

## VARIAÇÃO ESPAÇO-TEMPORAL DA UMIDADE DO SOLO NO BRASIL: ANÁLISE DAS CONDIÇÕES MÉDIAS PARA O PERÍODO DE 1971-1990

LUCIANA ROSSATO, REGINA CÉLIA DOS SANTOS ALVALÁ, JAVIER TOMASELLA  
Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos / Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE)  
Rodovia Presidente Dutra km 39,12630-000, Cachoeira Paulista/SP  
E-mail: rossato@cptec.inpe.br

Recebido Abril 2003 - Aceito Abril 2004.

### RESUMO

Este trabalho teve por objetivo elaborar um balanço hídrico de todo o território brasileiro, utilizando para tanto uma expressão simplificada, a qual é função da capacidade de água disponível no solo para as plantas, da precipitação e da evapotranspiração real da cobertura vegetal. A capacidade de água disponível no solo foi obtida a partir da estimativa da capacidade de campo e do ponto de murcha utilizando-se funções de pedo-transferência (FPT). Estas funções permitem estimar as propriedades hidráulicas a partir de dados básicos dos solos, como, por exemplo, o percentual de areia, de silte, de cascalho e de matéria orgânica, conteúdo de carbono e massa específica global. Para o cálculo da evapotranspiração de referência utilizou-se o modelo de Penman-Monteith, sendo que alguns parâmetros desse modelo foram corrigidos em função das diferentes classes de coberturas vegetais, as quais foram identificadas através do mapa de vegetação do modelo SSiB ("Simplified Simple Biosphere"). Finalmente, a partir da interpolação dos dados de precipitação pluviométrica e de evapotranspiração, obteve-se a variação espaço-temporal mensal do armazenamento de água no solo, para o período de 1971-1990, em diferentes áreas e/ou regiões do país. Através destes observou-se que, durante o período de estiagem no Brasil, somente as regiões Norte e Sul apresentaram maior percentual de armazenamento de água no solo.

**Palavras-chave:** água no solo, balanço hídrico, funções de pedo-transferência.

### ABSTRACT: SPACE-TEMPORAL VARIABILITY OF THE SOIL MOISTURE IN BRAZIL: ANALYZIS FOR THE AVERAGE CONDITIONS FOR 1971-1990 PERIOD

In this work a soil water balance for Brazil was carried out, which was a function of the water availability, rainfall and actual evapotranspiration. The available soil water capacity was derived from the field capacity and the wilting point using a pedo-transfer function (PTF), a method that describes the soil water relationship based on other soil characteristics (such as particle-size distribution, organic C content and bulk density). The reference evapotranspiration was estimated using the Penman-Monteith method, based on the vegetation parameters provided by the SSiB model. The reference evapotranspiration was calculated for the main Brazilian biomes, as defined in SSiB. The mean soil moisture for the period 1971-1990 was derived combining historical rainfall data and evapotranspiration estimates, where it was identified that the North and South regions of the country have greater soil moisture even during the dry season.

**Key words:** soil moisture, water balance, pedo-transfer functions.

## 1. INTRODUÇÃO

A umidade no solo constitui-se numa das variáveis mais importantes nos processos de troca entre o solo e a atmosfera, bem como para estudos de infiltração, de drenagem, de condutividade hidráulica e de irrigação, entre outros. Além disso, é uma variável indispensável para o entendimento de muitos processos hidrológicos que estão envolvidos em uma grande variedade de processos naturais (geomorfológicos, climáticos, ecológicos, etc.) que atuam em diferentes escalas espacial e temporal (Entin et al. 2000).

Considerando a importância da umidade no solo, várias técnicas ou métodos foram propostos para a sua determinação, podendo esta ser feita direta ou indiretamente,

utilizando-se diferentes instrumentos como, por exemplo, a sonda de nêutrons e o reflectômetro com domínio temporal (TDR) ou de frequência (FDR). As utilidades e limitações das sondas de nêutrons foram bem documentadas por Gardner (1986). Estas possibilitam medidas não destrutivas com perturbações mínimas; porém, a radioatividade exige precauções quanto à segurança e limita a utilização contínua. Com o desenvolvimento da reflectometria de domínio temporal (Baker e Allmaras, 1990) tornou-se possível medir e modelar o conteúdo de água no solo, permitindo obter dados automatizados em curtos intervalos de tempo; entretanto, guias de ondas necessitam ser instalados no solo, as quais podem ser uma desvantagem se portabilidade e distúrbios mínimos são importantes considerações. Logo, diferentes técnicas

e/ou instrumentos têm sido, por exemplo, utilizados para a determinação da umidade no solo, tais como as de Wagner et al. (1999) que definiram um algoritmo, o qual utiliza dados de radar, para monitorar a umidade do solo; de Islam (1999) que propôs um método alternativo para estimar o perfil de umidade do solo, através da técnica de sensoriamento remoto, apesar desta técnica restringir-se apenas para solos desnudos; e de Bárdossy e Lehmann (1998) que utilizaram medidas com TDRs para avaliar a distribuição espacial da umidade do solo.

No entanto, a determinação da umidade do solo, utilizando métodos diretos ou indiretos, demanda tempo e trabalho. Além disso, há uma necessidade de consideráveis instrumentos envolvidos no estudo da determinação do balanço hídrico, independente da escala geográfica em uso (Villagra et al., 1995). Conseqüentemente, esses métodos tornam-se inviável sobre extensas áreas, como é o caso do Brasil. Logo, a não disponibilidade de dados de umidade do solo para o território brasileiro, com o nível de precisão e a extensão geográfica necessários para estudos em escala regional, limita o entendimento da interação entre a umidade do solo e a atmosfera.

Por outro lado, existem modelos que relacionam as propriedades físico-hídricas do solo com os componentes de entrada e saída de água no sistema solo-planta, os quais são conhecidos como Balanços de Água no Solo ou simplesmente Balanços Hídricos. O balanço hídrico contabiliza, até a profundidade explorada pelas raízes, todos os fluxos positivos (entrada de água no solo) e negativos (saída de água do solo). Tais fluxos decorrem de trocas com a atmosfera (precipitação, condensação e evapotranspiração) e do próprio movimento da água entre os diferentes perfis do solo.

Assim sendo, este trabalho tem por objetivo elaborar um balanço hídrico para o território brasileiro, utilizando uma nova abordagem que incorpora características espaciais da distribuição das propriedades físicas dos solos e da sua conseqüente capacidade de armazenamento de água, por meio da utilização de funções de pedo-transferência (FPT), levando-se em consideração, ainda, os diferentes tipos de cobertura vegetal.

## 2. MATERIAL E MÉTODOS

Para calcular o balanço hídrico em todo território brasileiro utilizou-se uma expressão simplificada do balanço hídrico:

$$S_{t+1} = S_t + PRE_t - ETR_t \quad (1)$$

sendo S o armazenamento de água no solo disponível para as plantas (mm), PRE a precipitação (mm), t o tempo, e ETR a evapotranspiração real da vegetação (mm).

Cada termo da Equação 1 pode ser obtido levando-se em conta as seguintes considerações:

a) No balanço hídrico considera-se que o armazenamento de água no solo varia entre o ponto de murcha e a capacidade de

campo e que o excesso, ou seja, a quantidade de água acima da capacidade de campo do perfil de solo, resulta na drenagem profunda ou no escoamento superficial.

b) A capacidade de armazenamento de água de um solo é definida como sendo a diferença entre o conteúdo de água retido no solo entre a capacidade de campo e o ponto de murcha permanente. Cassel e Nielsen (1986) utilizaram esse conceito baseando-se no fato de que a capacidade de campo não é uma constante, mas geralmente assume-se que ela corresponde a um potencial entre -10 kPa e -33 kPa. Assumiram, também, que o ponto de murcha permanente, o ponto no qual uma planta murcha e não se recupera mais, geralmente corresponde a um potencial de -1500 kPa. Na realidade, o movimento de água no solo é dinâmico, pelo qual a capacidade de campo e o ponto de murcha não podem ser definidos a partir de constantes físicas. Por exemplo, a capacidade de campo depende das condições de drenagem nas camadas inferiores do perfil e da distância até o lenço freático. O ponto de murcha depende da capacidade de adaptação da vegetação sob condições de estresse hídrico severas. Entretanto, são conceitos úteis e simples que são utilizados para representar as condições hídricas do solo.

Neste trabalho, para a obtenção da capacidade efetiva de armazenamento de água no solo, a qual foi feita a partir da estimativa da capacidade de campo e do ponto de murcha permanente, utilizou-se funções de pedo-transferência, cujos resultados serviram de base para o cálculo da variação espaço-temporal da umidade no solo. A função de pedo-transferência (FPT) foi baseada na equação de retenção de van Genuchten (van Genuchten, 1980), dada por:

$$\theta = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + (\alpha \cdot \psi^n)]^m} \quad (2)$$

em que  $\theta$  é o conteúdo volumétrico de água;  $\theta_s$  é o conteúdo de água saturada;  $\theta_r$  o conteúdo de água residual;  $\psi$  é o potencial matricial (kPa);  $\alpha$  ( $\text{kPa}^{-1}$ ), n e m são os parâmetros empíricos da equação. van Genuchten assumiu que  $m = 1 - 1/n$ .

Para relacionar cada parâmetro da Equação 2 com dados das propriedades básicas do solo, como textura, conteúdo de carbono orgânico, umidade equivalente e densidade global foram usadas técnicas de regressão linear múltipla, utilizando-se um polinômio de segunda ordem com coeficientes lineares.

Os dados das propriedades físicas dos solos tais como as classes de textura (percentual de areia, de silte e de argila), a profundidade dos horizontes, a quantidade de carbono orgânico, entre outras, para cada perfil dos solos do Brasil foram extraídos do Levantamento Exploratório e de Reconhecimento dos Solos do Brasil realizados pelo Projeto RADAMBRASIL e pela EMBRAPA.

A Figura 1 apresenta as regiões do Brasil e as localidades que dispõem de dados das propriedades básicas dos solos, obtidas a partir dos levantamentos do Projeto RADAMBRASIL e da EMBRAPA (Rossato et. al, 1998).

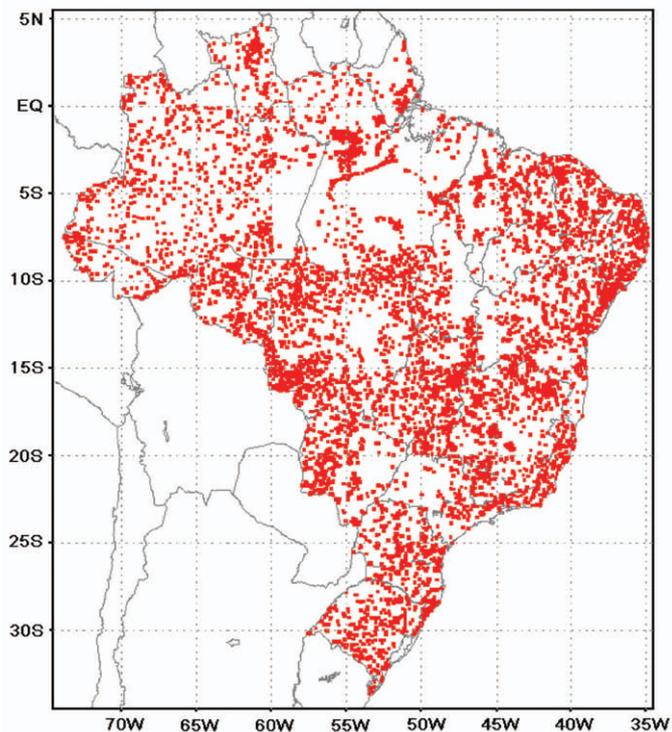


Figura 1:

Cada ponto na Figura 1 indica a localização de um perfil de solo, o qual inclui a descrição dos atributos de solos.

Assim, a partir dos resultados da capacidade de campo e do ponto de murcha permanente, calculou-se a capacidade de água disponível (AWC), utilizando-se a seguinte equação:

$$AWC = \frac{(U_{cc} - U_{pmp}) \cdot z_r}{100} \quad (3)$$

sendo  $U_{cc}$  e  $U_{pmp}$  as umidades (a base de volume) na capacidade de campo e no ponto de murcha permanente, respectivamente, e  $z_r$  a profundidade radicular. A capacidade de água disponível para as plantas foi limitada em função do tipo de solo, a qual foi calculada até a profundidade radicular máxima de 1,20 m.

As informações meteorológicas consideradas no presente trabalho foram obtidas a partir de séries históricas de estações operadas pela Agência Nacional de Energia Elétrica (ANEEL), pelo Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo (DAEE), pelo Sistema Meteorológico do Paraná (SIMEPAR), pela Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste (SUDENE) e pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET).

Da ANEEL, do DAEE, do SIMEPAR e da SUDENE foram selecionados os dados de precipitação diária durante o período de 1970-1990 de todo o território nacional, do Estado de São Paulo, do Estado do Paraná e da região Nordeste do

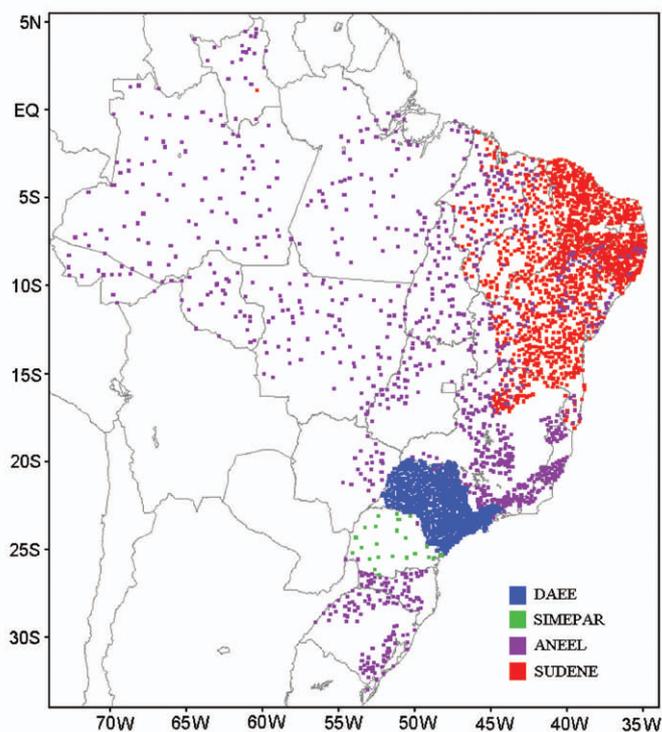


Figura 2:



Figura 3:

país, respectivamente. As localidades das redes pluviométricas estão ilustradas na Figura 2.

Das informações meteorológicas oriundas do INMET, foram coletados dados climatológicos de vento, média de 30 anos, e dados históricos de temperatura média mensal do ar, de umidade relativa do ar, de insolação total e de pressão atmosférica registrados nas Normais Climatológicas no período de 1961-1990 (Brasil, 1992). Destas, foram utilizados dados climáticos de 193 estações meteorológicas distribuídas pelas cinco regiões do território brasileiro, devido a compatibilização dos dados de vento com os demais dados meteorológicos. A distribuição espacial destas estações está ilustrada na Figura 3.

Os dados descritos acima serviram de base para o cálculo da evapotranspiração potencial, a qual foi estimada pela equação de Penman-Monteith:

$$\lambda ET_o = \frac{\delta(R_n - G) + \rho C_p (e_a - e_d) / r_a}{\delta + \gamma(1 + r_c/r_a)} \quad (4)$$

em que  $\lambda ET_o$  é o fluxo de calor latente de evaporação ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ );  $R_n$ , o fluxo de saldo de radiação à superfície ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ );  $G$ , o fluxo de calor no solo ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ );  $\rho$ , a densidade absoluta do ar ( $\text{kg m}^{-3}$ );  $C_p$ , o calor específico do ar úmido ( $\text{MJ kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ );  $e_a - e_d$ , o déficit de pressão de vapor (kPa);  $r_a$ , a resistência aerodinâmica do ar ( $\text{s m}^{-1}$ );  $r_c$ , a resistência superficial ( $\text{s m}^{-1}$ );  $\delta$ , a declividade da curva de pressão de vapor de saturação ( $\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$ );  $\gamma$ , a constante psicrométrica ( $\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$ );  $\lambda$ , o calor latente de evaporação ( $\text{MJ}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ ).

As variáveis constantes na Equação (4) foram calculadas conforme metodologia sugerida por Allen et al. (1998), cujas expressões utilizadas para as suas estimativas são apresentadas abaixo. O saldo de radiação é dado por:

$$R_n = R_{ns} + R_b \quad (5)$$

sendo  $R_{ns}$  e  $R_b$  os saldos de radiação de onda curta e de onda longa ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ), respectivamente. O saldo de radiação de onda curta é a radiação efetivamente recebida pelo dossel da vegetação levando-se em consideração as perdas por reflexão:

$$R_{ns} = (1 - \alpha_r) R_s \quad (6)$$

em que  $\alpha_r$  é o albedo (coeficiente de reflexão) do dossel e  $R_s$  é a radiação solar incidente ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ).

O saldo de radiação de onda longa ( $R_b$ ) é estimado por:

$$R_b = - \frac{1}{2} \sigma (T + 273,16)^4 (0,34 - 0,14 \sqrt{e_d}) \left( 0,1 + 0,9 \frac{n_h}{N} \right) \quad (7)$$

sendo  $\sigma$  a constante de Stefan-Boltzmann ( $4,903 \times 10^{-8} \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ );  $T$  a temperatura máxima diária ( $^\circ\text{C}$ );  $e_d$  a pressão de vapor no ponto de orvalho (kPa);  $n_h$  o número de horas de

brilho solar por dia (h) e  $N$  a duração do dia (h).

O fluxo de calor no solo ( $G$ ) para períodos de 10 a 30 dias é relativamente pequeno e pode ser desprezado, logo  $G = 0$ .

A resistência aerodinâmica foi obtida através da seguinte equação:

$$r_a = \frac{\ln \left[ \frac{(z_h - d)}{z_0} \right]^2}{U_z k^2} \quad (8)$$

em que  $r_a$  é a resistência aerodinâmica ( $\text{s}^2 \text{ m}^{-1}$ ),  $z_h$  a altura de medições de temperatura e de umidade (m),  $z_0$  é o comprimento de rugosidade (m),  $k$  a constante de von Karman ( $\cong 0,4$ ),  $U_z$  a velocidade do vento medida à altura  $z$  ( $\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$ ),  $d$  o deslocamento do plano zero do perfil do vento (m), o qual é definido por:

$$d = \frac{2}{3} h_c \quad (9)$$

sendo  $h_c$  a altura da vegetação.

Para reduzir a velocidade do vento obtida a 10°m para o nível da cultura, utiliza-se a seguinte equação:

$$U_c = U_z \frac{\log \left( \frac{z_h - d}{z_0} \right)}{\log \left( \frac{10 - d}{z_0} \right)} \quad (10)$$

sendo  $z_h$  a altura de referência das medidas (m), a qual é fixada na altura da vegetação.

A resistência superficial foi considerada como sendo a resistência máxima da vegetação, cujos valores estão descritos na Tabela 1.

Assim, considerando as equações descritas acima (5 a 10), obteve-se a evapotranspiração máxima de vegetação (Equação 4).

Os resultados foram corrigidos considerando-se as diferentes classes de coberturas vegetais do Brasil, conforme definidas no mapa de vegetação do modelo SSiB. Este mapa de vegetação foi derivado a partir do sensor AVHRR<sup>o</sup>-Advanced Very High Resolution Radiometer (radiômetro de alta resolução a bordo do satélite de órbita polar da série NOAA – National Oceanic and Atmospheric Administration), classificados conforme os biomas definidos pelo modelo SSiB.

Ressalta-se que para cada tipo de vegetação obteve-se os parâmetros de superfície, tais como a altura da vegetação, o comprimento de rugosidade, a resistência máxima superficial e o albedo. Na classificação dos biomas do modelo SSiB

Vegetação	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Albedo	0,129	0,13	0,122	0,108	0,132	0,187	0,21	0,207	0,305	0,162	0,325	0,17
Resistência Máxima (s m <sup>-1</sup> )	130,0	616,7	150,8	87,9	627,5	312,5	225,8	412,5	415,5	460,0	-	284,2
Comprimento de Rugosidade(m)	2,65	0,83	1,18	0,88	0,73	0,86	0,08	0,06	0,06	0,07	0,01	0,31
Altura da Vegetação (m)	28,2	15,8	15,0	12,8	10,5	14,0	0,31	0,30	0,30	0,31	-	15,8

Tabela 1: Parâmetros superficiais extraídos do modelo SSiB.

MAPA DE VEGETAÇÃO DO SSiB

PRINCIPAIS CLASSES

- Mar ou superfície de água
- 1- Árvores de folhas largas e ramificadas (floresta tropical)
- 2- Árvores de folhas largas e decíduas
- 3- Árvores de folhas largas e finas (floresta mista)
- 4- Árvores de folhas finas e ramificadas
- 5- Árvores de folhas finas e decíduas
- 6- Árvores de folhas largas com baixa cobertura
- 7- Somente cobertura baixa (plantas perenes)
- 8- Arbustos de folhas largas com coberturas baixas e perenes
- 9- Arbustos de folhas largas com solo nu
- 10- Árvores pequenas e arbustos com coberturas baixas
- 11- Solo sem cobertura
- 12- Áreas cultiváveis
- 13- Gelo

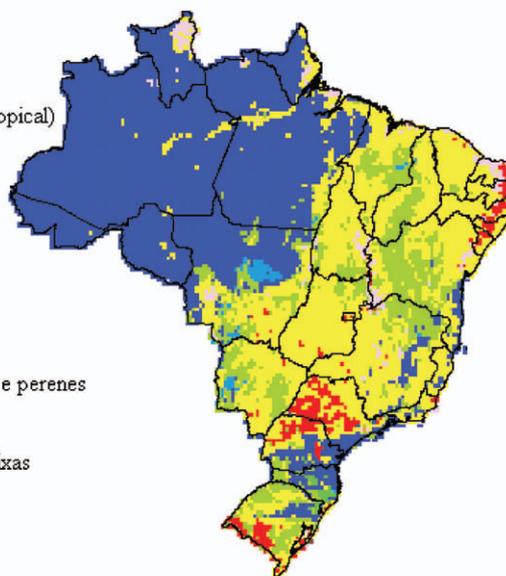


Figura 4:

assume-se que muitos dos parâmetros superficiais, tais como o índice de área foliar e o comprimento de rugosidade, são invariáveis com a estação do ano e, desse modo, podem ser descritos na escala mensal. Assim, para simplificar, foram utilizados parâmetros superficiais médios mensais (Dorman e Sellers, 1989). Os valores adotados dos parâmetros de superfície médios mensais tais como a altura da vegetação, o comprimento de rugosidade, a resistência máxima superficial e o albedo estão descritos na Tabela 1.

Portanto, a partir dos parâmetros superficiais, estimou-se a média mensal da evapotranspiração máxima da vegetação através da equação de Penman-Monteith (Eq. 4) para diferentes coberturas de vegetação dadas pelo modelo SSiB, conforme ilustrado na Figura 4.

Neste trabalho, para calcular o balanço hídrico, a evapotranspiração de referência foi transformada em evapotranspiração real conforme metodologia sugerida pela FAO (Doorenbos e Pruitt, 1977), ou seja, considerando-se que a quantidade de água transpirada pelas plantas depende do armazenamento de água no solo, conforme ilustra a Figura 5.

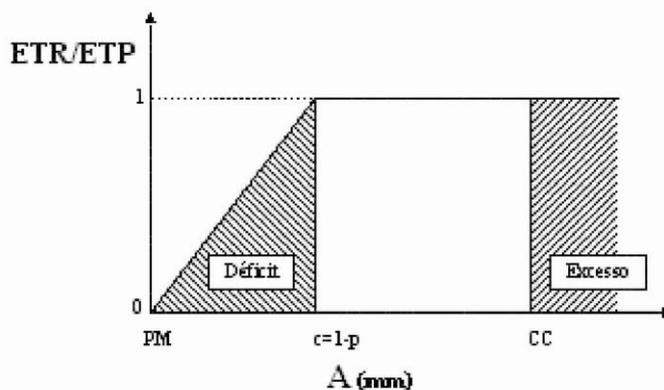


Figura 5:

A FAO sugere utilizar uma função simples que leve em conta este efeito, através da definição da fração de água facilmente disponível ( $p$ ), baseado em soluções como as propostas por Feddes et al. (1988).

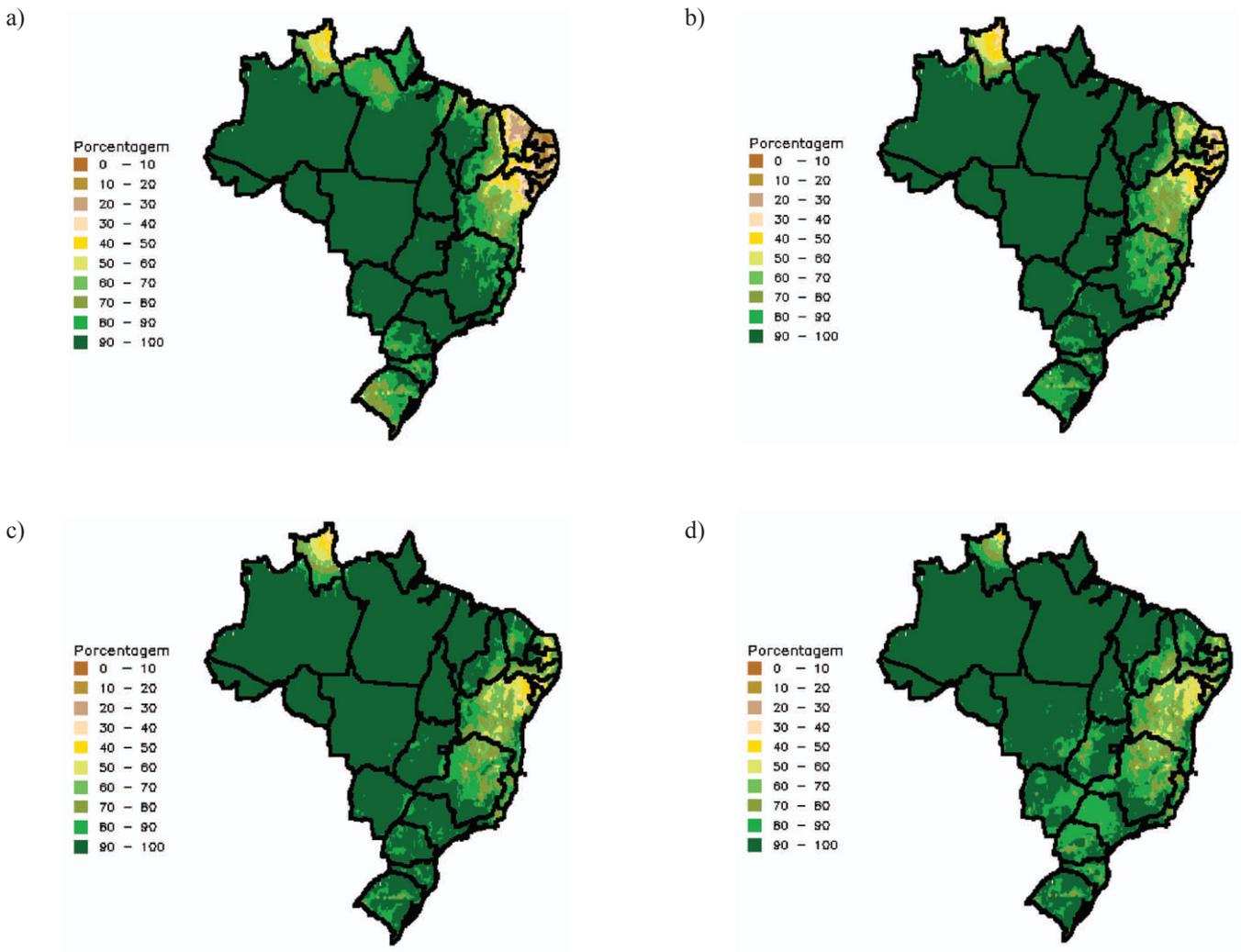
Assim sendo, a solução do balanço hídrico resultou das soluções da equação de evapotranspiração acumulada no período, apresentada nos dois casos, considerando  $\Delta t = 1$  dia no presente trabalho.

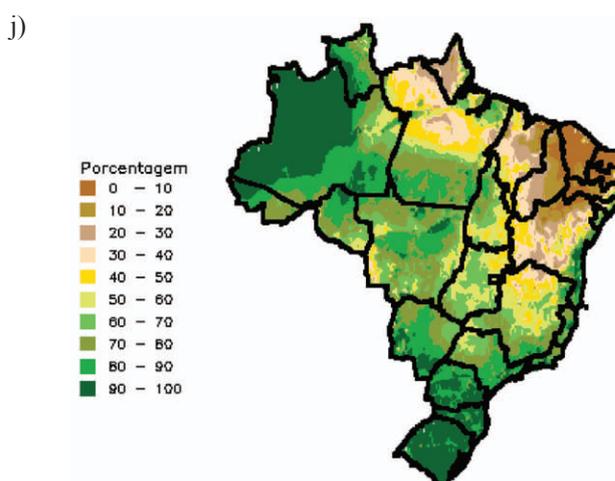
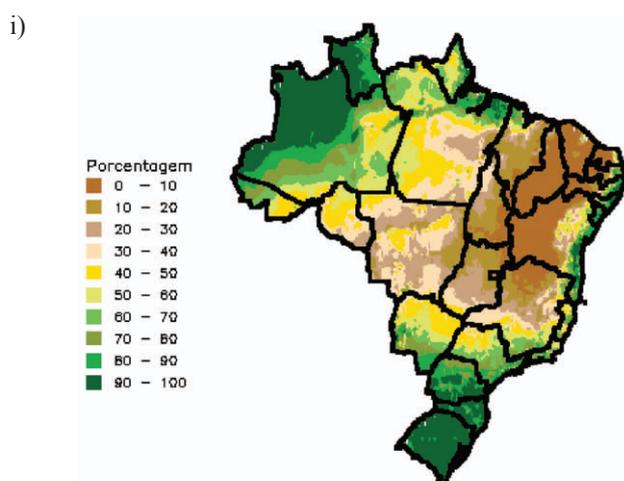
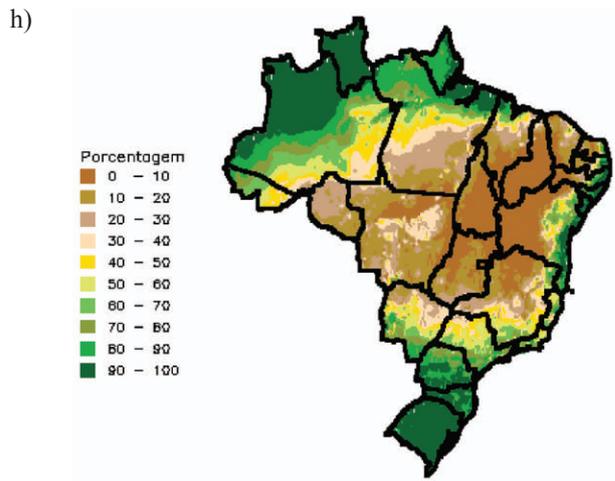
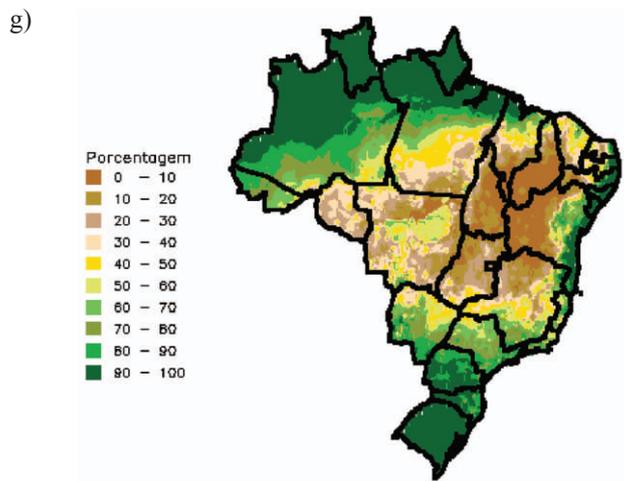
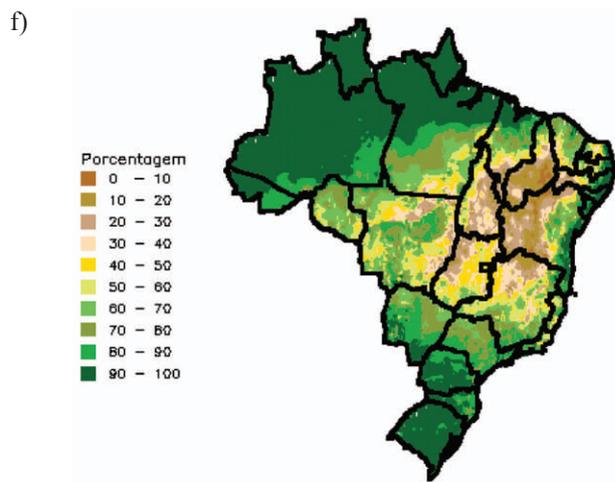
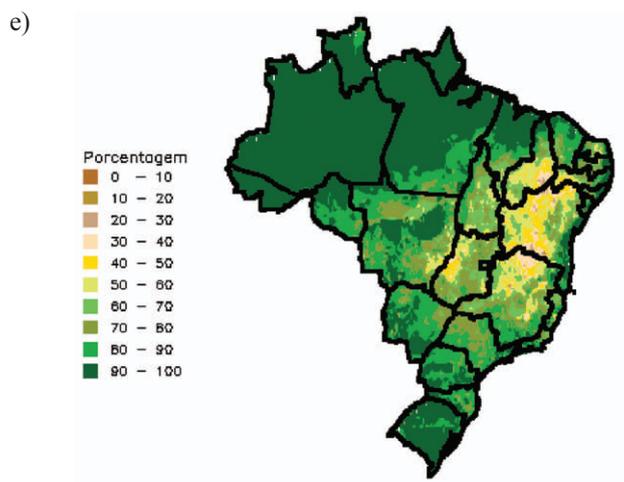
Finalmente, a avaliação da umidade do solo, média mensal, para todo o território nacional foi feita considerando-se o período de 1971-1990. Os resultados foram obtidos a partir da interpolação dos dados de precipitação e de evapotranspiração pelo método Krigging e visualizados no software GrADS (Grid Analysis and Display System), adotando-se uma resolução de  $0,25^\circ$ .

### 3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os resultados de armazenamento médio mensal de água no solo obtidos durante o período de 1971-1990 foram transformados em percentual de água no solo, através da função da capacidade de água disponível, uma vez que o armazenamento de água é dependente do tipo de solo. Ou seja, se um solo raso tem, por exemplo, um armazenamento de  $50\text{mm}$  e uma capacidade máxima de  $50\text{mm}$  obtém-se uma razão de 100% de água no solo e, se um solo profundo tem um armazenamento de  $50\text{mm}$  e uma capacidade máxima de  $100\text{mm}$ , obtém-se uma razão de 50%. Logo, o solo raso está mais saturado do que o solo profundo.

A Figura 6 ilustra a média mensal climatológica do percentual de armazenamento de água no solo durante o período de 1971-1990, indicando quais regiões apresentam maior (cores esverdeadas) ou menor (cores em tons marrons) umidade do solo.





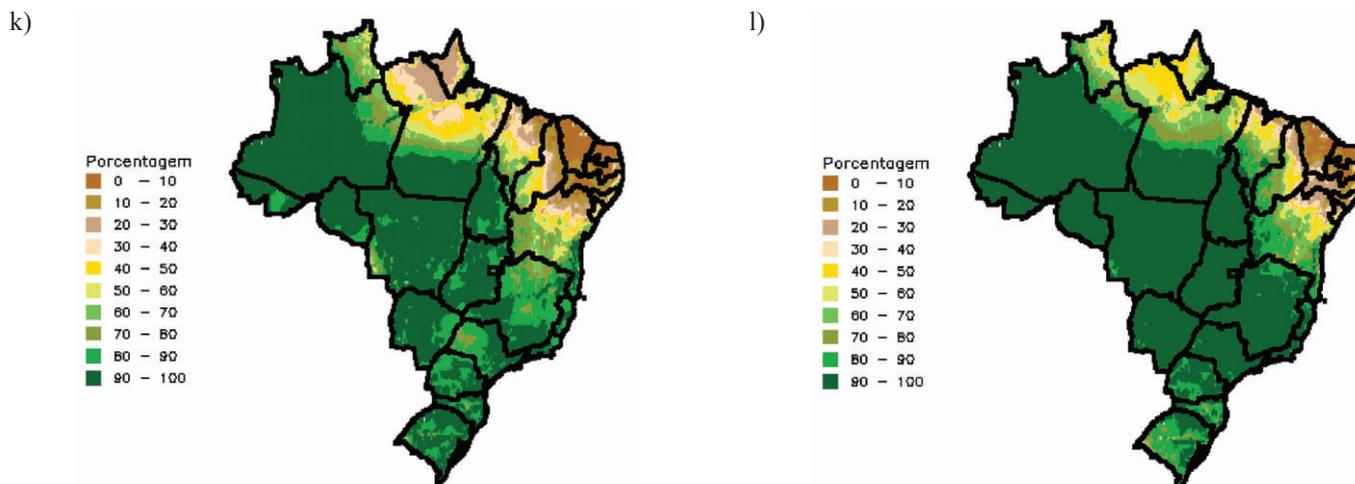


Figura 6: a) janeiro; b) fevereiro; c) março; d) abril; e) maio; f) junho; g) julho; h) agosto; i) setembro; j) outubro; k) novembro; l) dezembro.

A partir das estimativas da umidade do solo, verifica-se, nos meses de janeiro até abril, um aumento do percentual de água no solo em alguns Estados da região Nordeste. Esse aumento de água no solo ocorre devido ao período da estação chuvosa, que tem início em fevereiro e estende-se até o mês de maio. Durante este período, o principal sistema causador de chuvas nesta sub-região é a zona de convergência inter-tropical (ZCIT). Nas demais regiões do país a reserva de água no solo permanece acima de 70%. A partir de maio, observa-se uma diminuição no conteúdo de água no solo, principalmente nos Estados de Minas Gerais, Bahia e Piauí; no entanto, nota-se um aumento da reserva hídrica no solo no leste da região Nordeste (ou Zona da Mata), cujo aumento está associado ao período chuvoso que ocorre de abril a julho. As chuvas nesse período são ocasionadas principalmente pelos contrastes entre a temperatura do mar junto à costa e a temperatura do continente. De junho até setembro, devido ao período de estiagem, a umidade no solo diminui em quase todas as regiões do Brasil atingindo, em algumas áreas, índices inferiores a 10% (principalmente na região Nordeste), com exceção das regiões Norte e Sul que apresentam altos índices pluviométricos no decorrer de todo do ano. Nos meses de outubro e novembro nota-se um aumento no percentual de armazenamento de água no solo em quase todo o território brasileiro, com exceção dos Estados do Amapá, Pará, Piauí, Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco que ainda apresentam baixo percentual de água no solo. No sul-sudoeste da região Nordeste verifica-se um aumento da umidade no solo a partir do mês de novembro, que se estende até o mês de fevereiro. Esse período corresponde à estação chuvosa da região, sendo as chuvas ocasionadas principalmente pela passagem de frentes frias provenientes da região Sul do país ou, então, pelo aquecimento que ocorre durante o dia. Em dezembro, com o aumento da precipitação, o percentual varia entre 90 e 100% nas regiões Sul, Sudeste, Centro-Oeste e parte da região Norte do país; entretanto, são

encontrados índices entre 0 e 10% nos Estados do Ceará, Rio Grande do Norte e Paraíba.

Outro estudo da variação mensal de armazenamento de água no solo foi realizado por Sentelhas et al. (1999), que desenvolveram um balanço hídrico climatológico mensal para todo o território brasileiro, considerando 500 localidades situadas em todos os estados brasileiros. Os cálculos foram efetuados em planilha EXCEL, adotando-se o método de Thornthwaite & Mather (1955) para uma capacidade de água disponível (CAD) de 100 mm, com a evapotranspiração potencial (ETp) sendo estimada pelo método de Thornthwaite (1948). Após a avaliação desses resultados, nota-se que apesar de Sentelhas et al. (1999) adotarem uma metodologia diferente e utilizarem dados de apenas 500 localidades do país para um período diferente, os resultados também mostraram que as regiões Norte, Nordeste e Centro-Oeste apresentam valores mínimos de armazenamento de água no solo durante os meses de junho a setembro. No entanto, deve-se ressaltar que no presente trabalho o balanço hídrico foi calculado incorporando-se informações pedológicas (mais de 8000 perfis de solos) e um número maior de informações meteorológicas (mais de 2000 estações pluviométricas) para todo o território brasileiro, possibilitando maior nível de detalhamento espacial. Outro fator que difere dos resultados de Sentelhas et al. (1999) refere-se à distribuição espacial mais heterogênea da evapotranspiração potencial, uma vez que esta foi calculada pelo modelo de Penman-Monteith e corrigida em função de diferentes classes de cobertura vegetal. Além disso, o armazenamento climatológico médio mensal de água no solo foi corrigido em função da capacidade de água disponível, permitindo maior representabilidade para diferentes tipos de solos. Portanto, levando em consideração esses fatores, pode-se afirmar que os resultados obtidos do percentual do armazenamento de água no solo (1971-1990) refletem com maior exatidão e precisão as condições de umidade dos solos

das diferentes regiões brasileiras.

#### 4. CONCLUSÕES

Por meio dos resultados obtidos pela média mensal das condições de umidade do solo no Brasil durante o período de 1971-1990, foi possível se estabelecer a sua variabilidade espaço-temporal. As regiões Norte e Sul apresentaram elevada umidade no solo, mesmo durante o período de estiagem. Na região Nordeste, o percentual de água no solo varia de acordo com a estação chuvosa em determinada sub-região, isto é, no norte da região o período de maior reserva de água no solo ocorre entre os meses de fevereiro e maio; no leste, de abril até julho; e, para o sul-sudoeste da região ocorre a partir do mês de novembro e estende-se até fevereiro. Finalmente, nas regiões Centro-Oeste e Sudeste o percentual de armazenamento de água no solo é baixo entre os meses de julho e setembro, o qual está associado ao período em que ocorre a diminuição da precipitação e aumento da evapotranspiração potencial em quase todo o país. Assim sendo, conclui-se que a variação do conteúdo de água no solo depende: dos diferentes sistemas sinóticos que atuam no Brasil em determinados períodos e regiões, os quais alteram o regime de precipitação; do tipo de cobertura vegetal predominante na área de estudo, já que esta afeta a taxa de evapotranspiração; e, conseqüentemente, da inter-relação de todas as variáveis que constituem o sistema solo-planta-atmosfera.

Finalmente, ressalta-se que os resultados obtidos neste trabalho podem subsidiar a identificação de possíveis impactos sobre as atividades agrícolas, bem como podem ser considerados na avaliação de melhorias nos modelos de previsão climática através da variabilidade interanual da umidade do solo correlacionada aos episódios El-Niño/ La-Niña.

#### 5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. **Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements**. Rome, Italy: FAO Irrigation and Drainage Paper, n. 56, 1998. 300p.
- BAKER, J. M.; ALLMARAS, R. R. System for automating and multiplexing soil moisture measurement by time domain reflectometry. **Soil Science Society American Journal**, v. 54, n. 1, p. 1-6, 1990.
- BARDÓSSY, A.; LEHMANN, W. Spatial distribution of soil moisture in a small catchment. Part 1: geostatistical analysis. **Journal of Hydrology**, v. 206, n. 1-2, p. 1-15, Apr. 1998.
- Brasil, Ministério da Agricultura e Reforma Agrária. **Normais Climatológicas (1961-1990)**. Brasília: EMBRAPA/SPI, 84p., 1992.
- CASSEL, D. K.; NIELSEN, D. R. Field capacity and available water capacity. In: A. L. Page (ed), **Methods of soil analysis. Part 2**. Agron. Monog. 9. ASA and SSSA. Madison, WI. p. 901-926, 1986.
- DOORENBOS, J.; PRUITT, W. O. **Guidelines for predicting crop water requirements**. FAO Irrigation and Drainage Paper 24, 2nd ed., Rome, 1977. 179p.
- DORMAN, J.L.; SELLERS, P. J. A global climatology of albedo, roughness length and stomatal resistance for atmospheric general circulation model as represented by the Simple Biosphere model (SiB). **Journal of Applied Meteorology**, v. 28, n. 9, p. 833-855, Sep. 1989.
- ENTIN, J. K.; ROBOCK, A.; VINNIKOV, K. Y.; HOLLINGER, S. E.; LIU, S.; NAMKHAI, A. Temporal and spatial scales of observed soil moisture variations in the extratropics. **Journal of Geophysical Research**, v. 105, n. D9, p. 11865-11877, May, 2000.
- FEDDES, R. A.; KABAT, P.; BAKEL, P. J. T.; VAN BRONSWIJK, J. J. B.; HALBERTSMA, J. Modelling soil water dynamics in the unsaturated zone: state of art. **Journal of Hydrology**, v.100, n.1-3, p.69-111, Jul. 1988.
- GARDNER, W. H. Water content. In: Klute, A. ed. **Methods of soil analysis: physical and mineralogical methods**. Am. Soc. Agron. Madison: WI, 1986. p. 493-544. (Monog. 9)
- ISLAM, J. LI. On the estimation of soil moisture profile and surface fluxes partitioning from sequential assimilation of surface layer soil moisture. **Journal of Hydrology**, v. 220, n. 1-2, p. 86-103, Jul. 1999.
- ROSSATO, L.; ALVALÁ, R. C. S.; TOMASELLA, J. Distribuição geográfica da capacidade de armazenamento de água e das propriedades físicas do solo no Brasil. [CD ROM]. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 10./ Congresso da FLISMET, 8., Brasília, 1998. **Anais**. São Paulo: Mundo Virtual, 1998.
- SENTELHAS, P. C.; PEREIRA, A. R.; MARIN, F. R.; ANGELOCCI, L. R.; ALFONSI, R. R.; CARAMORI, P. H.; SWART, S. **Balanco Hídrico Climatológico no Brasil**. [CD ROM]. Esalq/Usp - Piracicaba, 1999.
- VAN GENUCHTEN, M. T. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. **Soil Science Society American Journal**, v. 44, p. 892-898, 1980.
- VILLAGRA, M. M.; BACCHI, O. O. S.; TUON, R. L.; REICHARDT, K. Difficulties of estimating evapotranspiration from the water balance equation. **Agriculture and Forest Meteorology**, v. 72, p. 317-325, 1995.

WAGNER, W.; LEMOINE, G.; ROTT, H. A method for estimating soil moisture from ERS scatterometer and soil data. **Remote Sensing Environment**, v. 70, n. 2, p. 191-207, Nov. 1999.