESTRADO EM METEOROLOGIA**

**BALANÇO DE ENERGIA À SUPERFÍCIE EM CAATINGA:  
ESTUDO OBSERVACIONAL E DE SIMULAÇÃO COM O  
BRAMS**

SÉRGIO CAVALCANTI DE PAIVA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

ORIENTADOR: Dr. Enilson Palmeira Cavalcanti

CAMPINA GRANDE – PB  
Agosto de 2005

SÉRGIO CAVALCANTI DE PAIVA

BALANÇO DE ENERGIA À SUPERFÍCIE EM CAATINGA:  
ESTUDO OBSERVACIONAL E DE SIMULAÇÃO COM O  
BRAMS

Dissertação apresentada ao Curso de Mestrado  
em Meteorologia da Universidade Federal de  
Campina Grande em cumprimento às  
exigências para a obtenção do grau de mestre.

Área de concentração: Meteorologia de Meso e Grande Escalas

Orientador: Dr. Enilson Palmeira Cavalcanti

Campina Grande – PB  
Agosto de 2005

P149b	<p>Paiva, Sérgio Cavalcanti de. Balanço de energia à superfície em caatinga : estudo observacional e de simulação com o BRAMS / Sérgio Cavalcanti de Paiva. - Campina Grande, 2005. 54 f.</p> <p>Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Ciências e Tecnologia, 2005. "Orientação : Prof. Dr. Enilson Palmeira Cavalcanti". Referências.</p> <p>1. Calor - Ciclo. 2. Energia - Balanço. 3. BRAMS - Simulação e Observação. 4. Dissertação - Meteorologia. I. Cavalcanti, Enilson Palmeira. II. Universidade Federal de Campina Grande - Campina Grande (PB). III. Título</p> <p style="text-align: right;">CDU 551.52(043)</p>
-------	---

SÉRGIO CAVALCANTI DE PAIVA

BALANÇO DE ENERGIA À SUPERFÍCIE EM CAATINGA: ESTUDO  
OBSERVACIONAL E DE SIMULAÇÃO COM O BRAMS

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 29/7/2005

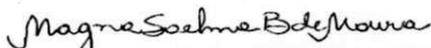
BANCA EXAMINADORA



Prof. Dr. ENILSON PALMEIRA CAVALCANTI  
Departamento de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. ENIO PEREIRA DE SOUZA  
Departamento de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande



Dra. MAGNA SOELMA BESERRA DE MOURA  
Centro de Pesquisa Agropecuária do Trópico Semi-Árido  
Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária

## DEDICATÓRIA

Dedico todo esforço necessário à conclusão desse trabalho primeiramente a mim, que busquei a cada momento superar a deficiência de vir de outro curso e não sucumbir diante das dificuldades de adaptação e não ter vacilado em nenhum momento.

Em seguida dedico a meus pais pelos esforços para que eu estivesse aqui. Também a minha avó materna, Ana de Jesus Cavalcanti (*in memorian*) e meu avô paterno, Arthur Chaves de Paiva (*in memorian*), que mesmo não estando presente fisicamente nas minhas maiores conquistas, sei que de alguma forma estão acompanhando.

## AGRADECIMENTOS

A Deus, primeiramente, minha gratidão por ter chegado até aqui, por conseguir mais uma etapa sobrepujar, por ter guiado minhas mãos e feito não desanimar diante de incertezas e dificuldades e, sobretudo ter-me dado saúde para realização desse trabalho.

Ao curso de Mestrado em Meteorologia do Centro de Ciências e Tecnologia da Universidade Federal de Campina Grande pela oportunidade de realização desse curso, e vê em mim, um meteorologista, já que não sou graduado em Meteorologia.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal do Ensino Superior (CAPES) pelo apoio financeiro, na forma de concessão da bolsa de estudo.

Ao meu orientador, Dr. Enilson Palmeira Cavalcanti, pelo empenho, insistência e principalmente paciência.

Aos professores do Departamento de Ciências Atmosféricas, e em especial a Divanete C. Rocha por seu empenho, facilidade e disposição em ajudar.

Aos meus colegas do curso de Mestrado, pelo apoio e incentivo, principalmente nas horas mais difíceis.

A todos que direta ou indiretamente contribuíram para realização deste trabalho. Em especial, a Eliane Soares de Andrade e a Magna Soelma Beserra de Moura, pela ajuda dada quando da obtenção dos dados e informações complementares sobre o campo experimental.

## RESUMO

Neste trabalho foram analisados aspectos do balanço de energia à superfície com ênfase aos fluxos de calor latente e sensível. Utilizaram-se dados observados da localidade de Petrolina-PE. Também, foram realizadas simulações com *Brazilian Regional Atmospheric Modeling System – BRAMS* para dois domínios de 50 por 50 pontos de grade com resoluções de 30 e de 5 km, centradas nas coordenadas 9° S e 40.5° W. Três períodos de cinco dias, com características de solo relativamente seco e de solo úmido, foram escolhidos para investigação. As análises se restringiram à grade aninhada, que dispõe de maior resolução espacial. As maiores limitações nas simulações foram a utilização da umidade do solo de forma homogênea, devido ao desconhecimento de dados observacionais na região, e a inexistência de observações micrometeorológicas para um período chuvoso. Os resultados comprovam que a energia disponível é majoritariamente utilizada como fluxo de calor latente para solo úmido e como fluxo de calor sensível para solo seco. Os valores observados dos fluxos de calores latente e sensível foram bem representados nas simulações. Nas simulações para solo relativamente seco observou-se indícios dos efeitos fisiográficos da região com destaque para a barragem de Sobradinho, o rio São Francisco e a orografia. Observa-se evaporação mais intensa sobre a barragem e ao longo do rio. Circulações locais tipo lacustre e vale-motanha são detectados pelos campos de advecção de umidade e de temperatura analisados.

Palavras chaves: Fluxo de calor latente, Fluxo de calor sensível, modelo BRAMS, Caatinga

## ABSTRACT

In this work, we analyzed the aspects of the energy balance at the surface, with emphasis on the latent and sensitive heat flux. The used data was observed in the location of Petrolina (a city in the state of Pernambuco, Brazil), and simulations were made using the Brazilian Regional Atmospheric Modeling System — BRAMS, for two domains of 50 by 50 points of grid with resolutions of 30 and 5 km, centered in the coordinates 9°S and 40.5°W. Three periods of five days in relatively dry soil, and in wet soil were chosen for the investigation. The analyses were limited to the higher resolution. The largest limitations in the simulations were the impossibility of using the moisture of the soil in a non-homogenous way, and the absence of micrometeorological measurements for a raining period. The results proved that the most part of available energy is used as latent heat flux for wet soil, and as sensitive heat flux for dry soil. The observed values of the latent and sensitive heat fluxes were well represented in the simulations. In the simulations for relatively dry soil, we observed indications of the physiographic effects in the region, with prominence for the Sobradinho Dam, the São Francisco River, and the orography. A more intense evaporation was observed in the Sobradinho dam and along the São Francisco River. Local circulations of the lacustre type and the mountain-valley type were detected by the advection fields of moisture and temperature analyzed.

Keywords: latent heat flux, sensitive heat flux, BRAMS, Caatinga.

## SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	X
LISTA DE QUADROS	XIII
LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS	XIV
1. INTRODUÇÃO	01
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	05
3. MATERIAL E MÉTODOS	13
3.1 Localização e características das áreas do experimento	13
3.2 Dados e período de estudo	14
3.3 O modelo BRAMS	16
3.3.1 Dados para assimilação do BRAMS	17
3.3.2 Caracterização do BRAMS para as simulações	17
3.4 Influência da umidade do solo	20
3.5 Fundamentação teórica	22
3.5.1 Balanço de radiação à superfície	22
3.5.2 Balanço de energia à superfície	22
3.5.3 Evapotranspiração	24
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	26
4.1 Fluxos de calor latente e sensível observados	26
4.2 Simulações com o modelo BRAMS	31
4.3 Fluxos observados versus simulados	33
4.4 Variação espacial – ponto central menos na Grade 2	37
4.5 Balanço de Energia	40
4.6 Evapotranspiração Simulada	43

4.7 Advecção Simulada	44
5. CONCLUSÕES	47
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	49

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1	Recorte de imagem de satélite do TM Landsat 7 da região em estudo. Acima do Rio São Francisco vê-se o estado de Pernambuco e a cidade de Petrolina, abaixo se encontra o estado da Bahia e a cidade de Juazeiro onde se pode localizar as áreas experimentais	18
Figura 2	Precipitação. (a) Precipitação total anual e média anual (mm); (b) Precipitação média mensal climatológica e do ano de 2004 (mm)	18
Figura 3	Área coberta pela grade 1e pela grade 2 centradas na latitude de 9°S e longitude de 40° 30'W	21
Figura 4	Tipo de cobertura do solo para a região segundo o modelo: (a) Na Grade 1, (b) Na Grade 2	21
Figura 5	Topografia para a região segundo o modelo: (a)Na Grade 1, (b)Na Grade 2	22
Figura 6	Fluxos de Calor Latente (circulo aberto) e Calor Sensível (quadrado fechado) observado no período de 18 a 22 de julho de 1999 em $Wm^{-2}$	31
Figura 7	Média dos Fluxos de Calor Latente (circulo aberto) e Calor Sensível (quadrado fechado) do período de 18 a 22 de julho de 1999 em $Wm^{-2}$	31
Figura 8	Fluxos de Calor Latente (circulo aberto) e Calor Sensível (quadrado fechado) observado no período de 17 a 21 de julho de 2004 em $Wm^{-2}$	32
Figura 9	Média dos Fluxos de Calor Latente (circulo aberto) e Calor Sensível (quadrado fechado) do período de 17 a 21 de julho de 2004 em $Wm^{-2}$	32
Figura 10	Fluxos de Calor Latente (circulo aberto) e Calor Sensível (quadrado fechado) observado no período de 08 a 12 de novembro de 2004 em $Wm^{-2}$	33
Figura 11	Média dos Fluxos de Calor Latente (circulo aberto) e Calor Sensível (quadrado fechado) do período de 08 a 12 de novembro de 2004 em $Wm^{-2}$	33

Figura 12	Fluxos de Calor Latente (circulo aberto), Calor Sensível (quadrado) simulado para o período de 18 a 22 de julho de 1999 para o ponto de latitude 9°S e longitude 40°30'W em $Wm^{-2}$	37
Figura 13	Média dos Fluxos de Calor Latente (circulo aberto), Calor Sensível (quadrado) do período de 18 a 22 de julho de 1999 para o ponto de latitude 9°S e longitude 40°30'W em $Wm^{-2}$	37
Figura 14	Fluxos de Calor Latente (circulo aberto), Calor Sensível (quadrado) simulado para o período de 17 a 21 de julho de 2004 para o ponto de latitude 9°S e longitude 40°30'W em $Wm^{-2}$	38
Figura 15	Média dos Fluxos de Calor Latente (circulo aberto), Calor Sensível (quadrado) do período de 17 a 21 de julho de 2004 para o ponto de latitude 9°S e longitude 40°30' W em $Wm^{-2}$	38
Figura 16	Fluxos de Calor Latente (circulo aberto), Calor Sensível (quadrado) simulado para o período de 08 a 12 de novembro de 2004 para o ponto de latitude 9°S e longitude 40°30'W em $Wm^{-2}$	39
Figura 17	Média dos Fluxos de Calor Latente (circulo aberto), Calor Sensível (quadrado) do período de 08 a 12 de novembro para o ponto de latitude 9°S e longitude 40°30' W em $Wm^{-2}$	39
Figura 18	Diferença dos fluxos de calor latente (circulo aberto) e calor sensível (quadrado fechado) entre os valores referente ao ponto (9°S, 40°30'W) e a média na área da Grade 2 para o período de 18 a 22 de julho de 1999 em $Wm^{-2}$	42
Figura 19	Diferença dos fluxos de calor latente (circulo aberto) e calor sensível (quadrado fechado) entre os valores referente ao ponto (9°S, 40°30'W) e a média na área da Grade 2 para o período de 17 a 21 de julho de 2004 em $Wm^{-2}$	42
Figura 20	Diferença dos fluxos de calor latente (circulo aberto) e calor sensível (quadrado fechado) entre os valores referente ao ponto (9°S, 40°30'W) e a média na área da Grade 2 para o período de 08 a 12 de novembro de 2004 em $Wm^{-2}$	43

- Figura 21 Média dos Fluxos de Calor Latente (círculo aberto), Calor Sensível (retângulo), Calor no Solo (losango), saldo de radiação (cruz) do período de 18 a 22 de julho de 1999 para o ponto de latitude 9°S e longitude 40°30'W em  $Wm^{-2}$  45
- Figura 22 Média dos Fluxos de Calor Latente (círculo aberto), Calor Sensível (retângulo), Calor no Solo (losango), saldo de radiação (cruz) do período de 17 a 21 de julho de 2004 para o ponto de latitude 9°S e longitude 40°30'W em  $Wm^{-2}$  45
- Figura 23 Média dos Fluxos de Calor Latente (círculo aberto), Calor Sensível (retângulo), Calor no Solo (losango), saldo de radiação (cruz) do período de 08 a 12 de novembro de 2004 para o ponto de latitude 9°S e longitude 40°30' W em  $Wm^{-2}$  46
- Figura 24 Evapotranspiração (mm/dia) média na Grade 2 a) para o período de 17 a 21 de julho de 2004 e b) para o período de 08 a 12 de novembro de 2004 47
- Figura 25 Advecção média na Grade 2 para o período de 17 a 21 de julho de 2004 de: a) umidade ( $g.kg^{-1}.h^{-1}$ ) b) temperatura ( $^{\circ}C.h^{-1}$ ) 49
- Figura 26 Advecção média na Grade 2 para o período de 08 a 12 de novembro de 2004 de: a) umidade ( $g.kg^{-1}.h^{-1}$ ) b) temperatura ( $^{\circ}C.h^{-1}$ ) 49

## LISTA DE QUADROS

Quadro 1	Tipos de cobertura vegetal utilizada pelo BRAMS nesta simulação	22
Quadro 2	Valores de umidade do solo (%) para inicialização do BRAMS	24
Quadro 3	Resumo dos valores máximos dos fluxos de calor latente e sensível às 15:00UTC (meio dia local) e mais a razão de Bower para os fluxos observados e simulados	40

## LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
BES	Balanço de Energia da Superfície
BRAMS	Brazilian Regional Atmospheric Modeling System
CASE	Cooperative Atmosphere-Surface Exchange Study
CPTEC	Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos
CT-HIDRO	Fundo Setorial de Recursos Hídricos
FE	Fração Evaporativa
FIFE	First International Satellite Land Surface Project Field Experiments
LAI	Leaf-area index
MCG	Modelos de Circulação Geral
NOAA	National Oceanic and Atmosphere Administration
RAMS	Regional Atmospheric Modeling System

## 1. INTRODUÇÃO

A caatinga ocupa uma área de aproximadamente 800 mil km<sup>2</sup> e é o único bioma exclusivamente brasileiro. Ela ocupa cerca de 11% do território brasileiro. Estende-se pelos estados do Piauí, Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco, Sergipe, Alagoas, Bahia e norte de Minas Gerais. O cenário árido é uma descrição da Caatinga - que na língua tupi significa Mata Branca.

A caatinga apresenta índices pluviométricos abaixo de 1.000 mm e em algumas áreas abaixo até de 700 mm anuais. As temperaturas médias geralmente superiores a 25°C, em alguns pontos, atingem valores superiores a 32°C durante o ano. Além dessas condições climáticas rigorosas, a região das caatingas está submetida a ventos fortes e secos, que contribuem para a aridez da paisagem nos meses de seca.

As plantas da caatinga possuem adaptações ao clima (Porto, 1986), tais como folhas transformadas em espinhos, cutículas altamente impermeáveis, caules suculentos etc. Todas essas adaptações lhes conferem um aspecto característico denominado xeromorfismo (do grego *xeros*, seco, e *morphos*, forma, aspecto). Duas adaptações importantes à vida das plantas nas caatingas são a queda das folhas na estação seca e a presença de sistemas de raízes bem desenvolvidos. A perda das folhas é uma adaptação para reduzir a perda de água por transpiração e raízes bem desenvolvidas aumentam a capacidade de obter água do solo.

O sol forte acelera a evaporação da água das lagoas e rios que, nos trechos mais estreitos, secam e param de correr. Mesmo quando chove o solo raso e pedregoso não consegue armazenar a água que cai e a temperatura elevada provoca intensa evaporação.

Já as médias mensais de temperatura variam pouco na região, sendo mais afetadas pela altitude que por variações em insolação, as variações diárias de temperatura e umidade são bastante pronunciadas, tanto nas áreas de planície quanto nas regiões mais altas do planalto.

No planalto, os afloramentos rochosos mais expostos, sujeitos à ação dos ventos e outros fatores, podem experimentar temperaturas muito baixas durante as noites mais frias do ano, enquanto que a temperatura pode ser bastante elevada durante os dias quentes e ensolarados do verão. Essa grande variação local de temperatura e umidade durante o dia influencia bastante a vegetação destas áreas, e é um forte fator a determinar sua composição.

As variações em temperatura são muito menos extremas durante a estação chuvosa, e também durante certos períodos quando a neblina se forma, especialmente à noite nas áreas de maior altitude, durante a estação seca. Não é incomum a formação de nuvens ou neblina nas regiões mais altas no início da manhã, durante a estação seca, o que resulta em menos de cinco horas de insolação por dia no planalto, enquanto que as áreas de planície circunvizinhas possuem uma taxa mais alta de insolação diária, sete horas ou mais (Silva & Azzi, 1993).

Ao amanhecer, pode-se observar a presença de orvalho em abundância cobrindo o solo, as rochas e a vegetação nos locais mais altos. Isso fornece certa umidade ao solo mesmo durante a estação seca, e contribui para a manutenção da vegetação da área.

As áreas de planície estão sujeitas a um período de seca muito mais longo e severo que as áreas planálticas mais elevadas, período que normalmente dura sete meses, mas que às vezes pode chegar a até um ano inteiro. Não só a taxa de precipitação anual é mais baixa, como também as temperaturas são em geral mais altas.

A caatinga apresenta três estratos: arbóreo (8 a 12 metros), arbustivo (2 a 5 metros) e o herbáceo (abaixo de 2 metros) (Reis, 1986). Contraditoriamente, a flora dos sertões é constituída por espécies com longa história de adaptação ao calor e à seca e ser incapaz de reestruturar-se naturalmente se máquinas forem usadas para alterar o solo. A degradação é, portanto, irreversível na caatinga (Martins, 2000). O aspecto geral da vegetação, na seca, é de uma mata espinhosa e agreste.

As variações espaciais e sazonais da precipitação são influenciadas por diversos fenômenos atmosféricos (Aouad, 1986 e Melo, 2003). Dentre eles destacam-se:

A zona de convergência intertropical (ZCIT) é o sistema responsável pelas chuvas no norte do Nordeste Brasileiro (NEB) garantindo o período chuvoso na região, de fevereiro a maio, com máximo de chuvas em março-abril. A ZCIT é formada pela interação da zona de confluências dos ventos alísios, áreas de máxima temperatura da superfície do mar e de máxima convergência de massa (Hastenrath & Heller, 1977 e Moura & Shukla, 1982).

Os Distúrbios Ondulatórios de Leste, que são aglomerados de nuvens com deslocamento de leste para o oeste, que se propagam sobre o Atlântico desde a África até a costa leste do Nordeste do Brasil (NEB), provocando chuvas na região costeira e parte do agreste, principalmente no inverno do Hemisfério Sul;

Os Sistemas Frontais, oriundos das latitudes médias do Hemisfério Sul influenciam a precipitação, principalmente no sul-sudeste e oeste da região Nordeste durante quase todo o ano, com maior intensidade no verão (de novembro a fevereiro) (Marengo & Nobre, 1997 e Kousky & Ferreira, 1981);

Os Vórtices Ciclônicos do Ar Superior (VCAS) se formam na parte subtropical dos oceanos Atlântico Sul e Pacífico Sul. Ocorrem principalmente no verão, favorecidos pela configuração do escoamento médio na alta troposfera, podendo ser intensificado e originado pela proximidade de um sistema frontal (Kousky & Gan, 1981).

Além desses sistemas de circulação de grande escala, devem-se considerar, também, os sistemas locais de ventos, tais como as brisas marítimo-terrestre e as montanha-vale, importantes para a produção de chuvas locais no Nordeste. Quando a situação local e de escala sinótica se associam em condições favoráveis existe a formação de nuvens convectivas, podendo acontecer eventos pluviais extremos na região.

Nesse contexto, o solo e vegetação são componentes importantes do sistema climático. O solo influencia a entrada de água e calor para a atmosfera. Por sua vez, o clima influencia a distribuição da vegetação na superfície da Terra. Representações adequadas de processos físicos que governam a troca de energia entre a atmosfera e os ecossistemas terrestres é, assim, uma chave para o entendimento do sistema climático.

Sabendo disso, utiliza-se a modelagem numérica como uma ferramenta de fundamental importância para uma melhor compreensão da dinâmica da atmosfera, assim como para previsão de tempo. Durante anos, largos esforços foram realizados para o desenvolvimento de modelos numéricos para previsão meteorológica e hidrológica com respeito a diferentes escalas temporais e espaciais. Tem sido mostrado que previsões climáticas são altamente sensíveis à precisão do balanço hidrológico e de energia da superfície.

E, além disso, um dos principais determinantes da qualidade de uma simulação numérica é a forma de como se dá a partição dos fluxos em superfície. Uma má representação dos processos da superfície pode forçar o clima previsto dentro de um estado não realista. Desta forma, um modelo numérico da atmosfera estará bem ajustado se conseguir refletir com coerência os processos de superfície, em especial, os fluxos de calor latente e calor sensível. A obtenção desses fluxos, através do modelo BRAMS (*Brazilian Regional Atmospheric Modeling System*) para cenários característicos do NEB e sua comparação com observações, representam uma iniciativa de ajustar o BRAMS à região.

Neste trabalho teve-se como objetivo analisar aspectos da sensibilidade do BRAMS às variações de umidade em cobertura vegetal do solo da caatinga do NEB, em relação aos fluxos de calor latente e calor sensível e evapotranspiração. Para isso, realizaram-se observações em três períodos de cinco dias para a região de Petrolina – PE, com características de solo relativamente seco e de solo úmido. Em seguida efetuaram-se simulações na tentativa de obter as características anteriormente relatadas e realizar comparações com as observações.

## **2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA**

Os processos que ocorrem na superfície da Terra são de bastante relevância para a redistribuição de calor no solo e na atmosfera. Cerca de 70% da entrada de energia solar para o sistema climático é absorvido pelas superfícies do solo e oceanos, e liberada para a atmosfera como radiação termal, vapor de água (calor latente) e calor sensível. Desse ponto de vista a disponibilidade de temperatura e umidade na superfície do solo é importante forçante para as condições atmosféricas. Logo, inúmeros trabalhos envolvendo o balanço de energia na superfície e seus componentes são muito estudados.

Louis (1979) apresentou um esquema para representação dos fluxos turbulentos de calor, momento e vapor de água em um simples modelo da camada limite planetária. Foram realizados testes, usando o esquema em um modelo unidimensional, obtendo resultados consistentes com o fluxo turbulento de calor sensível.

McCumber & Pielke (1981) desenvolveram uma parametrização de solo descoberto para ser incorporado em um modelo numérico de previsão de mesoescala. A sensibilidade do modelo aos vários parâmetros do solo foi avaliada para uma série de simulações unidimensionais. Chegou-se então que a mais importante característica do solo é a sua umidade que regula a intensidade dos fluxos de calor entre a atmosfera e a superfície é a umidade do solo.

Avissar & Mahrer (1988) desenvolveram um modelo numérico tridimensional de escala regional para simular o microclima próximo à superfície do solo de regiões não-homogêneas durante eventos de geadas por resfriamento radiativo. Ênfase foi dada em estabelecer uma formulação refinada da equação de balanço de energia para superfície e cobertura do solo. Foi mostrado que a distribuição de temperatura próxima ao solo era sensível à topografia, cobertura de planta, tipo de solo, conteúdo de umidade do

solo, umidade específica do ar e velocidade do vento, no modelo e o mesmo ocorrendo também nas observações, o que demonstra a acuidade do modelo. Além disso, o modelo obteve uma descrição mais detalhada do microclima próximo à superfície do solo.

Avissar & Pielke (1989) propuseram uma parametrização para a forçante à superfície do solo, em que cada elemento de grade da superfície do modelo numérico, que fosse similar dentro da grade seria reagrupado em classes homogêneas internas a grade. Então, para cada uma das classes, um sofisticado modelo micrometeorológico do sistema solo-planta-atmosfera é aplicado para examinar a temperatura da superfície, umidade e fluxos para atmosfera. Os fluxos globais de energia entre a grade e a atmosfera foram obtidos pela média conforme a distribuição das classes. Essa parametrização foi incorporada dentro de um modelo numérico de mesoescala para testar o impacto de heterogeneidade de superfície do solo em escala interna a grade no desenvolvimento de circulações locais, onde foram encontradas circulações tão fortes quanto às brisas marítimas.

Segal *et al.* (1989) estimaram o impacto da temperatura e umidade de solos e suas coberturas no fluxo de calor sensível à superfície e sua relação com propriedades da camada limite no transcorrer do dia. Mudanças de temperatura relacionadas a perturbações de tempo resultaram em significativa alteração na profundidade e no aquecimento da camada limite atmosférica e na inversão de temperatura da superfície durante a noite. Investigações do impacto da diferença latitudinal de temperatura no inverno sobre as características anteriormente citadas, indicaram que o relativo aumento em fluxo de calor sensível de solos muito úmidos, modera, até certo ponto, sua redução devido ao correspondente decréscimo na radiação solar. Resultados análogos a esses, encontrados para superfícies de solo muito úmido ocorreram também para a situação de cobertura. Também foi executada igual estimativa para explorar o impacto de grandes áreas florestadas em latitudes médias nas características da camada limite durante o inverno assim como aquelas durante o verão. Impacto similar foi encontrado em ambas as estações, independente da diferença substancial na radiação solar total diária.

Mihailovic *et al.* (1992) estudaram as questões relacionadas com a parametrização da superfície do solo e a sua sensibilidade a inclusão de diferentes coberturas fracionais de plantas e classe de textura de solo. Nove texturas do solo foram escolhidas para simulações no teste de sensibilidade. Primeiro a precisão do modelo foi

fixada com observações usando a textura do solo que aproximadamente correspondia à textura do tipo de solo onde o campo experimental foi localizado. Então investigaram a sensibilidade das outras texturas do solo para os dados de vegetação fixados e condições atmosféricas. Assim concluindo, classificando-se o solo em relação à textura em dois regimes de variabilidade de fluxos de calor latente, nos quais: 1) aqueles que são independentes (indiferentes à cobertura fracional) ao índice de área foliar (IAF) da superfície, e a textura do solo (de areia preta a terra preta sedimentar) e 2) aqueles que são dependentes da cobertura fracional e o IAF, mas independentes da textura do solo (de terra preta a barro sedimentar).

Carlson *et al.* (1994) apresentaram um método que agrupa um modelo de transferência solo-vegetação-atmosfera a medidas derivadas de satélite como temperatura radiante da superfície e o índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI) para averiguar a disponibilidade de umidade do solo à superfície e cobertura fracional da vegetação. A aplicação da técnica foi demonstrada para uma área agrícola na bacia da Pensilvânia – Estados Unidos da América (EUA). Resultados de disponibilidade de umidade do solo à superfície e cobertura fracional da vegetação foram qualitativamente realísticos, mas a distribuição da disponibilidade de umidade do solo é questionável em altas somas de vegetação fracional.

Xinmei & Lyons (1995) criaram um modelo de camada limite solo-cobertura modificado utilizado para simular fluxos de calor na superfície em uma base diária. O modelo desenvolvido pelo Oregon State University foi modificado para simular os componentes do balanço de energia da superfície e comparado contra dados de campos observacionais em solos descobertos de Agassiz, Canadá, e observações tomadas sobre vegetação esparsa e densa como parte do experimento HAPEX-MOBILHY (*Hidrological Atmospheric Pilot Experiment-Modélisation da Bilan Hydrique*). No modelo original em solo descoberto, o fluxo de calor do solo é subestimado, enquanto que aquele modificado provia resultados mais realísticos das observações. Resumindo os componentes do balanço de energia da superfície simulados têm uma boa agregação com as observações e a sensibilidade da parametrização na estimativa.

Pielke *et al.* (1997) desenvolveram uma forma de parametrizar fluxos de calor, umidade e momento em um ambiente livre de nuvens, que resulta do aquecimento heterogêneo de superfícies de solo plana. A importância da habilidade de parametrização

desses fluxos de mesoescala foi demonstrado usando o conceito matemático de previsibilidade. Essa metodologia foi usada para estimar a importância relativa da mesoescala, quando comparado com fluxos turbulentos numa campina do Kansas durante o experimento de campo *FIFE (First International Satellite Land Surface Project Field Experiments)*. Uma conclusão foi que se podem ignorar fluxos de mesoescala quando eles representam uma pequena fração dos fluxos turbulentos.

Eastman *et al.* (1998) desenvolveram uma técnica para inicializar a umidade do solo da superfície no intuito de minimizar os erros nos padrões espaciais dos fluxos de calor sensível e latente. Foi encontrado que a habilidade do modelo para prever fluxos de calor latente e sensível, bem como fração evaporativa, aumentou em comparação a estimação sem a técnica.

Rosnay *et al.* (2000) apresentaram um experimento de sensibilidade dos fluxos de superfície utilizando diferentes resoluções verticais do solo. Uma resolução fina na discretização do solo evitou uma forte sensibilidade do esquema de superfície do solo para o espaçamento de grade no solo. Foi mostrado que a resolução mais grossa drasticamente afeta a habilidade do esquema para fornecer representações de fluxos de umidade e energia.

Small & Kure (2001) testaram as hipóteses da resposta energética do solo para eventos de precipitação e o aumento associado à umidade do solo, sua duração limitada e a não influência dos tipos de plantas na natureza destas respostas em regiões semi-áridas. Eles testaram essas hipóteses por medidas de água e balanço de energia na superfície em três locais no ecotono do *Servilleta Wildlife Refuge*. Eles obtiveram quatro resultados principais: primeiro, que o balanço de energia da superfície responde a precipitação, ao menos em termos de calor latente. Segundo, que o *feedback* umidade do solo-saldo de radiação poderia contribuir para o *feedback* umidade do solo-chuva em regiões semi-áridas como *Sevilleta*. Terceiro, que um *feedback* umidade do solo-chuva somente existirá se as condições atmosféricas que conduzem para precipitação convectiva ocorrer dentro de vários dias após o evento de chuva. Quarto, que os tipos de plantas não influenciam a natureza do *feedback* umidade do solo-chuva em regiões semi-áridas.

Li & Islam (2002) examinaram o uso de uma técnica de inversão usando medidas de superfície para recuperação da umidade da zona radicular e partição de fluxos da superfície. Usando um modelo de solo-superfície de 4 camadas e conjunto de dados

observados de FIFE 1987, mostraram que a sensibilidade de umidade da superfície do solo para umidade de camadas mais profundas é diferente para aqueles de fluxos da superfície. Eles também mostraram que a precisão da recuperação do perfil de umidade do solo de medidas de superfície, depende fortemente das condições iniciais de umidade da superfície do solo.

Nagai (2002) descreveu detalhamentos, validação e análise de sensibilidade de um novo modelo atmosfera-solo-vegetação. O modelo consistia de submodelos multicamadas unidimensionais para atmosfera, solo e vegetação e esquema de radiação para a transmissão de radiação solar e de ondas longas na cobertura. O desempenho do modelo foi testado usando dados medidos do *Cooperative Atmosphere-Surface Exchange Study* (CASES). Os fluxos de superfície medidos não satisfaziam o balanço de energia, então os fluxos de calor sensível assim como os de calor latente, obtidos pelo método da correlação turbulenta foram corrigidos. Usando opções dos esquemas de radiação solar calculou-se o albedo que se adequou bem com as observações. Algumas análises de sensibilidade foram também feitas para ajustes do modelo. Cálculos do modelo de fluxos da superfície e temperatura da superfície estavam em boa concordância com medidas como um todo.

Silva *et al.* (2002) realizaram um estudo experimental do vapor d'água e a transferência de calor sensível contínuo no processo solo-vegetação-atmosfera de Caatinga na região da Paraíba. Analisaram o comportamento de parâmetros meteorológicos, acima e dentro da vegetação, tais como: radiação solar global incidente, saldo de radiação e gradiente vertical de temperatura e de pressão do vapor, assim como o fluxo de calor para o solo. Dois eventos foram considerados: um período seco e outro em que choveu. O experimento foi realizado em uma área onde solo descoberto se alternava com solo coberto por arbustos. Os valores observados demonstraram a complexidade da partição do saldo de radiação entre o fluxo de calor sensível e de calor latente de evaporação, já que entre as camadas localizadas acima da vegetação e entre o solo e a vegetação existem inversões dos gradientes térmicos e dos gradientes de pressão de vapor. Esse fenômeno foi observado nos dois episódios.

Adegoke *et al.* (2003) investigaram o impacto da irrigação no balanço de energia à superfície nos planaltos dos EUA. Usaram quatro cenários, que foram: Terra de fazendas sob irrigação no Nebraska (rodada de controle), vegetação do Ecossistema Global

Olson (EGO) úmido e seco e a vegetação natural segundo o modelo Regional Atmospheric Modeling System (RAMS). Nos dois primeiros, o solo era irrigado, já nos outros dois, era permitido o solo secar, exceto quando era repostado naturalmente pela chuva. Condições atmosféricas idênticas observadas foram usadas junto ao limite lateral em todos os quatro casos. A área que tinha as grades centradas sobre Nebraska indicou significantes diferenças no fluxo de energia da superfície entre a simulação da área irrigada e da área seca. Um aumento de 36% no fluxo de calor latente e uma elevação de 2,6°C na temperatura do ponto de orvalho entre a simulação de controle e a simulação EGO seco foi mostrada. O fluxo de calor sensível da simulação de controle foi 15% e a temperatura próxima ao solo foi 1,2°C menor que a simulação EGO seco. A diferença entre a rodada de controle e a de vegetação natural foi similar mais ampliada comparada à rodada EGO seco. Usando temperaturas de dados históricos de dois campos representando locais de solo extensivamente irrigado e não-irrigado chegou-se ao resultado de uma relação entre irrigação e resfriamento da temperatura da superfície.

Alados *et al.* (2003) apresentaram os resultados obtidos pela análise de medidas dos componentes do balanço de radiação à superfície em região semi-árida no Sudeste da Espanha. A área estudada era coberta por vegetação esparsa de diferentes espécies. Após este estudo, ficou evidente que um modelo simples, utilizando simples regressão linear, baseado em radiação de ondas curtas na superfície, poderia prover estimativas aproximadas do saldo de radiação. A inclusão do albedo provoca uma leve melhora no modelo de estimativas. O uso de modelos sazonais provê apreciável melhoramento, enquanto o benefício da inclusão de informações de nuvens é pouco significativo.

Melo (2003) analisou a influencia da cobertura vegetal na configuração dos parâmetros de superfície, através do modelo RAMS. O índice de área foliar e a fração de cobertura vegetada foram estimados a partir de dados quinzenais do índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI), obtido de imagens de satélite do AVHRR/NOAA (*Advanced Very High Resolution Radiometer/National Oceanic and Atmosphere Administration*), reduzidos para pontos de grade 5,5 X 5,5 km<sup>2</sup>. A região estudada foi o Nordeste do Brasil para os meses de abril de 1983 e 1986. Os parâmetros estimados foram introduzidos no modelo RAMS e simulações de cinco dias foram feitas para avaliar o seu impacto. Uma vez que os dados estimados de índice de área foliar e fração de cobertura

vegetada foram menores do que os tabelados no RAMS, observou-se um aumento do fluxo de calor sensível e uma diminuição do fluxo de calor latente. A atmosfera na camada limite turbulenta tornou-se mais quente e seca. A quantidade de radiação solar que atinge a superfície não foi afetada. Por outro lado, a radiação de ondas longas emitida aumentou como consequência do aumento da temperatura em superfície. Apesar da diminuição da evapotranspiração, observou-se um aumento da precipitação convectiva. A análise por região homogênea mostrou que o maior impacto ocorre na Caatinga.

Heusinkveld *et al.* (2004) testaram uma nova abordagem focada em medidas de fluxos de calor do solo na superfície para alta resolução temporal. Para determinar se medidas de fluxos de calor do solo podem ser melhoradas, foram obtidas medidas para um deserto de areia, com um sensor de fluxo de calor do solo padrão enterrado na superfície de um deserto e coberto com menos que 1 mm de solo. Foi antecipado que isto poderia permitir medidas diretas de fluxos de calor do solo na superfície. Esta nova abordagem foi comparada a medidas de fluxos de calor do solo tradicionais. Essas comparações mostraram valores mais consistentes nos fluxos de calor do solo da superfície medidos diretamente que com os dados obtidos da maneira tradicional corrigidos com técnicas convencionais. O balanço de energia resultante foi considerado muito bom. O resultado sugere que este método poderia ser usado como uma medida referência do fluxo de calor da superfície do solo.

Chen & Hu (2004) desenvolveram um modelo hidrológico de solo que incluía efeitos de água subterrânea em permitir troca de água entre a camada insaturada e a camada do lençol freático. Adicionalmente, comparações mostraram que o conteúdo de umidade do solo no primeiro metro da coluna de solo do modelo que possuía camada de água subterrânea era 21% maior que um modelo sem camada de água subterrânea. Altos conteúdos de umidade do solo na zona radicular resultam em evapotranspiração incrementada. A evapotranspiração média em três períodos de 1998 a 2000 foi 7 a 21% maior quando água subterrânea foi considerada no modelo.

Veenendaal *et al.* (2004) estudaram a variação sazonal em dióxido de carbono, vapor de água e fluxos de energia em uma savana semi-árida na África do Sul usando a técnica de covariância turbulenta. As medidas apresentadas cobriam um período de 19 meses do final da estação de chuva em março de 1999 ao final da estação seca em setembro de 2000. Durante a estação úmida, fluxos de calor sensível e latente mostraram uma dependência

linear com a radiação solar incidente, com uma razão de Bowen tipicamente abaixo da unidade. Embora a razão de Bowen seja tipicamente cerca de 1 na baixa radiação solar incidente ( $150 \text{ W/m}^2$ ) durante a estação seca, ela aumentou dramaticamente com a radiação solar incidente, tipicamente sendo tão alta quanto 4 ou 5 ao redor do meio dia solar. Assim, sob essas condições de água limitada, quase toda energia disponível era dissipada como calor sensível, em oposição ao calor latente.

### **3. MATERIAL E MÉTODOS**

#### **3.1 Localização e características das áreas do experimento**

As localidades escolhidas foram uma numa área de vegetação de caatinga (Latitude: 09° 05' S, Longitude: 40° 24' W, Altitude: 379m) e a outra no perímetro irrigado do Projeto Bebedouro (Latitude: 09° 09' S, Longitude: 40° 22' W, Altitude: 365,5m), ambas na Estação Experimental da Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (Embrapa Semi-Árido) no município de Petrolina – PE região do Submédio São Francisco.

O clima da região é classificado como semi-árido e apresenta as seguintes características médias anuais: temperatura de 26°C, umidade relativa de 67,8%, precipitação média anual de aproximadamente 500mm, insolação de 3.000horas, evaporação média de 2.000mm, velocidade do vento de 2,3 m/s e regime de chuvas bastante irregular, com a estação chuvosa compreendida entre os meses janeiro e abril.

O solo da área experimental no perímetro irrigado é classificado como Latossolo Vermelho-Amarelo, com lençol freático localizado a 2,5m de profundidade. A frutífera estudada era a mangueira com 6 anos de idade e a área era irrigado por gotejamento, a lamina d'água era aplicada ao solo em dois períodos diários (manhã e tarde). Enquanto para a caatinga apresenta solo pouco profundo e pedregoso, quanto a umidade do solo estava mercê da precipitação.

### **3.2 Dados e período de estudo**

No intuito de se fazer uma análise comparativa entre fluxos de energias (sensível e latente) observadas à superfície com o padrão gerado pelo BRAMS, optou-se por escolher períodos em que o solo estivesse relativamente seco e outro relativamente úmido. Entretanto, o único ponto de medições micrometeorológicas em área de caatinga para o Nordeste do Brasil só dispôs de uma série confiável a partir de julho de 2004. Neste sentido os dados disponíveis para o presente estudo cobriam os meses de julho a novembro, o primeiro mês foi de pouca precipitação, já o segundo era para ser chuvoso, mas infelizmente foi também um mês de pouca precipitação, como pode ser observado na Figura 1, e conseqüentemente baixa umidade do solo. Para se obter dados de um período com alta umidade do solo recorreu-se a um experimento realizado na área irrigada Bebedouro o que de certa forma, diferencia das condições normais para a caatinga com alto índice de umidade do solo e cobertura do solo. Os períodos selecionados foram:

De 18 a 22 de julho de 1999, no perímetro irrigado do Projeto Bebedouro sob a cultura de mangueiras (Silva 2000).

De 17 a 21 de julho e 07 a 11 de novembro de 2004, que representa o início e final do período de seca, obtidos sob uma área de vegetação de caatinga sob os cuidados do CPTEC que instalou no local uma torre micrometeorológicas (ver Figura 2).

Na região a precipitação média anual é cerca de 500 mm/ano, como é ilustrado na Figura 1a. Observa-se a irregularidade das chuvas na região, tendo anos com índices pluviométricos acima de 800 mm e anos em que as chuvas ficam abaixo de 200 mm. Com relação à distribuição sazonal, em que ocorrem os maiores índices pluviométricos (época das chuvas) são bem representados na Figura 1b, porém como se pode observar o ano de 2004 foi atípico em comparação a média com baixas precipitações de Abril a Dezembro de 2004.

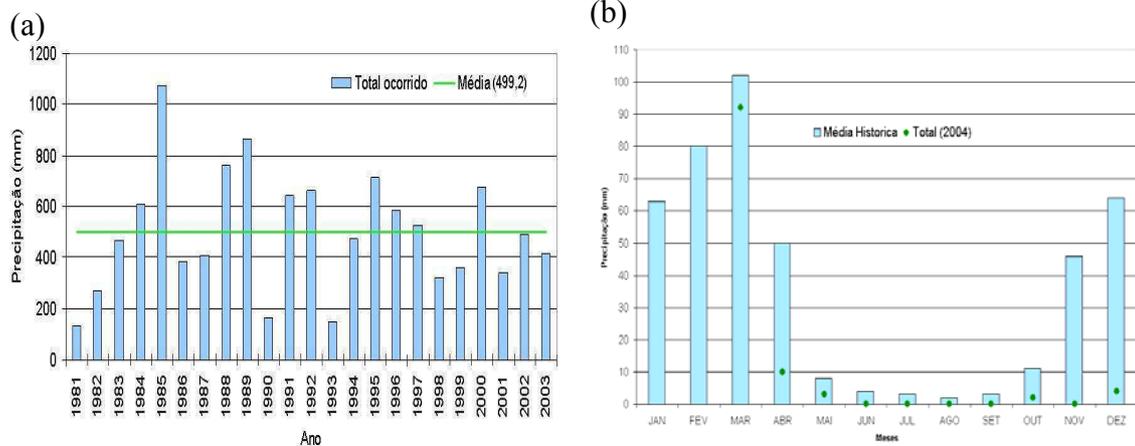


Figura 1 – Precipitação. (a) Precipitação total anual e média anual (mm); (b) Precipitação média mensal climatológica e do ano de 2004 (mm)

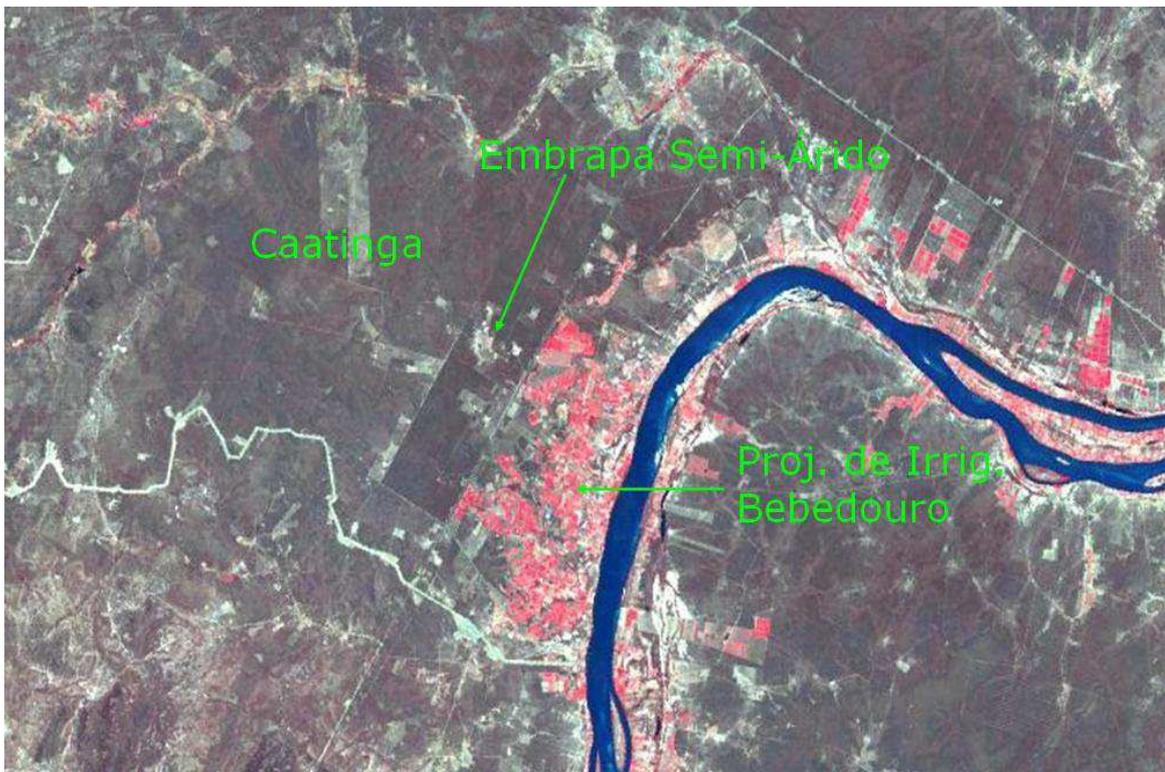


Figura 2 – Recorte de imagem de satélite do TM Landsat 7 da região em estudo. Acima do Rio São Francisco vê-se o estado de Pernambuco e a cidade de Petrolina, abaixo se encontra o estado da Bahia e a cidade de Juazeiro onde se podem localizar as áreas experimentais

### 3.3 O modelo BRAMS

Para essas simulações foi utilizado o modelo BRAMS com a sua mais nova versão (versão 3.2). O BRAMS é uma adaptação do modelo RAMS desenvolvido segundo Pielke et al. (1992). O modelo original foi desenvolvido na Universidade do Estado do Colorado (EUA). Constitui-se de um código numérico altamente versátil, usado para simular e prognosticar fenômenos meteorológicos.

Seu conceito nasceu inicialmente pela mistura de três modelos relacionados: o modelo de mesoescala/nuvem CSU de Trípoli e Cotton (Trípoli & Cotton, 1982), uma versão hidrostática do modelo de nuvem de Tremback (Tremback, 1990) e o modelo de brisa marítima descrito por Mahrer e Pielke (Mahrer & Pielke, 1977). Surgiu de esforços realizados separadamente, desde os anos 70, comandados pelo Dr. William R. Cotton na parte de modelagem de sistemas dinâmicos de microescala e processos microfísicos, e pelo Dr. Roger A. Pielke na parte de modelagem de sistemas de mesoescala e na influência da superfície da terra nas características da atmosfera; no entanto, só em 1986 esses esforços foram somados, no intuito de gerar um modelo mais completo (Cotton *et al.*, 2003; Tremback & Walko, 1997).

Esse modelo atmosférico foi construído com base nas equações da dinâmica da atmosfera, complementadas com parametrizações de difusão turbulenta, radiação solar e terrestre, processos úmidos incluindo a formação e a interação de nuvens e água líquida precipitante e gelo, calor sensível e latente, camadas de solo, vegetação e superfície de água, efeitos cinemáticos do terreno e convecção cumulus. Uma de suas vantagens é que todas essas parametrizações e características do modelo podem ser alteradas de maneira a melhor se adequarem às condições específicas de determinado local, ou a condições idealizadas para simulações de situações, o que se constitui numa excelente ferramenta para pesquisas meteorológicas. A nova versão do BRAMS, além de melhorias do código, dispõe de outras opções de parametrização da convecção profunda e ainda, uma parametrização para convecção rasa (Souza, 1999).

### 3.3.1 Dados para assimilação do BRAMS

Os dados de grande escala utilizados para a simulação das informações de menor escala através do BRAMS, para os meses e anos especificados, referem-se a arquivos de análises obtidos no CPTEC para alimentação do modelo regional. As variáveis utilizadas são: altura geopotencial, temperatura do ar, umidade relativa do ar e componentes zonal e meridional do vento, para uma grade de 2,5° por 2,5° de latitude e longitude, respectivamente, em níveis padrões de pressões (1000, 925, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50 e 30 hPa) para intervalos de 6 horas (00, 06, 12, 18 UTC).

### 3.3.2 Caracterização do BRAMS para as simulações

Foram definidas duas grades de 50 por 50 pontos com resoluções horizontais de 30 km (Grade 1) e 5 km (Grade 2), ambas, centradas na latitude de 9°S e longitude de 40°30'W, conforme Figura 3. Na vertical foram adotados 32 níveis atmosféricos e nove níveis de solo (profundidades: 05; 25; 50; 75; 100; 125; 150; 175; 200 cm). Foi aplicado um *nudging* de 1800 segundos, nos limites laterais e no interior do domínio.

O tipo de solo e vegetação considerado segue o modelo de Solo/Vegetação, obtido a partir de dados de sensoriamento remoto através do índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI) que é observado nas Figuras 4.a e 4.b, que representam respectivamente, o tipo de cobertura na grade de 30 km e o tipo de cobertura na grade de 5 km. No quadro 1 tem-se os tipos de cobertura vegetal utilizada nesta simulação. O tipo de solo considerado nas simulações foi o solo misto que existem no submodelo de solo do BRAMS.

A topografia do modelo regional BRAMS é mostrada na Figura 5.a para a Grade 1 e na Figura 5.b para a Grade 2. Dado o espaçamento da Grade 1 não se observa detalhes referente às proximidades de Petrolina – PE, entretanto a topografia da região Nordeste como um todo é bem representada. A Figura 5b, relativa à Grade 2, permite

vislumbrar melhor os detalhes da orografia da área que pode ser observada focando a atenção no leito do Rio São Francisco seguindo a fronteira sul do estado de Pernambuco.

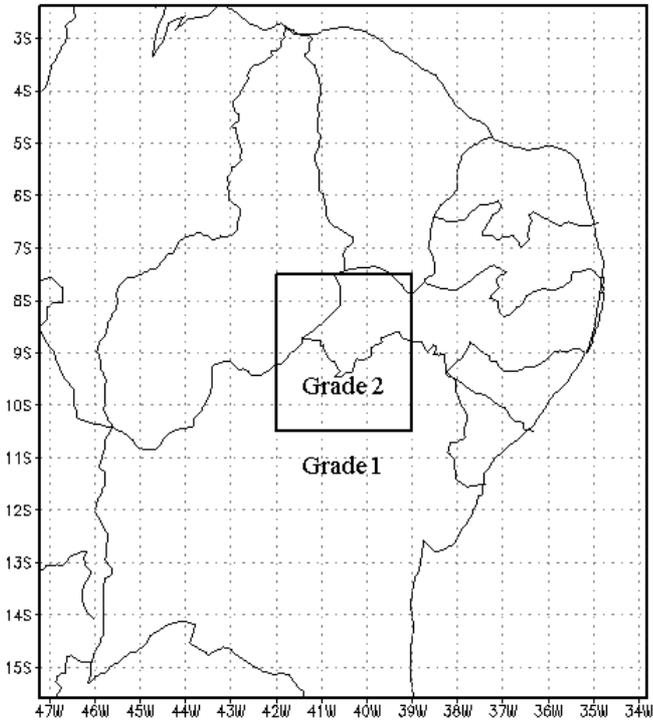


Figura 1 – Área coberta pela grade 1e pela grade 2 centradas na latitude de 9°S e longitude de 40° 30'W

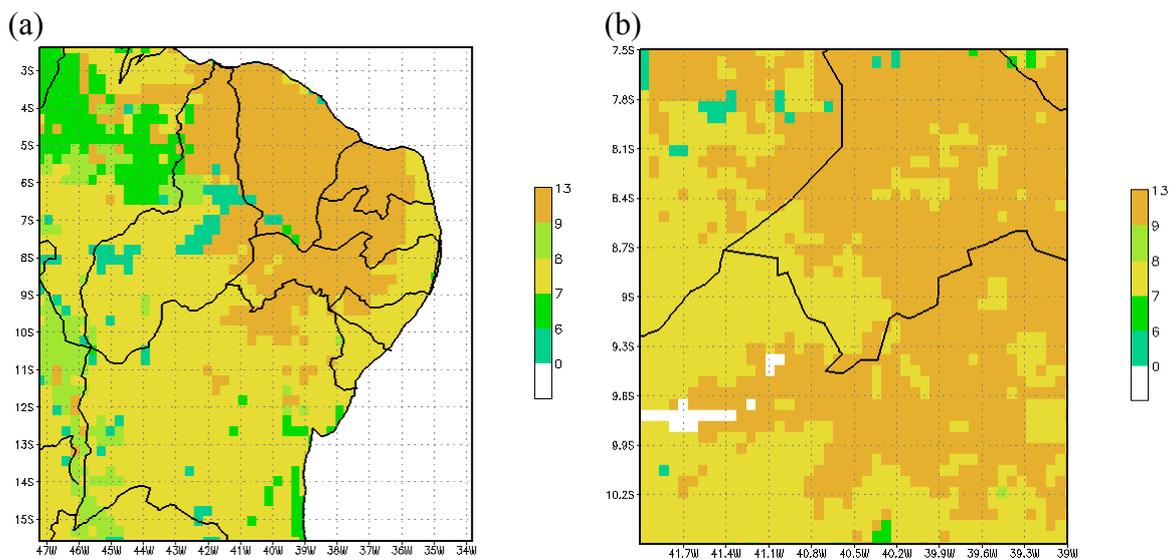


Figura 4 – Tipo de cobertura do solo para a região segundo o modelo: (a)Na Grade 1, (b)Na Grade 2

Quadro 1: Tipos de cobertura vegetal utilizada pelo BRAMS nesta simulação

Nº	Tipo de cobertura	Nº	Tipo de cobertura
00	Superfícies com água	06	Árvore com folhas largas e temporárias
07	Árvore com folhas largas e persistentes	08	Gramma curta
09	Gramma alta	13	Arbusto temporário

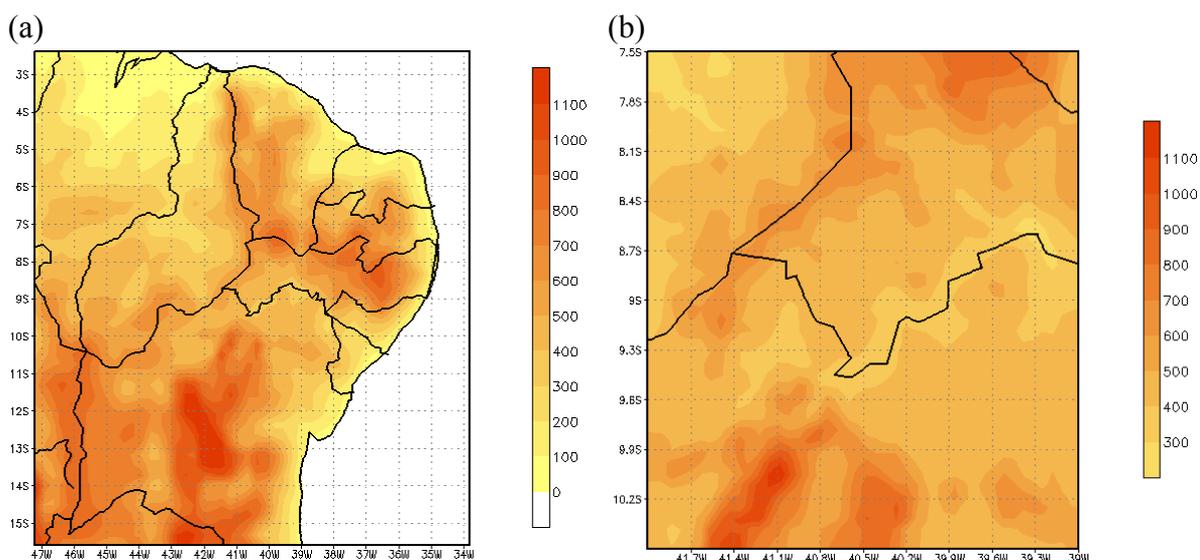


Figura 5 – Topografia para a região segundo o modelo: (a)Na Grade 1, (b)Na Grade 2

A parametrização de radiação utilizada foi a de radiação de onda longa e curta segundo Chen (Chen & Cotton, 1983,1987), esquema em que leva em consideração a interação da radiação com as nuvens, trata-se de uma solução completa da equação de transferência radiativa. Essa parametrização propicia o tratamento de diversos processos radiativos de ondas curtas, como espalhamento, absorção, transmissão e reflexão por nuvens. Para a radiação de onda longa, permite avaliar-se a emissão da atmosfera clara, emissão de camadas mistas (nuvens e céu claro). A parametrização possibilita que o conteúdo de água líquida e o vapor presentes na atmosfera, influenciem os fluxos de radiação solar e terrestre.

A parametrização cumulus utilizada foi a tipo Grell, esquema que considera uma nuvem única de tamanho grande bidimensional com parametrização dos movimentos verticais descendentes e ascendentes. Considera que só existe mistura de ar saturado com ar ambiente no topo e na base da nuvem. Toda a água condensada se transforma em chuva.

O *feedback* é determinado através dos fluxos descendentes compensatórios dos fluxos verticais na nuvem. No esquema de Grell (1993) o controle dinâmico é feito relacionando a convecção com a desestabilização imposta pela grande escala considerando que as nuvens estabilizam o ambiente à mesma taxa que o ambiente de larga escala o desestabiliza (Sousa, 2002). Para maiores detalhes recomenda-se Guedes (2004).

A parametrização turbulenta foi a que utiliza o esquema de Mellor & Yamada (1974) para a determinação do coeficiente de mistura turbulento, esquema que considera o espaçamento horizontal da grade grande em comparação ao espaçamento vertical.

A parametrização de microfísica no BRAMS, descrita por Walko *et al.* (1995), calcula as fontes e sumidouros das diferentes categorias de hidrometeoros. A razão de mistura de vapor d'água e gota de nuvem são diagnosticadas, enquanto que a razão de mistura para as demais categorias são prognosticadas. Nessa parametrização são levados em consideração os diferentes processos microfísicos, como: colisão e coalescência, nucleação, sedimentação e conversão de uma categoria para outra. A obtenção de cristal de gelo e neve possibilitou contemplar outros processos na parametrização de microfísica, como por exemplo, aqueles relacionados com o efeito radiativo nas nuvens cirros (Cavalcanti, 2001).

Além desses tipos de parametrizações foram realizados, para alguns experimentos, testes com relação a outros tipos de parametrizações, como radiação (Harrington) e cumulus (Arakawa-Schubert), não tendo diferença perceptível dos valores anteriormente obtidos, então foram retiradas do experimento.

### **3.4 Influencia da umidade do solo**

A condição da umidade do solo, ambos na superfície e em camadas mais profundas, controla muitos processos próximos à superfície incluindo partição de fluxos da superfície, dinâmicas do ecossistema e ciclos biogeoquímicos. Precipitação, heterogeneidade em textura do solo, vegetação, uso do solo, água subterrânea e topografia contribuem para flutuações espaço-temporal significativa em umidade do solo. Estimações precisas da condição da umidade do solo são um importante fator para a inicialização de

modelos solo-atmosfera. Muitos estudos de intercâmbio de água entre a camada do solo saturada e a atmosfera têm focado seus esforços no entendimento da variação de umidade do solo e seus efeitos em processos da camada limite atmosférica afetando clima e tempo (Chen & Hu 2004).

Correntemente, técnicas de sensoriamento remoto provêm a mais praticável possibilidade de monitorar umidade do solo sobre uma larga escala espacial e temporal. Técnicas de microondas são também muito usadas para quantitativamente monitorar umidade do solo para uma variedade de condições topográficas e vegetais. Medidas de microondas de umidade do solo, contudo, são limitadas a poucos centímetros do topo da coluna do solo e muitos processos de interação solo-atmosfera dependem do perfil da umidade e temperatura do solo a profundidades consideravelmente maior que a uns poucos centímetros. Consequentemente, essa umidade medida à profundidade rasa impõem uma séria limitação no uso de medidas passivas de microondas de umidade do solo (Li & Islam, 2002).

A principal limitação verificada neste trabalho foi a não utilização da umidade real do solo, já que não se sabia da existência de valores reais para a área como um todo, então nos forçando a utilização da umidade de forma horizontalmente homogênea para o domínio por completo. Então, colocou-se os seguintes valores para todo o domínio como é mostrado no Quadro 2.

Quadro 2 - Valores de umidade do solo (%) para inicialização do BRAMS

Profundidade (m)	Umidade do solo (%)		
	Experimento 1	Experimento 2	Experimento 3
0,05	80	30	25
0,25	81	31	26
0,50	82	32	27
0,75	84	34	29
1,00	85	35	30
1,25	86	36	31
1,50	87	37	32
1,75	88	38	33
2,00	90	40	35

### 3.5 Fundamentação teórica

#### 3.5.1 Balanço de radiação à superfície

Segundo Martins (2000), o balanço de radiação à superfície é dado pela soma dos fluxos de radiação de ondas curtas (solar) e ondas longas (termal) que chegam e saem da superfície. A equação do balanço de radiação tem a seguinte forma:

$$R_n = (K \downarrow - K \uparrow) + (L \downarrow - L \uparrow) \quad (1)$$

em que:  $R_n$  é o saldo de radiação,  $K \downarrow$  a radiação solar global incidente,  $K \uparrow$  a radiação solar global refletida pela superfície,  $L \downarrow$  a radiação de onda longa proveniente da atmosfera e do Sol e  $L \uparrow$  a radiação de onda longa emitida pela superfície.

A equação (1) pode ser reescrita de forma a mostrar a influência da superfície nas trocas radiativas (Alves, 1997):

$$R_n = (1 - \alpha)K \downarrow + (L \downarrow - \varepsilon_s \sigma T_s^4) \quad (2)$$

em que:  $\alpha$  é o coeficiente de reflexão ou albedo da superfície, definido como a razão entre o fluxo de radiação solar refletido pela superfície e o fluxo de radiação solar global incidente,  $\varepsilon_s$  a emissividade da superfície,  $\sigma$  a constante de Stefan-Boltzman ( $5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$ ) e  $T_s$  a temperatura da superfície.

#### 3.5.2 Balanço de energia à superfície

Cerca de 70% da entrada de energia solar para o sistema climático é absorvido pelas superfícies do solo e oceanos e liberada para a atmosfera como radiação termal, vapor de água (calor latente) e calor sensível. Desse ponto de vista a disponibilidade de calor e umidade na superfície do solo é uma importante forçante para as condições atmosféricas. Contudo, quando modelando os processos de troca solo-superfície-atmosfera, a perspectiva oposta é geralmente mais útil. O solo é então

considerado como depósito de calor e água, com a cobertura vegetal como uma interface para condições atmosféricas forçante.

Neste contorno básico do sistema solo-superfície-atmosfera, a cobertura vegetal representa qualquer tipo de cobertura do solo; solo descoberto (nu), neve, grama, árvores ou uma mistura de todas essas. Deve também ser notado que depósitos temporais de calor e água dentro da cobertura vegetal em muitos casos são tão importantes quanto o depósito no solo, e conseqüentemente incluídos nos modelos.

Os mais importantes processos para a interação solo superfície-atmosfera são:

- Balanço de radiação da superfície do solo;
- Troca turbulenta de momento, calor e umidade entre a superfície do solo e atmosfera;
- Depósito de energia no sistema solo superfície.

Desprezando os fluxos advectivos de calor latente e calor sensível e o termo de armazenamento de energia na biomassa. Esses podem ser formalizados dentro da equação fundamental do balanço de energia para a superfície do solo (Feitosa, 1996).

$$R_n = H + LE + G \quad (3)$$

em que H representa o fluxo de calor sensível, LE o fluxo de calor latente da superfície (L representa o calor latente de vaporização, cerca de  $2,5 \times 10^6$  J/Kg) e G o fluxo de calor para solo e/ou cobertura vegetal.

Os fluxos de calor sensível e latente são funções de ambos a eficiência do transporte turbulento (a resistência aerodinâmica) e a disponibilidade de calor e umidade na superfície. A razão do fluxo de calor sensível pelo fluxo de calor latente, H/LE, comumente é referido como razão de Bowen. Contudo, água em seus diferentes estados é provavelmente o fator mais importante, desde que é o componente dominante da capacidade de calor geral do sistema, e sua disponibilidade para evaporação controla a separação em fluxos de calor latente e sensível (Sellers, 1972).

### 3.5.2 Evapotranspiração

A atmosfera recebe umidade da superfície terrestre, através da evaporação da água do solo nu, das superfícies aquáticas e através da transpiração das plantas. A evaporação é o processo pelo qual a umidade, em sua forma líquida ou sólida, passa para a forma gasosa – vapor d'água. Faz-se geralmente uma distinção entre evaporação e evapotranspiração. O primeiro termo é usado para descrever a perda de água existente no substrato (superfícies aquáticas ou de solo nu), enquanto o último é usado para descrever a perda de água resultante da atividade biológica das superfícies com vegetação, na qual a transpiração é de fundamental importância. Em outras palavras, a evapotranspiração é um processo combinado de evaporação e transpiração. A evaporação e a evapotranspiração são indicadas na mesma unidade de precipitação, expressa em milímetro.

A taxa de evaporação ou de evapotranspiração em uma dada área é determinada por dois principais fatores. Um é a disponibilidade de umidade na superfície onde há evaporação, enquanto o outro é a capacidade da atmosfera de vaporizar a água, remover e transportar o vapor para cima. Se houvesse sempre umidade suficiente na superfície onde ocorre evaporação, ela ocorreria numa taxa máxima possível para aquele local, que originou o termo de evapotranspiração potencial. Como isto é muito difícil e quase nunca há umidade disponível em quantidade suficiente na superfície onde há evaporação, então a evaporação e evapotranspiração frequentemente ocorrem em taxas menores. Isso deu origem à idéia de evapotranspiração real (Ayoade, 1996).

O segundo principal fator de evaporação e evapotranspiração está em função de diversos outros fatores, incluindo a radiação solar, a temperatura, a velocidade do vento e a umidade. A radiação solar representa a energia necessária para vaporizar a água, que é indicada pela temperatura. A velocidade do vento realiza a troca do ar úmido pelo ar seco, para manter o processo. O grau de umidade do ar influencia porque esse fator determina a capacidade do ar de conservar umidade.

## **4. RESULTADOS E DISCUSSÃO**

Neste capítulo serão analisados e discutidos os seguintes parâmetros observados: fluxo de calor sensível e fluxo de calor latente para cinco dias do mês de julho de 1999, cinco dias do mês de julho e cinco dias do mês de novembro de 2004. Em seguida, serão analisadas e discutidas, também, as simulações feitas com o modelo BRAMS. Desta feita, é acrescentada uma análise das mudanças ocorridas entre o ponto de observação e sua redondeza, complementando a análise do balanço de energia com o saldo de radiação e fluxo de calor no solo médio para os cinco dias. Analisou-se também a evapotranspiração média diária (mm/dia), média dos 5 dias, para os períodos secos.

### **4.1 Fluxos de calor latente e sensível observados**

A Figura 6 mostra o ciclo diário, no período de cinco dias, do fluxo de calor latente e calor sensível, obtidos a partir das observações de campo para o período de 18 a 22 de julho de 1999. Verifica-se a intensidade do fluxo de calor latente ser maior em relação ao fluxo de calor sensível. O fluxo de calor latente atinge valores máximos variando entre 500 e 550  $\text{Wm}^{-2}$  próximo do meio dia, excetuando no quarto dia que o máximo não ultrapassou 400  $\text{Wm}^{-2}$  e no segundo dia em que teve picos próximos a 600  $\text{Wm}^{-2}$ , o primeiro indicando, possivelmente, condições de céu nublado e o outro indicando, possibilidade de céu desprovido de nuvens. Para o fluxo de calor sensível, verifica-se a existência de máximos variando entre 40 e 60  $\text{Wm}^{-2}$ , não sendo possível estabelecer o horário em que este ocorreu.

A Figura 7, representa a média dos fluxos para o período anterior, nela verifica-se um aumento do fluxo de calor latente desde o início da manhã até as proximidades das 16:00UTC (13:00 HL), retornando a valores mínimos no final da tarde próximo das 20:30UTC (17:30HL). Analisando a média do fluxo de calor latente observa-se que a taxa máxima de evapotranspiração ao longo do dia se verifica as 16:00UTC (13:00HL). O fluxo de calor sensível aumenta sua intensidade no início da manhã, atingindo um primeiro valor máximo às 11:30UTC (08:30HL), logo em seguida tem-se uma leve queda até obter-se um segundo máximo às 14:00UTC (11:00HL) que suavemente vai retornando a valores mínimos no final da tarde às 19:00UTC (16:00HL). Ressalta-se a inexistência de valores observados no período noturno para esses dias.

A Figura 8, que também representa o ciclo diário obtido a partir das observações de campo dos fluxos de calor latente e sensível, mudando-se para o período de 17 a 21 de julho de 2004. Verifica-se a intensidade do fluxo de calor latente ser menor em relação ao fluxo de calor sensível. O fluxo de calor latente atinge valores máximos variando entre 50 e 70  $Wm^{-2}$  em torno das 15:00UTC (meio dia local) com alguns picos acima de 70  $Wm^{-2}$  como no segundo dia de observação, indicando, possivelmente, condições de céu desprovido de nuvens. Para o fluxo de calor sensível, verifica-se a existência de máximos variando entre 350 e 400  $Wm^{-2}$  próximo de 15:00UTC (meio dia local).

Na Figura 9, que também representa a média dos fluxos, para o período anteriormente descrito. Nela verifica-se um aumento do fluxo de calor latente desde o início da manhã até as proximidades das 15:00UTC (meio dia local), retornando a valores mínimos no final da tarde as 21:00UTC (18:00HL). Analisando a média do fluxo de calor latente observa-se que a taxa máxima de evapotranspiração média ao longo do dia se verifica as 15:00UTC (meio dia local). O fluxo de calor sensível aumenta sua intensidade no início da manhã, atingindo um valor máximo aproximadamente às 17:00UTC (14:00HL) e tornando a decrescer rapidamente logo após a ocorrência do máximo até valores próximos e abaixo de zero durante a noite e madrugada.

A Figura 10, também mostra o ciclo diário obtido a partir das observações de campo, dessa vez para o período de 08 a 12 de novembro de 2004. Nota-se que assim como no período de julho de 2004, a intensidade do fluxo de calor latente também é menor em relação ao fluxo de calor sensível. O fluxo de calor latente atinge valores máximos

variando entre 20 e 40  $\text{Wm}^{-2}$  e não sendo possível determinar em que horário ele é atingido, tendo alguns picos acima de 40  $\text{Wm}^{-2}$  como pode ser percebido no segundo dia de observações. Para o fluxo de calor sensível, verifica-se a existência de máximos variando entre 500 e 550  $\text{Wm}^{-2}$  próximo de 15:00UTC (meio dia local), excetuando por ter alguns picos superiores a esse intervalo no primeiro e quinto dia e um pico que não alcançou esse intervalo no segundo dia. O primeiro caso, provavelmente, deve-se a condições de céu desprovido de nuvens e o segundo, provavelmente devido a condições de céu nublado.

Na Figura 11, também representa a média dos fluxos, para o período anteriormente descrito, nela verifica-se um aumento do fluxo de calor latente desde o início da manhã até as proximidades das 15:00UTC (meio dia local), retornando a valores mínimos no final da tarde as 21:00UTC (18:00HL). Analisando a média do fluxo de calor latente observa-se que a taxa máxima de evapotranspiração média ao longo do dia se verifica as 15:00UTC (meio dia local). O fluxo de calor sensível aumenta sua intensidade no início da manhã atingindo um valor máximo as 15:00UTC (meio dia local) e tornando a decrescer rapidamente logo após a ocorrência do máximo até valores negativos durante a noite e madrugada.

Observando todas as figuras, verifica-se certa variabilidade nos fluxos de calor latente e sensível, a mesma é influenciada pelas nuvens, que atuam como filtro para a radiação que chega à superfície.

Observando a Figura 6, do experimento mais úmido, e a Figura 8, do experimento seco, verifica-se a influência da umidade em controlar a separação em fluxos de calor latente e sensível. Ou seja, quando tem mais umidade no solo, o fluxo de calor latente é maior que o fluxo de calor sensível na maioria do período do ciclo diário e quando tem menos umidade no solo, o fluxo de calor latente é menor que o fluxo de calor sensível na maioria do período do ciclo diário.

Verifica-se a ocorrência da taxa máxima de evapotranspiração diária ser preferivelmente nas proximidades de 15:00UTC (meio dia local).

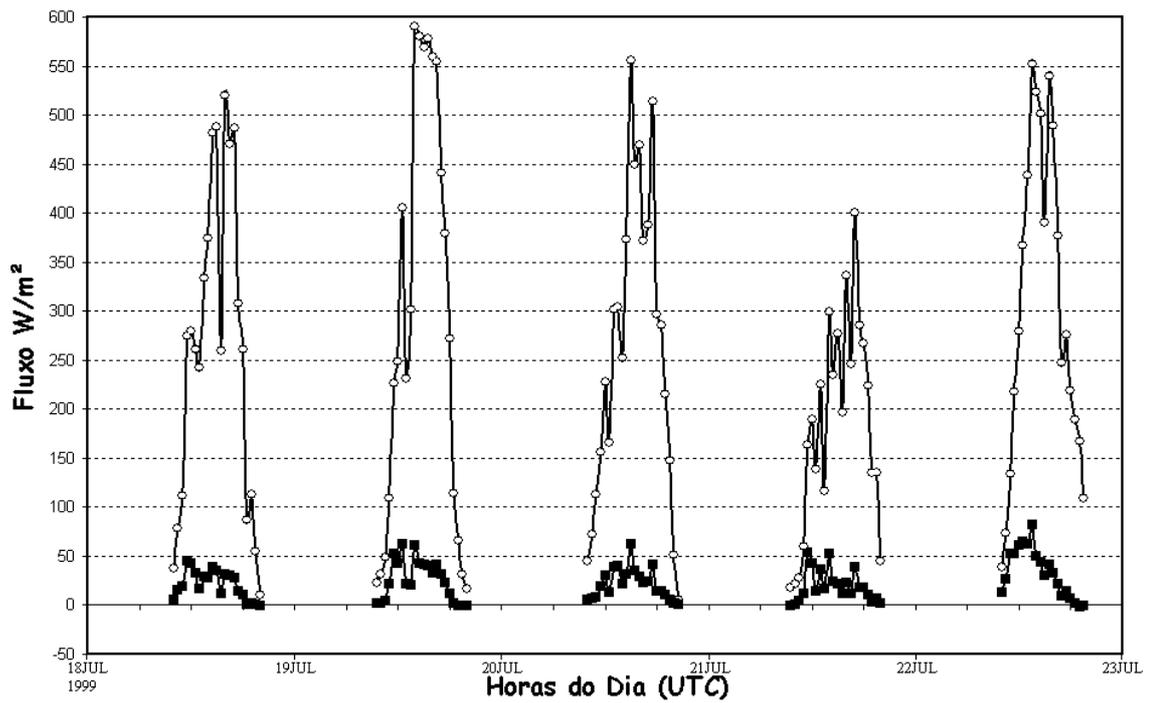


Figura 6 – Fluxos de Calor Latente (circulo aberto) e Calor Sensível (quadrado fechado) observado no período de 18 a 22 de julho de 1999 em  $Wm^{-2}$

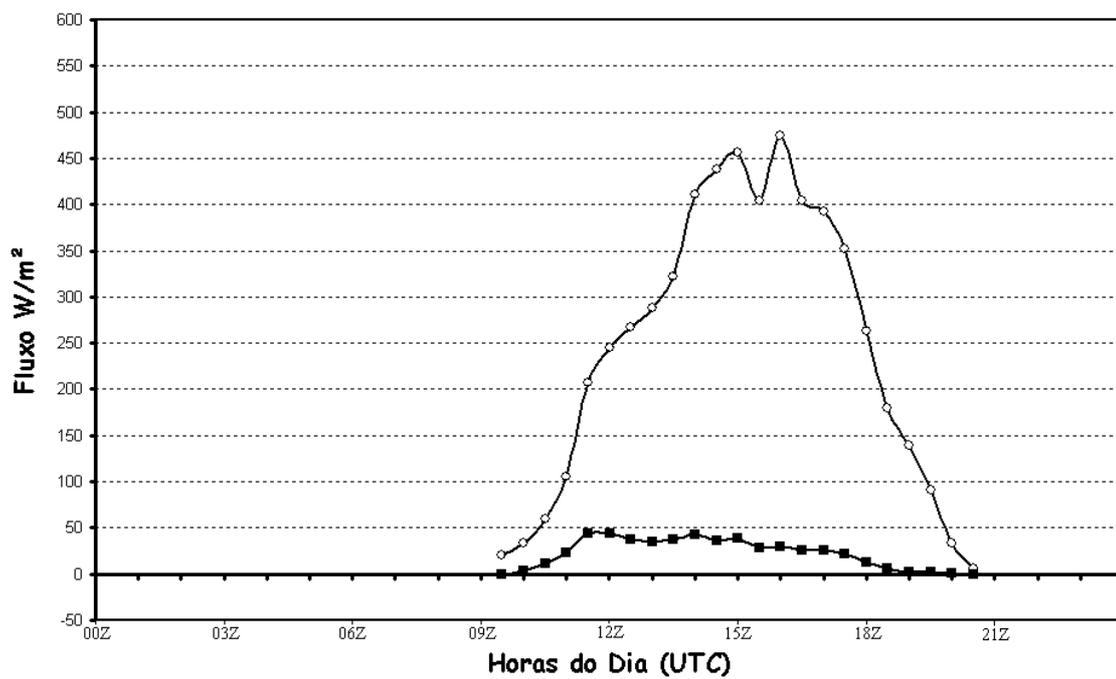


Figura 7 – Média dos Fluxos de Calor Latente (circulo aberto) e Calor Sensível (quadrado fechado) do período de 18 a 22 de julho de 1999 em  $Wm^{-2}$

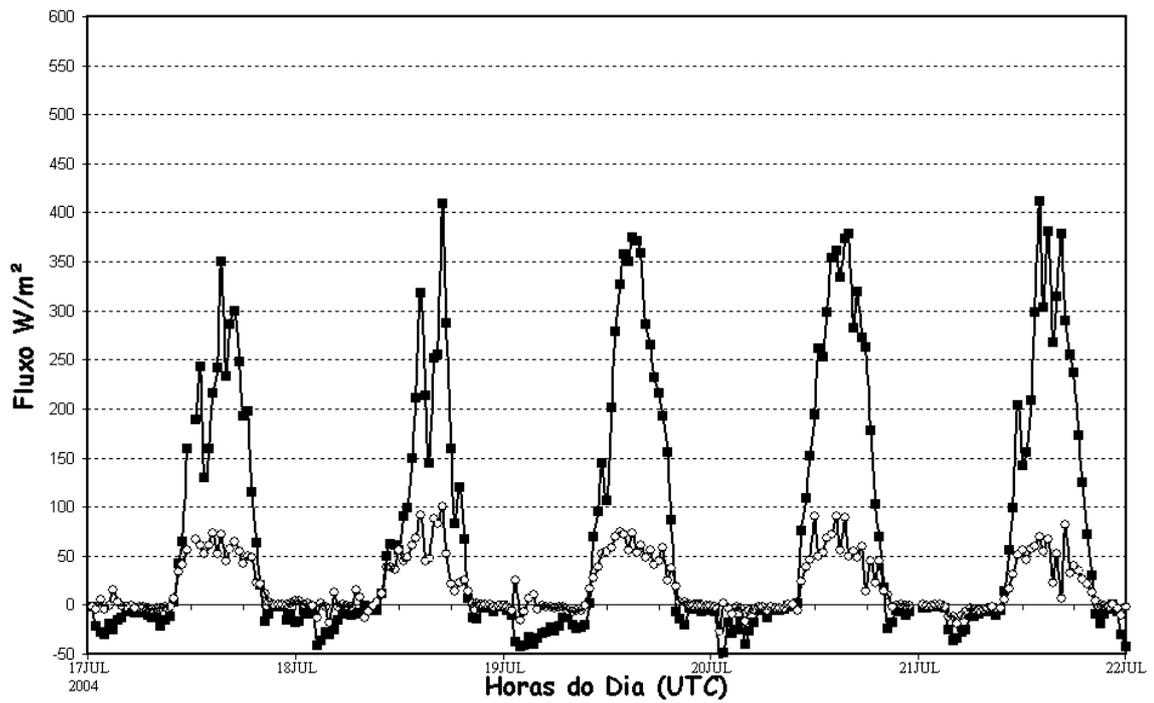


Figura 8 – Fluxos de Calor Latente (circulo aberto) e Calor Sensível (quadrado fechado) observado no período de 17 a 21 de julho de 2004 em  $Wm^{-2}$

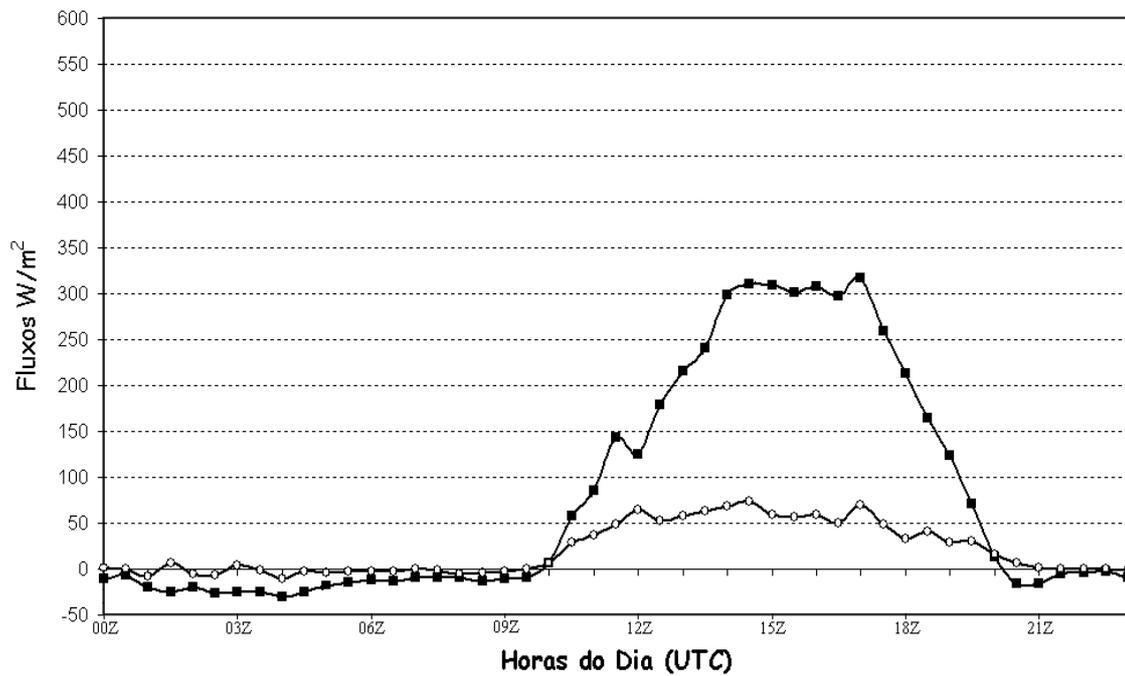


Figura 9 – Média dos Fluxos de Calor Latente (circulo aberto) e Calor Sensível (quadrado fechado) do período de 17 a 21 de julho de 2004 em  $Wm^{-2}$

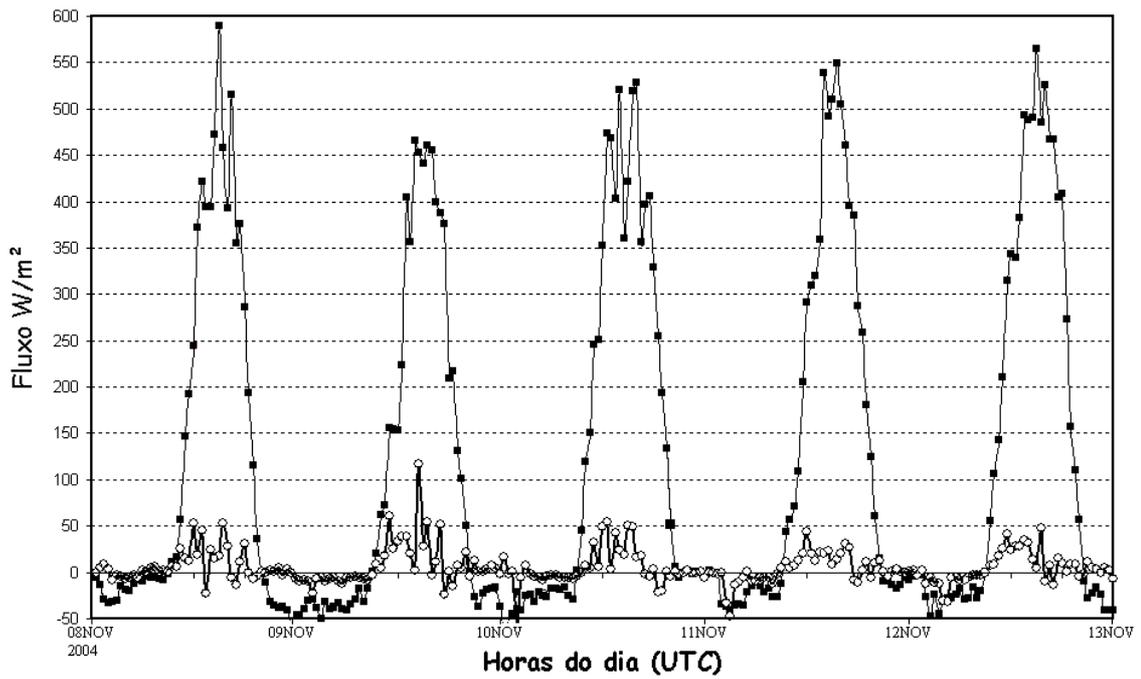


Figura 10 – Fluxos de Calor Latente (circulo aberto) e Calor Sensível (quadrado fechado) observado no período de 08 a 12 de novembro de 2004 em  $Wm^{-2}$

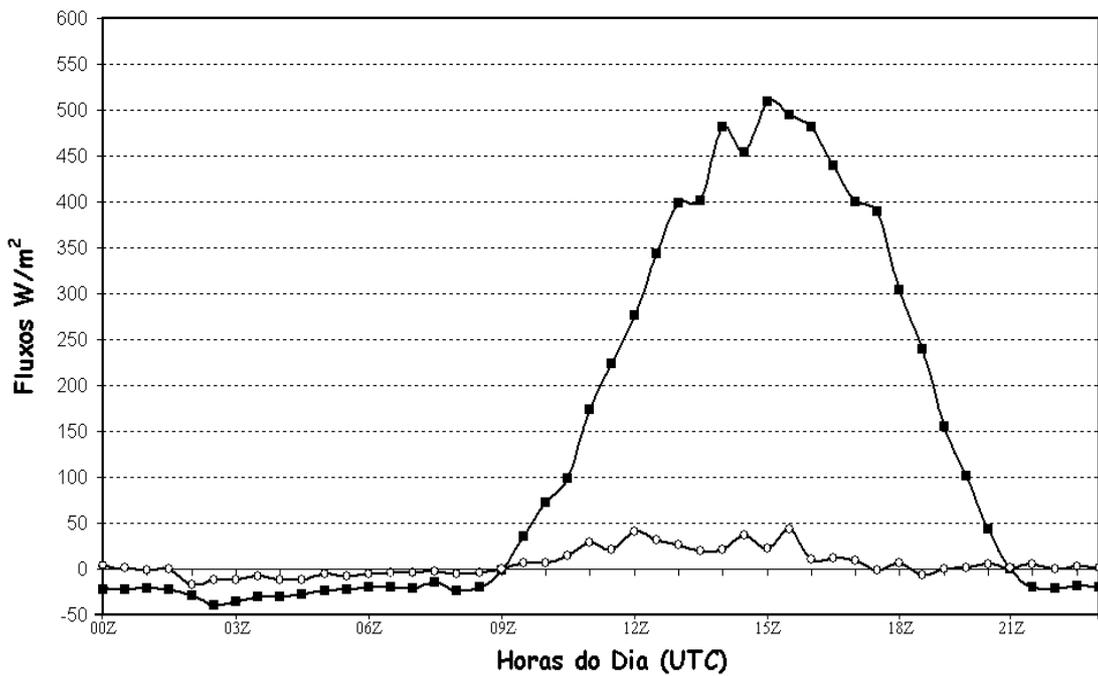


Figura 11 – Média dos Fluxos de Calor Latente (circulo aberto) e Calor Sensível (quadrado fechado) do período de 08 a 12 de novembro de 2004 em  $Wm^{-2}$

## 4.2 Simulações com o modelo BRAMS

As próximas figuras foram criadas a partir das simulações dos fluxos de calor latente e sensível realizadas para o ponto de latitude 9°S e longitude 40°30'W, para os mesmos períodos dos fluxos das observações de campo.

A Figura 12, mostra o ciclo diário, no período de cinco dias, do fluxo de calor latente e sensível, obtidos para o período de 18 a 22 de julho de 1999. Verifica-se a intensidade do fluxo de calor latente ser maior em relação ao fluxo de calor sensível. Os fluxos de calor latente atingem valores máximos variando entre 450 e 500  $\text{Wm}^{-2}$  próximo as 15:00UTC (meio dia local), excetuando no primeiro dia que o máximo não ultrapassou 400  $\text{Wm}^{-2}$ . Verifica-se ainda que a evapotranspiração tende a ser menor nas primeiras horas do dia do que no final da tarde. Para os fluxos de calor sensível, verifica-se a existência de máximos variando entre 170 a 190  $\text{Wm}^{-2}$  próximo as 15:00UTC (meio dia local), excetuando no primeiro dia que o máximo não ultrapassou 140  $\text{Wm}^{-2}$ .

A Figura 13 representa a média dos fluxos, para o período anteriormente descrito, verifica-se um aumento do fluxo de calor latente desde o início da manhã até a proximidade das 16:00UTC (13:00HL), retornando a valores mínimos no final da tarde próximo das 21:00UTC (18:00HL) com valores de cerca de 60  $\text{Wm}^{-2}$  e segue diminuindo suavemente até o início do dia seguinte. Analisando a média do fluxo de calor latente observa-se que a taxa máxima de evapotranspiração média ao longo do dia se verifica as 16:00UTC (13:00HL). O fluxo de calor sensível aumenta sua intensidade desde o início da manhã até chegar ao seu valor máximo as 15:00UTC (meio dia local) retornando a valores mínimos no final da tarde próximo das 19:00UTC (16:00HL), chegando a valores negativos até o início do dia seguinte.

A Figura 14 também representa o ciclo diário como em figura anterior, no período de cinco dias, do fluxo de calor latente e sensível, obtidos para o período de 17 a 21 de julho de 2004. Verifica-se a intensidade do fluxo de calor latente ser menor em relação ao fluxo de calor sensível. O fluxo de calor latente atinge valores máximos variando entre 20 e 40  $\text{Wm}^{-2}$  próximo as 15:00UTC (meio dia local), com um pico de cerca de 70  $\text{Wm}^{-2}$ . Verifica-se ainda que a evapotranspiração tende a ser menor nas primeiras horas do dia que no final da tarde. Nota-se que o máximo do fluxo de calor latente, com o

passar dos dias vai diminuindo de valor, isso pode ser devido à resposta do modelo que tende a evaporar mais rapidamente no primeiro dia de simulação, como uma das formas do processo de ajuste e com o passar do tempo, há uma secagem gradativa das camadas superiores do solo, a evaporação diminui e a temperatura aumenta. Para os fluxos de calor sensível, verifica-se a existência de máximos variando entre 390 a 430  $\text{Wm}^{-2}$  próximo de 15:00UTC (meio dia local).

A Figura 15 representa também a média dos fluxos, para o período anteriormente descrito. Verifica-se um aumento do fluxo de calor latente desde o início da manhã até a proximidade das 15:00UTC (meio dia local), retornando a valores mínimos no final da tarde, próximo as 21:00UTC (18:00HL). Analisando a média do fluxo de calor latente observa-se que a taxa máxima de evapotranspiração média ao longo do dia se verifica nas proximidades das 15:00UTC (meio dia local). O fluxo de calor sensível aumenta sua intensidade no início da manhã até chegar ao seu valor máximo as 15:00UTC (meio dia local) retornando a decrescer rapidamente logo após a ocorrência do máximo até valores próximos ou levemente abaixo de zero durante a noite e a madrugada.

A Figura 16 também mostra o ciclo diário como nas figura anterior, no período de cinco dias, do fluxo de calor latente e sensível, obtidos para o período de 08 a 12 de novembro de 2004. Verifica-se a intensidade do fluxo de calor latente ser menor em relação ao fluxo de calor sensível. O fluxo de calor latente atinge valores máximos pouco superiores a 5  $\text{Wm}^{-2}$ , não podendo determinar o horário de máximo. Verifica-se que com o passar dos dias os valores horários do fluxo de calor latente não aparentam diminuir gradativamente. Verifica-se ainda que a evapotranspiração tende a ser menor nas primeiras horas do dia que no final da tarde. Para os fluxos de calor sensível, verifica-se a existência de máximos variando entre 510 a 550  $\text{Wm}^{-2}$  próximo de 15:00UTC (meio dia local).

A Figura 17 representa novamente a média dos fluxos, para o período a recém descrito. Verifica-se um leve aumento do fluxo de calor latente desde o início da manhã e retornando a valores mínimos no final da tarde, próximo as 20:00UTC (17:00HL). O fluxo de calor sensível aumenta sua intensidade no início da manhã atingindo um valor máximo aproximadamente às 15:00UTC (meio dia local) e tornando a decrescer rapidamente logo após a ocorrência do máximo até valores negativos durante a noite e a madrugada.

Observando a Figura 12, do experimento mais úmido, e a Figura 14, do experimento seco, verifica-se que, assim como nos fluxos observados, a umidade controla a separação em fluxos de calor latente e sensível. Ou seja, quando há mais umidade no solo, o fluxo de calor latente é maior que o fluxo de calor sensível na maioria do período do ciclo diário e quando tem menos umidade no solo, o fluxo de calor latente é menor que o fluxo de calor sensível na maioria do período do ciclo diário.

Verifica-se observando a Figura 14 que o modelo, durante o período de integração tende a diminuir o fluxo de calor latente e conseqüentemente uma taxa de evaporação da superfície inicialmente alta e no decorrer do tempo, tende a cair, isto ocorre provavelmente porque com o passar do tempo, ocorrer uma secagem gradativa das camadas superiores do solo, então a evaporação diminui e a temperatura aumenta.

#### **4.3 Fluxos observados versus simulados**

Verifica-se que os fluxos simulados são bem semelhantes, quanto ao comportamento, pois se verifica que o máximo, quando foi possível verificar, estava localizado no mesmo horário ou nas proximidades, não excedendo uma hora de diferença.

Nota-se nos fluxos observados e simulados, que quanto mais existir umidade no solo, mais o fluxo predominante se torna o fluxo de calor latente e caso contrario se torna o fluxo de calor sensível.

Isolando os máximos diários nos fluxos de calor latente e calor sensível em cada período observado verifica-se que eles têm uma variação sazonal, que de certo modo são acompanhadas com certa restrição pelos máximos isolados dos valores de fluxos de calor latente e sensível simulados.

Nota-se que analisando o ciclo diário do fluxo de calor latente, tanto dos fluxos observados quanto dos simulados, observa-se que a preferência de ocorrência da taxa máxima de evapotranspiração média ao longo do dia se verifica as 15:00UTC (meio dia local), como é melhor apreciado no Quadro 3, que apresenta os fluxos de calor latente e sensível às 15:00 UTC (meio dia local) e mais a razão de Bowen.

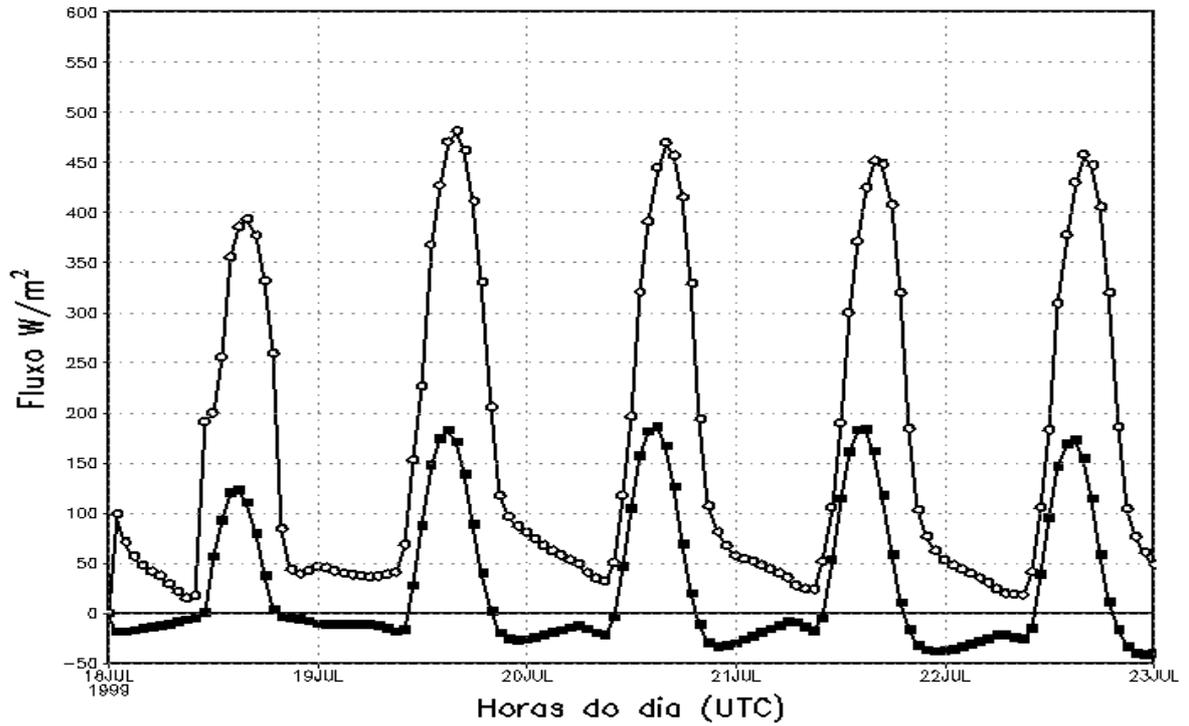


Figura 12 – Fluxos de Calor Latente (circulo aberto), Calor Sensível (quadrado) simulado para o período de 18 a 22 de julho de 1999 para o ponto de latitude 9°S e longitude 40°30'W em Wm<sup>-2</sup>

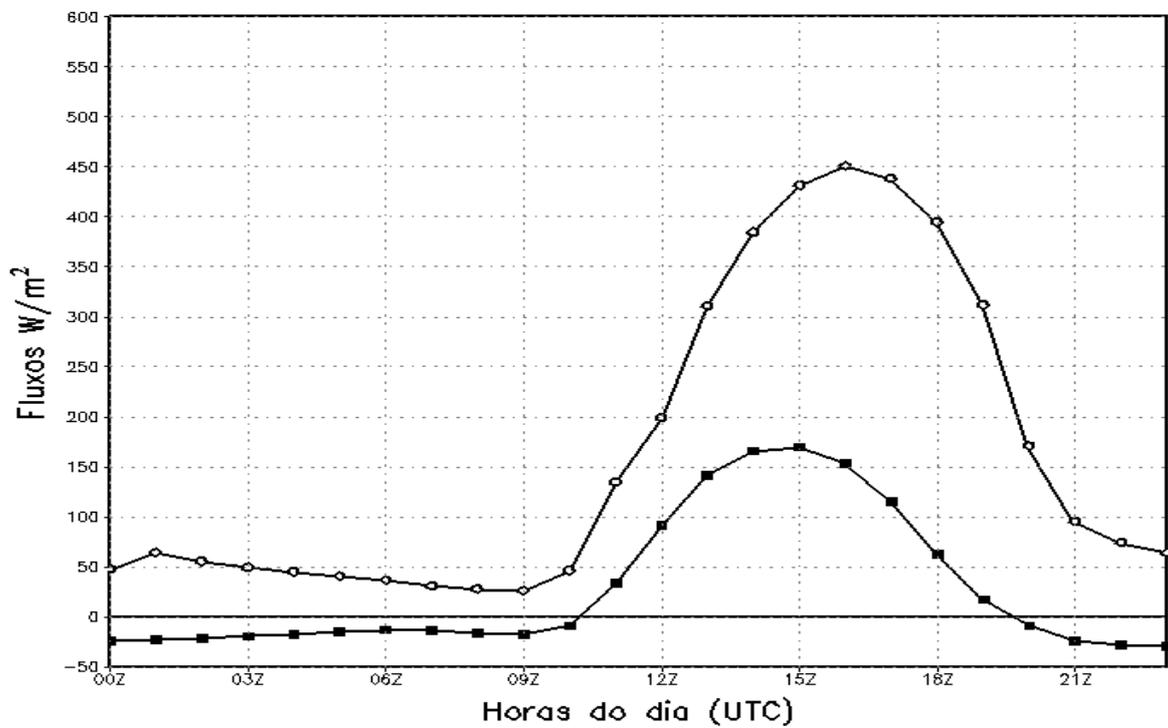


Figura 13 – Média dos Fluxos de Calor Latente (circulo aberto), Calor Sensível (quadrado) do período de 18 a 22 de julho de 1999 para o ponto de latitude 9°S e longitude 40°30'W em Wm<sup>-2</sup>

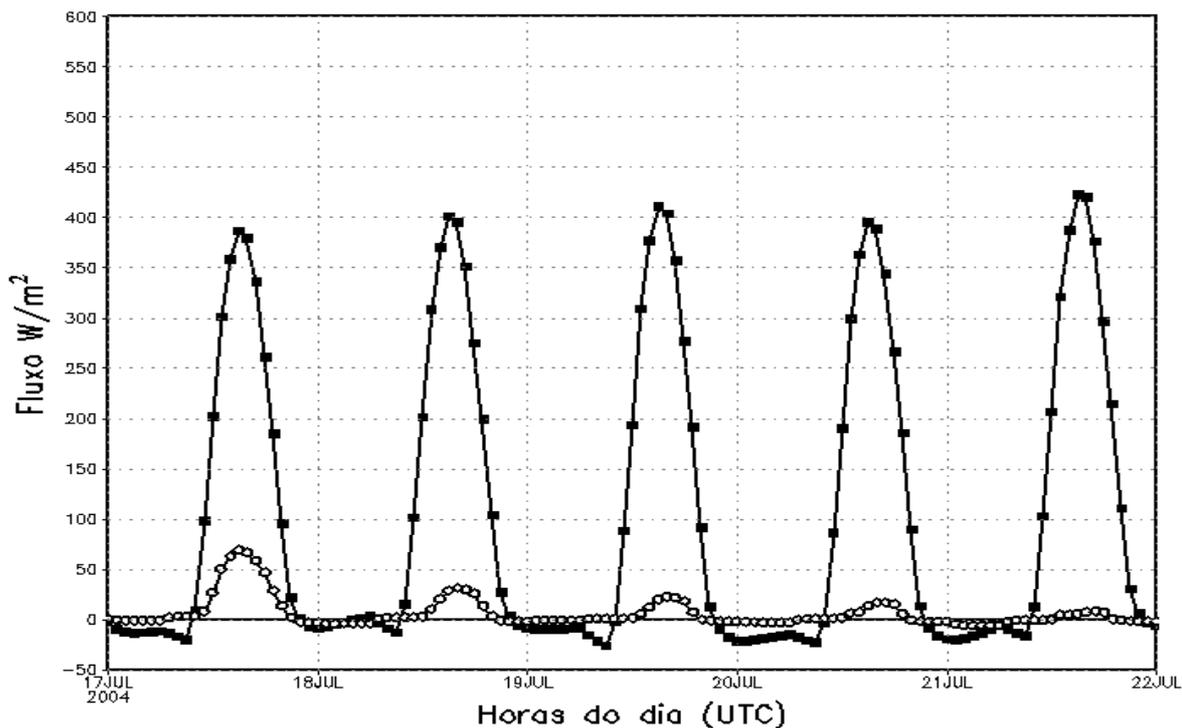


Figura 14 – Fluxos de Calor Latente (circulo aberto), Calor Sensível (quadrado) simulado para o período de 17 a 21 de julho de 2004 para o ponto de latitude  $9^{\circ}S$  e longitude  $40^{\circ}30'W$  em  $Wm^{-2}$

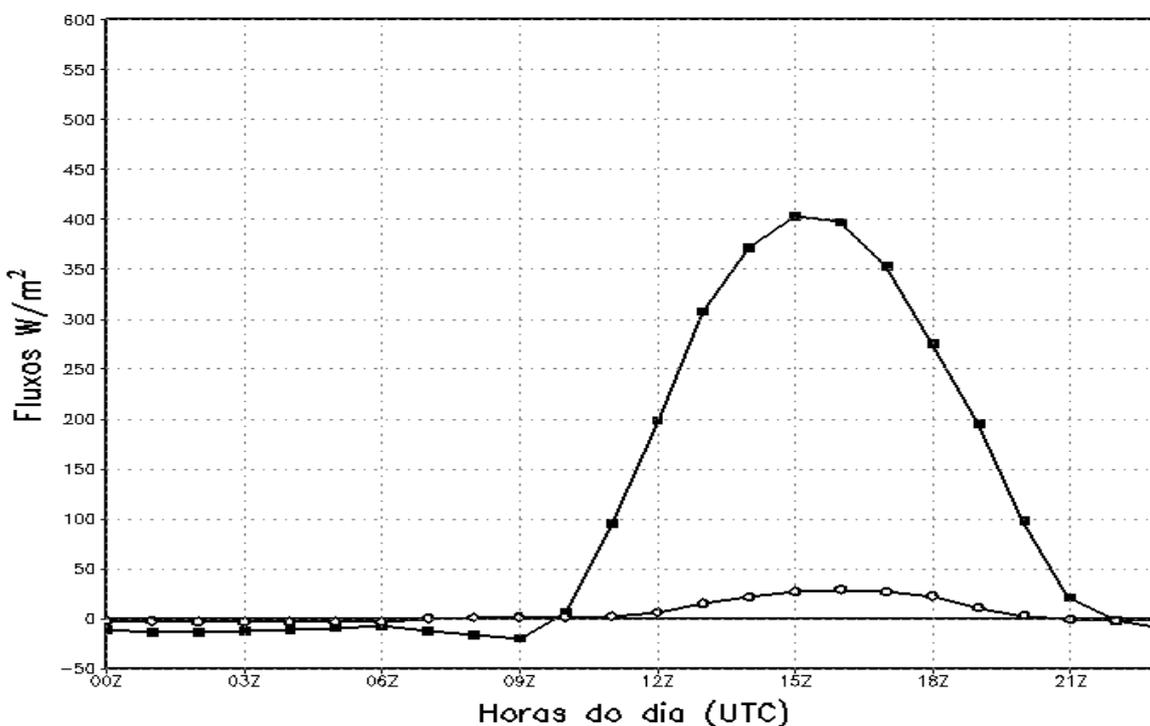


Figura 15 – Média dos Fluxos de Calor Latente (circulo aberto), Calor Sensível (quadrado) do período de 17 a 21 de julho de 2004 para o ponto de latitude  $9^{\circ}S$  e longitude  $40^{\circ}30'W$  em  $Wm^{-2}$

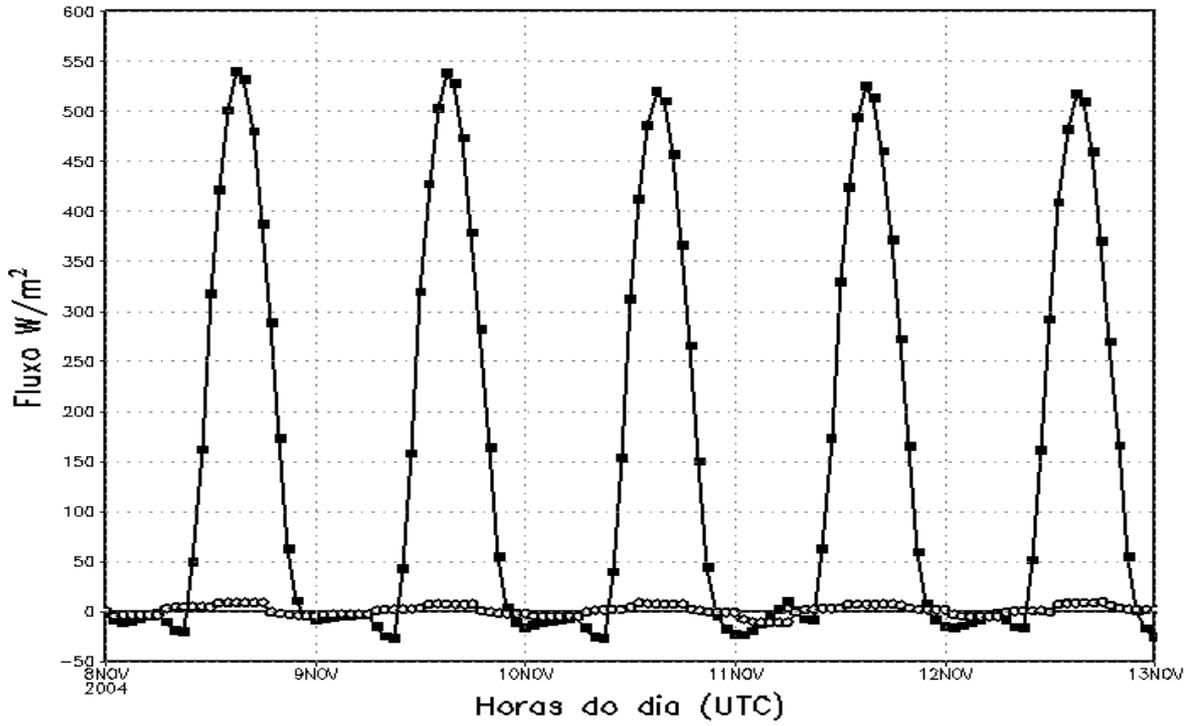


Figura 16 – Fluxos de Calor Latente (circulo aberto), Calor Sensível (quadrado) simulado para o período de 08 a 12 de novembro de 2004 para o ponto de latitude  $9^{\circ}S$  e longitude  $40^{\circ}30'W$  em  $Wm^{-2}$

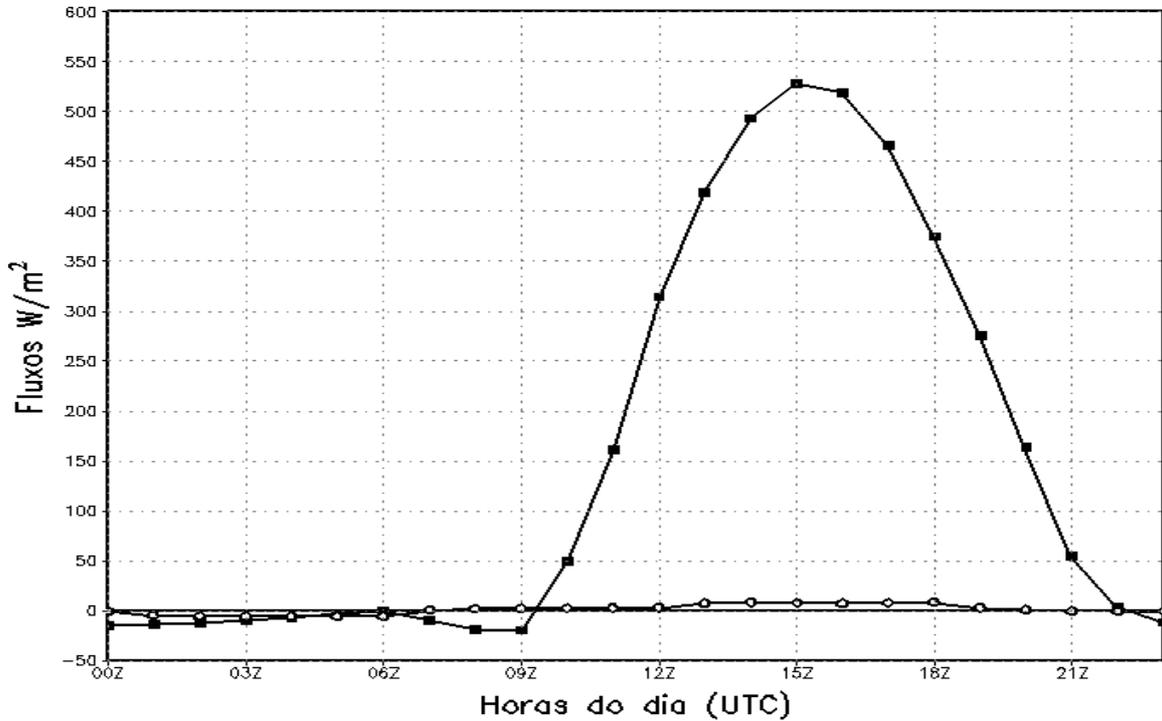


Figura 17 – Média dos Fluxos de Calor Latente (circulo aberto), Calor Sensível (quadrado) do período de 08 a 12 de novembro para o ponto de latitude  $9^{\circ}S$  e longitude  $40^{\circ}30' W$  em  $Wm^{-2}$

Quadro 3: Resumo dos valores máximos dos fluxos de calor latente e sensível às 15:00 UTC (meio dia local) e mais a razão de Bowen para os fluxos observados e simulados.

	Experimento 1		Experimento 2		Experimento 3	
	Observado	Simulado	Observado	Simulado	Observado	Simulado
H(Wm <sup>-2</sup> )	45	170	310	400	500	520
LE(Wm <sup>-2</sup> )	450	450	60	30	30	15
β (H/LE)	0,1	0,38	5,17	13,34	16,67	34,67

#### 4.4 Variação espacial – ponto central menos média na Grade 2

As próximas figuras mostram as diferenças dos valores de fluxo de calor latente e calor sensível entre os valores referentes ao ponto de latitude 9°S e longitude 40°30'W e a média na área localizada que se estende da latitude de 7°30' até 10°30'S e longitude de 39° até 42°W na Grade 2, no período de cinco dias.

Na Figura 18 verifica-se, para o período de 18 a 22 de julho de 1999, que a diferença do fluxo de calor latente variou entre -20 e 37 Wm<sup>-2</sup>. Nota-se que o valor mínimo se localiza nas proximidades das 12:00UTC (10:00HL), com valores entre -20 e -10 Wm<sup>-2</sup> e nota-se também que a maioria dos valores são valores negativos, exceto nos dois primeiros dias, que foi causado provavelmente pela intensa evaporação ao iniciar o modelo e também a influência de advecção de umidade advinda, provavelmente, do Rio São Francisco, que é próximo da localidade. Indica-se que o fluxo de calor latente no ponto foi menor que na área, para a maioria dos horários simulados.

Verifica-se nessa figura, também, que a diferença do fluxo de calor sensível variou entre -33 e 6 Wm<sup>-2</sup>. Observa-se que o valor mínimo se localiza nas proximidades das 15:00UTC (meio dia local), com valores entre -33 e -23 Wm<sup>-2</sup> e nota-se a existência de algo semelhante a um ciclo diário em que os valores ficam acima de -5 Wm<sup>-2</sup> desde o início da noite até as primeiras horas do dia seguinte, chegando a diferença máxima em favor da área, como dito anteriormente, nas proximidades das 15:00UTC (meio dia local). A maioria dos valores é negativa, indicando que o fluxo de calor sensível no ponto foi

menor que na área, para a maioria dos horários simulados, o que quer dizer que a área está mais quente que o ponto.

Na Figura 19 verifica-se, para o período de 17 a 21 de julho de 2004, que a diferença do fluxo de calor latente variou entre  $-10$  e  $3 \text{ Wm}^{-2}$ . Nota-se uma predominância de valores negativos e que seu valor mínimo diário esteve entre  $-10$  e  $-7 \text{ Wm}^{-2}$ . Indica-se que o fluxo de calor latente no ponto foi menor que na área, para a maioria dos horários simulados.

Verifica-se nessa figura, também, que a diferença do fluxo de calor sensível variou entre  $-29$  e  $7 \text{ Wm}^{-2}$ . Observa-se que o valor mínimo se localiza nas proximidades das 15:00UTC (meio dia local), com valores entre  $-29$  e  $-24 \text{ Wm}^{-2}$  e nota-se também a existência de algo semelhante a um ciclo diário em que os valores ficam acima de  $-5 \text{ Wm}^{-2}$  desde o início da noite até as primeiras horas do dia seguinte, chegando a diferença máxima em favor da área, como dito anteriormente, nas proximidades das 15:00UTC (meio dia local). A maioria dos valores é negativa, indicando que o fluxo de calor sensível no ponto foi menor que na área, para a maioria dos horários simulados, o que quer dizer que a área está mais quente que o ponto.

Na Figura 20 verifica-se, para o período de 08 a 12 de novembro de 2004, que a diferença do fluxo de calor latente variou entre  $-11$  e  $2 \text{ Wm}^{-2}$ . Nota-se uma predominância de valores negativos e que seu valor mínimo diário esteve entre  $-11$  e  $-7 \text{ Wm}^{-2}$ . Indica-se que o fluxo de calor latente no ponto foi menor que na área, para a maioria dos horários simulados.

Verifica-se nessa figura, também, que a diferença do fluxo de calor sensível variou entre  $-34$  e  $8 \text{ Wm}^{-2}$ . Observa-se que o valor mínimo se localiza nas proximidades das 15:00UTC (meio dia local), com valores entre  $-34$  e  $-21 \text{ Wm}^{-2}$  e nota-se também a existência de algo semelhante a um ciclo diário em que os valores ficam acima de  $-7 \text{ Wm}^{-2}$  desde o início da noite até as primeiras horas do dia seguinte, chegando a seu máximo valor, como dito anteriormente, nas proximidades das 15:00UTC (meio dia local). A maioria dos valores é negativa, indicando que o fluxo de calor sensível no ponto foi menor que na área, para a maioria dos horários simulados, o que quer dizer que a área está mais quente que o ponto.

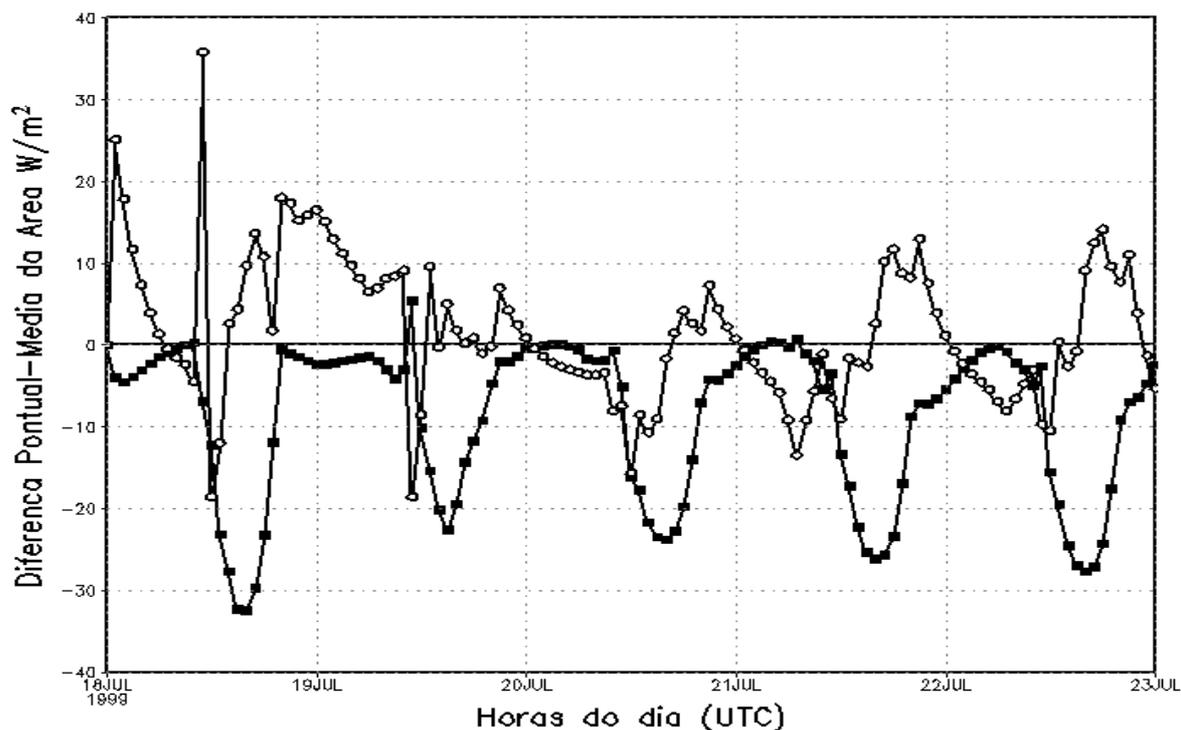


Figura 18 – Diferença dos fluxos de calor latente (circulo aberto) e calor sensível (quadrado fechado) entre os valores referente ao ponto ( $9^{\circ}S$ ,  $40^{\circ}30'W$ ) e a média na área da Grade 2 para o período de 18 a 22 de julho de 1999 em  $Wm^{-2}$

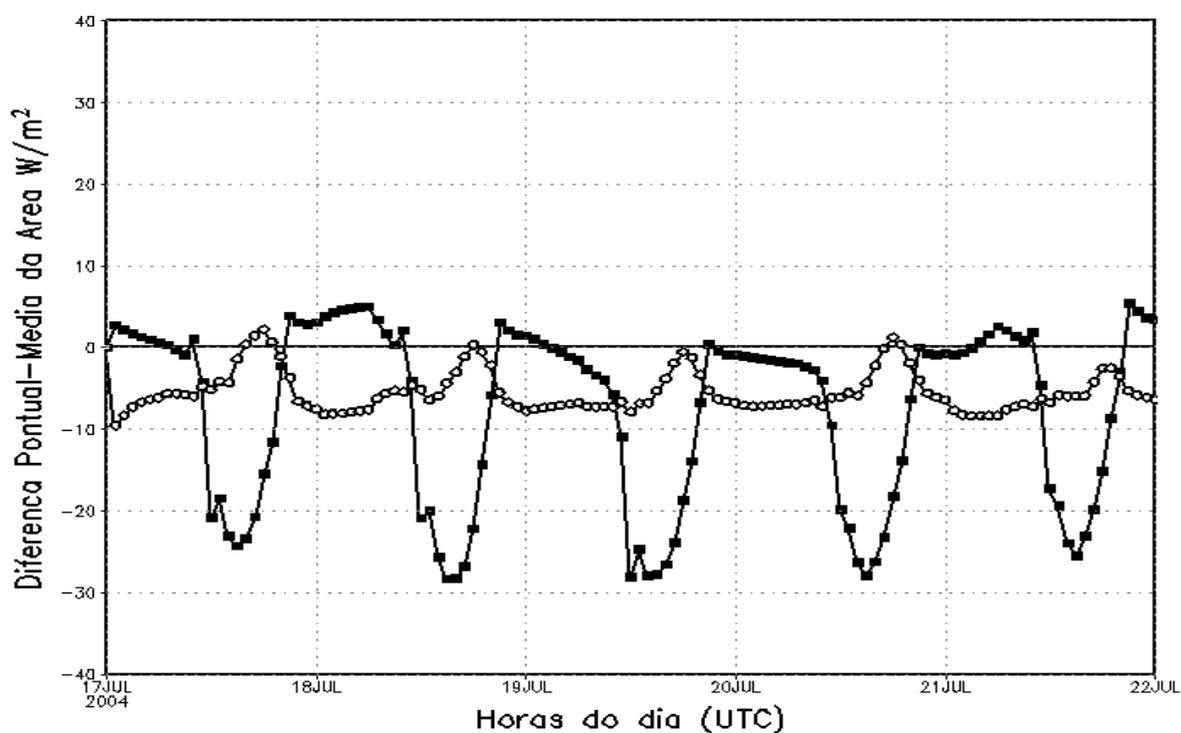


Figura 19 – Diferença dos fluxos de calor latente (circulo aberto) e calor sensível (quadrado fechado) entre os valores referente ao ponto ( $9^{\circ}S$ ,  $40^{\circ}30'W$ ) e a média na área da Grade 2 para o período de 17 a 21 de julho de 2004 em  $Wm^{-2}$

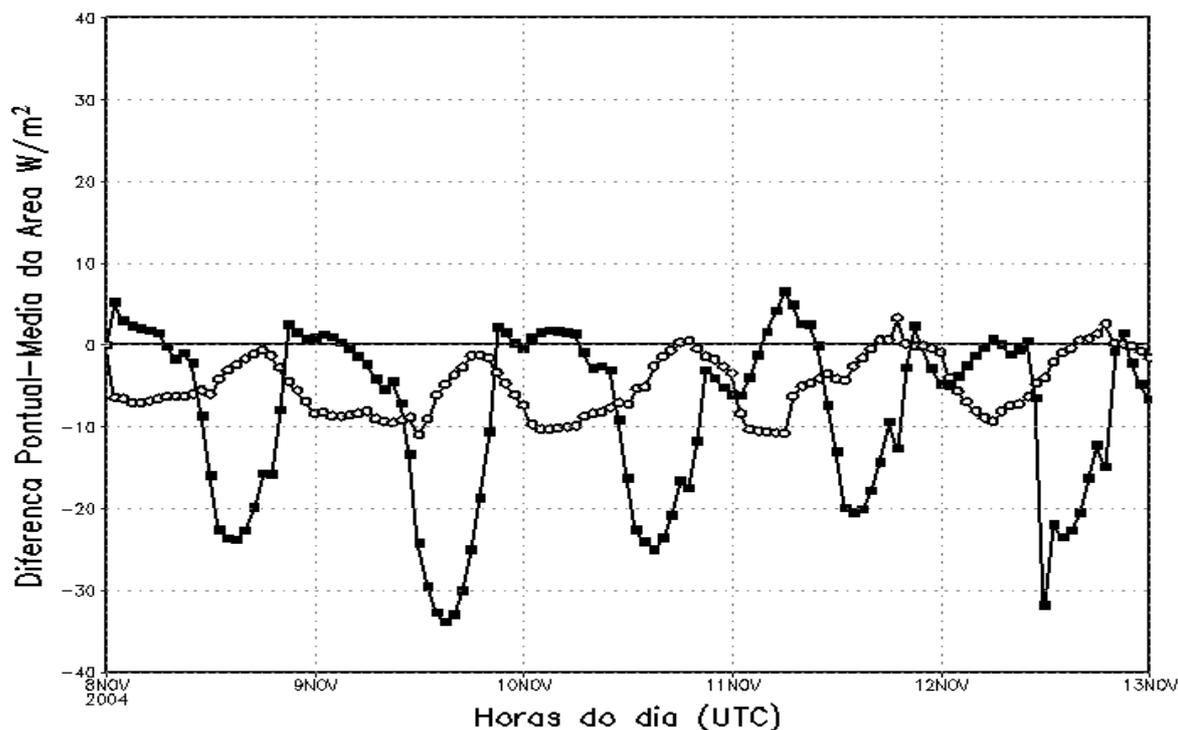


Figura 20 – Diferença dos fluxos de calor latente (círculo aberto) e calor sensível (quadrado fechado) entre os valores referente ao ponto (9°S, 40°30'W) e a média na área da Grade 2 para o período de 08 a 12 de novembro de 2004 em  $Wm^{-2}$

#### 4.5 Balanço de Energia Simulado

As próximas figuras mostram o balanço de energia médio para o período de cinco dias, incluindo o fluxo de calor latente, calor sensível, fluxo de calor no solo e saldo de radiação. Nessas figuras é válido o que foi considerado anteriormente na sessão 4.2, que por questão de redundância foi removido as análises do fluxo de calor latente e sensível do trabalho.

A Figura 21 mostra o balanço de energia médio para o período de 18 a 22 de julho de 1999. Nessa figura verifica-se um leve aumento do fluxo do saldo de radiação desde o início da manhã até as proximidades das 09:00UTC (06:00HL) e tendo um grande aumento até as 15:00UTC (meio dia local), quando atinge seu máximo, com valor de aproximadamente  $590 Wm^{-2}$ , retornando a valores mínimos no final da tarde, próximo as 20:00UTC (17:00HL). O fluxo de calor do solo aumenta sua intensidade no início da manhã atingindo um valor máximo aproximadamente as 12:00UTC (09:00HL) com valor

de aproximadamente  $80 \text{ Wm}^{-2}$  e tornando a decrescer logo após a ocorrência do máximo até as 14:00UTC (11:00HL) quando atinge o valor de zero.

A Figura 17 mostra o balanço de energia médio para o período de 17 a 21 de julho de 2004. Nessa figura verifica-se, assim como na figura anterior, um suave aumento do fluxo do saldo de radiação desde o início da manhã até as proximidades das 09:00UTC (06:00HL) e tendo um grande aumento até as 15:00UTC (meio dia local), quando atinge seu máximo, com valor de aproximadamente  $500 \text{ Wm}^{-2}$ , retornando a valores mínimos no final da tarde, próximo as 20:00UTC (17:00HL). O fluxo de calor do solo apresenta um comportamento semelhante ao da figura anterior, ou seja, aumenta sua intensidade no início da manhã atingindo um valor máximo aproximadamente as 12:00UTC (09:00HL) com valor de aproximadamente  $110 \text{ Wm}^{-2}$  e descendo lentamente logo após a ocorrência do máximo até as 18:00UTC (15:00HL) quando atinge o valor de zero.

A Figura 23 mostra o balanço de energia médio para o período de 08 a 22 de novembro de 2004. Nessa figura verifica-se, como na figura anteriormente vista, um leve aumento do fluxo do saldo de radiação desde o início da manhã até as proximidades das 09:00UTC (06:00HL) e tendo um grande aumento até as 15:00UTC (meio dia local) quando atinge o seu máximo com valores de aproximadamente  $610 \text{ Wm}^{-2}$ , retornando a valores mínimos no final da tarde, pouco após as 20:00UTC (17:00HL). O fluxo de calor do solo, como na figura anterior, aumenta sua intensidade no início da manhã atingindo um valor máximo aproximadamente agora as 11:00UTC (08:00HL) com valor de aproximadamente  $110 \text{ Wm}^{-2}$  e descendo lentamente logo após a ocorrência do máximo até as 18:00UTC (15:00HL) quando atinge o valor de zero.

Verifica-se em todas as figuras que durante a noite que não existe radiação solar, então o saldo de radiação se torna negativo, significando que a superfície perde calor radiativamente na noite. Para conservar um balanço, o calor sensível é transferido para superfície (mais fria) do ar (mais quente) e das camadas mais profundas do solo.

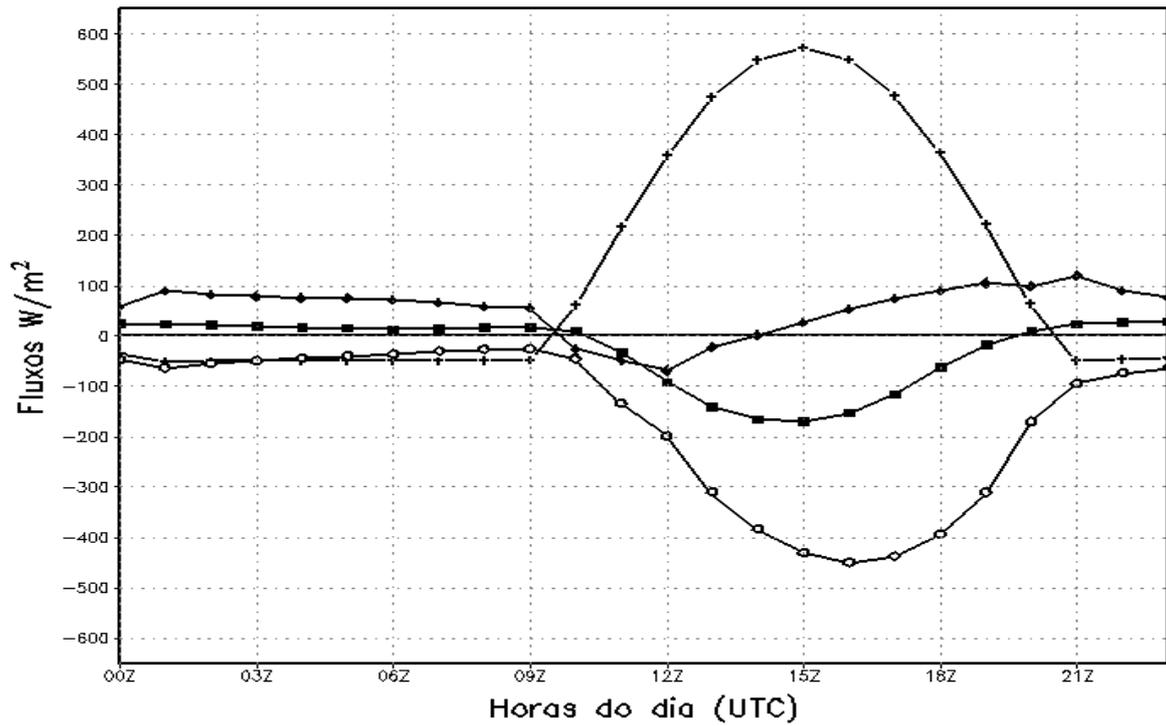


Figura 21 – Média dos Fluxos de Calor Latente (círculo aberto), Calor Sensível (retângulo), Calor no Solo (losango), saldo de radiação (cruz) do período de 18 a 22 de julho de 1999 para o ponto de latitude 9°S e longitude 40°30'W em  $Wm^{-2}$

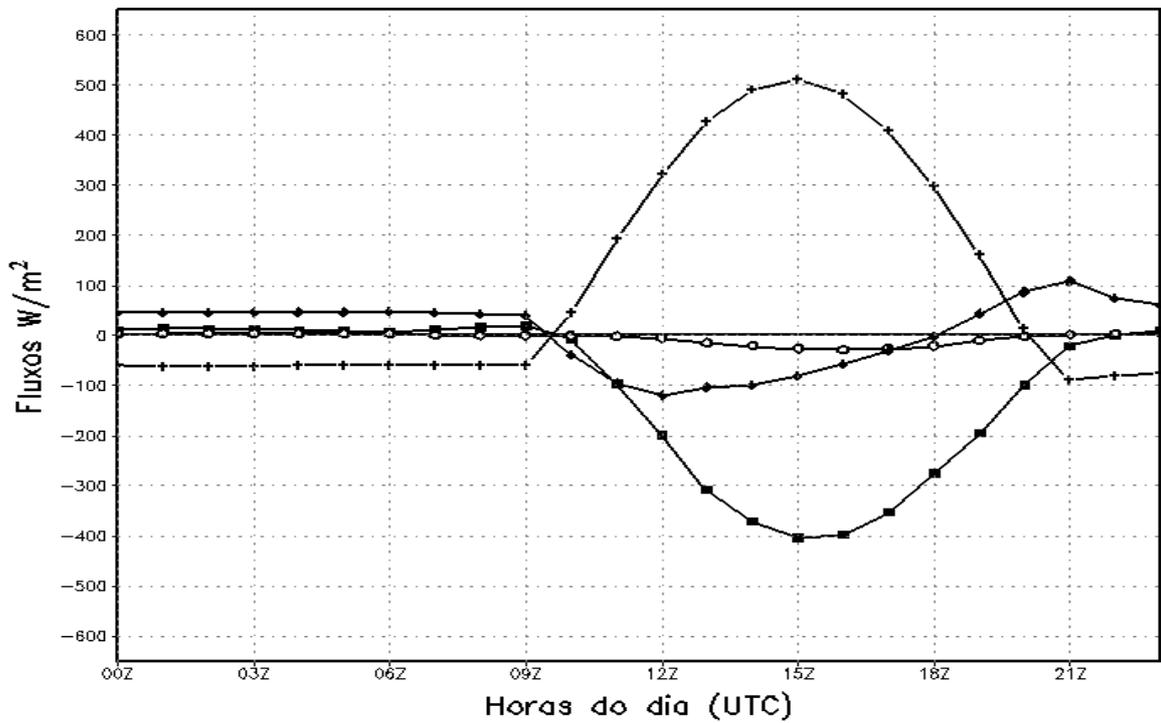


Figura 22 – Média dos Fluxos de Calor Latente (círculo aberto), Calor Sensível (retângulo), Calor no Solo (losango), saldo de radiação (cruz) do período de 17 a 21 de julho de 2004 para o ponto de latitude 9°S e longitude 40°30'W em  $Wm^{-2}$

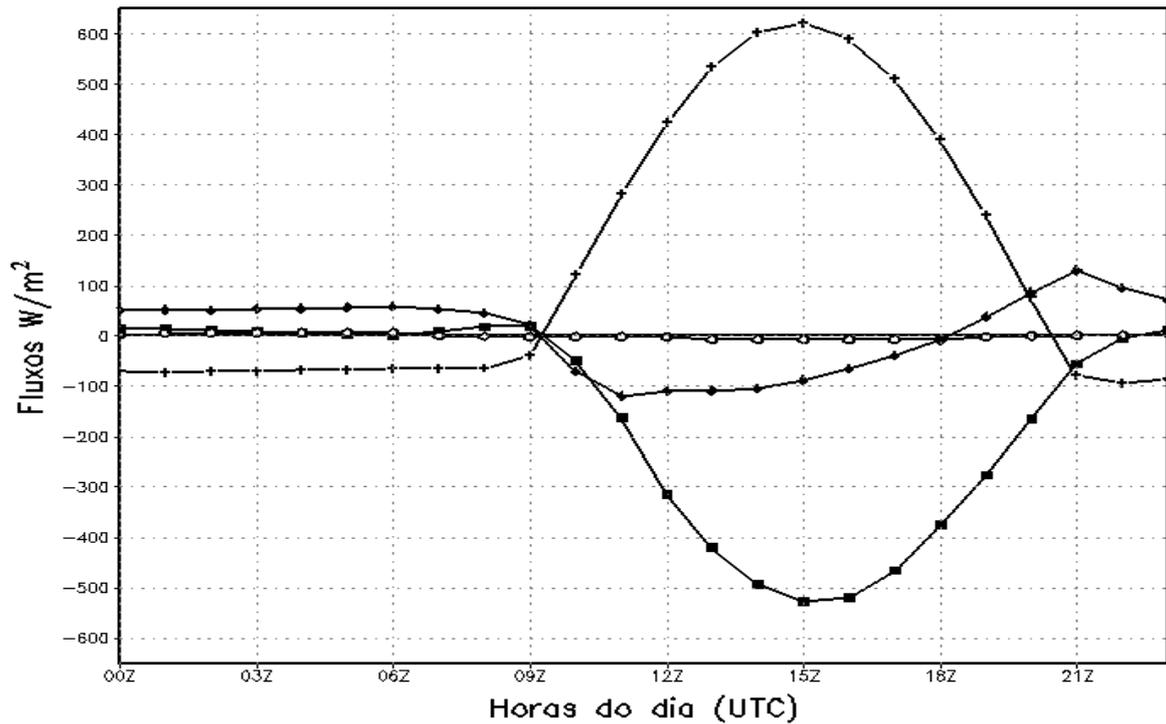


Figura 23 – Média dos Fluxos de Calor Latente (círculo aberto), Calor Sensível (retângulo), Calor no Solo (losango), saldo de radiação (cruz) do período de 08 a 12 de novembro de 2004 para o ponto de latitude 9°S e longitude 40°30' W em  $Wm^{-2}$

#### 4.6 Evapotranspiração Simulada

A Figura 24 mostra a evapotranspiração real diária simulada para os meses de julho e novembro de 2004 para a Grade 2. Nesta figura pode-se notar em destaque a alta evapotranspiração sobre a barragem de Sobradinho na região do médio São Francisco.

Na Figura 24a referente a evapotranspiração real diária simulada para o mês de julho de 2004 nota-se que nas redondezas da barragem e leito do rio, valores superiores a 0,5mm/dia chegando até a valores próximos de 7,0 mm/dia e na área ao redor observa-se valores inferiores a 0,5mm/dia. Verifica-se também a forte influencia da evapotranspiração, servindo como fonte de umidade nas localidades próximas ao leito do rio São Francisco no início do período seco do NEB.

A Figura 24b referente a evapotranspiração real diária simulada para o mês de novembro de 2004 nota-se que nas proximidades da barragem e leito do rio a existência assim como na figura anterior de valores superiores a 0,5 mm/dia, porém um pouco abaixo

que a figura anterior com valores próximos de 6,5 mm/dia e na área ao redor nota-se valores inferiores a 0,5mm/dia. Verifica-se também, ainda, a forte influencia da evapotranspiração, servindo como fonte de umidade em certos setores nas localidades próximas ao leito do rio São Francisco no período seco do NEB.

Verifica-se uma diferença média entre os dois períodos de cerca de 0,5 mm/dia, já que o valor máximo observado para o primeiro período foi próximo a 7,0 mm/dia e no segundo período foi próximo a 6,5 mm/dia, além do desaparecimento de boa parte da evapotranspiração sobre o leito do rio, área de influencia da barragem e alguns casos que apareciam no primeiro período quando se compara com o segundo.

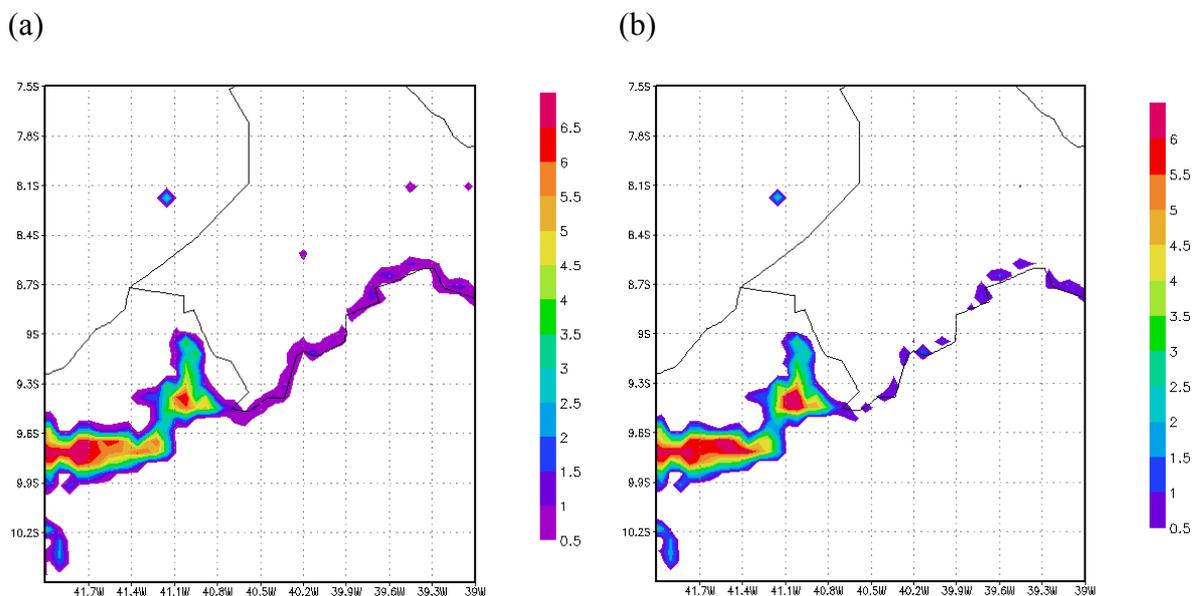


Figura 24 – Evapotranspiração (mm/dia) média na Grade 2 a) para o período de 17 a 21 de julho de 2004 e b) para o período de 08 a 12 de novembro de 2004

#### 4.7 Advecção Simulada

As Figuras 25 e 26 tratam da advecção média de umidade e temperatura às 15:00UTC (meio dia local) para o período de 17 a 21 de julho de 2004 (Figura 25) e 08 a 12 de novembro de 2004 (Figura 26) para a área coberta pela Grade 2. As Figuras 25a e 26a indicam a advecção de umidade e as Figuras 25b e 26b indicam a advecção de temperatura.

Verifica-se, observando a Figura 25a existência de núcleos de advecção de umidade positiva e negativa, os núcleos positivos indicam acréscimo de umidade para a região e os núcleos negativos indicam decréscimo. Sobre a barragem de Sobradinho a advecção atinge valores entre 0,4 a 0,8  $\text{g.kg}^{-1}.\text{h}^{-1}$  já a leste deste atinge valores superiores a 1,0  $\text{g.kg}^{-1}.\text{h}^{-1}$  intercalado por valores negativos de 0,2 a 0,4  $\text{g.kg}^{-1}.\text{h}^{-1}$ . Essas localizações próximas umas às outras, possivelmente, revelam efeitos gerados por circulações locais tipo vale-montanha e brisa lacustre dada à presença do lago e da forma orográfica da região (Figura 5).

Observando a Figura 25b nota-se a existência de dois núcleos mais significativos, positivo e negativo, na área. O núcleo positivo indica advecção de ar quente para região e o núcleo negativo advecção fria. A leste do lago a advecção atinge valores negativos até superiores a  $6^{\circ}\text{C.h}^{-1}$  e logo em seguida tendo valores positivos entre 1 a  $4^{\circ}\text{C.h}^{-1}$ . Observa-se também, como no caso da advecção de umidade, o efeito gerado pela circulação local vale-montanha.

Observando a Figura 26a verifica-se a existência de núcleos de advecção de umidade positiva e negativa, assim como na Figura 25a. Sobre o lago a advecção atinge valores entre 0,2 a 0,8  $\text{g.kg}^{-1}.\text{h}^{-1}$  já a leste deste atinge valores superiores a 0,8  $\text{g.kg}^{-1}.\text{h}^{-1}$  intercalado por alguns valores negativos de 0,1 a 0,3  $\text{g.kg}^{-1}.\text{h}^{-1}$ . O posicionamento desses núcleos próximos uns aos outros, possivelmente, revelam efeitos gerados por circulações locais tipo vale-montanha e brisa lacustre dada a presença do lago e da forma orográfica da região (Figura 5).

Observando a Figura 26b nota-se a existência de dois núcleos mais significativos, positivo e negativo, na área, como na Figura 25b. A leste do lago a advecção atinge valores negativos inferiores a  $-7^{\circ}\text{C.h}^{-1}$  e logo em seguida tendo valores positivos superiores a  $3^{\circ}\text{C.h}^{-1}$ , assim como na Figura 25b, observa-se o efeito gerado pela circulação local vale-montanha.

Apesar das limitações impostas ao modelo BRAMS com a inicialização homogênea da umidade do solo, este foi capaz de reproduzir, relativamente bem, padrões referentes às condições fisiográficas da região. Uma discussão mais aprofundada da questão requer maiores análises de outros elementos meteorológicos e da circulação local, o que foge aos objetivos da presente pesquisa. Entretanto, caracteriza-se como um importante tema a ser investigado em trabalhos futuros.

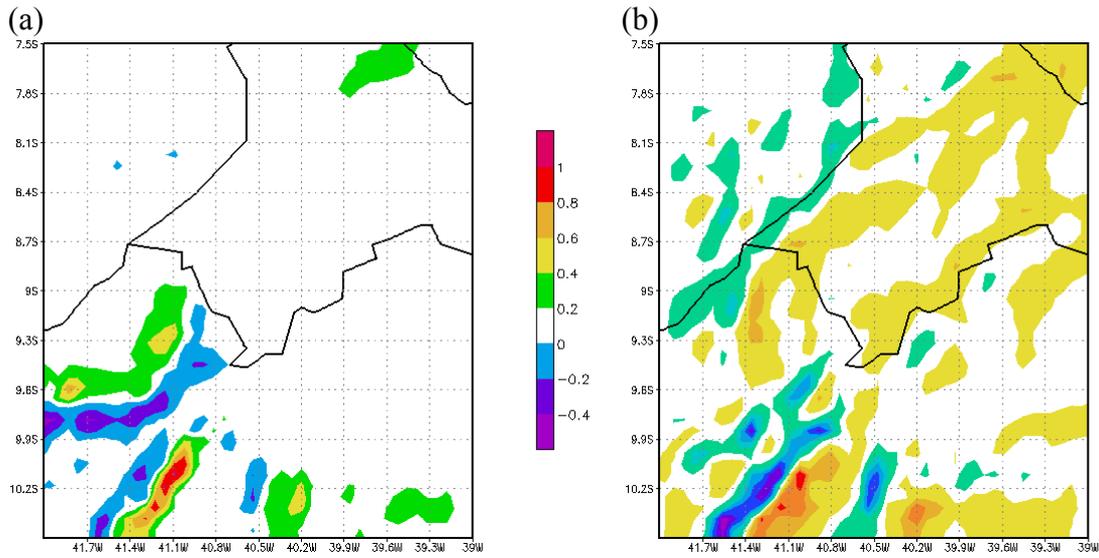


Figura 25 – Advecção média na Grade 2 às 15:00UTC para o período de 17 a 21 de julho de 2004 de: a)advecção de umidade ( $\text{g.kg}^{-1}.\text{h}^{-1}$ ) b) advecção de temperatura ( $^{\circ}\text{C}.\text{h}^{-1}$ )

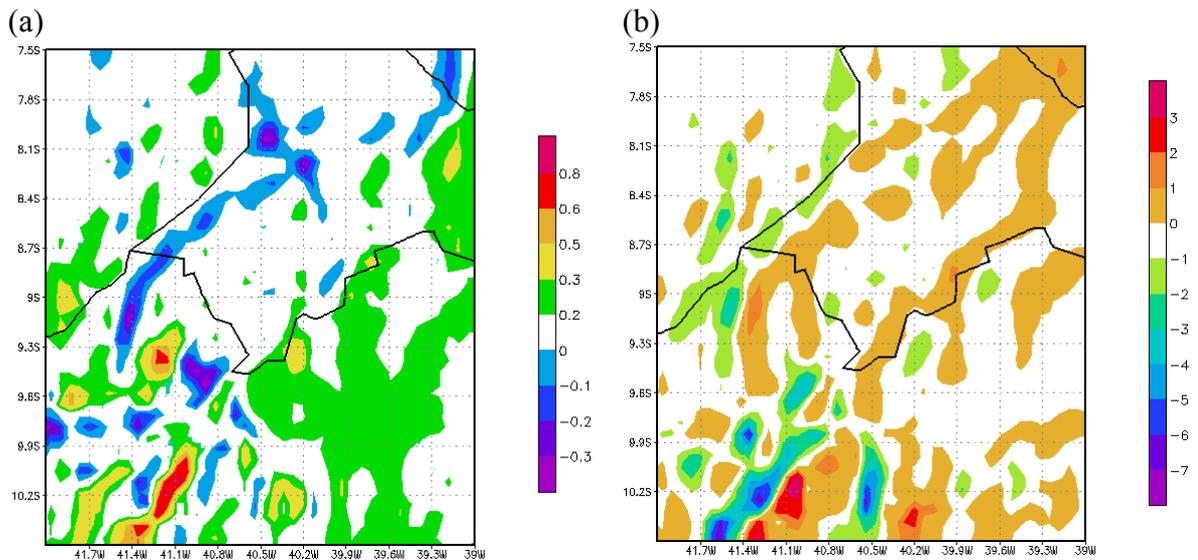


Figura 26 – Advecção média na Grade 2 às 15:00UTC para o período de 08 a 12 de novembro de 2004 de: a)advecção de umidade ( $\text{g.kg}^{-1}.\text{h}^{-1}$ ) b) advecção de temperatura ( $^{\circ}\text{C}.\text{h}^{-1}$ )

## 5. CONCLUSÕES E SUGESTÕES

Com base nos resultados obtidos, têm-se como principais conclusões:

Os fluxos simulados representam bem os fluxos observados, já que se assemelham, quanto ao comportamento e ao fato do máximo se localizar no mesmo horário.

O balanço de energia na superfície tem um comportamento de ciclo diário em todos os seus componentes, com máximo ocorrendo até as 18:00UTC (15:00HL), com exceção do fluxo de calor no solo, que é bem antes deste horário mas também obedecendo um ciclo diário. Todos os valores tendo valores mínimos durante o início do dia e final da tarde.

A evapotranspiração real influencia fortemente no clima da região, atuando como fonte de umidade nas localidades próximas ao leito do rio São Francisco nos períodos secos do NEB.

A distribuição da advecção média de umidade às 15:00UTC (meio dia local) para a área coberta pela Grade 2 mostra a existência de núcleos de advecção úmida positiva e negativa sobre a barragem de Sobradinho em relação a região circunvizinha e regiões topográficas, revelando, possivelmente, efeitos gerados por circulações locais tipo brisa lacustre e vale-montanha.

Já a distribuição da advecção média de temperatura às 15:00UTC (meio dia local) para a área coberta pela Grade 2 mostra também a existência de dois núcleos mais significativos, positivo e negativo, na área, provavelmente relacionado a topografia da região onde se localiza, possivelmente revelando também, como no caso da advecção de umidade, o efeito gerado pela circulação local vale-montanha.

Mesmo com as limitações impostas ao modelo BRAMS com a inicialização homogênea da umidade do solo, este foi capaz de reproduzir, relativamente bem, padrões referentes às condições fisiográficas da região.

Sugestões para melhoramentos ou trabalhos futuros:

Realizar a pesquisa para períodos mais longos, incluindo períodos chuvosos e que tenham disponibilidade de observações.

Verificar a melhoria realizada nas simulações, a partir da inserção no modelo de dados reais de umidade do solo.

Contestar os resultados obtidos neste trabalho, analisando outros elementos meteorológicos e da circulação local.

Testar o impacto da barragem sobre o clima local, realizando simulações com a barragem e sem barragem.

## 6. REFERÊNCIAS

ADEGOKE, J. O. *et al.* Impact of irrigation on midsummer surface fluxes and temperature under dry synoptic conditions: a regional atmospheric model study of the U.S. high plains. **Monthly Weather Review**, [S.l.], v. 131, n. 3, p. 556–564. 2003.

ALADOS, I. *et al.* Relationship between net radiation and solar radiation for semi-arid shrub-land. **Agricultural and Forest Meteorology**, [S.l.], v. 116, p. 221-227. 2003.

ALVES, A.V. **Balço de radiação e energia em um cultivo de melão**. 1997. 95f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande, 1997.

AOUAD, M. S. Clima da caatinga. In: I SIMPÓSIO SOBRE CAATINGA E SUA EXPLORAÇÃO RACIONAL, 1984, Feira de Santana, **Anais...**, Brasília: EMBRAPA – DDT, 1986. p. 37 – 48.

AVISSAR, R.; MAHRER, Y. Mapping frost-sensitive area with a three-dimensional local-scale numerical model. Part 1: Physical and numerical aspects. **Journal of Applied Meteorology**, [S.l.], p. 400-413, 1998.

AVISSAR, R.; PIELKE, R. A. A parameterization of heterogeneous land surfaces for atmospheric numerical models and its impact on regional meteorology. **Monthly Weather Review**, [S.l.], v. 117, n. 10, p. 2113-2136. 1989.

AYOADE, J. O. **Introdução à climatologia para os trópicos**. 4. ed. Rio de Janeiro. Bertrand Brasil, 1996. 332p.

CARLSON, T. N.; GIULLIES, R. R.; PERRY, E. M. A method to make use of thermal infrared temperature and NDVI measurements to infer surface soil water content and fractional vegetation cover. **Remote Sensing Reviews**, [S.l.], v. 9, p. 161-173. 1994.

CAVALCANTI, E.P. **Teor e transporte de vapor d'água na atmosfera do Nordeste do Brasil**. Campina Grande. 2001. 115f. Tese (Doutorado em Recursos Naturais) – Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande, 2001.

CHEN, C.; COTTON, W. R. A one-dimensional simulation of the stratocumulus-capped mixed layer. **Boundary Layer Meteorology**, Dordrecht, n. 25, p. 289-321, 1983.

CHEN, C.; COTTON, W. R. the physics of the marine stratocumulus-capped mixed layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, Boston, AMS, v. 44, n. 20, p. 2951-2977, 1987.

CHEN, X.; HU, Q. Groundwater influences on soil moisture and surface evaporation. **Journal of Hydrology**, [S.l.], v. 297, p. 285-300, 2004.

COTTON, W.R. *et al.* RAMS 2001: current status and future directions. **Meteorology and Atmospheric Physics**, [S.l.], v. 82. p. 5-25, 2003.

EASTMAN, J. L.; PIELKE, R. A.; MCDONALD, D. J. Calibration of soil Moisture for large-eddy simulation over the FIFE area. **Journal of the Atmospheric Sciences**, [S.l.], v. 55, n. 7, p. 1131-1140, 1998.

FEITOSA, J. R. P. **Balço de energia e evapotranspiração em área de pastagem e de floresta densa na Amazônia Central**. 1996. 95f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande, 1996.

GRELL, G. Semiprognostic tests of cumulus parametrizations schemes in the middle latitudes. **Monthly Weather Review**, [S.l.], v. 119, p. 5-31, 1993.

HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in northeast Brazil. **Quart. J. R. Met. Soc.**, [S.l.], v. 103, p. 77-92. 1977.

HENSINKVEILD, B.G. *et al.* Surface energy balance closure in an arid region: role of soil heat flux. **Agricultural and Forest Meteorology**, [S.l.], v.122, p. 21-37, 2004.

KOUSKY, V. E.; FERREIRA, N. J. Interdiurnal surface pressure variation in Brazil: their spatial distributions, origins and effects. **Monthly Weather Review**, [S.l.], v. 109, n. 9, p. 1999 – 2008. 1981.

KOUSKY, V. E.; GAN, M. A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical south atlantic. **Tellus**, Copenhagen, v. 33, n. 6, p.538-550. 1981.

LI, J.; ISLAM, S. Estimation of root zone soil moisture and surface fluxes partitioning using near surface soil moisture measurements. **Journal of Hydrology**, [S.l.], v. 259, p. 1-14, 2002.

LOUIS, J. F. A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. **Boundary-Layer Meteorology**, [S.l.], v. 17, p. 187-202, 1979.

MAHRER, Y.; PIELKE, R.A. A numerical study of the airflow over irregular terrain. **Beitrag zur Physik der Atmosphäre**, [S.l.], v. 50, p. 98-113, 1977.

MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A. Climatic impacts of “Frigens” in forested and deforested areas of the Amazon basin. **Journal of Applied Meteorology**, [S.l.], v. 36, p. 1553-1566. 1997.

MARTINS, R.W.A. **Balço de radiação e energia em área reflorestada com algaroba no seridó do Rio Grande do Norte**. 2000. 98f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande, 2000.

MCCUMBER, M.C.; PIELKE, R.A. Simulation of the effects of surface fluxes of heat and moisture in a mesoscale numerical model: 1. Soil layer. **Journal of Geophysical Research**, v. 86, n. C10, p. 9929-9938, 1981.

MELLOR, G. L.; YAMADA, T. A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. **Journal of the Atmospheric Sciences**. Boston, AMS, v. 31, n. 7, p. 1791-1806, 1974.

MELO, M. L.D. **Efeito da vegetação em simulações numéricas com o modelo RAMS**. 2003. 108f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2003.

MIHAILOVIC, D.T. *et al.* A study of the sensitivity of land surface parameterizations to the inclusion of different fractional covers and soil textures. **Journal of Applied Meteorology**, [S.l.], v. 31, n.12, p. 1477-1487, 1992.

MOURA, A. M.; SHUKLA, J. On the dynamics of droughts in northeast Brazil: observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, [S.l.], v. 38, p. 2653 – 2675. 1982.

NAGAI, H. Validation and sensitivity analysis of a new atmosphere-soil-vegetation model. **Journal of Applied Meteorology**, [S.l.], v. 41, p. 160-176, 2002.

PIELKE, R. A. *et al.* A comprehensive meteorological modeling system - RAMS. **Meteorology and Atmospheric Physics**, [S.l.], v. 49, p. 49-91, 1992.

PIELKE, R. A. *et al.* Mesoscale fluxes over heterogeneous flat landscapes for use in larger scale models. **Journal of Hydrology**, [S.l.], v. 190, p. 317-336, 1997.

PORTO, M. C. M. Mecanismos fisiológicos da resistência de plantas à seca. In: I SIMPÓSIO SOBRE CAATINGA E SUA EXPLORAÇÃO RACIONAL, 1984, Feira de Santana, **Anais...**, Brasília: EMBRAPA –DDT, 1986. p. 149 – 162.

REIS, M. S. Conservação dos ecossistemas do Nordeste Brasileiro. In: I SIMPÓSIO SOBRE CAATINGA E SUA EXPLORAÇÃO RACIONAL, 1984, Feira de Santana, **Anais...**, Brasília: EMBRAPA –DDT, 1986.

ROSNAY, P de; BRUEN, M.; POLCHER, J. Sensitivity of surface fluxes to the number of layer in the soil model used in GCMs. **Geophysical Research Letters**, [S.l.], v. 27, n. 20, p. 3329-3332, 2000.

SEGAL, M. *et al.* The impact of wet soil and canopy temperature on daytime boundary-layer growth. **Journal of the Atmospheric Sciences**, [S.l.], v. 46, p. 3673-3684, 1989.

SELLERS, W. D. **Physical climatology**. 3. ed. Chicago: University of Chicago Press, 1969. 272p.

SILVA, F. M. *et al.* Um estudo experimental do balanço de energia e dos fluxos de calor acima da vegetação de caatinga. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12., 2002, Foz do Iguaçu, **Anais...**, Foz do Iguaçu: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2002. p. 2549-2555.

SILVA, V. P. R. **Estimativa das necessidades hídricas da mangueira.** Campina Grande. 2000. 129f. Tese (Doutorado em Recursos Naturais) – Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande, 2000.

SILVA, J.H.; AZZI, R.G. Novo Manual Nova Cultural - Geografia. São Paulo. **Editora Nova Cultural Ltda**, 1993. 264p.

SMALL, E. E.; KURE, S. **The influence of soil moisture on the surface energy balance in semiarid environments.** [New Mexico?]: [New Mexico Water Resources Research Institute/ Department of Earth and Environmental Science New Mexico Tech?], 2001. 34p.

SOUSA, T. A. S. C. **Previsão meteorológica em Portugal continental utilizando o modelo operacional e de investigação MM5.** 2002. 150f. Dissertação (Mestrado em Ecologia, Gestão e Modelação dos Recursos Marinhos) – Universidade Técnica de Lisboa/Instituto Superior Técnico, Lisboa, 2002.

SOUZA, E. P. **Estudo teórico e numérico de relação entre convecção e superfícies heterogêneas na região Amazônica.** 1999. 121f. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999.

TREMBACK, C. J.; WALKO, R. L. **The regional atmospheric modeling system (RAMS): Development to parallel processing computer architectures.** [Colorado?], 1997. Disponível em:<[walfredo.dsc.ufcg.edu.br/cursos/2002/parcomp20022/rams.pdf](http://walfredo.dsc.ufcg.edu.br/cursos/2002/parcomp20022/rams.pdf)>. Acesso em: 07 jun. 2005.

TREMBACK, C. J. **Numerical simulation of a mesoscale convective complex: Model development and numerical results.** 1990. 247. Ph.D. dissertation (Master in Atmospheric Sciences) – Colorado State University, Colorado, 1990.

TRIPOLI, G. J.; COTTON, W. R. The Colorado State University three-dimensional cloud mesoscale model -1982. Part 1: General theoretical framework and sensitivity experiments. **Journal de Recherches Atmosphériques**. [S.l.], v. 16, p. 185-219, 1982.

VEENENDAAL, E. M.; KOLLE, O.; LLOYD, J. Seasonal variation in energy fluxes and carbon dioxide exchange for a broad-leaved semi-arid savanna (Mopane woodland) in Southern Africa. **Global Change Biology**, [S.l.], v. 10, p. 318-328, 2004.

WALKO, R. L. *et al.* New RAMS cloud microphysics parameterization part I: the single-moment scheme. **Journal of Atmospheric Research**, Amsterdam, Elsevier Science B.V., v. 38, p. 29-62, 1995.

XINMEI, H.; LYONS, T. J. The simulation of surface heat fluxes in a land surface-atmosphere model. **Journal of Applied Meteorology**, [S.l.], v. 34, p. 1099-1111, 1995.