



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-10078-PRE/5623

**ESTIMATIVA DA UMIDADE DO SOLO PARA O ESTADO DE
SÃO PAULO CONSIDERANDO DIFERENTES
TIPOS DE VEGETAÇÃO**

Ana Paula Gouveia*
Regina Célia dos Santos Alvalá
Javier Tomasella

*UNESP

Seminário de Iniciação Científica do INPE – SICINPE 2003.

INPE
São José dos Campos
2003



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

ESTIMATIVA DA UMIDADE DO SOLO NO ESTADO DE SÃO PAULO CONSIDERANDO DIFERENTES TIPOS DE VEGETAÇÃO

RELATÓRIO FINAL DE PROJETO DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA (PIBIC/CNPq/INPE)

Ana Paula Gouveia (UNESP, Bolsista PIBIC/CNPq)
E-mail: gouveia@cptec.inpe.br

Dra. Regina Célia dos Santos Alvalá (LMO/CPTEC/INPE, Orientadora)
E-mail: regina@cptec.inpe.br

Dr. Javier Tomasella (DMD/CPTEC/INPE, Orientador)
E-mail: javier@cptec.inpe.br

Maio de 2003

SUMÁRIO

CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO

CAPÍTULO II – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

II.1 Balanço hídrico

II.2 Precipitação

II.3 Evapotranspiração

II.4 Funções de pedo-transferência

II.5 Climatologia do Estado de São Paulo

CAPÍTULO III – MATERIAIS E MÉTODOS

III.1 Cálculo do balanço hídrico

III.2 Dados pedológicos

III.3 Dados meteorológicos

CAPÍTULO IV – RESULTADOS E ANÁLISES

CAPÍTULO V – CONCLUSÕES E TRABALHOS FUTUROS

Capítulo I – INTRODUÇÃO

O conteúdo de água no solo tem impactos sobre os processos atmosféricos, hidrológicos e biológicos e, portanto, afeta a previsão do tempo, os volumes escoados nos cursos de água e a quantificação do estresse hídrico dos cultivos durante a ocorrência de secas. Existem várias técnicas ou métodos para a sua determinação, a qual pode ser feita direta ou indiretamente, utilizando-se diferentes instrumentos. No entanto, estes métodos demandam tempo e trabalho, o que pode ser inviável sobre extensas áreas, como é o caso do Brasil. Por esta razão, a umidade do solo é geralmente estimada a partir dos componentes de entrada e saída de água no solo, os quais são conhecidos como Balanços Hídricos (Rossato, 2001). No contexto agrônomo, entende-se por balanço hídrico a determinação de todos os ganhos e perdas hídricas que se verificam em um terreno com vegetação, de modo a estabelecer a quantidade de água disponível às plantas em dado momento. Essa disponibilidade de água no solo para a vegetação é fator essencial ao estabelecimento das possibilidades e limitações climáticas da agricultura.

O balanço hídrico consiste em se efetuar a contabilidade hídrica do solo, até a profundidade explorada pelas raízes, computando-se, sistematicamente, todos os fluxos hídricos positivos, que correspondem ao fornecimento de umidade ao solo, e negativos, os quais representam o consumo dessa umidade pela vegetação. De acordo com Mota (1979), o solo pode ser considerado como um reservatório de água para uso das plantas. Seu abastecimento é feito pelas precipitações atmosféricas ou, artificialmente, pela irrigação. Após períodos de prolongadas e abundantes precipitações poderão sobrevir numerosos dias sem chuva, antes que os vegetais venham a sofrer deficiência de umidade. O solo em capacidade de campo põe à disposição da vegetação grandes quantidades de água. Somente após vários dias de consumo de água, quando o teor de umidade na zona das raízes reduz-se consideravelmente, é que a vegetação apresentará efeitos da escassez hídrica através do murchamento temporário das folhas. Continuando, porém, a ausência de chuvas, as plantas logo não poderão mais absorver do solo toda a água de que necessitam para sua turgescência, entrando, assim, em murchamento permanente.

Para a aplicação do balanço hídrico em uma escala regional, faz-se necessário estimar os parâmetros do solo, que são os dados de entrada desse método.

Usando informações dos levantamentos pedológicos do projeto RADAMBRASIL e da EMBRAPA, Rossato et al. (1998) desenvolveram uma base de dados para todo o território brasileiro. Através de funções de pedo-transferência, Rossato et al. (1998) e Tomasella et al. (2000) derivaram mapas de capacidade de água disponível no solo para todo o Brasil, o qual é um parâmetro de entrada no balanço hídrico.

Outra informação necessária para o cálculo do balanço hídrico é a evapotranspiração. Evaporação e evapotranspiração, do ponto de vista da física, dizem respeito ao mesmo fenômeno, que é a mudança de fase da água, de líquida para a de vapor. Entretanto, no estudo da evaporação, considera-se apenas a água perdida pelo solo e por superfícies de água livre (por exemplo, açudes), enquanto que na evapotranspiração leva-se em conta a perda conjunta de água pelo solo e pela planta.

Posto isto, neste trabalho, pretende-se estimar o balanço hídrico para o Estado de São Paulo, assim como mapear, através de geoprocessamento, as propriedades físicas dos solos e a capacidade de retenção de água pelo solo e evapotranspiração e, com isso, avaliar os padrões de umidade do solo durante episódios secos e úmidos na região.

Esse tipo de informação servirá de subsídios para estudos posteriores dos impactos desse tipo de eventos sobre atividades agrícolas e, indiretamente, servirá como dado de entrada em estudos do efeito de uma melhor estimativa da umidade do solo através de modelos de previsão climática.

Capítulo II – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

II.1 Balanço Hídrico

O método mais utilizado para estimar a disponibilidade de água no solo é o balanço hídrico.

Os vários processos que envolvem fluxos de água, isto é, infiltração, redistribuição, evaporação e absorção de água pelas plantas, são processos interdependentes e, na maioria das vezes, ocorrem simultaneamente. Para estudar o ciclo da água (ou ciclo hidrológico), faz-se necessário considerar o balanço hídrico. Este nada mais é do que a somatória das quantidades de água que entram e saem de um elemento de volume de solo e, num dado intervalo de tempo, o resultado é a quantidade líquida de água que nele permanece disponível às plantas (Reichardt, 1985).

O volume de solo considerado no cálculo do balanço hídrico depende do tipo de cobertura vegetal em estudo, pois ele deve englobar o sistema radicular das diferentes culturas presentes no solo. Assim, considera-se como limite superior deste volume a superfície do solo e como limite inferior a profundidade do sistema radicular da cultura.

Para que o balanço hídrico seja bem conduzido, é importante individualizar os critérios envolvidos no sistema solo-água-planta-atmosfera, ou seja:

1. Avaliar as características atmosféricas do local;
2. Definir as características edáficas do local;
3. Conhecer os aspectos fisiológicos das culturas agrícolas.

Apesar da grande variedade de modelos existentes para a determinação do balanço hídrico, o modelo mais utilizado para fins agroclimáticos é o desenvolvido por Thornthwaite e Mather (1955), que consiste na associação entre a precipitação pluviométrica e a

evapotranspiração, considerando-se uma determinada capacidade de armazenamento de água no solo.

O solo é o armazenador e fornecedor de água e nutrientes às plantas. Por fenômenos de adsorção e capilaridade, ele retém, entre uma chuva e outra, a umidade que as plantas necessitam. Dependendo do conteúdo de água no solo as plantas terão maior ou menor facilidade em extrair água e, portanto, de atender às suas necessidades. À medida que o solo seca torna-se mais difícil às plantas absorver água. Isso porque vai aumentando a força de retenção, enquanto diminui a disponibilidade hídrica do solo. Por isso, nem toda água que o solo consegue armazenar está disponível às plantas.

Tradicionalmente, a capacidade de campo (CC) e o ponto de murcha permanente (PM) são considerados como os limites máximo e mínimo, respectivamente, de água disponível. A partir desses limites pode-se determinar a capacidade de armazenamento de água disponível no solo, considerando a profundidade do sistema radicular (Bergamaschi et al., 1992).

O fluxo e a velocidade das variações da umidade do solo decrescem com o tempo após o processo de infiltração. Verifica-se que o fluxo torna-se desprezível, ou mesmo cessa, depois de alguns dias. A umidade do solo na qual a drenagem interna praticamente cessa, denominada capacidade de campo, foi por longo tempo assumida universalmente como uma propriedade física do solo, característica e constante para cada solo.

O balanço hídrico climatológico, segundo Pereira et al. (1997), é uma das várias maneiras de se monitorar a variação do armazenamento de água no solo, através da contabilização do suprimento natural de água no solo, simbolizado pelas chuvas (PRE), e da demanda atmosférica, simbolizada pela evapotranspiração potencial (ETP), e com uma capacidade de água disponível apropriada ao tipo de planta cultivada. O balanço hídrico climatológico fornece estimativas da evapotranspiração real (ETR), da deficiência (DEF), do excedente (EXC), e do armazenamento de água no solo (ARM).

11.2 – Precipitação

Segundo Tucci (1993), entende-se por precipitação a água proveniente do vapor d'água da atmosfera depositada na superfície terrestre de qualquer forma, como chuva, granizo, orvalho, neblina, neve ou geada. No entanto, é comum tratar a precipitação somente sob a forma de chuva por ser esta mais fácil de se medir, por ser bastante incomum a ocorrência de neve em nosso continente e, também, porque as outras formas de precipitação pouco contribuem para a vazão dos rios. A água que escoar nos rios ou que está armazenada na superfície terrestre pode ser sempre considerada como um resíduo das precipitações.

Exprime-se a quantidade de chuva pela altura de água precipitada e acumulada sobre uma superfície plana e impermeável. Ela é avaliada por meio de medidas obtidas em pontos previamente escolhidos, utilizando instrumentos denominados pluviômetros ou pluviógrafos, conforme sejam simples receptáculos da água precipitada ou registrem essas alturas no decorrer do tempo (Tucci, 1993).

11.3- Evapotranspiração

Numa superfície vegetada ocorrem simultaneamente os processos de evaporação e de transpiração (evaporação pelas plantas). Evapotranspiração é o termo que foi utilizado por Thornthwaite (Thornthwaite, 1946) para expressar essa ocorrência simultânea. A evapotranspiração é controlada pela disponibilidade de energia, pela demanda atmosférica e pelo suprimento de água do solo às plantas.

Conforme ressaltam Vianello e Alves (1991), para a avaliação apropriada do balanço hídrico de uma região, faz-se necessário introduzir os diferentes conceitos de evapotranspiração. Assim, têm-se:

-*Evapotranspiração Potencial (ETP)* – Este conceito foi introduzido por Thornthwaite (Thornthwaite, 1946) e corresponde à água utilizada por uma extensa superfície vegetada, em crescimento ativo e cobrindo totalmente o terreno, estando este bem suprido de umidade, ou seja, em nenhum instante a demanda atmosférica é restringida por falta d'água no solo. Para

Penman (1956), a vegetação deve ser bem baixa e de altura uniforme, tendo sido as superfícies gramadas consideradas como padrão, por ser esta a cobertura utilizada nos postos meteorológicos. Assim, a ETP é um elemento climatológico fundamental, que corresponde ao processo oposto da chuva (Thornthwaite, 1946), sendo expressa na mesma unidade de medida (mm). A comparação entre a chuva e a ETP resulta no balanço hídrico climatológico, indicando excessos e deficiências de umidade ao longo do ano ou da estação de crescimento das culturas (Pereira et al., 1997).

Portanto, quando se considera a evapotranspiração que ocorre de uma superfície horizontal, completamente coberta por uma vegetação rasteira em crescimento ativo (por exemplo, grama batatais), completamente exposta às condições atmosféricas reinantes, sem que ocorra restrição de água no solo, diz-se que ocorre Evapotranspiração Potencial (ETP).

-Evapotranspiração Real (ETR) – É aquela que ocorre numa superfície vegetada, independente de sua área, de seu porte e das condições de umidade do solo; portanto, é aquela que ocorre em qualquer condição de circunstância, sem imposição de qualquer condição de contorno. Logo, ETR pode assumir o valor potencial, quando a umidade do solo estiver próxima da capacidade de campo, ou seja, a tensão de água no solo está entre 0,3 a 1 atm.

-Evapotranspiração da Cultura (ETC) – A cultura, desde o plantio até a colheita, cresce progressivamente e ocupa, portanto, a área disponível. Nessas condições ocorre a evapotranspiração real, a qual é denominada, na prática, evapotranspiração da cultura (ETC). Conhecer a ETC é fundamental em projetos de irrigação, uma vez que ela representa a quantidade de água que deve ser reposta ao solo para manter o crescimento e a produção em condições ideais, embora sua determinação esteja sujeita a muitos erros.

Contudo, quando a cultura em questão não for grama, mas respeitadas as demais condições, tem-se então a Evapotranspiração da Cultura (ETC).

Os eventuais problemas de irrigação podem ser contornados utilizando-se estimativas da evapotranspiração potencial (ou de referência) para gramado, corrigidas por um coeficiente de

cultura (K_c). Esse coeficiente de ajuste representa o quociente entre ETC e ETP , variando com a cultura e com seu estágio de desenvolvimento, tendo sido apresentado em tabelas por Doorenbos e Pruitt (1977) para diferentes culturas. O coeficiente de cultura varia também com o método de estimativa de ETP (Pereira et al., 1997), e é definido como

$$K_c = ETC / ETP \quad (1)$$

-Evapotranspiração de Referência (ET_0) - A Organização das Nações Unidas, por intermédio da FAO, estabeleceu o conceito de evapotranspiração da cultura de referência (ET_0) na publicação mundialmente conhecida como "Guidelines for Crop Water Requirements" (Boletim FAO-24) de autoria de Doorenbos e Pruitt (1977). No Brasil, esse conceito tem sido amplamente adotado e utilizado em atividades agrícolas pelos engenheiros, pesquisadores e extensionistas. Esse conceito tem sido adotado para evitar conflitos entre as definições existentes para evapotranspiração potencial (ET_p). A ET_0 , no boletim FAO-24, refere-se a evapotranspiração de uma área com vegetação rasteira, na qual são feitas as medições meteorológicas, para obtenção de um conjunto consistente de dados de coeficientes de cultura, para serem utilizados na determinação da evapotranspiração de outras culturas agrícolas. Conforme considerado no boletim da FAO-24, o conceito de ET_0 considera grama como cobertura do solo, em crescimento ativo e mantido a uma altura uniforme de 0,08 a 0,12 m de altura. Representa, portanto, uma extensão da definição original de Penman (1948 e 1956) de evapotranspiração potencial, que pode ser traduzido como

"a quantidade de água evapotranspirada, na unidade de tempo, por uma vegetação rasteira, de altura uniforme, em crescimento ativo, que cobre completamente a superfície e sem limitação de água no solo."

Dados confiáveis de evaporação e de evapotranspiração são exigidos para o planejamento agrícola, construção e operação de reservatórios, secagens de grãos e aplicação de água em sistemas de irrigação e drenagem, etc.

A irrigação deve ser bem quantificada, para que se tenham bons resultados que reflitam no rendimento das culturas agrícolas. No caso de irrigações insuficientes e pouco frequentes,

tem-se apenas água nas camadas superficiais do solo, não umedecendo toda a zona das raízes. Deste modo, o sistema radicular das culturas tornam-se superficiais e incapazes de explorar o volume de solo disponível. Em consequência, a reserva hídrica útil do solo é consideravelmente diminuída, o que prejudica as plantas. Essas, por sua vez, desperdiçam fontes nutritivas importantes (carboidratos e sais) para se defender dos efeitos do estresse hídrico. Com isso, o principal impacto é na produtividade agrícola, ou seja, na produção de grão, frutos, caule, tubérculos, folha, ou seja, biomassa em geral.

Em zonas áridas e semi-áridas do planeta, a irrigação em quantidades diferentes da ideal agrava os problemas de salinização dos solos, intensificados pela utilização de água com alto teor de sais associada ao poder evaporante do sol e do vento. Por outro lado, irrigações excessivas também são contra-indicadas, pois acarretam perdas de água e de nutrientes, pela percolação abaixo da zona das raízes, além de favorecer a proliferação de microorganismos (patógenos) devido a formação de microclima na altura do dossel das culturas. Em caso de terrenos mal drenados, com impedimentos à percolação, o solo ficará saturado prejudicando as raízes que poderão morrer por falta de oxigênio.

II.3.1 Determinação da Evapotranspiração

A evapotranspiração pode ser medida ou estimada.

II.3.2 Medição Direta da Evapotranspiração

Diretamente, a evapotranspiração pode ser medida através de instrumentos denominados lisímetros e evapotranspirômetros, os quais podem ser de diversos tipos. O fato de se medir a E_{Tr} , E_{Tc} ou E_{Tp} dependerá do respeito ou não às condições estabelecidas na definição da E_{Tp} . Se a cultura plantada no lisímetro for a grama batatais e o teor de umidade no solo do lisímetro for mantido próximo à capacidade de campo, o instrumento medirá a E_{Tp} . Caso outra cultura seja plantada ou o solo do lisímetro não for irrigado periodicamente, estar-se-á medindo a E_{Tc} ou a E_{Tr} , respectivamente.

Os principais tipos de lisímetros são os seguintes (Pereira et al. 1997):

- a) **Lisímetro de Percolação** - Consiste de um certo número (geralmente 3) de tanques impermeáveis enterrados no solo e enchidos com o solo local. Um dreno permite o escoamento do excesso de água, impedindo que o solo se torne saturado dentro dos tanques. A determinação da ET baseia-se na equação da continuidade:

$$E - S = \Delta A \quad (2)$$

ou seja, a diferença entre a quantidade de água que entra em um sistema (E) e a quantidade de água que sai do mesmo (S) é igual à variação da quantidade armazenada de água no sistema (ΔA).

- b) **Lisímetro de Pesagem Mecânica** - É considerado o instrumento padrão para a medição da evapotranspiração. Podem ser muito precisos, apesar de serem bastante caros. Outra vantagem deste tipo de instrumento é que permite leituras a intervalos de tempo muito reduzidos (poucos minutos). O instrumento consiste basicamente num tanque semelhante ao anterior, instalado sobre uma balança. Da diferença entre duas pesagens consecutivas (dividida pela área do lisímetro) será determinada a ET.

- c) **Lisímetro de Flutuação** - Não é tão preciso quanto o descrito acima, mas tem a vantagem de permitir leituras a intervalos de tempo menores que o primeiro. Consiste em dois tanques, de diâmetros diferentes, sendo que o maior é parcialmente enchido com água, recebendo o menor, que contém o solo. A ET é calculada pela variação no nível da água em um tubo de medida.

11.3.3 Medição Indireta de Evapotranspiração

Indiretamente, a medição da evapotranspiração não requer que se defina um sistema como fazem os lisímetros. Na verdade, mede-se o teor de umidade do solo e determina-se a ET pela equação de continuidade. Alguns dos métodos para se determinar o teor de umidade do solo são (Pereira et al. 1997):

- a) **Método Gravimétrico, Método das Pesagens ou Método da Estufa** – Consiste em retirar uma amostra do solo, pesá-la e levá-la a uma estufa para ser totalmente seca, ou seja, até que o peso da mesma não se altere mais entre duas pesagens consecutivas intercaladas por um período de secagem. É necessário conhecer os valores de precipitação
- b) **Sonda de Nêutrons** – Consiste numa fonte de nêutrons, que após moderados pelos átomos de hidrogênio presentes na água do solo, são captados por um contador. Diferentes contagens decorrem de diferentes teores de umidade do solo. A sonda deve ser calibrada inicialmente, utilizando-se o método das pesagens como padrão, e o confronto do número de contagens com a curva padrão do aparelho fornece diretamente o teor de umidade do solo.

II.3.4 Estimativa da Evapotranspiração

Atualmente, existem mais de 50 maneiras (ou métodos) de se medir, ou estimar a evapotranspiração (Pereira et al., 1997). Os métodos baseados em fundamentos físicos, derivados principalmente das leis que regem a termodinâmica atmosférica são os que apresentam melhores resultados. Os métodos utilizados podem ser divididos em cinco categorias, ou seja:

- a) **empíricos** – Estes resultam de correlações entre a evapotranspiração medida em condições padronizadas e os elementos meteorológicos medidos em postos também padrões. Alguns desses métodos têm aplicação quase universal.
- b) **Aerodinâmico** – Este é um método micrometeorológico, com base físico-teórico da dinâmica dos fluidos e transporte turbulento, ou seja, considera que o escoamento atmosférico acima de uma superfície natural rugosa é predominantemente turbulento, com mistura contínua na camada de ar que interage com a superfície (Locwood, 1985)

- c) **Balanço de energia** – O balanço de energia representa a contabilidade das interações dos diversos tipos de energia com a superfície. Em condições atmosféricas normais o suprimento principal de energia para a superfície é dado pela radiação solar (Pereira et al., 1997). Dessa forma, o método do balanço de energia para a determinação indireta do transporte vertical turbulento de vapor d'água para a atmosfera, por evaporação ou evapotranspiração, fundamenta-se no princípio da conservação da energia aplicado aos diferentes fluxos energéticos que acontecem na superfície-fonte (Silva e Reis, 1990). A principal dificuldade na utilização da aproximação do balanço de energia surge da distribuição de energia entre a transferência de calor sensível e latente para a atmosfera (Locwood, 1985).
- d) **Combinados** – O termo combinado deriva do fato de que as equações propostas associam os efeitos do balanço de energia à superfície e os termos de energia advectiva para estimar as perdas de água de superfícies cultivadas. Dentre os métodos combinados destaca-se o método de Penman, de Penman Modificado e o de Penman-Monteith (Penman, 1948; Monteith, 1973; 1981).
- e) **Correlação dos turbilhões** – Método proposto para determinar a transferência vertical turbulenta de vapor d'água, calor e quantidade de movimento para a atmosfera, baseado em flutuações turbulentas de parâmetros microclimatológicos em torno de suas respectivas médias. No entanto, a utilização do método de correlação de turbilhões é complicado por exigir sensores eficientes e de resposta muito rápida, caso contrário, não serão capazes de detectar a passagem de vórtices de diferentes tamanhos (Arya, 1988; Silva e Reis, 1990).

II.4 - Funções de pedo-transferência

A relação entre a retenção de água no solo com dados pedológicos, tais como a distribuição do tamanho das partículas, o conteúdo de carbono orgânico e a densidade global, podem ser descritos usando funções de Pedo-Transferência (PTF's).

Assim, uma função de pedo-transferência é aquela que tem como argumento dados básicos que descrevem o solo (como por exemplo, a textura, a massa específica global e o conteúdo de matéria orgânica), gerando como resultado a retenção de água no solo ou a função de condutividade hidráulica insaturada (incluindo a saturada).

Conforme ressalta Gonçalves (1994), a estimativa de água no solo pode ser feita por três técnicas diferentes:

Método da regressão por pontos: esta técnica permite relacionar pontos característicos das curvas relativas às propriedades hidráulicas com as propriedades básicas do solo, por meio de técnicas de regressão relativamente simples. A principal desvantagem é a de que não se tem nenhuma idéia do comportamento físico da propriedade hidráulica em estudo, pois não se pode obter curvas completas e, para a obtenção de uma curva completa, é necessário estimar vários pontos de uma mesma curva, o que implica em erros.

Método da regressão por parâmetros: neste método assume-se uma equação que descreve a relação entre ψ (potencial) e θ (umidade), e os parâmetros dessa equação são estimados por regressões. Tal técnica calcula os parâmetros dos modelos para a determinação das características hidrodinâmicas do solo; porém, é necessário identificar um modelo capaz de descrever as propriedades hidráulicas (estas medidas experimentalmente) do solo para uma grande variedade de solos. Esta técnica oferece grandes possibilidades, pois existem diversos programas que permitem estimar os parâmetros não lineares dos modelos de modo relativamente fácil.

Método do modelo físico: este consiste de três passos: i) a distribuição do tamanho dos poros é calculada a partir da distribuição do tamanho de partículas; ii) o conteúdo de água é estimado a partir da distribuição do tamanho de partículas via conservação de massa; iii) os potenciais mátricos são estimados a partir da distribuição do tamanho de poros por meio da equação de capilaridade.

II.5 – Climatologia do Estado de São Paulo

II.5.1 - O clima

A costa atlântica do Estado de São Paulo caracteriza-se pela predominância de clima tropical úmido, com temperaturas médias superior a 22°C e chuvas abundantes. Já o planalto apresenta clima tropical de altitude, com temperaturas mais baixas, chuvas de verão e secas de inverno. Contudo, o clima é estacional, com duas estações bem definidas: seca e úmida.

De maneira geral pode-se dizer que seis modalidades climáticas do sistema de classificação de Köppen ocorrem no Estado de São Paulo (Enciclopédia, 1998). Esta classificação baseia-se fundamentalmente na temperatura, na precipitação e na distribuição de valores de temperatura e precipitação durante as estações do ano. Para o Estado de São Paulo tem-se os tipos: *Af* (clima quente e úmido), *Aw* (tropical), *Cfa* (subtropical – verões quentes), *Cwa* (tropical de altitude – verões quentes), *Cfb* (subtropical – verões brandos) e *Cwb* (tropical de altitude – verões úmidos). Os tipos *Af* e *Aw* caracterizam as porções mais baixas do Estado. O clima *Af*, tropical super úmido com chuvas bem distribuídas durante o ano, domina a baixada litorânea e as baixas encostas da Serra do Mar. As temperaturas médias anuais são superiores a 20°C e a pluviosidade excede 2.000 mm.

O clima *Aw*, tropical subúmido com chuvas de verão e invernos secos, caracteriza a maior parte do planalto ocidental, cobrindo-lhe a metade setentrional (mais ao Sul, a latitude mais alta acarreta temperaturas mais baixas, sobretudo no inverno, o que impede a inclusão dessa região no planalto ocidental do tipo *Aw*). A temperatura média anual excede também 20°C, mas a pluviosidade é mais reduzida que o tipo anterior (entre 1.000 e 1250 mm).

Os demais tipos climáticos do Estado, *Cfa*, *Cwa*, *Cfb* e *Cwb* são todos variantes do clima tropical de altitude e se registram nas porções mais elevadas do Estado, isto é, na maior parte do planalto. O tipo *Cfa*, mesotérmico com verões quentes e chuvas bem distribuídas durante o ano, aparece a sudeste e a leste do planalto. A temperatura média anual oscila entre 18°C e 20°C, e a pluviosidade entre 1.250 e 2.000 mm.

O tipo *Cwa*, mesotérmico com verões quentes e chuvosos e invernos secos, ocorre imediatamente ao norte do tipo *Cfa*, formando uma faixa que atravessa o estado em seu centro. A temperatura média anual é a mesma do tipo anterior, mas a pluviosidade não ultrapassa 1.250 mm. Os tipos *Cfa* e *Cwa* passam a *Cfb* e *Cwb*, isto é, a climas com verões frescos, nas porções mais elevadas da área de ocorrência do clima tropical de altitude.

II.5.2 - Sistemas Atmosféricos

A região do Estado de São Paulo acha-se sob a ação de alguns sistemas atmosféricos de grande escala, sendo o de maior predominância a zona de convergência do Atlântico Sul - ZCAS.

II. 5.2.1- ZCAS

Durante os meses de verão do Hemisfério Sul, observa-se sobre a América do Sul a presença de uma faixa de nebulosidade convectiva, que se estende comumente desde o sul da Amazônia, em direção sudeste, até o oceano Atlântico Subtropical. Esta faixa, conforme mencionado acima é denominada Zona de Convergência do Atlântico Sul - ZCAS (Climanálise, 1988).

Essa região se estende desde a parte sul da Amazônia, passa pela costa sudeste do Brasil, entre os Estados do Paraná e do Espírito Santo, e continua pelo oceano Atlântico até o sul da África do Sul.

A ZCAS é caracterizada principalmente pela estacionaridade da banda de nebulosidade por vários dias e a conseqüente alteração no regime de chuva das regiões afetadas. Além disso, acredita-se que a ZCAS seja a resposta para a associação de vários sistemas atmosféricos que compõe a circulação de verão sobre a América do Sul.

Carvalho (1989) sugeriu que quanto mais intensa for a ZCAS, mais intenso será o cavado em altitude sobre o Atlântico Tropical. O caso de Fevereiro de 1988, por exemplo, provocou fortes chuvas sobre os estados do Rio de Janeiro e São Paulo, quando a ZCAS permaneceu por muito tempo na região impedindo a propagação das frentes frias.

Alguns episódios de ZCAS trouxeram graves danos para algumas regiões do Brasil. Por exemplo, as chuvas de março de 1991 no estado de São Paulo causaram grandes danos materiais nas cidades, estradas e infra-estrutura geral do Estado (Silva Dias, 1991).

Diversos estudos têm mostrado que a região do Estado de São Paulo é uma das mais afetadas pela presença da ZCAS, em termos de intensidade e persistência da precipitação.

III – MATERIAIS E MÉTODOS

III.1 Cálculo do Balanço Hídrico

O balanço hídrico estabelece que, em um dado volume de solo, a diferença entre a quantidade de água adicionada e a quantidade de água extraída durante um certo período de tempo é igual à variação do conteúdo de água naquele volume nesse período (Costa, 1994).

Matematicamente, o balanço hídrico não exige que a equação da continuidade de massa seja aplicada a um certo volume de solo. O volume ou a profundidade do solo para o qual calcula-se o balanço hídrico é determinado arbitrariamente. Do ponto de vista da agricultura, é mais apropriado considerar o balanço hídrico da zona radicular.

Para o cálculo do balanço hídrico utilizou-se uma expressão simplificada, escrita como:

$$S_{t+1} = S_t + PRE - ETR \quad (3)$$

em que PRE é a precipitação (mm/dia); ETR a evapotranspiração real (mm/dia); S_{t+1} (mm) a variação na quantidade de água no perfil do solo nos tempos t e $t+1$ (dia).

O armazenamento S varia entre um valor mínimo, definido como ponto de murcha, e um valor máximo, definido pela porosidade do solo. No cálculo do balanço hídrico, assume-se que a água contida no perfil de solo drena por efeito da gravidade, desde o valor máximo de armazenamento até a capacidade de campo, no qual as forças de retenção dos agregados do solo equilibram à força da gravidade (Smith, 1991).

O potencial de água no solo exprime o estado energético da água no solo e resulta de dois componentes principais: o potencial matricial, resultante da adsorção e da capilaridade na matriz do solo, e o potencial gravitacional, resultante da ação do campo gravitacional da Terra (Gonçalves, 1994). Em solos com alta concentração salina, ou em locais de acúmulo de adubos minerais, o potencial osmótico também pode ser importante e somar-se aos anteriores, resultando em potencial total mais negativo.

Em geral, o potencial gravitacional se evidencia quando a água está livre no solo, provocando a sua descida por drenagem (percolação). O potencial matricial se acentua à medida que o solo vai secando, tornando-se mais negativo, indicando que a água vai sendo retida com maior energia pela matriz do solo (Bergamaschi et al., 1992).

A capacidade efetiva de armazenamento de água no 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 de -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.

Para a obtenção da capacidade efetiva de armazenamento de água no solo, considerada a partir da estimativa da capacidade de campo e do ponto de murcha permanente, são utilizadas funções de pedo-transferência. No cálculo da capacidade de água disponível usando

perfis de solo, a profundidade máxima foi limitada em função do tipo de solo, conforme mostrado na Tabela 1:

Tabela 1: Profundidade de cálculo da capacidade de armazenamento máxima de água no solo CAD.

Solos	Profundidade (cm)
Profundos não hidromórficos: Latossolos, Podzólicos, Terras Roxas, Concrecionários lateríticos, Aluviais, Cambissolos, Areias quartzosas, Regossolos menos arenosos e mais profundos.	120
Solos Hidromórficos: Gleissolos, Plintossolos, Podzol Hidromórfico, Hidromórficos Indiscriminados.	70
Vertissolos	90
Solos Rasos: Planossolos, Solonetz e Solonchak, Rendzinas, Litossolos.	60

A adoção destas profundidades se baseia na descrição pedológica dos perfis do solo, em que, de uma maneira qualitativa, é indicada a existência e o percentual de raízes em cada horizonte do perfil. As profundidades adotadas aproximam-se daquelas geralmente encontradas na descrição de cada perfil. A Figura 1 ilustra os tipos de solos encontrados no Estado de São Paulo.

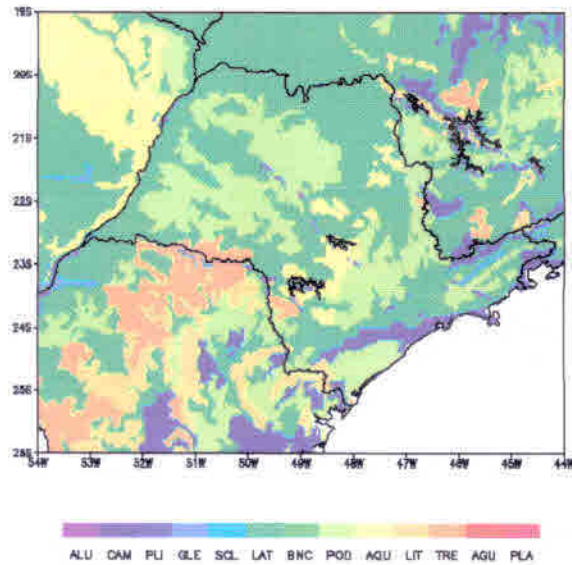


Figura 1: Mapa de solos do Estado de São Paulo, identificando os grupos de solo, onde: ALU – Aluviais, CAM – Cambissolos, PLI – Plintossolos, GLE – Gleis indiscriminados, SCL – Concrecionários, LAT – Latossolos, BNC – Brunos não cálcicos, POD – Podzólicos, AGU – Areias quartzosas, LIT – Litossolos, TER – Terras Roxas, AGU – Água, PLA – Planossolos.

Na prática, foram monitorados dados diários de precipitação, temperatura, umidade relativa do ar, velocidade do vento, insolação, etc, obtidos por estações meteorológicas sinóticas e por Plataforma de Coleta de Dados (PCD's). Estes dados foram utilizados como parâmetros de entrada nos modelos de evapotranspiração e das funções de Pedo-Tranferência. A partir da analogia matemática anteriormente citada, obteve-se a o Balanço Hídrico pela diferença entre a soma da precipitação pluviométrica e a variação do conteúdo de quantidade de água no perfil do solo, menos a evapotranspiração, em função do período desejado.

III.1.1 Funções de Pedo-Tranferência

As funções de pedo-transferência permitem estimar a capacidade de campo, o ponto de murcha permanente e a capacidade de armazenamento de água nos solos considerados a partir das propriedades físicas dos solos, tais como a composição granulométrica (percentagem de areia, de silte e de argila), o conteúdo de carbono e a densidade global.

Uma das formas de se estabelecer uma relação entre o potencial de água no solo (ψ) e a umidade do solo (θ) é através da equação da curva de retenção proposta por Van Genuchten (1980), que usa os parâmetros θ_r (conteúdo de água residual), θ_s (conteúdo de água saturada), α (inverso da pressão total), n (equivalente da soma 1, $n = 1 + \lambda$), e m , o qual é assumido como $m = 1 - \frac{1}{n}$.

$$\theta = \theta_r + \frac{(\theta_s - \theta_r)}{[1 + (\alpha\psi)^n]^m} \quad (4)$$

Para relacionar cada parâmetro da Equação 4 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 um polinômio de segunda ordem com coeficientes lineares, dado pela seguinte forma:

$$X_i = a_{i,1} + a_{i,2}CS + a_{i,3}FS + a_{i,4}S + a_{i,5}C + a_{i,6}OC + a_{i,7}Me + a_{i,8}bd + a_{i,9}CS.FS + \dots + a_{i,j}S.C + a_{i,j+1}CS^2 + \dots + a_{i,n}C^2 \quad (5)$$

em que X_i é o valor do parâmetro da equação 4 ($i = 1..4$ corresponde a α , n , θ_s e θ_r , respectivamente); ou ele é o logaritmo natural; CS, FS, S e C são, respectivamente, a percentagem de areia grossa, de areia fina, de silte e de argila; OC é o percentual de carbono orgânico; Me é a umidade equivalente; ρ_g a densidade global e a_{ij} ($j = 1..n$) são os coeficientes derivados da regressão linear múltipla.

III.1.2 Evapotranspiração

Em 1965 Monteith desenvolveu um modelo para estimativa da evapotranspiração, que aplica-se para qualquer tipo de vegetação e sob qualquer condição de estresse hídrico, o qual deu origem a um novo método denominado de Penman-Monteith (FAO). O modelo apresenta a seguinte notação e unidades no Sistema Internacional (SI) de medidas:

$$ET_o = \frac{\delta}{\delta + \gamma^*} (R_n - G) \frac{1}{\lambda} + \frac{\gamma}{\delta + \gamma^*} \frac{900}{T + 273} U_2 (e_a - e_d) \quad (6)$$

em que ETo é a evapotranspiração de referência (mm d^{-1}); R_n é o saldo de radiação à superfície ($\text{MJ m}^{-2}\text{d}^{-1}$); G o fluxo de calor no solo ($\text{MJ m}^{-2}\text{d}^{-1}$); T a temperatura ($^{\circ}\text{C}$); U_2 é a velocidade do vento à 2m de altura; $(e_a - e_d)$ é o déficit de pressão de saturação; δ é a declividade da curva de pressão de saturação ($\text{kPa}^{\circ}\text{C}^{-1}$); λ o calor latente de vaporização (MJ kg^{-1}); γ^* a constante psicrométrica modificada ($\text{kPa}^{\circ}\text{C}^{-1}$) e a constante 900 tem unidades de ($\text{kJ}^{-1}\text{kg K}$).

O modelo de Penman-Monteith estrutura-se em consistentes conceitos físicos e é de fácil entendimento, podendo-se utilizar informações climatológicas obtidas em estações sinóticas tradicionais ou em plataformas de coleta de dados (PCD's). Este modelo essencialmente necessita de dados de radiação ou insolação, temperaturas, umidade relativa do ar e velocidade do vento num determinado perfil.

Os parâmetros de superfície (altura da vegetação, comprimento de rugosidade e albedo) da equação acima foram corrigidos em função de diferentes coberturas vegetais, conforme os biomas definidos pelo modelo Simplified Simple Biosphere Model – SSiB” (Dorman e Sellers, 1989) e do IBGE.

III.1.2 .1 Vegetação

A vegetação é uma informação básica em modelagem hidrológica, pois informações tais como profundidade radicular, estimativas da infiltração, da evapotranspiração e da interceptação encontram-se diretamente ligados ao tipo de vegetação. Posto isto, para o cálculo mais realista da evapotranspiração foram utilizados os mapas de vegetação do SSiB (Figura 2) e aquele gerado pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE (Figura 3), a qual foi recortado para o estado de São Paulo por Sestini et al. (2002).

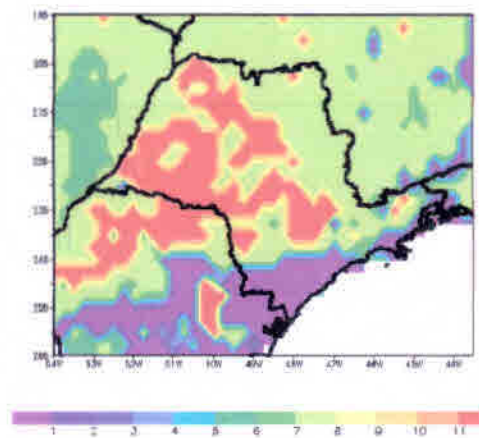


Figura 2: Mapa de vegetação do SsiB para o Estado de São Paulo, onde: **1** – Árvore de folhas largas e ramificadas (floresta ropical), **2** – Árvores de folhas largas e decíduas, **3** – Árvores de folhas largas e finas (floresta mista), **4** – Árvores de folhas finas e ramificadas, **5** – Árvores de folhas finas e decíduas, **6** – Árvores de folhas largas com baixa cobertura, **7** – Somente cobertura baixa (plantas perenes), **8** – Arbustos e folhas largas com coberturas baixas e perenes, **9** – Arbustos de folhas com solo nu, **10** – Árvores pequenas e arbustos com oberturas baixas, **11** – Solo em cobertura, **12** – Áreas cultiváveis, **13** – Gelo.

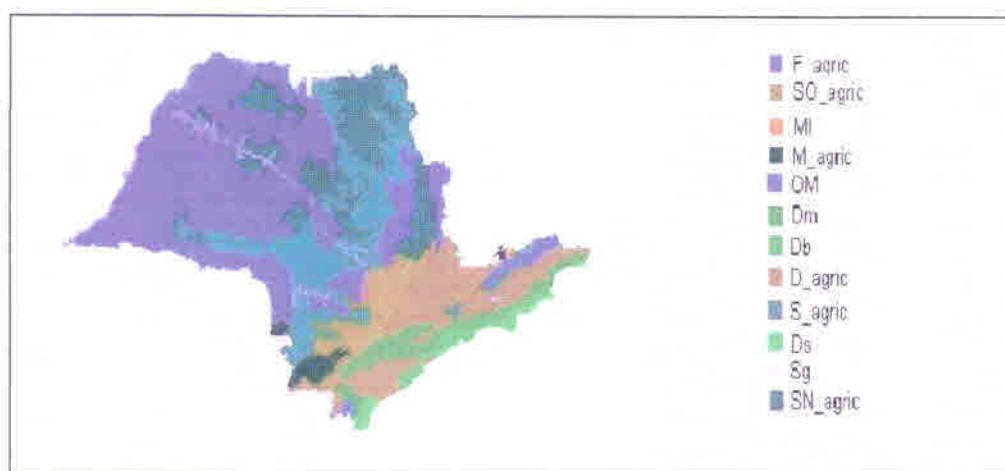


Figura 3: Mapa de vegetação do Estado de São Paulo, gerado pelo IBGE. Onde: **F_agric** - Floresta estacional semidecidual com vegetação secundária com atividades agrícolas, **SO_agric** - Contato Savana/Floresta Ombrófila com agricultura, **MI** - Alto Montana, **M_agric** - Vegetação secundária e atividades agrícolas, **OM** - Floresta ombrófila densa - floresta ombrófila mista, **Dm** - Floresta ombrófila densa montana, **Db** - Floresta ombrófila densa terras baixas, **D_agric** - Floresta Ombrófila Densa com agricultura, **S_agric** - Savana com área agrícola, **Ds** - Floresta ombrófila densa submontana, **Sg** - Savana gramíneo lenhosa, **SN_agric** - Contato savana/floresta estacional com agricultura.

Para fins de modelagem esse mapa apresenta uma classificação bastante detalhada dos tipos de vegetação. Logo, para a estimativa da evapotranspiração foi feita uma compatibilização entre as classes de vegetação do mapa do IBGE e as classes utilizadas pelo modelo de superfície SsiB, tendo-se verificado que as classes de biomas definidos pelo IBGE estavam associadas aos tipos de vegetação definidos pelo modelo SsiB. Assim sendo, para o cálculo da evapotranspiração, manteve-se as classes de coberturas vegetais classificados de acordo com os biomas definidos pelo modelo SsiB.

O mapa de vegetação foi utilizado para a estimativa dos coeficientes de ajuste dos diferentes tipos de vegetação natural, a fim de caracterizar a variabilidade da vegetação no balanço hídrico.

III.1.3 Solução do Balanço Hídrico

Como mencionado anteriormente, a evapotranspiração de referência, ou a potencial, é calculada pela equação de Penman-Monteith (FAO). Os resultados obtidos são transformados em evapotranspiração real conforme metodologia sugerida pela FAO (Doorenbos e Pruitt, 1977), ou seja, considerando-se que a quantidade de água transpirada pela planta depende do armazenamento de água no solo, conforme ilustra a Figura 4.

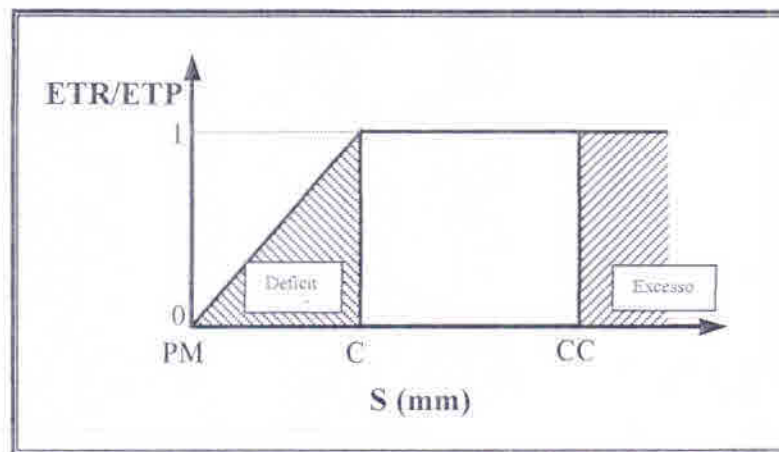


Figura 4: Razão da evapotranspiração real e potencial em função do armazenamento de água no solo, sendo PM o ponto de murcha e CC a capacidade de campo.

Através da Figura 4 verifica-se que à medida que a umidade do solo decresce haverá um ponto em que a ETR torna-se menor do que a ETP, o que estabelece uma relação linear entre o decréscimo de umidade do solo e o decréscimo de ETR/ETP.

a) Para a $ETR=ETP$ ($S>C$)

Para o primeiro caso, a equação do balanço hídrico é dada por:

$$\frac{dS}{dt} = PRE - ETP \quad (7)$$

$$\int_{S_t}^{S_{t+\Delta t}} dS = \int_t^{t+\Delta t} (PRE - ETP) dt \quad (8)$$

Resolvendo a equação diferencial acima tem-se como resultado:

$$S_{t+1} = S_t + (PRE - ETP) \Delta t \quad (9)$$

b) Para $S \leq C$, $ETR = ETP \frac{S}{C}$:

Nesse caso, a equação do balanço hídrico fica da forma:

$$\int_{S_t}^{S_{t+1}} \frac{dS}{PRE - ETP \frac{S}{C}} = \int_t^{t+\Delta t} dt \quad (10)$$

É a solução da equação 10 é dada por:

$$S_{t+1} = \left[\frac{PRE \cdot C}{ETP} - S_t \right] \cdot e^{-\frac{ETP \cdot \Delta t}{C}} \quad (11)$$

Para o cálculo do balanço hídrico foram utilizadas informações pedológicas e meteorológicas, detalhadas a seguir.

III.2 – Dados Pedológicos

Os dados pedológicos, propriedades básicas do solo, tais como a porcentagem granulométrica, a quantidade de carbono e nitrogênio, matéria orgânica e outros, os quais foram utilizados para a obtenção da capacidade de água disponível no solo, estão detalhados abaixo. Além disso, foram utilizadas informações meteorológicas, como dados de precipitação e dados de outras variáveis necessárias para o cálculo da evapotranspiração potencial.

Basicamente, as informações pedológicas foram desenvolvidas a partir de dados de Levantamento Exploratório e de Reconhecimento dos Solos do Brasil realizados pelo Projeto RADAMBRASIL, complementadas com dados de levantamentos da EMBRAPA. Parte desta base de dados foi elaborada por Rossato et al. (1998); outrossim, durante o período deste projeto, a base foi aprimorada e melhorada, a partir da incorporação de novas informações e checagem da qualidade da informação.

A organização e referenciamento dos dados de solos dão-se por perfis, que inclui informações básicas tais como: tipo de solo, classes de textura, profundidade dos horizontes, conteúdo de carbono orgânico, conforme ilustrado na Tabela 2.

Tabela 2: Descrição dos atributos dos solos considerados na base de dados.

Nº Perfil	Lat.	Long.	Alt.	Tipo Solo	Horiz.	Prof. InL	Prof. Sup.	Calh.	Casc.	Areia grossa	Areia fina	Silte	Argila	E.U	C
1	-24° 07'	47° 09'	120	PVA	A1	0	10	0	1,4	32,1	47	6,6	14,3	18,5	0,64
1	-24° 07'	47° 09'	120	PVA	A2	10	25	0	1,3	33	44	10,2	12,8	15,7	0,75
1	-24° 07'	47° 09'	120	PVA	B22	25	80	0	0,3	7,5	29,9	8,4	54,2	36,1	0,49
1	-24° 07'	47° 09'	120	PVA	B23	80	100	0,2	0,7	11,5	33,7	9	45,8	30,1	0,25
1	-24° 07'	47° 09'	120	PVA	B3	100	130	0,3	0,9	16	34,7	11,2	38,1	27	0,19
1	-24° 07'	47° 09'	120	PVA	C	130	200	0	0,9	11,4	66,1	9,3	13,2	23,5	0,14

III.2.1 Melhoria na base de dados dos solos - incorporação de novos dados.

Grande parte dos levantamentos de solos do Brasil constitui publicações da EMBRAPA e do Projeto RADAMBRASIL, do extinto Serviço Nacional de Levantamento de Solos. Na base de dados utilizados foram incorporados dados de outros levantamentos pedológicos realizados no Estado de São Paulo, tais como aqueles para as cidades de São Carlos, Araras e Ribeirão Preto. Além destas, existem outras fontes de dados originadas em instituições governamentais, tais como empresas de extensão e Universidades; entretanto, o maior problema relacionado a estes dados deve-se ao fato deles não se encontrarem reunidos numa única estrutura. Desta forma, uma de nossas preocupações foi elaborar uma base de

dados de solos coesa e de fácil manipulação. Portanto, houve a necessidade de se elaborar o georeferenciamento de cada perfil encontrado nos mais diferentes tipos de solos citados nas publicações.

III.3 Dados Meteorológicos

Os dados de precipitação foram extraídos do DAEE (Departamento de Águas e Energia Elétrica) e da ANEEL (Agência Nacional de Energia Elétrica). Os dados necessários para a estimativa da evapotranspiração foram coletados do INMET (Instituto Nacional de Meteorologia).

III.3.1 Estruturação e Organização dos dados pluviométricos do DAEE e da ANEEL

Com o objetivo de aplicar o modelo de balanço hídrico, faz-se necessário contar com séries de dados pluviométricos e meteorológicos confiáveis. Análises preliminares dos dados brutos revelaram inconsistências nas séries de dados observados, principalmente de precipitação. Precipitação é uma variável de extrema importância, pois sua variabilidade espacial é determinante da forma do hidrograma de escoamento, o qual é usado na validação do modelo. Em razão disso, os dados de precipitação receberam um tratamento cuidadoso, a fim de garantir: (i) uma cobertura espacial tão densa quanto possível; (ii) a qualidade da informação.

Devido ao grande número de postos pluviométricos com informações disponíveis, utilizou-se mecanismo automático de detecção de inconsistências. Tal mecanismo consistiu em comparar a curva de massa acumulada de valores de precipitação mensal (obtido a partir dos valores diários) de cada posto da base de dados, com os 10 postos pluviométricos mais próximos. Para isso analisou-se o período em comum do posto em questão com a série do posto vizinho. Através de análise de regressão linear, calculou-se o coeficiente de determinação (R^2) entre o posto vizinho e o posto em questão. Toda vez que o coeficiente de determinação foi inferior a 0,9, assumiu-se que alguma das séries podia apresentar erro. Nesse caso, criaram-se gráficos de curvas de massa acumulada e, através de julgamento visual,

identificou-se o posto com problemas nas observações. No caso da detecção de algum erro eliminou-se o(s) dado(s) mensal(is) (e todos os valores diários daquele mês) com qualidade duvidosa. Isto permitiu gerar mapas de precipitação para uma grade compatível com a resolução do modelo hidrológico.

A DAEE e a ANEEL dispõe de dados obtidos por estações meteorológicas convencionais distribuídas pelo Estado de São Paulo, conforme ilustrado na Figura 5.

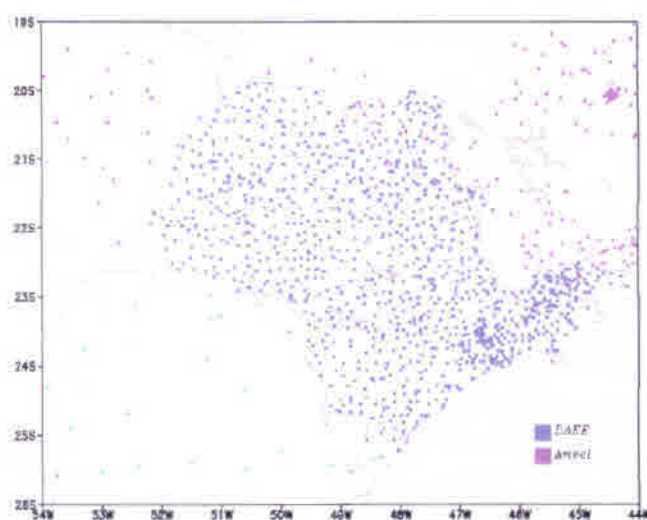


Figura 5: Distribuição espacial das estações meteorológicas da ANEEL e DAEE.

IV - RESULTADOS E ANÁLISES

Foram compilados dados pedológicos de algumas cidades do Estado de São Paulo, tais como das cidades de Araras, Ribeirão Preto, São Carlos, Jacareí, Pedro Toledo, Rio Claro, Tatuí, Piracicaba, Marília, Espírito Santo do Turvo, Atibaia, Guairá, Limeira, Moji-Mirim, Monte Alegre do Sul e da Estação Experimental de Pôlder Registro através de levantamentos pedológicos realizados pelo projeto RADAMBRASIL, IAC (Instituto Agrônomo de Campinas) e pelos levantamentos de solos da Embrapa. A partir desta compilação foi feita a distribuição espacial dos perfis de solos, os quais incluem os respectivos atributos das propriedades básicas dos solos. A Figura 6 representa essa distribuição espacial.

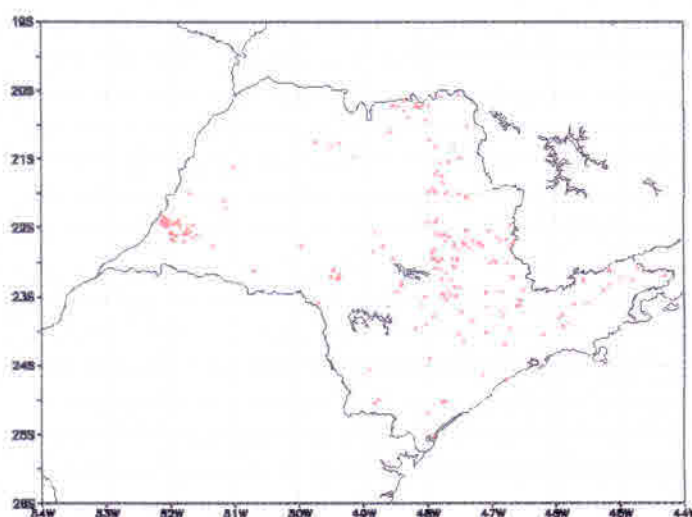


Figura 6: Localização dos pontos com perfis dos solos no Estado de São Paulo.

Para a obtenção da capacidade de água disponível (CAD), ou seja, a diferença entre a capacidade de campo e o ponto de murcha permanente integrados até a profundidade radicular, foram utilizadas funções de pedo-transferência, as quais permitem estimar parâmetros de interesse para o balanço hídrico a partir de levantamentos de solos já existentes.

Para a estimativa da CAD, foram efetuados os seguintes passos:

- a) Os perfis de solos dos levantamentos de reconhecimento realizados pelo Projeto Radambrasil, Embrapa e pelo IAC na área de estudo foram georeferenciados, conforme ilustrado na Figura 6. Para cada perfil da Figura 6 foram digitadas as informações básicas, como mostrado anteriormente (Tabela 2).
- b) Usando a função de pedo-transferência proposta por Tomasella et al. (2000), calculou-se a capacidade de armazenamento máximo para cada perfil de solo conforme ilustrado na Figura 7. Para a estimativa da capacidade de água disponível utilizando perfis de solo a profundidade máxima foi limitada em função do tipo de solo, conforme apresentado na Tabela 1. A escolha das profundidades baseou-se na descrição pedológica dos perfis do solo, em que, de forma qualitativa, está indicada a existência e o percentual de raízes em cada horizonte do perfil. Portanto, as profundidades adotadas aproximam-se daquelas geralmente encontradas na descrição de cada perfil.

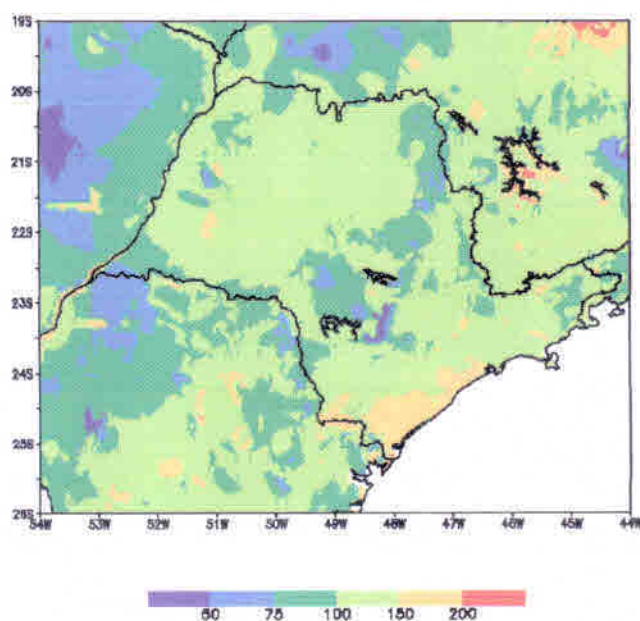


Figura 7: Capacidade de armazenamento de água (mm) para os solos do Estado de São Paulo.

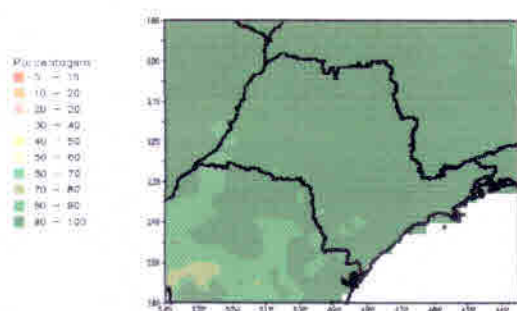
A estimativa da umidade do solo, média mensal, para a região do território do Estado de São Paulo, foi obtida a partir da interpolação dos dados de precipitação e de evapotranspiração, seguindo a metodologia descrita no item III.1.3. O software utilizado para

a visualização foi o GrADS ("Grid Analysis and Display System"), adotando-se uma resolução de 0,25°.

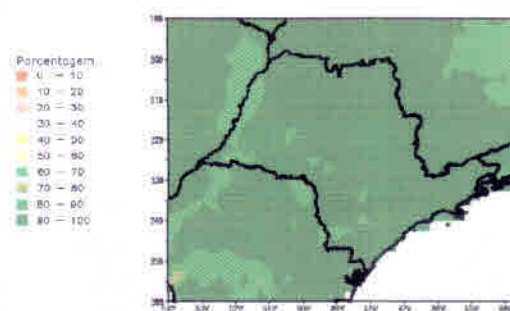
As Figuras 8 e 9 apresentam a média mensal do armazenamento de água no solo no primeiro e segundo semestre do período de 1971 a 1990, respectivamente, em função da capacidade de água disponível no solo (em porcentagem) para a região do Estado de São Paulo.

Observa-se, através das Figuras 8 e 9, que o período mais úmido na região do Estado de São Paulo inclui os meses de dezembro a março, os quais coincidem com o período da estação chuvosa na Região. Nesses meses, o percentual de armazenamento de água no solo se mantém fixo em 90% e 100% em quase toda a região. A partir do mês de abril até setembro o Estado começa a apresentar déficit de água no solo, sendo a diminuição do percentual mais acentuada nos meses de junho a setembro, principalmente no norte do Estado, atingindo índices baixos entre 20% e 30% no mês de agosto. Esses índices de reserva de água no solo entre os meses de junho e setembro estão associados ao período de estiagem na região. A partir do mês de outubro observa-se um aumento do conteúdo de água no solo, que passa a intensificar-se do mês de novembro em diante, com percentuais superiores a 70%.

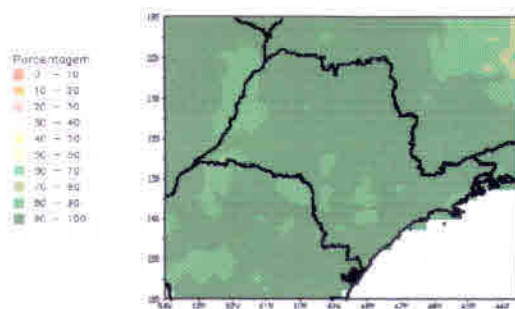
Janeiro de 1971-1990



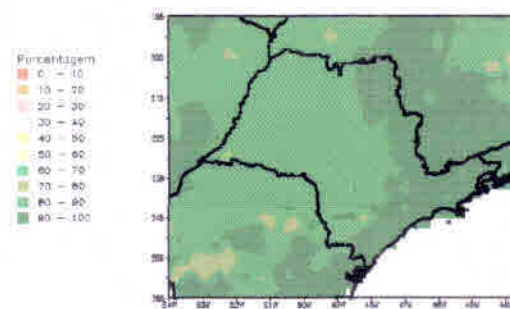
Fevereiro de 1971-1990



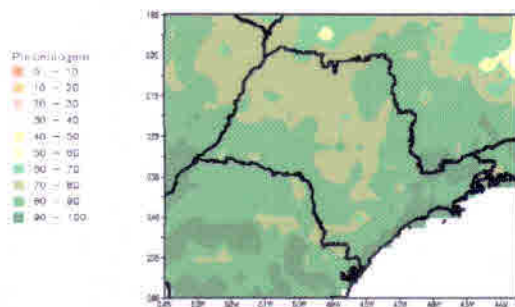
Março de 1971-1990



Abril de 1971-1990



Mai de 1971-1990



Junho de 1971-1990

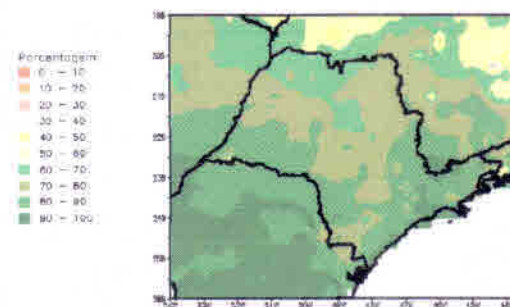


Figura 8: Percentual do armazenamento de água no solo durante os meses de janeiro a junho no período de 1971 a 1990.

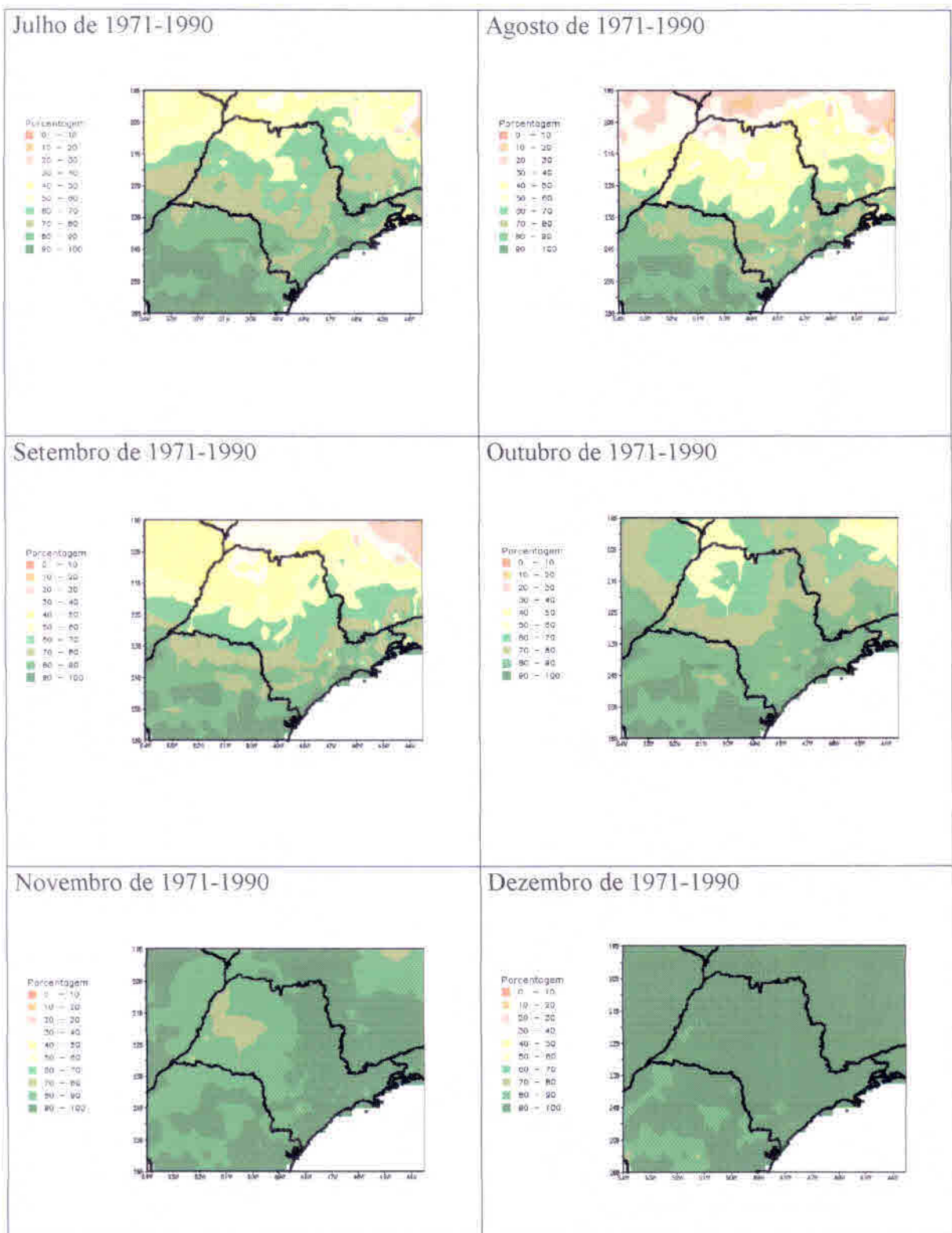


Figura 9: Percentual do armazenamento de água no solo durante os meses de julho a dezembro no período de 1971 a 1990.

A fim de avaliar a umidade do solo em períodos contrastantes, considerou-se a sua variabilidade em anos de El Niño, de La Niña e episódios de ZCAS. Durante o período de 1971 a 1990, os fenômenos mais intensos ocorreram em 1982 e 1983 para El Niño, em 1988 e 1989 para La Niña e 1987 e 1988 para a ZCAS.

O fenômeno El Niño caracteriza-se pelo aquecimento anômalo das águas superficiais do Pacífico Equatorial Oriental. Este fenômeno provoca mudanças na circulação atmosférica e na precipitação em escala regional e global e, conseqüentemente, altera as condições meteorológicas e climáticas.

Conforme salientou Rossato (2001), os principais efeitos do fenômeno El Niño no Sudeste do Brasil são as precipitações abundantes, principalmente durante a primavera, decorrentes do aumento das temperaturas médias. Chuvas intensas podem ocorrer de maio a julho, como as que ocorreram no ano de 1983. O episódio El Niño teve início em abril de 1982 e se estendeu até julho do próximo ano.

O fenômeno La Niña, conhecido também como o episódio frio do Oceano Pacífico, caracteriza-se pelo resfriamento anômalo das águas superficiais no Oceano Pacífico Equatorial Central e Oriental. Durante os episódios de La Niña foram observadas temperaturas mais baixas que a média climatológica na Região Sudeste, resultando assim na diminuição da precipitação nos meses de junho a fevereiro.

Conforme discutido no item II.5.2, a ZCAS ocorre durante o verão na América do Sul, com episódios de estiagem prolongada e enchentes, sendo a região do Estado de São Paulo uma das mais afetadas.

Como a precipitação é um fator integrante da umidade do solo, avaliou-se também o armazenamento de água no solo em anos de El Niño, de La Niña e episódios da ZCAS. Assim sendo, foram geradas anomalias do percentual de armazenamento de água no solo durante os anos dos episódios.

O percentual de armazenamento de água no solo foi avaliado durante o episódio úmido influenciado pelo El Niño durante os anos de 1982/83, conforme ilustram as Figuras 10 a 13.

Observando o período de atuação do episódio El Niño (abril 82 a junho 83), nota-se que nos meses de junho a agosto de 1982 o percentual de armazenamento de água no solo apresentou anomalias positivas. As anomalias variaram entre 0 e 40% em grande parte do Estado de São Paulo no mês de junho. No mês de agosto os percentuais variaram entre 20% e 60% na região. De dezembro de 1982 a março de 1983, as anomalias foram positivas, com índices de até 10%. A partir do mês de abril até junho de 1983 os percentuais aumentaram, atingindo anomalias de até 60% acima da média climatológica.

Estes resultados mostram que devido à atuação do episódio El Niño, o Estado de São Paulo apresentou um inverno bem úmido, com anomalias positivas do percentual de armazenamento de água no solo em relação à média climatológica do período de 1971-1990.

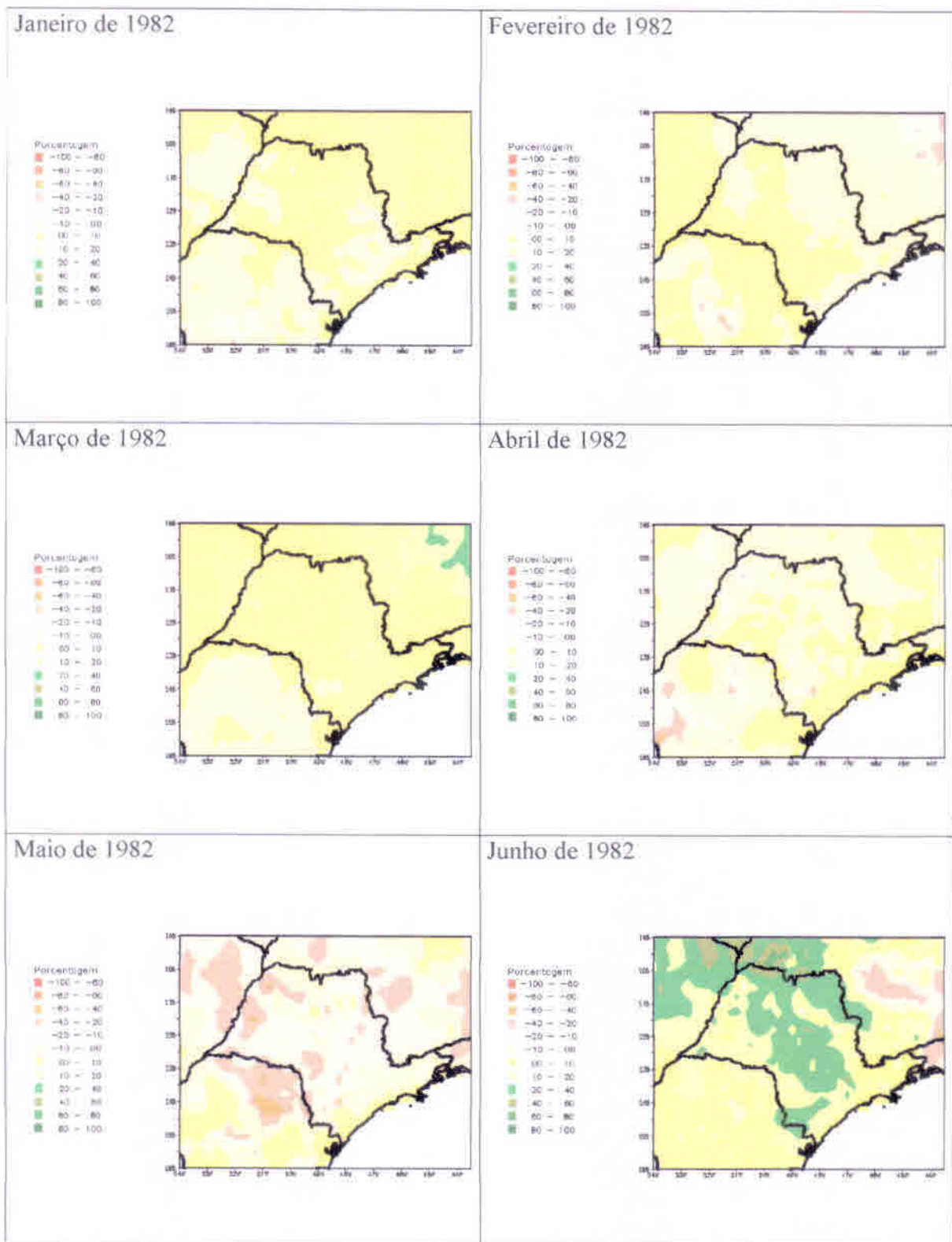


Figura 10: Anomalias do percentual do armazenamento de água no solo nos meses de janeiro a junho de 1982.

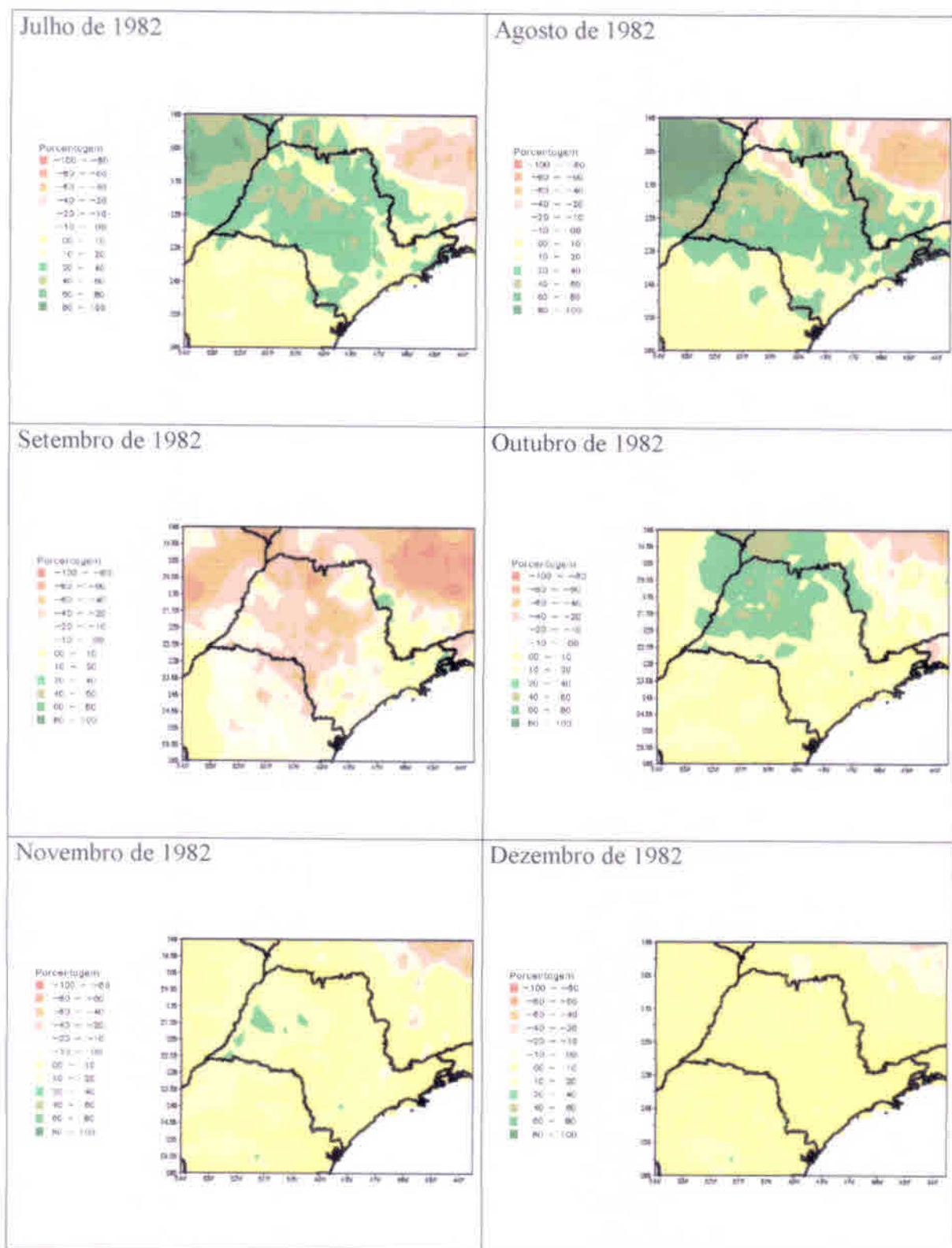


Figura 11: Anomalias do percentual do armazenamento de água no solo nos meses de julho a dezembro de 1982.

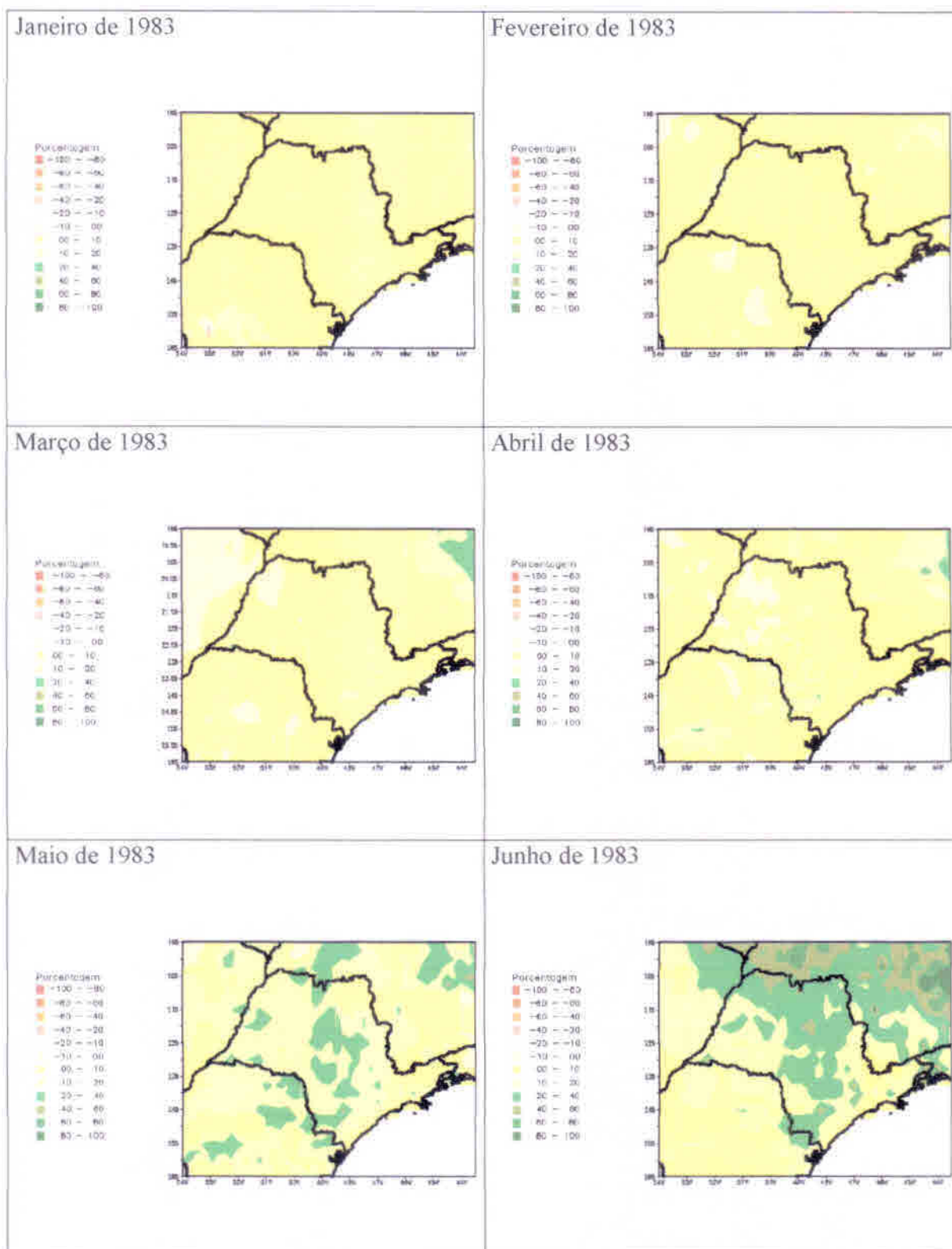


Figura 12: Anomalias do percentual do armazenamento de água no solo nos meses de janeiro a junho de 1983.

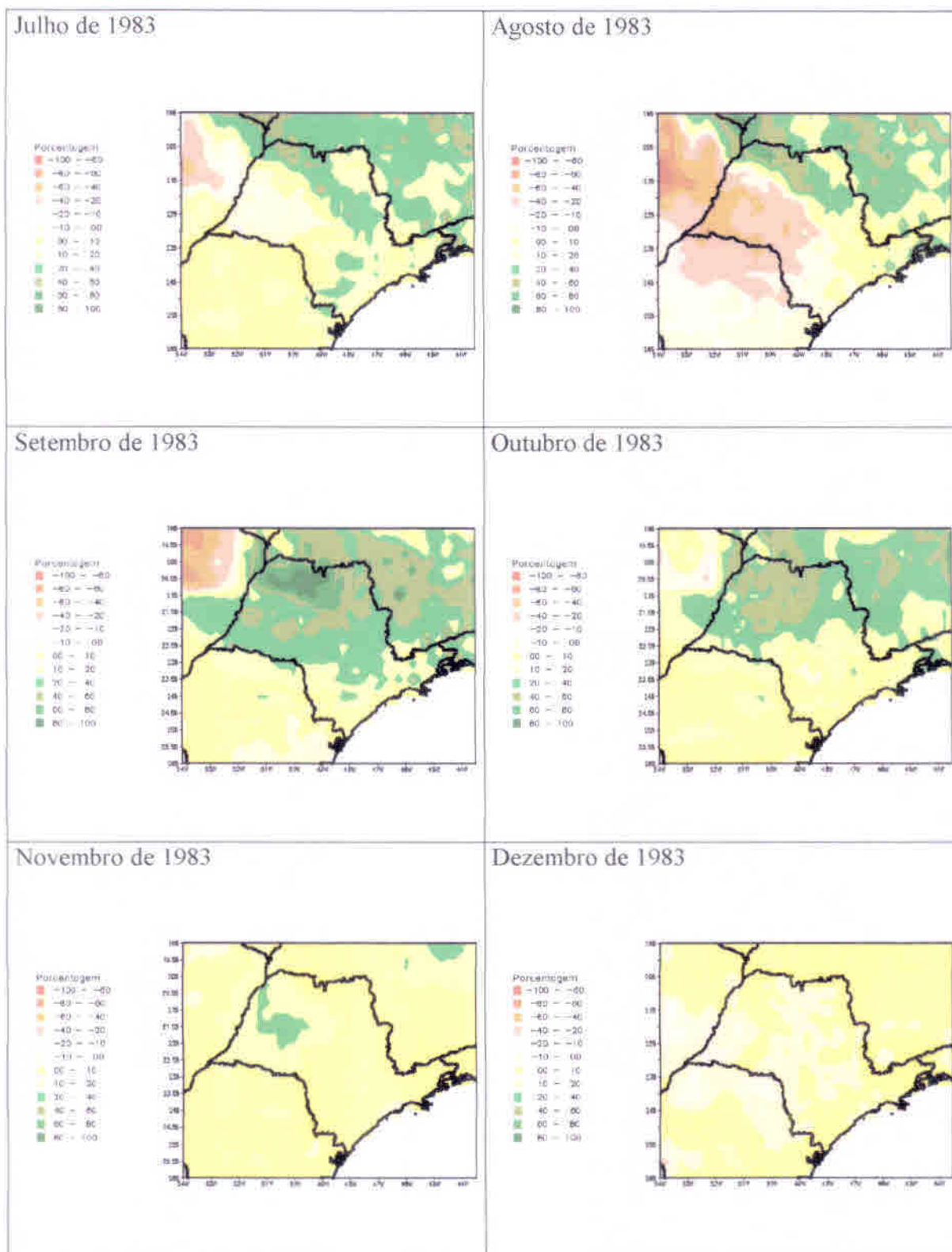


Figura 13: Anomalias do percentual do armazenamento de água no solo nos meses de julho a dezembro de 1983.

As Figuras 14-19 ilustram as anomalias do percentual de água no solo geradas para a análise da umidade do solo em episódios influenciados pela ZCAS e pelo fenômeno La Niña durante os anos de 1987 a 1989.

Observando-se a figura com os dados do mês de novembro de 1987, nota-se que as anomalias do percentual de água no solo foram positivas na parte oeste do Estado, com percentagem variando de 0% a 20%. No mês de dezembro a ZCAS posicionou-se mais ao norte de seu deslocamento máximo; portanto, não influenciou a região do Estado de São Paulo, apresentando anomalias negativas do percentual do armazenamento de água no solo. O mês de janeiro de 1988 apresentou anomalias negativas nas regiões centro-oeste e noroeste, enquanto no sudeste as anomalias foram positivas. Em fevereiro de 1988 a ZCAS posicionou-se mais ao Sul, resultando em anomalias positivas do percentual de água no solo em quase todo o Estado. Segundo o Climanálise (1988), a ZCAS não esteve bem definida durante a maior parte do mês de março de 1988, ocasionado precipitações acima do normal e, conseqüentemente, anomalias positivas apenas na parte oeste do Estado, e anomalias negativas, que variou de 0% a -10% nas regiões central e leste.

A partir do mês de abril a junho de 1988, período em que se inicia o episódio La Niña, observa-se que as anomalias foram positivas, atingindo índices de até 40% acima da média climatológica em grande parte do Estado de São Paulo. A partir do mês de julho houve uma diminuição no armazenamento de água no solo, cujos percentuais variaram de 0 a -60%, principalmente nas regiões norte e oeste do Estado. A situação agravou-se mais nos meses seguintes, com percentuais de até -100% no mês de setembro. O mês de dezembro, que comumente apresenta anomalias positivas, no ano de 1988 apresentou anomalias do percentual de armazenamento de água variando entre 0 e -40%. As anomalias voltaram a ter valores positivos, de 0 a 10%, a partir do mês de janeiro até março de 1989. Logo, pode-se observar que devido ao episódio La Niña o percentual de água no solo foi abaixo da média climatológica.

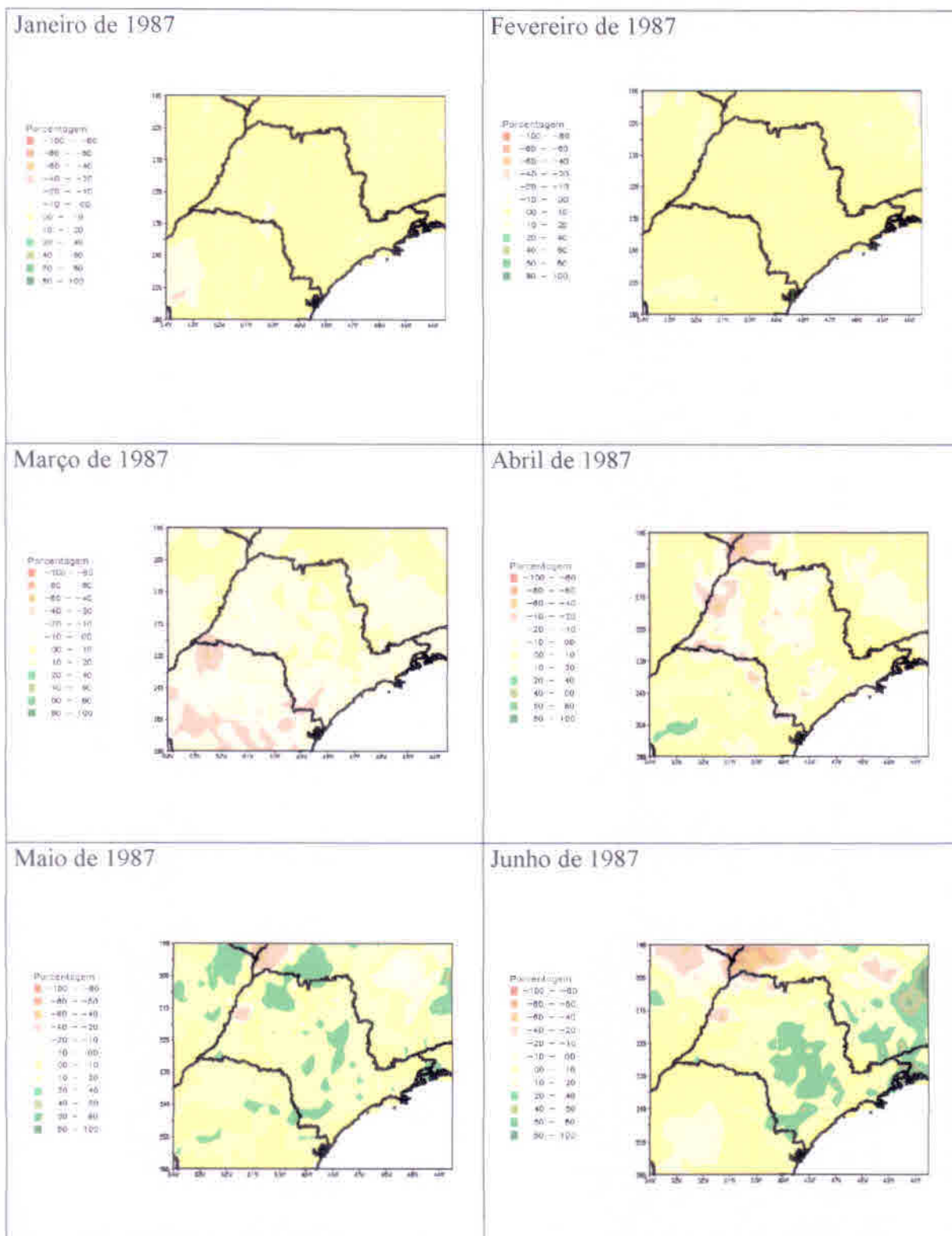


Figura 14: Anomalias do percentual do armazenamento de água no solo nos meses de janeiro a junho de 1987.

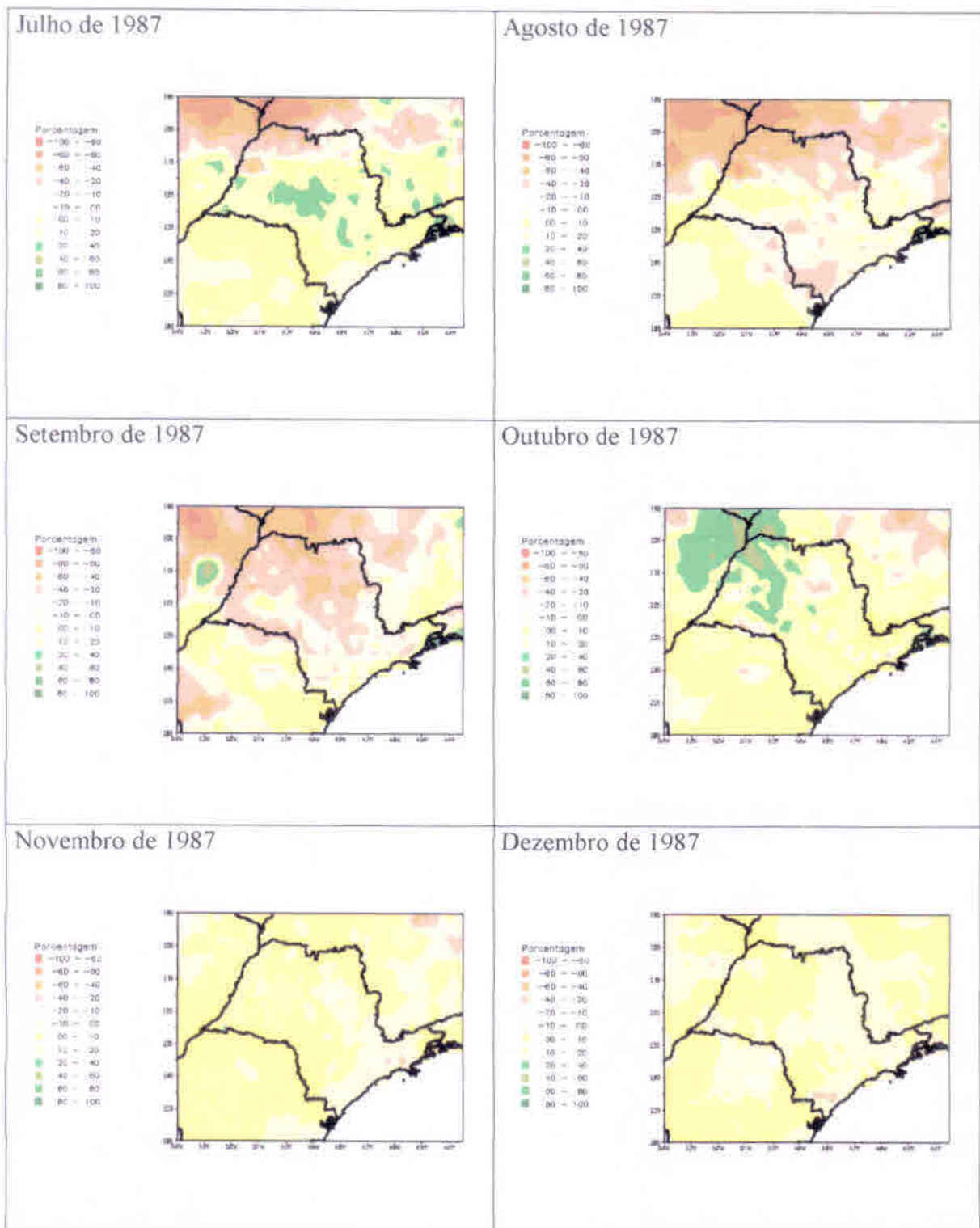


Figura 15: Anomalias do percentual do armazenamento de água no solo nos meses de julho a dezembro de 1987.

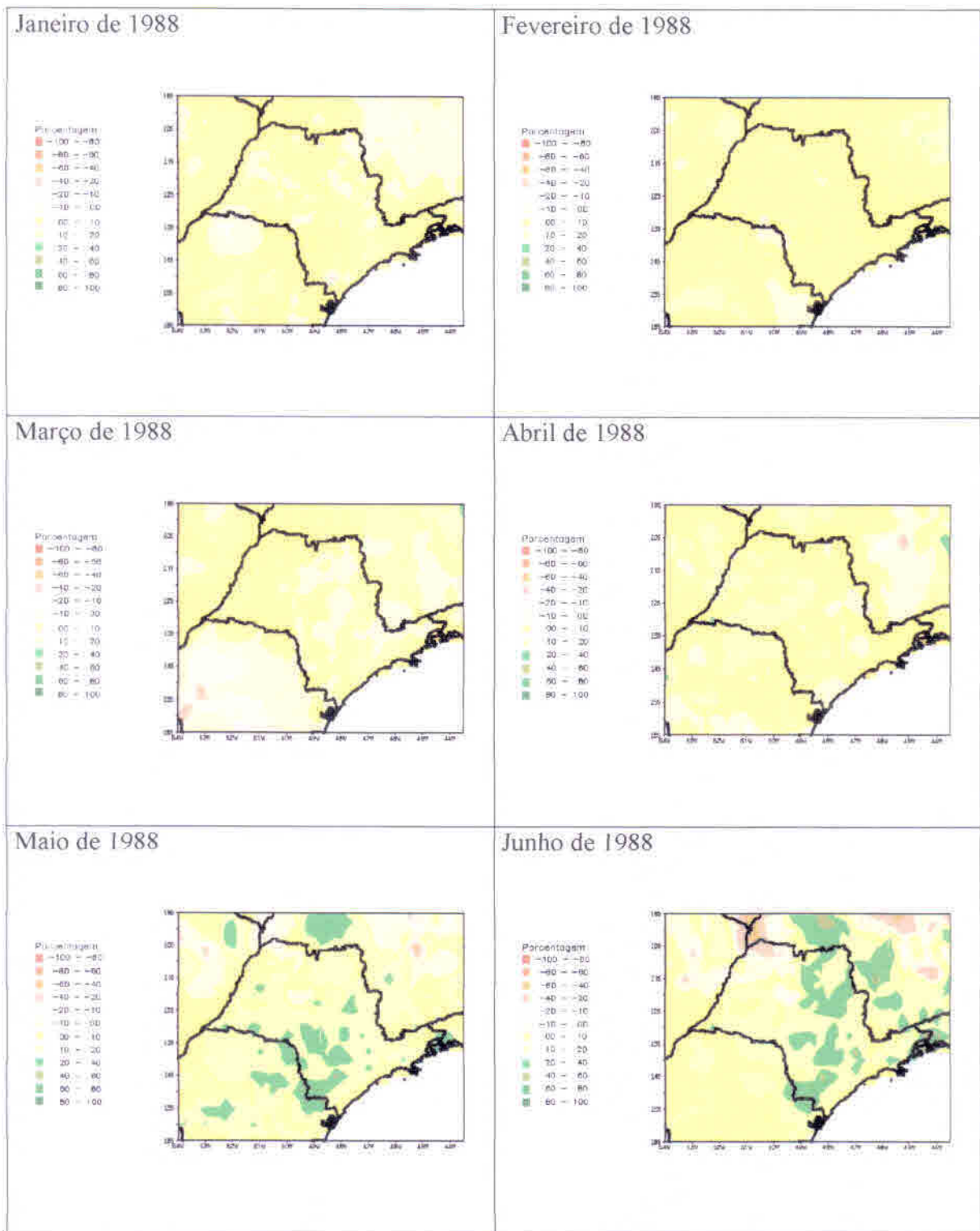


Figura 16: Anomalia do percentual do armazenamento de água no solo nos meses de janeiro a junho de 1988.

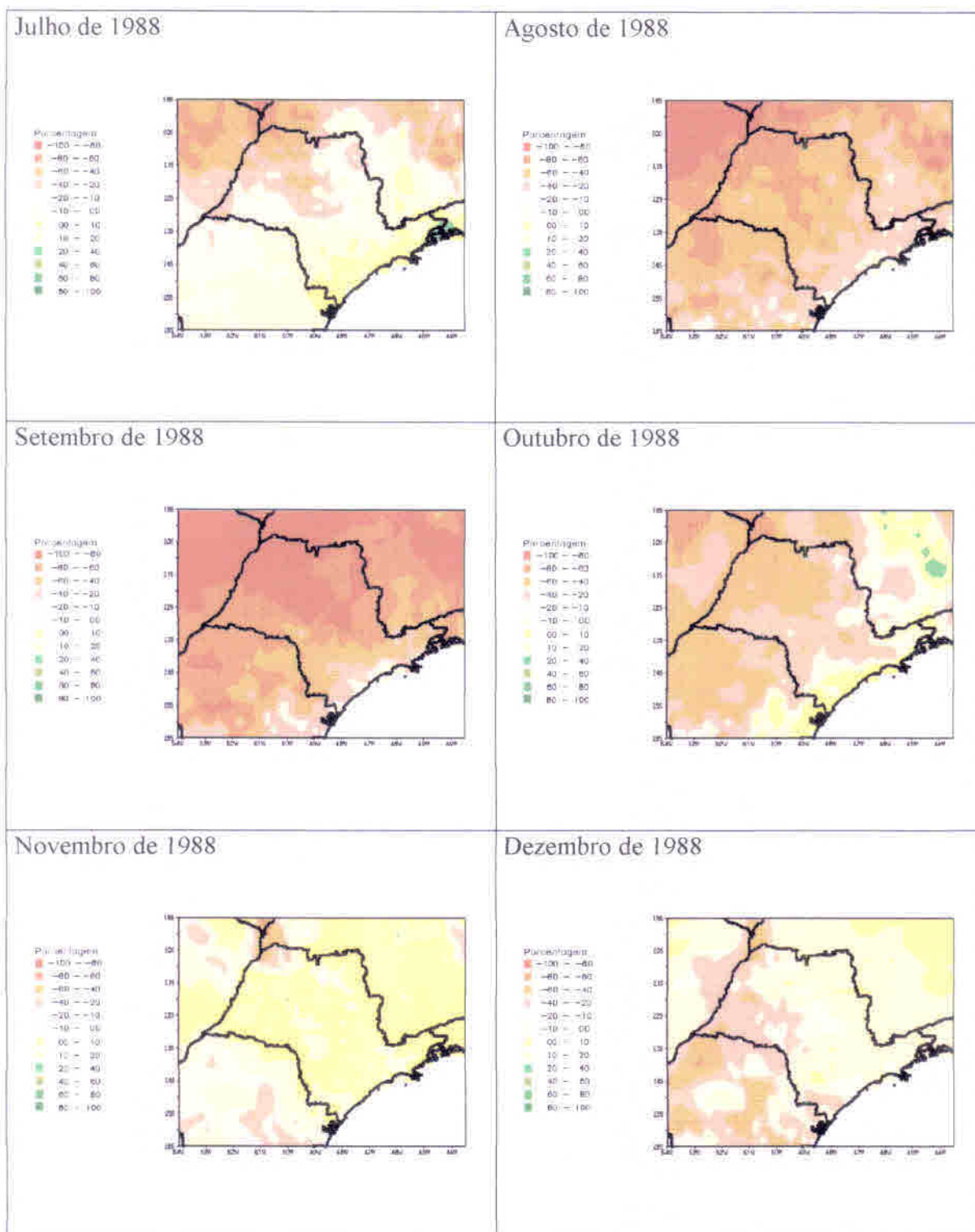


Figura 17: Anomalias do percentual do armazenamento de água no solo nos meses de julho a dezembro de 1988.

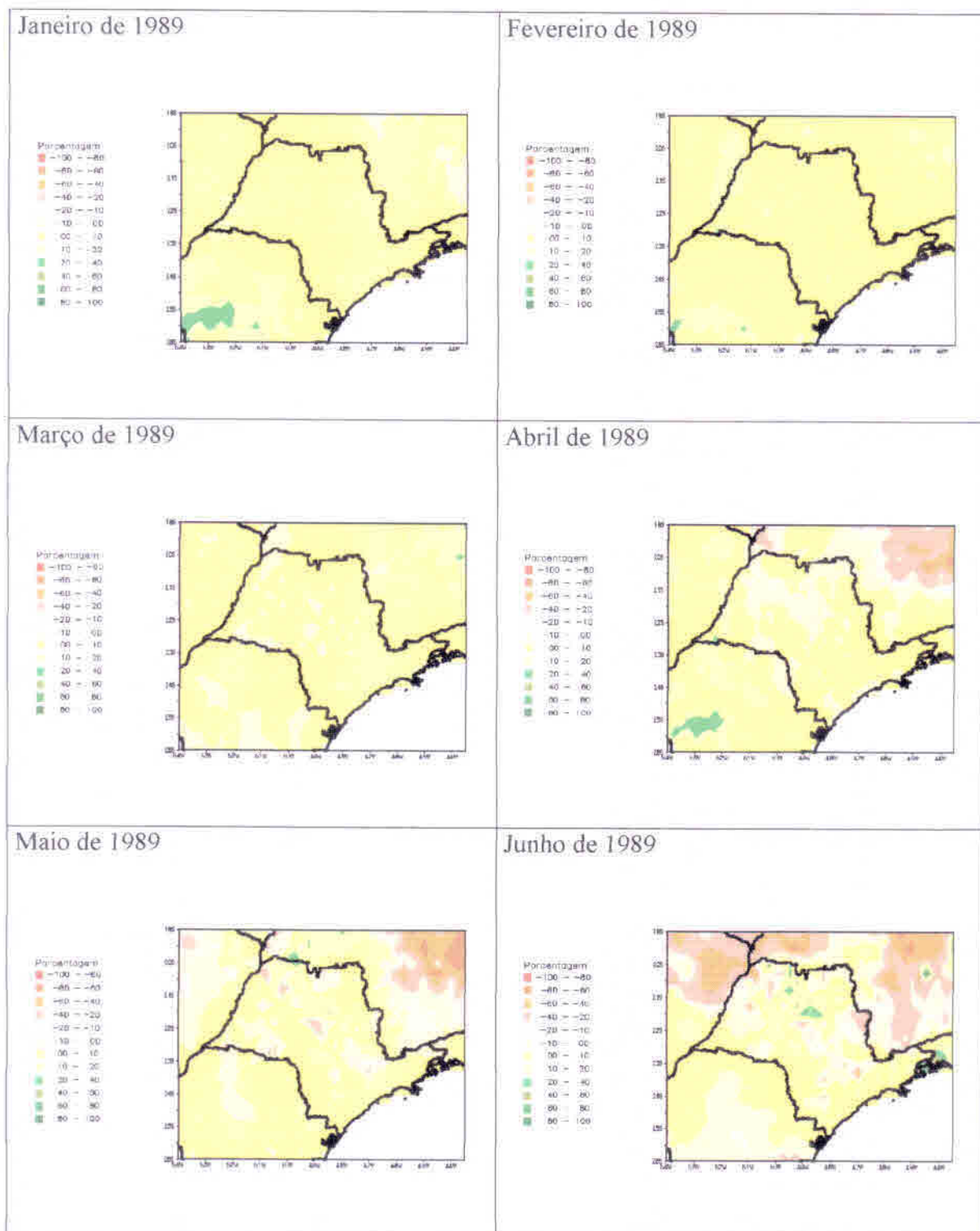


Figura 18: Anomalias do percentual do armazenamento de água no solo nos meses de janeiro a junho de 1989.

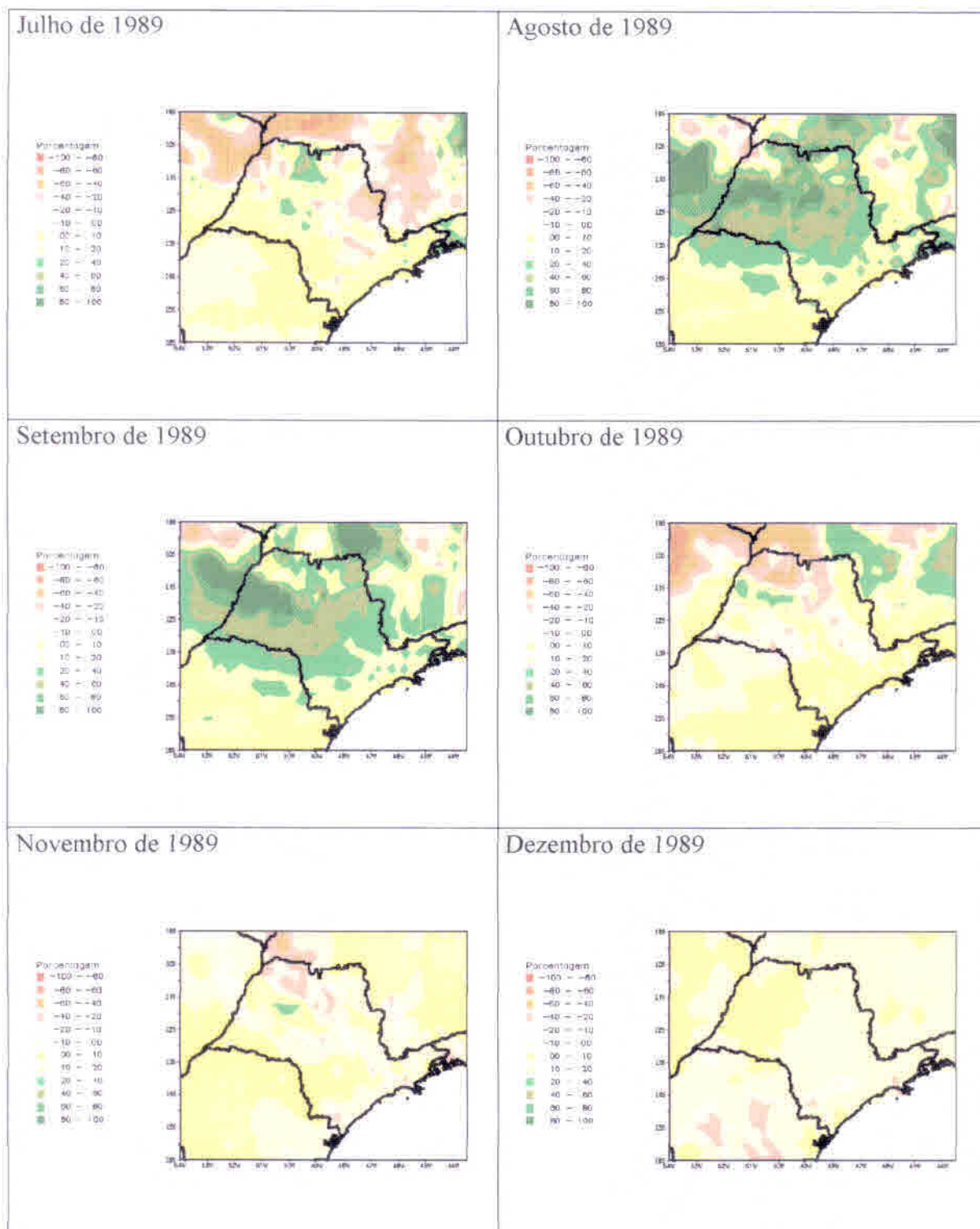


Figura 19: Anomalias do percentual do armazenamento de água no solo nos meses de julho a dezembro de 1989.

V – CONCLUSÕES E TRABALHOS FUTUROS

A finalidade deste trabalho consistiu em elaborar um melhor detalhamento do levantamento de reconhecimento de solos para o Estado de São Paulo e também um balanço hídrico para a região, visando conhecer a umidade do solo em períodos distintos. Para este propósito, utilizaram-se informações pedológicas e dados meteorológicos observados no período de 1970-1990.

As informações pedológicas foram extraídas de levantamentos de reconhecimento dos solos obtidos pelo Projeto RADAMBRASIL e aqueles realizados pela EMBRAPA e IAC. Estas incluem dados das propriedades básicas dos solos, tais como a composição granulométrica, o conteúdo de carbono e nitrogênio, matéria orgânica e outros, os quais foram utilizados para a obtenção da capacidade de água disponível no solo.

Neste trabalho foram acrescentados 100 novos perfis com dados de solos observados no Estado de São Paulo, o que totalizou 250 perfis em todo o Estado.

Quanto às informações meteorológicas, utilizaram-se dados de precipitação pluviométrica e dados de variáveis climáticas para a estimativa de evapotranspiração potencial.

Portanto, a partir da interpolação dos dados meteorológicos e pedológicos, a qual foi feita utilizando-se o método Krigging, obteve-se o armazenamento de água em função da capacidade de água disponível no solo no período de 1971 a 1990. Através da análise do percentual do armazenamento de água no solo no período considerado pode-se concluir que a região do Estado de São Paulo possui duas estações bem definidas: seca e úmida. A estação seca, segundo os resultados obtidos, compreende os meses de junho a setembro, sendo que nesse período o percentual de água no solo atinge índices bem baixos. O período mais úmido por sua vez, vai dos meses de dezembro a março, meses em que o percentual atinge valores bastante altos.

O percentual de armazenamento de água no solo também foi avaliado durante a ocorrência dos episódios El Niño (1982/83), ZCAS (1987/88) e La Niña (1988/88). Para isso foram geradas anomalias do percentual de água no solo em relação à média climatológica de 1971-1990. A partir dos resultados, observou-se que devido ao aumento das precipitações decorrentes da atuação das ZCAS e do El Niño nos meses de verão e inverno no Estado de São Paulo, houve um aumento da umidade do solo em relação à média climatológica. E, durante o episódio La Niña ocorreu um déficit no armazenamento de água no solo.

Finalmente, conclui-se através do balanço hídrico que o Estado de São Paulo apresenta duas estações bem definidas: seca e úmida.

Assim sendo, para trabalhos futuros sugere-se a melhoria da precisão dos resultados obtidos, utilizando-se um maior nível de detalhamento da distribuição espacial dos solos, principalmente a inclusão de dados de solos das partes norte e oeste do Estado de São Paulo.

7.0 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Arya, S. P. Introduction to micrometeorology. New York: Academic Press, 1988. 307p.
- Bergamaschi, H.; Berlato, M. A.; Matzenauer, R.; Fontana, D. C.; Cunha, G. R.; Santos, M. L. V.; Farias, J. R. B.; Barni, N. A. Agrometeorologia aplicada à irrigação. Rio Grande do Sul: Editora da Universidade, 1992. 125p.
- Enciclopédia Britânica. Chicago, Illinois. US. William Benton, São Paulo, v.13, 1998.
- Carvalho, A. M. G. Conexões entre a circulação em altitude e a convecção sobre a América do Sul. Dissertação de Mestrado em Meteorologia - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, INPE, out. 1989 (INPE-4923-TDL/383).
- Cassel, D.K., and D.R. Nielsen. 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.
- Climanálise. Boletim de monitoramento e análise climática, v.3, n.4, maio 1988.
- Costa, M.H. Engenharia na Agricultura – Série Caderno Didático. Viçosa. 20p., 1994.
- 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.

- Gonçalves, M. C.P.B. Características hidrodinâmicas dos solos: sua determinação e funções de pedo-transferência. Lisboa, Portugal. 193p. Tese de Doutorado. Universidade Técnica de Lisboa, Instituto Superior de Agronomia, 1994.
- Lockwood, J. G. World Climatic Systems. Baltimore, Edward Arnold, 1985. 292p.
- Monteith, J. L. Principles of environmental physics. London: Edward Arnold, 1973. 241p.
- Monteith, J. L. Evaporation and surface temperature. Quartely Journal of the Royal Meteorological Society, v. 87, p. 159-170, 1981.
- Mora, F. S. Meteorologia Agrícola. São Paulo, SP: Biblioteca Rural / Livraria Nobel S/A, 1979. 376p.
- Penman, H. L. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proc. R. Soc. London, v. 193, n. A, p.120-146, 1948.
- Penman, H. L. Evaporation: an introductory survey. Neth. J. Agric. Sci., v.4, p.9-29, 1956.
- Pereira, A. R.; Nova, N. A. V.; Sedyama, G. C. Evapo(transpi)ração. Piracicaba: FEALQ, 1997. 183p.
- RADAMBRASIL. Levantamento de Recursos Naturais. Rio de Janeiro, IBGE, v. 1-34, 1976-1984.
- Reichardt, K. Processos de Transferência no Sistema Solo-Planta-Atmosfera. Campinas: Fundação Cargill, 1985. 445p.
- Rossato, L. Estimativa da capacidade de armazenamento de água no solo do Brasil. São José dos Campos, Brasil. Dissertação de Mestrado. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2001.

- Rossato, L.; Alvalá, R. C. S.; Tomasella, J. Distribuição geográfica da capacidade de armazenamento de água e das propriedades físicas do solo no Brasil. In: X Congresso Brasileiro de Meteorologia/VIII Congresso da FLISMET, Brasília (DF), Artigo HL98009 (Hidrometeorologia), CD-ROM, 1998.
- Sestini, M. F.; Alvalá, R. C. S.; Mello, E. M. K.; Valeriano, D.M.; Chan, C.S.; Nobre, C.A.; Paiva, J.A.C.; Reimer, E.S. Elaboração de Mapas de Vegetação para Utilização em Modelos Meteorológicos e Hidrológicos. São José dos Campos, Brasil. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2002.
- Silva Dias, P.L. As anomalias globais observadas em fevereiro e a previsão de média e longo prazo. *Climanálise*, 1(2): 32-33, Fev. 1991.
- Silva, M. A. V.; Reis, A. C. S. *Meteorologia*. Recife, 1990. 454p.
- Smith, M. Report on the expert consultation on revision of FAO guidelines for prediction of crop water requirements. Rome, Italy: Food and Agriculture Organization, 1991. 45p.
- Thornthwaite, C. W. The moisture factor in climate. *Am. Geophys. Union Trans.*, 27:41-48, 1946.
- Thornthwaite, C. W.; Mather, J. R. The water balance. Publication in climatology. New Jersey: Drexel Institute of Technology, 1955. 104 p.
- Tomasella, J., Hödnert, M. e Rossato, L., 1999. Pedotransfer Functions for the Estimation of Soil Water Retention in Brazilian Soils. *Soil Sci.*, In Press.
- Tucci, C. E. M. *Hidrologia: Ciência e Aplicação*. Porto Alegre, Editora da Universidade: Edusp, 1993. 943p.

Van Genuchten, M. T. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Sci. Society American Journal, v.44, p.892-898, 1980.

Vianello, R. L.; Alves, A. R. Meteorologia Básica e Aplicações. Viçosa, UFV, Imprensa Universitária, 1991. 449p.

AGRADECIMENTOS

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico pela concessão da bolsa do programa PIBIC/INPE.