

UM MODELO DE VEGETAÇÃO POTENCIAL PARA ESTUDOS CLIMÁTICOS

Marcos Daisuke Oyama

Centro Técnico Aeroespacial, Instituto de Aeronáutica e Espaço
Praça Marechal Eduardo Gomes, 50, 12228-904, São José dos Campos, SP
email: oyama@iae.cta.br

Carlos Afonso Nobre

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
Rodovia Presidente Dutra, km 40, 12630-000, Cachoeira Paulista, SP
email: nobre@cptec.inpe.br

ABSTRACT

A simple potential vegetation model (i.e. a model which diagnoses the biome in equilibrium with a given climate) has been developed. Given a set of environmental variables - namely, growing degree days, temperature of the coldest month and two moisture indexes (one to distinguish between wet and dry climates and other to represent the soil moisture seasonality) - the model outputs a biome which belongs to SSiB's vegetation classification. In order to calculate the two moisture indexes, a water balance model - which includes the possibility of soil water freezing and evaluates the actual evapotranspiration using the Penman-Monteith formulation - is developed. The water balance model produces a consistent global distribution of soil moisture.

The potential vegetation model is able to represent the global biome patterns. The global κ (kappa statistics) is 0.58, which means a good agreement between the potential and the natural biomes map. Analysing for each biome, it is found that there is a very good agreement for tropical forests and deserts; good for conifer forests, savannas, semi-deserts and tundra; regular for temperate forest, extratropical prairies and "caatinga-like" vegetation; and bad for mixed forest. In general, the model skill is comparable to (and even slightly better than) other potential vegetation models currently in use for climate studies. The good skill showed by the vegetation model developed in this work motivates its coupling to the CPTEC climate model.

1. Introdução

Um fato intuitivo e bem conhecido é que existe uma relação entre a distribuição dos tipos de vegetação - também chamados de biomas - e o clima. Por exemplo, onde a precipitação é muito baixa, encontram-se desertos; onde a temperatura e a precipitação são elevadas, encontram-se florestas tropicais. Essa relação intuitiva é traduzida, de forma quantitativa, pelos **modelos de vegetação potencial** (MVPot). Para um dado clima, os MVPot diagnosticam o bioma **potencial**, ou seja, o bioma em equilíbrio com o dado clima. Obviamente, podem existir diferenças entre a distribuição espacial dos biomas potenciais e a dos naturais (ou nativos, sem a influência do homem), pois o clima não é o único fator que determina o tipo de vegetação. Outros fatores, tais como topografia, tipo de solo, ocorrência de queimadas etc também influenciam a distribuição de vegetação. No entanto, em grande escala, existe uma razoável correspondência entre os biomas potenciais e os naturais; e esse é o motivo pelo qual os MVPot são utilizados em estudos climáticos. Na literatura, um grande número de MVPot têm sido propostos; como exemplos recentes, podem-se citar Prentice et al. (1992), Haxeltine et al. (1996), Brovkin et al. (1997) etc.

Uma das formas mais simples de tornar a vegetação dinâmica em modelos climáticos consiste em acoplar, assincronamente, MVPot a Modelos de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA). Nesse caso, dada uma distribuição global de biomas, o MCGA é integrado por alguns anos mantendo-se fixa essa distribuição; então, utilizando a climatologia obtida na integração como entrada do MVPot, produz-se uma nova distribuição de biomas; com essa nova distribuição, reinicia-se a integração do MCGA, e assim sucessivamente. Essa metodologia, embora simples, tem sido empregada em vários tipos de estudos climáticos (p.ex. estudos de paleoclima, mudanças globais) na última década (revisão em Foley et al., 2000).

Na escala climática, o MCGA do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC; descrição em Bonatti, 1996) tem sido utilizado tanto para fins operacionais (p.ex. previsão climática sazonal: Cavalcanti et al., 1999; Nobre et al., 2000 etc) quanto para pesquisa (p.ex. Marengo et al., 2001; Rocha, 2001 etc). Em ambos os

casos, a vegetação é estática, ou seja, não se modifica durante a integração do modelo. Para permitir que o MCGA do CPTEC tenha uma vegetação dinâmica - ampliando, com isso, o leque de estudos em que o modelo possa ser empregado -, o caminho mais simples, conforme mencionado anteriormente, consiste em acoplá-lo a um MVPot.

O MCGA do CPTEC utiliza o Simplified Simple Biosphere Model (SSiB; Xue et al., 1991) como modelo de parametrização de processos de superfície em regiões continentais. O SSiB utiliza a classificação de biomas de Dorman e Sellers (1989; daqui em diante, DS89), a qual considera 12 diferentes biomas. Os MVPot existentes utilizam outras formas de classificar a vegetação: por exemplo, Prentice et al. (1992) classificam a vegetação em 15 biomas. Portanto, se queremos acoplar o MCGA do CPTEC a um MVPot, podemos adotar uma das seguintes estratégias:

- acoplar o MCGA do CPTEC a um MVPot existente, desenvolvendo uma metodologia de converter os biomas do MVPot nos utilizados pelo SSiB;
- elaborar um MVPot que utilize a classificação de vegetação usada pelo SSiB, e acoplá-lo ao MCGA do CPTEC.

Neste trabalho, optamos pela segunda estratégia. Logo, o objetivo deste trabalho consiste em elaborar um MVPot que utiliza a classificação de biomas usada pelo SSiB (DS89).

A idéia consiste em elaborar um modelo **simples**. Na seção 2, apresentam-se o mapa de vegetação natural, os dados climáticos e o modelo de balanço hídrico utilizados no trabalho. Na seção 3, descreve-se o MVPot. O desempenho do MVPot (em relação ao mapa de biomas naturais, que é tomado como referência) é avaliado na seção 4. Finalmente, na seção 5, apresentam-se as conclusões. O MVPot apresentado neste trabalho é um melhoramento do proposto por Oyama e Nobre (2001).

2. Material

2.1. Mapa de vegetação natural

A classificação de biomas de DS89 está mostrada na Tabela 1. Para cada bioma, há um conjunto de parâmetros físicos, morfológicos e fisiológicos que são utilizados pelo SSiB.

Tabela 1 - Classificação de biomas de Dorman e Sellers (1989).

bioma	nome
1	floresta pluvial
2	floresta tropical caducifólia e floresta temperada
3	floresta mista
4	floresta de coníferas perenifólia
5	floresta de coníferas caducifólia (lariços)
6	savana e cerrado
7	campos extratropicais, pradarias, estepes
8	caatinga
9	semi-deserto
10	tundra
11	deserto
12	cultivos agrícolas
13	gelo

O mapa de vegetação natural - ou seja, o que não leva em conta as alterações antropogênicas da vegetação - baseia-se, principalmente, no mapa de vegetação observada de DS89, o qual é utilizado nas integrações operacionais do MCGA do CPTEC. Cabe salientar, no entanto, que o mapa de vegetação observada não pode tomado como de vegetação natural, pois os cultivos agrícolas são considerados. Além disso, o mapa de vegetação observada possui algumas deficiências; por exemplo, no Brasil, a Mata Atlântica e os Pampas não são representados. Portanto, para obter o mapa de vegetação natural, outros mapas, tais como o de Eyre (1968), Matthews (1983), Defries e Townshend (1994) e mapas de vegetação mais detalhados do Brasil (IBGE) e da Argentina foram utilizados. A correspondência entre os tipos de vegetação do mapa de Matthews e os de DS89 segue Sellers et al. (1994). A classificação de Eyre é muito semelhante à de DS89.

A obtenção do mapa de vegetação natural é feita em várias etapas. As principais estão descritas a seguir.

- A princípio, os biomas seguem DS89.
- Os cultivos agrícolas são substituídos pelos biomas do mapa de Eyre (1968) onde a orografia é inferior a 1,5 km, e pelos do mapa de Matthews (1983) onde é superior.
- Os desertos e semi-desertos seguem Defries e Townshend (1994).
- A floresta de Miombo é substituída por savanas, conforme sugerido por Eyre (p.224).
- A extensa região de caatingas nas latitudes médias da América do Norte é substituída por semi-desertos, conforme sugerido pelo mapa de Eyre.
- Na região subtropical austral da África, a caatinga segue Matthews.
- Nas adjacências do Saara, a caatinga segue Matthews e Eyre.
- Na parte leste da África, os desertos e semi-desertos seguem Eyre.
- Nas latitudes médias e altas da Eurásia, os biomas seguem Eyre.
- A Mata Atlântica, o Chaco, os Pampas e a Patagônia seguem mapas detalhados do Brasil e da Argentina.

O mapa de vegetação natural está mostrada na Figura 7a.

2.2. Climatologia mensal de precipitação e temperatura do ar

A climatologia mensal de precipitação e temperatura do ar provém de Willmott et al. (1998). Os dados, originalmente na resolução espacial de 0,5°, foram degradados para a resolução do mapa de biomas.

2.3. Modelo de balanço hídrico

Na literatura, há muitos modelos de balanço hídrico (p.ex. Willmott et al., 1985, daqui em diante W85; Mintz e Serafini, 1992; Rossato, 2001 etc). Neste trabalho, elabora-se um modelo hídrico baseado, em grande parte, em W85. No entanto, o modelo possui as seguintes diferenças em relação a W85:

- inclui-se a possibilidade de congelamento do solo (que é um processo importante em latitudes mais altas);
- utiliza-se a formulação de evapotranspiração de Penman-Monteith ao invés da de Thornwaite.

As informações sobre o balanço hídrico são utilizadas como entrada do modelo de vegetação potencial.

2.3.1. Formulação

O modelo de balanço hídrico considera uma única camada homogênea de solo coberta por um único tipo de vegetação em todas as áreas continentais. Isso significa que diferentes tipos de solo e vegetação não são considerados no modelo (ao contrário, por exemplo, do modelo de Rossato, 2001). Embora pareçam tanto irrealistas, essas hipóteses são usualmente adotadas nos modelos de balanço hídrico. A justificativa é a necessidade de uma menor quantidade de parâmetros para utilizar os modelos.

No presente modelo, adota-se que a espessura do solo (H_{solo}) é de 1 m, e que o armazenamento máximo de água do solo é de 500 mm. Esse valor é bem superior aos encontrados na literatura; por exemplo, Mintz e Serafini (1982) utilizam 150 mm, argumentando que esse valor deve ser uma média global considerando todos os tipos de vegetação. No entanto, o valor de 150 mm parece ser muito baixo para florestas tropicais. Por exemplo, na Amazônia central, Hodnett et al. (1996) mostram que, na estação seca, a vegetação extrai água a profundidades superiores a 2 m. Para que haja uma representação melhor da quantidade de água do solo em biomas que extraem água a profundidades mais altas, tais como florestas tropicais, o valor de 500 mm é adotado.

O modelo considera os balanços de água e neve separadamente. As equações dos balanços são (conforme W85):

$$\frac{dS}{dt} = P_r - E - R + M \quad (1)$$

$$\frac{dN}{dt} = P_s - M \quad (2)$$

onde S é o armazenamento de água no solo; P_r , a precipitação na forma de chuva; E , a evapotranspiração; R , o “runoff”; M , o derretimento de neve; N , o armazenamento de neve sobre o solo; e P_s , a precipitação na forma de neve. Podemos notar que as equações 1 e 2 estão acopladas pelo derretimento de neve.

A precipitação P é considerada chuva ou neve de acordo com a temperatura média mensal do ar (T),

$$P = \begin{cases} P_r, & T \geq -1^\circ\text{C} \\ P_s, & T < -1^\circ\text{C} \end{cases} \quad (3)$$

e o derretimento de gelo é parametrizado como uma função da temperatura (T) e da chuva (P_r):

$$M = 2,63 + 2,55T + 0,0912TP_r \quad (4)$$

onde M e P_r são dados em mm/dia. As equações 3 e 4 seguem W85.

A temperatura do solo média mensal (T_s) é calculada a partir de:

$$\frac{dT_s}{dt} = -\frac{T_s - T}{\tau} \quad (5)$$

$$\tau = \frac{H_{solo}^2}{2K_s} \quad (6)$$

onde K_s é a difusividade térmica do solo; e τ , a escala de tempo de equilíbrio do sistema. Adotamos o valor de $4 \times 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$ para K_s , conforme Garrat (1992).

Quando o solo congela, não ocorre infiltração e não há extração de água do solo pelo sistema radicular. Para que o congelamento ocorra, sabe-se que é necessário que o solo esteja a temperaturas bem inferiores a 0°C . Parametrizações simples do congelamento do solo - por exemplo, Viterbo et al. (1999) e Slatter et al. (1998) - adotam um congelamento gradual da água do solo entre 0 ou 1°C (nenhum congelamento) e -3 ou -4°C (congelamento total). Adotamos um critério ainda mais simples: se a temperatura do solo for inferior a $-2,5^\circ\text{C}$, o solo está totalmente congelado; se acima, não há congelamento. Com esse critério, os resultados do modelo mostram que, nas regiões de solo permanentemente congelado (“permafrost”), o número de meses em que a camada de solo fica congelada é superior a 6 meses, o que é bastante realista.

A evapotranspiração real (E) é calculada utilizando a equação de Penman-Monteith:

$$LE = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} E_D + \frac{\rho c_p}{r_a} \frac{e_{s,T}(1-h)}{\Delta + \gamma} \quad (7)$$

$$\Delta = \frac{de_{s,T}}{dT}; \quad \bar{\gamma} = \gamma \frac{r_a + r_c}{r_a}; \quad \gamma = \frac{pc_p}{L\varepsilon} \quad (8)$$

onde L é o calor latente de vaporização; E_D , a energia disponível (saldo de radiação menos o fluxo de calor do solo); ρ , a massa específica do ar; $e_{s,T}$, a pressão parcial de saturação à temperatura T ; h , a umidade relativa; r_a e r_c , as resistências aerodinâmica e estomática, respectivamente; p , pressão à superfície; c_p , o calor específico do ar a pressão constante; e ε é uma constante igual a 0,622.

A energia disponível (em W/m^2) é considerada uma função linear da temperatura do ar (em $^\circ\text{C}$):

$$E_D = 2,265T + 67,588 \quad (9)$$

sendo os coeficientes ajustados com o uso dos valores de saldo de radiação e temperatura do ar obtidos da simulação climática (10 anos, 9 membros) do MCGA do CPTEC (Cavalcanti et al., 2001). O coeficiente de determinação (r^2) da equação 9 é alto, em torno de 85%.

Do ponto de vista observacional, os valores média anual de umidade relativa à superfície variam em torno de cerca de 60% (Peixoto e Oort, 1992). No modelo, adota-se um valor constante, igual a 60%. A resistência estomática (r_c) é dada por:

$$r_c = \frac{r_{c,\min}}{f_\delta f_w} ; \quad f_\delta = 1 - C_1 \delta e ; \quad f_w = \frac{1 - \exp(-C_2 w)}{1 - \exp(-C_2)} ; \quad w = \frac{S}{S_{\max}} \quad (10)$$

onde $r_{c,\min}$ é a resistência estomática mínima; f_δ e f_w , fatores de estresse devido ao déficit de pressão de vapor (δe) e ao grau de saturação do solo (w), respectivamente; C_1 e C_2 , constantes; e S_{\max} é o armazenamento máximo de água do solo. A formulação de f_δ segue Sellers et al. (1986). O valor de C_1 ($0,0275 \text{ mb}^{-1}$) é uma média dos propostos, para diferentes biomas, por Dorman e Sellers (1989). A formulação de f_w e o valor adotado de C_2 ($=1,7$) provêm de Cox et al. (1998). A resistência aerodinâmica é considerada constante ($=100 \text{ s/m}$). A resistência estomática mínima é considerada igual à aerodinâmica.

Chamaremos de evapotranspiração **real** (E) quando tanto f_δ quanto f_w são levados em conta; de **potencial** (EP) quando somente f_δ é considerado (ou seja, $f_w = 1$); e de **máxima** (E_{\max}) quando nenhum fator de estresse é considerado ($f_\delta = f_w = 1$). Comparando-se a presente formulação de EP com a de Thornwaite (Figura 1), que é muito utilizada em modelos de balanço hídrico, nota-se que dois problemas apontados na formulação de Thornwaite - a grande sensibilidade da EP em relação à temperatura entre 20 e 30°C, e a ausência de EP em temperaturas inferiores a 0°C - são sanadas na presente formulação. Além disso, a E_{\max} da presente formulação segue o mesmo comportamento da relação, em média anual, entre os maiores valores de precipitação (P_{\max}) e a temperatura ($P_{\max} \sim 1,5 e^{T/20}$, P_{\max} em mm/dia e T em °C), ao contrário da formulação de Thornwaite. Em ambas as formulações, a partir de cerca de 35°C, EP diminui com o aumento de temperatura devido a f_δ .

Por que a grande sensibilidade da EP em relação à temperatura entre 20 e 30°C é indesejável? Nos trópicos, há uma pequena sazonalidade da temperatura do ar. Sejam duas regiões cujas temperaturas anuais estejam na faixa entre 25 e 30°C. Por simplicidade, vamos supor que a temperatura do ar seja constante ao longo do ano. Pequenas diferenças de temperatura entre as duas regiões, para uma mesma precipitação anual, podem levar a valores completamente diferentes de umidade do solo se EP é muito sensível à temperatura. Portanto, do ponto de vista de um MVPot, bruscas mudanças de biomas poderiam ocorrer devido à essa extrema sensibilidade de EP em relação à temperatura; e isso, obviamente, não é desejado.

Em climas temperados, a existência de EP não nulo a temperaturas abaixo de 0°C passa a ter importância. Obviamente, a temperaturas muito abaixo de 0°C, o cálculo de EP não tem importância porque o solo está congelado - f_w se torna nulo, impedindo a evapotranspiração. Em regiões temperadas, onde a sazonalidade é grande, no inverno, temperaturas bem abaixo de zero são encontradas. Portanto, um cálculo mais cuidadoso de EP no entorno de 0°C permite um balanço de água mais realista na transição entre as estações de verão e inverno.

A perda de água (“runoff”, mm/dia) é parametrizada conforme Candido et al. (2001):

$$R = aw^b ; \quad a = 38 ; \quad b = 11 . \quad (11)$$

O valor extremamente alto do coeficiente b indica que a perda de água será apreciável somente sob altos valores de w ; além disso, procura impedir valores de w superiores a 1.

O modelo é integrado com o passo de tempo de 1 dia. A precipitação mensal é distribuída uniformemente em todos os dias do mês. Embora isso tenda a diminuir o “runoff” e aumentar a evapotranspiração, adotamos essa metodologia na falta de mais informações. Inicialmente, calcula-se a temperatura do solo; então, o balanço de água é obtido explicitamente. Quando forçado por uma climatologia, a integração é feita até que a diferença de ciclo sazonal entre anos sucessivos seja desprezível.

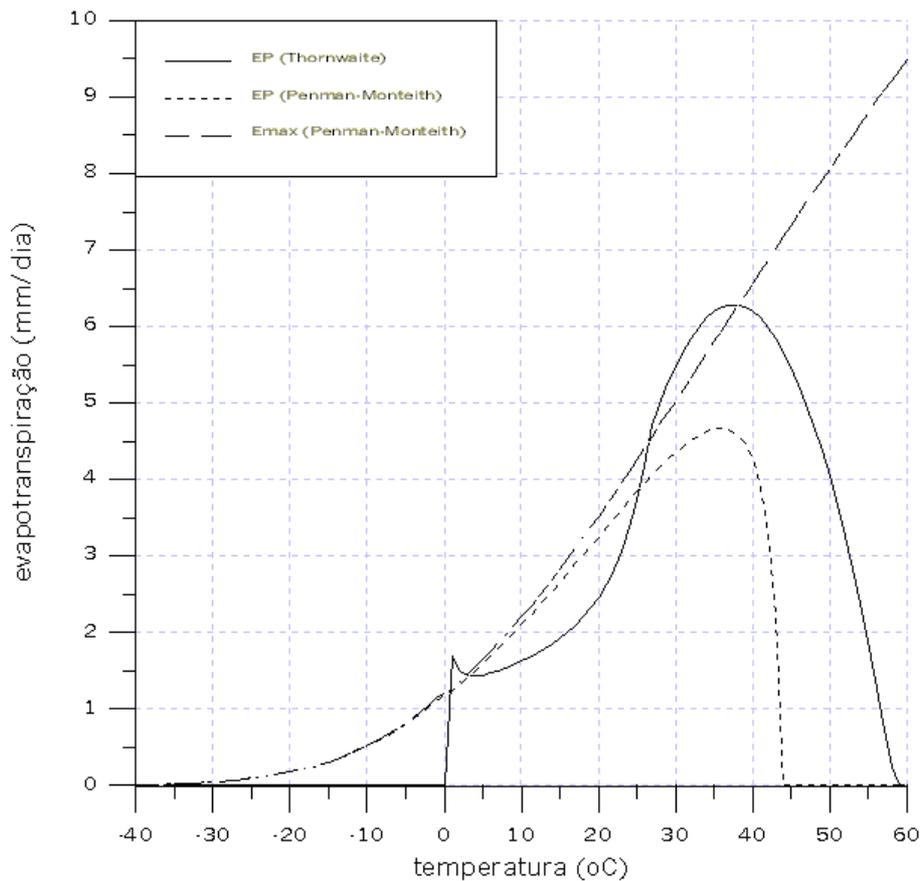


Figura 1 - Evapotranspiração potencial (EP) e máxima (E_{max}) em função da temperatura para as formulações de Penman-Monteith (EP e E_{max}) e Thornwaite (EP). A formulação de Penman-Monteith é utilizada no modelo de balanço hídrico deste trabalho.

2.3.2. Comparação

O desempenho do modelo é avaliado comparando-se os resultados obtidos com o balanço hídrico de W85. Para tal, utiliza-se a climatologia mensal de precipitação e temperatura do ar descrita na seção 2.2.

Escolhe-se trabalhar com as regiões continentais entre 60°S e 70°N para excluir os locais onde há gelo durante todo o ano. Nessas regiões, W85 consideram o solo saturado; o modelo (pois o solo está congelado), seco. Para evitar que essa previsível diferença interfira nos resultados, escolhe-se restringir o intervalo de latitudes.

Em geral, pode-se dizer que existe uma boa correspondência entre o grau de saturação média anual do modelo e do trabalho de W85 (Figuras 2a, 2b). Em grande escala, o modelo reproduz o contraste de regiões úmidas e secas mostrada em W85. Em magnitude, as maiores diferenças (Figuras 2c, 3) ocorrem sob condições úmidas; nesse caso, o modelo gera uma menor umidade do solo que W85. Isso deve estar associado, em parte, à parametrização de “runoff” adotada pelo modelo, que evita altos valores de umidade do solo. Na maior parte do mundo, em média anual, ocorrem diferenças, em valor absoluto, inferiores a 0,1. Durante todo o ano, há uma correlação linear (entre o grau de saturação média mensal do modelo e de W85) em torno de 0,8 (Figura 4). Esse valor possui pequena variação sazonal, indicando que o desempenho do modelo se mantém em todas as estações do ano. No Brasil, considerando a Amazônia e o Nordeste brasileiro (Figuras 5a e 5b, respectivamente), existe grande concordância entre o modelo e W85.

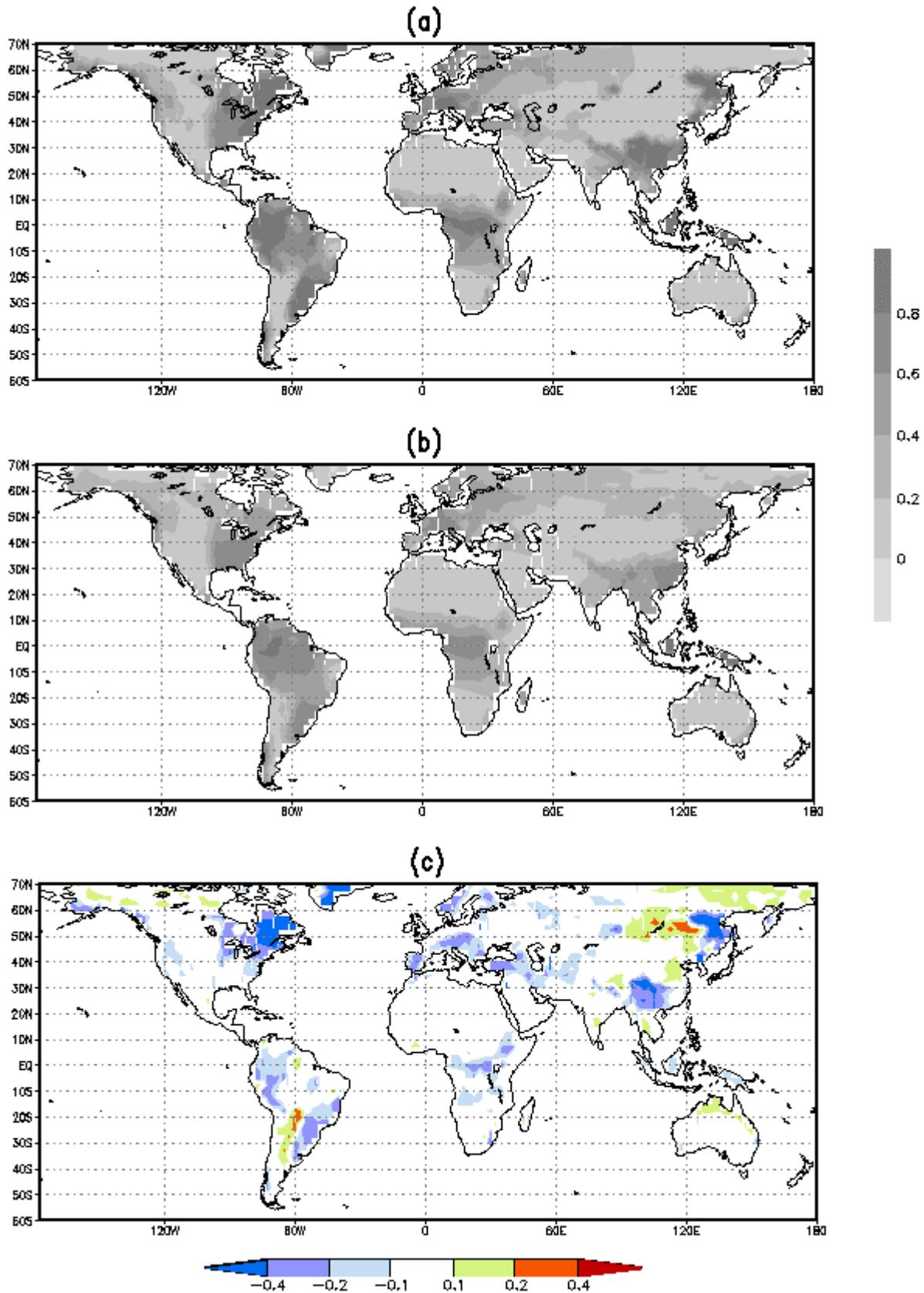


Figura 2 - Média anual do grau de saturação do solo conforme: (a) Willmott et al. (1985); (b) o presente modelo. Diferença entre o presente modelo e Willmott et al. (c).

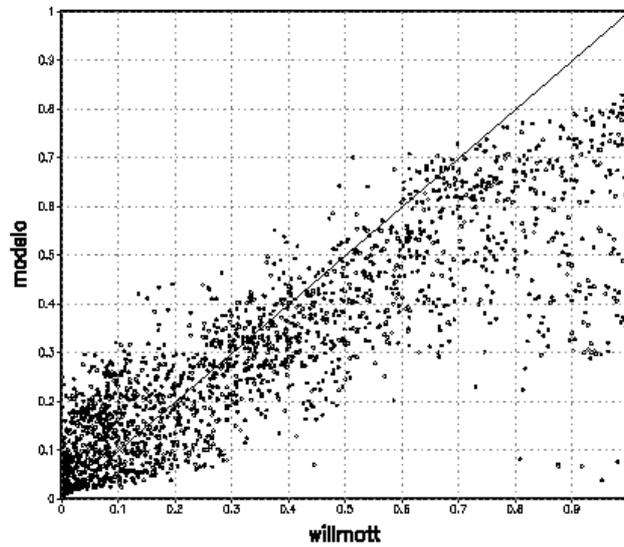


Figura 3 - Média anual do grau de saturação do solo conforme Willmott et al. (1985, eixo das abscissas) e o presente modelo (eixo das ordenadas).

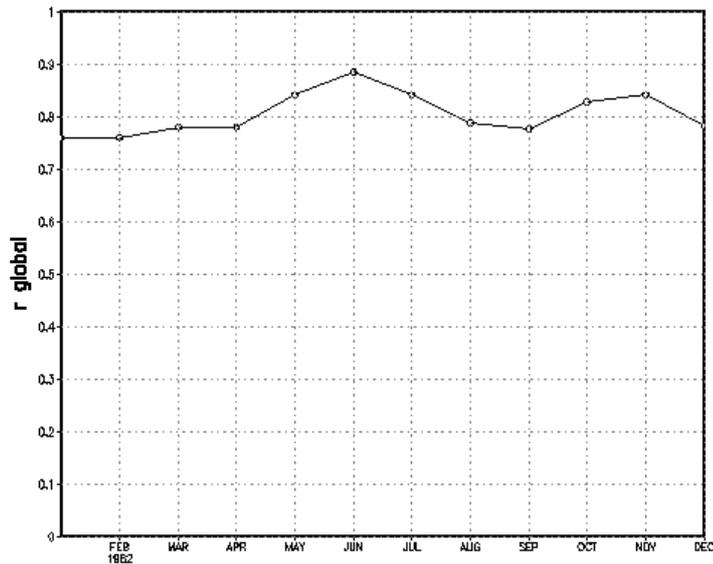


Figura 4 - Coeficiente de correlação linear sobre continentes entre 60°S e 70°N entre a média mensal do grau de saturação do solo de Willmott et al. (1985) e do presente modelo.

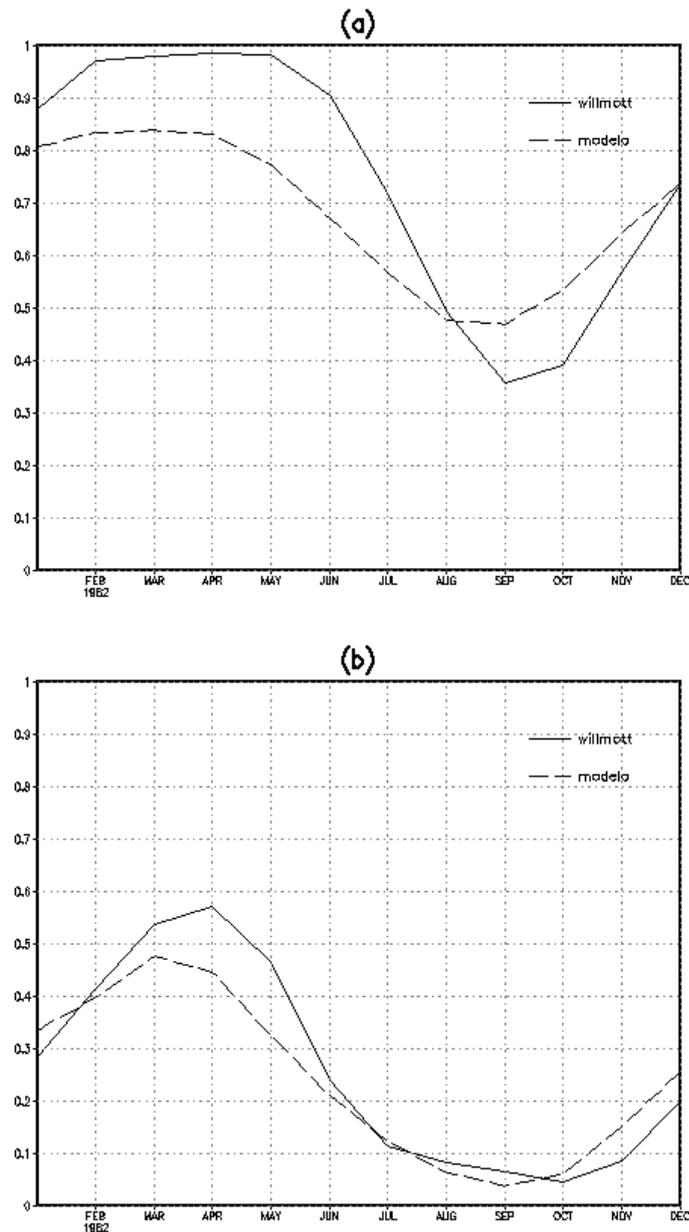


Figura 5 - Grau de saturação do solo conforme Willmott et al. (1985) e o presente modelo para: (a) Amazônia (70W - 50W; 10S - Equador); (b) Nordeste brasileiro (45W - 40W; 15S - 5S).

3. Algoritmo

Para cada ponto (localidade), a partir da climatologia mensal de precipitação e temperatura do ar, roda-se o modelo de balanço hídrico descrito na subseção anterior. Calculam-se, então, as variáveis de entrada do modelo de vegetação potencial: tempo térmico acumulado (G_0 : temperatura basal de 0°C; G_5 : temperatura basal de 5°C), a temperatura do mês mais frio (T_c , em °C), um índice hídrico (H , definido como a razão entre a evapotranspiração real, E , e a máxima, E_{max}) e um índice de seca (D , representando, explicitamente, a sazonalidade de água do solo). No cálculo de H , somente os meses em que o solo não está congelado são considerados. A escolha dessas variáveis baseia-se em Prentice et al. (1992). As variáveis estão definidas abaixo:

$$T_c = \min \{T_i\}, i = 1 \dots 12 \quad (12)$$

$$G_0 = \sum_{i=1}^{12} n_i F [T_i - 0] \quad (13)$$

$$G_5 = \sum_{i=1}^{12} n_i F[T_i - 5] \quad (14)$$

$$H = \frac{\sum_{i=1}^{12} g_i E_i}{\sum_{i=1}^{12} g_i E_{\max,i}} \quad (15)$$

$$D = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{12} F[0,5 - w_i]}{6} \quad (16)$$

$$F[x] = \begin{cases} x, & x \geq 0 \\ 0, & x < 0 \end{cases}; \quad g = \begin{cases} 1, & \text{solo não - congelado} \\ 0, & \text{solo congelado} \end{cases} \quad (17)$$

onde T_i é a temperatura média mensal do mês i (em °C); n_i , o número de meses do mês i ; E_i , a evapotranspiração real do mês i ; $E_{\max,i}$, a evapotranspiração máxima do mês i . Um baixo valor de tempo térmico acumulado (equações 13 e 14) significa que tanto período de crescimento deficiente quanto congelamento do solo e danos aos tecidos vegetais (devido a baixas temperaturas). Na equação 15, pode-se confirmar que as somas são feitas somente para os meses de solo não-congelado, e que H varia de 0 (clima seco) a 1 (clima úmido). Na equação 16, nota-se que, para solos relativamente úmidos (por exemplo, com média anual de w de 0,5), quanto maior a sazonalidade, menor é o valor de D .

A partir do conjunto de variáveis ambientais, o MVPot diagnostica o bioma em equilíbrio com o dado clima, seguindo o algoritmo mostrado na Figura 6. A seguir, vamos descrever, brevemente, o MVPot. Em geral, sob condições ambientais severas, ou seja, baixos valores de tempo térmico acumulado ou índice hídrico, ocorre **ausência de vegetação**: desertos ou gelo. Quando as condições se tornam menos severas, embora os valores de tempo térmico acumulado ou índice hídrico ainda sejam baixos, ou a temperatura do mês mais frio seja bastante baixa, ocorrem os biomas **extremos**: tundra, semi-desertos e floresta de lariços. Sob condições mais amenas, ocorrem os biomas **extratropicais** e os **tropicais**. Os biomas extratropicais ocorrem sob temperaturas do mês mais frio baixas. Quando o índice hídrico é suficientemente alto, ocorrem as florestas: temperada, mista, de coníferas; quando é baixo, ocorrem os campos extratropicais. Os biomas tropicais ocorrem sob temperaturas do mês mais frio altas. Da mesma forma que no caso dos biomas extratropicais, quando o índice hídrico é suficientemente alto, ocorrem as florestas; no caso, a floresta tropical; quando é baixo, ocorrem, em ordem decrescente de índice hídrico, as savanas e as caatingas.

Os parâmetros do modelo foram ajustados para melhorar o seu desempenho. A escolha dos valores foi feita em duas etapas. A primeira é objetiva. Por exemplo, seja escolher o limiar de H que separa os desertos dos outros biomas. Sabe-se que esse será um limiar superior para os desertos, e inferior para os outros biomas. A idéia consiste em escolher um limiar que minimize o número de pontos do bioma 11 (deserto) acima desse limiar e o número de pontos dos demais biomas abaixo desse limiar. Dentre os demais biomas, o mais sensível à escolha do limiar é o bioma 9 (semi-deserto). Escolhe-se, então, os biomas 11 e 9 para o procedimento de otimização. Calcula-se, para um dado valor de H , a porcentagem de pontos do bioma 11 acima desse valor, e a porcentagem de pontos do bioma 9 abaixo desse valor. Define-se como erro a maior dentre as duas porcentagens calculadas, e escolhe-se o limiar que minimiza o erro. Portanto, o limiar é escolhido para minimizar o erro entre os biomas 9 e 11.

Esse procedimento é utilizado para a determinação de vários limiares. Um outro procedimento consiste em adotar valores utilizados na literatura. A obtenção dos parâmetros está descrita a seguir.

- O limiar (superior) de G_0 para gelo (100) e (inferior) de G_5 para tundra (350) foram obtidos de Prentice et al. (1992).
- O limiar (superior) de H para desertos (0,15) foi obtido minimizando-se o erro entre os biomas 11 e 9.

- O limiar (superior) de H para semi-desertos (0,28) foi obtido minimizando-se o erro entre os biomas 9 e 8.
- O limiar (superior) de T_c para a floresta de lariços (-27°C) foi obtido minimizando-se o erro entre os biomas 5 e 4.
- O limiar (superior) de T_c para a floresta de coníferas (-13°C) foi obtido minimizando-se o erro entre os biomas 4 e 3.
- O limiar de T_c para os biomas 2 e 3 (limiar superior para o bioma 3, inferior para 2) não foi escolhido somente com base na otimização. No caso do bioma 2, é necessário definir um limite superior de T_c , pois, se não há limite superior de T_c , então aparecem florestas temperadas nos Pampas - pois os Pampas são muito úmidos (a falta de estresse hídrico favorece o desenvolvimento de florestas). O valor máximo (mais alto) desse limiar, que evita a substituição dos Pampas por florestas temperadas, é de 6°C. Isso elimina cerca de 30% dos pontos do bioma 2. Considerando que, dos 70% disponíveis, uma parte irá ser confundida com o bioma 7, deve-se procurar, ao máximo, escolher um limiar que, mesmo não otimizando o bioma 3, permita um desempenho relativamente alto do bioma 2. Vamos considerar que a perda máxima devido ao limiar entre os biomas 2 e 3 é de 10% (ou seja, somente se perde 10% dos pontos do bioma 2). Isso leva ao limiar de -6°C.
- Os limiares (superiores) de H para os campos extratropicais (0,68; 0,82 e 0,71) foram obtidos minimizando-se o erro entre o bioma 7 e os biomas 2, 3 e 4.
- O limiar (inferior) de H para floresta tropical (0,80) não foi escolhido somente com base na otimização (ou seja, minimizando-se o erro entre os biomas 1 e 6). O valor escolhido permite uma melhor representação da floresta tropical no Brasil (o valor otimizado, de 0,78, diminui muito a área de cerrado do Brasil).
- O limiar (superior) de H para caatinga (0,55) não foi escolhido somente com base na otimização (ou seja, minimizando-se o erro entre os biomas 6 e 8). O valor escolhido - muito próximo do ótimo (0,54) - melhora o desempenho do bioma 8.
- O limiar (inferior) de T_c para savana (14°C) não foi escolhido somente com base na otimização (ou seja, minimizando-se o erro entre os biomas 6 e 7). O valor escolhido evita o aparecimento de campos extratropicais espúrios na savana africana. O valor otimizado é de 17°C.
- O limiar (inferior) de D para floresta tropical (0,81) não foi escolhido somente com base na otimização (ou seja, minimizando-se o erro entre os biomas 1 e 6). O valor escolhido (muito próximo do otimizado, que é de 0,80) aumenta o desempenho do bioma 6.
- O limiar (superior) de D para caatinga (0,46) foi obtido minimizando-se o erro entre os biomas 6 e 8.

4. Comparação entre os mapas de vegetação natural e potencial

4.1. Análise visual

Inicialmente, faremos uma análise visual. Os biomas gerados pelo modelo estão apresentados na Figura 7b. Por comparação visual, pode-se notar que o modelo consegue representar o padrão global dos principais biomas: floresta tropical na Amazônia, no Congo e na Indonésia; savanas no Brasil e na África; campos extratropicais na América do Norte (pradarias) e Eurásia (estepes); floresta temperada na América do Norte, Europa e leste da Ásia; floresta mista na América do Norte e Eurásia; floresta de coníferas na América do Norte e Eurásia; floresta de lariços no nordeste da Ásia; deserto na África (Saara), no Oriente Média (Arábia) e na Ásia Central (Gobi); semi-deserto no sul da África (Kalihari), na Austrália e na América do Norte. Na América do Sul, o modelo consegue representar, além da Amazônia, a Mata Atlântica, o cerrado brasileiro, a caatinga no Nordeste do Brasil e na região do Chaco, os Pampas e o semi-deserto da Patagônia. Como limitação, nota-se que o modelo substitui a floresta de monção na Índia e as florestas tropicais no sudeste da Ásia por savanas.

4.2. Análise objetiva

Passemos, agora, à análise objetiva. Para comparar a semelhança entre mapas de biomas, dois métodos serão usados. No primeiro, obtém-se a fração de pontos (localidades) onde há concordância entre os mapas (índice de acerto, em %). No segundo, calcula-se a estatística κ conforme Monserud e Leemans (1992). Quando κ é menor que 0,05, não há concordância entre os mapas; entre 0,05 e 0,20, a concordância é muito ruim; entre 0,20 e 0,40, ruim; entre 0,40 e 0,55, regular; entre 0,55 e 0,70, boa; entre 0,70 e 0,85, muito boa; entre 0,85 e 0,99, excelente; e acima de 0,99, perfeita.

Tc = temperatura do mês mais frio
 g0 = tempo térmico acumulado (0°C)
 g5 = tempo térmico acumulado (5°C)
 h = índice hidrico
 s = índice de seca

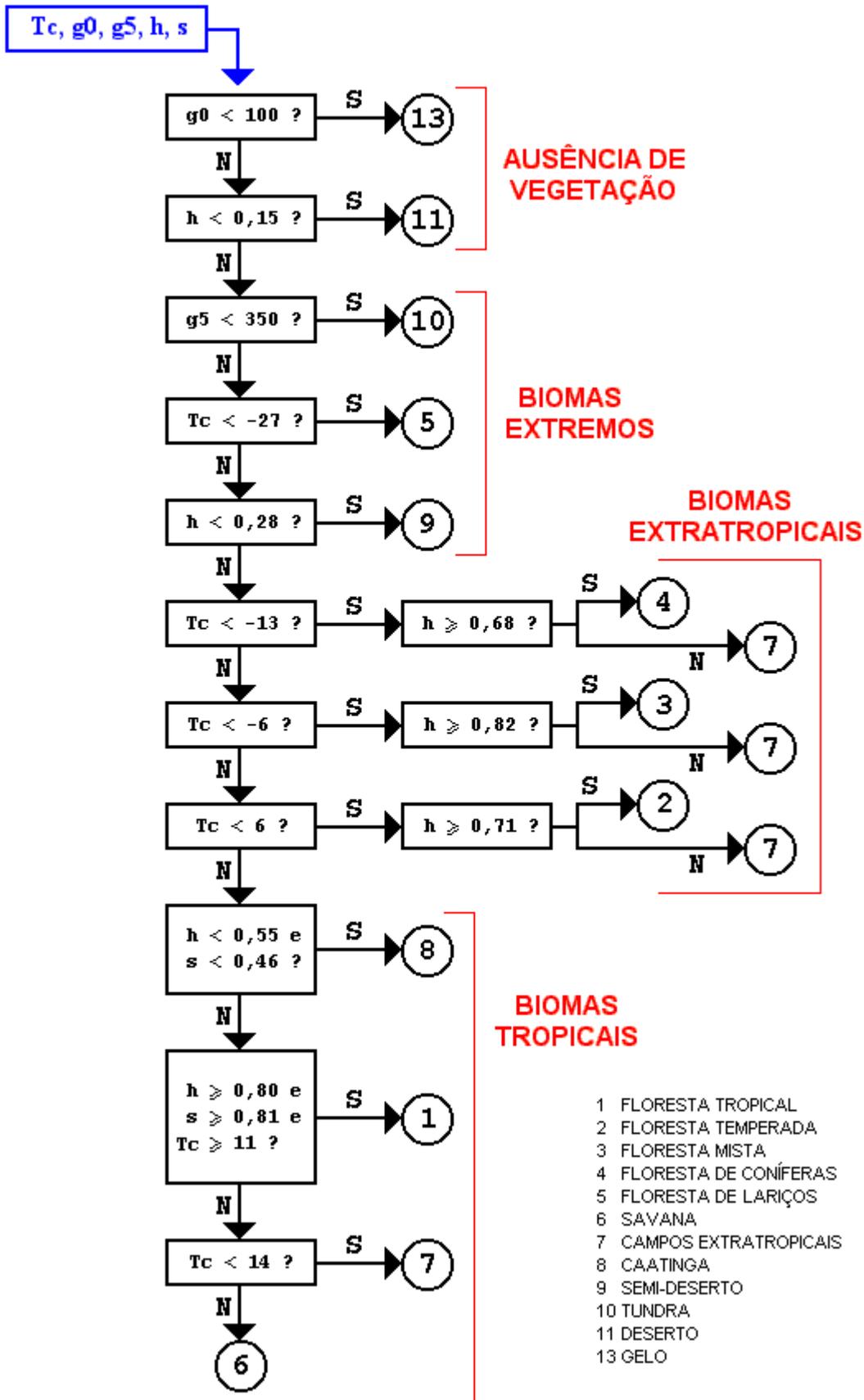


Figura 6 - Algoritmo de obtenção do bioma potencial a partir das variáveis ambientais.

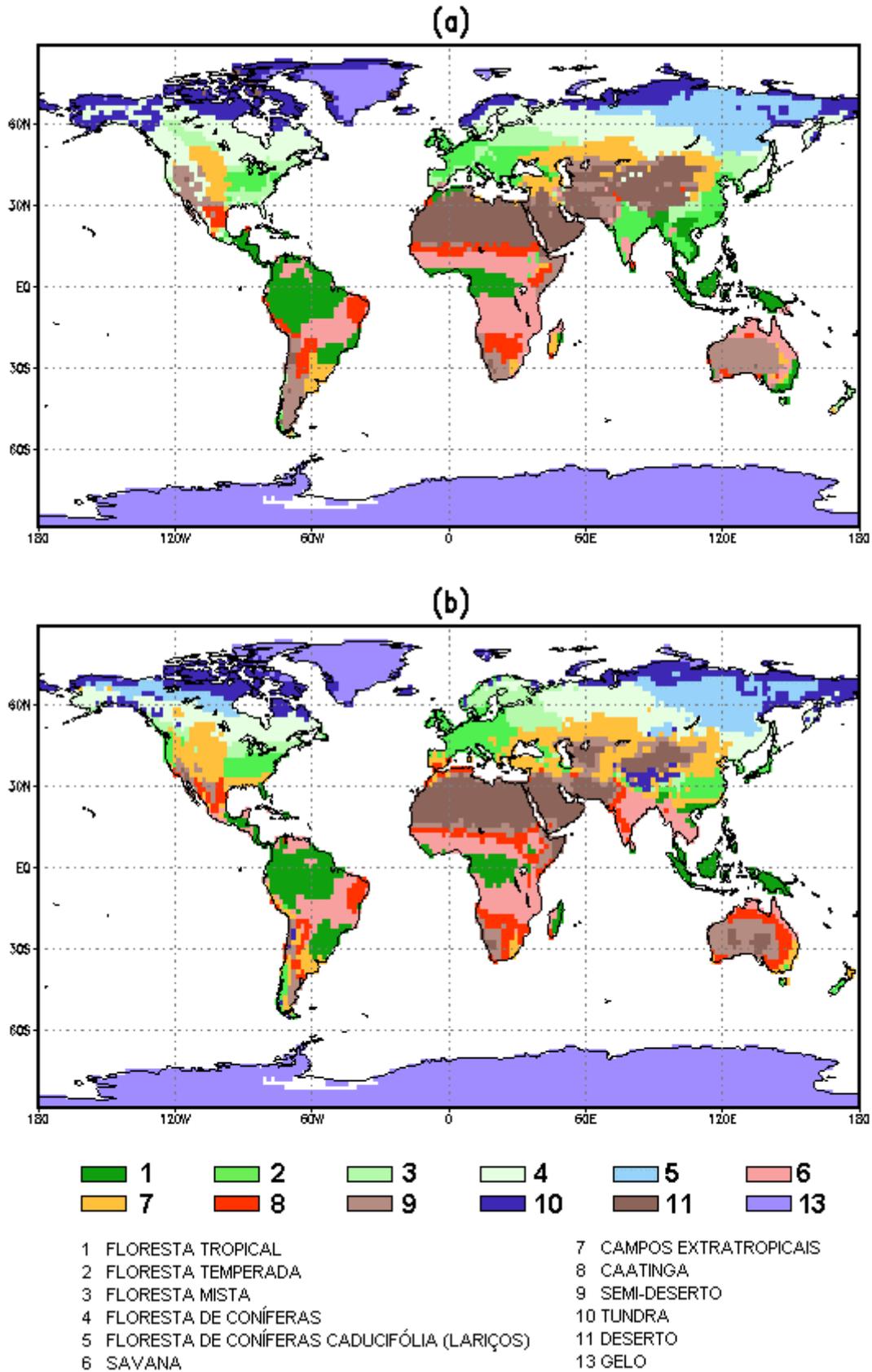


Figura 7 - Mapa de vegetação natural (a) e potencial (b).

Na análise objetiva, para evitar um aumento artificial do desempenho do modelo, os pontos com gelo não foram considerados. O valor médio da estatística κ é de 0,58; portanto, o desempenho do modelo é bom. Esse valor é comparável (e até mesmo superior) aos de modelos encontrados na literatura. Por exemplo, Prentice et al. (1992) obtiveram 0,49 utilizando o modelo BIOME; Monserud e Leemans (1992), 0,43 utilizando uma versão modificada do modelo de Holdridge. Em cerca de 62% dos pontos o modelo consegue diagnosticar, corretamente, o bioma. Esse valor é superior aos 38-40% obtidos por Prentice (1990), que utilizou 4 MVPot simples. Analisando-se cada bioma, o desempenho é muito bom para floresta tropical e desertos; bom para florestas de coníferas, de lariços, savanas, semi-desertos e tundra; regular para floresta temperada, campos extratropicais e caatinga; e ruim para floresta mista.

Tabela 2 - Desempenho do modelo de vegetação potencial.

bioma	índice de acerto (%)	κ
1	71	0,73
2	52	0,49
3	26	0,26
4	55	0,56
5	70	0,65
6	66	0,60
7	76	0,50
8	53	0,40
9	54	0,55
10	62	0,67
11	70	0,74
global	62	0,58

5. Conclusões

Elabora-se um modelo de vegetação potencial que utiliza a classificação de biomas de Dorman e Sellers (1989). O modelo utiliza, como variáveis de entrada, o tempo térmico acumulado, a temperatura do mês mais frio, um índice hídrico (que permite diferenciar entre climas úmidos e secos) e um índice de seca (que representa a sazonalidade da umidade do solo). Como saída, o modelo gera um bioma que pertence à classificação de Dorman e Sellers. Para calcular os índices, roda-se um modelo balanço hídrico baseado em Willmott et al. (1985), mas que inclui a possibilidade de congelamento do solo e utiliza a formulação de Penman-Monteith para calcular a evapotranspiração real.

A análise visual indica que o modelo de vegetação potencial consegue representar os padrões globais de biomas. Como limitação, nota-se que ocorre a substituição da floresta de monção na Índia e das florestas tropicais no sudeste asiático por savanas. A análise objetiva mostra que o desempenho do modelo de vegetação potencial é bom: o valor global da estatística κ é de 0,58, e há concordância de biomas em 62% dos pontos. Esse desempenho é comparável (e até mesmo superior) aos modelos de vegetação potencial encontrados na literatura. Analisando-se para cada bioma, o desempenho é muito bom para floresta tropical e desertos; bom para florestas de coníferas, de lariços, savanas, semi-desertos e tundra; regular para floresta temperada, campos extratropicais e caatinga; e ruim para floresta mista.

Portanto, é possível estimar a distribuição global dos biomas, utilizando a classificação de Dorman e Sellers (1989), a partir da climatologia mensal de precipitação e temperatura. Além disso, o bom desempenho do modelo de vegetação potencial, tanto globalmente quanto para a América do Sul, encoraja o seu acoplamento com o MCGA do CPTEC e o seu uso em estudos climáticos.

Agradecimentos

Gostaríamos de agradecer a Luiz A. Candido (CPTEC) pelas discussões em todas as fases de desenvolvimento deste trabalho; e ao Dr. Marcos H. Costa (UFV) por sugestões na parte bibliográfica. Este trabalho é parte da tese que vem sendo desenvolvida, no Laboratório Associado de Meteorologia e Oceanografia (LMO/CPTEC/INPE), pelo primeiro autor.

Referências bibliográficas

- Bonatti, J.P. Modelo de Circulação Geral Atmosférico do CPTEC. **Climanálise Especial**, edição comemorativa de 10 anos, 1996.
- Brovkin, V.; Ganopolski, A.; Svirezhev, Y. A continuous climate-vegetation classification for use in climate-biosphere studies. **Ecological Modelling**, v.101, p.251-261, 1997.
- Candido, L.A.; Oyama, M.D.; Manzi, A.O. Um modelo simples de balanço mensal de energia e água para estudos climáticos: análise preliminar. **Anais do XII Congresso Brasileiro de Agrometeorologia, Fortaleza**, 2001, v.1, p.37-38.
- Cavalcanti, I.F.A.; Pezzi, L.P.; Sampaio, G.; Sanches, M. Climate prediction of precipitation in Brazil for the Northeast rainy season (MAM) 1999. **Experimental Long-Lead Forecast Bulletin**, v.8, p.25-28, 1999.
- Cavalcanti, I.F.A.; Satyamurti, P.; Marengo, J.A.; Nobre, C.A.; Trosnikov, I.; Bonatti, J.P.; Manzi, A.O.; Tarasova, T.; D'Almeida, C.; Sampaio, G.; Castro, C.C.; Sanches, M.; Camargo Jr., H.; Pezzi, L.P. Climate characteristics in an ensemble simulation using the CPTEC/COLA atmospheric global circulation model. Relatório de Pesquisa (INPE-8150-RPQ/717). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2001. 71p.
- Cox, P.M.; Huntingford, C.; Harding, R.J. A canopy conductance and photosynthesis model for use in a GCM land surface scheme. **Journal of Hydrology**, v.212-213, p.79-94, 1998.
- Defries, R.S. e Townshend, J.R.G. NDVI-derived land cover classifications at a global scale. **International Journal of Remote Sensing**, v.15, n.17, p.3567-3586, 1994.
- Dorman, J. L. e Sellers, P. J. A global climatology of albedo, roughness length and stomatal resistance for atmospheric general circulation models as represented by the Simple Biosphere model (SiB). **Journal of Applied Meteorology**, v.28, p.833-855, 1989.
- Eyre, S.R. **Vegetation and soils, a world picture**. London: Edward Arnold (Publishers), Ltd, 1968. 328p.
- Foley, J. A.; Levis, S.; Costa, M. H.; Cramer, W.; Pollard, D. Incorporating dynamic vegetation cover within global climate models. **Ecological Applications**, v.10, p.1620-1632, 2000.
- Garrat, J.R. **The atmospheric boundary layer**. Cambridge: Cambridge University Press, 1992. 316p.
- Haxeltine, A. e Prentice, I.C. BIOME3: An equilibrium terrestrial biosphere model based on ecophysiological constraints, resource availability, and competition among plant functional types. **Global Biogeochemical Cycles**, v.10, n.4, p.693-709, 1996.
- Hodnett, M.G.; Oyama, M.D.; Tomasella, J.; Marques Filho, A. de O. Comparisons of long-term soil water storage behaviour under pasture and forest in three areas of Amazonia. In: Gash, J.H.C.; Nobre, C.A.; Roberts, J.R.; Victoria, R.L. (eds) **Amazonian Deforestation and Climate**. Chichester, John Wiley & Sons, 1996. p.57-77.
- Marengo, J.A.; Cavalcanti, I.F.A.; Satyamurty, P.; Nobre, C.A.; Bonatti, J.P.; Trosnikov, I.; Manzi, A.O.; Sampaio, G.; Camargo Jr., H.; Sanches, M.B.; Castro, C. C.; D'Almeida, C.; Pezzi, L.P.; Calbete, N.O. Ensemble simulation of interannual climate variability using the CPTEC/COLA atmospheric model. Relatório de Pesquisa (INPE-8135-RPQ/717). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2001. 77p.
- Matthews, E. Global vegetation and land use: new high-resolution data sets for climate studies. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v.22, p.474-487, 1983.
- Mintz, Y. e Serafini, Y.V. A global climatology of soil moisture and water balance. **Climate Dynamics**, v.8, p.13-27, 1992.

- Monserud, R. A. e Leemans, R. Comparing global vegetation maps with the Kappa statistic. **Ecological Modelling**, v.62, p.275-293, 1992.
- Nobre, C.A.; Camargo Jr., H.; Sampaio, G.; Castro, C.A.C.; Sanches, M.B.; Calbete, N.O. Seasonal climate prediction for Amazonia. **Proceedings of the Sixth Southern Hemisphere Conference**, Santiago, Chile, 2000.
- Oyama, M.D.; Nobre, C.A. Um modelo de equilíbrio bioma-clima para estudos climáticos: formulação e avaliação preliminar. **Anais do XII Congresso Brasileiro de Agrometeorologia**, Fortaleza, 2001, v.2, p.627-628.
- Peixoto, J.P.; Oort, A.B. **Physics of climate**. American Institute of Physics, New York, 1992. 520p.
- Prentice, I. C.; Cramer, W.; Harrison, S. P.; Leemans, R.; Monserud, R. A.; Solomon, A. A global biome model based on plant physiology and dominance, soil properties and climate. **Journal of Biogeography**, v.19, p.117-134, 1992.
- Prentice, K. C. Bioclimatic distribution of vegetation for general circulation models. **Journal of Geophysical Research**, v.95, n.D8, 11,811-11,830, 1990.
- Rocha, E.J.P. Balanço de umidade e influência de condições de contorno superficiais sobre a precipitação da Amazônia. Tese de doutorado em Meteorologia. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2001. 170p.
- Rossato, L. Estimativa da umidade do solo no Brasil. Dissertação de mestrado em Meteorologia. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2001. 139p.
- Sellers, P.J.; Mintz, Y.; Sud, Y.C.; Dalcher, A. A Simple Biosphere model (SiB) for use within General Circulation Models. **Journal of Atmospheric Sciences**, v.43, p.505-531, 1986.
- Sellers, P.J.; Tucker, C.J.; Collatz, G.J.; Los, S.O.; Justice, C.O.; Dazlich, D.A.; Randall, D.A. A global 1° by 1° NDVI data set for climate studies. Part 2: The generation of global fields of terrestrial biophysical parameters from the NDVI. **International Journal of Remote Sensing**, v.15, n.17, 3519-3545, 1994.
- Slater, A.G.; Pitman, A.J.; Desborough, C.E. Simulation of freeze-thaw cycles in a general circulation model land surface scheme. **Journal of Geophysical Research**, v.103, n.D10, p.11,303-11,312, 1998.
- Viterbo, P.; Beljaars, A.; Mahfouf, J.-F.; Teixeira, J. The representation of soil moisture freezing and its impact on the stable boundary layer. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.125, p.2401-2426, 1999.
- Xue, Y. Sellers, P.J.; Kinter, J.L.; Shukla, J. A simplified biosphere model for global climate studies. **Journal of Climate**, v.4, p.345-364, 1991.
- Willmott, C.J.; Rowe, C.M.; Mintz, Y. Climatology of the terrestrial seasonal water cycle. **Journal of Climatology**, v.5, p.589-606, 1985.
- Willmott, C.J., Matsuura, K., Legates, D.R. Global air temperature and precipitation: regridded monthly and annual climatologies. Disponível pela internet (<http://climate.geog.udel.edu/~climate>), 1998.