UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS

Marta Pereira Llopart

CALIBRAÇÃO DO MODELO SiB2 EM MÓDULOS SEQUENCIAIS PARA A FLORESTA TROPICAL AMAZÔNICA

São Paulo
2009

Livros Grátis

http://www.livrosgratis.com.br

Milhares de livros grátis para download.

Marta Pereira Llopart

CALIBRAÇÃO DO MODELO SiB2 EM MÓDULOS SEQUENCIAIS PARA A FLORESTA TROPICAL AMAZÔNICA

Dissertação apresentada ao Instituto de
Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas,
para obtenção do título de Mestre em Ciências.

Área de Concentração: Meteorologia
Orientador: Prof. Dr. Humberto Ribeiro da Rocha

São Paulo

2009

Ao meu pai João Antonio Llopart (in memoriam)

Com amor, admiração e gratidão.

AGRADECIMENTOS

- Ao Prof. Dr. Humberto Ribeiro da Rocha, pela oportunidade de realização desse trabalho, pela excelente orientação e por compartilhar comigo um pouco do seu vasto conhecimento.

- Ao Departamento de Ciências Atmosféricas. Aos professores. Aos funcionários.

- Aos colegas do Laboratório de Clima e Biosfera: Helber Freitas, Sandra Saad, Emília Brasílio, Rogério Bruno, Claire Marsden, Eduardo Gomes e Jonathan Mota, por sempre estarem dispostos a ajudar, pelo excelente profissionalismo e pelos momentos de descontração.

- Aos meus amigos Jônatan Tatsch e Ricardo Acosta pelas excelentes discussões a cerca do trabalho e pelas brincadeiras.

- Ao meu noivo, Marcio Gledson, pela ajuda, companheirismo e compreensão!

- A Nathalie Boiaski pela amizade desde o tempo da graduação. E, as minhas amigas, Maria Custódio e Taciana Toledo.

- Aos meus amigos meteorologistas que circulam por esses corredores: Ivan, Diego, Felipe e Rubinei (Manex), brigada por tudo.

- Ao meu professor e orientador de iniciação científica João Baptista da Silva por ter me iniciado e por ter me incentivado a seguir na pesquisa.

- Ao Dr. Scott Miller (University at New York), pela oportunidade de realização de estágio em seu laboratório e pelas excelentes discussões a cerca dos dados observados. Ao David Fitzgerald e Ricardo Sakai, pela ajuda durante os 5 meses vividos em Albany.

- A Tzusy e ao Thiago, minha família aqui em São Paulo, obrigada por sempre estarem do meu lado, seja me ajudando, seja me apoiando, ou seja, me agüentando em momentos de insensatez.

- A minha mãe, Sonia Pereira, que sempre acreditou no meu potencial, que formou as bases do meu conhecimento e caráter e, que sempre me incentivou a ir atrás das coisas que seriam boas para mim, meu muito obrigado!

- Ao meu pai, João Antonio Llopart (*in memoriam*) por ter sido o melhor pai do mundo.

- A minha querida Vó Dalva pelos mimos. A minha tia Maria Isabel Llopart por estar sempre interessada em saber da minha evolução profissional e por vibrar a cada conquista.

- Aos meus irmãos, Alexandre, Fernando, Luciana e Leonardo por estarem sempre ao meu lado. As minhas cunhadas Barbara, Rosário e Lalinni. Aos meus queridos sobrinhos Matheus, Marina e Júlia. E, ao meu sobrinho afilhado Raphael.

- *A tia I, por ter ensinado minha mãe a navegar pela internet, fazendo com que nosso contato se tornasse mais constante.*
- *Aos meus amigos do Cassino, em especial, ao Nadico e ao Lê, que com um simples e-mail mandado conseguiam fazer a diferença do meu dia.*
- *Ao CNPq pela bolsa concedida.*

"...Um cara que anda tem que chegar em algum lugar
Um cara que trabalha trabalha trabalha deve se cansar
O cara estuda tanto e ainda tem tanto pra aprender
Passa o tempo e fica mais fácil esquecer..."

Arnaldo Antunes

RESUMO

O trabalho descreve a calibração do modelo de interação Biosfera-Atmosfera *Simple Biosphere Model* (SiB2) para a Floresta Tropical Amazônica, utilizando medidas micrometeorológicas coletadas no sítio experimental da Floresta Nacional do Tapajós, km 83, PA, nos anos de 2002 e 2003. Foi proposta uma nova metodologia de calibração, onde os parâmetros do modelo foram calibrados por meio de módulos seqüenciais na seguinte ordem: aerodinâmico, transferência radiativa, difusão hidráulica do solo, fotossíntese e condutância estomática. Os métodos convencionais otimizam todos os parâmetros de uma só vez, onde é mais difícil identificar claramente o controle de cada parâmetro na otimização dos fluxos calculados, e tem uma certa simplificação de compensação da estimativa de um certo parâmetro em relação a outro. O método utilizado está sendo aplicado originalmente, provê que a hierarquia dos processos seja mantida de forma coerente com o modelo, e é mais didático que outros métodos do tipo "caixa-preta" convencionalmente utilizados, principalmente para fins de ensino. A calibração do módulo aerodinâmico utilizou um esquema de fechamento dos fluxos de momentum de primeira ordem, provendo a estimativa dos parâmetros aerodinâmicos envolvidos nas resistências aerodinâmicas, e otimizou o cálculo da velocidade de atrito. Mostrou-se maior sensibilidade desta variável nos eventos de maior turbulência mecânica. O módulo de transferência radiativa foi calibrado através de testes de sensibilidade do albedo solar e do albedo PAR à variação dos parâmetros de refletância e transmitância da folha. O albedo solar ficou adequadamente simulado com a calibração, enquanto o albedo PAR teve melhoria parcial. Para a calibração dos parâmetros do módulo de difusão hidráulica do solo, um novo esquema multi-camadas com parâmetros heterogêneos foi testado, prescrito com 10 camadas, utilizando-se observações da umidade do solo para a otimização do estado. Houve um razoável desempenho, com grande sensibilidade aos perfis de distribuição de raízes. A respiração do solo foi ajustada em função dos fluxos atmosféricos noturnos de CO2, e os parâmetros do módulo de fotossíntese e condutância estomática otimizados foram o coeficiente angular da equação de Ball & Berry (m), a máxima capacidade de fotossíntese ($Vmax_0$), aperfeiçoando-se o cálculo dos fluxos de calor sensível e calor latente. No módulo final o fluxo total de CO2 (troca líquida do ecossistema) foi comparado com as observações, com bom desempenho. A nova calibração mostrou uma substancial melhoria em relação à calibração anterior para Floresta Tropical Amazônica.

ABSTRACT

The goal of this work was the calibration of the Simple Biosphere Model (SiB2) for the Amazon Rain Forest, using micrometeorological measurements collected in the experimental site of the National Forest of Tapajós, km 83, PA, in 2002 and 2003. It was proposed a new methodology of calibration, where the model parameters were calibrated by sequential modules in the following sequence of modules: aerodynamic, radiative transfer, soil hydraulic diffusion, photosynthesis and stomatal conductance. Conventional methods optimize all parameters at the same time, where is more difficult to identify clearly the control of each parameter in the optimization of flows calculated. Also, has a weakness of compensation for estimation of a certain parameter in relation to the other. The method here proposed is originally applied, and provides that the hierarchy of processes is maintained in a coherent manner with the model. This method is more didactic than other methods such as "black boxes" conventionally used, especially for teaching. The calibration of the aerodynamic module used a first-order closing scheme for the momentum flow, providing the estimation of aerodynamic parameters involved in the aerodynamic resistances, and optimized the calculation of friction velocity. It was showed a higher sensitivity of this variable in the events with great mechanical turbulence. The radiative transfer module was calibrated by testing the sensitivity of the solar and PAR albedo to changes in the parameters of reflectance and transmittance of leaf. The solar albedo was adequately simulated with the calibration, while the PAR albedo had partial improvement. For the calibration of the parameters from the soil hydraulic diffusion module, the soil was prescribed with 10 layers, using observations of soil moisture for the optimization of the state. There was reasonable performance, done after some tests in the distribution of roots profiles. The soil respiration was adjusted according to the nocturnal atmospheric CO_2 fluxes. The parameters of photosynthesis and stomatal conductance module were calibrated optimizing the slope of the equation of Ball & Berry, maximum photosynthetic capacity ($Vmax_0$) , and optimizing the calculation of the flows of sensible and latent heat. In the end the total flow of CO_2, or net ecosystem exchange, was compared with the observations resulting in a good performance. The new calibration showed a substantial improvement on previous calibration for the Amazon Rain Forest.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.: Método de módulos seqüencias: seqüência utilizada para calibrar os parâmetros do modelo SiB2. 6

Figura 2.: Estrutura do modelo SiB2. Adaptado de Sellers *et al*. (1996a). 8

Figura 3.: Resistências do modelo SiB2. (a) transferência de calor sensível. (b) transferência de calor latente. (c) transferência de CO_2. Adaptado de Sellers *et al*. (1996a). 9

Figura 4.: Localização do sítio experimental K83- Floresta Nacional do Tapajós (FNT). 20

Figura 5.: (a) Torre micrometeorológica no sítio experimental do km83 na FNT. (b) Alguns instrumentos instalados no topo da torre (Radiômetros PAR, solar, net; Anemômetro Sônico; Analisador de H_2O e CO_2). 21

Figura 6.: Transferência turbulenta considerado no esquema de fechamento do vento de primeira ordem utilizada no modelo SiB2. Fonte: Sellers *et al.* (1996) 24

Figura 7.: Variação da fração de concentração acumulada de raízes (*Y*) com a profundidade do solo (cm), para diversos valores de β. 32

Figura 8.: Cálculo de F_0 para todos os meses do ano, variando-se o IAF, e mantendo-se Z_2 e Z_C constantes em 37 e 35m respectivamente. 38

Figura 9.: Estimativa de F_0 para diferentes valores de Z_C, Z_2 e IAF. (a) Z_2 =37m. (b) Z_2 =31m. (c) Z_2 =25m. 39

Figura 10.: Função erro (F_0) para diferentes IAF, Z_C e Z_2 42

Figura 11.: Função erro (F_{0II}) para diferentes IAF, Z_C e Z_2 43

Figura 12.: Variações das condutâncias aerodinâmicas em relação a Z_2, Z_C e IAF. (a) condutância g_a. (b) condutância g_b. (c) condutância g_d. 45

Figura 13.: Variação de ΔF_0 (em %) para diferentes valores de IAF, e valores ($Z_2 = 31m$ e $Z_C = 30m$). 46

Figura 14.: Comparação de u* simulado e observado (a) na condição otimizada, e (b) nas condições inciais; (c) ciclo diurno médio de u_* simulado e observado na condição otimizada. 47

Figura 15.: Variação do parâmetro N para ano de 2002. (a) Albedo Solar. (b) Albedo Par. 49

Figura 16.: Variação do parâmetro IAF para ano de 2002. (a) Albedo Solar. (b) Albedo Par..... 49

Figura 17.: Variação do parâmetro Vc para ano de 2002. (a) Albedo Solar. (b) Albedo PAR. 50

Figura 18.: Variação do parâmetro δv,l para ano de 2002. (a) Albedo Solar. (b) Albedo PAR..... 51

Figura 19.: Albedo solar para cada variação do parâmetro δN,l para ano de 2002. 51

Figura 20.: Variação do parâmetro $\alpha_{v,l}$ para ano de 2002. (a) Albedo Solar. (b) Albedo PAR..... 52

Figura 21.: Albedo solar para cada variação do parâmetro $\alpha_{N,l}$ para ano de 2002. 53

Figura 22.: Variação do parâmetro $\alpha_{s,v}$ para ano de 2002. (a) Albedo Solar. (b) Albedo Par. 53

Figura 23.: Albedo solar para cada variação do parâmetro $\alpha_{s,N}$ para ano de 2002. 54

Figura 24.: F_0 calculada com albedo solar para todos os meses do ano e variação de $\delta_{v,l}$ (abscissa). 55

Figura 25.: F_0 calculada com albedo PAR para todos os meses do ano e variação de $\delta_{v,l}$ (abscissa). 56

Figura 26.: F_0 calculada a partir do albedo solar para todos os meses do ano de 2002 e diferentes valores de $\delta_{N,l}$. 57

Figura 27.: F_0 calculada a partir do albedo solar para todos os meses do ano de 2002 e diferentes valores de $\alpha_{v,l}$. 58

Figura 28.: F_0 calculada a partir do albedo par para todos os meses do ano de 2002 e diferentes valores de $\alpha_{v,l}$. 59

Figura 29.: F_0 calculada a partir do albedo solar para todos os meses do ano de 2002 e diferentes valores de $\alpha_{N,l}$..... 60

Figura 30.: Médias mensais observadas, simuladas após a otimização e simuladas com as condições iniciais para: (a) albedo Solar (b) albedo PAR. 61

Figura 31.: Diferença entre a média anual de Rn observado e Rn simulado (em Wm-2) para a variação de $\alpha_{N,l}$ e para as diferentes equações de Ld testadas. 62

Figura 32.: Perfil vertical do grau de saturação da umidade do solo após o spin-up, com condições iniciais de parâmetros do solo (Tabela 4)..... 64

Figura 33.: Perfil vertical do grau de saturaçãoda umidade do solo após o spin-up, nas condições reavaliadas de parâmetros do solo (Tabela 5). 65

Figura 34.: Regressão polinomial entre a média diária noturna de CO_2 (em $\mu molm^{-2}s^{-1}$) e a média diária do grau de saturação do solo na primeira camada (em m^3m^{-3}). Rh=4,08-3,22xW1+6,35x$(W1)^{2.}$ 67

Figura 35.: Médias diárias do ano de 2002 para: (a) precipitação, (em mm/dia). (b) respiração heterotrófica, (em $\mu molm\text{-}^{2}s^{-1}$). 68

Figura 36.: Médias diárias dos fluxos simulados (linha preta) e observados (linha vermelha) para o ano de 2002 para: (a) Evapotranspiração (mm dia^{-1}). (b) Fluxo de calor sensível (em Wm^{-2}). (c) Fluxo de CO_2 (em $\mu molm^{-2}s^{-1}$). (d) Assimilação líquida de CO2 (em $\mu molm^{-2}s^{-1}$). (e) Saldo de Radiação (em Wm^{-2}). 70

Figura 37.: Ciclo diurno médio dos valores observados (linha vermelha) e simulados (linha preta) para estação chuvosa, ano de 2002. (a) Fluxo de CO_2 (em $\mu molm^{-2}s^{-1}$). (b) Saldo de Radiação (em Wm^{-2}). (c) Fluxo de calor latente (em Wm^{-2}). (d) Fluxo de calor sensível (em Wm^{-2})..... 71

Figura 38.: Ciclo diurno médio dos valores observados (linha vermelha) e simulados (linha preta) para estação seca, ano de 2002. (a) Fluxo de CO_2 (em $\mu molm^{-2}s^{-1}$). (b) Saldo de Radiação (em Wm^{-2}). (c) Fluxo de calor latente (em Wm^{-2}). (d) Fluxo de calor sensível (em Wm^{-2}) 71

Figura 39.: Comparação dos valores simulados e observados da média diária para o ano de 2002 de: (a) e (b) Evapotranspiração para estação chuvosa e estação seca, respectivamente (em mm dia^{-1}). (c) e (d) Fluxo de calor sensível para estação seca e estação chuvosa, respectivamente. 71

Figura 40.: Médias sazonais, estação seca (linha contínua) e estação chuvosa (linha pontilhada), para os valores simulados (linha preta) e os valores observados (linha vermelha) em função da variação do parâmetro fração de folhas verdes do dossel, N. (a) Fluxo de calor latente (em Wm^{-2}). (b) Fluxo de calor sensível (em Wm^{-2}). (c) Fluxo total de CO_2 (em $\mu molm^{-2}s^{-1}$). 73

Figura 41.: Médias sazonais, estação seca (linha contínua) e estação chuvosa (linha pontilhada), para os valores simulados (linha preta) e os valores observados (linha vermelha) em função da variação do parâmetro máxima capacidade RuBisCo, $Vmax_0$. (a) Fluxo de calor latente (em Wm^{-2}). (b) Fluxo de calor sensível (em Wm^{-2}). (c) Fluxo total de CO2 (em $\mu molm^{-2}s^{-1}$)..... 74

Figura 42.: Médias sazonais, estação seca (linha contínua) e estação chuvosa (linha pontilhada), para os valores simulados (linha preta) e os valores observados (linha vermelha) em função da variação do parâmetro m, coeficiente estomático de Ball & Berry. (a) Fluxo de calor latente (em Wm^{-2}). (b) Fluxo de calor sensível (em Wm^{-2}). (c) Fluxo total de CO2 (em $\mu molm^{-2}s^{-1}$)..... 75

Figura 43.: Funções de otimização do parâmetro N. (a) F_0 (LE,H). (b) F_0 (CO_2). 76

Figura 44.: : Funções de otimização do parâmetro $Vmax_0$. (a) F_0 (LE,H). (b) F_0 (CO_2). 76

Figura 45.: Funções de otimização do parâmetro m. (a) F_0 (LE,H). (b) F_0 (CO_2). 76

Figura 46.: Médias mensais para o ano de 2002 para a simulação com condições iniciais (linha preta), simulação realizada (linha azul) e valores observados (linha vermelha) para: (a) fluxo de

calor latente (em Wm^{-2}). (b) fluxo de calor sensível (em Wm^{-2}). (c) Fluxo total de CO_2 ($\mu molm^{-2}s^{-1}$). (d) Respiração heterotrófica (em $\mu molm^{-2}s^{-1}$). (e) Assimilação líquida de CO2 (em $\mu molm^{-2}s^{-1}$).... 79

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Conjunto de parâmetros do modelo SiB2. Fonte: Sellers *et al.* (1996a), da Rocha *et al.* (1996b). 10

Tabela 2 - Fluxos de calor sensível, calor latente e CO_2 calculados em trajetórias especificadas com uma diferença de potencial e uma resistência determinada. Fonte: Sellers *et al.*, (1996). 12

Tabela 3. Valores de $\alpha_{N,l}$ que minimizaram F_0. 60

Tabela 4 – Condições iniciais prescritas para: espessura de espessura (m), profundidade (m), y_i e y(d). 63

Tabela 5 – Condições iniciais prescritas para: espessura de espessura (m), profundidade (m), $y_{i.}$ ... 65

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS ..... **VIII**

LISTA DE TABELAS ..... **XIII**

1. INTRODUÇÃO **1**

1.1 Importância da calibração de modelos de superfície **2**

1.2 Estudos prévios no Brasil **3**

1.3 Objetivos **5**

2. MATERIAL E MÉTODOS **6**

2.1. O modelo SiB2 ..... **6**

2.1.1. Parâmetros do bioma 7

2.1.2. Estrutura do modelo 7

2.1.3. Condições de contorno atmosféricas 15

2.1.4. Equações prognósticas 15

2.2. Sítio experimental e dados utilizados na calibração **18**

2.3. Calibração do modelo SiB2 ..... **21**

2.3.1. Módulo aerodinâmico 22

2.3.2. Módulo de Transferência Radiativa 26

2.3.3. Módulo de difusão hidráulica do solo 30

2.3.4. Módulo de Fotossíntese e Condutância Estomática 33

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO 37

3.1. Calibração do Módulo Aerodinâmico 37

3.2 Calibração do Módulo de Transferência Radiativa 47

3.2.1 Testes de sensibilidade aos parâmetros do modelo 47

3.2.2 Calibração dos parâmetros 54

3.2.1 Testes de parametrizações de irradiância de onda longa incidente (L_d). 61

3.3 Calibração do Módulo de Difusão Hidráulica do Solo 62

3.4 Calibração do Módulo de Fotossíntese e Condutância Estomática 66

3.4.1. Análise de Sensibilidade 72

3.4.2. Calibração dos parâmetros fisiológicos 75

3.5 Desempenho da otimização 77

4. CONCLUSÕES E SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS 80

5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 83

1. INTRODUÇÃO

As calibrações de modelos dos fluxos de superfície no contexto de modelos do sistema climático têm sido realizadas com a finalidade de se validar os parâmetros descritores da biosfera. Existem na literatura vários modelos que tratam da transferência solo-planta-atmosfera (SVATs), sendo alguns deles: SiB e SiB2 (Sellers *et al*.,1986,1996a,b), BATS (Dickinson *et al*.,1986), IBIS (Foley *et al*.,1996), SSiB (Xue *et al*., 1991). Esses modelos são formulados para representar uma superfície vegetada, sendo necessário calibrá-los para cada tipo de bioma (vegetação e solo). Segundo Gupta *et al*. (2005) parâmetro é uma característica do modelo que representa uma propriedade invariante ou variante do sistema, e neste caso o sistema refere-se ao bioma. Para que um conjunto de parâmetros ótimos represente o sistema modelado, é necessário que utilizem informações do funcionamento (por exemplo, os fluxos atmosféricos) e/ou dos parâmetros do sistema, por meio de observações de campo, ou valores dos parâmetros retirados da literatura em última instância. Mas, mesmo que os parâmetros tenham sido estimados experimentalmente, podem ser reajustados por meio de uma calibração *a posteriori*. Isto ocorre porque os modelos são simplificações da natureza, e muitas características são simplificadas na sua formulação, o que resulta em compensá-las e tornar o modelo mais eficaz (Nielsen, 1992b). Portanto, o parâmetro medido diretamente no ecossistema, mesmo que da melhor forma possível, pode não ser o melhor no contexto do modelo. A calibração é uma forma indireta de se estimar os valores dos parâmetros, ajustados tal que o modelo reproduza o mais fielmente possível o funcionamento do ecossistema, geralmente aferida segundo uma medida de erro, como o erro absoluto médio, o erro médio quadrático ou o erro absoluto médio percentual, que a torna um método objetivo. A calibração de um modelo pode ser feita de várias maneiras, entre elas a de tentativa e erro, também chamada de calibração manual, ou com métodos matemático-computacionais, denominada de calibração

automática. Na calibração manual são testadas diversas combinações de valores de parâmetros, uma a uma, de forma prescritiva e dependente do usuário, de forma a aprender como o modelo responde, tendo por fim selecionar um conjunto de parâmetros ótimos.

Na calibração automática utilizam-se métodos determinísticos de busca e otimização de parâmetros que satisfaça a minimização de uma função erro, ou seja, encontrar o conjunto de valores dos parâmetros que resulte no melhor desempenho do modelo em relação às observações ou dados supostos verdadeiros. Os primeiros métodos de calibração automática utilizaram técnicas iterativas como o método univariacional, rotação das coordenadas, gradiente mínimo, entre outros Collischonn e Tucci (2003). As principais dificuldades destes métodos são: (a) a função objetivo nem sempre corresponde ao ajuste desejado, apresentando anomalias na vizinhança da solução; (b) a solução pode convergir para parâmetros inconsistentes, já que existem infinitas soluções matematicamente possíveis, mas irreais do ponto de vista físico; (c) o mínimo obtido pode ser local e não global, pois depende muito do ponto de partida; (d) quando existem muitas incertezas nos dados observados, as mesmas são transferidas para o ajuste, o que pode gerar resultados absurdos; (f) a interdependência dos parâmetros (Collischonn e Tucci, 2003).

Outra metodologia explora a calibração multi-objetiva de modelos (Collischonn e Tucci, 2003), ao obter o valor preferencial de *n* parâmetros, que minimize funções objetivas de medição de variância e erro entre os valores simulados e observados.

1.1 Importância da calibração de modelos de superfície

Atualmente há grande preocupação científica sobre as mudanças climáticas, priorizadas pelo "*World Climate Research*" (WRCP) e pelo "*Intergovernamental Panel on Climate Change*" (IPCC,2007). Para o entendimento destas mudanças, utilizam-se modelos físicos-matemáticos para obtenção de prognósticos de futuros cenários climáticos. Estes modelos do sistema climáticos

compõem-se inclusive dos MCGs para prever o estado da atmosfera, oceanos, vegetação e solo. Experimentos com MCGs demonstram que a circulação atmosférica tem alta sensibilidade aos mecanismos de interação superfície–atmosfera (Sellers *et al*. 1989), até devido à diversidade de ecossistemas que trocam massa, momentum e calor com a atmosfera, em graus e modos distintos. A atmosfera é fortemente sensível ao albedo da superfície, umidade do solo, rugosidade e outras características da vegetação e do solo em diferentes escalas de tempo (Sellers *et al*., 1996a). Por exemplo, Negron-Juarez (2004) reportou que variações nas características da vegetação da região Sudeste do Brasil têm significante impacto no clima regional. Devido à interação dos processos na interface solo-planta-atmosfera, simula-se esses processos separadamente dos MCGs na forma *off-line* (ou desacoplada, utilizada neste trabalho), para se calibrar e fazer avaliação da sensibilidade do modelo de superfície. Além de aumentar a acurácia dos prognósticos, a calibração abrange um estudo mais detalhado de casos, visando à melhoria dos modelos conforme as necessidades e recursos disponíveis (Pitman, 2003), ou seja, a prescrição incorreta dos parâmetros biofísicos da superfície pode conduzir a uma deficiência na representação dos processos da camada limite, o que conseqüentemente afetaria a previsão climática.

1.2 Estudos prévios no Brasil

Para os ecossistemas de floresta e pastagem na Amazônia, e caatinga do **N**ordeste, diferentes esquemas de superfície foram calibrados com dados de experimentos de campo (Sellers *et al*., 1989; da Rocha *et al*., 1996a; Delire e Foley 1999; Imbuzeiro 2005; Correia *et al*. 2005, Cunha 2007). Um método de otimização não-linear (Sellers *et al*.,1989) resultou no melhor ajuste dos fluxos de calor latente e calor sensível para a Floresta Amazônica no "Simple Biosphere Model —SiB" (Sellers *et al.,* 1986). Os parâmetros otimizados reduziram a condutância do dossel em relação aos descritos na literatura. da Rocha *et al*. (1996a) utilizaram dados em dois sítios de pastagem na Amazônia,

durante o projeto "*Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study* — ABRACOS" (Gash *et al*., 1996), e, com o mesmo algoritmo de Sellers *et al*. (1989), calibrar o modelo SiB e reportaram que os parâmetros iniciais de pastagem degradada (Nobre *et al*., 1991) superestimava o fluxo de calor sensível e subestimava a evapotranspiração. O modelo SiB2 (Sellers *et al*., 1996), que introduziu a parametrização dos fluxos de CO_2, entre outras alterações do modelo SiB, foi calibrado para a Floresta tropical na Amazônia por da Rocha *et al*. (1996b) com dados da Reserva Jarú em Rondônia, e obtiveram parâmetros corroborados posteriormente por Sen *et al*. (2000).

Delire e Foley (1999), calibraram o modelo IBIS 2.0 (*Integrated Biosphere Simulator Model*), para cinco diferentes regiões do globo, que simula diversos processos do ciclo de carbono e nutrientes, e a dinâmica da vegetação. Os autores usaram dados da Reserva do Jarú e obtiveram uma boa estimativa do saldo de radiação; mas o fluxo de calor no solo foi superestimado, provavelmente pelo modelo não considerar uma camada residual na superfície ou por subestimar o armazenamento de calor no dossel. Imbuzeiro (2005) reavaliou a calibração do modelo IBIS, com medidas micrometeorológicas dos sítios experimentais do LBA (Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia), e estimou a otimização por meio de vários índices, como o coeficientes de correlação, a inclinação do ajuste linear, o erro relativo, e a raiz do erro quadrático médio (RMSE). O modelo teve substancial melhora em todos os sítios, mas não simulou o fluxo de calor no solo satisfatoriamente, provavelmente devido ao reportado em Delire e Foley (1999). Imbuzeiro *et al*. (2006) utilizaram três funções de calibração diferentes para o modelo IBIS: a raiz do erro médio quadrático (RMSE) como critério único (ou minimização do $RMSE_{H/LE}$), dois critérios (ou minimização do $RMSE_H + RMSE_{LE}$), e procedimento de seis critérios, com duas etapas. O procedimento de duas etapas mostrou-se mais robusto do que os demais, para as funções de habilidade avaliadas.

Correia *et al*. (2005) utilizaram medidas na Floresta da Reserva Jarú e na pastagem, em Rondônia, para calibrar o modelo *Simplified Simple Biosphere Model* (SSiB) , e utilizaram o algoritmo automático similar ao de Sellers *et al*. (1989) e da Rocha *et al*. (1996a,b). O modelo simulou bem o saldo de radiação, e o fluxo de calor latente foi superestimado nos dois sítios e subestimou o fluxo de calor sensível, principalmente no período noturno, com melhor desempenho na floresta

Enquanto os estudos prévios de calibração de ecossistemas brasileiros não discriminaram o caráter sazonal dos parâmetros, Cunha (2007) calibrou mensalmente os parâmetros do modelo SSiB para uma área de caatinga do Nordeste com minimização de mínimos quadrados da biblioteca MINPACK (More *et al*., 1980 e *Burkardt* 1998),. O modelo melhorou o cálculo dos fluxos de calor latente e de calor sensível em relação aos parâmetros originais (Dorman e Sellets, 1989), e, em procedimento posterior de validação, confirmou a melhoria de desempenho.

1.3 Objetivos

Este trabalho propõe reavaliar a calibração dos parâmetros do modelo SiB2 para o ecossistema de Floresta Tropical na Amazônia, com medidas micrometeorológicas coletadas em uma área da Floresta Nacional do Tapajós no período 2002 a 2003. Detalhadamente as etapas do trabalho são:

a. Ajustar os parâmetros do modelo utilizando-se um método de módulos seqüenciais; ou seja, seguindo uma hierarquia: Módulo Aerodinâmico, Módulo de Transferência Radiativa, Módulo de Difusão Hidráulica do Solo e Módulo de Fotossíntese e Condutância estomática (Figura 1).
b. Realizar testes de sensibilidade para se compreender o controle de cada parâmetro na estimativa dos fluxos;

c. Determinar o conjunto de parâmetros ótimos, por meio de funções de otimização e comparações simples, partindo-se de calibrações anteriores, e reavaliando-se o caráter sazonal de alguns parâmetros.

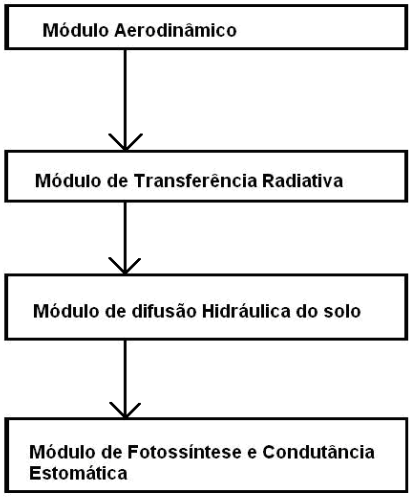


Figura 1.: Método de módulos seqüencias: seqüência utilizada para calibrar os parâmetros do modelo SiB2.

2. MATERIAL E MÉTODOS

São feitos a descrição do modelo SiB2 (item 2.1), dados observacionais (item 2.2), e a metodologia de calibração (item 2.3).

2.1. O modelo SiB2

O modelo SiB (*Simple Biosphere Model*; Sellers *et al*., 1986) representou, quando de sua concepção, um grande avanço na modelagem da superfície continental. Ele é considerado, do ponto de vista biofísico, um modelo pioneiro e realista por basear-se nos processos físicos de interação superfície-atmosfera, concebido para interagir com modelos de circulação geral da atmosfera. O

modelo requer que se prescrevam, para cada ponto de grade, os parâmetros físicos, fisiológicos e morfológicos da superfície, supostos uma representação média da vegetação e do solo na área da célula.

As mudanças da primeira versão do SiB para o modelo SiB2 (Sellers *et al*., 1996a,b) incluem: uso de uma parametrização mais realista da condutância e fotossíntese do dossel; a possibilidade de se usar dados de satélite, para também se descrever a fenologia da vegetação (não utilizado neste estudo); um sub-modelo hidrológico modificado da versão de Sellers *et al.* (1996a,b), que foi utilizado nesse trabalho.

2.1.1. Parâmetros do bioma

Os parâmetros que definem as classes de vegetação e solo no modelo SiB2 dividem-se em parâmetros invariantes e variantes com o tempo. Os parâmetros variantes com o tempo acompanham a fenologia ou simplesmente variações sazonais ou de alteração temporal da vegetação, que podem ser explorados com dados de satélite. As propriedades físicas da vegetação e do solo e os parâmetros fisiológicos são mostrados na Tabela 1.

Os parâmetros utilizados para iniciar a calibração são os descritos na quarta coluna da Tabela 1, utilizados em Sellers *et al.* (1989) e da Rocha *et al*. (1996b).

2.1.2. Estrutura do modelo

A Figura 2 mostra a estrutura do modelo SiB2. Os cálculos para a determinação dos fluxos turbulentos de energia (H e λE) e o fluxo de CO_2 são feitos segundo uma analogia com a Lei de Ohm, supondo-se os fluxos de calor proporcionais à diferença de potencial e ao inverso de uma resistência especificada. O esquema das resistências definidas pelo SiB2 é mostrado na Figura 3, onde cada resistência é suposta como a integral do inverso da condutância ao longo de um

comprimento, tal que as diferenças de potencial para os fluxos são a temperatura, pressão de vapor d'água e pressão parcial de CO_2, respectivamente na Tabela 2. As resistências aerodinâmicas r_a, r_b e r_d estão associadas à transferência turbulenta de umidade e calor, enquanto as resistências de superfície r_c e r_{solo} controlam o fluxo de vapor d'água dos tecidos saturados das folhas no dossel e a evaporação na superfície do solo nu, respectivamente. Na versão de Sellers *et al*. (1996a,b) , o solo é discretizado em três camadas adjacentes: a primeira camada (de superfície) é fina, favorecendo a evaporação direta pelos espaços vazios dos poros; o sistema radicular é definido tal que não ultrapasse a base da segunda camada (camada de raízes), e a terceira camada profunda, de drenagem, promove o escoamento da água por drenagem gravitacional para gerar o escoamento de base ou sub-superfície.

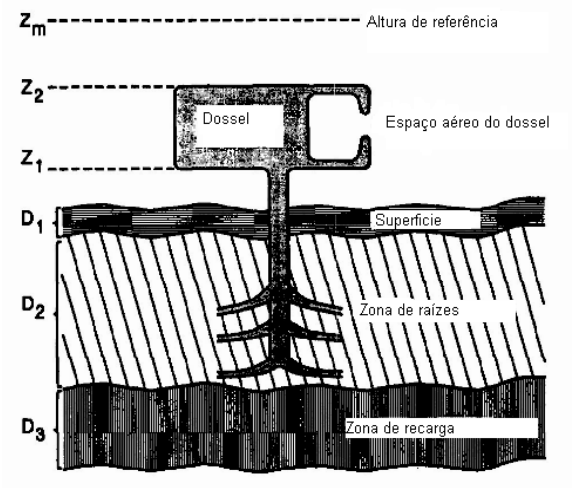


Figura 2.: Estrutura do modelo SiB2. Adaptado de Sellers *et al*. (1996a).

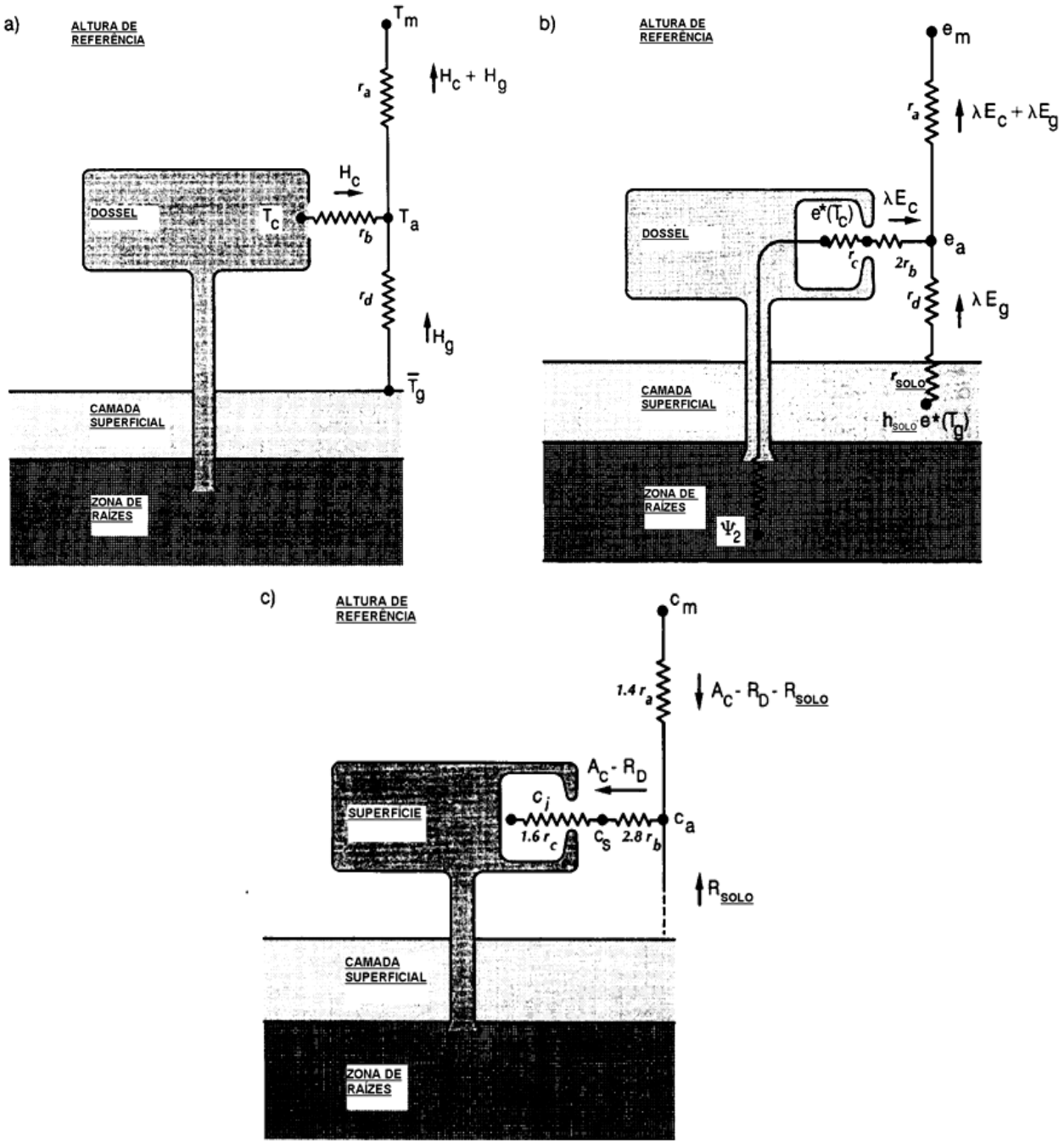


Figura 3.: Resistências do modelo SiB2. (a) transferência de calor sensível. (b) transferência de calor latente. (c) transferência de CO_2. Adaptado de Sellers *et al*. (1996a).

.

Tabela 1 – Conjunto de parâmetros do modelo SiB2. Fonte: Sellers *et al.* (1996a), da Rocha *et al.* (1996b).

Símbolo	*Definição*	*Unidade*	*I*
	Parâmetros invariantes com o tempo		
(a) Parâmetros morfológicos			
Z_2	Altura do topo do dossel	m	35,0
Z_1	Altura da base do dossel	m	1,00
Z_c	Altura de inflexão IAF	m	28,2
Z_s	Comprimento de rugosidade do chão	m	0,05
Vc	Fração de cobertura do dossel	_	0,98
χ_L	Fator de distribuição angular da folha	_	0,1
G_1; G_4	Coeficientes de transferência de momentum	_	1,449; 11,785
l_w	Largura da folha	m	0,05
l_l	Comprimento da folha	m	0,1
Dl	Espessura da camada superficial do solo	m	0,02
D_r	Espessura da camada de raízes, (D_1+D_2)	m	1,48
D_T	Espessura da camada de drenagem, (D_1+D_2+D_3)	m	2,00
(b) Propriedades ópticas			
$\alpha_{v,l}$	refletância folha, VIS, viva	_	0,1
$\alpha_{v,d}$	refletância folha, VIS, morta	_	0,16
$\alpha_{N,l}$	refletância folha, NIR, viva	_	0,45
$\alpha_{N,d}$	refletância folha, NIR, morta	_	0,39
$\delta_{V,l}$	transmitância folha, VIS, viva	_	0,05
$\delta_{V,d}$	transmitância folha, VIS, morta	_	0,001
$\delta_{N,l}$	transmitância folha, NIR, viva	_	0,25
$\delta_{N,d}$	transmitância folha, NIR, morta	_	0,001
a_{Sv}	refletância do solo, VIS	_	0,11
a_{Sn}	refletância do solo, NIR	_	0,225
(c) Parâmetros fisiológicos			
V_{max0}	Máxima capacidade RuBisCo	mol m^{-2}	81,8

Continuação da Tabela 1.

Símbolo	*Definição*	*Unidade*	*I*
ε	Eficiência quantum intrínseca	mol mol^{-1}	0,08
m	Coeficiente angular estomático	_	9
B	Condutância estomática mínima	mol m^{-2} s	0,01
β_{ce}	Coeficiente de acoplamento da fotossíntese	_	0,98
S_2	Fator de estresse, alta temperatura	K	313
S_4	Fator de estresse, baixa temperatura	K	288
ψ_c	Fator ½ inibição potencial água	m	-200
f_d	Fator de respiração da folha	_	0,015
(d) Parâmetros físicos do solo			
ψ_s	Potencial de umidade do solo saturado	m	-0,09
K_s	Condutividade hidráulica do solo saturado	$m.s^{-1}$	3,50E-6
B	Parâmetro do potencial de umidade do solo	_	7,12
Θ_s	Porosidade do solo na saturação	$m^3.m^{-3}$	0,458
	Parâmetros variantes com o tempo		
N	Fração de folhas verdes do dossel	_	~0,95
IAF	Índice de área foliar	$m^2.m^{-2}$	~5,01
z_0	Comprimento de rugosidade	m	2,36
d	Deslocamento do plano zero	m	27,37
C_1	Coeficiente da resistência r_b	$(s.m^{-1})^{1/2}$	7,22
C_2	Coeficiente da resistência r_d	_	503,13

*A coluna I mostra os valores dos parâmetros referentes ao bioma floresta tropical (Sellers *et al.,* 1996a, **d**a Rocha *et al*., 1996b).

Tabela 2 - Fluxos de calor sensível, calor latente e CO_2 calculados em trajetórias especificadas com uma diferença de potencial e uma resistência determinada. Fonte: Sellers *et al.*, (1996).

Fluxo	Diferença de potencial	Resistência
H_c	$\rho c_p (T_c - T_a)$	r_b
H_g	$\rho c_p (T_g - T_a)$	r_d
$H_c + H_g$	$\rho c_p (T_a - T_m)$	r_a
λE_{ct}	$\rho c_p / \gamma [e_s (T_c) - e_a]$	$(r_c + 2 r_b) / (1 - W_c)$
λE_{ci}	$\rho c_p / \gamma [e_s (T_c) - e_a]$	$2 r_b / W_c$
λE_{gi}	$\rho c_p / \gamma [e_s (T_g) - e_a]$	r_d / W_g
λE_{gs}	$\rho c_p / \gamma [h_{soil} e_s (T_g) - e_a]$	$(r_{solo} + r_d) / (1 - W_g)$
$\lambda E_{ct} + \lambda E_{ci} + \lambda E_{gs} + \lambda E_{gi}$	$\rho c_p / \gamma (e_a - e_m)$	r_a
$R_D - A_c$	$p (c_a - c_I)$	$1,6 r_a + 2,8 r_b$

onde:

γ = constante psicrométrica (PaK^{-1});

ρ,c_p = densidade e calor específico do ar (Kgm^{-3}, $JKg^{-1}K^{-1}$)

(T_a, e_a) = temperatura e pressão de vapor d'água no espaço aéreo do dossel (K,Pa);

(T_m, e_m)= temperatura e pressão de vapor d'água no nível de referência z_m (K,Pa);

r_d = resistência aerodinâmica entre o solo e o espaço aéreo do dossel (s m^{-1});

r_a = resistência aerodinâmica entre o espaço aéreo do dossel e o nível de referência z_m (s m^{-1});

r_c = resistência estomática do nível superior do dossel (s m^{-1});

r_{solo} = resistência de superfície do solo nu (s m^{-1});

r_b = resistência da camada limite do dossel (s m^{-1});

h_{solo}= umidade relativa nos poros da superfície do solo;

$e_s(T)$ = pressão de vapor de saturação à temperatura T (Pa);

W_c = fração de cobertura de umidade e neve do dossel;

W_g = fração de cobertura de umidade e neve do solo;

c_a = pressão parcial de CO_2 no espaço aéreo do dossel (Pa);

c_I = pressão parcial de CO_2 "*bulk*" interna das folhas (Pa).

Em síntese, as trocas de calor, água, e CO_2 calculados pelo modelo SiB2 são:

Fluxo de calor latente: $\lambda E_c + \lambda E_g = \lambda E_{ct} + \lambda E_{ci} + \lambda E_{gs} + \lambda E_{gi,}$

Fluxo de calor sensível: $H_c + H_g$,

Fluxo de CO_2: $NEE = A_c - R_s - R_D$,

Escoamento de base: Q_3

As transferências de momentum no modelo SiB2 e as resistências aerodinâmicas r_a, r_b e r_d (sm^{-1}) são calculados através dos coeficientes *bulk* de transferência turbulenta C_1, C_2 e C_3, em relação do tipo $r = \frac{C}{u}$. Estes coeficientes juntamente com os coeficientes z_0 e d são calculados em um algoritmo separado do modelo SiB2 (modelo SiBX/MOMOPT), previamente, para um tipo especifico de vegetação, mas como têm uma dependência com o índice de área foliar, são sujeitos à heterogeneidade espacial e variabilidade sazonal.

O calculo de saldo de radiação é dividido nas componentes do dossel, Rn_c, e do solo, Rn_g, integrando os termos de absorção de radiação de ondas curtas e ondas longas, resumidamente como:

$$Rn = Rn_c + Rn_g = \sum_{\substack{\Lambda=v,N,T \\ \mu=b,d}} F_{\Lambda,\mu(c)} + \sum_{\substack{\Lambda=V,N,T \\ \mu=b,d}} F_{\Lambda,\mu(g)} \qquad (1)$$

onde:

$F_{\Lambda,\mu}$ = irradiância solar absorvida pelo dossel nas bandas Λ (V= visível, N= infravermelho próximo, T= termal) e direção μ (d= difusa, b= direta), (W m^{-2}).

O modelo SiB2 utiliza a aproximação *two-stream* (Sellers *et al.*, 1986) para calcular as refletâncias espectrais e a fração absorvida em cada banda no interior do dossel. Este método é na prática uma alternativa à integração analítica hemisférica dos processos de interceptação, reflexão, transmissão e absorção da radiação.

A assimilação líquida de CO2 no dossel, An,c é calculada a partir de um modelo de fotossíntese na folha para plantas C_3 (Collatz *et al.*, 1991) e C_4 (Collatz *et al.*, 1992). A assimilação na folha é descrita como a taxa mínima limitante de três fatores: W_c, W_e e W_S (mol m^{-2} S^{-1}), que são respectivamente a eficiência da enzima fotossintética RuBisCO, a quantidade de PAR (radiação

fotossinteticamente ativa) capturada pela clorofila, e a capacidade da folha de exportar os produtos da fotossíntese. Para plantas C_4, W_S refere-se à eficiência da enzima PEP-carboxilase. An,c é descrito resumidamente como:

$$An,c = f(W_c, W_e, W_S) - R_D \tag{2}$$

onde:

$f(W_c, W_e, W_S)$ = assimilação bruta;

R_D = respiração da planta (mol m^{-2} s^{-1})

Os processos estomáticos são parametrizados por um esquema conectado fotossíntese-condutância inspirado no modelo de Ball (1988),

$$g_c = m\frac{An,c}{C_S}h_S p + bL_t \tag{3}$$

onde:

g_c = condutância de superfície (m s^{-1});

h_S = umidade relativa *bulk* na superfície da folha;

C_S = pressão parcial *bulk* de CO_2 na superfície da folha, (Pa);

b , m = coeficientes empíricos vinculados à vegetação C_3 ou C_4

A solução é obtida com um esquema que contempla o tempo de resposta da condutância às variações das forçantes externas.

O fluxo total de CO_2 no dossel, *NEE* (*neet ecossystem exchange*), é calculado como:

$$NEE = An,c - Rh \tag{4}$$

onde: Rh = respiração do solo, (μmol m^{-2} s^{-1})

Os fluxos de energia Rn, H, λE e a taxa de assimilação de carbono A são funções explicitas de: condições de contorno atmosféricas; das variáveis prognosticas do SiB2; das três resistências

aerodinâmicas (r_a, r_b e r_d); das resistências de superfície (r_c e r_{solo}), os valores da umidade do solo e água interceptada são atualizados após o calculo dos fluxos de superfície.

2.1.3. Condições de contorno atmosféricas

As condições de contorno ou forçamento do modelo devem ser fornecidas a cada passo de tempo para o modelo, provenientes, por exemplo, de outro modelo (MCGs), ou de observações de campo: temperatura do ar, pressão de vapor d'água, velocidade horizontal do vento e precipitação (T_m, e_m, u_m e P, respectivamente) em um dado nível de referencia Z_m junto à camada de superfície atmosférica; fluxos de radiação incidente: visível (direta e difusa), infravermelho (direto e difusa) e infravermelho termal (somente difusa).

Neste trabalho é usada a versão *off-line* do modelo SiB2, forçada por dados provenientes das observações de campo, descritos no item 2.2.

2.1.4. Equações prognósticas

O modelo SiB2 tem onze variáveis prognósticas: temperatura do dossel (T_c), temperatura da superfície do solo (t_g), temperatura do solo profundo (T_d); armazenamento de água por interceptação do dossel (M_{cw}), e pela superfície do solo (M_{gw}); gelo e neve interceptados pelo dossel (M_{cs}); e na superfície do solo (M_{gs}); grau de saturação de umidade em cada camada do solo, (W_1, W_2 e W_3); e a condutância de superfície (g_c). Os índices c*, g, d* referem-se ao dossel, superfície do solo e solo profundo, respectivamente, e *s* como neve e gelo.

As equações prognósticas de temperatura são:

Dossel: $$C_c \frac{\partial T_c}{\partial t} = Rn_c - H_c - \lambda E_c - \xi_{cs}, \qquad (5)$$

Superfície do solo: $C_g \frac{\partial T_g}{\partial t} = Rn_g - H_g - \lambda E_g - \frac{2\pi C_d}{\tau_d}(T_g - T_d) - \xi_{gs}$, (6)

Solo profundo: $C_d \frac{\partial T_d}{\partial t} = \frac{1}{2(365\pi)^{1/2}}(Rn_g - H_g - \lambda E_g)$ (7)

onde:

T_c, T_g, T_d = temperatura, (K);

Rn_c, Rn_g = radiação disponível, (W m^{-2});

H_c, H_g = fluxo de calor sensível, (W m^{-2});

E_c, E_g = fluxo de calor latente, (W m^{-2});

C_c, C_g, C_d = capacidade calorífica, (J m^{-2} K^{-1});

λ = calor latente de vaporização, (J kg^{-1});

τ_d = 86400, (S);

ξ_{cs}, ξ_{gs} = troca de energia nas mudanças de fase da água interceptada, (W m^{-2});

A evapotranspiração do dossel E_c divide-se em duas componentes: (i) E_{ci}, evaporação da água interceptada pelo dossel (ii) E_{ct} transpiração da parte seca das folhas proveniente da extração de água do sistema radicular. Similarmente, a evaporação da superfície do solo é a soma de E_{gi} e E_{gs}.

As equações prognosticas dos termos de armazenamento de água por interceptação da precipitação são:

Interceptação do dossel: $\frac{\partial M_{cw,s}}{\partial t} = P - D_d - D_c - \frac{E_{ci}}{\rho_w}$, (8)

Interceptação na superfície do solo: $\frac{\partial M_{gw,s}}{\partial t} = D_d + D_c - \frac{E_{gi}}{\rho_w}$ (9)

onde:

$P =$ taxa de precipitação acima do dossel, (ms^{-1});

$D_d =$ precipitação por "*throughfall*" no dossel, (ms^{-1});

$D_c =$ drenagem nos troncos do dossel, (ms^{-1});

$E_{ci}, E_{gi} =$ evaporação da água interceptada no dossel e solo, respectivamente, ($Kgm^{-2}s^{-1}$);

$\rho_w =$ massa específica da água, (kgm^{-3});

Para o prognóstico da umidade do solo, no esquema de 3 camadas, supõe-se o balanço hídrico de forma que:

Umidade do solo camada superficial: $\frac{\partial W_1}{\partial t} = \frac{1}{\theta_s D_1}\left[P_{w1} - Q_{1,2} - \frac{E_{gs}}{\rho_w}\right]$, (10)

Umidade do solo camada de raízes: $\frac{\partial W_2}{\partial t} = \frac{1}{\theta_s D_2}\left[Q_{1,2} - Q_{2,3} - \frac{E_{ct}}{\rho_w}\right]$, (11)

Umidade do solo camada de drenagem: $\frac{\partial W_3}{\partial t} = \frac{1}{\theta_s D_3}\left[Q_{2,3} - Q_3\right]$, (12)

onde:

$Wi =$ grau de saturação da umidade em cada camada; $\frac{\theta_i}{\theta_s}, i = 1,2,3$;

$\theta_i =$ umidade volumétrica do solo na camada i, (m^3m^{-3});

$\theta_s =$ porosidade do solo, ($m^3\ m^{-3}$);

$D_i =$ espessura da camada i, (m);

$Q_{i,i+1} =$ escoamento entre as camadas i e i+1, ($m\ s^{-1}$);

$Q_3 =$ fluxo por drenagem profunda, ($m\ s^{-1}$);

P_{w1} = infiltração na superfície do solo, (m s^{-1}); $= D_c + D_d - R0_1$;

$R0_1$ = escoamento superficial, (m s^{-1});

A equação prognóstica para a condutância estomática de superfície:

$$\frac{\partial g_c}{\partial t} = -k_g \left(g_c - g_{c,\inf} \right) \tag{13}$$

onde:

g_c = condutância estomática de superfície, (ms^{-1});

k_g = constante de tempo, (s^{-1});

$g_{c,\inf}$ = condutância estomática para $t \to \infty$, (m s^{-1}).

A partir da descrição das equações prognósticas, do cálculo das resistências e dos fluxos, o algoritmo do SiB2 funciona resumidamente de uma forma tal que, dadas as condições iniciais das variáveis prognosticas T_c, T_g, T_d, M_c, M_g, W_1, W_2 , W_3 e g_c; as condições de contorno atmosféricas T_m, e_m, u_m, $F_{\Lambda,\mu}$ e P, e os parâmetros do bioma, então o modelo calcula os fluxos de energia, massa e momentum na camada de superfície da atmosfera, e o estado futuro das variáveis prognósticasÉ utilizado um esquema numérico implícito atrasado no tempo para o cálculo de T_c e T_g, a partir das equações 5 e 6.

2.2. Sítio experimental e dados utilizados na calibração

A área de estudo está localizada na Floresta Nacional do Tapajós (FNT: 3,017S; 54,97N), no estado do Pará (Figura 4), uma unidade de conservação com uma área aproximada de 545 mil hectares de floresta tropical úmida, com dossel da vegetação de altura média de 40m, a aproximadamente 70km ao sul da cidade de Santarém. A plataforma instrumental foi instalada em

junho de 2000, aproximadamente 2km a oeste da entrada do km 83 da Rodovia Cuiabá-Santarém, e 14km a leste da margem oriental do Rio Tapajós.

A instrumentação foi fixada em uma torre de 67m de altura (tipo Rohn 55G-Peoria IL com base triangular, 46cm de secção transversal e alimentada com 1000W/120V/60Hz) – Figura 5 (a,b), no solo e em tripés de 2m de altura dentro da floresta. Predominam na região a topografia suave e os Latossolos amarelos argilosos.

O modelo foi calibrado baseado em observações micrometeorológicas de fluxo de calor sensível, fluxo de calor latente, albedo solar, albedo PAR, velocidade de fricção, saldo de radiação e fluxo total de CO_2, a partir das médias horárias. O período de dados compreendeu 2002 a 2003.

Uma breve descrição da variação sazonal das variáveis meteorológicas observadas no período de julho de 2000 a junho de 2001 naquela região é dada abaixo. Maiores detalhes sobre as medidas de fluxos e medidas meteorológicas encontram-se em Goulden *et al*. (2004), Miller *et al*. (2004) e da Rocha *et al*. (2004).

Segundo da Rocha *et al*. (2004), no período de julho de 2000 a junho de 2001, o clima na área experimental é quente e úmido, a estação seca estabeleceu-se entre os meses de julho a dezembro de 2000. Os totais diários de radiação solar incidente variaram sazonalmente, alcançando um máximo de 23,8MJm^{-2}dia^{-1} no início de setembro de 2000, durante a estação seca, e um mínimo de 1,6MJm^{-2}dia^{-1} no início de maio de 2001, durante a estação úmida, quando o período de transição entre a estações seca e úmida coincidiu com uma redução marcante na radiação solar incidente. Os valores médios diários de temperatura do ar, a 67m de altura, apresentaram uma variação sazonal de 27ºC no final de agosto de 2000, durante a estação seca, a um valor mínimo de 21ºC no inicio de fevereiro de 2001, na estação úmida.

A direção do vento é predominante de leste e os valores médios diários de velocidade do vento a 67m de altura variaram entre 1 e 3ms^{-1}, com valores ligeiramente mais altos durante a estação seca.

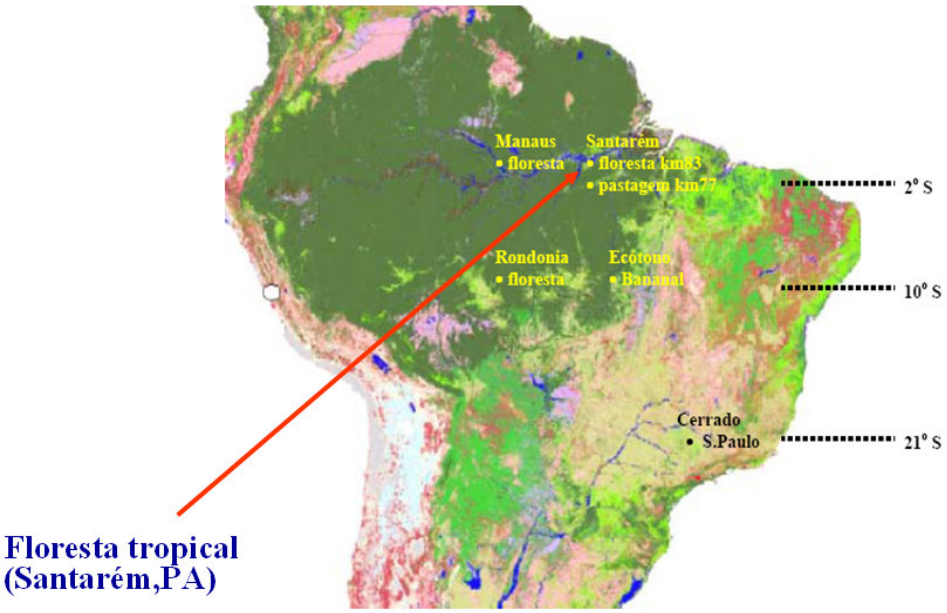


Figura 4.: Localização do sítio experimental K83- Floresta Nacional do Tapajós (FNT).

(a) (b)

Figura 5.: (a) Torre micrometeorológica no sítio experimental do km83 na FNT. (b) Alguns instrumentos instalados no topo da torre (Radiômetros PAR, solar, net; Anemômetro Sônico; Analisador de H_2O e CO_2).

2.3. Calibração do modelo SiB2

Neste trabalho é introduzido o conceito de calibração de módulos seqüenciais, ou seja, o procedimento de calibração dos parâmetros separadamente para cada sub-modelo ou módulo, seguindo a hierarquia pela qual o modelo SiB2 realiza os cálculos. A seqüência de calibração foi a que segue:

- Módulo Aerodinâmico (descrito no item 2.3.1);
- Módulo de Transferência Radiativa (descrito no item 2.3.2);
- Módulo de Difusão Hidráulica do Solo (descrito no item 2.3.3);

- Módulo de Fotossíntese e Condutância Estomática (descrito no item 2.3.4);

As possíveis vantagens de se utilizar a metodologia de módulos seqüenciais estão em que o método automático geralmente otimiza todos os parâmetros de uma vez só, não sendo claro identificar o controle de cada parâmetro na estimativa dos fluxos, e também abre espaço para que haja compensação de um parâmetro em relação a outro. Diferentemente, a metodologia de módulos seqüenciais otimiza cada parâmetro individualmente; permite que a hierarquia de processos seja mantida de forma coerente; é mais didático em relação aos outros métodos.

Segue uma descrição dos módulos do modelo SiB2 e a metodologia utilizada para calibrar os parâmetros referentes a cada módulo.

2.3.1. Módulo aerodinâmico

A transferência de momentum no modelo SiB2 usa os parâmetros morfológicos da vegetação e descreve as trocas dentro e acima do dossel da vegetação, em trajetórias onde são definidas as resistências aerodinâmicas r_a, r_b e r_d, empregando um esquema de fechamento do vento de primeira ordem descrito em Sellers *et al.* (1986, 1989).

As resistências aerodinâmicas r_a, r_b e r_d (sm^{-1}) são definidas como:

r_a, definida entre o nível no espaço de ar do dossel (h_a) e o nível de referência (Z_t), segundo:

$$r_a = \frac{C_3}{u_m}; \tag{14}$$

r_b, definida entre todas as folhas do dossel e o espaço de ar interior a ele, dada por:

$$r_b = \frac{C_1}{(u_2)^{1/2}}; \tag{15}$$

r_d, definida entre a superfície do solo, Z_s, até o espaço de ar do dossel, h_a, segundo:

$$r_d = \frac{C_2}{u^2} \tag{16}$$

onde:

u_2 = vento no nível Z_2

u_m = vento no nível Z_m

C_1, C_2, C_3 = constantes de superfície dependentes da integração no perfil

Duas características importantes são ressaltadas na solução apresentada : (i) a definição de um perfil vertical triangular do índice de área foliar dentro do dossel, o que evidencia posições preferenciais onde o arrasto aerodinâmico se concentra; (ii) a inclusão de uma camada de transição, onde o perfil vertical do vento não é necessariamente log-linear entre o topo do dossel e a camada de superfície (onde o perfil do vento é log-linear), como se pode observar na Figura 6. Nesta camada de transição considera-se que o coeficiente de difusão turbulenta estimado segundo os métodos convencionais é subestimado. A solução do sistema apresenta como resultado o conjunto de parâmetros formado por: C_1, C_2, C_3, h_a (m), z_0 (m), d (m), G_1, G_2, G_3 e a razão $(\frac{u_2}{u_m})$, que dependem do tipo de vegetação, geometria e perfil do índice de área foliar, e são calculados previamente, sendo lidos em um arquivo de entrada (DATA1) pelo modelo SiB2. Este esquema está implementado em rotinas Fortran 77 (SiBX/MOMOPT, Sellers *et al.*, 1989).

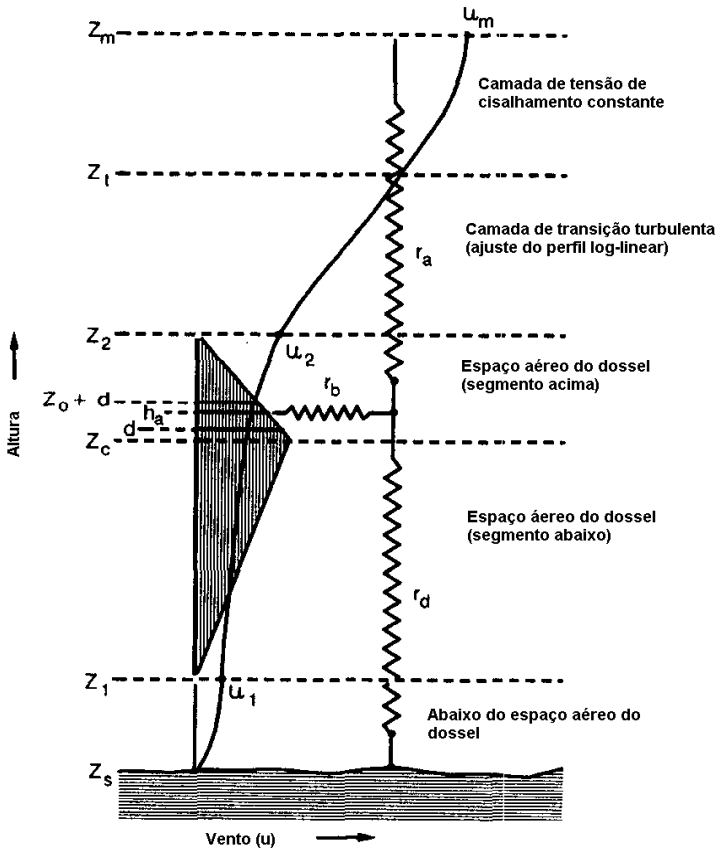


Figura 6.: Transferência turbulenta considerado no esquema de fechamento do vento de primeira ordem utilizada no modelo SiB2. Fonte: Sellers *et al.* (1996)

Para o procedimento de calibração do Módulo Aerodinâmico foi utilizado o esquema de fechamento do vento de primeira ordem SiBX/MOMOPT . Os parâmetros de entrada desse esquema representam a morfologia da vegetação e são invariantes com o tempo, como citados na Tabela 1, com exceção do índice de área foliar (IAF), que apresenta sazonalidade. A solução desse esquema fornece um conjunto de parâmetros de saída, os quais foram citados acima, e que serão referenciados aqui como parâmetros aerodinâmicos. Estes parâmetros aerodinâmicos, constam como parâmetros de contorno do modelo SiB2, e que controlam as resistências aerodinâmicas. Três parâmetros de entrada foram variados no esquema SIBX/MOMOPT: altura do dossel (Z_2), altura

de inflexão da densidade foliar (Z_c) e o índice de área foliar (IAF). Os demais parâmetros de entrada foram mantidos constantes e prescritos de acordo com Sellers *et al.* (1989). A sensibilidade do modelo às combinações foi analisada com uma função erro (F_0) definida como a raiz do erro quadrático médio, RMSE (equação 17), em função da velocidade de atrito observada (u_{*_o}) e simulada (u_{*S}), na escala de tempo horária.

$$F_0 = \sum [\frac{1}{n}(u_{*_s} - u_{*_o})]^{\frac{1}{2}} \qquad (17)$$

onde:

F_0 = função erro;

n = número de eventos;

u_{*S} = velocidade de atrito simulada pelo modelo;

u_{*_o} = velocidade de atrito observada.

Para encontrar o conjunto dos parâmetros aerodinâmicos ótimos, de forma que F_0 fosse mínima, variou-se a altura do dossel Z_2, de 25m a 37m, e Z_c de 15m até um valor que fosse coerente com cada altura Z_2 analisada. A altura de inflexão da densidade foliar é permitida nesse esquema de primeira ordem até 1 m a menos de Z_2,ou seja, se Z_2 for 37m então Z_c é no máximo igual a 36m. O valor do IAF foi variado de 1 até 10 m^2m^{-2}. O calculo de F_0 foi realizado para todos os meses do ano separadamente a fim de se contemplar a sazonalidade.

A variação destes parâmetros dentro do esquema SIBX/MOMOPT se deu da seguinte maneira: fixou-se Z_2 e Z_c em um valor constante e variou-se o IAF dentro do intervalo estipulado; para a próxima variação prescreveu-se outro valor constante de Z_2 e Z_c, e variou-se o IAF, sendo assim sucessivamente. Depois de feita a interpretação sobre o comportamento do modelo em relação à

variação destes parâmetros, a calibração deste módulo baseou-se em considerar os eventos de maior sensibilidade à variação.

2.3.2. Módulo de Transferência Radiativa

A estimativa do albedo e da radiação absorvida na camada de superfície para os diversos padrões de vegetação depende da intensidade e dos diferentes comprimentos de onda da radiação solar incidente, assim como da interação radiativa com os elementos do dossel.

O SiB2 utiliza a aproximação *two-stream* (Sellers *et al.*, 1986, 1996) na representação da interceptação, reflexão, transmissão e absorção da radiação no interior do dossel. Esta aproximação é uma abordagem de cálculo das refletâncias espectrais e da fração absorvida em cada banda Λ (visível, V, infravermelho próximo, N, e termal, T) e para radiação direta (b) e difusa (d). São descritos os gradientes dos fluxos verticais de radiação incidente e emergente no interior do dossel, supondo um meio isotrópico, e calculando-se os fluxos verticais de radiação emergente no topo do dossel. O balanço dos fluxos de radiação difusa emergente e incidente, normalizados pelo fluxo direto incidente, $I\uparrow$ e $I\downarrow$, respectivamente, são:

$$-\bar{\mu}\frac{dI\uparrow}{dL}+[1-(1-\beta)\omega]I\uparrow-\omega\beta I\downarrow=\omega\bar{\mu}K\beta_0 e^{(-KL)} \tag{18}$$

$$-\bar{\mu}\frac{dI\downarrow}{dL}+[1-(1-\beta)\omega]I\downarrow-\omega\beta I\uparrow=\omega\bar{\mu}K(1-\beta_0)e^{(-KL)} \tag{19}$$

onde:

ω = coeficiente de espalhamento (reflexão e transmissão) dos fito-elementos;

β_0 = parâmetro de espalhamento emergente do fluxo direto;

β = parâmetro de espalhamento emergente do fluxo difuso;

K = caminho óptico do raio direto incidente (por unidade de área foliar);

μ = caminho óptico inverso difuso (por unidade de área foliar);

L = índice de área foliar

Nas equações (18) e (19) é suposto um meio isotrópico, o que simplifica a condição da refletividade da folha aumentar com a diminuição do ângulo entre o feixe incidente de radiação e o plano da folha.

Sellers *et al*. (1986, 1996) apresentam uma solução para as equações 18 e 19, dadas por:

$$I\downarrow = \alpha_1 e^{-KL} + \alpha_2 e^{-\alpha_3 L} + \alpha_4 e^{-\alpha_3 L} \tag{20}$$

$$I\uparrow = \alpha_5 e^{-KL} + \alpha_6 e^{-\alpha_3 L} + \alpha_7 e^{-\alpha_3 L} \tag{21}$$

onde $\alpha_1 ... \alpha_6$ = combinações algébricas dos coeficientes em (18) e (19). O cálculo de $I\uparrow(0)$ pode ser interpretado como a refletância hemisférica do sistema solo-dossel. A radiação solar absorvida no dossel (c) e no solo (g) são calculadas como:

$$F_{\Lambda,\mu(c)} = V_c[1 - I_{\uparrow C} - I_{\uparrow g}(1 - a_{S\Lambda,d}) - e^{-KL_T V}(1 - a_{S\Lambda,b})]F_{\Lambda,\mu(0)} \tag{22}$$

$$F_{\Lambda,\mu(g)} = \{(1 - V_c)(1 - a_{S\Lambda,\mu}) + V_c[I_{\downarrow g}(1 - a_{S\Lambda,d}) + e^{-KL_T V}(1 - a_{S\Lambda,b})]\}F_{\Lambda,\mu(0)} \tag{23}$$

onde:

V_c = fração de cobertura do dossel;

$F_{\Lambda,\mu(0)}$ = irradiância solar incidente no topo do dossel nas bandas Λ (V= visível, N= infravermelho próximo) e direção μ (d= difusa, b= direta), (W m^{-2});

$F_{\Lambda,\mu(c)}$ = quantidade de $F_{\Lambda,\mu(0)}$ absorvida pelo dossel;

$F_{\Lambda,\mu(g)}$ = quantidade de $F_{\Lambda,\mu(0)}$ absorvida pelo solo;

$a_{S\Lambda,\mu}$ = refletância do solo

Enquanto o fluxo de radiação absorvido no termal é:

$$F_{T,d(c)} = F_{T,d(0)} V\delta_T - 2\sigma_S T_C^4 V\delta_T + \sigma_S T_g^4 V\delta_T \tag{24}$$

$$F_{T,d(g)} = F_{T,d(0)}(1 - V\delta_T) + \sigma_S T_C^4 V\delta_T - \sigma_S T_g^4 \quad (25)$$

onde:

$F_{T,d(0)}$ = irradiância do infravermelho termal no topo do dossel, suposta difusa, (W m^{-2});

$V\delta_T$ = fração do termal incidente absorvida pelo dossel, $\delta_T = 1 - e^{-L_t V\mu}$;

σ = contante de Stefan-Boltzmann, (W m^{-2} K^{-4})

Os parâmetros do Módulo de Transferência Radiativa são relacionados com as propriedades ópticas da folha, descritos na Tabela1. Foram realizados testes de sensibilidade à variação desses parâmetros. Os testes de sensibilidade analisaram a sensibilidade do albedo solar e PAR à variação dos parâmetros de transmitância da folha viva no visível e do infravermelho próximo, refletância da folha viva e do solo no visível e do infravermelho próximo, e também à variação do parâmetro de fração de folhas verdes do dossel (N), fração de cobertura do dossel (Vc) e índice de área foliar (IAF). Foram calibrados os parâmetros aos quais o modelo mostrou-se mais sensível: o parâmetro transmitância da folha viva no espectro do visível ($\delta_{v,l}$) e do infravermelho ($\delta_{N,l}$) e o parâmetro refletância da folha viva no espectro do visível ($\alpha_{v,l}$) e do infravermelho ($\alpha_{N,l}$). A calibração deu-se pelo cálculo de F_0 (equação 26), a partir das médias diárias do albedo simulado e observado.

$$F_0 = \left[\frac{1}{n}\sum (malb_S - malb_o)^2\right]^{\frac{1}{2}} \quad (26)$$

onde:

$malb_S$ representa a média diária das 9hs as 15hs do albedo simulado;

$malb_o$ representa a média diária das 9hs as 15hs do albedo observado;

n representa o numero de eventos.

Após a calibração do albedo analisou-se a qualidade da simulação do saldo de radiação (Rn), quando foram testadas novas parametrizações do da radiação de onda longa incidente (Ld). A

equação de Ld do modelo SiB2 nas aplicações *off-line* é a equação de Brunt (1932) para céu claro com correção de Jacobs (1978) para todas as condições de céu.

As equações testadas são as que seguem. Foi feita a correção para nuvens sugerida por Jacobs (1978) nas equações abaixo, com exceção da equação proposta por Kruk *et al*. (2008) e Duarte *et al.* (2006) que possuem suas próprias correções para todas as condições de céu.

1. Equação de Brunt (1932) – *default* do modelo

$$L_d = \sigma T^4 (0{,}51 + 0{,}066 e^{\frac{1}{2}}) \tag{27}$$

2. Equação de Brutsaert (1975)

$$L_d = 1{,}24 \sigma T^4 \left(\frac{e}{T}\right)^{\frac{1}{7}} \tag{28}$$

3. Equação de Idso e Jackson (1969)

$$L_d = \sigma T^4 \left\langle 1 - \left\{ 0{,}26 \exp\left[-7{,}77 x 10^{-4} (273 - T)^2 \right] \right\} \right\rangle \tag{29}$$

4. Equação de Swinbank (1963)

$$L_d = 9{,}2 x 10^{-6} \sigma T^6 \tag{30}$$

5. Equação de Duarte *et al*. (2006)

$$L_d = 0{,}625 \left(\frac{e}{T}\right)^{0{,}131} \tag{31}$$

6. Equação de Kruk *et al*. (2008)

$$L_d = 0{,}576 \left(\frac{e}{T}\right)^{0{,}202} \tag{32}$$

onde:

σ : constante de *Stefan-Boltzmann*

T : Temperatura do ar (em K)

e : pressão de vapor d'água (mb)

A correção de Jacobs (1978) é descrita como;

$$L_d = L_d * (1 + 0{,}26c) \tag{33}$$

onde:

c é a cobertura de nuvens.

Para os testes das equações de Ld testadas, foi variado o parâmetro refletância da folha viva no espectro do infravermelho ($\alpha_{N,1}$) dentro do intervalo 0,20 – 0,60. Para cada simulação foi calculada a diferença através da média anual entre Rn simulado e Rn observado.

2.3.3. Módulo de difusão hidráulica do solo

A parametrização do transporte de água no solo original do modelo SiB2 calcula o fluxo vertical de umidade no solo, Q, através de um sistema de equações prognósticas em que a equação de Darcy (34), junto com a equação de conservação de água no solo (35), leva à equação prognostica (36) , tal que:

$$Q = K(\psi)(\frac{\partial \psi}{\partial Z} + 1) \tag{34}$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial Q}{\partial Z} \tag{35}$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = D(\psi)\frac{\partial^2 Q}{\partial Z^2} \tag{36}$$

onde:

Q = fluxo de água na direção z, (ms^{-1});

$D(\psi) = K(\psi) / C(\psi)$ = difusividade hidráulica, (m^2s^{-1});

$K(\psi)$ = condutividade hidráulica, (ms^{-1});

$C(\psi) = \dfrac{\partial \theta}{\partial \psi}$, θ é a umidade volumétrica do solo, (m^3m^{-3}) e ψ o potencial matricial da água no solo, (m).

As relações de curva de retenção e condutividade hidráulica são descritas conforme Clapp e Hornberger (1978):

$$\psi = \psi_S W^{-B} \tag{37}$$

$$K(\psi) = K_S W^{2B+3} \tag{38}$$

onde:

B = fator de potência da curva de retenção;

ψ_S = potencial matricial da saturação;

$W = \dfrac{\theta}{\theta_S}$ = é o grau de saturação;

θ_S = porosidade, (m^3m^{-3});

K_S = condutividade hidráulica de saturação, (ms^{-1})

O esquema utilizado é discretizado em múltiplas camadas no solo, com parâmetros físicos homogêneos por camada (H. da Rocha/Iag/Usp, com. pessoal), mantendo-se algumas características do esquema original: a camada superficial, que fornece água para evaporação livre; a partir da 2ª camada, inclusive, define-se as camadas de raízes, que determinam a profundidade máxima onde ocorre extração de água para a transpiração; e a última camada, de drenagem profunda, que estima o escoamento de sub-superfície. O sistema radicular depende do tipo de vegetação e diversas características do solo, como o pH, o conteúdo nutricional do solo, o balanço hídrico, a aeração e a profundidade do solo. Neste módulo calibrou-se o parâmetro de fração de concentração de raízes da camada, segundo um modelo de distribuição vertical do sistema radicular de Jackson *et al*. (1996) segundo:

$$y(d) = 1 - \beta^d \tag{39}$$

onde:

$y(d)$: é a fração de concentração acumulada das raízes entre a superfície e a profundidade do solo d (cm);

β: parâmetro de forma de distribuição

Para o ecossistema de Floresta Tropical, Jackson *et al.* (1996) sugerem β=0,96. Na Figura 7 é mostrado o perfil de fração acumulada de raízes para três diferentes valores de β. Em geral, valores de β mais distantes de 1 indicam uma distribuição de raízes mais concentradas próximo à superfície.

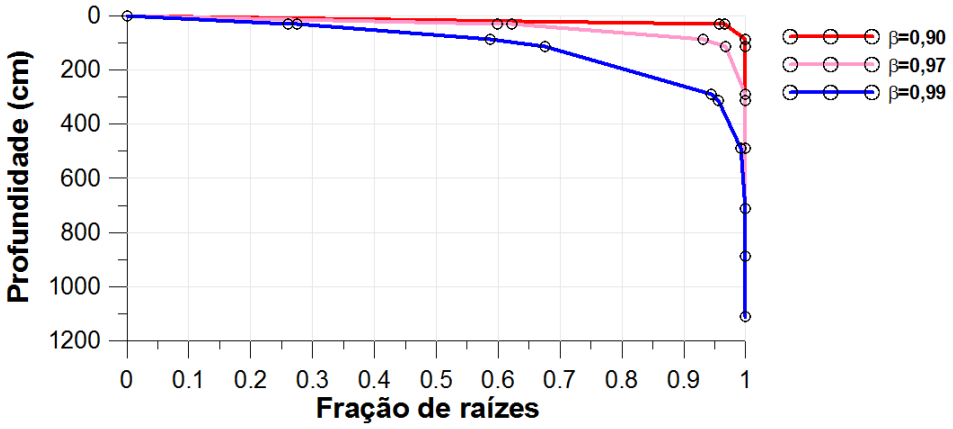


Figura 7.: Variação da fração de concentração acumulada de raízes (*Y*) com a profundidade do solo (cm), para diversos valores de β.

As simulações foram realizadas com dados de dois anos (2002/2003) repetidas ciclicamente por 20 anos para perfazer o *spin-up* da umidade do solo, tendo-se assim um período de simulação de 40 anos, e obtendo-se a condição de equilíbrio do modelo. O grau de saturação da umidade inicial do solo foi prescrito homogêneo verticalmente e igual a 0,90.

O modelo de múltiplas camadas de solo foi prescrito com 17 camadas de solo e 50m de profundidade. A profundidade de cada camada foi calculada a partir de um perfil exponencial até 10m, e abaixo prescrita de espessura constante. Foi prescrito um perfil de concentração de raízes por camada que melhor produzisse a simulação da variação temporal e vertical da umidade do solo na área experimental (descrito em Bruno *et al*., 2006).

2.3.4. Módulo de Fotossíntese e Condutância Estomática

O modelo SiB2 utiliza a hipótese de Sellers *et al*. (1992), que integra o modelo de folha de Collatz *et al*. (1991, 1992) ao longo do perfil do dossel e sugere que tanto a taxa fotossintética como a condutância estomática possam ser calculadas pelo parâmetro de uso de PAR, $\Pi = \frac{FPAR}{\kappa}$, onde FPAR = fração de PAR absorvido, e κ = coeficiente médio de extinção de PAR ao longo do dossel. Na verdade, FPAR é um fator associado às propriedades da vegetação no topo do dossel, o que decorre da idéia de que a vegetação maximiza as reservas de nitrogênio nos níveis onde há mais oferta de radiação. A partir disso, a condutância estomática, g_C, e a assimilação de CO2, An,c, são calculados a partir de relações na escala da folha, mas com forçantes climáticas ($F_{\pi 0}$ = irradiância de PAR incidente no topo do dossel) associadas ao topo do dossel e escalonadas pelo fator Π, tal que:

$$An,c = f(W_C, W_E, W_S) - R_D \tag{40}$$

onde:

R_D = taxa de respiração;

As taxas limitantes de assimilação (escalonadas para o dossel) são:

$$W_C = V_{m0} \Pi B_1 \tag{41}$$

$$W_E = F_{\pi 0} \Pi B_2 \tag{42}$$

$$W_S = V_{m0} \Pi B_3 \tag{43}$$

$$R_D = V_{m0} \Pi B_4 \tag{44}$$

Onde:

W_C = eficiência da enzima fotossintética RuBisCo;

W_E = quantidade de PAR (radiação fotossinteticamente ativa) capturada pela clorofila;

W_S = capacidade de a folha exportar os produtos da fotossíntese (para plantas C_4, W_S refere-se à eficiência da enzima PEP-carboxilase).

A taxa efetiva de fotossíntese V_{m0} (mol m^{-2} S^{-1}) é calculada a partir do parâmetro $V_{\max 0}$, tal que:

$$V_{m0} = V_{\max 0} f_T(T_C) f_W(W_2) \tag{45}$$

Ou seja, atenuada pelos fatores de estresse de temperatura $f_T(T_C)$ e de umidade do solo $f_W(W_2)$ (que variam de 0 a 1). O fator de estresse devido ao déficit de pressão de vapor d'água está na verdade implícito no termo de h_S da expressão (3). Os termos B1,..., B4 são relações empíricas fisiológicas descritas em Collatz *et al*. (1991, 1992) e Sellers *et al*. (1996).

A função f em (40) não é exatamente o mínimo das três limitantes, como sugerido no item 2.1.2, mas com mais precisão igual ao mínimo resultante da solução de um sistema de equações quadráticas, que proporciona a transição de uma limitante para outra de forma menos abrupta. Este acoplamento das funções é conseqüência da superposição de efeitos que ocorrem na natureza descrito no modelo como:

$$\beta_{ce} W_p^2 - W_p (W_C + W_E) + W_C W_E = 0 \tag{46}$$

$$\beta_{ps} A^2 - A(W_p + W_S) + W_p W_S = 0 \tag{47}$$

onde:

A= taxa de assimilação, (mol m^{-2} S^{-1});

β_{ce}, β_{ps} = coeficientes de acoplamento (da ordem de 0,8 a 0,99);

W_p = mínimo suavizado de W_C e W_S, (mol m^{-2} s^{-1})

Também g_c não é calculada explicitamente em função de An, c conforme a expressão 3. A fotossíntese entra em regime estacionário numa escala de tempo de 1 minuto após uma modificação nas suas forçantes, enquanto que a condutância estomática geralmente precisa de muitos minutos para entrar em equilíbrio. Este atraso da condutância é então incorporado no seu prognóstico (13) tal que:

$$\frac{\partial g_c}{\partial t} = -k_g (g_c - g_{c,\inf}) \tag{48}$$

$$\text{onde: } g_{c,\inf} = g_c(t \to \infty) = m\frac{A_C}{C_S} h_S p + b, k_g = 0{,}00113 S^{-1} \tag{49}$$

e cuja solução apresenta um incremento Δg_c em g_c no passo de tempo Δt tal que:

$$\Delta g_c = g_c - g_{c0} = (1 - e^{-k_g \Delta t})(g_{c,\inf} - g_{c0}) \tag{50}$$

Os parâmetros que foram calibrados neste módulo são: coeficiente angular estomático (m), máxima capacidade RuBisco ($Vcmax_0$) e o parâmetro de fração de folhas verdes do dossel (N).

A primeira etapa da calibração foi ajustar a equação de respiração do solo (Rh), supondo-se por simplicidade que a média anual do fluxo total de CO_2 noturno observado se iguale à média anual de Rh calculado. A partir da regressão entre as médias diárias noturnas do fluxo total de CO_2 e do grau de saturação do solo calculado na primeira camada (W1), prescreveu-se a equação

$$Rh = 4{,}08 - 3{,}22 * (W1) + 6{,}35 (W1)^2 \tag{51}$$

Os testes de sensibilidade do modelo aos parâmetros N, m e $Vcmax_0$ foram feitos a seguir, constando da análise dos fluxos de calor latente (LE), de calor sensível (H), e total de CO_2 à variação destes parâmetros na média sazonal na estação chuvosa (janeiro a junho) e na estação seca (agosto a novembro) dos valores simulados e observados, conforme duas funções de otimização:

$$F_0 = \left(\frac{LE}{H + LE}\right)_{sim} - \left(\frac{LE}{H + LE}\right)_{obs} \tag{52}$$

onde:

$\left(\frac{LE}{H + LE}\right)_{sim}$ = fração evaporativa (aproximada) simulada

$\left(\frac{LE}{H + LE}\right)_{obs}$ = fração evaporativa (aproximada) observada

e,

$$F_0 = (CO_{2_{obs}} - CO_{2_{sim}})^2 \tag{53}$$

Onde:

$CO_{2_{obs}}$ = fluxo de CO_2 observado
$CO_{2_{sim}}$ = fluxo de CO_2 simulado

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1. Calibração do Módulo Aerodinâmico

Foi feito inicialmente um teste de sensibilidade aos parâmetros IAF, Z_2 e Z_c, no seguinte intervalo: IAF de 1 a 10m^{2}m^{-2}, Z_2 de 25 a 37m e Z_c de 15 a 36m, o que é feito em duas etapas: no pré-processador SIBX/MOMOPT são fornecidos os parâmetros IAF, Z_2 e Z_c (e outros), que provê um conjunto de coeficientes das resistências aerodinâmicas, e que por sua vez são prescritos no modelo SiB2 como coeficientes invariantes no tempo. A seguir, no modelo SiB2 é calculada a velocidade de fricção. O procedimento foi feito para todos os meses do ano, por simples inspeção, uma vez que o parâmetro IAF tem pequena variação fenotípica na floresta (Doughty e Goulden, 2008).

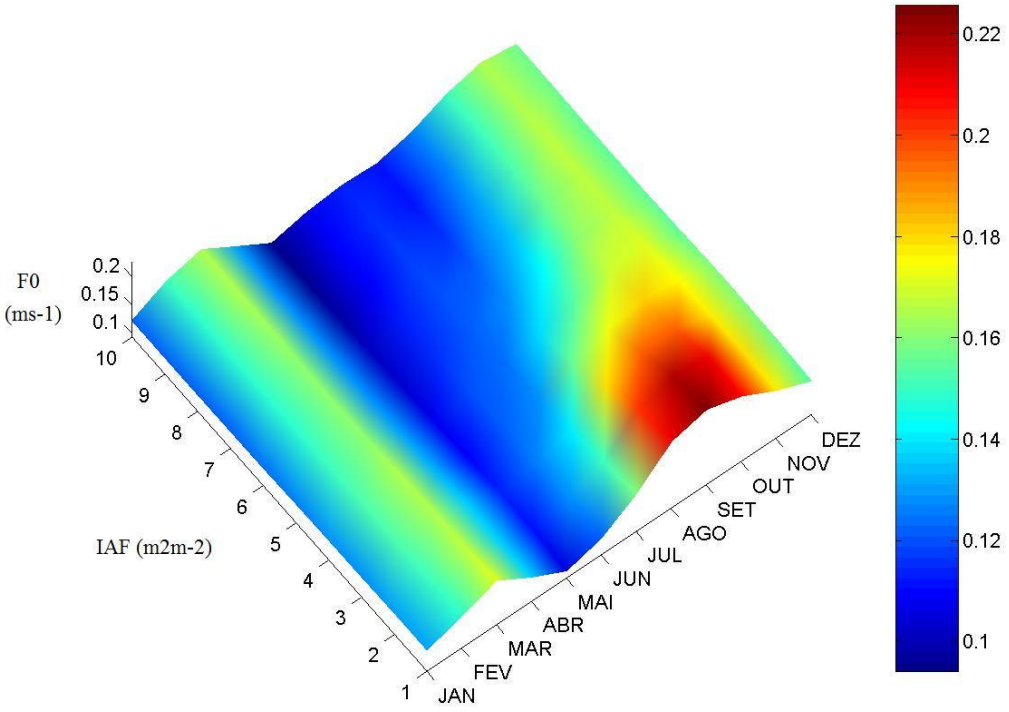
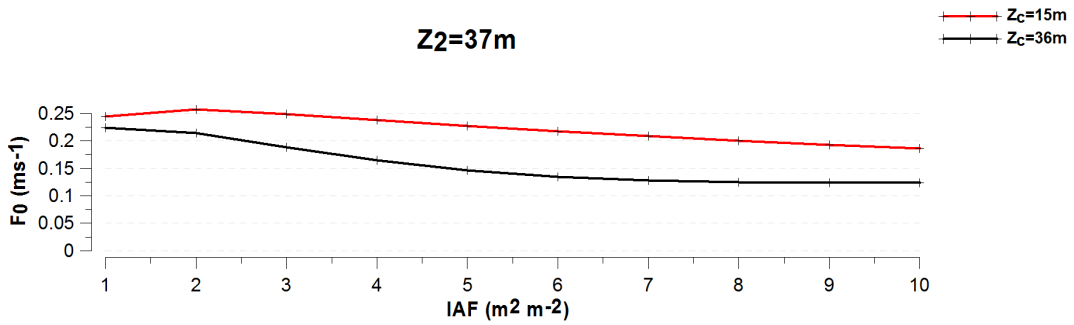
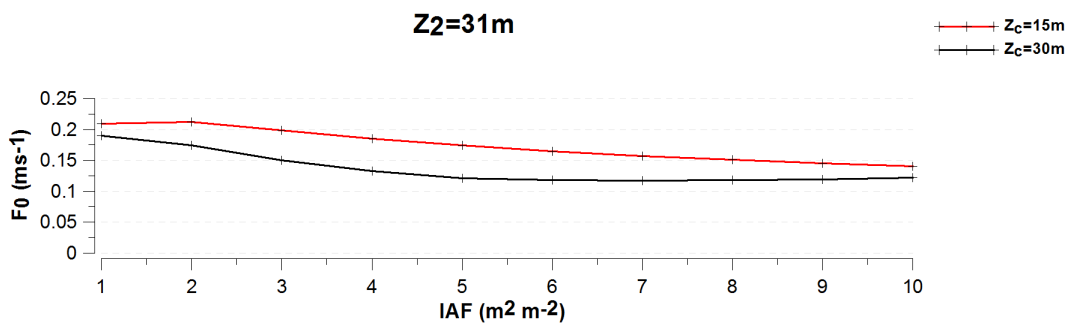


Figura 8.: Cálculo de F_0 para todos os meses do ano, variando-se o IAF, e mantendo-se Z_2 e Z_C constantes em 37 e 35m respectivamente.

(a)



(b)



(c)

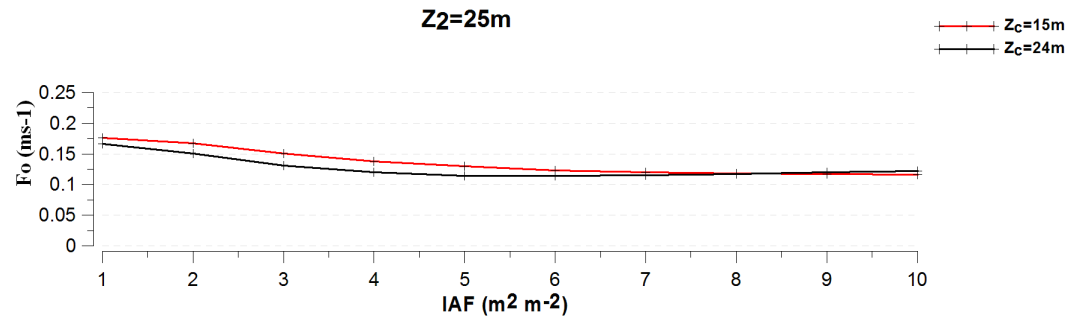


Figura 9.: Estimativa de F_0 para diferentes valores de Z_C, Z_2 e IAF. (a) Z_2 =37m. (b) Z_2 =31m. (c) Z_2 =25m.

Notou-se que, independente da combinação dos valores de Z_2 e Z_C, o padrão de F_0 foi similar (Figura 8). Adicionalmente, o modelo mostrou-se mais sensível ao IAF na estação seca (agosto a novembro), como sugere o caso da combinação de Z_2 e Z_C iguais a 37m e 35m respectivamente (Figura 8). A velocidade do vento a 67m de altura é ligeiramente maior na estação seca, e a velocidade de atrito u_* idem (da Rocha *et al*. 2004), o que pode ser um indício que o modelo, pelo menos segundo a função F_0 estipulada, mostra-se sensível apenas nos eventos de maior turbulência mecânica. Dessa forma, escolheu-se o mês de setembro como um conjunto adequado de dados para se refinar a calibração dos demais parâmetros aerodinâmicos. Nota-se ainda que, independentemente de Z_2 e Z_c, F_0 não tem um mínimo bem definido, mas tende a reduzir sistematicamente com o aumento do IAF (Figura 9). De forma mais ampla, o erro F_0 cai proporcionalmente ao aumento de Z_C, simultaneamente com a redução de Z_2, independente do IAF estipulado, e a redução do erro também se pronuncia com o aumento do IAF na faixa de 4 para 6 m^2m^{-2} (Figura 10).

Os intervalos dos parâmetros IAF, Z_2 e Z_c da Figura 10 são os que poderiam compor melhor as condições da floresta tropical, e sugerem um padrão de clara visualização do viés do modelo SiB2 nas trocas aerodinâmicas: o erro tende a cair, apontando para mínimos na combinação de Z_2 =31m , Z_C =30m, com crescente IAF.

Uma confirmação desse padrão foi feita, testando-se outra função erro, definida como proporcional à razão de u* simulado sobre u* observado, F_{0II} (equação 54): mais exatamente mostra-se que o cálculo de u_* está superestimado (F_{0II} >1) em todas as combinações de parâmetros (Figura 11), tendendo a um mínimo na mesma região apontada na Figura 10.

$$F_{0II} = \frac{1}{n}[\sum(\frac{u_{*_{sim}}}{u_{*_{OBS}}})] \tag{54}$$

Os resultados prévios sugerem que, para se otimizar u_* calculado, dever-se-ia majorar Z_C e IAF, concomitante com minorar Z_2, em valores além/aquém da escala mostrada nas Figuras 10 e 11. Entretanto esta sugestão também pode ser apenas um artifício, uma vez que tende em última instância a deformar o dossel, ao reduzir sua altura e comprimir o máximo de folhas para próximo do topo.

A título de explicação, a velocidade de atrito em condições neutras pode ser estimada na seguinte maneira:

$$u_* = \frac{u\kappa}{\ln(\frac{Z-d}{z_0})} \tag{55}$$

onde:

u = velocidade do vento horizontal observado;

κ = constante de Von-Kárman;

Z = altura onde são medidas as variáveis;

d =deslocamento do plano zero;

z_0 = comprimento de rugosidade;

Indicando que, a redução de u_* simulado pode decorrer de aumentar o denominador $\ln(\frac{Z-d}{z_0})$, o que se daria por meio da redução de d e z_0. Foi dessa forma que, reduzindo-se Z_2, acarretou F_0 mínimo (Figuras 9 e 10).

Adicionalmente, a repercussão da superestimativa de u* simulado manifesta-se também em superestimar as condutâncias aerodinâmicas. Por exemplo, as condutâncias g_a e g_c tem mínimos (Figuras 12a,c) em padrões muito similares aos da função erro de u*. A condutância g_b (Figura 12b) também tem este padrão concorrente, e mostra-se particularmente mais sensível à variação do IAF.

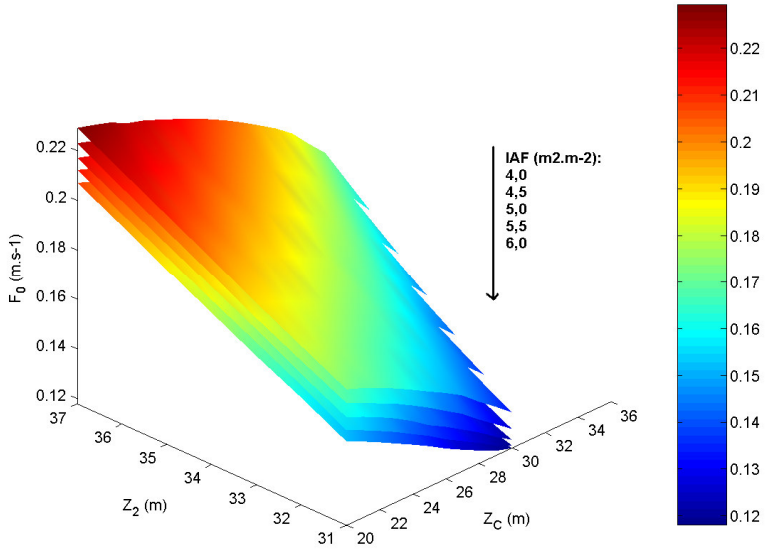


Figura 10.: Função erro (F_0) para diferentes IAF, Z_C e Z_2 .

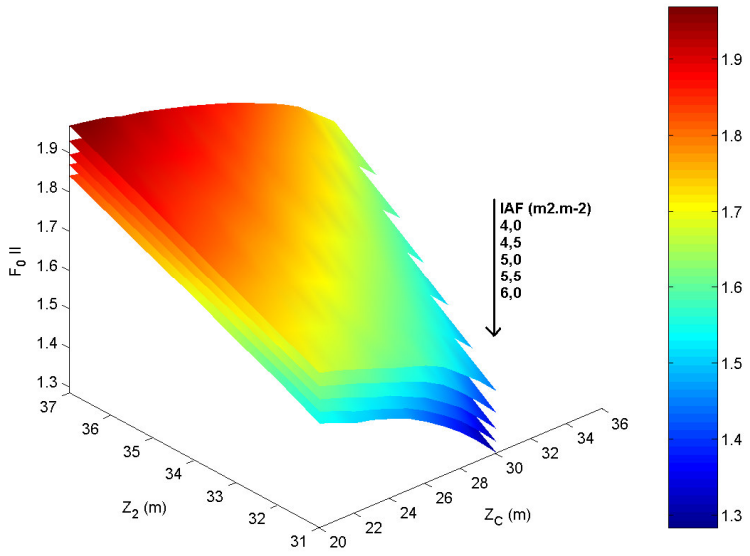
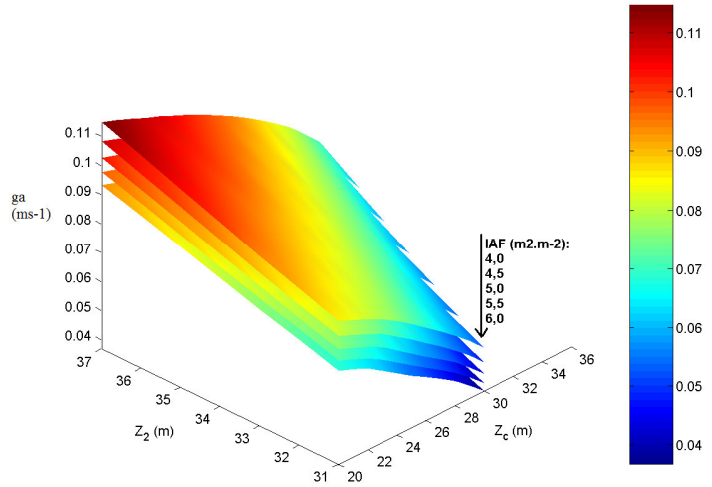
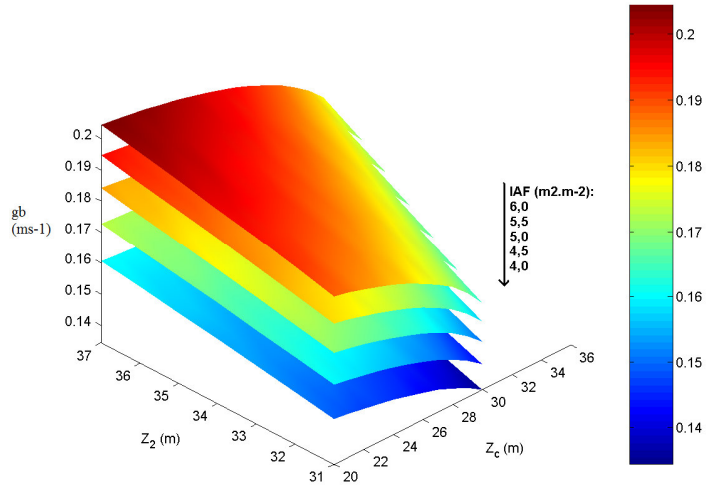


Figura 11.: Função erro (F_{0II}) para diferentes IAF, Z_C e Z_2 .

(a)


ga
(ms-1)
0.11
0.1
0.09
0.08
0.07
0.06
0.05
0.04
IAF (m2.m-2):
4,0
4,5
5,0
5,5
6,0
Z2 (m)
37
36
35
34
33
32
31
Zc (m)
20
22
24
26
28
30
32
34
36
0.11
0.1
0.09
0.08
0.07
0.06
0.05
0.04

(b)


gb
(ms-1)
0.2
0.19
0.18
0.17
0.16
0.15
0.14
IAF (m2.m-2):
6,0
5,5
5,0
4,5
4,0
Z2 (m)
37
36
35
34
33
32
31
Zc (m)
20
22
24
26
28
30
32
34
36
0.2
0.19
0.18
0.17
0.16
0.15
0.14

(c)

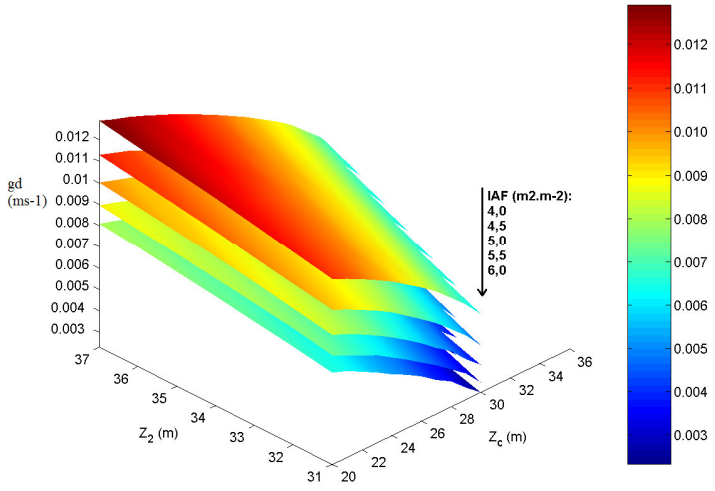


Figura 12.: Variações das condutâncias aerodinâmicas em relação a Z_2, Z_C e IAF. (a) condutância g_a. (b) condutância g_b. (c) condutância g_d.

Optou-se desta forma por escolher a combinação (Z_2=31m e Z_C=30m), onde o erro mostrou-se menor, e por refinar a otimização do IAF com testes posteriores. Para isso, calculou-se um critério de convergência da função erro em relação à variação do IAF (equação 56), ou seja, uma informação da rapidez de convergência de F_0, de modo que a variação de F_0, ΔF_0, mostre-se inferior a um limiar especificado. Ou seja, se

$$\Delta F_0 = (\frac{F_{0i} - F_{0i-1}}{F_{0i-1}})x100\% \tag{56}$$

onde:

ΔF_0 = variação de F_0 ($Z_2 = 31m$ e $Z_C = 30m$)

Se ΔF_0 tender a zero, indica-se que a função erro é também pouco sensível à variação de u_*.

De forma geral, ao aumento do IAF, reduz-se a taxa de convergência ΔF_0, ou seja, reduz-se a sensibilidade (Figura 13), sendo o IAF determinado no limiar de 0,05% (em módulo). O resultado foi o valor ótimo de IAF igual a 5,6m^{2}m^{-2}.

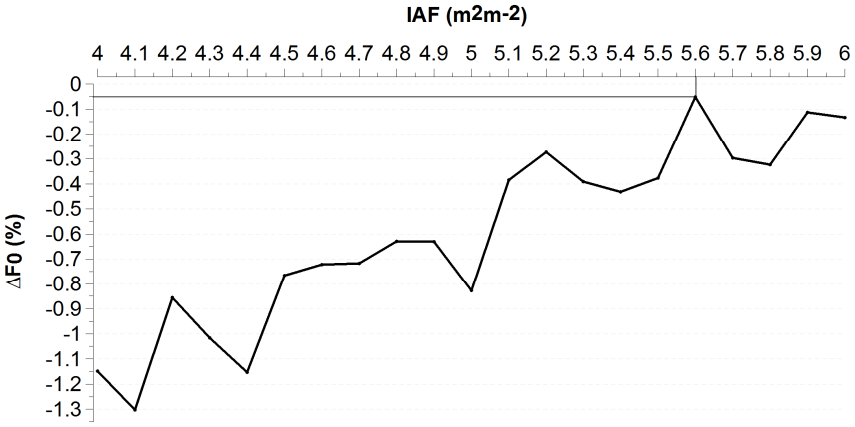


Figura 13.: Variação de ΔF_0 (em %) para diferentes valores de IAF, e valores ($Z_2 = 31m$ **e** $Z_C = 30m$).

Como resultados finais, em síntese, escolheram-se os parâmetros $Z_2 = 31m$, $Z_C = 30m$ e $IAF = 5{,}6m^2m^{-2}$, e o conjunto de parâmetros ótimos para o módulo aerodinâmico, solução do esquema SIBX/MOMOPT, foi: z_0= 1,5m; d= 26,6m; C_1= 8,1; C_2=727,8; $CORB_1$= 7,8; $CORB_2$= 387,4; h_a= 23,6m; G_1= 0,787; G_2= 0,787.

Com estes resultados houve melhora do cálculo de u*, que nas condições iniciais tinha uma subestimativa de 40%, passou a ter uma superestimativa de 13% nas condições ótimas (Figura 14a,b). No ciclo diurno de u_* (Figura 14c) observa-se que é mais exatamente no período noturno quando o modelo superestima as observações, e, no período diurno o modelo se ajusta melhor e até subestima levemente as observações.

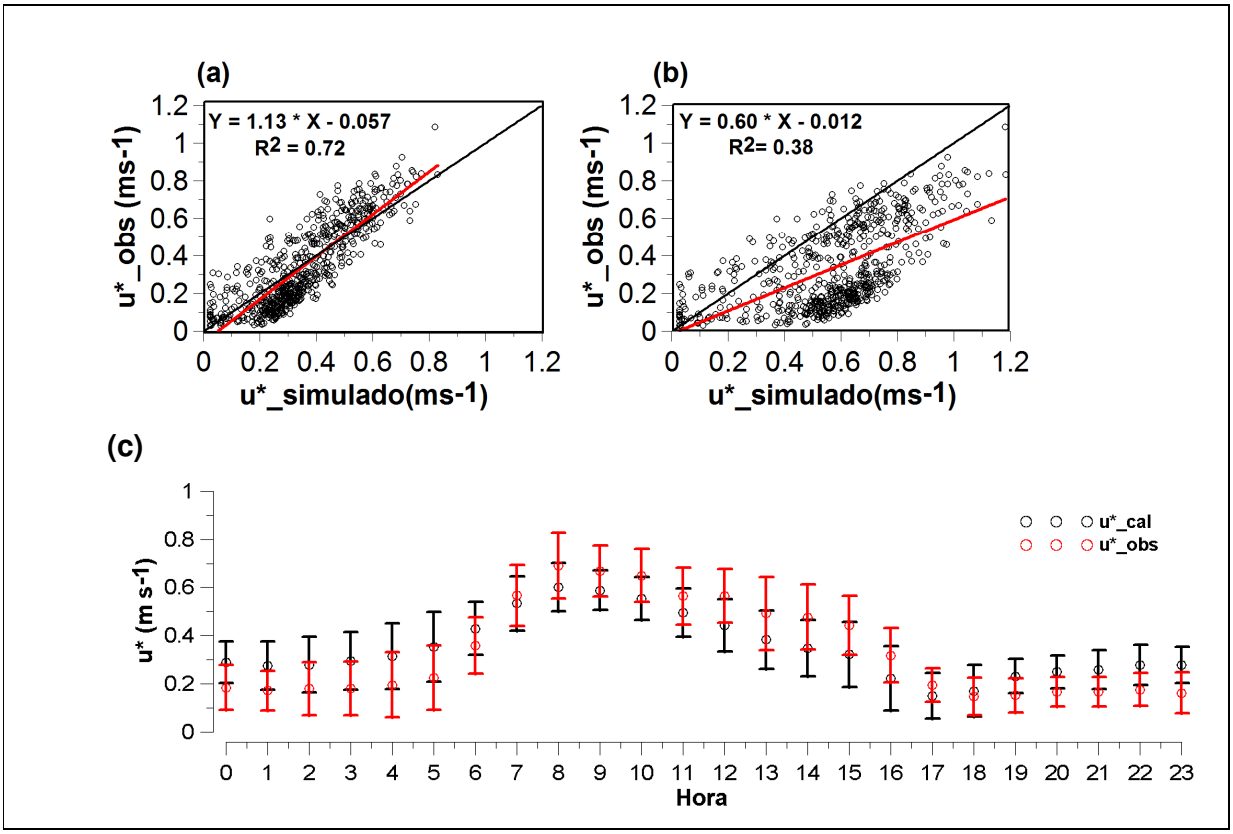


Figura 14.: Comparação de u* simulado e observado (a) na condição otimizada, e (b) nas condições inciais; (c) ciclo diurno médio de u_* simulado e observado na condição otimizada.

3.2 Calibração do Módulo de Transferência Radiativa

3.2.1 Testes de sensibilidade aos parâmetros do modelo

Os testes de sensibilidade em relação a certos parâmetros do modelo, N, Vc, de refletância (solo e folha) e transmitância (folha), foram realizados com valores iniciais segundo Sellers *et al.*(1989), de maneira que variou-se um parâmetro dentro de certo intervalo com os demais constantes, prescritos conforme as condições iniciais. Foram calculadas as médias diárias entre 9h e 15h dos valores simulados e observados de albedo solar e albedo PAR, para todos os meses com dados disponíveis. Para melhor visualização, são mostrados somente os extremos do intervalo de

variação. De forma geral, o albedo calculado discutido a seguir não mostra sazonalidade, pois a prescrição dos parâmetros se deu como invariante no tempo.

O parâmetro N, que variou entre 0,90 a 1,00, em incrementos de 0,10, está relacionado com as trocas de radiação com a vegetação, uma vez que define a parcela de folhas verdes do dossel, definindo o peso da contribuição de certas propriedades ópticas, como a refletância e transmitância das folhas mortas e vivas. Para a floresta tropical, N é alto, e sua variação sazonal é muito sutil (Doughty e Goulden, 2008).

Somente o albedo solar apresentou sensibilidade à variação de N no intervalo prescrito (Figura 15a): durante todo o ano, a redução de N gerou uma diminuição de ~0,01, mas ainda assim persistiu grande diferença dos valores observados. O albedo solar observado tem um máximo na transição entre a estação seca para a estação chuvosa, e durante essa época a discrepância com os valores simulados é menor, se comparado com a época de estação chuvosa.

O albedo PAR simulado superestimou o observado e foi insensível às variações de N no intervalo prescrito (Figura 15b), tendo apresentado sensibilidade somente em intervalos maiores (N de 0,50 a 1,00, não mostrado). Para N = 0,5 o albedo PAR simulado aproximaria-se da observação (não mostrado), mas trata-se provavelmente de um número irrealista, que será descartado, pois a amplitude de N para a floresta tropical está melhor compreendida entre 0,90 a 1,00 (Doughty & Goulden 2008).

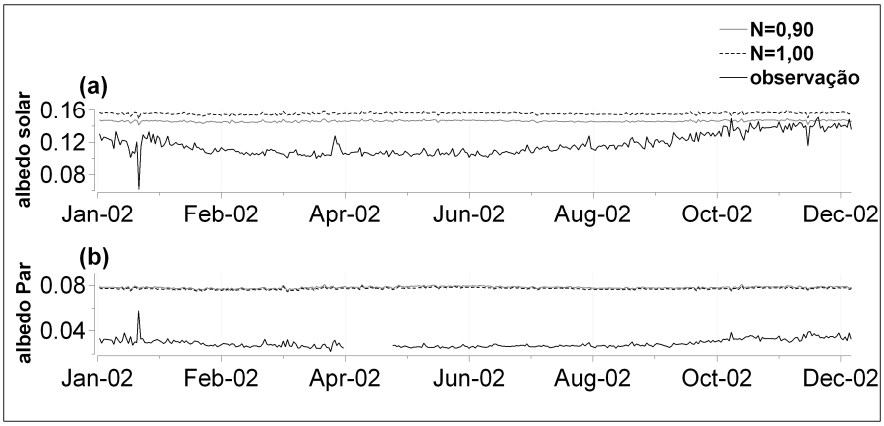


Figura 15.: Variação do parâmetro N para ano de 2002. (a) Albedo Solar. (b) Albedo Par.

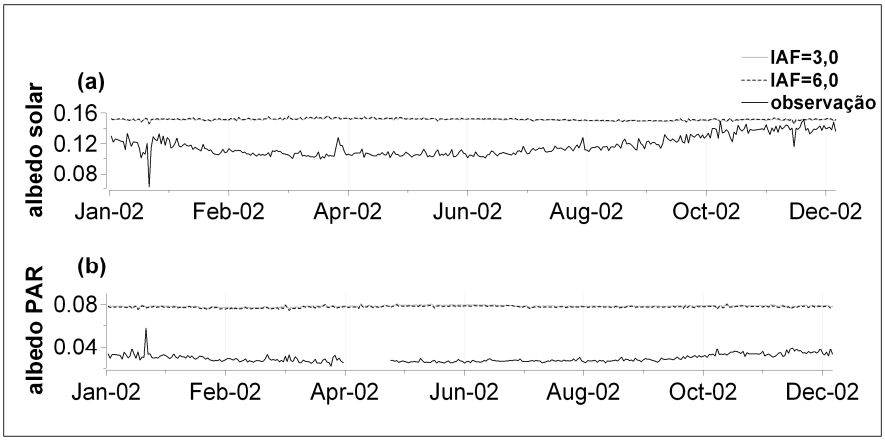


Figura 16.: Variação do parâmetro IAF para ano de 2002. (a) Albedo Solar. (b) Albedo Par.

A sensibilidade do albedo par e do albedo solar em relação ao IAF, o qual foi variado de 3 até $6m^2m^{-2}$ em um incremento de 1, pode ser observada na Figura 16. Nenhum dos dois albedos (par e solar) mostrou-se sensível a variação deste parâmetro, isto pode estar acontecendo devido ao fato da atenuação da radiação ao atravessar o dossel ter perfis diferentes, mas a magnitude de radiação que chega até folha é a mesma.

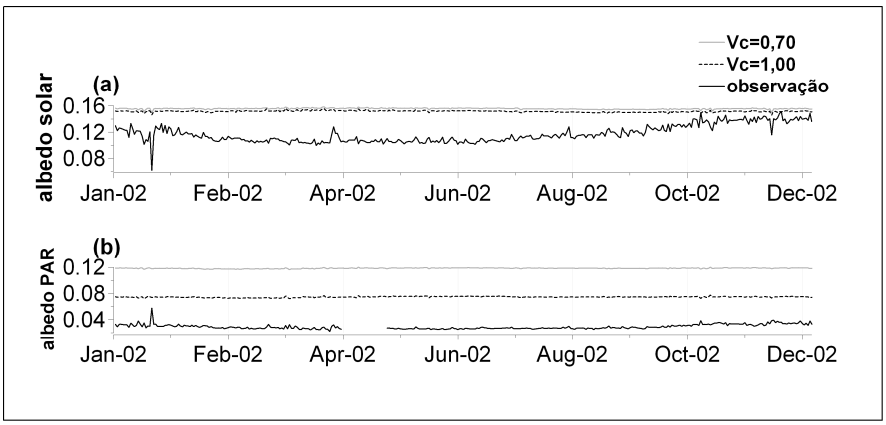


Figura 17.: Variação do parâmetro Vc para ano de 2002. (a) Albedo Solar. (b) Albedo PAR.

Foi testada a sensibilidae ao parâmetro de fração de cobertura do dossel (Vc), que se refere à dominância de área do dossel em relação à de solo nú. Geralmente em ecossistemas densos como a Floresta Tropical a cobertura do dossel possui pequenas lacunas e o valor de Vc é de 1 m^2m^{-2}, ou um pouco menor, como o valor inicial aqui prescrito, igual a 0,98 (Sellers *et al.*, 1989). O parâmetro Vc foi variado de 0,70 a 1,00 para se analisar o padrão do albedo à "abertura" ou "fechamento" do dossel, uma vez que no dossel "aberto" há maior penetração de radiação e interação com a cobertura do solo. O albedo solar calculado mostrou-se, com as condições iniciais, ao redor de 0,15 e discrepante da observação (entre 0,12 e 0,15) na maior parte do ano, exceto em Novembro e Dezembro (Figura 17a). A sensibilidade do albedo solar foi desprezível à variação de Vc. Contrariamente, o albedo PAR exibiu grande sensibilidade: caiu de 0,12 para 0,08, aproximando-se mais da observação (igual a 0,04) para Vc = 1,00, mas ainda assim discrepante (Figura 17b).

Depois de realizados os testes de sensibilidade com os parâmetros que representam a morfologia da vegetação variaram-se os parâmetros referentes às propriedades ópticas das folhas, a fim de verificar o comportamento do albedo solar e do albedo par a essa variação.

A seguir testou-se a sensibilidade às propriedades ópticas da folha, inicialmente a transmitância da folha viva no visível ($\delta_{v,l}$). Esta propriedade depende da estrutura e da espessura da

folha, ou seja, folhas flexíveis deixam passar (transmitem) mais radiação do que as folhas espessas e duras.

O valor inicial de $\delta_{v,l}$ é 0,05, que foi variado no intervalo de 0,01 a 0,15 em incrementos de 0,01, o que gerou uma aproximação da observação do albedo solar e do albedo PAR para o extremo inferior do intervalo (isto é, =0,01) (Figura 18).

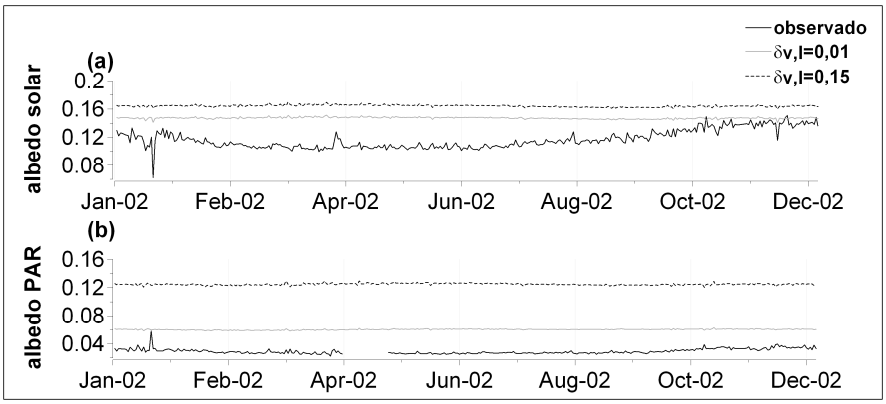


Figura 18.: Variação do parâmetro δv,l para ano de 2002. (a) Albedo Solar. (b) Albedo PAR.

O teste de variação da transmitância da folha viva no infra-vermelho próximo ($\delta_{N,L}$) mostrou que, a partir do valor inicial (=0,25), e variando no intervalo de 0,15 a 0,35, gerou-se uma aproximação com a observação do albedo solar para o extremo inferior do intervalo (isto é, =0,15) (Figura 19). Com relação ao albedo PAR, o parâmetro não gerou sensibilidade.

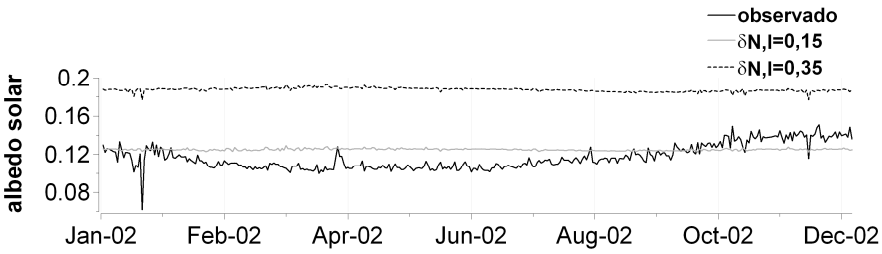


Figura 19.: Albedo solar para cada variação do parâmetro δN,l para ano de 2002.

O teste de variação da refletância da folha viva no visível ($\alpha_{v,L}$) mostrou que, a partir do valor inicial (=0,10), e variando no intervalo de 0,01 a 0,15, gerou-se uma aproximação com a observação do albedo solar e do albedo PAR, para o extremo inferior do intervalo (isto é, =0,01) (Figura 20). A literatura descreve um valor mínimo deste parâmetro, igual a 0,05 (Willmott e Klink, 1986), o que constrangeria a princípio o valor de 0,01 encontrado que otimizou o cálculo do albedo. Ou seja, nesse último caso a folha verde reflete somente 1% do espectro visível.

Pelo principio conservativo a soma absortância + transmitância + refletância = 1. Pelos testes de sensibilidade realizados e mostrados com o parâmetro de transmitância, a melhor simulação (mais próxima da observação) ocorreu quando se prescreveu a transmitância com valores menores. Isto indica que para se ter uma maior proximidade entre os valores simulados e observados, tanto do albedo solar como do albedo par, seria necessário diminuir a transmitância e a refletância, aumentando-se assim a absortância, e conseqüentemente tendo uma simulação tanto do albedo solar como do albedo par mais próxima do valor observado.

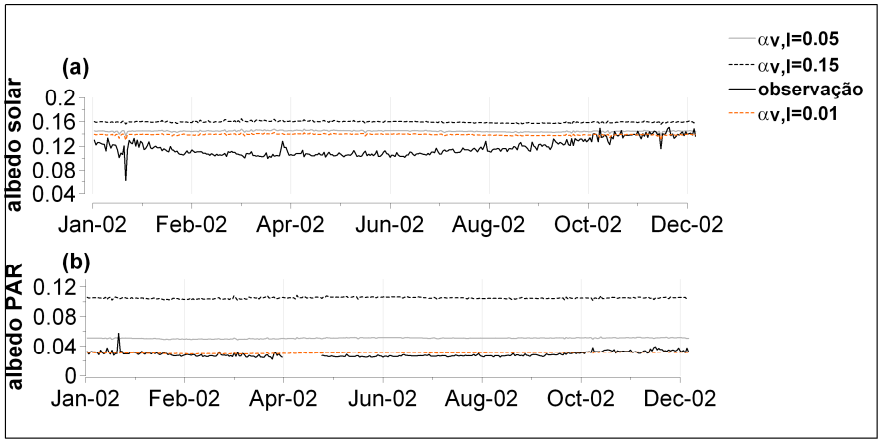


Figura 20.: Variação do parâmetro $\alpha_{v,l}$ para ano de 2002. (a) Albedo Solar. (b) Albedo PAR.

O teste de variação da refletância da folha viva no infravermelho próximo ($\alpha_{N,L}$) mostrou que, a partir do valor inicial (=0,45), e variando no intervalo de 0,20 a 0,60, gerou-se uma aproximação com a observação do albedo solar, para o extremo inferior do intervalo (isto é, =0,20) (Figura 21).

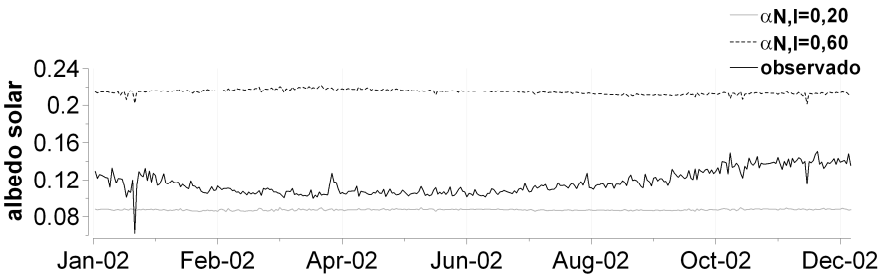


Figura 21.: Albedo solar para cada variação do parâmetro $\alpha_{N,l}$ para ano de 2002.

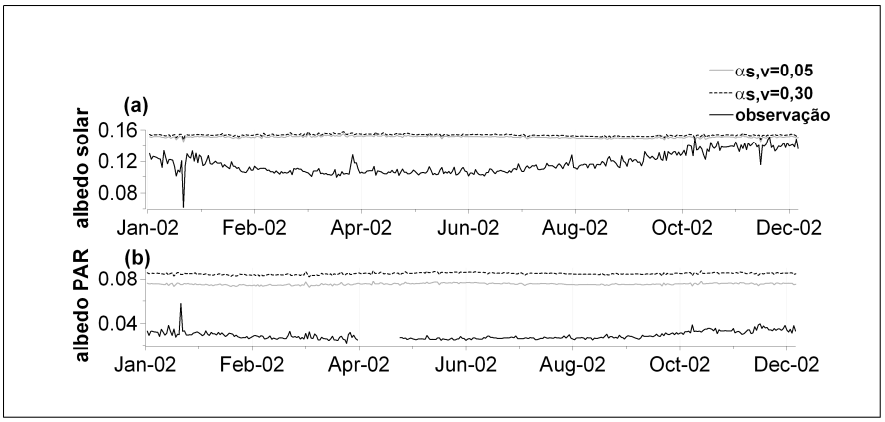


Figura 22.: Variação do parâmetro $\alpha_{s,v}$ para ano de 2002. (a) Albedo Solar. (b) Albedo Par.

O teste de variação da refletância do solo no visível ($\alpha_{s,V}$) mostrou que, a partir do valor inicial (=0,11), e variando no intervalo de 0,05 a 0,30, gerou-se apenas uma tênue aproximação com a observação do albedo PAR, no extremo inferior do intervalo (isto é, =0,05), e não houve sensibilidade no albedo solar (Figura 22).

O teste de variação da refletância do solo no infravermelho próximo ($\alpha_{s,N}$) mostrou que, a partir do valor inicial (=0,225), e variando no intervalo de 0,20 a 0,40, não houve sensibilidade no albedo solar (Figura 23) e do albedo PAR (não mostrado).

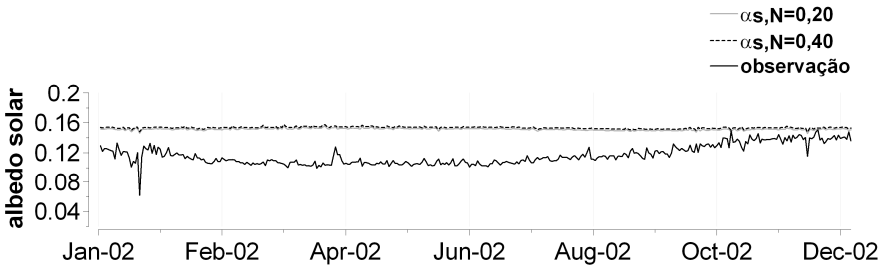


Figura 23.: Albedo solar para cada variação do parâmetro $\alpha_{s,N}$ para ano de 2002.

3.2.2 Calibração dos parâmetros

Pelos testes de sensibilidade concluiu-se que os parâmetros de propriedades ópticas das folhas, ou seja, a transmitância e a refletância da folha viva são os que mais controlam as respostas do albedo solar e albedo PAR. Segundo este critério, será feita a seguir a calibração deste parâmetro de forma mais refinada. Este refinamento focará a função erro F_0 do albedo solar e PAR, mês a mês, de forma a contemplar como a otimização relaciona-se com a sazonalidade dos parâmetros observados.

O teste de sensibilidade de δv,L sugeriu que o valor de 0,01 tende à otimização dos albedos solar e PAR (Figura 18). O cálculo da função erro F_0 para o albedo solar (Figura 24) aponta para um mínimo também associado ao valor de parâmetro igual a 0,01, e apenas corrobora o padrão

sugerido anteriormente. Identicamente, a função erro do albedo PAR (Figura 25) também simplesmente corrobora o padrão anterior.

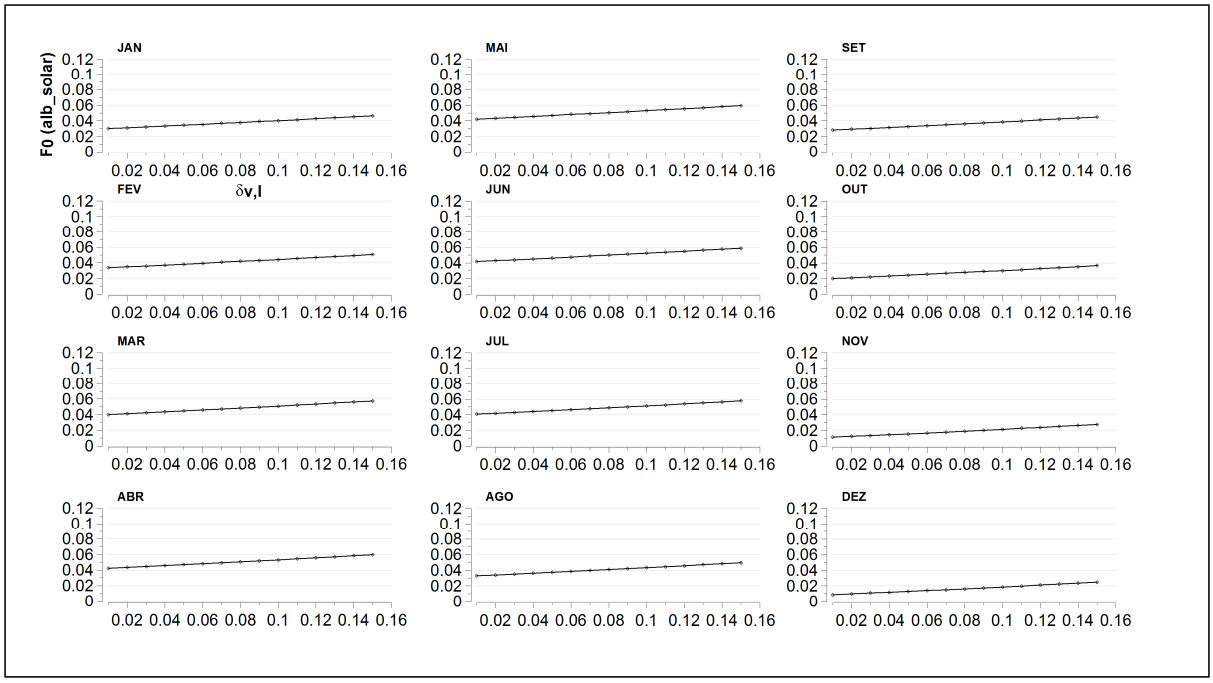


Figura 24.: F_0 calculada com albedo solar para todos os meses do ano e variação de $\delta_{v,l}$ (abscissa).

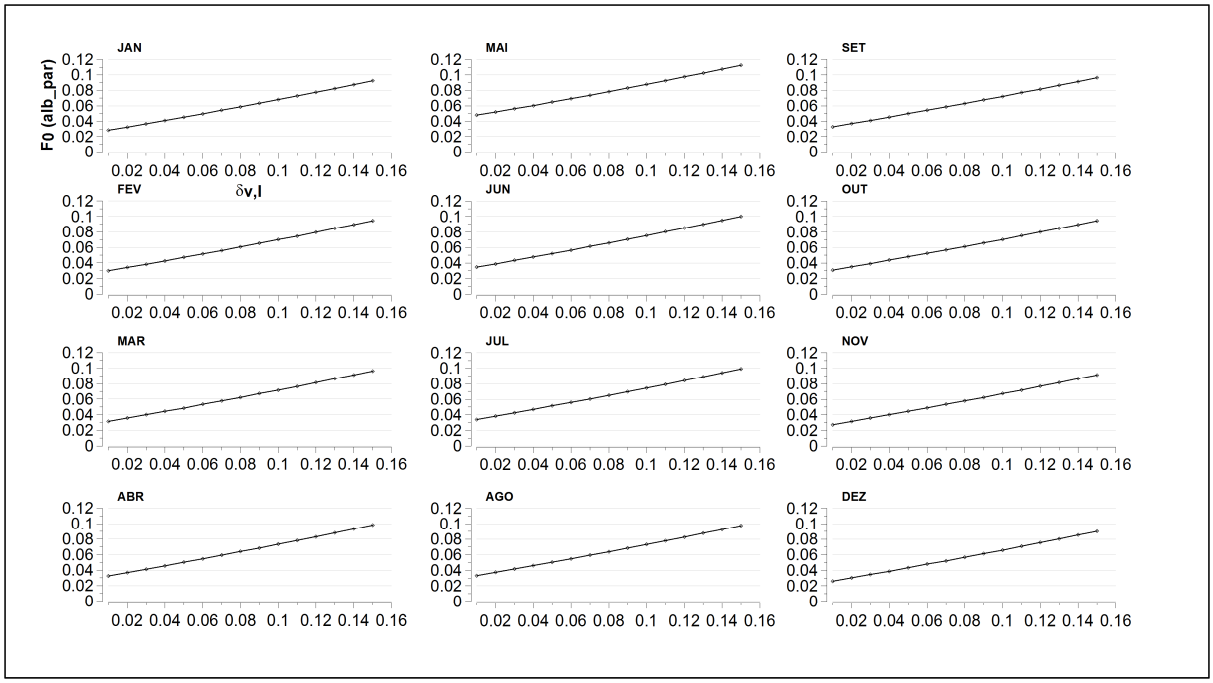


Figura 25.: F_0 calculada com albedo PAR para todos os meses do ano e variação de $\delta_{v,l}$ (abscissa).

O teste de sensibilidade de $\delta_{N,L}$ sugeriu que o valor de 0,15 tende à otimização dos albedos solar (Figura 19). O cálculo da função erro F_0 para o albedo solar (Figura 26) aponta para um mínimo associado ao valor de parâmetro igual a 0,15, nos meses de Janeiro a Outubro, enquanto em Novembro e Dezembro o mínimo é de ~0,22, o que também de certa forma apenas corrobora o padrão da Figura 19. Como este parâmetro é invariante no tempo, optou-se pelo valor ótimo de $\delta_{N,l}$ =0,15 devido à dominância em maior tempo ao longo do ano.

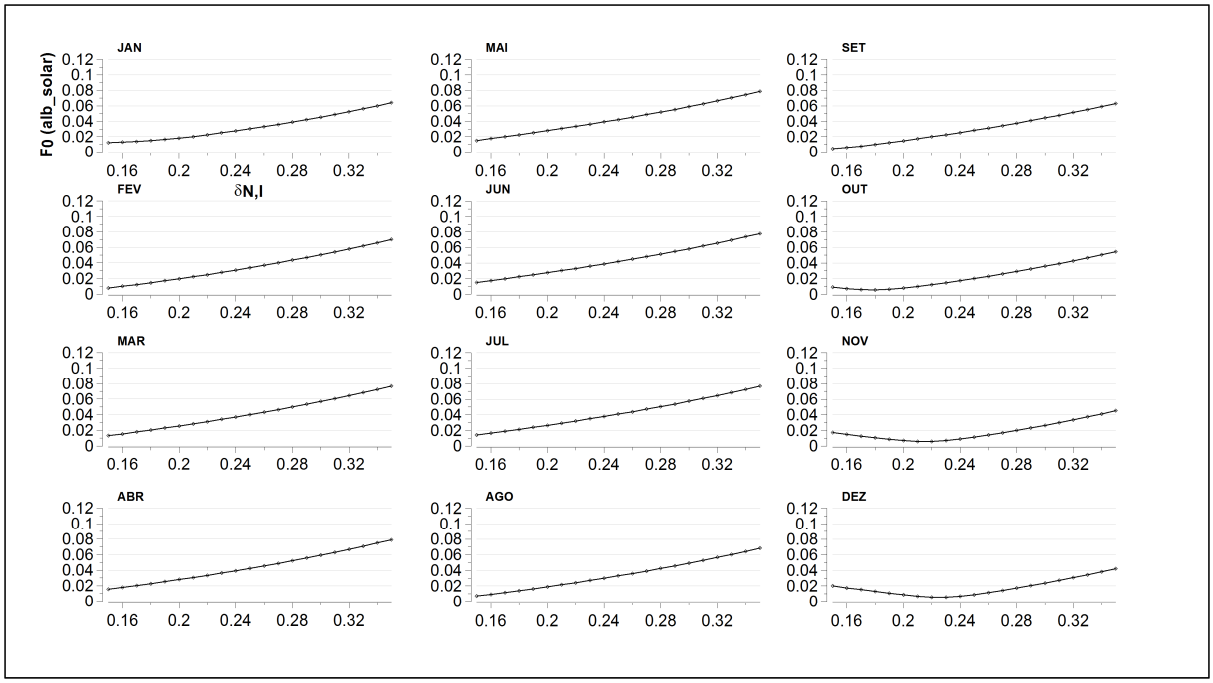


Figura 26.: F_0 calculada a partir do albedo solar para todos os meses do ano de 2002 e diferentes valores de $\delta_{N,l}$.

O teste de sensibilidade de $\alpha_{v,L}$ sugeriu que o valor de 0,01 tende à otimização dos albedos solar e PAR (Figura 20), mas que constrangia um mínimo da literatura, estipulado em 0,05. Obedecendo este critério, o cálculo da função erro F_0 para o albedo solar (Figura 27) aponta para um mínimo associado ao valor de parâmetro igual a ~0,05 nos meses de Março a Julho, e de ~0,15 durante Outubro a Dezembro, e nos demais meses algo incerto entre 0,05 a 0,15. A função erro do albedo PAR (Figura 28) indica um valor único de mínimo, associado ao valor de parâmetro igual a 0,05. Conclui-se que há valores distintos deste parâmetro que minimizam F_0 do albedo solar, devido principalmente à sazonalidade das observações.

O albedo PAR não é sensível à variação de $\alpha_{N,l}$, enquanto o albedo solar o é. Optou-se assim por priorizar a otimização do albedo PAR quanto a este parâmetro, e otimizar o albedo solar em fase posterior de calibração de $\alpha_{N,L}$. Desta forma a otimização foi feita com $\alpha_{v,l}$ = 0,05.

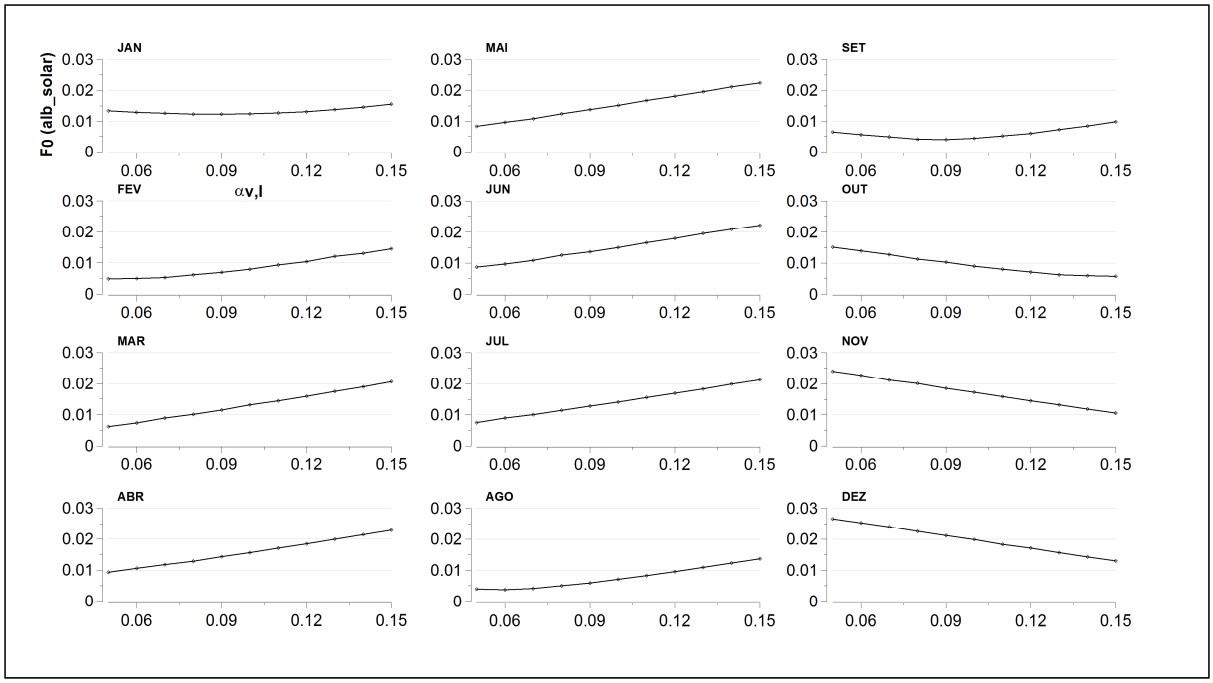


Figura 27.: F_0 calculada a partir do albedo solar para todos os meses do ano de 2002 e diferentes valores de $\alpha_{v,l}$.

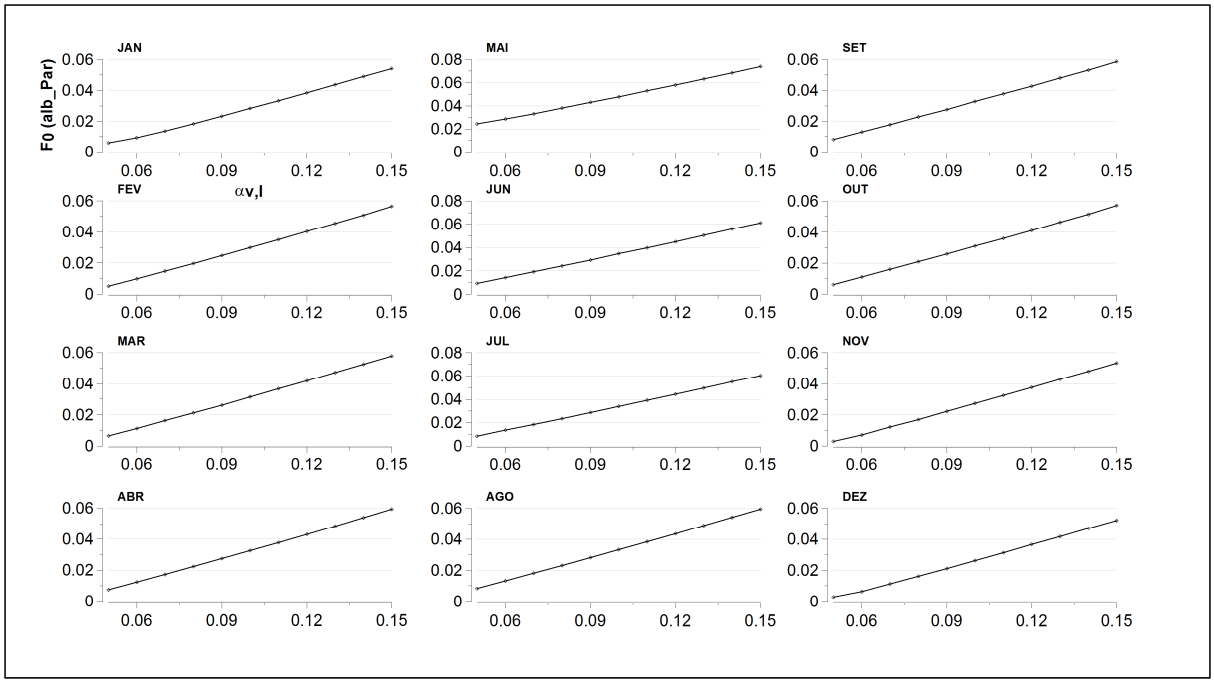


Figura 28.: F_0 calculada a partir do albedo par para todos os meses do ano de 2002 e diferentes valores de $\alpha_{v,l}$.

O cálculo da função erro F_0 para o albedo solar em relação à variação do parâmetro $\alpha_{N,L}$ (Figura 29) aponta para mínimos bem definidos em praticamente todos os meses, devido à sazonalidade das observações. O mínimo situa-se ao redor de 0,45 de Janeiro a Setembro, 0,50 em Outubro e aproximadamente 0,55 em Novembro e Dezembro. Optou-se por tornar este parâmetro variante no tempo, prescrito sazonalmente conforme os ótimos de F_0, e descritos na Tabela 3.

O cálculo do albedo com os parâmetros ótimos (Figura 30) sugere que o albedo solar comparou muito satisfatoriamente as observações, enquanto o albedo PAR mostrou uma melhoria, mas ainda superestima de forma geral as observações entre 0,05% a 1%.

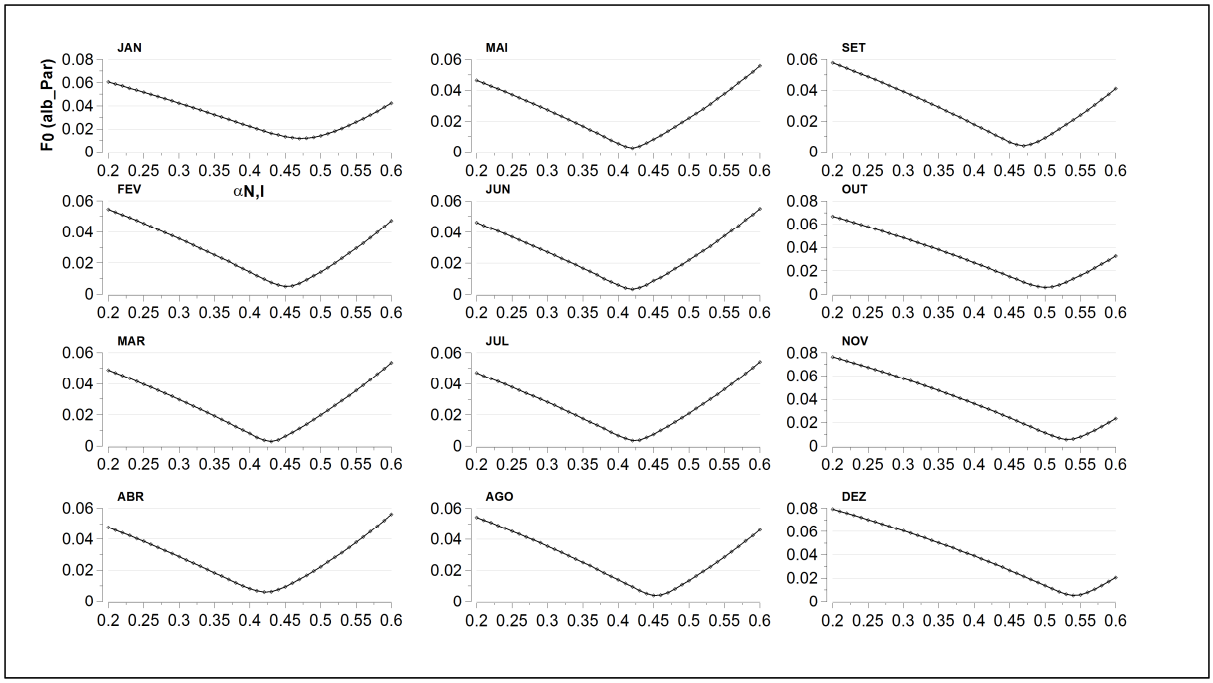


Figura 29.: F_0 calculada a partir do albedo solar para todos os meses do ano de 2002 e diferentes valores de $\alpha_{N,l}$.

Tabela 3. Valores de $\alpha_{N,l}$ que minimizaram F_0.

Meses	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
$\alpha_{N,l}$	0,47	0,45	0,43	0,42	0,42	0,42	0,42	0,45	0,47	0,50	0,53	0,54

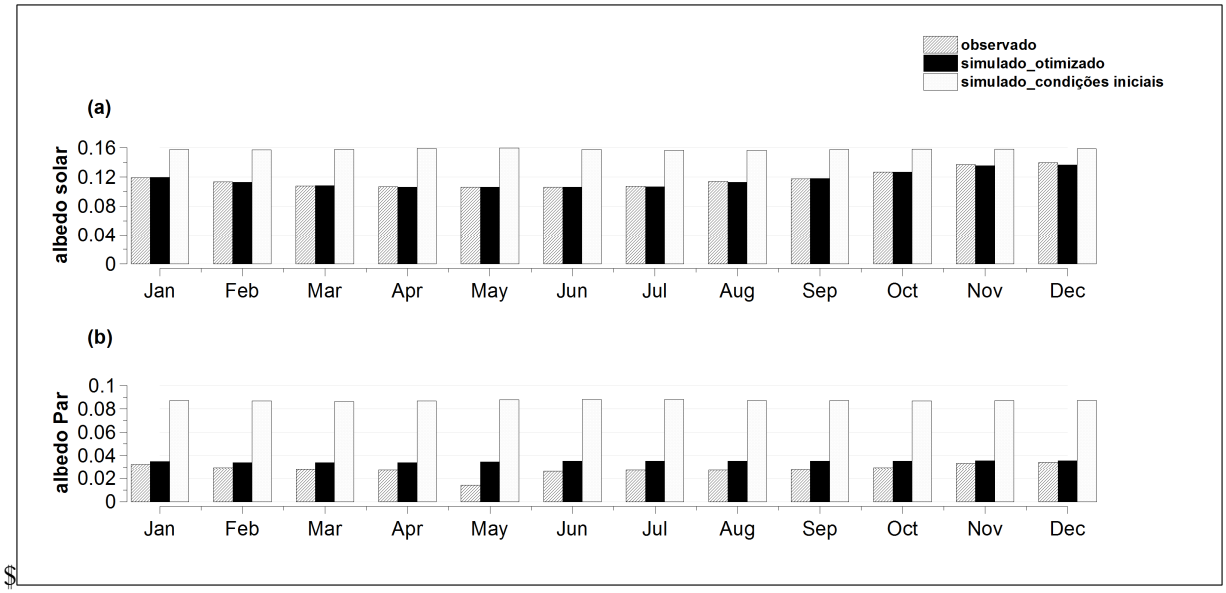


Figura 30.: Médias mensais observadas, simuladas após a otimização e simuladas com as condições iniciais para: (a) albedo Solar (b) albedo PAR.

3.2.1 Testes de parametrizações de irradiância de onda longa incidente (L_d).

Foram testadas outras parametrizações para a estimativa de L_d, uma vez que isso complementa a otimização do saldo de radiação, parcialmente trabalhada na otimização do albedo.

Para as equações de Duarte et al., (2006) e Kruk et al., (2008) calculou-se Ld apenas para todas as condições de céu e utilizaram-se as correções propostas pelos autores.

Foram feitos testes de variação ao parâmetro de refletância da folha viva no infravermelho ($\alpha_{N,L}$) no intervalo de 0,2 a 0,60.

A diferença entre a média anual do Rn observado e do Rn simulado, para as diferentes equações de Ld tende a se reduzir com o aumento do parâmetro, que, portanto foi ótimo, através da calibração do mesmo descrita acima, no intervalo (0,42 -0,54), e a parametrização que melhor aproxima o valor simulado da observação dentro do intervalo ótimo do parâmetro é a equação de Swinbank (1963) com correção de Jacobs (1978).

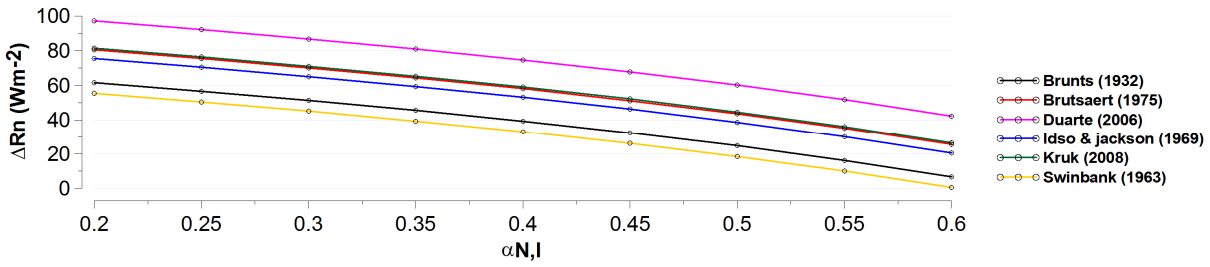


Figura 31.: Diferença entre a média anual de Rn observado e Rn simulado (em Wm-2) para a variação de $\alpha_{N,I}$ e para as diferentes equações de Ld testadas.

3.3 Calibração do Módulo de Difusão Hidráulica do Solo

No módulo de difusão hidráulica do solo foi explorada principalmente a distribuição de raízes (equação 39), para se obter um estado da umidade do solo comparável com observações. Inicialmente optou-se por prescrever o parâmetro de forma da distribuição β = 0,999, o que aparentemente ajusta-se melhor com observações de campo de raízes em expressiva profundidade, e não concentra acentuadamente as raízes nos níveis rasos (Saleska et al., 2007; Baker et al., 2008, Nepstad et al., 1994; Bruno et al., 2006). Os demais parâmetros físicos do solo foram prescritos iguais em todas as camadas e seus valores foram: parâmetro da curva de retenção (B) = 7,12; porosidade do solo (θ) =0,45; consutividade hidráulica de saturação (Ks) = $5x10^{-6}$.

Mais detalhadamente, foi calibrado o parâmetro de fração de raízes em cada camada *i* de solo, aqui referenciado como y_i, que é a função y(d) em (39) desacumulada, ou discreta por cada camada.

O grau de saturação da umidade do solo (Figura 32) utilizando as condições iniciais dos parâmetros mostra que, até 25m de profundidade o perfil está muito úmido e sem variabilidade sazonal, entre 25 e 40m o solo seca, e ocorre uma recuperação da umidade abaixo de 40m. Este padrão foi controlado principalmente devido à distribuição das raízes. Mais exatamente, o

umedecimento do solo pela drenagem vertical, subtraído da extração de raízes, não foi suficiente para umedecer os níveis abaixo de ~25m. Em outras palavras, não houve recarga suficiente da camada abaixo de 25m. Entre 40 e 50m, apesar da recarga insuficiente, a extração radicular é relativamente pequena e deplecionou pouco a umidade, mantendo-a em níveis que não chegaram exatamente a secar ao fim de 40 anos. A última camada, apesar da ausência de raízes, não foi suficientemente esvaziada pelo escoamento de base e manteve-se úmida.

Tabela 4 – Condições iniciais prescritas para: espessura de espessura (m), profundidade (m), y_i e y(d).

Camada	Espessura(m)	Profundidade da base (m)	yi	y(d)
1	0,02	0,02	1,000	0,001
2	0,02	0,04	0,003	0,003
3	0,05	0,10	0,004	0,007
4	0,11	0,21	0,008	0,015
5	0,25	0,45	0,017	0,032
6	0,54	0,99	0,037	0,070
7	1,17	2,16	0,076	0,146
8	2,55	4,70	0,145	0,290
9	5,56	10,26	0,236	0,527
10	4,74	15,00	0,190	0,717
11	5,00	20,00	0,110	0,826
12	5,00	25,00	0,070	0,895
13	5,00	30,00	0,040	0,936
14	5,00	35,00	0,030	0,961
15	5,00	40,00	0,020	0,977
16	5,00	45,00	0,014	0,986
17	5,00	50,00	0,000	1,000

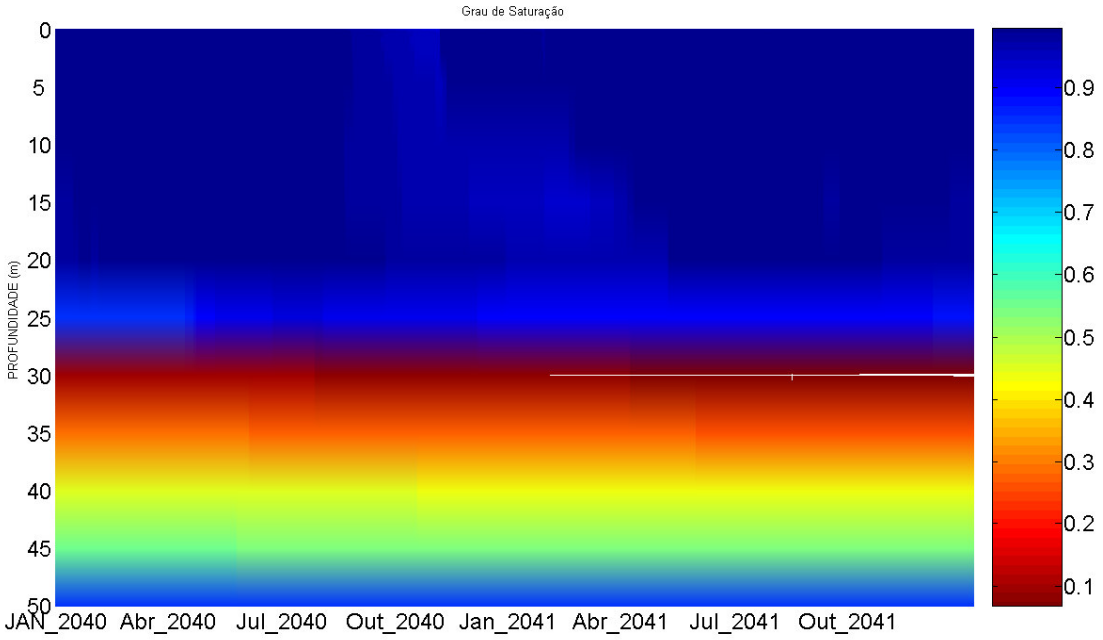


Figura 32.: Perfil vertical do grau de saturação da umidade do solo após o spin-up, com condições iniciais de parâmetros do solo (Tabela 4).

O segundo experimento modificou o perfil inicial de raízes, atentando-se para uma profundidade de no máximo até 10m segundo evidências reportadas (Nepstad *et al.,* (1994), Bruno *et al*., (2006)). As raízes inicialmente prescritas em profundidades abaixo de 10m foram redistribuídas para camadas somente até 10m, com maior peso às camadas de maior espessura, o que configurou uma profundidade máxima de 15m, eliminando várias camadas do solo sem função de extração ativa (Tabela 5).

Tabela 5 – Condições iniciais prescritas para: espessura de espessura (m), profundidade (m), y_i.

Camada	Espessura(m)	Profundidade da base (m)	yi
1	0,02	0,02	1,000
2	0,02	0,04	0,010
3	0,05	0,10	0,020
4	0,11	0,21	0,020
5	0,25	0,45	0,040
6	0,54	0,99	0,220
7	1,17	2,16	0,310
8	2,55	4,70	0,380
9	5,56	10,26	0,000
10	4,74	15,00	0,000

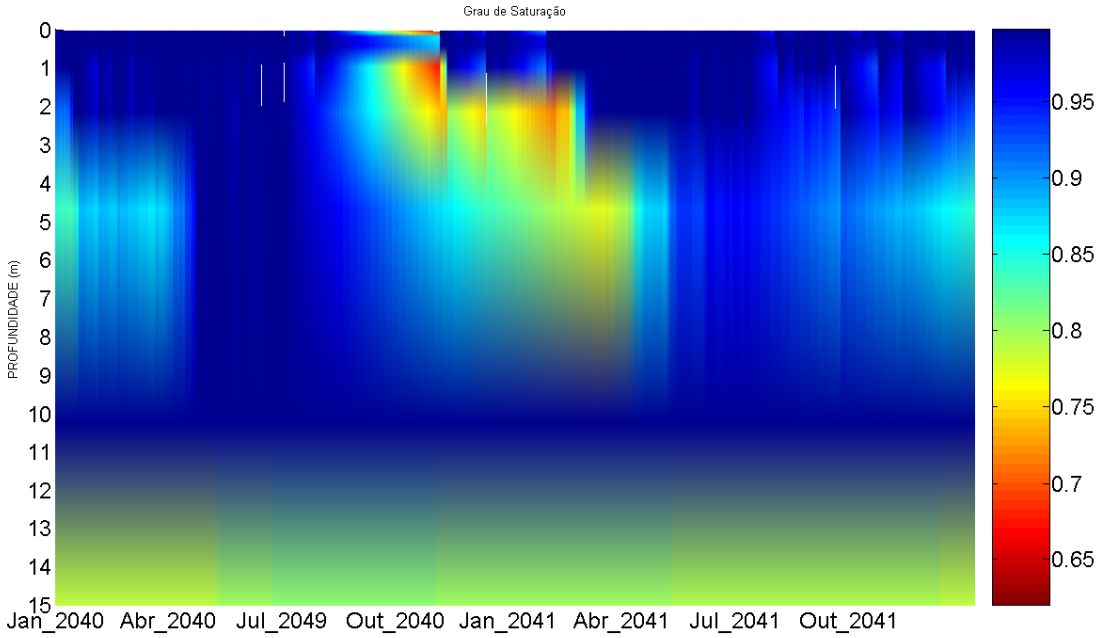


Figura 33.: Perfil vertical do grau de saturaçãoda umidade do solo após o spin-up, nas condições reavaliadas de parâmetros do solo (Tabela 5).

Esta reavaliação das condições do solo proveu a simulação de um padrão de umidade do solo com marcante variabilidade sazonal, ou seja, secamento do solo mais evidente nos níveis rasos e intermediários, até aproximadamente 10m, e sob estado próximo da saturação durante a maior parte da estação chuvosa, emboa comparação com observações de campo na área experimental do

estudo (Bruno *et al*. 2006). Na camada mais profunda houve certo deplecionamento da umidade (~80% de saturação), devido à insuficiente recarga vertical, e ainda subtraida do escoamento de base acumulado ao fim de 40 anos. O padrão da última camada deveria ser, a princípio, de plena saturação ou próximo disso, com compensação entre recarga e perda – esta condição é necessária para uma calibração rigorosa em modelagem hidrológica de vazão, mas não deverá interferir significativamente no cálculo dos fluxos atmosféricos, que foi priorizado deste estudo. Com isso, foram utilizados os valores da umidade inicial obtidos no equilíbrio do experimento com condições reavaliadas, para a simulação dos fluxos atmosféricos e calibração dos parâmetros fisiológicos, feitos a seguir.

3.4 Calibração do Módulo de Fotossíntese e Condutância Estomática

A calibração do módulo de fotossíntese e condutância estomática teve por meta calibrar os parâmetros do coeficiente estomático da equação de Ball& Berry (m), máxima capacidade RuBisco ($Vmax_0$), e a fração de folhas verdes do dossel (N).

A primeira etapa desse módulo foi introduzir uma equação de respiração heterotrófica (Rh), que o modelo SiB2 não descreve. Segundo Goulden et al., (2004) a respiração do solo, medida com câmaras de solo respondem rapidamente aos eventos de precipitação, e na média é maior durante a estação chuvosa (janeiro a julho) do que na seca (agosto a novembro), com uma diferença média de ~ $2\mu molm^{-2}s^{-1}$.

A equação do solo proposta foi calibrada indiretamente por meio da relação polinomial dos fluxos noturnos de CO_2 médios diários observados com a média diária do grau de saturação do solo na primeira camada (W1). As médias horárias não foram utilizadas para se prevenir a grande oscilação e eventos de turbulência variável. Os fluxos noturnos de CO2 mostram-se até certo ponto

convenientes para uma estimativa inicial de Rh, uma vez que não envolvem a contribuição da fotossíntese, mas adicionam a respiração autotrófica noturna (folhas e troncos), o que poderia caracterizar o ajuste como, a princípio, levemente superestimado, entre outras simplificações, como a desconsideração do armazenamento temporário de CO2 no solo resultante da respiração heterotrófica e da respiração autotrófica das raízes; e o armazenamento de carbono orgânico e inorgânico no solo, entre outras do ciclo completo do C no sistema solo-planta.

Na Figura 34 é mostrada a regressão polinomial entre a média diária do fluxo de CO_2 noturno observado e a média diária de W1. Na Figura 35 nota-se o padrão de Rh calculado, onde a diferença entre os valores da estação chuvosa e estação seca (~ 2μmolm^{-2}s^{-1}) está de acordo com o reportado por Goulden *et al*. (2004). O mínimo de Rh ocorre na estação seca, e devido à ausência de precipitação e estacionariedade da umidade do solo, mostra um valor mínimo e constante com o tempo.

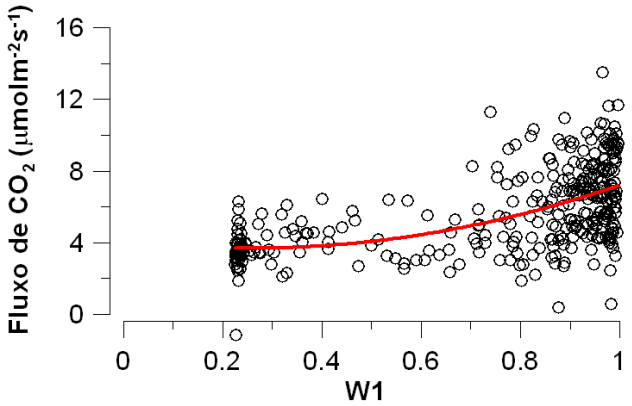


Figura 34.: Regressão polinomial entre a média diária noturna de CO_2 (em μmolm^{-2}s^{-1}) e a média diária do grau de saturação do solo na primeira camada (em m^{3}m^{-3}). Rh=4,08-3,22xW1+6,35x(W1)$^{2.}$

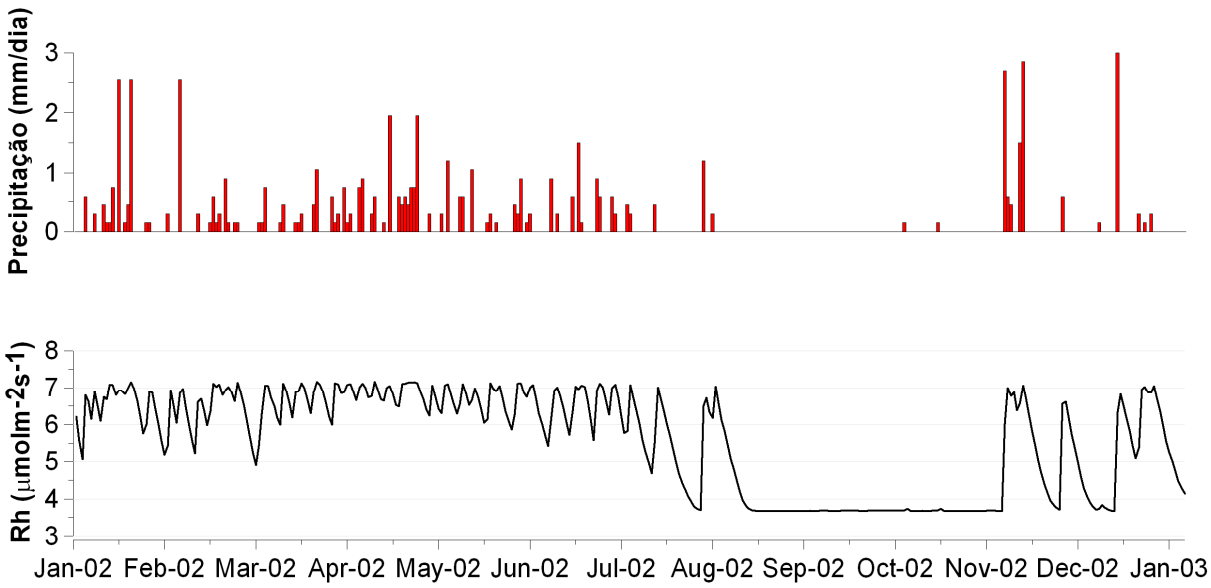


Figura 35.: Médias diárias do ano de 2002 para: (a) precipitação, (em mm/dia). (b) respiração heterotrófica, (em $\mu molm^{-2}s^{-1}$).

Antes da calibração dos parâmetros fisiológicos, foi feito o diagnóstico dos fluxos atmosféricos de massa e energia, utilizando as condições iniciais dos parâmetros otimizados até aqui.

O termo do saldo de radiação (Figuras 36e, 37b e 37b) é de forma geral bem representado pelo modelo, o que resultou da calibração do albedo e melhoria na equação do fluxo de onda longa incidente.

A evapotranspiração simulada e observada são relativamente bem comparadas nas séries históricas diárias, notando-se, todavia nos meses de estação seca, particularmente em setembro e outubro, que o modelo superestima a observação (Fig. 36a). Na perspectiva do ciclo diurno médio o LE calculado compara-se bem com o observado na estação chuvosa (Fig. 37c), com pequena subestimativa ao redor das 12 h, e também pequena superestimativa á tarde. Na estação seca de forma geral o LE calculado superestima as observações horárias de modo mais sistemático, mas em pequena proporção de ~ 10 a 30 Wm^{-2} (Figura 38c). E ainda, na perspectiva da comparação linear

direta das médias diárias, ocorre superestimativa do modelo em ambas estação chuvosa e seca (Figura 39a,b).

O fluxo de calor sensível simulado e observado são relativamente próximas nas séries históricas diárias, exceto na 1ª metade da estação chuvosa (Janeiro a Março) onde o modelo aparentemente subestima a observação (Fig. 36b). Na perspectiva do ciclo diurno médio o termo H simulado entra em acordo com a observação com exceção do período que vai do final da manhã e início da tarde, onde ocorre subestimativa (Figura 37d). Já durante a estação seca ocorre uma alternância entre superestimativa (período da manhã) e subestimativa (perído que vai do meio dia até aproximadamente o meio da tarde). Na perspectiva da comparação linear direta das médias diárias, ocorre superestimativa do termo H pelo modelo nos menores valores (~< 30 Wm^{-2}) e subestimativa nos maiores valores (Figura 39c,d).

O fluxo de total CO_2 (Figura 36c) sugere que a sazonalidade do fluxo calculado é adequadamente representada. De acordo com Doughty e Goulden (2008) a fotossíntese na área de estudo é reduzida de maio a setembro, o que está de acordo com o cálculo da assimilação líquida de CO2 ($A_{n,c}$) (Figura 36d), e em outubro ocorre um aumento, associado à rebrota das folhas verdes, e quando o fluxo calculado também sugere recuperação. O máximo de outubro observado por esses autores se estende até o início das chuvas. Há, entretanto, e mais detalhadamente, uma subestimativa do modelo, ou seja, tendência à maior absorção de CO_2, no início da estação chuvosa (janeiro e fevereiro), e em quase toda a extensão da estação seca. Este viés, conforme sugere o padrão do ciclo diurno, manifesta no período da tarde seguido das primeiras horas da noite, em ambas as estações (Figuras 37a e 38a).

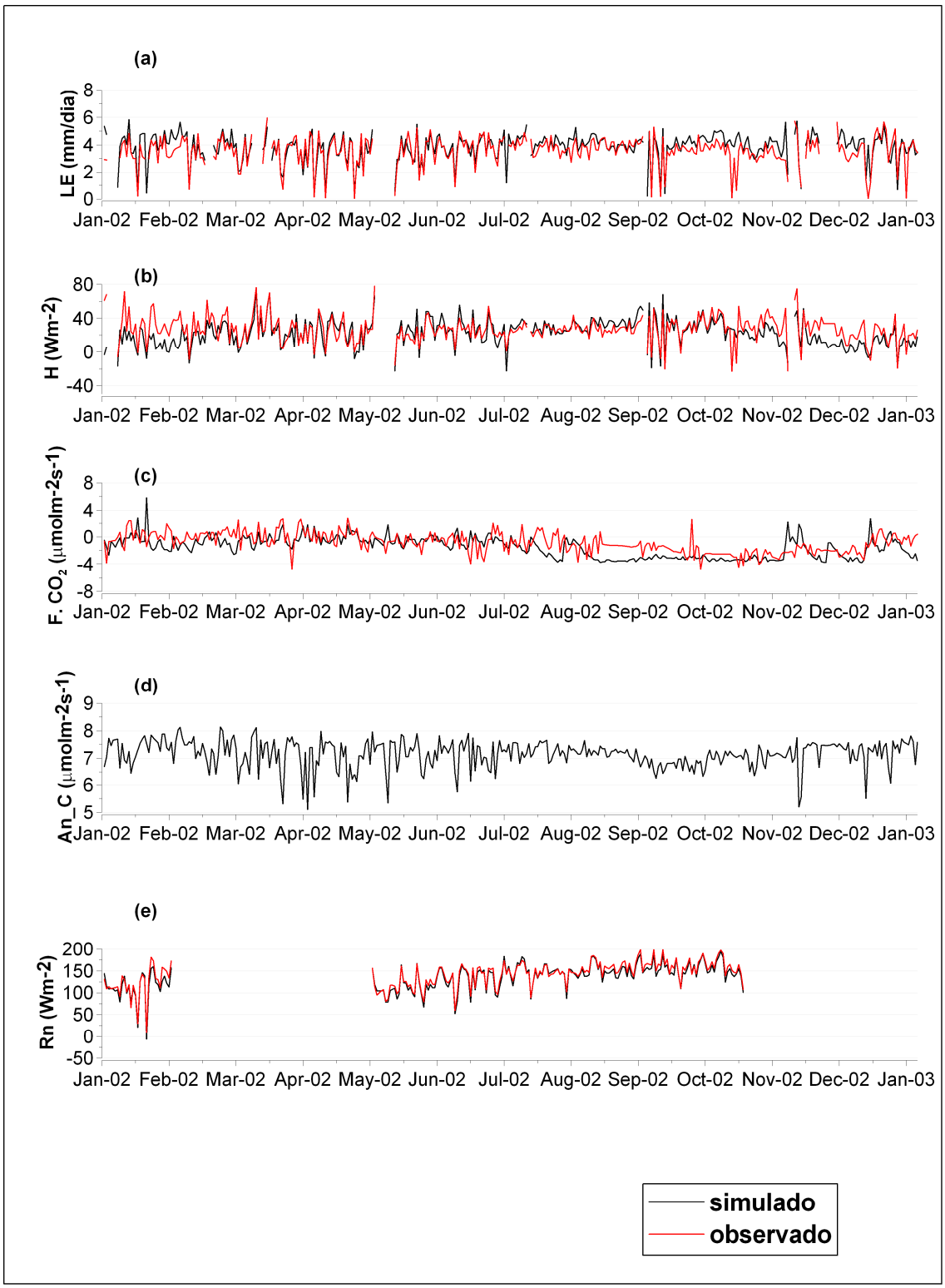


Figura 36.: Médias diárias dos fluxos simulados (linha preta) e observados (linha vermelha) para o ano de 2002 para: (a) Evapotranspiração (mm dia^{-1}). (b) Fluxo de calor sensível (em Wm^{-2}). (c) Fluxo de CO_2 (em µmolm^{-2}s^{-1}). (d) Assimilação líquida de CO2 (em µmolm^{-2}s^{-1}). (e) Saldo de Radiação (em Wm^{-2}).

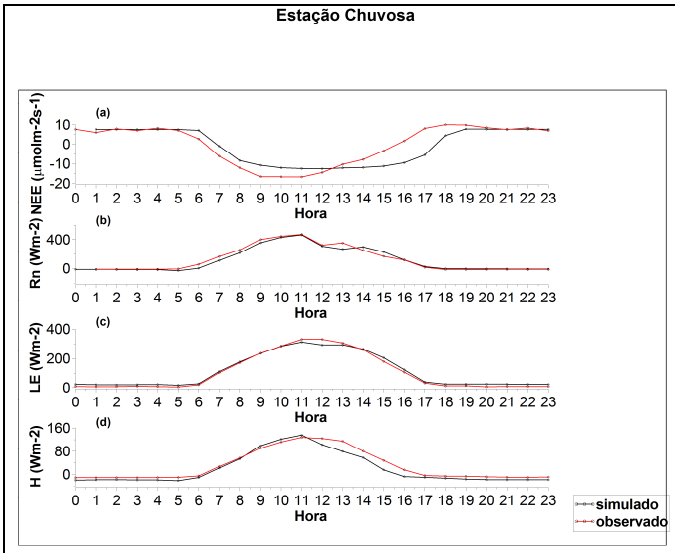


Figura 37.: Ciclo diurno médio dos valores observados (linha vermelha) e simulados (linha preta) para estação chuvosa, ano de 2002. (a) Fluxo de CO_2 (em $\mu molm^{-2}s^{-1}$). (b) Saldo de Radiação (em Wm^{-2}). (c) Fluxo de calor latente (em Wm^{-2}). (d) Fluxo de calor sensível (em Wm^{-2})

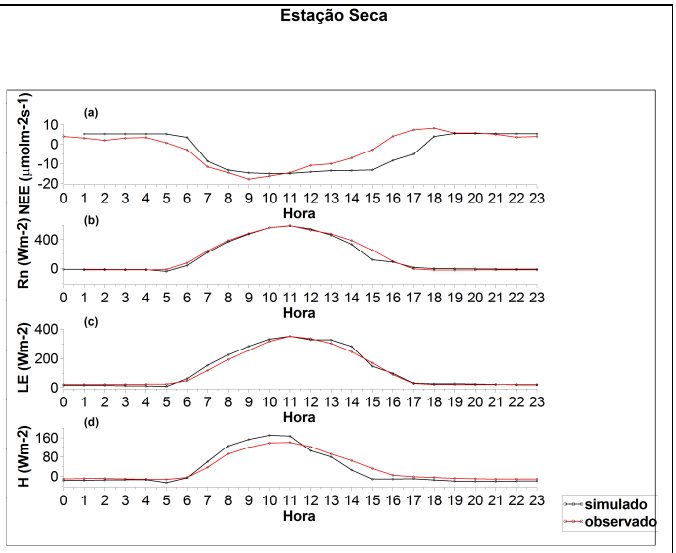


Figura 38.: Ciclo diurno médio dos valores observados (linha vermelha) e simulados (linha preta) para estação seca, ano de 2002. (a) Fluxo de CO_2 (em $\mu molm^{-2}s^{-1}$). (b) Saldo de Radiação (em Wm^{-2}). (c) Fluxo de calor latente (em Wm^{-2}). (d) Fluxo de calor sensível (em Wm^{-2})

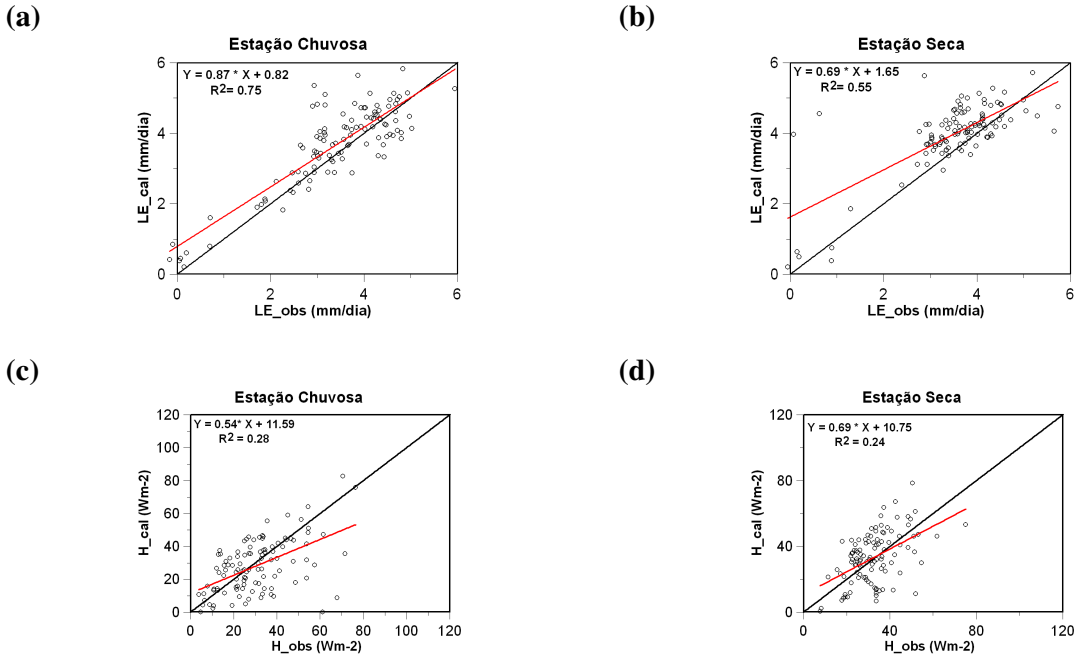


Figura 39.: Comparação dos valores simulados e observados da média diária para o ano de 2002 de: **(a)** e **(b)** Evapotranspiração para estação chuvosa e estação seca, respectivamente (em mm dia^{-1}). **(c)** e **(d)** Fluxo de calor sensível para estação seca e estação chuvosa, respectivamente.

3.4.1. Análise de Sensibilidade

Anterior ao procedimento de calibração propriamente dito foi realizado um teste de sensibilidade a fim de se verificar a influência de cada parâmetro na estimativa dos fluxos turbulentos de energia e CO_2, com ênfase na distinção do padrão sazonal, ou seja, analisando-se as médias sazonais da estação seca e chuvosa.

O parâmetro N, que é variante no tempo, foi variado no intervalo de 0,90 a 1,00 em incrementos de 0,01. A interpretação do termo LE sugere média sensibilidade ao parâmetro, que é superestimado pelo modelo em ambas as estações, e o valor de N=0,90 naquela escala é o que mais aproxima o valor simulado do valor observado, para ambos os casos é (Figura 40a). Para o fluxo de calor sensível há alta sensibilidade ao parâmetro, e, na estação seca, o valor ótimo de N que iguala o fluxo simulado do observado, é de N~0,91 (círculo na Figura 40b). Na estação chuvosa, ocorre sistemática subestimativa pelos fluxos calculados. Para o fluxo total de CO_2 há um padrão geral de certa insensibilidade ao parâmetro N, mas que mostra boa concordância em ambas às estações (Figura 40c), todavia com certa subestimativa (mais absorção de C) do modelo na estação seca, como sugerido anteriormente.

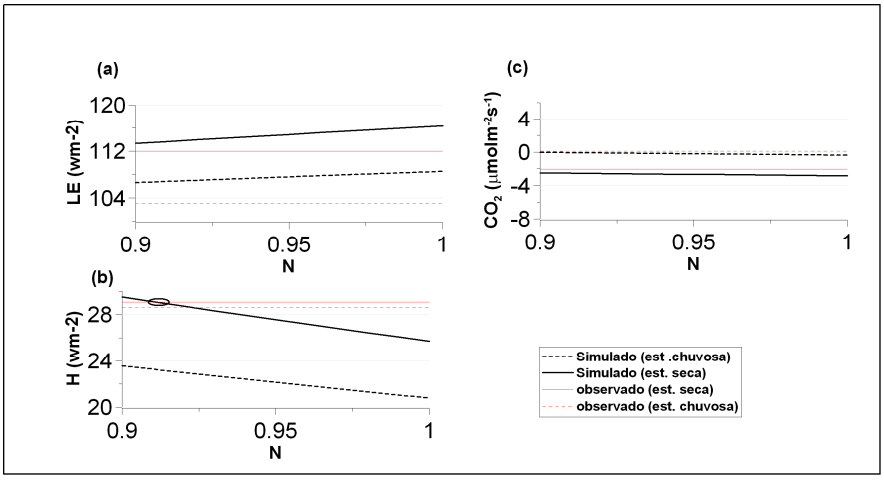


Figura 40.: Médias sazonais, estação seca (linha contínua) e estação chuvosa (linha pontilhada), para os valores simulados (linha preta) e os valores observados (linha vermelha) em função da variação do parâmetro fração de folhas verdes do dossel, N. (a) Fluxo de calor latente (em Wm^{-2}). (b) Fluxo de calor sensível (em Wm^{-2}). (c) Fluxo total de CO_2 (em $\mu molm^{-2}s^{-1}$).

O parâmetro $Vmax_0$ (condição inicial=81,8 $\mu molm^{-2}s^{-1}$) é invariante no tempo, foi variado no intervalo de 60 a 100, em incrementos de 0,5. A interpretação do termo LE sugere alta sensibilidade ao parâmetro: o valor ótimo de $Vmax_0$ que igualam os fluxos LE simulado e observado é de ~90 na estação seca e ~75 na estação chuvosa (círculos no painel LE da Figura 41a), onde modelo subestima as observações abaixo destes ótimos. No termo H há também alta sensibilidade ao parâmetro: o valor ótimo de $Vmax_0$ que igualam os fluxos H simulado e observado é o de ~90 na estação seca e ~60 na estação chuvosa (círculos no painel H da Figura 41b, onde modelo subestima as observações acima destes ótimos. Para o fluxo total de CO_2 há um padrão geral de baixa a média sensibilidade ao parâmetro $Vmax_0$, com boa concordância em ambas as estações (Figura 41c): o valor ótimo de $Vmax_0$ que igualam os fluxos totais de CO_2 simulado e observado é o de ~80 na estação seca e ~85 na estação chuvosa (círculos no painel NEE da Figura 41c), onde modelo subestima as observações (maior absorção de C) acima dos ótimos.

O parâmetro m (condição inicial =9), que é invariante no tempo, foi variado no intervalo de 7 a 10, em incrementos de 1. A interpretação do termo LE sugere alta sensibilidade ao parâmetro: o valor ótimo de m que igualam os fluxos LE simulado e observado é de ~10 na estação seca e ~8,6 na estação chuvosa (círculos no painel LE da Figura 42a), onde modelo subestima as observações abaixo destes ótimos. No termo H há também alta sensibilidade ao parâmetro: o valor ótimo de m que igualam os fluxos H simulado e observado é o de ~10 na estação seca e ~7,5 na estação chuvosa (círculos no painel H da Figura 42a), onde modelo subestima as observações acima destes ótimos. Para o fluxo total de CO_2 há um padrão geral de baixa sensibilidade ao parâmetro m, com boa concordância em ambas as estações (Figura 42c): o valor ótimo de m que mais aproximam os fluxos totais de CO_2 simulado e observado é o de ~7, que é o inferior da escala (Figura 42c), onde modelo subestima levemente as observações (maior absorção de C) acima dos ótimos.

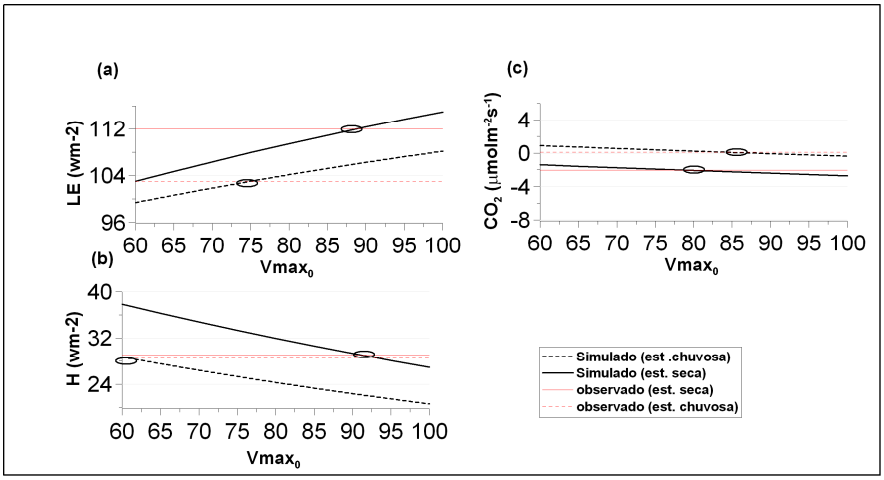


Figura 41.: Médias sazonais, estação seca (linha contínua) e estação chuvosa (linha pontilhada), para os valores simulados (linha preta) e os valores observados (linha vermelha) em função da variação do parâmetro máxima capacidade RuBisCo, $Vmax_0$. (a) Fluxo de calor latente (em Wm^{-2}). (b) Fluxo de calor sensível (em Wm^{-2}). (c) Fluxo total de CO2 (em $\mu molm^{-2}s^{-1}$).

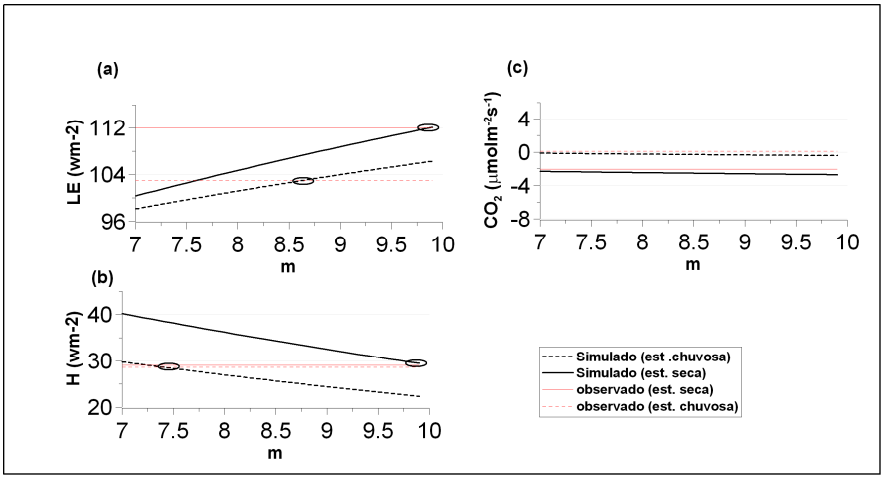


Figura 42.: Médias sazonais, estação seca (linha contínua) e estação chuvosa (linha pontilhada), para os valores simulados (linha preta) e os valores observados (linha vermelha) em função da variação do parâmetro m, coeficiente estomático de Ball & Berry. (a) Fluxo de calor latente (em Wm^{-2}). (b) Fluxo de calor sensível (em Wm^{-2}). (c) Fluxo total de CO2 (em $\mu molm^{-2}s^{-1}$).

3.4.2. Calibração dos parâmetros fisiológicos

A calibração dos parâmetros fisiológicos foi feita por meio da minimização de duas funções erro, as equações de partição de energia (52) e do desvio do fluxo de CO_2 (53). Para o cálculo das funções foram utilizadas médias sazonais das variáveis envolvidas, posteriormente foram utilizadas na estimativa das funções F_0. O procedimento de calibração deu-se na seguinte ordem: N, $Vmax_0$ e m.

O parâmetro N foi variado no modelo SiB2 no intervalo de 0,90 até 1,00 em incrementos de 0,01. O valor que minimiza a função F_0(H,LE) é N=0,90, sendo que para a estação seca houve melhor ajuste (Figura 43a), e identicamente há minimização em N=0,90 para a função F_0 (CO_2), entretanto com melhor ajuste na estação chuvosa (Figura 43b). Desta forma, o valor ótimo selecionado foi N=0,90, invariante no tempo.

Com isso o parâmetro fração de folhas verdes do dossel foi calibrado para todos os meses com o valor de N=0,90. Este parâmetro pode variar mensalmente no modelo SiB2, mas como foi mostrado na calibração, prescreveu-se um valor constante.

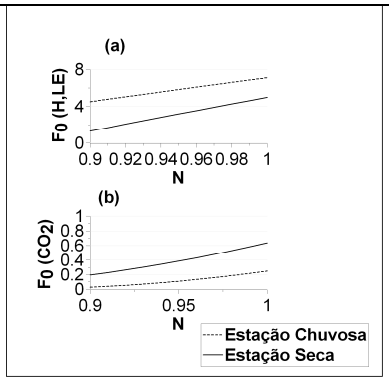


Figura 43.: Funções de otimização do parâmetro N. (a) F_0 (LE,H). (b) F_0 (CO_2).

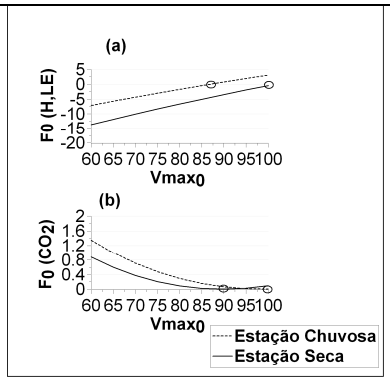


Figura 44.: : Funções de otimização do parâmetro $Vmax_0$. (a) F_0 (LE,H). (b) F_0 (CO_2).

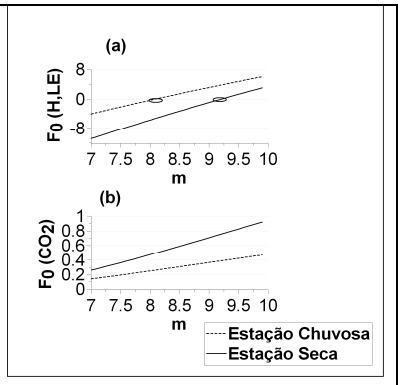


Figura 45.: Funções de otimização do parâmetro m. (a) F_0 (LE,H). (b) F_0 (CO_2).

O parâmetro $Vmax_0$ foi variado no modelo SiB2 no intervalo de 60 até 100 em incrementos de 5. O valor que anula a função F_0(H,LE) é $Vmax_0$=85 na estação chuvosa e 100 na estação seca (círculos na Figura 44a). Para a função F_0 (CO_2) o ótimo deu-se com $Vmax_0$ ~90 em ambas as estações (círculos na Figura 44b). Optou-se por selecionar apenas um valor ótimo, invariante no tempo, como a média de todos os ótimos das duas funções erro, em ambas as estações, o que resultou em $Vmax_0$ =93,75 $\mu molm^{-2}s^{-1}$.

Após a calibração dos parâmetros N e $Vmax_0$, calibrou-se o parâmetro m, através do mesmo procedimento empregado para a calibração dos parâmetros anteriores. O intervalo de variação de m foi de 7,0 a 10 em um incremento de 0,1.

Na Figura 45 observa-se as funções de otimização, calculadas em função dos fluxos turbulentos para cada variação do parâmetro m. Analisando-se F_0 (H, LE) para a estação chuvosa, conforme a Figura 45 (a), o valor de m=8,1 minimiza essa função, já para a estação seca o valor de m=9,2 satisfaz essa condição. Já para F_0 (CO_2), Figura 45 (b), a função não é minimizada, mas o valor de m=7,0 é o que mais aproxima os valores simulados dos valores observados do fluxo total de CO_2.

Fazendo o mesmo procedimento da calibração do parâmetro $Vmax_0$, o valor de m foi escolhido através da média entre a média dos valores que minimizaram F_0 (H, LE) e a média dos valores que minimizaram F_0 (CO_2). Com isso, o valor m escolhido foi de m=7,825.

3.5 Desempenho da otimização

O desempenho do modelo na condição otimizada foi analisado comparando-o com a simulação que utilizou parte dos parâmetros iniciais descritos em da Rocha et al. (1996b) e Sen et al. (2000).

Nas condições ótimas o fluxo de calor latente foi muito melhor simulado que na condição inicial, havendo uma leve alternância acima e abaixo das observações de ~10 mm $mês^{-1}$ (Figura 46a). A calibração de condições iniciais descreve adequadamente a sazonalidade, mas superestimou sistematicamente o fluxo de calor latente. Paralelamente, nas condições ótimas o fluxo de calor sensível também melhorou muito a simulação da condição inicial, com certa superestimativa das observações na transição da estação chuvosa para a seca, e subestimativa na estação chuvosa, ambas na escala de ~10 mm $mês^{-1}$ (Figura 49b). A calibração de condições iniciais subestimou sistematicamente o fluxo de calor sensível.

O fluxo de calor sensível calculado não foi tão bem ajustado com a observação como o fluxo de calor latente, em parte por que na calibração dos parâmetros fisiológicos a função F_0(H,LE) de certa forma prioriza o termo LE.

Nas condições ótimas o fluxo de CO_2 foi muito melhor simulado que na condição inicial, com notável melhoria na sazonalidade, mas mostrou-se, entretanto com o viés de subestimar as observações (maior absorção de CO_2) principalmente na estação seca, da ordem de ~1 μmolCO_2 $m^{-2}s^{-1}$ (Figura 46c). A calibração inicial exibe um máximo em setembro devido ao fato do modelo de respiração heterotrófia daqueles autores ser função exclusiva da temperatura do solo, que atinge o máximo na estação seca (Figura 46d). A comparação da produtividade líquida entre as condições inicial e ótima mostra a mesma evolução de fase e sazonalidade, sendo fundamentalmente diferentes na menor capacidade de absorção (~1 μmolCO_2 $m^{-2}s^{-1}$) da condição ótima.

Vários fatores explicam o pior desempenho das condições iniciais. O modelo SiB2 calibrado em da Rocha et al. (1996b) e Sen et al. (2000) foi prescrito apenas com 3 camadas no solo, durante 1 ano de simulação, o que não garantia necessariamente que o estado da umidade do solo foi corretamente simulado, principalmente na estação seca. Adicionalmente, a calibração inicial foi feita com apenas 44 dias de dados da estação chuvosa, coletados em 1993 sobre uma área de Floresta tropical semi-decídua no sul da Amazônia em Rondônia. Portanto a cobertura da sazonalidade dos dados foi muito pequena em comparação com a do presente estudo. Adicionalmente, geram-se obviamente incertezas ao se utilizar a calibração sobre uma área para simular as condições em outra diferente. Mais além, o clima e a resposta funcional dos fluxos de energia no ecossistema da floresta em Rondônia têm certas diferenças de fase e amplitude com relação ao padrão da Amazônia oriental em Santarém (da Rocha et al. 2009).

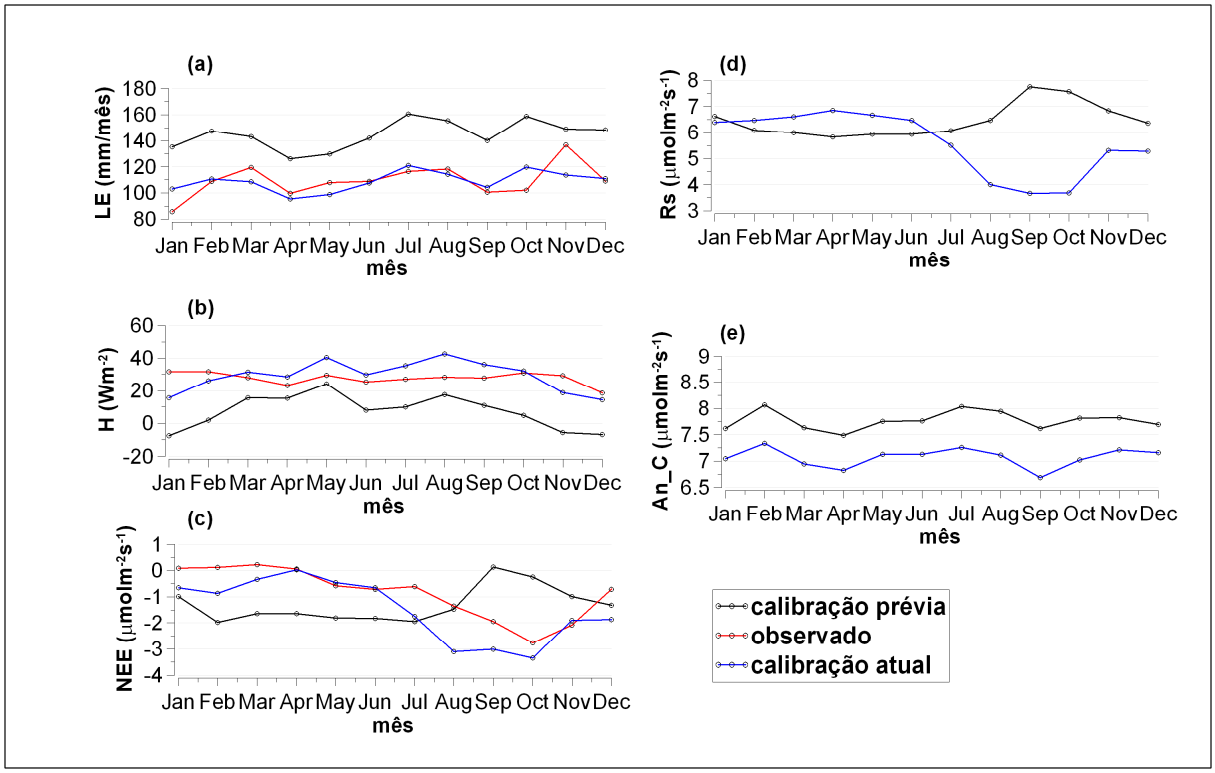


Figura 46.: Médias mensais para o ano de 2002 para a simulação com condições iniciais (linha preta), simulação realizada (linha azul) e valores observados (linha vermelha) para: (a) fluxo de calor latente (em Wm^{-2}). (b) fluxo de calor sensível (em Wm^{-2}). (c) Fluxo total de CO_2 ($\mu molm^{-2}s^{-1}$). (d) Respiração heterotrófica (em $\mu molm^{-2}s^{-1}$). (e) Assimilação líquida de CO2 (em $\mu molm^{-2}s^{-1}$).

4. Conclusões e sugestões para trabalhos futuros

O modelo de Interação Biosfera-Atmosfera SiB2 foi calibrado para uma área da Floresta Tropical Amazônica, em Santarém, PA, a partir de observações micrometeorológicas coletadas no período de 2002 a 2003.

O trabalho reavaliou a calibração do modelo SiB2 para a Floresta de terra firme amazônica, em relações aos parâmetros inicialmente calibrados na literatura. Nesse método foram realizados testes de sensibilidade para se compreender o controle de cada parâmetro na estimativa dos fluxos. Dessa forma mostra-se de forma clara e compreensível como as diversas etapas de aperfeiçoamento do desempenho do modelo podem ser atingidas, que é um diferencial em relação aos métodos do tipo "caixa-preta" onde o entendimento nem sempre é favorável. A calibração foi realizada propondo-se um método simples, onde os parâmetros são calibrados hierarquicamente, por meio de módulos seqüenciais, e neste caso foi feito na seguinte ordem de módulos: Aerodinâmico, Transferência Radiativa, Difusão Hidráulica do Solo, Fotossíntese e Condutância estomática. Esta ordem foi estabelecida levando-se em conta a seqüência em que o modelo SiB2 estima os fluxos turbulentos e as variáveis prognósticas, o que logicamente resulta de uma relação de dependência funcional modelada dos fluxos de energia e carbono aproximadamente daquela forma. Obviamente na natureza a interação entre os processos é simultânea, e o modelo, assim como a calibração, são idealizações.

A calibração do Módulo Aerodinâmico utilizou um esquema de fechamento dos fluxos de momentum de primeira ordem e otimizou u_*. Os resultados indicaram que o modelo mostrou-se sensível a variação dos parâmetros somente para os meses de estação seca, meses os quais a turbulência mecânica é mais acentuada para a região de estudo. Foi calibrado então o módulo aerodinâmico, encontrando-se os valores dos parâmetros: IAF =5,6m^{2}m^{-2}; Z_C =30m e Z_2 =31m

como ótimos. IAF e Z_C tiveram seus valores maiores que os valores iniciais e Z_2 um valor menor. A simulação de u_* com os parâmetros calibrados indicou que o modelo simulou bem essa variável após o procedimento de calibração.

A calibração do Módulo de Transferência Radiativa teve como meta calibrar o albedo solar e o albedo par. Os resultados mostraram que o albedo solar foi bem simulado pelo modelo, fazendo-se necessário para isso a sazonalização do parâmetro refletância da folha viva no espectro do infravermelho. Já o albedo PAR simulado após a calibração dos parâmetros não apresentou a mesma melhoria que o albedo solar, apresentando um grande *off-set* entre os valores simulados e os valores observados. O saldo de radiação foi de forma geral bem representado pelo modelo, o que resultou da calibração do albedo e melhoria na equação do fluxo de onda longa incidente prescrita.

O fato do albedo PAR não ter apresentado uma grande melhoria após a otimização indica a necessidade e espaço para otimizar esta calibração, a fim de que o albedo PAR seja melhor simulado, uma vez que está diretamente relacionado com os fluxos de CO_2.

Outro ponto interessante, seria inserir ao modelo SiB2 uma equação para infiltração de água na folha. Na calibração do parâmetro refletância da folha viva no espectro do infravermelho, esse ponto foi "forçado" no modelo pela prescrição de valores menores desse parâmetro para os meses de estação chuvosa, indicando infiltração de água na folha, mas o modelo não leva isso em consideração.

Para a calibração do Módulo de Difusão Hidráulica do Solo, o modelo SiB2 foi simulado com multicamadas de solo. Os resultados mostraram que a simulação final do grau de saturação do solo foi bem simulada pelo modelo, inclusive os pontos onde o perfil observado está mais seco, o modelo conseguiu representar bem este fato.

Uma análise que não foi realizada nesse trabalho e que deveria ser avaliada é a contribuição dos outros parâmetros relacionados com o solo no modelo SiB2. Como por exemplo, o coeficiente

da curva de retenção, o parâmetro condutividade hidráulica do solo e a porosidade do solo. Estudar a sua variação ao longo do perfil vertical e observar a tendência do que sugerem esses resultados. Analisar se existe significativa mudança no perfil do grau de saturação do solo a variação destes parâmetros e assim avaliar se há necessidade de calibrá-los para a região de estudo.

O Módulo de Fotossíntese e Condutância Estomática teve como meta calibrar os parâmetros fisiológicos. Os valores otimizados de N, $Vmax_0$ e m foram: 0,90; 93,75 e 7,825 respectivamente. O parâmetro $Vmax_0$ foi calibrado com um valor maior que o inicial e o valor ótimo de m e N foram mais baixos que os valores prescritos inicialmente. Mas mesmo após a otimização, NEE superestimou a absorção de carbono e H foi levemente superestimado.

Parâmetros como o $Vcmax_0$ e m são invariantes com o tempo, mas pelo procedimento de calibração dos mesmos verificou-se que nem sempre o mesmo valor ótimo de uma estação é igual ao da outra estação. Este fato abre espaço para que seja analisada um variação sazonal destes parâmetros. Outra análise interessante seria a de se prescrever Rh em função de temperatura e do grau de saturação do solo, já que neste estudo só foi considerado o grau de saturação, e com isso talvez tenha-se uma melhora na simulação NEE durante a estação seca.

Com a nova calibração do modelo SiB2 para Floresta Tropical Amazônica tem-se uma substancial melhoria na estimativa dos fluxos turbulentos, em relação a calibração anterior para o ecossistema em questão.

5. Referências Bibliográficas

Baker, I.T., Prihodko, L., Dennig' A.S., Goulden, M., Miller, S., da Rocha, H.R. Seasonal Drought Stress in the Amazon: Reconciling Models and Observations. *JGR*, 2008.

Burkardt, J. Library of FORTRAN90 routines MINPACK. Florida State University. 1998.

Bruno, R. D., H. R. da Rocha, H. C. de Freitas, M. L. Goulden, and S. D. Miller. 2006. Soil moisture dynamics in an eastern Amazonian tropical forest. *Hydrological Processes* 20:2477–2489.

Brunt, D., 1932. Notes on radiation in the atmosphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 58, 389–418.

Brutsaert, W. H. (1975), On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. *Water Resources Research*, 11 (5), 742–744.

Clapp, R.B. and Homberger, G.M., 1978. Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water Resources Research*, 14: 601- 604.

Collatz, G. J., Ball, J. T., Grivet, C., Berry, J. A., 1991. Physiological and environmental regulation of stomatal conductance, photosynthesis and transpiration: A model that includes a laminar boundary layer. *Agric. For. Meteor*. 54, 107-136.

Collatz, G. J., Ribas-Carbo, M., Berry, J. A., 1992. Coupled Photosynthesis-Stomatal Conductance Model for leaves of C_4 plants. *Aust. J. Plant Physiol*., 19, 519-538.

Collischonn, W.; Tucci, C. E. M. (2003). Ajuste multiobjetivo dos parâmetros de um modelo hidrológico. *Revista Brasileira dos Recursos Hídricos* 8(3), pp 27-41.

Correira, F.W.S., Alvalá, R.C.S., Manzi, A.O., Gielow, R., Kubota, P.Y., Calibração do "Simplified Simple Biosphere Model – SsiB para Áreas de Pastagem e Floresta Amazônia com Dados do LBA. *ACTA Amazônica*, V.35(2), 273-288, 2005.

Cunha, A.P.M.A, 2007: *Calibracao do Simplified Simple Biosphere Model – SSiB para o bioma caatinga do nordeste brasileiro*. Tese de Mestrado em Meteorologia. Instituto Nacional de Pesquisas espaciais –INPE. 135p.

da Rocha, H. R., A. O. Manzi, O. M. Cabral, S. D. Miller, M. L. Goulden, S. R. Saleska, N. R.-Coupe, S. C. Wofsy, L. S. Borma et al. (2009). Patterns of water and heat flux across a biome gradient from tropical forest to savanna in Brazil. *J. Geophys.* Res.,114, G00B12, doi:10.1029/2007JG000640.

da Rocha, H. R; Nobre, C. A.; Bonatti, J. P.; Wright, I. R.; Sellers, P. J. 1996a. A vegetation atmosphere interaction study for Amazonian deforestation using field data and a single column model. *Quarterly Journal Royal Meteorological Society*, 122: 567-594.

da Rocha, H. R. da, P.J. Sellers, J.Collatz, I.Wright, J. Grace, 1996b. Calibration and use of SiB2 model to estimate H_2O and CO_2 exchanges in Abracos forest sites. in *Amazon Deforestation and Climate*, eds. J. Gash, C. Nobre, J. Roberts and R. Victória. J. Wiley & Sons, Chichester, UK, p. 459-472.

da Rocha, H. R, Goulden, M. L., Miller, S., Menton, M. C., Oliveira Pinto, L. D. V., FREITAS, H., FIGUEIRA, A. M. S., 2004. Seasonality of water and heat fluxes over a tropical Forest in eastern Amazônia. *Ecological Applications*, S22-S32.

Delire, C., and J. A. Foley, 1999: Evaluating the performance of a land surface/ecosystem model with biophysical measurements from contrasting environments. *J. Geophys. Res.,* 104 (D14), 16 895– 16 909.

Dickinson, R.E., Sellers, P.J. Kennedy, & Wilson, M.F., Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR CCM, NCAR/TN-275-STR. *Nat. For Atmos. Res*., Boulder, Colo., 1986.

Dorman, J. L.; Sellers, P. A global climatology of albedo, roughness length and stomatal resistence for atmospheric general circulation models as represented by the Simple Biosphere Model (SiB). *Journal of Applied Meteorology*, v.28, 1989.

Doughty, D. E., Goulden, M. (2008) Seasonal patterns of tropical forest leaf area index and CO_2 exchange. *Journal of Geophysical Research* 113, 2008.

Duarte, H. F., N. L. Dias, and S. R. Maggiotto (2006), Assessing daytime downwardlongwave radiation estimates for clear and cloudy skies in Southern Brazil, *Agricultural and Forest Meteorology*, 139 (3–4), 171–181.

Foley, J.A., Prentice, I.C., Ramankutty, N., Levis, S., Pollard, D., Sitch, S., Haxeltine, A., An Integrated Biosphere Model of Land Surface Processes, Terrestrial Carbon balance and Vegetation Dynamics. *Global Biogeochem. Cycles*, 10, 603-628, 1996.

Gash, J.C.; Nobre, C.; Roberts, J.; Victoria, R. 1996. An overview of ABRACOS. *In*: Gash, J.C.; Nobre, C.; Roberts, J.; Victoria, R. (Eds). *Amazonian Deforestation and Climate*, John Wiley, New York, p. 1-14.

Gupta, H.V, Bevem, K.J., Wagwnwr, T., Model Calibration and Uncertainty Estimation. In: *Encyclopedia of Hidrologic Sciences,* 3 volumes, John Wiley and Sons, in press 2005.

Goulden, M. L., S. D. Miller, M. C. Menton, H. R. da Rocha, and H. C. de Freitas. 2004. Diel and seasonal patterns of tropical forest CO2 exchange. *Ecological Applications* 14: S42–S54.

Idso, S. B., and R. D. Jackson (1969), Thermal radiation from the atmosphere, *Journal of Geophysical Research*, 74 (23), 5397–5403.

Imbuzeiro, H.M., 2005: *Calibração do Modelo Íbis na Floresta Amazônica Usando Múltiplos Sítios*. Tese de Mestrado em Meteorologia Agrícola do Departamento de Engenharia Agrícola da Universidade Federal de Viçosa. 93p.

Imbuzeiro, H., M., A.; Costa, M., H.; Rocha, H., R.; *Calibration of a land surface model for the simulation of sensible and latent heat fluxes using three different method*s. In: XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia. Florianópolis, SC. 2006.

IPCC Climate Change 2007: Summary for policymakers. Contribution of working group I to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.

Jacobs, J. D. (1978), Radiation climate of Broughton Island, in Energy budget studies in relation to fast-ice breakup processes in Davis Strait, edited by R. G. Barry and J. D. Jacobs, pp. 105–120, *Institut of Arctic and Alp. Research. Occas*. Paper No.26, University of Colorado. Boulder, CO.

Jackson, R.B., Canadell, J., Ehleringer, J.R., Mooney, H.A., Sala, O.E., Schulze, E.D., A global analysis of root distributions for terrestrial biomes. *Oecologia*, 108,389-411, 1996.

Kruk., N. S., Vendrame, I., F., Rocha, H., R., Chou, S., C., Cabral, O., M., R. Downward longwave Radiation estimates for Clear-Sky and Cloudy Conditions in the Sertãozinho São Paulo, Brazil. No prelo. 2008.

Miller, S. D., M. L. Goulden, M. C. Menton, H. R. da Rocha, H. C. de Freitas, A. M. e Silva Figueira, and C. A. Dias de Sousa. 2004. Biometric and micrometerological measurements of tropical forest carbon balance. *Ecological Applications* 14:S114–S126.

More, J.J.; Garbow, B. S.; Hillstrom, K. E. User Guide for MINPACK-1. Argonne National Laboratory Report ANL-80-74, Argonne, Ill., 1980.

Nepstad, D.C, Carvalho, C.R, Davidson, E.A, Jipp, P.H, Lefebvre, P.A, Negreiros, G.H, SIlva, E.D, Stone, T.A, Trumbore, S.E, Vieira, S. 1994. The role of deep roots in the hydrological and carbon cycles of Amazonian forests and pastures. *Nature* 372: 666–669.

Nielsen, S.N., 1992b. Strategies for Structural-dynamic Modelling. *Ecological Modelling*, n.63, pag.91-102.

Negrón-Juarez, R.I.N., 2004: *Variabilidade Climática Regional e controle da vegetação no Sudeste: Um Estudo de Observações sobre Cerrado e cana-de-açúcar e Modelagem Atmosférica*. Tese de Doutoramento, 159p. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas. Universidade de São Paulo.

Nobre, C. A., Sellers, P. J., Shukla, J., Amazonian deforestation and regional climate change, *J. Climate*, 4, 957–988, 1991.

Pitman, A.J., The Evolution of, and Revolution in, Land Surface Schemes designed for Climate Models. *J. Climatology*, 23, 479-510, 2003.

Saleska, S. R., Didan, K., Huete, A., da Rocha, H.R. Amazon Forests Green-Up During 2005 Drought. Science, 2007. Vol. 318. no. 5850, p. 612.

Sellers, P. J, Y. Mintz, Y. C. Sud, A. Dalcher 1986: A Simple Biosphere Model (SiB) for use within general circulation models. *J. Atmos. Sci.*, 43(6):505-531.

Sellers, P. J, Shuttleworth, W. J.; Dorman J. 1989. Calibrating the Simple Biosphere Model for Amazonian Tropical Forest using field and remote sensing data. Part I: Average calibration with field data. *Journal of Applied Meteorology*, 28: 727-759.

Sellers P.J, Berry JA, Collatz GJ, Field CB, Hall FG. 1992. Canopy reflectance, photosynthesis and transpiration. III. A re-analysis using improved leaf models and a new canopy integration scheme. *Remote Sensing of Environment* 42, 187-216.

Sellers, P. J, D.A. Randall, C.J. Collatz, J.A. Berry, C.B. Field, D.A. Dazlich, C. Zhang, G.D. Collelo, 1996a. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs, Part I: Model formulation. *J. Climate*, 9, 676-705.

Sellers, P. J, S.O.Los, C.J.Tucker,C.O.Justice, D.A.Dazlich, C.J. Collatz, D.A., 1996b. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs, Part II: The generation of global fields of terrestrial biophysical parameters from satellite data. *J. Climate*, 9, 706-737.

Sen, O. L., W.J. Shuttleworth and Z.-L. Yang. 2000. Comparative evaluation of BATS2, BATS, and SiB2 with amazon data. *Journal of Hydrometeorology*, 1:2, 135-153.

Swinbank, W. C. (1963), Long-wave radiation from clear skies. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 89, 339–348.

Willmott, C.J., Klink, K., 1986. *A representation of the terrestrial biopshere for use in global climate studies*. ISLSCP: Proceedings of an international conference held in Rome, Italy, Dec. 1985, European Space Agency, Rome, Italy, pp. 109-112.

Xue, Y.; P. J. Sellers; J. L. Kinter; J. Shukla. A simplified biosphere model for global climate studies. *Journal of Climate*, v. 4, n.3, p. 345-36, 1991.

Livros Grátis

(http://www.livrosgratis.com.br)

Milhares de Livros para Download:

Baixar livros de Administração
Baixar livros de Agronomia
Baixar livros de Arquitetura
Baixar livros de Artes
Baixar livros de Astronomia
Baixar livros de Biologia Geral
Baixar livros de Ciência da Computação
Baixar livros de Ciência da Informação
Baixar livros de Ciência Política
Baixar livros de Ciências da Saúde
Baixar livros de Comunicação
Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE
Baixar livros de Defesa civil
Baixar livros de Direito
Baixar livros de Direitos humanos
Baixar livros de Economia
Baixar livros de Economia Doméstica
Baixar livros de Educação
Baixar livros de Educação - Trânsito
Baixar livros de Educação Física
Baixar livros de Engenharia Aeroespacial
Baixar livros de Farmácia
Baixar livros de Filosofia
Baixar livros de Física
Baixar livros de Geociências
Baixar livros de Geografia
Baixar livros de História
Baixar livros de Línguas

Baixar livros de Literatura
Baixar livros de Literatura de Cordel
Baixar livros de Literatura Infantil
Baixar livros de Matemática
Baixar livros de Medicina
Baixar livros de Medicina Veterinária
Baixar livros de Meio Ambiente
Baixar livros de Meteorologia
Baixar Monografias e TCC
Baixar livros Multidisciplinar
Baixar livros de Música
Baixar livros de Psicologia
Baixar livros de Química
Baixar livros de Saúde Coletiva
Baixar livros de Serviço Social
Baixar livros de Sociologia
Baixar livros de Teologia
Baixar livros de Trabalho
Baixar livros de Turismo