

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro

**IMPACTO DO BALANÇO HÍDRICO EM DIFERENTES TIPOS DE SOLOS:
COMPARAÇÃO ENTRE DADOS DE RADAR-PLUVIÔMETRO E ANÁLISE DE
TENDÊNCIA DA CHUVA MÉDIA EM ÁREA AGRÍCOLA**

ZILDENE PEDROSA DE OLIVEIRA EMÍDIO

Orientador: Prof. Dr. Paulo Milton Barbosa Landim
Co-Orientador: Prof. Dr. Roberto Vicente Calheiros

Tese de Doutorado elaborada junto
ao Programa de Pós-Graduação em
Geociências Área de Concentração
em Geociências e Meio Ambiente,
para obtenção do título de Doutor
em Geociências.

Rio Claro (SP)
2008

551 Emídio, Zildene Pedrosa de Oliveira
E53i Impacto do balanço hídrico em diferentes tipos de solo:
comparação entre dados de radar-pluviômetro e análise de
tendência da chuva média em área agrícola / Zildene Pedrosa
de Oliveira Emídio . – Rio Claro : [s.n.], 2008
147 f. : il., tabs., figs., gráfs.

Tese (doutorado) – Universidade Estadual Paulista,
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Paulo Milton Barbosa Landim
Co-orientador: Roberto Vicente Calheiros

1. Geofísica. 2. Radar meteorológico. 3. Meteorologia. I.
Título.

Ficha Catalográfica elaborada pela STATI – Biblioteca da UNESP
Campus de Rio Claro/SP

COMISSÃO EXAMINADORA

Impacto do balanço hídrico em diferentes tipos de solos: comparação entre dados de radar-pluviômetro e análise de tendência da chuva média em área agrícola

Zildene Pedrosa de Oliveira Emídio

Prof. Dr. Paulo Milton Barbosa Landim
(DGA, IGCE_UNESP/Rio Claro)
-orientador-

Prof. Dr. Orivaldo Brunini
(CIIAGRO/IAC/Campinas)

Prof. Dr. Klaus Reichardt
(CENA/USP/Piracicaba)

Prof. Dr. José Silvio Golvone
(UNESP/Rio Claro)


Prof. Dr. Chang Hung Kiang
(UNESP/Rio Claro)

Zildene Pedrosa de Oliveira Emídio
- Aluna -

Rio Claro, 08 de fevereiro de 2008

Resultado: APROVADA no Programa de Pós Graduação em Geociência – Área de Concentração em Geociências e Meio Ambiente. Nível Doutorado.


DEDICATÓRIA



Ao meu esposo Natanael Júnior e as minhas filhas Camile e Natália, pelo especial e constante apoio nesta longa fase. A vocês, todo meu amor.

A minha “mãezinha” Maria Vieira (In Memoriam) que queria uma filha médica, mas que teve, de fato, uma filha Doutora.

A minha afilhadinha, Maria Valentina, que foi para o céu como anjo, mas que deixou uma lição de luta e de amor.



A G R A D E C I M E N T O S

Aos Professores Dr. Paulo Milton Barbosa Landim e Dr. Roberto Vicente Calheiros, pelas orientações, ensinamentos, compreensão, paciência, amizade e exemplos de respeitáveis desempenhos científicos;

Ao Prof. Dr. Luis Roberto Trovati, grande colaborador, pela valiosa contribuição e atenção;

A Unesp e ao IPMet, pelo apoio e assistência os recursos materiais e computacionais;

Ao IGCE da Unesp de Rio Claro e a todos os professores e colegas da pós-graduação em Geociências e Meio Ambiente, com quem tive o prazer de conviver durante o curso;

Ao CIAGRO/IAC em nome do Prof. Dr. Orivaldo Brunini e do técnico Alan Gomes, e ao DAEE pela colaboração e disponibilidade dos dados meteorológicos;

Ao Dr. Maurício de Agostinho Antônio, Dr. Vilmar Antônio Rodrigues, Fís. Filipe Camargo Dalmatti A. Lima, Dr. Hélio Prado, Dr. Antônio Pereira, Eng. Wilson A. Zadra, Eng. Agrônomo Erseni João e a Bibliotecária Maith Martins de Oliveira, pelas colaborações em itens importantes deste trabalho;

A todos os funcionários do IPMet, em especial ao meu amigo Hermes Augusto de Godoy França pela relevante contribuição nos dados do radar e figuras, Tadashi Makida, Marlene Sueli Viani, Sandra Sanches, José Bezerra, Matheus Teixeira, Paulo Borges e aos colegas da operação (Setor de Meteorologia) por toda a atenção, amizade e colaboração;

A Carlos Burigo (Unesp/Rio Claro), Analista Vanderlei Galhardi (Unesp/Botucatu), e a todos aqueles que de forma direta ou indireta contribuíram para elaboração deste trabalho;

A minha querida família: meu esposo e minhas filhas, meu pai (*In Memoriam*), minha mãe, meus irmãos e irmãs, e a todos os amigos que torceram e que me deram força nos momentos necessários, dos quais não preciso citar os nomes, pois os tenho guardados no coração;

Enfim, a Deus e a Nossa Mãe Maria, em toda a sua bondade e sua plenitude.

Uma lenda Nordestina

Dizem que Jesus Cristo passava por uma estrada em um dia de sol muito forte e que por isso ele morria de fome e de sede. No meio da estrada, ele avistou um canavial e resolveu sentar-se numa sombra entre as folhas, refrescando-se do calor, descansando, chupando os gomos da cana e matando sua fome. Ao sair, abençoou as canas, prometendo que delas o homem tiraria um alimento bom e doce.

No outro dia, na mesma hora, o diabo saiu do fogo do inferno, com os chifres e o rabo queimados. Galopando pela estrada, foi dar no mesmo canavial. Mas, desta vez, as canas soltaram pêlos e o caldo estava azedo, queimando-lhe a garganta. O diabo, furioso, prometeu que da cana o homem tiraria uma bebida tão ardente como as caldeiras do inferno.

É por isso que da cana se tira o açúcar, bênção de Jesus Cristo, e a cachaça, maldição do diabo.



... “ Bom mesmo é ir à luta com determinação, abraçar a vida e viver com paixão, perder com classe e vencer com ousadia, porque o mundo pertence a quem se atreve e a vida é para ser insignificante.”

Charles Chaplin



“...a vontade de dizer tudo isso prá você, já virou mais uma página, palavras são como os boêmios, gostam de sair à noite.. à noite..

Maria
Jota Quest



RESUMO

Impacto do balanço hídrico em diferentes tipos de solo: comparação entre dados de radar-pluviômetro e análise de tendência da chuva média em área agrícola

A presente pesquisa foi realizada com a finalidade de comparar e avaliar o desempenho de um balanço hídrico, denominado balanço hídrico distribuído – BHD devido a sua alta resolução espacial. Com base nos mapas pedológicos das áreas das quadriculas de Assis e Piracicaba, o BHD foi executado em 19 períodos decendiais, entre 21/outubro/2004 a 29/abril/2005, objetivando determinar o percentual de água disponível no solo (AD%) a cada 1 km². Como dado de entrada na equação do BHD, a chuva média nas áreas citadas foi quantificada de duas formas: pelos pluviômetros, através do método dos polígonos de Thiessen e pelo radar meteorológico, obtida através da relação Z-R específica, sendo Z fator de refletividade do radar e R a taxa de precipitação. Os dados de radar foram obtidos por meio de imagens do produto CAPPI (*Constant Altitude Plan-Position Indicator*) num raio de 240 km, com altura de 3,5 km, a cada 7,5 ou 15 minutos, amostradas pelo radar meteorológico Doppler, banda S, localizado em Bauru/SP e operado no IPMet/UNESP e foram processados permitindo que as chuvas fossem integradas em períodos decendiais sobre pixels do radar, com resolução de 1 km x 1 km. Para a avaliação do comportamento espacial da chuva medida com o radar, utilizou-se a técnica de análise de superfície de tendência (*Trend Surface Analysis*) com regressão polinomial de primeiro grau em um modelo de grade de 51 X 51, elaborado pelo programa SURFER[®], v. 7, objetivando o mapeamento e a identificação dos resíduos positivos (excesso de chuva) e negativos (falta de chuva) nas áreas de Piracicaba e Assis. Os resultados do BHD executados com os dados do pluviômetro e radar, mostraram diferença do campo de distribuição de água disponível nas áreas de Assis e Piracicaba. Um padrão mais homogêneo na distribuição da AD é percebido no BHD pelos pluviômetros, enquanto no BHD pelo radar, os resultados mostram um campo mais heterogêneo na distribuição de chuva, com indicativos das regiões com déficit ou excesso de água, obtidos através da variabilidade espacial da chuva acumulada pixel a pixel e pela capacidade de armazenamento de água para os diferentes tipos de solo. O BHD com radar apresenta-se como uma ferramenta de alto potencial para agricultura e áreas afins.

Palavras chaves: balanço hídrico, radar meteorológico, pluviômetro, análise de tendência

ABSTRACT

Impact of water balance on different soil types: comparison between radar and rain gage data and trend analyses in agricultural areas

The present research was carried out with the aim of assessing and comparing the performance of an specific water balance process, denominated Distributed Water Balance (acronym in Portuguese: BHD) due to its high spatial resolution. Based on pedological maps of unitary cell areas from Assis/SP and Piracicaba/SP regions, the BHD was computed for 19 dekadal periods between 21 October 2004 and 29 April 2005, to determine the percentage of soil water availability (designated AD%) for each 1 km² cell. The mean areal rainfall for both Assis and Piracicaba, used as input to the BHD equation, was quantified in this different ways, e.g., based on rain gage through Thiessen polygon method and weather radar through an appropriate Z (radar reflectivity) to R (rainfall intensity) conversion relationship. Radar data were from the CAPPI (Constant Altitude Plan Position Indicator) product covering an area of 240 km range, at a 3,5 km (agl) height, generated each 7,5 or 15 minutes from the observations of the Doppler S band weather radar operated by IPMet/ UNESP in Bauru-SP. Data were processed to provide rainfall accumulations over dekadal periods for radar pixels at 1 x 1 km² resolution. To evaluate the spatial behavior of the radar derived rainfall, the Trend Surface Analysis technique was employed with a first degree polynomial regression in a grid model of 51 x 51 dimension, elaborated with the version v.7 of the SURFER® program aiming to map and identify the positive (excess rainfall) and negative (rainfall deficit) residuals in the Assis and Piracicaba regions. BHD effected with rain gage data, and with radar data provided different results for the maps of available water distribution for both regions. In the BHD based in rain gage a more homogenous pattern is perceived in the AD distribution as compared to the BHD computed with radar observations where results show a more heterogeneous rainfall distribution. Those radar based results provide indications of regions with excess or deficit of water, through space variability of rain accumulated pixel by pixel, and by the water storage capacity for the different soil types. Radar based BHD presents it self as a tool with high potential for agriculture and related areas.

Keywords: water balance, weather radar, rain gage, trend analysis

LISTA DE FIGURAS

	Página
Figura 1 - Pluviômetro Ville de Paris e Pluviômetro de báscula.....	16
Figura 2 - Espectro eletromagnético.....	19
Figura 3 - Esquema de configuração do sistema IRIS, atualmente utilizado no radar de Bauru banda S, pertencente ao IPMeT/ Unesp.....	23
Figura 4 - Mapa do Estado de São Paulo apresentando as quadrículas que possuem levantamento pedológico semidetalhado.....	43
Figura 5 - Mapa quadrícula da região de Assis/SP, com levantamento pedológico semidetalhado, escala 1:100 000.....	45
Figura 6 - Mapa quadrícula da região de Piracicaba/SP, com levantamento pedológico semidetalhado, escala 1:100 000.....	46
Figura 7 - Representação do radar e das áreas de estudo.....	47
Figura 8 - Hierarquia Sistema Brasileiro de Classificação de Solos.....	49
Figura 9 - Ciclos da cana de açúcar e curvas da precipitação e temperatura.....	53
Figura 10 - Imagem radar de Bauru, localizado no centro do Estado de São Paulo, com os respectivos raios de coberturas: 240 km (CAPPI) e 450 km (PPI).....	55
Figura 11 – Representação da distribuição dos pluviômetros na grade das regiões das quadrículas de Assis (a) e de Piracicaba (b) e localização do radar de Bauru.....	62
Figura 12 - Traçado dos polígonos de Thiessen nas quadrículas de Assis (a) e Piracicaba (b), respectivamente, para determinação das áreas de influências dos pluviômetros...	63
Figura 13 - Distribuição da chuva nas áreas das quadriculas de Assis e Piracicaba.....	66
Figura 14 – Chuva média em área pelo método de Thiessen nas regiões das quadrículas de Assis e Piracicaba.....	68
Figura 15 - Relação do método de Thiessen com MP&J (a), Thiessen com MP (b) e Thiessen com RVC (c), para Assis	73
Figura 16 - Relação do método de Thiessen com MP&J (a), Thiessen com MP (b) e Thiessen com RVC (c) para Piracicaba	74
Figura 17 - Chuva média em área pelo método de Thiessen X relações Z-R, na região de	

Figura 42 - Superfície de tendência - 1º grau (a) e mapa de resíduos (b), Piracicaba, 4º período.....	94
Figura 43 - Superfície de tendência - 1º grau (a) e mapa de resíduos (b), Piracicaba, 5º período.....	94
Figura 44 - Superfície de tendência - 1º grau (a) e mapa de resíduos (b), Piracicaba, 6º período.....	95
Figura 45 - Superfície de tendência - 1º grau (a) e mapa de resíduos (b), Piracicaba, 7º período.....	95
Figura 46 - Superfície de tendência - 1º grau (a) e mapa de resíduos (b), Piracicaba, 8º período.....	96
Figura 47 - Superfície de tendência - 1º grau (a) e mapa de resíduos (b), Piracicaba, 9º período.....	96
Figura 48 - Superfície de tendência - 1º grau (a) e mapa de resíduos (b), Piracicaba, 10º período.....	97
Figura 49 - Superfície de tendência - 1º grau (a) e mapa de resíduos (b), Piracicaba, 11º período.....	97
Figura 50 - Superfície de tendência - 1º grau (a) e mapa de resíduos (b), Piracicaba, 12º período.....	98
Figura 51 - Superfície de tendência - 1º grau (a) e mapa de resíduos (b), Piracicaba, 13º período.....	98
Figura 52 - Superfície de tendência - 1º grau (a) e mapa de resíduos (b), Piracicaba, 14º período.....	99
Figura 53 - Superfície de tendência - 1º grau (a) e mapa de resíduos (b), Piracicaba, 15º período.....	99
Figura 54 - Superfície de tendência - 1º grau (a) e mapa de resíduos (b), Piracicaba, 16º período.....	100
Figura 55 - Superfície de tendência - 1º grau (a) e mapa de resíduos (b), Piracicaba, 17º período.....	100
Figura 56 - Superfície de tendência - 1º grau (a) e mapa de resíduos (b), Piracicaba, 18º período.....	101
Figura 57 - Superfície de tendência - 1º grau (a) e mapa de resíduos (b), Piracicaba,	

19° período.....	101
Figura 58 - Distribuição radicular típica para a cana de açúcar.....	108
Figura 59 - Representação esquemática gráfica para o procedimento de Justaposição da matriz de solo com a grade de pixels do radar.....	109
Figura 60 - Distribuição da água disponível – AD (%) no perfil de solo de 60 cm de profundidade para o Período 1°, através da estimativa do balanço hídrico distribuído (BHD) com dados de chuva acumulada pelo pluviômetro (a) e pelo radar (b) para a quadrícula de Assis; e pelo pluviômetro (c) e pelo radar (d) para a quadrícula de Piracicaba.....	115
Figura 61 - Idem Figura 60, mas para o período 2°.....	116
Figura 62 - Idem Figura 60, mas para o período 3°.....	117
Figura 63 - Idem Figura 60, mas para o período 4°.....	118
Figura 64 - Idem Figura 60, mas para o período 5°.....	119
Figura 65 - Idem Figura 60, mas para o período 6°.....	120
Figura 66 - Idem Figura 60, mas para o período 7°.....	121
Figura 67 - Idem Figura 60, mas para o período 8°.....	122
Figura 68 - Idem Figura 60, mas para o período 9°.....	123
Figura 69 - Idem Figura 60, mas para o período 10°.....	124
Figura 70 - Idem Figura 60, mas para o período 11°.....	125
Figura 71 - Idem Figura 60, mas para o período 12°.....	126
Figura 72 - Idem Figura 60, mas para o período 13°.....	127
Figura 73 - Idem Figura 60, mas para o período 14°.....	128
Figura 74 - Idem Figura 60, mas para o período 15°.....	129
Figura 75 - Idem Figura 60, mas para o período 16°.....	130
Figura 76 - Idem Figura 60, mas para o período 17°.....	131
Figura 77 - Idem Figura 60, mas para o período 18°.....	132
Figura 78 - Idem Figura 60, mas para o período 19°.....	133

LISTA DE TABELAS

	Página
Tabela 1 - Diâmetros das gotas de chuva para diferentes tipos precipitação.....	10
Tabela 2 - Comprimento de onda e frequência dos tipos de radar.....	20
Tabela 3 - Alguns coeficientes Z-R e suas validades para eventos meteorológicos.....	28
Tabela 4 - Classificação do SiBCS 1987 e 1999.....	50
Tabela 5 - Classificação do SiBCS pela EMBRAPA em 1999 e 2005.....	51
Tabela 6 - Discriminação da origem dos dados na pesquisa.....	54
Tabela 7 - Identificação das estações/postos utilizados em cada quadrículas.....	61
Tabela 8 - Totais da chuva acumulada (decênio de 21/10/04 a 29/04/05) nos postos pluviométricos utilizados na quadrícula de Assis.....	64
Tabela 9 - Totais da chuva acumulada (decênio de 21/10/04 a 29/04/05) nos postos pluviométricos utilizados na quadrícula de Piracicaba.....	65
Tabela 10 - Valores das áreas obtidos pelo método de Thiessen para cada posto nas quadrículas de Assis e Piracicaba.....	67
Tabela 11 - Totais de chuva média obtidos pelo método de Thiessen nos 19 períodos decenciais, nas áreas das quadrículas de Assis e Piracicaba.....	68
Tabela 12 - Chuva acumulada (mm/período) por Thiessen e pelas relações Z-R: MP&J (Marshall-Palmer e Jones); MP (Marshall-Palmer) e RVC (Calheiros) nos 19 decênios para Assis e Piracicaba.....	72
Tabela 13 - Análise estatística entre o método de Thiessen e as equações Z-R, para Assis	73
Tabela 14 - Análise estatística entre o método de Thiessen e as relações Z-R, para Piracicaba (b).....	74
Tabela 15 - Valores de K em relação a temperatura T (C°).....	105
Tabela 16 – Valores médios da capacidade de campo (cc) e ponto de murchamento permanente (pmp) para os solos das quadrículas de Piracicaba e Assis.....	107
Tabela 17 - Variáveis utilizadas para a estimativa da evapotranspiração (ET) nos 19 decênios, entre 21/out/2004 a 29/abr/2005, para a região de Assis.....	112

Tabela 18 - Variáveis utilizadas para a estimativa da evapotranspiração (ET) nos 19 decênios, entre 21/out/2004 a 29/abr/2005, para a região de Piracicaba.....	113
Tabela 19 - Limites do armazenamento máximo (A_{max}) e mínimo (A_{min}) para cada tipo de solo encontrados nas regiões de Assis e Piracicaba.....	114

SUMÁRIO

	Página
1 - INTRODUÇÃO.....	01
2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	08
2.1 - Precipitação atmosférica.....	08
2.1.1 - Dimensões das gotas de chuva.....	09
2.1.2 - Classificação da chuva.....	10
2.1.3 - Variabilidade espacial e temporal da chuva	11
2.1.4 - Medidas da chuva.....	13
2.1.5 - Instrumentos medidores da chuva.....	13
2.1.5.1 - Pluviômetros – pluviógrafos.....	14
2.1.5.2 - Radar meteorológico.....	18
2.1.6 - Diferenças entre pluviômetro e radar.....	32
2.2 - Balanço hídrico.....	35
2.2.1 - Componentes do balanço hídrico.....	35
2.2.2 - Aplicação do balanço hídrico.....	41
3 - MATERIAIS E MÉTODOS.....	43
3.1 - Apresentação das áreas de estudo.....	43
3.1.1 - Carta da quadrícula de Assis.....	44
3.1.2 - Carta da quadrícula de Piracicaba.....	44
3.2 - Levantamento e classificação dos solos.....	47
3.3 - Período de estudo.....	52
3.3.1 - Justificativas.....	52
3.4 - Origem dos dados.....	53
3.5 - Radar meteorológico de Bauru.....	54
3.6 - Estimativa do balanço hídrico distribuído.....	57

4 - QUANTIFICAÇÃO DA CHUVA MÉDIA EM ÁREA PELO MÉTODO DE THIESSEN.....	58
4.1 - Chuva média em área.....	58
4.2 - Método dos polígonos de Thiessen.....	59
4.3 - Metodologia utilizada.....	61
4.3.1 - Procedimentos para quantificação da chuva com pluviômetros.....	61
4.3.2 - Procedimentos para quantificação da chuva pelo método de Thiessen.....	63
4.4 - Resultados.....	64
4.4.1 - Chuva acumulada pelos dados de pluviômetros.....	64
4.4.2 - Chuva média em área pelo método de Thiessen.....	67
5 - QUANTIFICAÇÃO DA CHUVA MÉDIA EM ÁREA PELO RADAR METEOROLÓGICO.....	69
5.1 - Metodologia.....	70
5.1.1 - Procedimentos para quantificação da chuva média em área com meteorológico.....	70
5.1.2 - Aplicações das relações Z-R.....	71
5.2 - Resultados.....	71
6 - ANÁLISE DE SUPERFÍCIE DE TENDÊNCIA.....	78
6.1 - Equações Polinomiais.....	79
6.2 - Metodologia utilizada.....	81
6.3 - Resultados.....	82
7 - BALANÇO HÍDRICO DISTRIBUÍDO.....	102
7.1 - Metodologia	103
7.1.1 - Estimativa da evapotranspiração.....	104
7.1.2 - Estimativa do armazenamento de água no solo.....	105

7.1.2.1- Determinação da umidade no solo.....	105
7.1.3 - Levantamento dos tipos de solo das quadriculas de Piracicaba e Assis	108
7.1.4 - Estimativa do escoamento superficial (R) e da drenagem profunda (DP)....	110
7.1.5 - Condições de contorno e considerações finais para a estimativa de BHD...	110
7.2 - Resultados.....	112
8 - CONCLUSÕES.....	134
8.1 - Recomendações.....	137
9 - REFERÊNCIAS.....	138

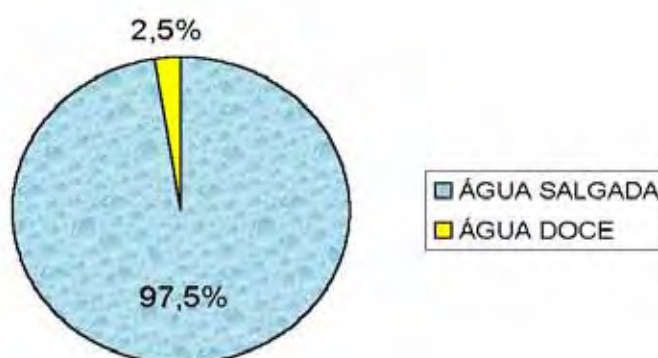
CAPÍTULO I

1 – Introdução

Os impactos antropogênicos sobre o meio ambiente têm causado uma crescente ansiedade na sociedade em todo o mundo. A atmosfera, as terras e os recursos hídricos têm sido degradados. O desenvolvimento urbano e o acelerado crescimento da população humana em todo o mundo, principalmente em grandes regiões metropolitanas e nos países menos desenvolvidos, exercem forte consequência sobre o meio ambiente em geral, e nos recursos naturais, em particular.

A água como recurso natural tem estado presente no planeta por pelo menos três bilhões de anos circulando entre terra, mar e ar, e ocupando uma posição ímpar na evolução de nosso planeta, já que nenhuma outra substância natural pode ser comparada a ela diante da sua influência no curso do mais elementar processo geológico. A maior parte das substâncias da Terra, seja mineral, rocha ou organismo vivo, contém água, considerada como sustentáculo da vida e essencial ao meio ambiente. A água faz parte integral dos ecossistemas, entrelaçada com o solo, ar, flora e fauna.

A água é distribuída de forma irregular em todo o planeta, considerando que o volume total de água na terra é de 1.386 milhões de km³ e desse total 97,5% é de água salgada dos oceanos e 2,5% de água doce, onde somente 0,27 % proveniente dos rios e lagos estão acessíveis ao uso humano e de ecossistemas (SETT *et al.*, 2000).



Apenas seis países¹ – Brasil, Rússia, Canadá, Indonésia, China e Colômbia, representam metade do suprimento renovável total de água doce, ou seja, 40.700 km³. E o Brasil encontra-se em condições privilegiadas quanto ao seu volume de recursos hídricos,

¹ Fonte: Estado do Mundo 2004; pág. 56.

embora mais de 73% da água doce disponível encontre-se na bacia Amazônica que é habitada por menos de 5% da população. O restante, 27%, está disponível para 95% da população.

Nos últimos anos a água doce no mundo, vem sendo tratada como um bem de consumo precioso, pois a ilusão da água doce como bem abundante e ilimitado foi desfeita diante da provável escassez desse recurso natural. Esse quadro é decorrente possivelmente da degradação ambiental e ao do ritmo dos impactos humanos sobre os ecossistemas de água doce, onde as demandas hídricas mundialmente triplicaram se fazendo indispensável em todas as atividades da maioria dos setores que impulsionam o desenvolvimento econômico-social de uma região. Desse modo, sistemas de proteção e gestão dos corpos hídricos da Terra, se fazem cada vez mais necessários, pois promovem o uso racional da água e permitem um reconhecimento da água como um recurso finito e de estimado valor.

Entre as formas de se combater a carência de água destacam-se a redução do consumo, a reutilização e recirculação da água, o controle da poluição, o melhor aproveitamento dos recursos hídricos disponíveis fazendo uso de retenção e transferência de reservas hídricas, o reordenamento agro-florestal, a modificação de produtos industriais. Outras alternativas são a dessalinização da água do mar, a produção artificial de chuva, a utilização de água do gelo polar, a redução da evaporação e evapotranspiração e a modificação do regime de plantio (CASTILHO, 2000).

A água disponível para uso na superfície da terra, da qual a humanidade, a agricultura, a indústria e a economia dependem, constitui apenas uma fração da água total da terra e é renovada pelo ciclo hidrológico. Quando a qualidade da água se degrada ou a quantidade diminui, a saúde das pessoas é afetada e os meios de vida que dependem dela são destruídos. A agricultura consome dois terços da água mundial e é a maior fonte de sustento, especialmente nos países em desenvolvimento, onde uma grande parcela da população depende da agricultura de subsistência.

A agricultura é responsável por cerca de 70% do consumo global de água, a indústria 22% e as cidades e municípios por 8%. A produção agrícola é uma atividade de alta intensidade de uso de água e consome a maior parte de toda a água extraída dos rios, lagos e aquíferos subterrâneos do mundo (estima-se 90% em muitos países em desenvolvimento). Um exemplo dessa utilização é a produção de grãos, que necessita aproximadamente de mil toneladas de água (1000 m^3) no mínimo, para a produção de uma tonelada de grãos (SETTI *et al.*, 2000).

Obviamente essa água utilizada é oriunda da precipitação atmosférica, em forma de chuva e por sistemas de irrigação que complementam parte dessa água precipitada. As

precipitações são a fonte provedora de água doce entre a atmosfera e a superfície terrestre, que abastece diferentemente os reservatórios naturais, uma vez que é a chuva um dos elementos que mais apresenta variabilidade em sua distribuição seja ela, espacial ou temporal.

O estudo da distribuição das precipitações é muito importante, tendo em vista que os padrões e regimes da precipitação determinam o clima, a produtividade e desenvolvimento de uma região, assegurada aos setores econômicos da agricultura, indústria, turismo, comércio, energia, transportes, etc.

Na agricultura, em particular, a água é fator fundamental em todas as fases de uma cultura, pois a falta ou excesso de água no solo, pode influenciar no desenvolvimento e crescimento da cultura comprometendo a produção agrícola. Assim, o controle da água é importante e este é apenas possível com o conhecimento das relações hídricas do solo e da cultura através do uso de técnicas apropriadas.

O balanço hídrico é uma técnica utilizada para contabilizar a entrada ou saída da água no solo, sendo que o processo de ganho de água pelo solo é feito essencialmente pela chuva ou por irrigação. Embora sua estimativa possa ser simples, apresenta diversas dificuldades decorrentes na obtenção de seus parâmetros, pois requer medidas acuradas dos seus componentes (chuva, evapotranspiração, armazenamento de água no solo, run-off, etc.) que estão sujeitas à variabilidade espacial e temporal em seus resultados, especialmente no caso da chuva, e que podem ou não estar atribuídas ao acaso com relação a sua distribuição espacial (TROVATI, 1997).

Dessa forma, o conhecimento das diversos componentes de balanço hídrico surge como questão de interesse para diversas áreas, em especial a agricultura e a hidrologia. Todos os processos componentes do ciclo - precipitação, infiltração, escoamento superficial, evaporação e transpiração, além da ação humana - integram-se em um ciclo dinâmico que se estende por todo o planeta. Para que ele subsista, é necessário que haja suprimento de energia proveniente do Sol.

A precipitação em forma de chuva é normalmente coletada através de pluviômetros ou registrada por pluviógrafos, a sua determinação sobre uma área é normalmente um dos parâmetros mais variáveis e os mecanismos pelos quais a chuva num ponto pode ser convertida em chuva em área tem sido discutidos em diversos estudos, que se utilizam várias metodologias e que levam a diferente resultados.

Pluviômetros são coletores de dados pontuais de chuva, isto é, medem a precipitação que ocorre exatamente sobre o equipamento. O pluviômetro é constituído de uma área de captação ($\geq 100 \text{ cm}^2$) e um reservatório onde a água de chuva é armazenada até o momento

da leitura (PEREIRA *et al.*, 2002). Mesmo quando se considera a representatividade da medida coletada pelo pluviômetro como sendo equivalente a acumulações em áreas de 1 a 5 km² é significativa a grande quantidade de equipamentos que seriam necessários para cobrir somente alguns hectares.

A estimativa da chuva média em área, mesmo para as redes pluviométricas bem projetadas, não depende apenas da densidade da distribuição dos pluviômetros, mas também das características da área e do mecanismo de produção da chuva, principalmente tratando de chuvas convectivas, como as chamadas “chuvas de verão” em regiões de clima tropical e subtropical, como o do Estado de São Paulo.

O uso de técnicas de sensoriamento remoto como o radar meteorológico, possibilita o monitoramento de grandes superfícies e a quantificação da chuva média em área com qualidade suficiente para aplicações em diversos setores da maior importância, especialmente o da previsão do tempo e associado a ele, o agrícola.

O radar meteorológico é um instrumento que emite para atmosfera impulsos de energia eletromagnética muito breves (na ordem dos micro-segundos) em comprimentos de onda localizados na região de microondas, possuindo forte potência. As imagens geradas pelo radar Doppler, banda S, amostram as precipitações num raio de 240 km, executando um ciclo de varreduras de 360⁰, com várias elevações da antena. Normalmente, essa amostragem ocorre em intervalos de 15 minutos, gerando a quantificação da chuva em áreas de 1 km² num plano de altura constante acima da superfície terrestre, chamado CAPPI (*Constant Altitude Plan-Position Indicator*). Para condições de tempo severo, sujeito a chuvas com extrema intensidade (tempestades), o tempo de amostragem é reduzido para cada 7.5 minutos. As vantagens da medida de chuva através do radar meteorológico, resumidamente são:

- 1) as medidas de chuva são obtidas sem descontinuidade horizontal com alta resolução espacial e temporal, além de serem feitas em área ao invés de pontos;
- 2) os dados de chuvas podem ser obtidos em áreas complexas da superfície de difícil acesso para medições convencionas, feitas com pluviômetros.

A evapotranspiração na execução do balanço hídrico é um parâmetro tão importante quanto a chuva, pois refere-se ao consumo de água pela cultura e envolve componentes relacionados ao clima, solo e a cobertura vegetal. Conhecer a perda de água por evaporação e

por transpiração é fundamental na estimativa das necessidades hídricas dos cultivos agrícolas de qualquer região.

Na cultura da cana de açúcar, por exemplo, que é largamente cultivada em algumas regiões do Estado de São Paulo, fazendo parte do pólo da economia sucroalcooleira paulista, o controle da água no solo é feito principalmente pelo balanço hídrico, pois a cultura é dependente das condições climáticas, principalmente da distribuição da chuva, sendo que a falta de água em determinados períodos é crucial para o seu crescimento, desenvolvimento e na estimativa da produtividade da cultura para a previsão de safra.

Descobrir novas tecnologias para quantificar os componentes do balanço hídrico já foi objeto de diversos estudos anteriores, que visam proporcionar ao agricultor em geral, informações mais precisas e realísticas da quantidade de água armazenada no solo e minimizar os gastos com técnicas de irrigação.

Atualmente os métodos convencionais para a execução do balanço de água no solo utilizam parâmetros medidos ou estimados pontualmente. Em geral, esses parâmetros são extrapolados para escala espacial, alguns deles através de relações de média ponderada e outros assumidos hipoteticamente distribuídos de forma linear e homogênea em área. Nesse contexto, a presente pesquisa submete à verificação a proposta de aplicação de uma nova metodologia na execução do balanço hídrico, denominado *Balanço Hídrico Distribuído* (BHD), que leva em conta dois aspectos nos dados de entrada:

- A variabilidade espacial dos solos em cada área de estudo da pesquisa, considerando capacidades de armazenamento de água para cada tipo de solo;
- A média da chuva quantificada em cada área de estudo, amostrada com alta resolução espacial pelo radar meteorológico.

A avaliação do comportamento da variável chuva, como o componente mais preponderante no cálculo do balanço hídrico, resultou na aplicação de técnicas como a Análise de Superfície de Tendência (Trend Surface Analysis) que permite o reconhecimento do comportamento espacial de uma variável, expressando a tendência geral e ressaltando as flutuações locais ou valores anômalos em torno da tendência média, sendo estes, aparentemente não ordenados e impondo-se aos padrões gerados por grandes e sistemáticas mudanças existentes nesta área (MONTEIRO, 2003).

1.1 - Objetivos

O principal objetivo dessa pesquisa é avaliar e comparar o desempenho do Balanço Hídrico Distribuído - BHD, executados no intervalo de 21 de outubro de 2004 a 29 de abril de 2005, em períodos decendiais (19), visando à estimativa do percentual de água disponível no solo nas regiões das quadriculas de Assis e Piracicaba, com alta resolução espacial, ou seja, a cada 1 km², usando a chuva média quantificada nas áreas de estudo pelo radar meteorológico e pela rede pluviométrica.

Com base nos mapas pedológicos ao nível semidetalhado do Estado de São Paulo, correspondentes às quadriculas de Assis e Piracicaba, foi feito o levantamento dos tipos de solo a cada 1 km² e o balanço foi efetuado nos diferentes tipos de solo, considerando as capacidades máximas e mínimas do armazenamento de água no solo com base nos valores médios da umidade encontrados para cada tipo de solo.

Como dado de entrada no balanço, a chuva média nas duas áreas foi quantificada de duas formas: pelos pluviômetros através do método dos polígonos de Thiessen e pelo radar, através da relação Z-R que melhor representou a distribuição das chuvas no raio da pesquisa.

A chuva quantificada pelo radar, pela relação Z-R específica, foi avaliada em área pela técnica da análise de superfície de tendência, usando a regressão polinomial de 1º grau e o método da mínima curvatura.

1.2 – Estrutura da pesquisa

Os resultados da pesquisa são apresentados em capítulos, cujo contexto em geral, aborda a metodologia aplicada na estimativa do balanço hídrico distribuído para Assis e Piracicaba e em cada período analisado, conforme descritos a seguir:

O Capítulo II contempla uma revisão conceitual sobre a precipitação e sua variabilidade espacial e temporal, assim como alguns dos medidores de chuva, como o pluviômetro e o radar meteorológico, abrangendo a composição e princípio de funcionamento de cada instrumento. Outras considerações foram feitas sobre a técnica do balanço hídrico, que contabiliza a quantidade de água que entra e sai de uma camada de solo e também pela importância da técnica no setor da agricultura.

O Capítulo III envolve a parte dos materiais e métodos utilizados na pesquisa, consistindo, em síntese, na apresentação das áreas de estudo, período selecionado, origem dos

dados, classificação atual dos tipos de solos no Brasil adotada pela EMBRAPA e em uma breve explicação sobre o radar meteorológico do IPMet/Unesp localizado em Bauru/SP.

O Capítulo IV e o Capítulo V apresentam respectivamente, as metodologias e os resultados encontrados na quantificação da chuva média em área medida pelos pluviômetros e obtida através do método de Thiessen, e na quantificação da chuva média em área medida pelo radar meteorológico, assim como a determinação da relação Z-R.

O Capítulo VI enfoca a técnica da análise de tendência de superfície (*Trend Surface Analysis*), aplicada na interpolação dos dados de chuva medidos pelo radar meteorológico, utilizando a regressão polinomial e o método da mínima curvatura para determinação dos respectivos resíduos.

No Capítulo VII foi destinado ao balanço hídrico distribuído, apresentando a metodologia utilizada na determinação de cada componente da equação do balanço hídrico (exceto a precipitação) para a estimativa do percentual de água disponível no solo das duas áreas de estudos.

Finalmente, o Capítulo VIII traz as principais conclusões obtidas na pesquisa, juntamente com algumas recomendações sobre a metodologia utilizada e, o Capítulo IX, as referências bibliográficas.

CAPÍTULO II

2 - Revisão bibliográfica

Dada a sua importância dentro da pesquisa, esse capítulo traz uma revisão sobre a precipitação atmosférica, principalmente na forma de chuva, a qual consiste na precipitação de água sobre a superfície da Terra. A chuva tem papel fundamental no cômputo do balanço hídrico e, portanto, são abordados tópicos sobre sua origem, tipos e do instrumental empregado para a sua medição, ou seja, o pluviômetro e o radar meteorológico, que no caso foram utilizados nesta pesquisa para contabilizar a chuva nas áreas de estudo.

A técnica do balanço hídrico utilizada para quantificar a água que entra e sai de uma camada de solo, da superfície até uma profundidade L , também foi abordada, tecendo comentários a respeito de cada um dos seus componentes.

2.1 – Precipitação atmosférica

Em consequência da dinâmica das massas de ar, ocorre a principal transferência de água da atmosfera para a superfície terrestre que é a precipitação. A precipitação é definida como toda água, seja em forma líquida ou sólida, proveniente do meio atmosférico que atinge a superfície da Terra. Entre as diferentes formas de precipitação destacam-se as chuvas, granizo, chuvisco e neve.

Na sua forma mais comum, isto é, em forma líquida, a precipitação ocorre quando complexos fenômenos de aglutinação (coalescência) e crescimento de gotículas, em nuvens com presença significativa de umidade (vapor de água) e núcleos de condensação (poeira ou gelo), formam grande quantidade de gotas com tamanho e peso suficientes para que a força da gravidade supere a turbulência normal ou movimentos ascendentes do meio-atmosférico (SILVEIRA, 2000).

O processo de colisão-coalescência ocorre em algumas nuvens quentes, isto é, nuvens com temperatura acima do ponto de congelamento da água (0°C). Essas nuvens são inteiramente compostas de gotículas de água líquida e precisam conter gotículas com diâmetros maiores que 20mm para que se forme precipitação. Estas gotículas maiores se formam quando núcleos de condensação estão presentes e quando partículas higroscópicas, como sal marinho, existem. Estas partículas higroscópicas começam a remover vapor d'água

do ar em umidades relativas abaixo de 100% e podem crescer muito. Como essas gotículas gigantes caem rapidamente, elas colidem com as gotículas menores e mais lentas e coalescem (combinam) com elas, tornando-se cada vez maiores. Elas caem mais rapidamente e aumentam suas chances de colisão e crescimento. Após um milhão de colisões, elas estão suficientemente grandes para cair até a superfície sem se evaporar.

Basicamente, os elementos essenciais para a formação das chuvas são a umidade disponível no ar e um mecanismo que produza a condensação e a formação de gotas de chuva. Quando as gotículas de água formadas por condensação atingem determinada dimensão, precipitam em forma de chuva. Se na queda atravessarem zonas de temperaturas abaixo de zero, pode haver formação de partículas de gelo, originando o granizo. Se no caso a condensação ocorrer sob temperaturas abaixo do ponto de congelamento, haverá formação de neve (LISBOA, 2005).

2.1.1 – Dimensões das gotas de chuva

A origem das precipitações está intimamente ligada ao crescimento das gotículas das nuvens. As nuvens são formadas de aerossóis constituídos por uma mistura de ar, vapor de água e de gotículas em estado líquido ou sólido cujos diâmetros variam de 1 a 3 centésimos de milímetro (0,01 a 0,03 mm), espaçadas, em média, 1 mm entre si, envolvidas por ar em estados próximo ao da saturação, por vezes, supersaturado e mantidas em suspensão pelo efeito da turbulência ou de correntes de ar ascendentes. Essas gotículas somam entre 0,5 a 1 g de água por metro cúbico (BERTONI e TUCCI, 2000).

Para as gotas de água caírem é necessário que tenham peso superior às forças que mantêm as gotículas das nuvens em suspensão, ou seja, que tenham uma velocidade de queda superior as componentes verticais do movimento do ar. As gotas de chuva têm diâmetros de 0,5 a 2,0 mm, com densidade espacial de 0,1 a 1,0 gota por dm^3 e com valor máximo de 5,0 a 5,5 mm. Quando uma gota de chuva cresce até atingir um diâmetro de 9,0 mm, sua velocidade de queda será de 9 m/s e por ser uma velocidade considerada muito alta, a gota se deforma e se subdivide em gotas menores devido a resistência do ar. As gotas de chuva têm dimensões muito maiores do que as gotículas das nuvens, ou seja, volumes 10^6 maiores, conforme é apresentado na Tabela 1 (GARCEZ e ALVARES, 1988).

Tabela 1 – Diâmetros das gotas de chuva para diferentes tipos precipitação (GARCEZ e ALVAREZ, 1988).

TIPO DE PRECIPITAÇÃO	INTENSIDADE (mm/h)	DIÂMETRO MÉDIO DAS GOTAS (mm)	VELOCIDADE DE QUEDA (m/s)
Nevoeiro	0,25	0,2	-
Chuva leve	1 a 5	0,45	2,0
Chuva forte	15 a 20	1,5	5,5
Tempestade	100	3,0	8,0

2.1.2 – Classificação da chuva

Segundo a natureza das nuvens, a precipitação pluviométrica, geralmente é considerada como de dois tipos mais importantes: a) estratiforme, quando oriunda de nuvens do tipo nimbostratus e, b) convectiva, oriunda das nuvens do tipo cumulus ou cumulonimbus. Por outro lado, de acordo com o mecanismo que provoca as chuvas, elas podem ser classificadas de um modo geral, em três tipos: convectivas, frontais ou ciclônicas e orográficas. Contudo, esses tipos não são mutuamente exclusivos, podendo se sobrepor para dar origem a tipos mais complexos de chuvas (LISBOA, 2005):

- **Chuvas convectivas:** são causadas quando uma massa local de ar úmido sofre uma rápida ascensão, aquecida pelas radiações solares na superfície da terra. Ao subir o ar se expande realizando trabalho e conseqüentemente perde calor. Ao se resfriar a massa de ar úmido se condensa e precipita sob forma de chuva. Essas chuvas costumam ocorrer principalmente no verão e na primavera, tendo grande variabilidade na sua distribuição espacial e temporal. Geralmente provocam fortes tempestades, apresentando chuvas com alta intensidade e de pequena duração, sendo acompanhadas de descargas elétricas, ventos fortes e muitas vezes estão associadas a granizo, sendo restritas a áreas pequenas, mas que podem provocar enchentes e inundações significativas em áreas urbanas. No Brasil há uma predominância de chuvas convectivas, especialmente nas regiões tropicais.
- **Chuvas frontais ou ciclônicas:** esses tipos de chuva estão associados com as passagens de ciclones ou zonas de baixa pressão, geralmente associados às frentes frias ou quentes. As chuvas frontais são causadas pela interação de massas de ar quente e frio, ou seja, com diferentes temperaturas e umidade. No encontro dessas massas ocorre a ascensão da massa de ar quente (menos densa e mais leve) sobre a massa de ar frio, resultando e condensação do vapor de água de forma a produzir

chuvas. As massas de ar que formam as chuvas frontais têm centenas de quilômetros de extensão e movimentam-se de forma relativamente lenta. Essas chuvas são caracterizadas pela longa duração, podendo atingir extensas áreas, pela intensidade média, distribuindo-se geralmente, com uniformidade no espaço e no tempo. Devido a sua longa duração (3 a 5 dias), podem favorecer enchentes e geralmente são acompanhadas por ventos fortes. No Brasil as chuvas frontais são muito frequentes nas Regiões, Sul, Sudeste, Centro-Oeste e por vezes, no Nordeste.

- **Chuvas Orográficas:** ocorrem quando as massas de ar são forçadas a uma ascensão mecânica provocada por obstáculos do relevo, como uma cordilheira, montanha, ou serra muito alta. Geralmente, os ventos quentes e úmidos soprando do oceano para o continente encontram uma barreira montanhosa, elevam-se e se resfriam adiabaticamente havendo condensação do vapor, formação de nuvens e a ocorrência de chuvas. São chuvas de baixa intensidade e longa duração que cobrem pequenas áreas. A precipitação orográfica apresenta distribuição e localização irregular, podendo ocorrer em muitas regiões do mundo, e no Sudeste do Brasil são especialmente importantes ao longo da Serra do Mar.

2.1.3 - Variabilidade espacial e temporal da chuva

A chuva é a primeira variável que ativa o fluxo e o transporte da massa no ciclo hidrológico e a busca de melhor entendimento dessa variabilidade e o modo de como quantificá-la, tem conduzido os pesquisadores a uma considerável atividade na modelagem para a representação do campo espacial e temporal da chuva (TROVATTI, 1997).

Mello *et al.* (1994) julgam indispensável à caracterização espacial e temporal das condições hídricas para melhor entender o clima da região e ressaltam também a importância da caracterização da distribuição de chuva para as ciências ambientais. A chuva tem distribuição espacial e temporal variada, dependendo principalmente dos seguintes fatores:

- Das características do evento de chuva, que influenciará no seu volume e intensidade;
- Do caráter regional ou local da chuva, ou pela combinação destes;
- A sazonalidade (inverno, outono, primavera ou verão);
- Das características de altitude e relevo da bacia;
- Das correntes de ventos.

A variabilidade da precipitação pluviométrica pode ser agrupada em duas grandes divisões, a de grande e pequena escala, que por sua vez permitem outras subdivisões de escalas com interesses específicos: a) microescala – alguns metros, ou minutos, sendo relevante em estudo de precisão de instrumentos; b) escala pequena ou convectiva - importante para determinação de enchentes e em estudos de atenuação; c) mesoescala – até 500 km, na qual ocorre a realimentação de convecção para a circulação de grande escala, sendo importante para a previsão do tempo; d) escala grande ou escala sinótica – de interesse para balanços hídricos globais (CALHEIROS, 1982). Em grande escala, as variações que ocorrem no tempo e no espaço, podem afetar grandemente a disponibilidade de água para as atividades humanas, já que o conhecimento das de pequena escala é necessário sempre que se requer a verificação, monitoramento, avaliação e previsão das condições hídricas, ou relacionadas à situação hídrica, em tempo real. Para se conhecer adequadamente essas distribuições, estimando-se as variabilidades, é necessário dispor de sistemas eficientes de medidas.

Medidas pontuais por pluviômetro e as observações por sensoriamento remoto de radar e satélite revelam que os campos de chuva são altamente variáveis numa escala espacial de alguns metros a centenas de quilômetros. Portanto, a representação de sua variabilidade no domínio espaço e tempo estão sujeitas a um alto grau de indeterminação (TROVATI *et al.*, 2007).

Tucci (1998) indica que a distribuição temporal e espacial da precipitação pode incluir erros superiores a qualquer refinamento de metodologia que simule os processos físicos numa bacia hidrográfica. A chuva é caracteristicamente um fenômeno contínuo no espaço limitado, mas, no entanto, medidas pluviométricas são feitas apenas em alguns pontos do terreno. A interpolação e extrapolação dos dados observados para toda a área deve ser feita de maneira bastante criteriosa.

Os dados de chuva originados dos pluviômetros e pluviógrafos referem-se a medições executadas em áreas muito restritas (400 cm²), quase pontuais. Assim, durante um evento de chuva, um pluviômetro pode ter registrado 60 mm de chuva enquanto um outro pluviômetro, a 30 km de distância registrou apenas 0 mm para o mesmo evento. Isto ocorre porque a chuva apresenta uma grande variabilidade espacial, principalmente se é originada por um processo convectivo.

Segundo Trovati *et al.* (2007), há uma enorme dificuldade de representação das chuvas convectivas pelas redes pluviométricas, pois chuvas convectivas apresentam um enorme padrão de variabilidade espacial e temporal que dificultam as análises e conclusões sobre a

distribuição da chuva média em área. A chuva média em área, mesmo para as redes pluviométricas bem projetadas, não depende apenas da densidade de distribuição dos pluviômetros, mas também das características da área e do mecanismo de produção da chuva. Nas latitudes tropicais, as chuvas convectivas são da ordem de 50% do volume total precipitado.

2.1.4 – Medidas da chuva

A chuva é medida em função da necessidade em se estudar o balanço do intercâmbio de água entre a terra e a atmosfera e da importância da aplicabilidade dos seus dados em quase todos os estudos hidrometeorológicos.

A quantidade e a distribuição de chuva que cai anualmente numa certa área é de extrema importância para classificações de clima e tipos de vegetação. Entre as principais grandezas que caracterizam a chuva destacam-se: duração, altura pluviométrica e intensidade.

- Duração (t): é o período de tempo durante o qual a chuva cai e normalmente é medida em minutos ou horas;
- Altura pluviométrica (h): é o volume precipitado por unidade de área horizontal do terreno. A unidade de medição da altura de chuva é o milímetro de chuva (mm), definido como a quantidade de precipitação correspondente ao volume de 1 litro de água distribuído em um metro quadrado de superfície, ou seja:

$$h = \frac{1 \text{ litro de água}}{1 \text{ m}^2 \text{ de terreno}} = \frac{1000 \text{ cm}^3}{10000 \text{ cm}^2} = 0,1 \text{ cm} = 1 \text{ mm de chuva} \quad (1)$$

- Intensidade (i): é a precipitação por unidade de tempo, obtida pela relação $i = h/t$. É expressa, normalmente, por mm/h ou mm/min. A intensidade de uma precipitação apresenta variabilidade temporal.

2.1.5 - Instrumentos medidores da chuva

No Brasil a maioria quase absoluta da precipitação ocorre na forma de chuva líquida. Sua medição é realizada através de instrumentos chamados pluviômetro e/ou pluviógrafo, que medem ou registram a chuva de forma pontual ou por radar meteorológico que mede a chuva de forma espacial.

A título de informação, atualmente outra forma indireta de quantificar a precipitação é através de satélites meteorológicos, que permitem estimar a chuva que ocorre em locais inóspitos e de difícil acesso. A estimativa da chuva por meio de imagens de satélites é feita através do reconhecimento de características físicas das nuvens e da associação dessas características a uma determinada taxa de precipitação.

2.1.5.1 - Pluviômetros - pluviógrafos

A chuva é medida utilizando instrumentos chamados pluviômetros e/ou pluviógrafos. A diferença entre ambos é que o pluviômetro mede a chuva através de leituras manuais a intervalos fixos. O pluviógrafo por sua vez, registra automaticamente a chuva acumulada em 24 h, produzindo um gráfico (pluviograma) o registro contínuo da intensidade da chuva, duração e horário de ocorrência. Esses instrumentos normalmente são instalados em estações meteorológicas convencionais e automáticas, devendo seguir normas de instalação recomendadas pela Organização Meteorológica Mundial – O.M.M.

O pluviômetro foi inventado no ano de 1643, por Benedito Castelli e sua aplicação se faz constante em várias estações ou postos, sejam eles para fins meteorológicos, hidrológicos ou agrícolas. É um instrumento com algumas dimensões padronizadas, utilizado para recolher e medir, em milímetros lineares, a quantidade de líquidos ou sólidos (chuva, neve, granizo) precipitados durante um determinado tempo e local. Possui uma superfície de captação horizontal e um reservatório para acumular a água recolhida ligado a essa área de captação, consistindo-se essencialmente de um cilindro reto de seção conhecida com um funil que dirige a água coletada a um reservatório de armazenamento. Além disso, há um dispositivo para não permitir que a água coletada sofra evaporação (LISBOA, 2005).

A instalação do pluviômetro é feita a uma altura média que varia 1 a 1,5 metros acima da superfície do solo, seguindo regras de instalações quanto a distância em relação a casas, árvores e outros obstáculos que podem interferir na medida da quantidade de chuva captada (CHEVALLIER, 2000). As medidas de chuva realizadas nos pluviômetros são periódicas, seguindo os horários padrões determinados pela OMM para as estações meteorológicas com fins climatológicos: 06, 12, 18, 00 UTC ou 3, 9, 15, 21, hora local, respectivamente. Para fins de monitoramento agrícola e hidrológico, geralmente as medidas são realizadas em intervalos de 24 horas, feitas normalmente às 7 horas da manhã. O volume de água precipitada é coletado em uma proveta graduada em milímetros.

Um sistema de instrumentos para medidas de precipitação a nível regional é denominado de rede pluviométrica. A O.M.M. recomenda densidades mínimas para o estabelecimento dessas redes que dependem do tipo da região e do relevo, contudo quando a densidade dos postos for da ordem de 95 km²/posto, a rede pode ser considerada como satisfatória. No Brasil, essa realidade está distante, retratando um quadro de pequena quantidade e má distribuição dos postos, ocasionado possivelmente pela diversidade das características regionais em termos de topografia, uso do solo, acesso, custos, infra-estrutura, etc.

a) - Tipos de pluviômetros

Há vários tipos de pluviômetros em uso no mundo e no Brasil o mais difundido e utilizado é o Ville de Paris (BARTH *et al.*, 1987), apresentado na figura 1, que tem uma forma cilíndrica com uma área superior de captação da chuva de 400 cm². Segundo Chevallier, 2000, essas áreas, dependendo do tipo do pluviômetro, não são normalizadas, encontram-se áreas de 100, 200, 314 ou 1000 cm².

Medições mais acuradas de chuva são feitas com o pluviômetro de balança (Figura 1), que possui registro eletrônico e é instalado em estações meteorológicas automáticas. Ele mede a quantidade, o horário, a duração e a intensidade da chuva. Seu mecanismo é composto por duas básculas, dispostas em sistema de gangorra, com capacidade de armazenar 01 a 02 mm de chuva. Conforme a chuva vai ocorrendo o sistema é acionado e um contador registra a altura da chuva. Maiores detalhes desse equipamento podem ser encontrados em Sentelhas *et al.* (1997).

b) - Variações nas medidas dos pluviômetros

As variações nas medidas de qualquer variável meteorológica sejam elas provenientes de estações meteorológicas convencionais, automáticas ou de mini-estações termo-pluviométricas, podem ser motivadas por diversos fatores: defeito no equipamento, sensores mal calibrados, erro na leitura, instalações indevidas, etc.



Figura 1 – Pluviômetro Ville de Paris (esquerdo) e Pluviômetro de báscula (direito).

Os registros de dados obtidos a partir das medidas de instrumentos, representam uma amostragem dos eventos ocorridos em um determinado ponto (posto ou estação meteorológica), a fim de permitir o conhecimento das tendências e variações dentro da série temporal amostral e possibilitar análises futuras com base nos dados recolhidos. A distribuição dos valores de chuva em uma estação, por exemplo, está, portanto, condicionada ao tempo de observação que se dispõem e a qualidade dessa informação.

No caso da precipitação, as variações nas medidas de chuva ao longo dos anos podem estar associadas às mudanças ambientais ou a erros de medidas dos instrumentos (pluviômetros ou pluviógrafos). Mudanças no volume anual de chuva podem estar associadas à intensificação da emissão de partículas no ar decorrentes de atividades industriais, adensamento urbano, implantação de minerações, etc. As partículas emitidas criam núcleos de condensação que tendem a facilitar a ocorrência de precipitações.

Embora existam diversos tipos de pluviômetros e pluviógrafos no mercado mundial, que divergem basicamente no formato, tamanho, sistema de medida/registro, é importante observar que a aquisição de dados de chuva de boa qualidade é difícil e complicada em virtude das condições envolvidas. Para analisar a consistência dos dados é necessário ter um bom conhecimento dos métodos de aquisição, dos instrumentos, dos lugares de instalação, do perfil do observador e de tecnologias utilizadas para automação dos equipamentos.

Vários trabalhos foram realizados, comparando diversos tipos de instrumentos instalados em estações meteorológicas automáticas ou não, a fim de ampliar o conhecimento

sobre o assunto e descobrir qual instrumento demonstra maior acuracidade e sensibilidade nas medidas.

Cunha e Martins (2004), fizeram um estudo comparativo entre as medidas de variáveis meteorológicas (temperatura máxima, mínima e média do ar, umidade relativa média do ar, velocidade média do vento, precipitação pluviométrica e radiação solar global) obtidas em estações meteorológica convencional e automática, localizadas em Botucatu/SP. Embora a concordância entre as variáveis meteorológicas estudadas nos dois tipos de estações tenha sido boa, os autores verificaram através de métodos estatísticos, que houve diferenças significativas nos resultados obtidos para as temperaturas máxima e mínima, umidade relativa média do ar, velocidade média do vento e radiação solar global, e que não houve diferença significativa para a temperatura média do ar e precipitação pluviométrica.

Brunini *et al.* (1997) concluíram em seu trabalho que as diferenças observadas nas medidas entre as variáveis meteorológicas obtidas em estações convencionais e automáticas foram causadas pela diferença na sensibilidade de cada instrumento de medida. Segundo Carmem e Luigi (2000), a causa dessas diferenças é função da diferente posição dos sensores e das diferentes características dos sensores de cada estação.

Sentelhas *et al.* (1997), avaliando os dados de chuva provenientes de um pluviômetro tipo paulista e de um pluviômetro de balança (resolução de 0,1 mm), instalados em Piracicaba, SP, observaram que para um período de 13 meses a chuva total foi cerca de 145 mm menor no sensor automático, o que representou um erro de 9,4%.

Outro estudo foi feito por Sentelhas e Caramori (2002), para identificar as inconsistências e quantificar os erros associados ao uso operacional de pluviômetros de balança em estações meteorológicas automáticas, avaliou-se a relação entre as chuvas diárias medidas por pluviômetros convencionais e de balança, com diferentes resoluções e áreas de captação, em Londrina, PR, e em Piracicaba, SP, utilizando-se uma série de dados de aproximadamente 5 anos. Os autores verificaram que existe tendência de sub-medidas nos sensores eletrônicos, com erros médios da ordem de 14%, no pluviômetro com balança de maior resolução (0,1mm), e de 2% no de menor resolução (0,2 mm).

Castilho (2005), não verificou diferenças significativas entre os valores de precipitação coletados pelos pluviômetros Ville de Paris e Modelo DNAEE, que funcionavam simultaneamente ao longo de 10 anos em uma mesma estação, localizada na região central do Estado de Minas Gerais. Foi feita uma análise comparativa entre os totais mensais registrados nos dois instrumentos, a fim de verificar a existência de perda por evaporação no pluviômetro Ville de Paris.

2.1.5.2 – Radar meteorológico

O termo *radar* deriva do acrograma das palavras inglesas ***Radio Detection And Ranging***, significando a detecção de um alvo, ou objeto, e a determinação da distância desse alvo, por meio de ondas de rádio.

O Radar tem sido utilizado de forma genérica para classificar os sistemas que operam na faixa de frequência de microondas e foram utilizados inicialmente para fins militares durante a Segunda Guerra Mundial e posteriormente para fins civis. O radar faz parte da tecnologia de sensoriamento remoto, a qual significa a aquisição de dados de radiação eletromagnética, situada na faixa de comprimento de onda (λ) entre 0,4 μm e 30 cm, a partir de sensores colocados em torres, plataformas aéreas ou espaciais e interpretação das características dos objetos terrestres (GUPTA, 1991).

O espectro eletromagnético é o intervalo completo da radiação eletromagnética, apresentando comprimentos de onda ou frequências que vai da região das ondas de rádio até os raios gama, com partes intermediárias compostas por raios gama, raios x, ultravioleta, visível, infravermelho próximo, infravermelho médio, infravermelho distante e microondas. O intervalo da radiação eletromagnética vai de frequências de 10⁴ a 10¹⁸ Hz, conforme consta na Figura 2.

Em 1873, o físico britânico James Maxwell estabeleceu quatro equações matemáticas fundamentais associando as características do campo elétrico às do campo magnético. Deduziu dessas equações que a luz é uma onda eletromagnética propagando-se em velocidade constante, e considerou a hipótese da existência de outros raios eletromagnéticos não visíveis, dotados de propriedades similares às da luz.

Uma importante característica da radiação eletromagnética é a frequência e a outra é o comprimento de onda, os quais são relacionados na seguinte equação:

$$f = \frac{c}{\lambda} \quad (2)$$

Onde f é a frequência em Hertz (1 Hz = 1 ciclo/segundo); c é a velocidade da luz (metros/segundos) e λ é o comprimento de onda (metros). A frequência usada por radares varia entre 100 MHz a 100GHz.

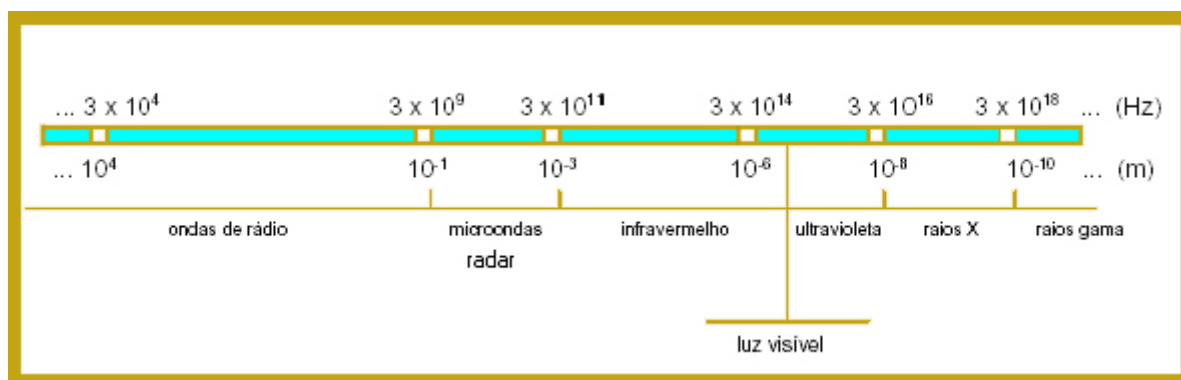


Figura 2 – Espectro eletromagnético.

A propagação de radiação eletromagnética com comprimento de onda muito curto, na atmosfera é influenciada pelas propriedades físicas do meio que ele atravessa (SAUVAGEOT, 1992). Radares com comprimento de onda pequeno tem seu uso restringido em função da atenuação do feixe de microondas, em outras palavras, da energia propagada.

O radar meteorológico ou radar de tempo é uma versão de radar utilizada para detecção ativa de alvos meteorológicos (chuva, flocos de neve, cristais de gelo ou granizo), objetivando seu mapeamento espaço-temporal e a determinação de suas propriedades.

O radar meteorológico é um sensor ativo, que transmite pulsos de energia eletromagnética concentrados em um feixe, através de uma antena rotativa. Os alvos iluminados pelo feixe podem absorver parte desta energia e refletir em diversas direções (retroespalhamento). A fração de energia que retorna ao radar é medida pelo receptor e, conhecendo-se a intervalo de tempo entre a emissão e o retorno do eco, é possível determinar a distância do alvo. O radar permite a obtenção de medidas provenientes do retorno dos alvos em tempo real com alta resolução espacial (RINEHART, 2004).

a) - Tipos de radares meteorológicos

Existem diferentes tipos de radares meteorológicos, com diferentes formas e tamanhos, que podem ser classificados seguindo diversos critérios e, um dos principais, é quanto ao seu comprimento de onda, ou quanto à frequência de emissão (RINEHART 2004). A Tabela 2 apresenta alguns tipos de radar, e entre eles o que pode ser considerado o mais moderno, é o que dispõem do efeito Doppler.

O efeito Doppler é uma característica observada nas ondas quando emitidas ou refletidas por um objeto que está em movimento com relação ao observador. Está associado à mudança de frequência do sinal em função do deslocamento do alvo, seja ele uma nuvem, um

carro ou um avião. Foi-lhe atribuído esse nome em homenagem ao físico austríaco Johann Christian Andreas Doppler, que o descreveu teoricamente pela primeira vez em 1842. A primeira comprovação foi obtida pelo cientista alemão Christoph B. Ballot, em 1845, em um experimento com ondas sonoras. Em ondas eletromagnéticas, esse mesmo fenômeno foi descoberto de maneira independente, em 1848, pelo francês Hippolyte Fizeau. Por esse motivo, o efeito Doppler também é chamado efeito Doppler-Fizeau.

O radar Doppler utiliza o efeito Doppler para mensurar a velocidade radial de alvos das antenas de feixe direcional. O efeito Doppler altera a frequência recebida de cima ou de baixo baseado na velocidade radial do alvo (em aproximação ou afastamento) no feixe, permitindo a medição precisa direta da velocidade do alvo. O radar Doppler é o tipo mais utilizado de radar meteorológico.

Battan (1973) relaciona o uso do radar Doppler para medir turbulência, velocidade de ventos e velocidade de ondas do mar, Gomes *et al.* (1996), mostraram o uso do radar Doppler no monitoramento e identificação de tempestades potencialmente severas. Os radares de Doppler podem identificar e fornecer medidas de ventos intensos associados com frentes de rajadas, *downbursts* e tornados.

Tabela 2 – Comprimento de onda e frequência dos tipos de radar
 (Fonte: adaptado de RINEHART (2004) e PESSOA (2000)).

BANDA	COMPRIMENTO DE ONDA (cm)	FREQÜÊNCIA (MHz)
L	19.4 – 76.9	1.500
S	6.9 – 19.3	3.000
C	3.9 – 6.2	6.000
X	2.8 – 3.8	10.000
K	0.8 – 2.7	30.000

Os comprimentos de onda utilizados pelos radares, normalmente vêm referenciados por letras (L, S, C, X, e K) e segundo Skolnik (1980, apud FIGUEIREDO, 2005), essa opção estava relacionada com códigos de segurança de guerras, ou seja, sem conotação científica.

Geralmente, as aplicações operacionais meteorológicas usam em sua maioria, radares com comprimentos de ondas nas bandas S ou C, com comprimentos de ondas superiores a 5 cm e, mais raramente, na banda X. A vantagem do radar banda S com relação ao radar banda X, é o maior alcance do raio, pois enquanto o banda X tem raio médio de alcance de 100 quilômetros, o banda S atinge alvos localizados até 400 quilômetros. O radar banda K foi muito usado no passado, mas tornou-se ultrapassado devido ao seu pequeno comprimento de onda. Já o radar de banda L, de alto valor financeiro, é utilizado principalmente para

informações dos recursos naturais, na área da Geologia, por exemplo, para interpretações de feições geológicas e discriminação de solos e vegetação.

b) - Composição do radar meteorológico

Basicamente, o sistema de operacional de um radar meteorológico consiste de:

- um transmissor, que gera pulsos de energia eletromagnética, que são propagados através do espaço na velocidade da luz ($2,998 \times 10^8$ m/s);
- uma antena móvel, que emite e recebe o sinal de um pulso de energia após a detecção do alvo;
- um receptor/comutador, que recebe, filtra e amplia o sinal de retorno e um sistema de processamento e visualização dos alvos detectados através de monitores.

c) - Processos de aquisição dos dados de radar e formas habituais de representações

No radar meteorológico, o diâmetro da antena (d) e o comprimento de onda (λ), estabelecem a largura do feixe da energia emitida. A orientação do feixe definida pelo ângulo de azimute (ângulo que o feixe principal faz relativamente com o Norte geográfico) e pelo ângulo que o feixe forma com a horizontal, bem como a medição do intervalo de tempo entre a emissão das ondas e a recepção dos ecos dos alvos, permitem a localização precisa dos alvos (SAUVAGEOT, 1982). Esse feixe de energia por efeito da difração, amplia e toma uma forma cônica, e no seu interior a energia não se distribui de forma uniforme, mas em forma de lóbulo, sendo muito maior no centro e menor à medida que se afasta dele. Como é impossível confinar toda a energia dentro desse cone, parte desta energia escapa e como resultado, a energia emitida pela antena se distribui em forma de um lóbulo central (que contém a maior parte da energia) e em uma série de lóbulos secundários com menor energia.

A intensidade do eco do alvo é obtida eletronicamente pela medida da energia que retorna a antena do radar. Pode-se também observá-la, juntamente com a posição espacial do alvo, de maneira visual, através dos chamados indicadores do radar: o Indicador de Posição do Plano (*Plan-Position Indicator* - PPI) e o Indicador de Distância-Altura (*Range-Height Indicator* - RHI).

O PPI mostra os ecos em um plano quase horizontal, constituindo-se, em termos práticos, em uma espécie de mapa dos alvos na horizontal. Esse mapa é obtido através de um giro completo da antena a uma elevação fixa. O RHI é obtido pela rotação da antena em um

plano vertical, captando, conseqüentemente, informações sobre o alvo segundo essa direção. Em outras palavras, o RHI é a imagem gerada no plano vertical, obtida pela variação da elevação da antena, tomando um azimute fixo.

A uniformização das posições em altura, nas quais o radar efetua medidas de precipitação sobre toda a sua área de cobertura é muito importante (PESSOA, 2000). O radar meteorológico amostra as precipitações efetuando um ciclo de varreduras de 360° , com sua antena em elevações distintas. Não há maneira de se obter através de varreduras da antena a uma única elevação, observações sobre a área de cobertura do radar e em posições situadas à mesma altura. Como a varredura a cada elevação amostra uma casca aproximadamente cônica no espaço, é necessário dispor-se de dados derivados de varreduras a várias elevações, para se obter, do conjunto, mapas horizontais das intensidades de precipitações (CALHEIROS, 1982). A esses mapas denomina-se: CAPPI (*Constant Altitude Plan-Position Indicator* ou *Indicadores de Posição no Plano de Altitude Constante – IPPAC*). Esse campo mostra a localização e a intensidade da chuva sempre a uma mesma altura no radar.

d) - Princípio básico de funcionamento do radar meteorológico

Resumidamente, podemos descrever o funcionamento de um radar meteorológico, dizendo que as medidas de precipitação com radar baseiam-se na medida da energia que retorna ao radar, refletida pelos alvos - chuva, cristais de gelo ou granizo, sobre os quais incidiu a radiação emitida pelo equipamento. Os radares transmitem em intervalos regulares por uma antena rotativa pulsos de radiação eletromagnética de microonda, concentrados em um feixe de pequena abertura, com duração de poucos microssegundos e frequência na faixa de megahertz a gigahertz. Assim quando os pulsos de microondas atingem um alvo (gotas de chuva, por exemplo), uma parcela da energia incidente é refletida de volta sendo recebida pela antena, onde é detectada e enviada para processamento e depois de convertidos em informação de precipitação, através de geração de imagens por softwares específicos e são disponíveis para visualização (Figura 3). O radar permite quantificar a precipitação pluviométrica em grandes áreas e em tempo real.

Além da intensidade da precipitação, as imagens obtidas com base no radar meteorológico podem fornecer informações que permitam deduzir, por exemplo, a natureza das nuvens responsáveis pelas chuvas. Os ecos homogêneos na sua distribuição e intensidade podem traduzir a presença de nuvens estratiformes, como os nimbostratus. Os ecos intensos,

mais descontínuos e isolados, são geralmente reveladores de nuvens cumuliformes, do tipo cumulonimbus (CONTTON e ANTHES, 1989).

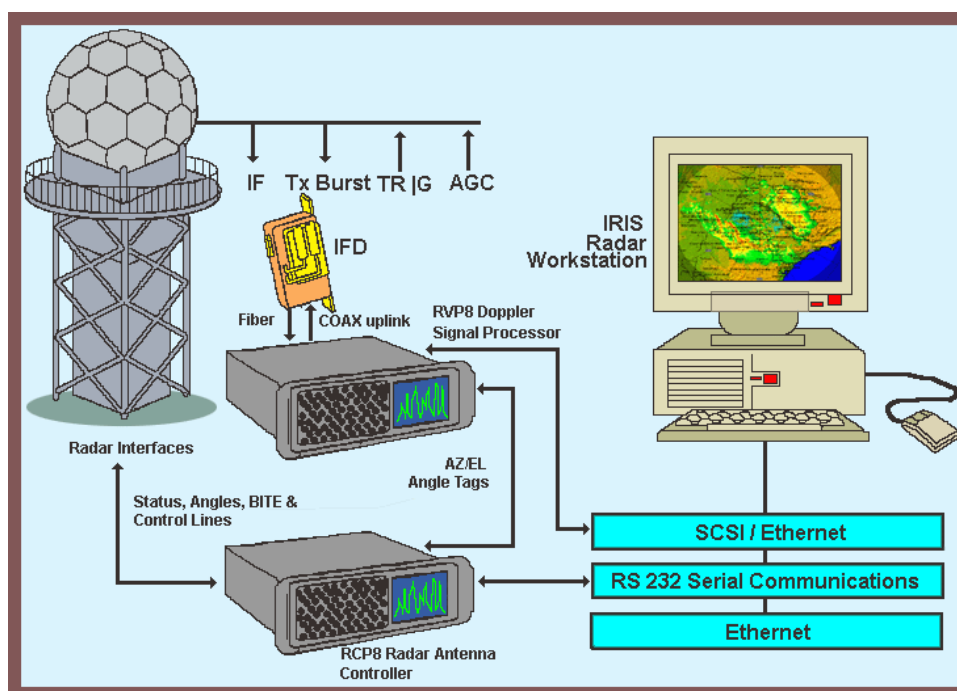


Figura 3 –Esquema de configuração do sistema IRIS, atualmente utilizado no radar de Bauru banda S, pertencente ao IPMet – Unesp.

e) - Processo de medida de chuva por radar meteorológico

As características de um alvo ou de uma partícula iluminada pelo radar e a quantidade de energia que retorna à antena do mesmo baseiam-se na relação da Teoria de Rayleigh (3). Esta teoria descreve o espalhamento de uma onda plana por uma esfera e é válida para valores de um coeficiente α menores que 0,13, assim:

$$\alpha = \frac{\pi D}{\lambda} \quad (3)$$

λ representa o comprimento de onda eletromagnética irradiada, e D é o diâmetro da partícula atingida.

Rayleigh, em 1871, através de seu estudo sobre o espalhamento da luz por partículas presentes na atmosfera, concluiu que o espalhamento é diretamente proporcional à D^6 e inversamente proporcional a λ^4 .

Através da Teoria Rayleigh, avaliou-se como uma gota d'água espalha a energia eletromagnética que recebe, constatando que parte da energia interceptada é absorvida como

calor pela gota e parte é reirradiada como energia eletromagnética de mesmo comprimento de onda.

A aproximação de Rayleigh leva à definição de uma quantidade teórica proporcional à energia de retorno e equacionada da seguinte forma:

$$\sigma = \frac{\pi^5 |K|^2 D^6}{\lambda^4} \quad (4)$$

$|K|^2$ é a constante dielétrica da água, sendo uma função do índice de refração do alvo, com um valor de aproximadamente 0,93 para chuva. A quantidade σ é denominada seção transversal de retroespalhamento de radar, a qual se constitui em um fator de avaliação da natureza e do tamanho do alvo, caracterizando-o de uma maneira especialmente útil no cálculo da energia do eco que deverá retornar do mesmo.

Pelas equações (3) e (4), observa-se que o comprimento de onda λ empregado pelo radar define o limite inferior do tamanho das partículas detectáveis pelo sistema. Adicionalmente, observa-se que radares com λ pequeno tem seu uso restringido em função da atenuação do feixe do radar e, em outras palavras, da energia propagada. Isto pode ser explicado pelo fato de que os fatores σ das partículas medidas por um radar de λ pequeno são muito maiores do que os medidos por um radar de λ grande. Portanto, uma percentagem significativa da energia do feixe pode ser absorvida e dispersada pelas partículas. Assim, quando o feixe de um radar de λ pequeno atravessa uma tempestade, sua energia total é diminuída ou atenuada, de tal forma que a qualidade das estimativas é geralmente prejudicada (LOU, 2004).

A fração da energia que retorna ao radar é medida pelo receptor e, conhecendo-se o intervalo de tempo entre a emissão e o retorno do eco, é possível determinar a distância do alvo. A intensidade da radiação retornada ao radar é chamada de potência recebida e é, indiretamente, a medida de precipitação. A potência de retorno está relacionada com o espectro de gotas no volume iluminado e é denominado de refletividade. A potência média \overline{Pr} de um volume unitário pode ser representada na seguinte forma :

$$\overline{Pr} = \frac{C \cdot |K|^2}{r^2} \sum_{\text{vol.unit.}} D^6 \quad (5)$$

C é uma constante que engloba um fator numérico e vários parâmetros específicos de cada equipamento (comprimento de onda da energia emitida, forma e largura do feixe, comprimento do pulso, potência transmitida, ganho da antena, entre outros) e r é a distância alvo-radar. Os outros termos já são conhecidos, portanto:

$$\overline{\text{Pr}} = \frac{C \cdot |K|^2}{r^2} \cdot Z \quad (6)$$

Onde,

$$Z = \sum_{\text{vol. unit.}} D^6 \quad (7)$$

Z é a soma no volume unitário dos diâmetros das gotas d'água elevadas à sexta potência, e é considerado como o fator de refletividade do radar, que é comumente expresso em mm⁶/m³ ou em decibéis (dBZ), sendo:

$$Z(\text{dBZ}) = 10 \log Z(\text{mm}^6 \text{ m}^{-3}) \quad (8)$$

Portanto, é conveniente expressar, que a refletividade Z em decibéis é dez vezes o logaritmo na base 10, e assim uma refletividade de 10⁵ mm⁶ m⁻³ se torna 50 dBZ.

Como Z é proporcional à energia média de retorno $\overline{\text{Pr}}$ e pode ser calculado através dela, é necessário relacionar e converter o fator de refletividade Z com a intensidade de chuva R, que é definida como o fluxo de água (precipitação) que atinge o solo por unidade de tempo. Essa intensidade R pode ser expressa por:

$$R = \frac{\pi}{6} \int_0^{\infty} V(D)N(D)D^3 dD \quad (9)$$

$\frac{\pi D^3}{6}$ é o volume da esfera;

W(D) velocidade de queda de uma gota com diâmetro D;

N(D) número de gotas por unidade de volume e por unidade de diâmetro D.

A partir de dados experimentais de Z e R, se tem comprovado a existência de uma relação empírica entre ambas as variáveis, ou seja, entre a refletividade do radar e precipitação, da qual pode-se inferir a taxa de precipitação (volume por unidade de tempo). Esta relação é expressa em uma função potencial do tipo:

$$Z = aR^b \quad (10)$$

Os valores de a e b têm variado significativamente, pois dependem da origem e tipo das precipitações, da distribuição das gotas de chuva e seu tamanho, localização geográfica, condições meteorológicas, etc.

Os métodos mais comuns empregados na obtenção desses dois parâmetros, ou seja, para calibração do radar, são os métodos meteorológicos e estatísticos, baseados em:

- Comparação das informações de postos pluviométricos com as de radar;
- Medição direta do diâmetro das gotas de chuva (uso de disdrômetros).

Muitos trabalhos foram realizados com as metodologias acima na busca de um melhor entendimento sobre a natureza da chuva, a qual é composta por gotas de tamanhos diferentes, sendo que a distribuição do tamanho dessas gotas varia significativamente de um evento chuvoso para o outro, não podendo ser determinada teoricamente. A repartição granulométrica das gotas de chuvas depende de um conjunto de processos microfísicos e cinemáticos (evaporação, coalescência, agregação) e outros elementos que, dada a sua difícil determinação, na maioria das vezes, não são considerados (DELRIEU *et al.*, 1988).

Segundo Battan (1973), o maior problema na estimativa da chuva com radar é a determinação do espectro de gotas, pois espectro de gotas diferentes pode produzir a mesma refletividade, porém taxas de precipitações diferentes. Para longos intervalos de integração, as diferenças entre estimativas de chuva acumulada obtidas com diferentes relações Z-R, são pequenas devido à variação temporal do espectro de gotas.

Uma série estudos de comparação de informações de radar com pluviômetros e disdrômetros foram iniciados com Marshall e Palmer (1948) e posteriormente com Joss *et al.* (1970), Sekhon e Scrivastava (1971), Zawadzki e Antônio (1988), Sheppard e Joe (1994), Mcfarquhar e List (1993), Sheppard (1990), Willis (1994) e Antônio (1998), apud Figueiredo (2005). O trabalho de Zawadzki e Antonio (1988), marcou o início da utilização do disdrômetro no Brasil, e posteriormente os percussores dessa metodologia na Região Nordeste do país, foram Tenório *et al.* (2003), Moraes (2003) e Quintão (2004).

Os procedimentos de calibração de radar, em geral, utilizam-se de dados de pluviógrafos como verdade terrestre, mas segundo Govone (1996) um sério problema é criado, pois dados de radar e de pluviógrafos são medidos em escala diferentes: um mede a precipitação em um ponto e outro fornece as precipitações médias em áreas sobre o pluviógrafo. Além disso, os pluviógrafos fazem medições das precipitações no solo e o radar nas nuvens, e nada garante que a quantidade de precipitação medida em um ponto da nuvem cairá exatamente no ponto do solo de mesmas coordenadas que a nuvem. Para isso, basta apenas considerar a existência de vento no momento da tempestade. O autor apresenta a técnica de Filtro de Kalman, o método de Brandes (1975) e o método de Koinstinen-Puhakka (1981), como metodologias utilizadas na calibração de radar para estimativa de precipitação, nos quais os dois últimos são considerados como métodos clássicos de calibração de radar para ajuste espacial e, a primeira, como uma técnica mais nova, mas que promete resultados estimuladores, conforme a própria avaliação que o autor fez de seu desempenho.

Conforme Pessoa (2000), um radar está calibrado do ponto de vista meteorológico, se existe uma relação Z-R que permite avaliar, com certo grau de precisão, a chuva média que

precipita sobre uma determinada área, por exemplo, uma bacia hidrográfica. Por melhor que seja a relação determinada com base em um posto pluviométrico, à medida que se caminha no sentido do afastamento deste posto, a precisão da relação Z-R diminui. Baseados nesse contexto, estudos foram realizados no intuito de quantificar tal decréscimo na precisão da relação Z-R com a distância ao posto. A relação Z-R será tão mais representativa com relação à chuva que cai sobre uma área, quanto mais postos essa área possuir, isto é, quanto mais densa for a rede de postos pluviométricos. Além desses fatores, à medida que o radar distancia do local de interesse, piora a qualidade das informações registradas para avaliação da chuva, através do fator de refletividade. Coeficientes de correção nas relações Z-R estão sendo utilizados a fim de minimizar essas distorções ocasionadas pela alteração das informações com a distância alvo-radar.

Não existe nenhuma relação Z-R universal pois, como já visto, a mesma varia com a intensidade e tipos de chuvas, região geográfica, distância da nuvem com o radar, etc. Contudo, a relação Z-R mais comumente conhecida e mais utilizada, considerada como a padrão, é a relação Z-R de Marshall e Palmer (1948), que foi a primeira equação proposta e se baseava em medidas de pluviômetros com as informações do radar. Ela foi obtida medindo-se a quantidade e o diâmetro das gotas, estimando-se a velocidade terminal em função do diâmetro e ajustando uma função exponencial para a distribuição do tamanho de gotas.

Várias outras relações experimentais foram surgindo em seguida na literatura, com grande variabilidade nos coeficientes a e b, a qual foi decorrente da variação da distribuição do tamanho da gota, para cada tipo de precipitação e localidade, observando que para processos convectivos mais intensos, o valor de a aumenta e o valor de b diminui. A Tabela 3 apresenta algumas equações Z-R encontradas na literatura.

Uma série de relações empíricas entre Z e R, foi apresentada por Battan (1973) que listou mais de 70 relações Z-R obtidas por pesquisadores de diversas partes do mundo, para radares do tipo banda C em diversas situações (tipos de chuva, período do dia, etc).

Calheiros (1982), Calheiros e Zawadzki (1987) propuseram uma metodologia para se determinar a relação Z-R em função da distância, utilizando a soma das probabilidades nos dados do radar de Bauru (banda C, na época), através do emparelhamento das distribuições cumulativas de probabilidade $P(R)$ e $P(Z)$ das variáveis taxa de chuva R medida pela estação pluviométrica selecionada e refletividade Z quantificada pelo radar. Foi associado para um valor qualquer Z, um correspondente R de forma $P(Z) = P(R)$ e através de uma regressão para todos os valores pareados de Z e R, foram estimados os parâmetros a e b para chuvas convectivas, nos períodos de outubro a março de 1981 a 1982 e 1984 a 1985.

Uma versão modificada da metodologia de Calheiros e Zawadzki (1987) foi apresentada com sucesso por Atlas *et al.* (1990), a qual permitiu detectar uma relação Z-R climatológica correspondente aos dados de refletividade e chuva.

Antônio (1995) estabeleceu valores de a e b na relação Z-R, usando a rede de pluviógrafos pertencente ao DAEE para a calibração do radar de Bauru, na época banda C. A calibração foi feita por faixas de distâncias do radar, para áreas de amostragens (16 a 120 km²) e intervalos de tempo que variaram de 1,6 a 24 horas.

Moraes (2003), estabeleceu uma relação de uso geral para a região de Maceió – Alagoas que possui um radar banda C, utilizando espectrogranulômetro para calcular os coeficientes a e b em função de Z e R fornecidos pelo instrumento, obtendo os seguintes resultados a = 176,5 e b = 1,29.

Tabela 3 - Alguns coeficientes Z-R e suas validades para eventos meteorológicos (Fonte: Adaptado de Pessoa (1993); Trovati (1998), Austin (1987) e Smith *et al.* (1975), apud Kaiser (2006)).

$Z = a.R^b$	a	b	Validade
Marshall & Palmer (1948)	200	1,6	Precipitações homogêneas e estratiformes
Blanchard (1953)	31	1,37	Precipitações orográficas
Jones (1956)	486	1,37	Precipitações convectivas
Joss & Waldvogel (1967)	230	1,4	Precipitações médias
Joss & Waldvogel (1967)	400	1,3	Processos convectivos intensos
Joss & Waldvogel (1967)	100	1,4	Processos frontais – gotas muito pequenas
Smith <i>et al.</i> (1975)	155	1,88	Processos convectivos – presença de granizo
Sekhon & Scrivastava (1970)	1780	2.21	Neve

f) - Fontes de erro na estimativa da chuva pelo radar

As diferentes técnicas que têm sido usadas para a calibração de um sistema de radar possuem praticamente um ponto comum: utilizar padrões de calibração ou alvos conhecidos. Através do uso dessas técnicas de calibração se consegue minimizar os erros inerentes às medidas do radar no intuito de fornecer informações mais próximas da realidade.

Segundo Sauvageot (1982), as principais fontes de erros na estimativa da intensidade da chuva pelo radar meteorológico, se prendem aos seguintes aspectos:

- A interpretação do feixe do radar por obstáculos (relevo, construções) pode determinar a medição de refletividade sem qualquer relação com as precipitações. São os chamados ecos de terrenos, que por serem quase constantes e visíveis nas imagens de radar com tempo estável, são de fácil identificação. Por outro lado, as zonas de chuva

que são ocultas por esses obstáculos recebem apenas parte do feixe do radar e apresentam medição da refletividade subestimada;

- Com o afastamento do radar, o feixe vai se atenuando, decrescendo o grau de rigor na estimativa da intensidade. Os erros relacionados com o fenômeno de atenuação tendem a ser importante, sobretudo nas zonas de forte precipitação. A atenuação depende, essencialmente, do comprimento de onda da energia emitida, sendo praticamente negligenciável para radares de comprimento de onda de 5 a 10 cm, mas muito importante para um radar com 3 cm do comprimento de onda;
- Determinados erros podem ocorrer quando o feixe do radar atinge um nível em que a temperatura é de 0°C, à qual está associada à mudança de estado físico gelo/água. Quando se atinge essa temperatura, as partículas de gelo modificam-se e numa primeira fase, ficam cobertas por uma fina película de água o que faz aumentar seu diâmetro. Elas retornam as suas dimensões normais apenas após a passagem completa ao estado líquido. Esta mudança de estado gelo-água traduz-se nas imagens de radar por um pico de refletividade, desde que as ondas incidentes atinjam a isotérmica de 0°C;
- As relações Z-R são válidas para hipóteses muito restritas quanto à homogeneidade do alvo do radar. A distribuição granulométrica das precipitações pode variar no espaço e no tempo no decurso do mesmo episódio chuvoso.
- Tempestades com grande variabilidade em seu perfil vertical - esse é um fenômeno que pode resultar em estimativas ruins do valor precipitado, fato que se agrava quando o feixe do radar intercepta uma chuva de pedra (granizo);
- Formação de precipitações a baixas altitudes (nevoeiros acentuados, algumas nuvens menos elevadas). Tais precipitações podem, eventualmente, não virem a ser detectadas pelo feixe de radar;
- Fenômeno de propagação anômala - esse é o efeito causado quando o feixe intercepta uma camada de ar perto da superfície do solo e esta possui um alto índice de refração; como resultado, o feixe pode ser desviado e, até mesmo, interceptar o solo;
- Presença de ventos laterais - esse fenômeno pode fazer com que uma chuva observada do radar venha a acontecer em um local diferente do indicado pelo aparelho; é um fenômeno tão mais significativo quanto mais baixa for a velocidade de quedas das gotas em relação à velocidade do vento;

- Evaporação da água precipitada sobre a superfície da Terra. Tal ocorrência pode resultar em ecos que venham a ser confundido com precipitação. Esse fenômeno é mais comum quando o ar próximo à superfície é relativamente seco.

g) Aplicações do radar meteorológico

A tecnologia de radar meteorológico tem sido motivo de contínuo desenvolvimento e nos últimos anos se tem produzido avanços tecnológicos principalmente, no que se refere à digitalização dos sistemas de radares, a aquisição de dados e a mitigação dos erros associados à medida do radar.

Hoje em dia as informações do radar são utilizadas em diversas áreas científicas e operacionais, mas em geral a informação do radar se utiliza principalmente a nível qualitativo e com propósitos fundamentalmente meteorológicos, embora ciências ambientais como a Hidrologia, estejam fazendo cada vez mais uso dessas informações.

Na Meteorologia em especial, o radar é utilizado para aplicações científicas e operacionais, que envolvem pesquisas sobre os fenômenos e as estruturas atmosféricas, permitindo a construção e controle de modelos numéricos (algoritmos), mediante os conhecimentos da hidrodinâmica e da microfísica da atmosfera. Como exemplos de aplicações científicas, pode-se citar: estudos sobre a evolução da precipitação e campos de ventos; acompanhamento de séries temporais dos fenômenos, associado à pesquisa climatológica; estudos aplicados ao controle da poluição ambiental em função das condições meteorológicas, etc. Na parte operacional o radar é utilizado principalmente na parte de previsão do tempo, na elaboração de previsões de muito curto prazo (nowcasting) e de curto e médio prazo (forecasting). O uso do radar auxilia na melhoria da habilidade previsional, nos campos espacial, temporal e fenomenológico, dentro de manifestações climáticas de mesoescala. Permite ainda, o exercício da vigilância meteorológica, destinada a alertas de fenômenos de tempo severo, e a medição quantitativa das precipitações. As principais variáveis de interesse na informação do radar são: a precipitação atmosférica (chuva, granizo, neve, ventos e turbulências de ar claro). Resumidamente, algumas das principais aplicações meteorológicas do radar são: consulta em tempo real dos produtos do radar, previsão a curto e médio prazo, análise tridimensional da evolução de tormentas, tornados, furacões e estudos de diversos tipos de precipitação.

As informações geradas pelo sistema de radar meteorológico são essenciais para diversos campos das atividades humanas, para proteção a vida e a propriedade, tais como:

Defesa civil (prevenção e alertas para equipes de salvamento em situações decorrentes de alagamentos e inundações; controle de tráfego urbano no acompanhamento de tempo severo, etc); Agricultura (planejamento de práticas agrícolas, detecção de formação de granizo, monitoramento de transportes de produtos e pessoal ao campo e outras atividades afins que dependam das condições atmosféricas para sua execução segura e econômica, etc); Poluição Atmosférica (monitoramento e predição sobre a dispersão e transporte de poluentes atmosféricos, etc); Tráfego Aéreo (controle e orientação aos operadores sobre as condições de tempo presente e previsões de curto prazo, para segurança para as práticas de pouso, decolagem e navegação em rota de aeronaves, etc); Marinha (controle e segurança das navegações marítima e pluvial), entre outras atividades.

Na Hidrologia, o radar é um instrumento eficaz e econômico para medições de quantidades associadas aos hidrometeoros e destinadas às ações de controle dos recursos hídricos. As informações do radar são importantes na hidrologia para cálculos e modelos de vazão destinados a bacias hidrográficas; previsões de enchente, alagamentos, inundações; deslizamentos; controle de níveis e de vazão de barragens e de reservatórios, prevenção de inundações, erosão e poluição das águas e economia dos recursos para irrigação, elaboração de sistemas de níveis de rios para uso de captação de água, navegação fluvial, pesca, entre outras aplicações.

Atualmente existe uma ampla tecnologia relacionada com o radar meteorológico e em nível operacional, muito países têm desenvolvido redes de radares destinadas à previsão meteorológica. O radar por si tem se convertido em um instrumento usual em meios de televisão e internet, possibilitando pela internet a consulta em tempo real dos produtos de radar proporcionados por centros e serviços meteorológicos, universidades, etc. Como exemplo, a rede de radares NEXRAD (Nex Generation Radar) dos Estados Unidos, com mais de 250 radares, e através de diversos canais de comunicação proporciona de forma gratuita a informação de todos os radares.

No Brasil, existem cerca de 25 radares meteorológicos em atuação, 16 são para auxílio no controle de tráfego aéreo e os restantes para aplicação civil. O atual panorama nacional dos radares existentes e que estão em operação no país, de acordo com a pesquisa citada em Kaiser (2006) é o seguinte: o IPMet pertencente a UNESP, possui dois radares banda S, um localizado em Bauru/SP e outro em Presidente Prudente/SP; o CTH (Centro Tecnológico de Hidráulica e Recursos Hídricos) do DAEE, com um radar banda S localizado na barragem de Ponte Nova, em Biritiba Mirim/SP; o SIMEPAR (Sistema Meteorológico do Paraná) que possui um radar banda S localizado em Teixeira Soares/PR, o SIRMAL (Sistema

de Radar Meteorológico de Alagoas) que pertence a UFAL e opera um radar banda C localizado em Maceió/AL, a FUNCEME (Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos) que possui um radar banda X localizado em Fortaleza/CE, e a UFPel (Universidade Federal de Pelotas) que possui um radar banda S localizado em Pelotas/RS. Entre os radares que operam para navegação aérea estão o do Pico do Couto, localizado em Petrópolis/RJ; de Gama em Brasília/DF; Santiago e Canguçu localizados em São Roque/RS e Porto Alegre/RS e Morro da Igreja localizado em Santa Catarina. Esses radares também geram dados meteorológicos, utilizados para previsão do tempo, mas sem armazenamento contínuo dos dados.

2.1.6 – Diferenças entre pluviômetro e radar

A água que se encontra presente na atmosfera em diferentes estágios do processo da precipitação, pode ser medida por pluviômetros e radares, mas em altura e amostragens volumétricas diferentes. Pluviômetro mede a água efetivamente precipitada que ocorre exatamente sobre o equipamento. O radar mede a água potencialmente precipitável.

Várias metodologias existem para quantificação da chuva, embora possam divergir em suas medidas, pois elas podem representar a chuva medida apenas em um ponto ou em uma área. O pluviômetro mede a chuva em um ponto, o radar em uma área, e como quantificar e comparar essas medidas num determinado período de tempo? No mundo, os primeiros a tentar responder a essa questão foi Wilson (1970) e depois, Brandes (1975), eles compararam dados de chuva acumulada pelo radar com dados de pluviômetros. No Brasil, logo em seguida, vieram Calheiros e Antônio (1979), que utilizaram as informações do radar de Bauru, um banda C na época. Posteriormente diversos estudos foram feitos e continuam sendo feitos com o mesmo objetivos, e entre eles, alguns dos mais recentes serão expostos a seguir.

Comparando a diferenças entre a medida do volume de chuva amostrado pelo radar meteorológico com referência a um valor pontual obtido em superfície pelo pluviômetro, Campos e Zawadzki (1999) concluíram e mostraram alguns erros associados às medidas feitas pelo radar e pluviômetros estão relacionados com os erros dos instrumentos. Tais erros podem estar inseridos, por exemplo, a ação do vento durante a ocorrência da chuva ou diferenças da amostragem, entre o volume iluminado pelo radar e o valor de referência no nível da superfície, pelo pluviômetro.

Moszkowicz (2001) apud Moreira, (2005), propôs uma técnica de ajuste da chuva do radar com base nas informações obtidas pelos pluviômetros, denominada aproximação Bayesiana. Essa técnica utiliza todas as informações disponíveis (*a priori*), para obter a probabilidade *a posteriori* de diferentes intervalos de chuva. Foram utilizados os dados do verão de 2000, separados em dois casos: 1) quando a altura da medida do pluviômetro (H) e o volume da chuva do radar (S) apresentavam valores baixos e 2) quando, H e S apresentavam valores altos. Conclui-se que essa técnica permitiu reduzir a diferença entre os dados de radar meteorológico e do pluviômetro em aproximadamente 15% nos dois casos.

Calvetti *et al.* (2003), afirmaram que pluviômetros e pluviográficos medem bem a intensidade e duração da chuva, mas não têm representatividade espacial, mesmo para uma rede densa de medição. O erro de representatividade espacial é mais significativo para chuva convectiva intensa, em geral associada com células da ordem de 10 km de diâmetro. Radares meteorológicos permitem uma boa amostragem espacial e temporal da estimativa da taxa de precipitação, mas com uma incerteza maior do que uma rede de pluviômetros, por causa das fontes de erro. Os autores avaliaram através de um modelo de calibração da chuva com radar, da aplicação de um método estatístico, que considera a influência da distância dos pluviômetros com cada pixel coincidente do radar e propuseram melhorias na estimativa da precipitação.

Lou (2004) trabalhou com dados de chuva acumulada em uma hora, pelo radar meteorológico de São Paulo e pela rede de pluviômetros localizada na bacia do Alto-Tietê, os quais submetidos à análise geoestatística para determinação dos variogramas e covariogramas eventos meteorológicos distintos (frontal e convectivo). A autora avaliou distribuição espaço-temporal da chuva através de um referencial geoestatístico, utilizando dois modelos distintos: krigagem bayesiana e métodos por indicadores sequenciais. Os resultados encontrados pela autora na análise estrutural mostraram a presença de correlação espacial dos dados e ficou evidenciada a relação entre dados do radar e os dados dos postos pluviométricos, através da construção dos covariogramas. Ambos os modelos geoestatísticos revelaram desempenhos superiores quando comparados com a performance da relação Z-R.

Moreira (2005), testou a utilização de informações de chuva estimada a partir de dados de radar meteorológico integrados com dados de pluviômetros como entrada em um na bacia do rio Barigüi, localizado na região metropolitana de Curitiba, Paraná. O autor integrou as medidas de precipitação obtidas pelos pluviômetros e radar, através de um esquema de análise objetiva estatística (ANOBES) leva em conta as propriedades estatísticas do campo de precipitação para combinar medidas de pluviômetros com estimativas de precipitação por

radar, tal que o erro de análise seja minimizado. Com o modelo de transformação chuva-vazão (IPH II), fez simulações hidrológicas foram realizadas para 3 conjuntos de dados de precipitação como entrada do modelo: 1) pluviômetros, 2) chuva de radar, 3) medida de precipitação combinada através da ANOBES. Entre alguns dos resultados encontrados, o autor conclui que: as medidas de pluviômetros apresentam bons resultados para eventos de precipitação estratiforme; provocadas por sistemas frontais, ou seja, quando as chuvas tiveram uma boa distribuição espacial; os dados de radar não apresentaram um desempenho satisfatório, ora subestimando, ora superestimando os valores de precipitações e conseqüentemente as vazões. O autor argumenta que o desempenho do radar pode estar associado à utilização de uma única equação Z-R.

Recentemente Antônio et al. (2007) avaliou a eficácia do radar no monitoramento e quantificação da precipitação, além da validade da equação Z-R instalada e em uso no sistema de radar do IPMet, para três eventos de fortes chuvas que causaram inundações na cidade de São Carlos/SP. Os autores correlacionaram e compararam através de pluviogramas, dados da chuva registrada por um pluviômetro localizado na área, com dados de radar de chuva quantificada pela equação Z-R de Marshall-Palmer (1948), para cada um dos casos analisados. Os resultados mostraram que a equação de Marshall-Palmer subestimou a chuva em comparação com o pluviômetro, em torno de 80 %. Segundo os autores, este fato confirma a necessidade da utilização de uma equação Z-R específica local ou para cada intervalo de distância, que permita o uso do radar para o estabelecimento do campo espacial da precipitação. Tal campo, indicativo de chuva em áreas, poderá ser utilizado nos modelos de previsão de vazões em canais, córregos, ou rios, essencial para avaliações de casos de enchentes urbanas e para a implantação de programas de alerta de inundação. Utilizando uma equação específica, os autores chegaram a uma diferenças menos de 5 % e recomendam usar uma relação Z-R específica para situações individuais.

No mesmo contexto, Emídio *et al.* (2007) compararam a chuva média acumulada na região de Piracicaba/SP por pluviômetros e radar. A chuva foi coletada por 11 pluviômetros e transformada em chuva média em área através do método dos polígonos de Thiessen. Para quantificação da chuva média em área pelo radar foram utilizadas duas diferentes equações Z-R (Marshall-Palmer e Jones) em distintos horários. O intervalo de análise foi abril de 2004 a outubro de 2005 e foi dividido em 21 períodos decendiais. Pelos resultados obtidos, verificou-se que o radar estava subestimando a chuva média em períodos chuvosos e o contrário, ocorrendo em períodos secos.

2.2 -Balanço hídrico

O impacto do mau uso dos recursos naturais do meio ambiente, reverte na limitação das reservas de matérias-primas, produção de alimentos, de energia e o suprimento de água potável. Desse modo, os limites de desenvolvimento da civilização e da tecnologia ficam comprometidos, sendo que um planejamento sistemático para o futuro, com suprimentos e demanda de água devem ser considerados conjuntamente de forma a se equilibrar esse balanço. O balanço hídrico representa este equilíbrio de forma calculista, que pode ser utilizado em planejamento de áreas de uso agrícolas, hidrológicos, florestais e aplicados em obras de engenharia, etc.

Do ponto de vista agrônômico o balanço hídrico pode ser considerado como fundamental, pois ele define as condições hídricas para a cultura se desenvolver e do ponto de vista hidrológico, como essencial, pois visa à utilização racional dos recursos hídricos. O balanço hídrico de uma cultura e a sua condição de suprimento de água resulta da interação que se estabelece ao longo do sistema solo-planta-atmosfera.

O balanço hídrico do solo é da maior utilidade, pois permite caracterizar a evolução das reservas hídricas do solo ao longo do ano, estimar a evapotranspiração ocorrida e avaliar quantitativamente os períodos de excesso e escassez de água.

2.2.1 – Componentes do balanço hídrico

O balanço hídrico, conforme cita Reichardt (1985), é a própria lei da conservação das massas e está intimamente ligado ao balanço de energia, pois os processos que envolvem cada um dos seus componentes requerem energia seja ela proveniente do sol, da atmosfera, ou de ambos. Resumidamente, o balanço hídrico envolve a equação da continuidade de massa e a troca de energia dos sistemas envolvidos, no tempo e no espaço. A equação da continuidade se apresenta na seguinte forma:

$$P + I - ET - R - DP + AC = \Delta A_L \quad (11)$$

P é a precipitação (chuva), I é a irrigação, ET evapotranspiração (evaporação da superfície do solo + transpiração pelas plantas), R é o escoamento superficial ou Run-off, DP é a drenagem profunda, AC é a ascensão capilar e ΔA_L é a variação de armazenamento de

água no perfil de solo de 0 a L. Todos esses parâmetros são expressos em volume de água por unidade de área durante um período de tempo.

Nessa equação (11), os componentes de entrada de água do balanço hídrico são representados pela precipitação, irrigação e ascensão capilar e as saídas ou perdas, ocorrem pela evapotranspiração, escoamento superficial e drenagem profunda. Na determinação dos componentes do balanço hídrico, considera-se que:

a) As medidas de precipitação (P) e a irrigação (I) são feitas através do uso de equipamentos (pluviômetros, radar) e técnicas específicas (métodos de irrigação). A precipitação devido a sua aleatoriedade em tempo e magnitude, é o elemento mais sensível para garantir a qualidade e confiabilidade de um balanço nas aplicações práticas. Sua medida deve ser representativa e correta, de modo que registre efetivamente a distribuição da quantidade de chuva em uma área com o mínimo de erro (TROVATI, 1997).

A irrigação complementa a precipitação natural, tendo como objetivo o fornecimento controlado de água para as plantas, através de métodos de irrigação que fornecem água em quantidade suficiente e no momento certo, assegurando a produtividade e a sobrevivência da cultura. Para cada método existe sistemas de irrigação associados, que depende de diversos fatores, tais como a topografia (declividade do terreno), o tipo de solo (taxa de infiltração), a cultura (sensibilidade da cultura ao molhamento) e o clima (frequência e quantidade de precipitações, temperatura e efeitos do vento). Para cada intervalo de tempo do ciclo da cultura, a necessidade de irrigação dependerá da demanda hídrica e das possíveis dotações ou suprimentos naturais de água no solo, podendo ser determinada a partir da equação do balanço hídrico no solo (GOMES, 1999).

b) A determinação da ascensão capilar (AC), comum em períodos mais secos, e da drenagem profunda (DP), mais comum em períodos extremamente chuvosos, demandam um conhecimento de física dos solos para sua determinação relativa à energia da água no solo, pelo do processo movimentação da água (fluxos ascendente e descendes) no solo.

c) O escoamento superficial ou Run-off (R) exige o conhecimento da capacidade de infiltração do solo, pode ser associado à precipitação quando o solo estiver saturado ou quando a umidade no solo atingir o valor máximo.

d) A estimativa da variável evapotranspiração (ET) é efetivamente necessária para que se possa conhecer a disponibilidade hídrica do solo, envolvendo componentes relacionados ao clima, solo e cobertura vegetal.

A evapotranspiração é extremamente importante na estimativa do balanço hídrico, sendo um processo simultâneo de transferência de água para a atmosfera através da evaporação da água do solo e da transpiração das plantas. Dependendo das condições da vegetação, do tamanho da área vegetada e do suprimento de água pelo solo, a evapotranspiração pode ser expressa como: evapotranspiração potencial (ETP) ou de referência (ET_o), evapotranspiração real (ETR), evapotranspiração de oásis (ETO) e evapotranspiração de cultura (ET_c) ou evapotranspiração máxima de cultura (ET_m). As definições, citadas por Pereira *et al.* (2002), são descritas a seguir.

Evapotranspiração potencial (ETP) é a quantidade de água que seria utilizada por uma extensa superfície vegetada com grama, com altura entre 8 a 15 cm, em crescimento ativo, cobrindo totalmente a superfície do solo e sem restrição hídrica. Conceitualmente, a ETP é limitada apenas pelo balanço vertical de energia, ou seja, pelas condições climáticas locais, como temperatura média mensal, duração média do dia no mês e número de dias do mês, podendo ser estimada facilmente por meio de métodos teórico-empíricos desenvolvidos para várias condições climáticas. Nestas condições, a ETP é tomada com de referência (ET_o) quando se quer conhecer a evapotranspiração de uma cultura em condições não-padrão.

Evapotranspiração real (ETR) é a quantidade de água realmente utilizada por uma extensa superfície vegetada com grama, em crescimento ativo, cobrindo totalmente o solo, porém, com ou sem restrição hídrica. Quando não há restrição hídrica, $ETR = ETP$, portanto $ETR \leq ETP$, embora neste ponto, os conceitos de ETP e ETR se aplicam exclusivamente a uma superfície gramada.

Evapotranspiração de oásis (ETO) é a quantidade de água utilizada por uma pequena área vegetada (irrigada) que é circundada por uma extensa área seca, de onde provém energia por advecção (transporte lateral de calor por deslocamento da massa de ar), aumentando a quantidade de energia disponível. Logo por definição, $ETO > ETP$.

Evapotranspiração de cultura (ET_c) é a quantidade de água utilizada por uma cultura, em qualquer fase de seu desenvolvimento, desde o plantio/semeadura até a colheita, quando não houver restrição hídrica, e por este motivo é também chamada de evapotranspiração máxima da cultura (ET_m). A ET_c é função da área foliar (superfície transpirante), pois quanto

maior a área foliar, maior será a E_{Tc} para a mesma demanda atmosférica. Pode ser obtida através da relação $E_{Tc} = K_c \cdot E_{To}$, em que K_c é o coeficiente de cultura.

De modo geral, a estimativa da evapotranspiração é feita através de fórmulas empíricas ou diretamente através de instrumentos como os lisímetros e tanques evapotranspirômetros que estimam a evapotranspiração em períodos que variam de meses, semanas e dias (COSTA, 2002). Nesses instrumentos a precisão das medidas depende de como o solo e a cultura são cultivados no tanque. Porém, apesar da estrutura do instrumento modificar o microclima em todos os aspectos, não garante medidas eficientes que não satisfazem as condições de contorno e o solo dificilmente apresenta as mesmas características originais, fornecendo apenas comportamentos muito particulares de transferência de água para a atmosfera. Logo, muitas vezes é mais viável e preciso estimar a evapotranspiração através dos principais parâmetros ambientais reguladores do processo, combinados entre si por diferentes métodos, e que podem ser utilizados para o dimensionamento e manejo correto de água em projetos agrícolas (KNAPP, 1985).

De acordo com Victoria et al. (2003), medidas diretas de evapotranspiração são raras, principalmente em regiões mais afastadas de centros urbanos, pois esta não pode ser quantificada com aparelhos mais comumente encontrados em estações meteorológicas. Contudo, a evapotranspiração pode ser estimada através de modelos físicos e/ou empíricos, embora medidas e estimativas da evapotranspiração para uma região inteira (bacia hidrográfica ou área de estudo) sejam mais difíceis de obter.

Kite (2000), agrupou as metodologias que podem ser utilizadas em: i) – métodos que utilizam medidas de equipamentos meteorológicos (FAO-24, FAO-56); ii) – modelos hidrológicos (ex: SWAP e SLURP); e iii) – modelos que utilizam dados de sensores remotos para estimar os valores das variáveis das fórmulas de evapotranspiração. Tais modelos têm como vantagem utilizarem poucas medidas de campo e poderem representar áreas extensas devido a cobertura dos satélites.

Embora exista uma grande quantidade de estudos e métodos de estimativas diretas e indiretas sobre a evapotranspiração, o desenvolvimento de variedades de culturas modificadas geneticamente requer da ciência agrometeorológica a atualização contínua desse importante tema na área ambiental. Por exemplo, a evapotranspiração potencial pode ser estimada por vários métodos e têm proporcionado a vários autores comparar estas metodologias para diferentes regiões do mundo (DELGADO e GUENNI, 2006).

Os critérios para adoção de um determinado método estão na dependência de uma série de fatores, entre os quais: a disponibilidade de dados meteorológicos, a escala de tempo requerida, as condições climáticas (CARVALHO *et al.*, 2004). Entre os métodos mais

utilizados destacam-se os de Thornthwaite, Penman, Penman-Montieth, Camargo, Tanque de Classe A, Hargreaves-Samani, Priestley-Taylor, Penman-Monteith (Padrão FAO/1991), Shuttleworth-Wallace, entre outros.

Sousa *et al.*, (2005), aplicou uma técnica estatística multivariada denominada de Análise de Componente Principais (ACP) na região Nordeste do Brasil e identificou quais variáveis meteorológicas (temperatura máxima do ar, temperatura mínima do ar, precipitação, umidade relativa do ar, evaporação à superfície, insolação e velocidade do vento a superfície) apresentou maior influência no processo de Evapotranspiração (ET) na região. O resultado indicou que as variáveis investigadas com maior representatividades foram: precipitação, umidade relativa do ar, evaporação à superfície e velocidade do vento a superfície; enquanto a temperatura mínima do ar apresentou menor influencia.

e) A disponibilidade hídrica de um solo ou o armazenamento de água no solo (A) indica a quantidade de água retida no solo num determinado período, que segundo Orselli e Silva (1988), é função do armazenamento anterior e das entradas e saídas de água no período considerado, existindo um limite máximo para o armazenamento, decorrente do tipo de solo e das exigências hídricas de cada vegetação, sendo conhecido este limite, como Capacidade de Campo (cc). Os valores do armazenamento de água no solo superam a capacidade de campo, ocorre então excedente hídrico.

A capacidade de água disponível (CAD) ou a água disponível (AD) no solo, é a lâmina de água correspondente ao intervalo de umidade do solo entre a capacidade de campo (cc) e o ponto de murcha permanente (pmp). É determinada de acordo com as propriedades físico-hídricas do solo (cc, pmp e D (densidade do volume do solo)) e com a profundidade efetiva (L) do sistema radicular das plantas sob cultivo, onde se concentra 80% das raízes.

As propriedades físico-hídricas do solo dependem da estrutura e da textura do solo, e são bastante variáveis. Dessa forma, para efeito de processamento nos modelos de balanço hídricos, a capacidade de campo (cc) e o ponto de murcha (pm) são praticamente constantes para um determinado tipo de solo, mas variam grandemente de um tipo de solo para outro. Sendo assim, são imprescindíveis os estudos das características físico-hídricas dos solos, para quantificar a disponibilidade ou necessidade de água para as culturas.

A disponibilidade de água no solo é um dos fatores que mais interferem no crescimento radicular em profundidade. Em condições de déficit hídrico há redução do crescimento radicular nas camadas mais superficiais devido, principalmente, ao aumento da resistência mecânica do solo seco, enquanto as camadas mais profundas, com o aumento da

manutenção da umidade por mais tempo, proporcionam menor resistência à penetração das raízes mais novas (VASCONCELOS, 2002, apud PRADO, 2003).

As culturas perenes (frutícolas, em geral), que por natureza apresentam um sistema radicular mais profundo conseguem explorar a água em um volume maior de solo, ou seja, a capacidade de armazenamento de água disponível para essas culturas é grande em comparação às culturas com sistema radicular superficial.

Para culturas semiperenes, a cana-de-açúcar é uma planta, que possui desenvolvimento radicular muito dependente das condições físico-hídricas, químicas e morfológicas das camadas superficiais e subsuperficial dos diversos solos. Sua produtividade pode reduzir-se significativamente quando ocorre forte limitação hídrica, principalmente entre o quinto e o sexto mês do ciclo de desenvolvimento, quando ocorre a maior demanda por água. Nos primeiros dois anos a produtividade tem menor dependência das condições químicas, físicas e morfológicas do horizonte subsuperficial, assumindo maior importância nessa correlação a partir do terceiro corte (LANDELL *et al.*, 2003). O sistema radicular da cana de açúcar possui raízes superficiais (60 a 80%), raízes de sustentação (10 a 20%) e raízes em corda (5 a 10%) que podem atingir 1 a 1,5 m de profundidade, em um ciclo longo de crescimento que varia de 9 a 24 meses, sendo o mais comum de 12 a 18 meses. A cultura suporta vários cortes, podendo chegar a 8 cortes, sendo o primeiro denominado de cana-planta e os demais de socas (REICHARDT, 1985).

Segundo Rizzo *et al.* (1980), os principais solos cultivados no Estado de São Paulo com a cultura da cana de açúcar eram Latossolo Roxo (47%), Latossolo Vermelho Amarelo, textura média (13% e latossolo Vermelho Orto (9%). Com a implantação de várias destilarias de álcool na região oeste do Estado, o cultivo de cana se expandiu para os solos do tipo Podzólico Vermelho Escuro, textura média e o Latossolo Vermelho Escuro, textura média, que lá predominam (PARANHOS, 1987).

No estudo feito por Prado *et al.* (2003), foram propostas cinco novas classes de disponibilidade de água, no intuito de avaliar as diferentes disponibilidades de água para as principais classes de solo ocupadas com a cana-de-açúcar na região Centro-Sul do Brasil, considerando, ao mesmo tempo, as condições do clima (evapotranspiração potencial), e dos solos (atributos físicos e morfológicos) que não possuem restrição de drenagem interna. Os autores concluíram em seus resultados que a classe dos solos tipo Latossolos apresenta limitação de disponibilidade de água para todos valores de disponibilidade de água; que a classe dos solos tipo Argissolos apresentam média disponibilidade de água somente quando a espessura do horizonte A arenoso não é muito espessa, mas pode ser tão baixa quanto ao

Neossolo Quartzarênico quando for da ordem de 100 cm. Os Argissolos com restrição de drenagem interna disponibilizam água por mais tempo para a cana-de-açúcar, embora essa afirmação ainda precise ser melhor avaliada e finalmente, que o enquadramento de disponibilidade de água nas classes propostas variam em função dos valores da evapotranspiração potencial de cada região e em cada período do ano.

2.2.2 – Aplicação do balanço hídrico

Teoricamente, o balanço hídrico é possível para qualquer tipo de região, embora a possibilidade de dados e o grau de refinamento dos métodos analíticos determinem a sua aplicabilidade em um senso prático. A UNESCO (1982), cita o balanço hídrico superficial, aerológico, balanços energéticos, balanço de superfícies líquidas, etc. O processo de contabilidade hídrica mais usado para fins climatológicos (balanço climatológico) é o método de Thornthwaite & Mather (1955).

Segundo Costa (2002), no balanço hídrico realizado para grandes áreas um dos problemas consiste no fato de que os modelos utilizados para determinar a evapotranspiração são pontuais, cobrindo apenas pequenas áreas onde são conhecidos os componentes do clima, solo e cobertura vegetal. Ele indica que uma das alternativas seria a realização de várias estimativas em áreas menores, interpolando os resultados numa grade que fosse capaz de cobrir toda a área de estudo. No entanto, esses dados pontuais quando transferidos para macroescala, via de regra, superestimam os totais da evapotranspiração.

Para a determinação da evapotranspiração em escala regional, um dos modelos mais utilizados é o de Morton (1983), que está fundamentado na relação complementar entre a evapotranspiração real e a evapotranspiração real referente a uma grande área, a qual é função da disponibilidade de água no solo para evapotranspiração.

Trovati (1997) aplicou o modelo de Morton para estimativa da evapotranspiração em área mostraram, para execução de um balanço hídrico com alta resolução espacial para a região de Jaú/SP.

Outras técnicas de estimativas da evapotranspiração para cálculo de balanço hídrico são feitas pelo uso do sensoriamento remoto através de imagens de sensores satélites que tem a finalidade de estimar a temperatura da superfície para servir de dado de entrada em métodos que calculam a ETP. A aplicação desta ferramenta ainda é recente no Brasil e poucos são os estudos na literatura voltados para estimativa do balanço hídrico distribuído.

Possivelmente, uma das primeiras tentativas para execução de um balanço hídrico altamente distribuído foi feita por Trovati e Antônio (1996) que utilizaram dados de um radar meteorológico banda S. Os autores utilizaram como insumo de entrada, a distribuição da chuva acumulada em área (região de Jaú/SP) quantificada com radar meteorológico, incorporando na mesma resolução do radar (1 km x 1 km) as variações dos tipos de solo presente na área levando em conta para cada um dos solos a característica das capacidades máxima e mínima de armazenamento de água no solo.

Outro trabalho foi desenvolvido por Victoria *et al.* (2003) com o objetivo de estimar um balanço hídrico espacialmente distribuído ao longo da bacia de drenagem do Ji-Paraná/RO, no período de um ano hidrológico (setembro de 1995 a agosto/1996), utilizado-se do geoprocessamento para acoplar o modelo hidrológico de Thornthwaite-Mather ao SIG ArcInfo (versão 7.2) e do sensoriamento remoto através de imagens do sensor AVHRR a bordo do satélite NOAA-14 para estimar a temperatura da superfície, a fim de calcular a evapotranspiração potencial a partir de equações de Thornthwaite.

CAPÍTULO III

3 - Materiais e Métodos

3.1 – Apresentação das áreas de estudo

As áreas de estudo abrangem as regiões de Piracicaba e Assis, que foram delimitadas através das Cartas Pedológicas Semidetalhadas do Estado de São Paulo, correspondentes às quadrículas de Piracicaba e Assis. Essas cartas (mapas) possuem levantamento da distribuição espacial dos solos e as suas respectivas classificações, ao nível semidetalhado e foram elaboradas na Seção Pedológica (atualmente, Centro de Pesquisa e Desenvolvimento de Solos e Recursos Ambientais) do Instituto Agrônomo de Campinas – IAC, na forma de quadrículas 30' x 30' de latitude e longitude, na escala de 1:100.000. Cada mapa quadrícula (50 km x 50 km) identifica os tipos de solos, com resolução espacial de 2 km x 2 km, para alguns municípios do Estado de São Paulo, conforme é apresentado na Figura 4.

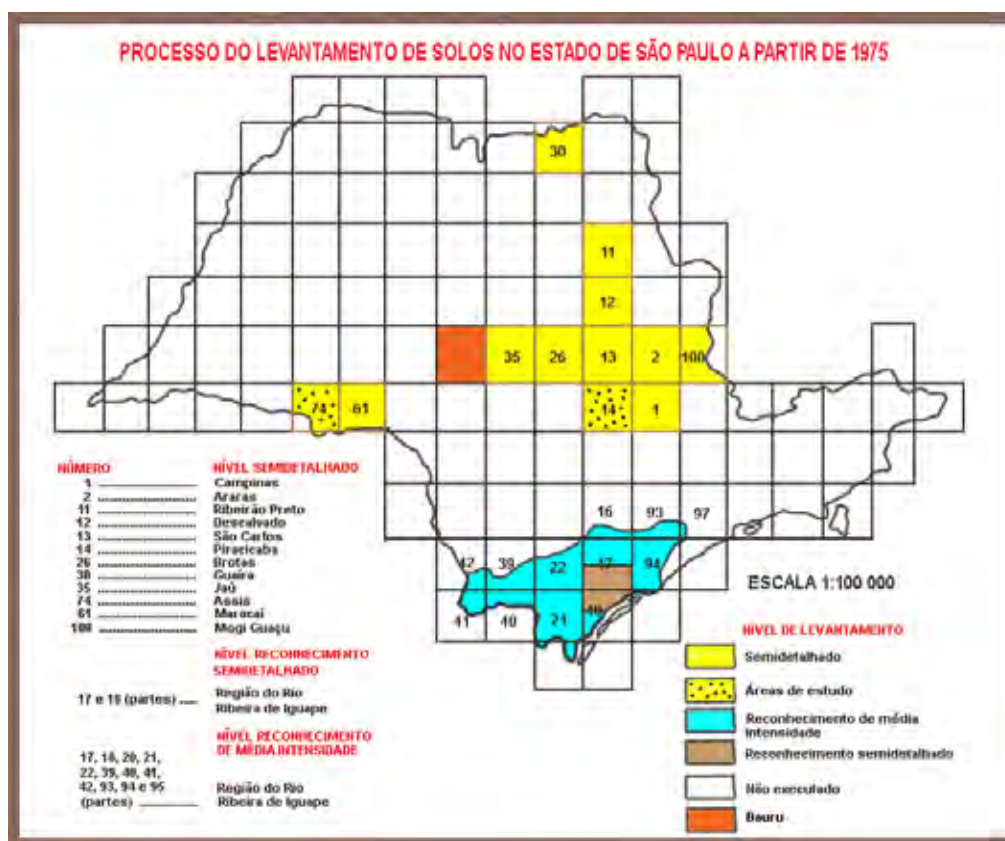
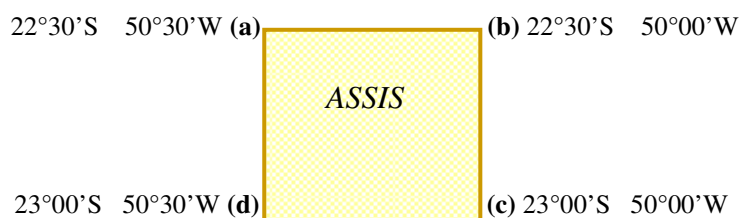


Figura 4 – Mapa do Estado de São Paulo apresentando as quadrículas que possuem levantamento pedológico semidetalhado (PRADO, 1997).

3.1.1 – Carta da Quadrícula de Assis

A carta da quadrícula de Assis (Figura 5) foi publicada pelo IAC em 1996 (BOGNOLA *et al.*) tendo o detalhamento pedológico² executado por prospecção sistemática de campo com base de fotointerpretação de fotografias aéreas de 1984, escala 1:35.000, vôo IGC, Projeto Marília. Base cartográfica compilada da Carta do Brasil – IBGE, escala 1:50.000, Folhas Topográficas: Assis, Campos Novo Paulista, Cândido Mota, Palmital, atualizadas através de fotografias aéreas, escala e vôo, citados anteriormente. A quadrícula de Assis está delimitada nas coordenadas geográficas citadas abaixo:



3.1.2 – Carta da quadrícula de Piracicaba

A carta da quadrícula de Piracicaba (Figura 6) foi publicada pelo IAC em 1989 (OLIVEIRA *et al.*), tendo o detalhamento pedológico³ executado por prospecção sistemática de campo com base de fotointerpretação de fotografias aéreas de 1965, escala 1:60.000, vôo USAF, pela Seção de Pedologia -Divisão de Solos do Instituto Agronômico, Campinas, em convênio com a Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária - EMBRAPA. A Carta foi compilada por métodos cartográficos com base nas Folhas Topográficas da Carta Nacional do Brasil, escala 1:50.000, atualizadas a partir das fotografias aéreas de 1978 e imagens de satélites de 1986, pela Divisão de Cartografia do Instituto Geográfico e Cartográfico. A quadrícula de Piracicaba está delimitada nas coordenadas geográficas abaixo:



² Informações retiradas na Carta de Pedológica Semidetalhadas do Estado de São Paulo, quadrícula de Assis.

³ Informações retiradas na Carta de Pedológica Semidetalhadas do Estado de São Paulo, quadrícula de Piracicaba.

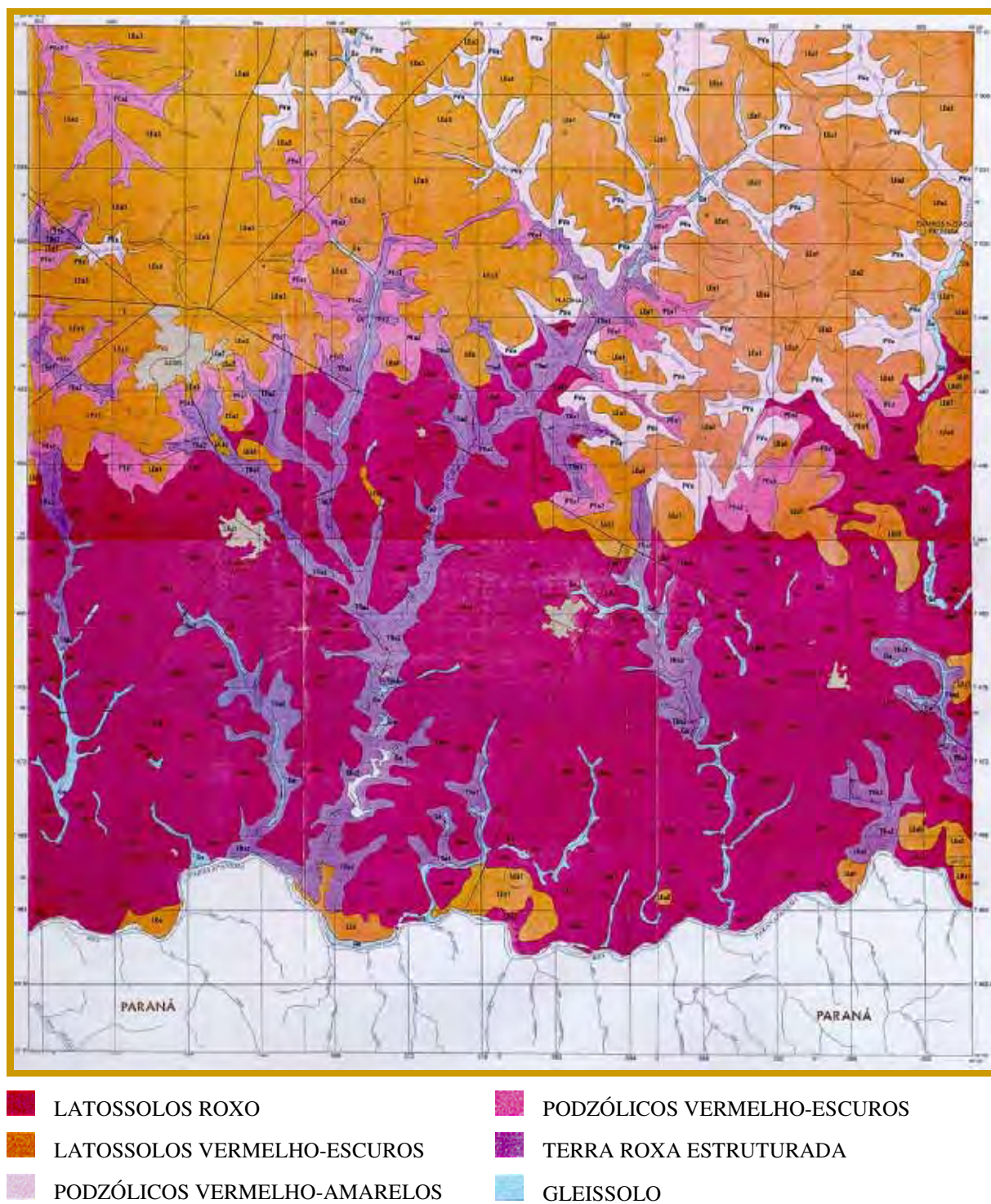
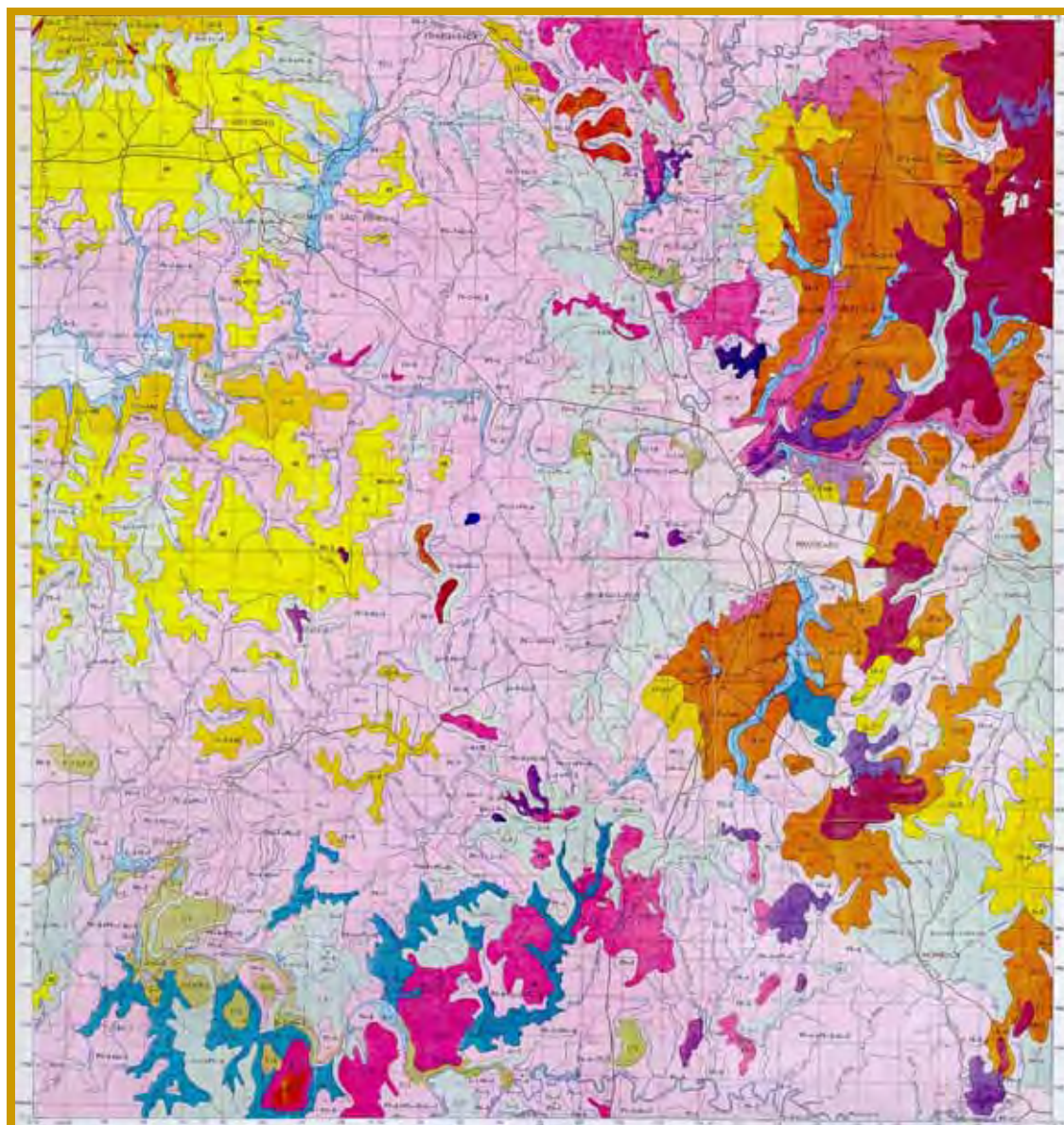


Figura 5 – Mapa quadriculado da região de Assis/SP, com levantamento pedológico semidetalhado, escala 1:100 000.



- | | | | |
|--|-----------------------------------|--|------------------------|
| | LATOSSOLOS ROXO | | BRUNIZENS AVERMELHADOS |
| | LATOSSOLOS VERMELHO-ESCUROS | | PODZOL |
| | LATOSSOLOS VERMELHO-AMARELOS | | CAMBISSOLOS |
| | PODZÓLICOS VERMELHO-AMARELOS | | AREIA QUARTZOSA |
| | PODZÓLICOS VERMELHO-ESCUROS | | SOLO ALUVIAL |
| | PLANOSSOLOS | | SOLO LITÓLICOS |
| | TERRA ROXA ESTRUTURADA | | SOLO GLEIZADOS |
| | TERRA ROXA ESTRUTURADA LATSSÓLICA | | TIPOS DE TERRENO |
| | TERRA ROXA ESTRUTURADA PODZÓLICA | | |

Figura 6 – Mapa quadrícula da região de Piracicaba/SP, com levantamento pedológico semidetalhado, escala 1:100 000.

As coordenadas das quadrículas foram ajustadas em relação à grade do radar meteorológico localizado no IPMet em Bauru/SP, tornando-se: Assis (a) 22°30'S, 50°29'W; (b) 22°30'S, 49°59'W; (c) 22°57'S, 50°28'W e (d) 22°57'S, 49°59'W; Piracicaba (a) 22°30'S, 48°00'W; (b) 22°29'S, 47°30'W; (c) 22°57'S, 47°29'W e (d) 22°57'S, 47°59'W. A Figura 7 mostra a distância de Assis em linha reta (centro da quadrícula) ao radar de Bauru, fica em torno de 124,176 km. A distância entre a região de Piracicaba é um pouco maior, em torno de 161,074 km.

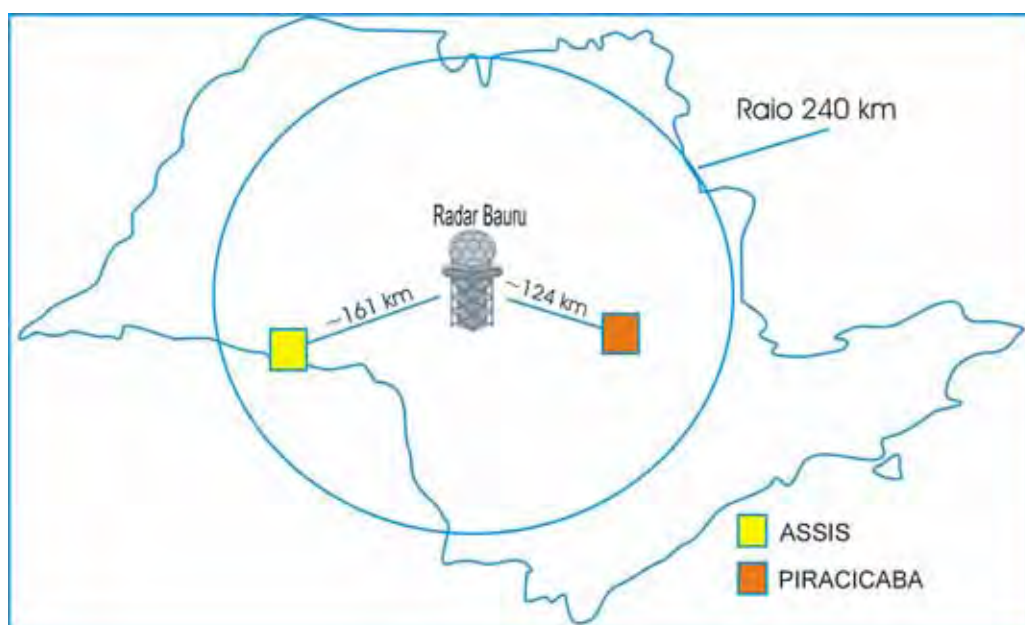


Figura 7 – Representação do radar e das áreas de estudo.

3.2 - Levantamento e classificação dos solos

Seguindo os objetivos da pesquisa, algumas considerações foram feitas sobre o assunto, considerando a extensa classificação dos solos na literatura.

O solo é a camada viva que recobre a superfície da terra, em evolução permanente, por meio da alteração das rochas e de processos pedogenéticos comandados por agentes físicos, biológicos e químicos. É no solo que se desenvolve a maior parte da vida terrestre, fluvial, lacustre e marítima. Os seres vivos, bem como o vento e as águas, são os agentes de formação e modificação do solo.

A formação do solo depende de seu material de origem (orgânico ou mineral, intemperizado ou não), este sofre influência do clima (temperatura, vento, umidade), dos organismos presentes no solo, do relevo, do tempo entre outros fatores. Após todo o processo formador de um novo solo, propriedades específicas poderão ser identificadas como sua constituição, coloração, textura, estrutura, cerosidade, porosidade, consistência, cimentação, pedoclima e pedoforma.

Sua organização por vezes é complexa, podendo em um curto espaço (distância) haver a ocorrência de solos diferentes, isto devido ao tipo de relevo presente no local. Esta diferença pode ser notada pelos horizontes do solo, que nada mais são do que a maneira como ele está organizado formando um perfil (sobreposição de camadas). Os solos apresentam, naturalmente, uma inerente variabilidade de textura, estrutura e de outras propriedades físicas e químicas, as quais resultam em padrões de classificação dos tipos, classe e subclasses de solos. A classificação é um procedimento indispensável para execução do levantamento pedológico (ou de solos), que é básico não só para a pesquisa, como também para o manejo agrícola e não agrícola (PRADO, 2005).

Seguindo Prado (1997), o Estado de São Paulo com área de aproximadamente 248.600 km² teve o levantamento de solos executado em diferentes épocas. Primeiramente com Paiva Neto (1951), que classificou os solos em dez grandes tipos, empregando os nomes de formações geológicas e populares. Outros trabalhos com diferentes níveis de detalhamento no levantamento do solo vieram posteriormente, destacando o do Instituto Agrônomo que em convênio com a Empresa Brasileira de Pesquisas Agropecuária - EMBRAPA em 1978, iniciou o levantamento pedológico semidetalhado do Estado de São Paulo, publicado em quadrículas 30' x 30', na escala 1:100 000. Esse levantamento ao nível de semidetalhe não existe até hoje em todo o Estado de Paulo, foi feito apenas para algumas regiões agrícolas como é o caso das regiões de Piracicaba e Assis que são objetos de estudo nessa pesquisa.

Os mapas de levantamento pedológico semidetalhado das quadrículas de Piracicaba e Assis, apresentam alta e baixa variabilidade de solos, respectivamente. No caso do mapa quadrícula de Assis, a variabilidade no solo é de apenas 6 tipos, com predomínio de solo Latossolo Vermelho Escuro distribuído espacialmente na metade ao norte da quadrícula e de Latossolo Roxo (40%) na metade ao sul, embora nesse setor existam algumas concentrações de Terra Roxa Estruturada (Figura 5). Em Piracicaba, a alta variabilidade resulta em 17 tipos de solos, mesmo sendo nítida na distribuição espacial dos solos uma concentração mais intensa do tipo de solo Podzólico Vermelho Amarelo, seguido pelo solo Litólico (Figura 6).

As quadrículas de Assis e Piracicaba possuem a classificação de solos sob o referencial de Camargo *et al.* (1987), mas em 1999 a EMBRAPA adotou uma classificação no Sistema Brasileiro de Classificação de Solos - SiBCS, a qual foi novamente atualizada em 2005.

A nova versão do SiBCS⁴ engloba apenas 13 (treze) ordens, em vista da eliminação da classe dos Alissolos. As ordens e os níveis de subordens, grandes grupos e subgrupos passaram por modificações e foram revistos alguns atributos e horizontes diagnósticos, além do estabelecimento de novos atributos. As definições de classes de solos foram ampliadas, como as dos Nitossolos, Argissolos, Neossolos, Espodossolos e Planossolos.

Essas classificações do SiBCS serão apresentadas a fim de possibilitar correlações para os tipos de solos que foram encontrados nessas áreas, ressaltando que no interesse da pesquisa o solo é visto apenas como reservatório de água e no qual, a umidade no solo é determinada pela capacidade de armazenamento de água para diferentes tipos de solo no cálculo do balanço hídrico, independente de sua nova nomenclatura.

A EMBRAPA publicou em 1999, o SiBCS arquitetado de forma descendente e estruturado em seis níveis categóricos, que são conjuntos de classes definidas num mesmo nível de generalização ou abstração. No 1º nível tem-se a ordem, no 2º a subordem, no 3º o grande grupo, no 4º o subgrupo, e possui estruturação para os níveis de família e série (PRADO, 2005). A Figura 8 apresenta a hierarquia adotada pelo SiBCS e as Tabelas 4 e 5 as classificações dos tipos de solo do Brasil, segundo as antigas e nova nomenclatura.

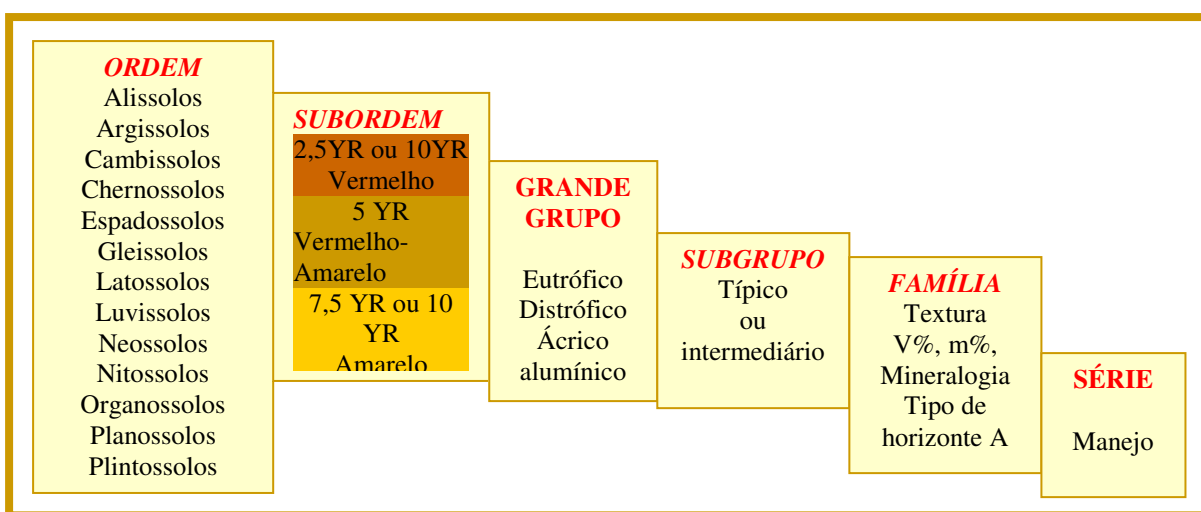


Figura 8 - Hierarquia Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (PRADO, 2005).

⁴ EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. *Sistema Brasileiro de Classificação de Solos*. 2.ed.; Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2006. 306 p.

Tabela 4 – Classificação do SiBCS 1987 e 1999 (Mudanças da nomenclatura nos níveis categóricos mais superiores (nomes assinalados em negritos foram extintos) (PRADO, 2005).

Camargo et al (1987)	EMBRAPA (1999)
Latossolo Ferrífero (LF)	Latossolo Vermelho (LV)
Latossolo Roxo (LR)	Latossolo Vermelho (LV)
Latossolo Vermelho Escuro (LE)	Latossolo Vermelho (LV)
Latossolo Vermelho-Amarelo (LVA)	Latossolo Vermelho-Amarelo* (LV)
Latossolo Amarelo	Latossolo Amarelo**(LA)
Latossolo Bruno (LB)	Latossolo Bruno (LB)
Latossolo “ variação Uma ” (LU)	Latossolo Amarelo**(LA) ou Latosso Vermelho Amarelo (LVA)
Podzólico Vermelho Escuro Tb (PE)	Argissolo Vermelho (PV)
Podzólico Vermelho Escuro Ta eutrófico(PE)	Luvissolo Crômico (TC)
Podzólico Vermelho Escuro Ta álico**(PV)	Alissolo Crômico (AC)
Podzólico Bruno Acinzentado Ta álico*** (PB)	Alissolo Hipocrômico (AP)
Terra Roxa Estruturada (TR)	Nitossolo Vermelho (NV)
Terra Bruna Estruturada (TB)	Nitossolo Háptico (NV)
Bruno Não Cálcico (NC)	Luvissolo Crômico (TC)
Solonetz Solodizado (SS)	Planossolo Nítrico (SN)
Planossolo (PL)	Planossolo Háptico(SX)
Planossolo (PL)	Háptico Hidromórfico (SG)
Brunizém Avermelhado (BV)	Chernossolo Argilúvico (MT) ou Chernossolo Háptico (MX)
Brunizém (B)	Chernossolo Háptico (MX)
Rendzina (RZ)	Chernossolo Rêndzico (RZ)
Cambissolo (C)	Cambissolo Háptico (CX)
Podzol (P)	Espodossolo Cárbico (EK) ou Espodossolo Ferrocárbico (ES)
Plintossolo (PL)	Plintossolo Háptico(FX) Plintossolo Argilúvico (FT) ou Plintossolo Pétrico (FF)
Glei Húmico	Gleissolo
Vertissolo (V)	Vertissolo Cromado (VC) ou Vertissolo Hidromórfico(VG) ou Vertissolo Ebânico (VE)
Solo Aluvial (A)	Neossolo Flúvico (RU)
Glei Tiomórfico	Gleissolo Tiomórfico
Glei Pouco Húmico (GPH)	Gleissolo
Regossolo	Neossolo Regolítico (RR)
Solonclak (S)	Gleissolo Sáfico (GZ)
Solo Orgânico (O)	Organossolo Fólico (OD) ou Organossolo Méstico (OY) ou Organossolo Háptico (OX)

*Cor no matiz 5YR no horizonte B;**Cor no matiz 7,5YR ou 10YR no horizonte B;

*** $m \geq 50\%$ e $Al^{3+} > 4 \text{ cmol}_c/\text{kg}$ de solo no horizonte B.

Tabela 5 – Classificações do SiBCS pela EMBRAPA em 1999 e 2005

EMBRAPA 1999	EMBRAPA 2005
ALISSOLOS	
A. Cromicos	Classe extinta
A Hipocrômicos	
ARGISSOLOS	ARGISSOLOS
A Acinzentados	A. Bruno-Acinzentados
A Amarelos	A Acinzentados
A Vermelhos	A Amarelos
A Vermelho-Amarelos	A Vermelhos
	A Vermelho-Amarelos
CAMBISSOLOS	CAMBISSOLOS
C. Hísticos	C. Hísticos C. Húmicos
C. Húmicos	C. Flúvicos
C. Háplicos	C. Háplicos
CHERNOSSOLOS	CHERNOSSOLOS
C. Rêndizicos	C. Rêndizicos
C. Ebânicos	C. Ebânicos
C. Argilúvicos	C. Argilúvicos
C. Háplicos	C. Háplicos
ESPODOSSOLOS	ESPODOSSOLOS
E. Carbícos	E. Humilúvicos
E. Ferrocárbicos	E. Ferrilúvicos
	E. Ferrilúvicos
GLEISSOLOS	GLEISSOLOS
G. Tiomórficos	G. Tiomórficos
G. Sálícos	G. Sálícos
G. Melânicos	G. Melânicos
G. Háplicos	G. Háplicos
LATOSSOLOS	LATOSSOLOS
L. Brunos	L. Brunos
L. Acinzentados	L. Acinzentados
L. Amarelos	L. Amarelos
L. Vermelhos	L. Vermelhos
L. Vermelho-Amarelos	L. Vermelho-Amarelos
LUVISSOLOS	LUVISSOLOS
L. Crômico	L. Crômico
L Hipocrômicos	L Háplicos
PLANOSSOLOS	PLANOSSOLOS
P. Nátricos	P. Nátricos
P. Hidromórficos	P. Háplicos
P. Háplicos	
PLINTOSSOLOS	PLINTOSSOLOS
P. Pétricos	P. Pétricos
P. Argilúvicos	P. Argilúvicos
P. Háplicos	P. Háplicos
VERTISSOLOS	VERTISSOLOS
V. Hidromórficos	V. Hidromórficos
V. Ebânicos	V. Ebânicos
V. Cromados	V. Cromados
14 ORDENS	13 ORDENS
44 Subordens	44 Subordens

3.3 – Período de Estudo

A pesquisa compreende o período de 21/outubro de 2004 a 29/abril de 2005, onde serão executados dois balanços hídricos a cada 10 dias (decendial), nas duas áreas de estudo. A escolha do período atende a três motivos preponderantes:

- 1º) Início do plantio da cultura da cana de açúcar (de um ano) no estado de São Paulo;
- 2º) Período de desenvolvimento vegetativo da cultura da cana de açúcar a qual fica dependente das condições climáticas, principalmente da chuva, sendo que a falta de água (contabilizada pelo balanço hídrico) nesse período é crucial para o seu crescimento, tendo efeito negativo sobre a produtividade;
- 3º) Falha nos dados do radar.

3.3.1 – Justificativas

O plantio da cana de açúcar na região Centro Sul e obviamente, no Estado de São Paulo, ocorre em duas épocas conhecidas como “plantio da cana de ano” e “plantio da cana de ano e meio”, devido ao fato da cana necessitar de uma época quente e chuvosa para o desenvolvimento vegetativo, e fria e/ou seca para seu amadurecimento e enriquecimento de açúcares. O plantio da cana de ano ocorre em outubro e a colheita é feita em aproximadamente 12 meses. Para a cana de ano e meio, o plantio ocorre entre janeiro a fevereiro, permitindo a colheita com 18 meses.

A Figura 9 apresenta a curva característica do crescimento da cana de açúcar para ambas as épocas descritas. Observa-se que a cana de ano tem o seu máximo desenvolvimento de novembro a abril, diminuindo em seguida devido às condições climáticas adversas, representadas pelo decréscimo da temperatura e principalmente da precipitação, podendo ser colhida a partir de julho, dependendo do cultivar.

Devido à ausência de dados de radar meteorológico de Bauru, foram suprimidos 2 períodos decendiais, datados entre 01/10 a 11/10/04 e de 11/10 01/10/04 do intervalo inicial considerado para o estudo entre 01/10/04 a 29/04/05. Embora o radar de Bauru seja de uso operacional, podem ocorrer paradas temporárias na geração de imagens de produtos CAPPI ou PPI em função da manutenção preventiva ou por problemas de natureza técnica que possam envolver reparos ou substituições de peças no equipamento e que refletem numa

parada mais longa. Neste caso, as informações perdidas dentro do raio de alcance são supridas operacionalmente pelo radar Doppler, banda S, localizado em Presidente Prudente, e também pertencente ao IPMet/Unesp. Para essa pesquisa, a distância elevada entre Presidente Prudente e Piracicaba (aproximadamente de 403 km em linha reta) não favoreceu o uso dos dados do radar de Presidente Prudente e do produto PPI.

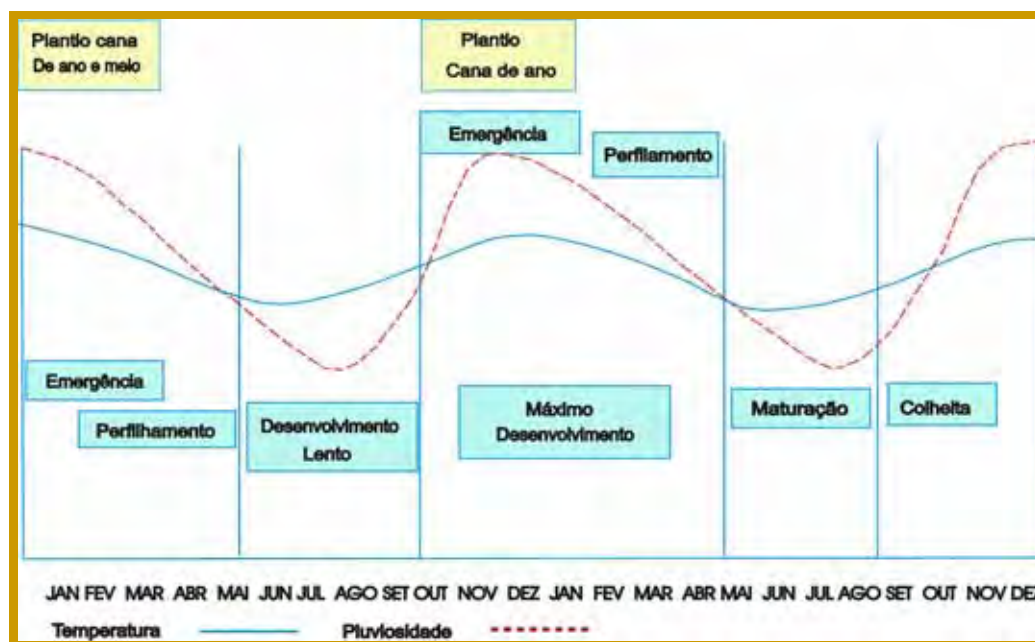


Figura 9 – Ciclos da cana de açúcar e curvas da precipitação e temperatura (CASTRO, 1999).

3.4 – Origem dos dados

Os dados utilizados nesta pesquisa foram totalmente obtidos em órgãos públicos do Estado de São Paulo, e a Tabela 6 apresenta a relação das variáveis utilizadas e as fontes provedoras das informações, além das respectivas coordenadas geográficas (georeferenciadas) da localização dos postos meteorológicos (com prefixos) onde foram coletados.

Tabela 6 – Discriminação da origem dos dados na pesquisa.

CHUVA - PLUVIÔMETROS			
Fontes	Estações Meteorológicas/Postos	Coordenadas Geográficas	
		Latitude	Longitude
CIIAGRO – IAC	Piracicaba	22°41'S	47°38'W
	São Pedro	22°29'S	47°55'W
	Santa Maria da Serra	22°32'S	48°10'W
	Capivari	23°00'S	47°29'W
	Nova Odessa	22°46'S	47°18'W
	Santa Bárbara D'Oeste	22°46'S	47°24'W
	Limeira	22°27'S	47°24'W
	Assis	22°37'S	50°22'W
	Echaporã	22°27'S	50°19'W
	Tarumã	22°47'S	50°32'W
	Palmital	22°47'S	50°12'W
	Ibirarema	22°49'S	50°03'W
DAEE	Anhembi (D5-044)	22°41'S	48°07'W
	Laranjal Paulista (E4-050)	23°02'S	47°51'W
	Pereiras (E4-010)	23°04'S	47°58'W
	Cândido Mota (D7-031)	22°53'S	50°20'W
	Ribeirão do Sul (D6-032)	22°47'S	49°56'W
	Campos Novos Paulista (D6-106)	22°36'S	50°00'W
Lutécia (D7-066)	22°28'S	50°22'W	
UNESP	Estação Meteorológica de Rio Claro (CEAPLA – IGC)	22°23'S	47°32'W
CHUVA – RADAR METEOROLÓGICO			
UNESP	IPMet - Bauru	22°35'S	49°03'W
TEMPERATURA DO AR (máxima e mínima)			
CIIAGRO – IAC	Postos pluviométricos de Piracicaba e Assis.		
TIPOS DE SOLOS			
IAC	Cartas Semidetalhadas das quadrículas de Piracicaba e Assis		

3.5 - Radar meteorológico de Bauru

Está localizado na área central do Estado de São Paulo e pertence ao Instituto de Pesquisas Meteorológicas – IPMet, unidade complementar da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” – UNESP, em Bauru/SP, nas seguintes coordenadas geográficas: Altitude 620 m, Latitude 22°21'28" S e Longitude - 49°01'36" W.

O Radar meteorológico de Bauru é do tipo Doppler, Banda S, e entrou em funcionamento a partir de 1992, substituindo o antigo radar Banda C. O radar detecta e quantifica as precipitações ocorridas numa área de 240 e 450 km de raio (Figura 10) a partir da cidade de Bauru, cobrindo toda a região central do Estado e partes de alguns estados vizinhos.

A relação Z-R adotada operacionalmente no radar de Bauru é equação de Marshall-Palmer na conversão da refletividade (Z) em intensidade de chuva (R). Entre as tarefas estabelecidas para operação do radar, destacam-se as tarefas SURVEILLANCE e VOL_SCAN.

A tarefa SURVEILLANCE de 450 km, feita a cada 1 hora, sem chuva, através de um giro completo da antena (360°) a uma elevação fixa de 0.3°, gerando o produto PPI_Survei, para vigilância meteorológica. Com chuva, essa tarefa é feita em intervalos de 15 minutos. A tarefa VOL_SCAN de 240 km gera vários produtos, entre eles o produto CAPPI, utilizado nesta pesquisa, com a altura padrão 3,5 km (altitude) no radar do IPMet. O CAPPI é obtido após a varredura completa do radar (360°), em todas as 15 elevações da antena que foram adotadas, mudando-a a cada volta completa e coleta informações do nível mais baixo até o topo das nuvens. As informações geradas atualmente levam cerca de 6,5 minutos e são efetuadas em intervalos de 7,5 minutos, tendo como resultado final à quantificação da chuva num raio de 240 km.

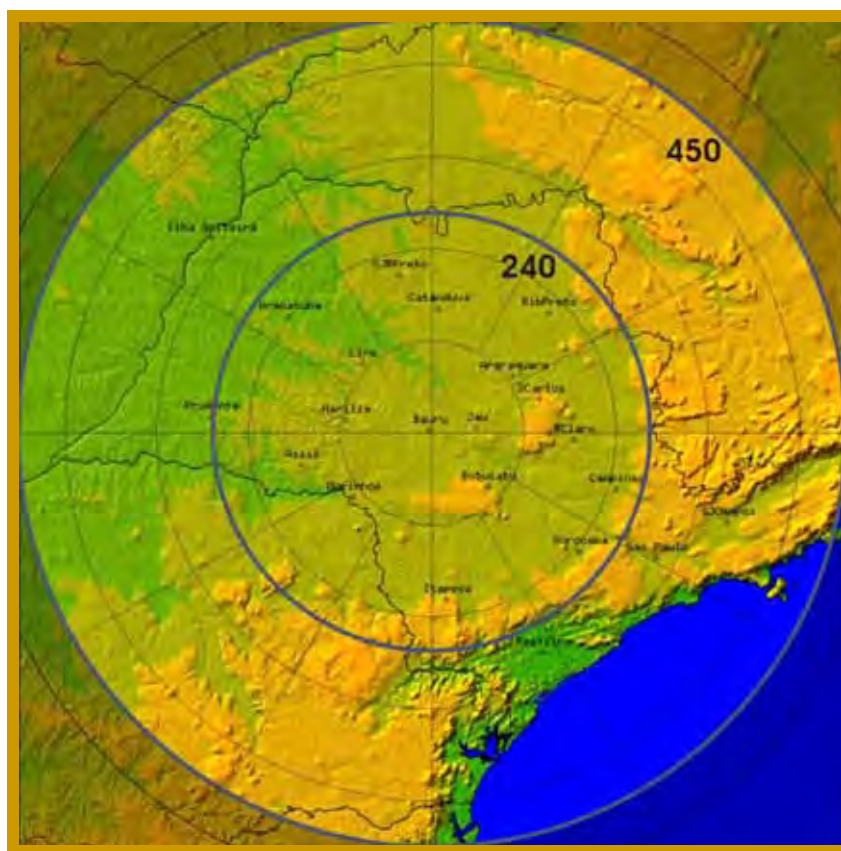


Figura 10 – Imagem radar de Bauru, localizado no centro do Estado de São Paulo, com os respectivos raios de coberturas: 240 km (CAPPI) e 450 km (PPI).

De acordo com Figueiredo (2005), o produto CAPPI, utilizado operacionalmente no IPMet têm importância fundamental para o monitoramento meteorológico, onde obtêm-se informações em tempo real das áreas de precipitação, com a intensidade da chuva e da velocidade radial do vento. É o principal produto utilizado pelos meteorologistas no monitoramento de tempestades ou chuvas intensas, na época da estação chuvosa ou de enchentes, auxiliando-os com informações temporal, espacial e precisas, que permitem orientar as autoridades governamentais, defesa civil e a população em geral.

O radar Doppler de Bauru, Banda S, apresenta as seguintes características:

- Fabricante Enterprise Electronics Corp;
- Modelo: DWSR-88S;
- Receptor digital e Processador de sinal RVP 8;
- Frequência: 2700 a 2900 MHz;
- Potência de Pico: 500 Kw;
- Comprimento de onda: 10,7 cm;
- Largura de pulso: 2,0 a 0,8 microssegundos;
- Repetição de pulso (PRF): 250 Hz a 934 Hz
- Características da antena: tipo parabolóide, com 3,66 m de diâmetro, ganho de 38 dB, feixe 2,05° cônico;
- Alcance de serviço 240 e 450 km;
- Altura da torre: 16 m
- Programa: IRIS 8.10.7 da SIGMET.

A resolução espacial da quantificação da chuva efetuada pelo radar era da ordem de 1 km² e a partir de fevereiro de 2006, com o processo de Upgrade (atualização digital do software e hardware do radar) essa resolução passou a ser de 250 metros. Os dados do radar são processados pelo Programa IRIS (Interactive Radar Information System), que é software dedicado aos aplicativos do radar em sistema operacional Linux, para geração e visualização dos produtos do radar.

A aplicação do radar meteorológico Doppler de Bauru, concerne nas áreas de pesquisa e operacional do IPMet, gerando produtos e prestação de serviço a comunidade, através da previsão do tempo e vigilância meteorológica, 24 horas por dia. Entre os usuários do IPMet que utilizam dessas informações, destacam-se órgãos dos setores governamentais e privados, tais como: empresas agrícolas, de construção civil, de lazer e turismo, de produção e

distribuição de energia, usinas de álcool e açúcar, defesa civil, polícias rodoviária e ambiental, hidrovias, prefeituras, universidades, escolas, meios de comunicação, etc.

Recentemente Ávila *et al.* (2007) apresentou o trabalho que está sendo desenvolvido utilizando as informações do radar meteorológico do IPMet, juntamente com dados dos satélites meteorológicos GOES-12 e AVHRR/NOAA, para o desenvolvimento de um modelo hidrológico para monitoramento e previsão de enchentes em grandes centros urbanos, em particular para a região metropolitana de Campinas/SP.

3.6 – Estimativa do balanço hídrico distribuído

Para simplificar e facilitar o entendimento do balanço hídrico distribuído executado na pesquisa, a metodologia aplicada na determinação dos seus componentes, particularmente da variável chuva, que será submetida a dois processos de quantificação, ou seja, pelo pluviômetro, com a utilização do método de Thiessen, e pelo radar meteorológico, através da aplicação da equação Z-R, será dividida e apresentada nos capítulos em seqüência.

CAPÍTULO IV

4 – Quantificação da chuva média em área pelo método de Thiessen

4.1 – Chuva média em área

Tradicionalmente, a determinação da distribuição da quantidade de chuva em área, medida por pluviômetros, é baseada no princípio da média. Aceita-se a chuva média como sendo uma lâmina de água de altura uniforme sobre toda a área considerada, associada a um período de tempo dado (hora, dia, mês, ano), embora isto não deixe de ser uma abstração, pois a chuva real obedece a distribuições espaciais e temporais variáveis (BERTONI e TUCCI, 2000).

Para calcular a chuva média de uma área qualquer, é necessário utilizar as observações dos postos dentro dessa área e nas suas vizinhanças. A estimativa da chuva é feita por meio de medidas pontuais em determinado espaço de tempo, que são extrapoladas e/ou interpoladas para toda área de interesse, supondo uma estimativa de precipitação para as áreas mais distantes dos postos sem informação sobre a quantidade de precipitação verdadeiramente ocorrida.

Em que pese a aplicação de métodos ou técnicas subjetivas ou computacionais de ajuste para exprimir do melhor modo o campo de distribuição da chuva em área, a natureza da medida pontual pelos pluviômetros confere a imensurável incerteza própria dos processos de extrapolação (TROVATI, 1997).

Existem diversos métodos para determinar a distribuição média da chuva numa área, conforme a ponderação que se faz das observações pontuais disponíveis. Segundo Pedrazzi (1999), os três métodos mais usuais para o cálculo da chuva média são o método da média aritmética, o método de Thiessen e o método das isoietas.

A média aritmética geralmente é aplicada quando a rede pluviométrica possui uma distribuição relativamente uniforme dentro da área e não existem grandes diferenças entre suas medidas e o valor médio. O método de Thiessen é usado quando os pluviômetros não são uniformemente distribuídos e em terrenos levemente acidentados. Neste caso, utiliza-se a média ponderada no cálculo da chuva média em área, para se obter resultados mais acurados do que o da média simples. No método das isoietas, traça-se linhas de iguais valores de chuva que procuram reproduzir o campo de distribuição da chuva em área.

Nessa pesquisa foi utilizada a média ponderada de Thiessen e com isso, algumas considerações serão feitas apenas para esse método.

4.2 - Método dos Polígonos de Thiessen

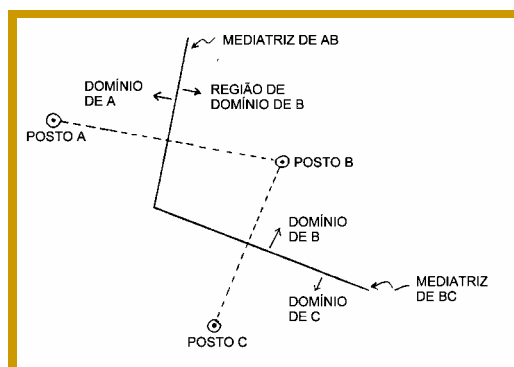
O método dos Polígonos de Thiessen é indicado quando não há distribuição uniforme dos postos pluviométricos em uma área ou numa bacia hidrográfica, se baseando na relação entre a áreas de influência e nas distâncias entre postos de coleta de dado. Consiste em atribuir um fator de peso aos totais precipitados medidos em cada posto pluviométrico, sendo estes pesos proporcionais à área de influência de cada posto, ou seja, possibilitando que a área de influência de cada qual seja considerada na avaliação da média. São considerados os postos inseridos na área, bem como postos localizados na região de entorno e que exercem influência na área delimitada (CECÍLIO, 2006).

Essas áreas de influência (pesos) são determinadas através de mapas da área com os postos, unido-se os postos adjacentes (os mais próximos entre si) por linhas retas e, em seguida, traçando-se as mediatrizes destas retas, formando polígonos, cujos lados constituem os limites das áreas de influência de cada estação.

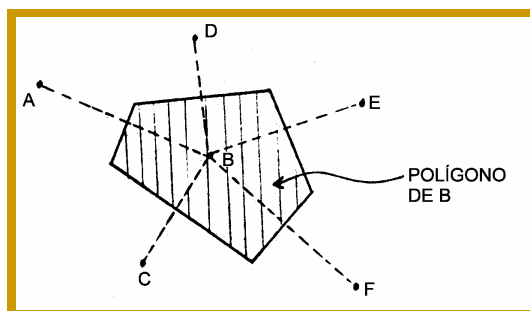
Os polígonos de Thiessen, portanto, são áreas de “domínio” de um posto pluviométrico. Considera-se que no interior dessas áreas a altura pluviométrica é a mesma do respectivo posto (PEDRAZZI, 1999). Os polígonos são traçados da seguinte forma:

1º. Dois postos adjacentes são ligados por um segmento de reta;

2º. Traça-se a mediatriz (linha média perpendicular) que passa pelo meio deste segmento de reta. Esta mediatriz divide para um lado e para outro, as regiões de “domínio”;



3°. Prolongar a mediatriz até encontrar a outra. Este procedimento é realizado, inicialmente, para um posto qualquer (ex.: posto B), ligando-o aos adjacentes. Define-se, desta forma, o polígono daquele posto, o qual é formado pela interseção das linhas.



4°. Repete-se o mesmo procedimento para todos os postos.

5°. Desconsideram-se as áreas dos polígonos que estão fora da área de interesse.

6°. A precipitação média na área é calculada pela expressão:

$$\bar{h} = \frac{\sum P_i \cdot A_i}{\sum A_i} \quad (12)$$

\bar{h} é a precipitação média na área(mm)

P_i é a precipitação no posto/estação (mm)

A_i é a área de influência

Assim, a precipitação média é calculada pela média ponderada entre a precipitação P_i de cada estação e o peso a ela atribuído A_i é que é a área de influência de P_i .

4.3 - Metodologia utilizada

4.3.1- Procedimentos para quantificação da chuva com pluviômetros

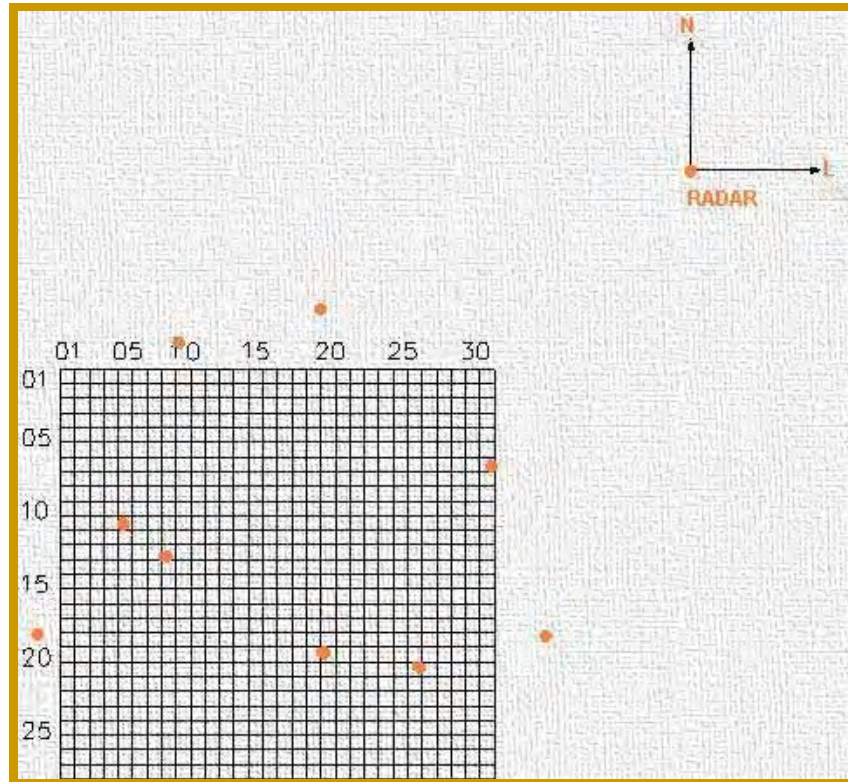
Para quantificação da chuva, utilizou-se dados de 9 pluviômetros na região da quadrícula de Assis e 11 pluviômetros na região da quadrícula de Piracicaba. As medidas da chuva de cada pluviômetro foram realizadas em intervalos de 24 horas, diariamente às 07 horas e o procedimento para coleta da chuva foi feito da seguinte forma: uma chuva que ocorreu no dia 02 desde as 07 horas, por exemplo, é medida às 07 horas da manhã do dia seguinte, ou seja, do dia 03. Portanto, observa-se que o procedimento para medição da chuva em estações/postos utilizados principalmente para fins agrícolas ou hidrológicos difere das estações meteorológicas de superfícies utilizadas para fins sinóticos e climatológicos, que seguem horários padrões determinados pela OMM.

A chuva em cada ponto do pluviômetro foi acumulada em períodos de 10 dias, totalizando 19 períodos decendiais, entre 21 de outubro/2004 a 29 de abril/2005. A quantificação da chuva média nas áreas e em cada período decendial foi realizada pelo método estatístico da média ponderada de Thiessen.

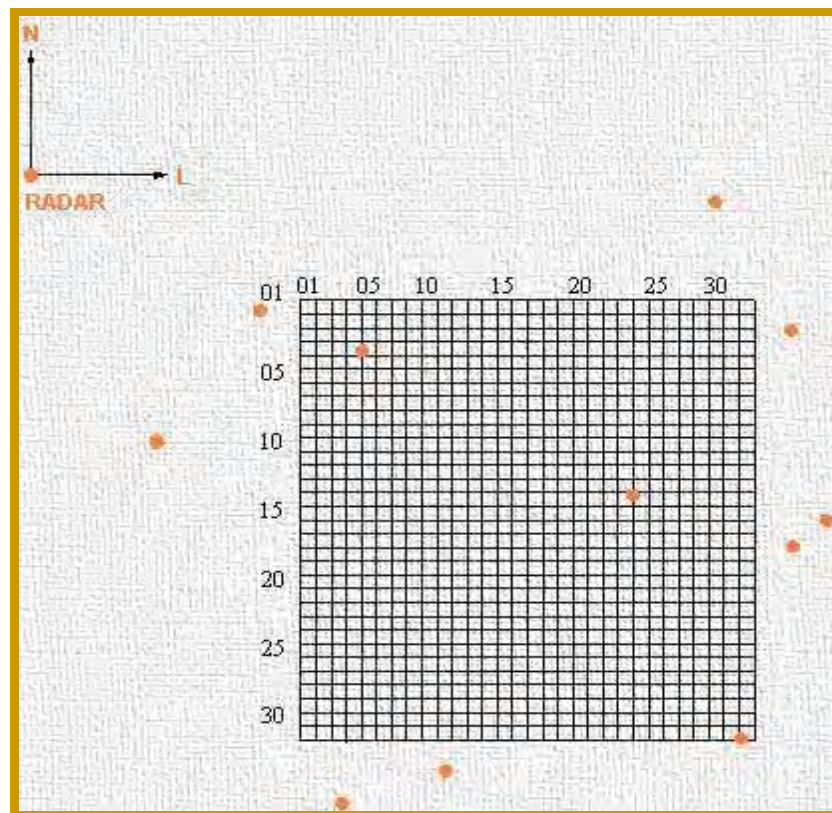
Os pluviômetros foram instalados em estações/postos pertencentes aos municípios localizados (Tabela 7) dentro e nas proximidades da limitação da área de cada quadrícula. A disposição dos pluviômetros nas áreas de estudo se dá conforme as Figuras 11a e 11b.

Tabela 7 - Identificação das estações/postos utilizados em cada quadrículas.

	QUADRÍCULA DE ASSIS	QUADRÍCULA DE PIRACICABA
ESTAÇÕES/POSTOS	01- Assis	01- Piracicaba
	02- Echaporã	02- São Pedro
	03- Tarumã	03- Santa Maria da Serra
	04- Cândido Mota	04- Capivari
	05- Palmital	05- Nova Odessa
	06- Ibirarema	06- Santa Bárbara D'Oeste
	07- Ribeirão do Sul	07- Limeira
	08- Campos Novos Paulista	08- Rio Claro
	09- Lutécia	09- Anhembi
		10- Laranjal Paulista
		11- Pereiras



(a)



(b)

Figura 11 - Representação da distribuição dos pluviômetros na grade das regiões das quadrículas de Assis (a) e de Piracicaba (b) e localização do radar de Bauru.

4. 3. 2- Procedimentos para quantificação da chuva pelo método de Thiessen

O método dos polígonos de Thiessen foi utilizado para determinação da chuva média em área, medida pelos pluviômetros. Para cada período decenal e em cada quadrícula, foram determinadas pelos polígonos de Thiessen as áreas de influências para cada posto pluviométrico e a chuva média na área foi calculada pela expressão:

$$\bar{h} = \frac{\sum P_i \cdot A_i}{\sum A_i} \quad (12)$$

As Figuras 12a e 12b representam graficamente a localização dos pluviômetros e o traçado dos polígonos de Thiessen indicando a área de domínio de cada pluviômetro. As áreas obtidas foram aplicadas na equação (12) para a determinação da chuva média acumulada em cada área e em cada período estudado. Ressalta-se que devido à pequena quantidade de pluviômetro na área delimitada de cada quadrícula (fato esse motivado pela ausência de equipamentos e/ou por grandes falhas de dados no período selecionado) foram utilizadas as informações dos pluviômetros fronteiros para determinação das áreas de influência e melhor representação da chuva na área.

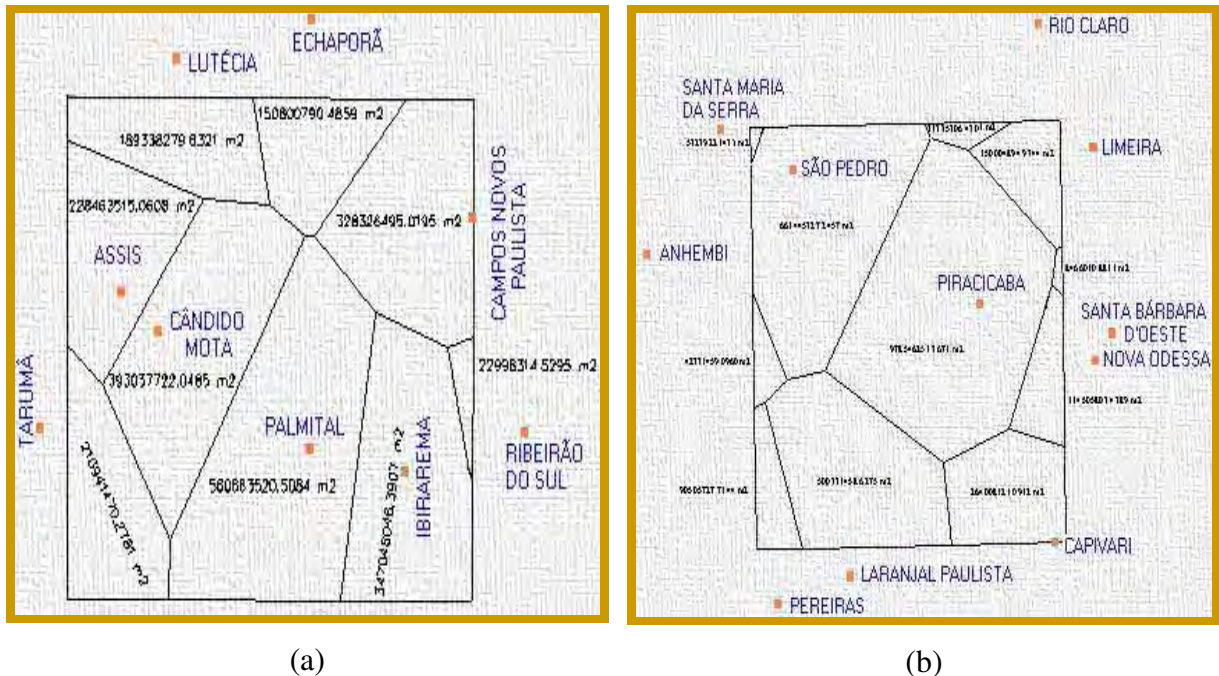


Figura 12 - Traçado dos polígonos de Thiessen nas regiões das quadrículas de Assis (a) e Piracicaba (b), respectivamente, para determinação das áreas de influências dos pluviômetros.

4.4 – Resultados

4.4.1 -Chuva acumulada pelos dados de pluviômetros

Os totais de chuva acumulados diariamente (das 07:00h às 07:00h) para cada período de dez dias nos postos meteorológicos e que foram utilizados para quantificação da chuva em cada área (quadrículas: Assis e Piracicaba), são apresentados nas Tabelas 8 e 9.

Pelos valores expostos nas tabelas, verifica-se uma certa regularidade na distribuição das chuvas nas regiões a cada período decendial. O período 10° (19/01 a 29/01/05) destacou-se como o mais chuvoso em ambas às áreas, com índices pluviométricos elevados e alguns superiores a 200 mm, principalmente na região de Assis nos postos localizados nos municípios de Assis, Cândido Mota, Palmital, Ibirarema e Lutécia. Na região de Piracicaba apenas a estação de Rio Claro, registrou um total de chuva acima de 200 mm.

Os períodos secos foram o 12°, 14° e 18° em ambas as quadrículas. Na maioria dos postos não houve registro de chuva (0 mm), embora no 18° período tenha ocorrido chuva com totais de 18 e 25 mm em alguns postos.

Tabela 8 – Totais da chuva acumulada (decêndio de 21/10/04 a 29/04/05) nos postos pluviométricos utilizados na quadrícula de Assis.

DATAS	Períodos	Assis	Echaporã	Tarumã	Cân. Mota	Palmital	Ibirarema	Rib do Sul	C. Nov. Pta	Lutécia
21/10 a 31/10/04	1°	89,3	130,6	70,9	67,9	100	96,8	82,5	65,8	74,2
31/10 a 10/11/04	2°	33,8	91	50,7	66,9	32,5	13,6	14,2	22	92,3
10/11 a 20/11/04	3°	115,4	45	88,4	88,9	160	83	83,3	116,2	14,8
20/11 a 30/11/04	4°	40,6	23	23	36,1	30	41	35	33,1	29,3
30/11 a 10/12/04	5°	79	19	29,9	83,2	60,5	61,6	98,5	48,2	60,8
10/12 a 20/12/04	6°	4,2	15,7	11,7	33,2	10	6,6	25,5	8	0
20/12 a 30/12/04	7°	125	66	33	85	127	90	46,1	87,9	49,1
30/12 a 09/01/05	8°	58,4	71	44,9	114,3	123	62,4	106,7	32,9	99,2
09/01 a 19/01/05	9°	96	70	157,2	202,9	164,5	69	44,8	120,2	95,5
19/01 a 29/01/05	10°	221,6	157	128,3	253,3	252,5	213	178,1	170,3	232,5
29/01 a 08/02/05	11°	0	37,6	22,6	37	92,2	46,8	25,4	45,2	12,8
08/02 a 18/02/05	12°	2,2	0	0	0	0	0	0	0	0
18/02 a 28/02/05	13°	23	42	77,5	30,7	12	1,2	10,2	5,8	41,6
28/02 a 10/03/05	14°	10,8	0	0	0	0	0	0	0,5	0
10/03 a 20/03/05	15°	41,2	71	60,2	31,7	67,5	72,4	62,4	94,1	68,6
20/03 a 30/03/05	16°	64,6	23	90,3	8,6	55,5	66,6	45,4	50,9	56
30/03 a 09/04/05	17°	32,2	13	8,9	17,4	12,5	7,4	28,4	3,4	13,6
09/04 a 19/04/05	18°	0	0	0	0	25	0	0	18,3	0
19/04 a 29/04/05	19°	19,4	44,8	17	22,4	28,5	36,4	15,3	22,5	33,3

Tabela 9 – Totais da chuva acumulada (decêndio de 21/10/04 a 29/04/05)
 nos postos pluviométricos utilizados na quadrícula de Piracicaba.

datas	Período	Pira	S.Pedro	SMSerra	Capi	NOdes	SBD'Oes	Lime	RClaro	Anhe	L Pta	Pere
21/10 a 31/10/04	1°	45,2	38,8	59,6	33,6	57,4	65,8	15,8	13,8	54,1	18,1	14,4
31/10 a 10/11/04	2°	1	29,8	5,6	21	18,4	31,6	11,7	29,1	16,8	11,3	39,6
10/11 a 20/11/04	3°	86,4	139,6	77	110,6	114,9	92,8	78,2	133,2	90,2	66,7	67,8
20/11 a 30/11/04	4°	23,6	35,6	11,2	33,2	25,1	11,4	48,6	30	6,3	18,9	0
30/11 a 10/12/04	5°	10,2	27,8	33,1	17,2	67,7	36	60	21,2	42,7	0,7	24,7
10/12 a 20/12/04	6°	3	45,6	42,4	76	53,2	88	28	2,3	38,5	19,5	58,9
20/12 a 30/12/04	7°	66,2	157,8	66,9	46,4	91,3	79,8	83,9	118,8	53,3	94,6	92,5
30/12 a 09/01/05	8°	105	106,2	56,4	52,4	70	90,6	110,3	100,8	101,8	35,1	81
09/01 a 19/01/05	9°	40,6	54,4	47,6	62,4	127,8	28,8	63,2	21,9	32,2	124,5	102,2
19/01 a 29/01/05	10°	83,3	115,8	108	128,4	167,2	81,4	101,5	225,9	92,3	113,8	128,9
29/01 a 08/02/05	11°	51,6	198	58,6	7,8	15,2	49,4	101	177,7	58	13,3	53
08/02 a 18/02/05	12°	5	0	1,8	0,5	7,3	4,2	3,5	2,5	8,4	0	0
18/02 a 28/02/05	13°	22,2	39,1	35	38	39,6	55	36,5	26	45,6	35,6	46,6
28/02 a 10/03/05	14°	0	0	0	0	0,4	0	0	0,7	0	0	1,7
10/03 a 20/03/05	15°	57	53,4	56	70	105,2	96,6	104,5	126,2	92,9	95,8	76,4
20/03 a 30/03/05	16°	37,8	92,2	89,4	162,4	130,6	107,4	46,2	40,6	68,4	62,8	26,9
30/03 a 09/04/05	17°	17,8	81	17	12,6	35,2	47	8,6	25,3	51,8	9	6,5
09/04 a 19/04/05	18°	2	0	8,6	0	0	0	0	0	0	2,6	18,4
19/04 a 29/04/05	19°	7,6	11	10,6	12,4	24	18,2	26,6	6,3	5,4	18,3	18,6

A Figura 13 mostra a distribuição da chuva nas áreas da quadriculas de Assis e Piracicaba em todo o intervalo de análise. Cada coluna do gráfico representa o resultado obtido no somatório dos totais da chuva acumulada a cada dez dias, em cada um dos postos pertencentes à área de estudo. Por exemplo, no primeiro período decendial, de 21 a 31/10/2004, foram somados os totais de chuva obtidos nos nove postos da região de Assis, para representar o total geral da chuva que ocorreu neste período e nesta área. Isto foi feito desde o primeiro período (21 a 31/10/04) e sucessivamente, até o último período (19 a 29/04/05). O mesmo procedimento ocorreu para Piracicaba, que possui a quantidade de 11 postos.

Embora diferente na quantidade de números de postos encontrados em cada quadrícula, observa-se nitidamente pelos resultados obtidos a alta frequência das chuvas nos primeiros períodos de todo o intervalo de análise, com maior concentração do 7° ao 11° períodos.

Dentro do interesse climatológico, os resultados convergem exatamente com a distribuição sazonal da chuva no estado de São Paulo, já que intervalo selecionado (de 21/outubro/2004 a 29/abril/2005) para a pesquisa abrange a estação chuvosa concentrada entre a primavera e o verão. A partir do 12° período a frequência da chuva torna-se irregular,

motivada provavelmente pela ocorrência de veranicos e pela chegada do outono, estação que antecede o período seco no Estado.

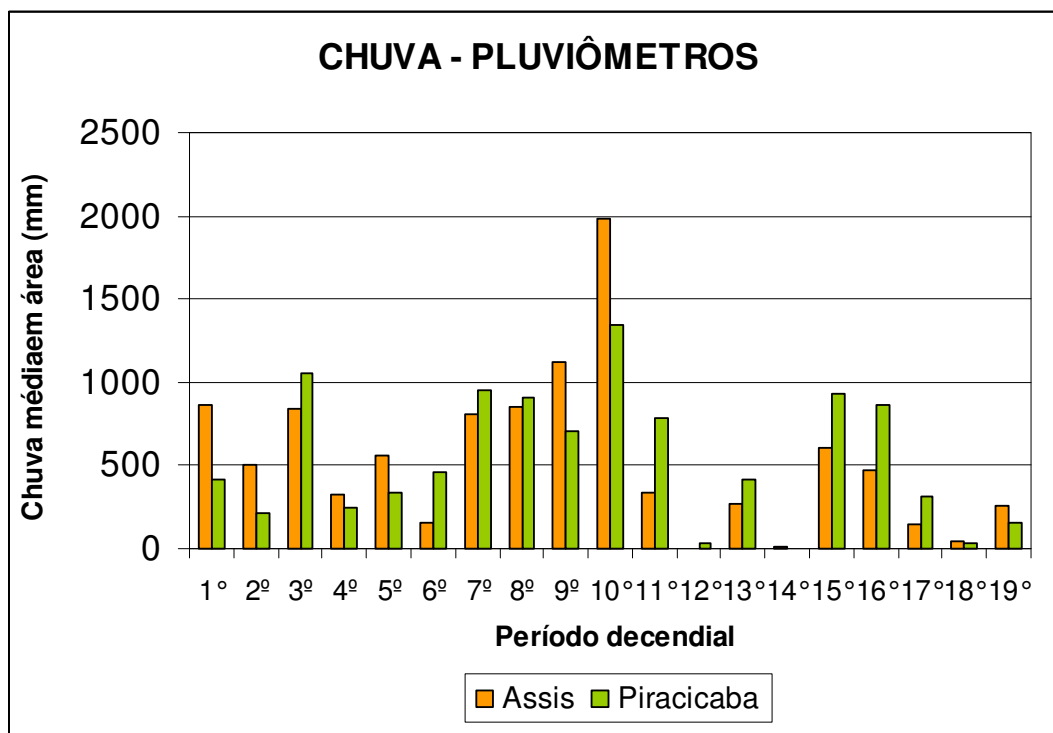


Figura 13- Distribuição da chuva nas áreas das quadrículas de Assis e Piracicaba, nos 19 períodos decenciais.

A primavera, estação de transição entre o período seco (inverno) e chuvoso (verão), tendo como característica rápidas variações no comportamento climático das regiões do Brasil, onde o predomínio das massas de ar quente e úmido favorecem o aumento da umidade relativa do ar, da precipitação e das temperaturas. No estado de São Paulo a primavera marca o início da estação das chuvas que se estendem até o verão. As chuvas normalmente são de caráter frontal (provenientes de entradas de frentes frias vindas do sul do continente, que avançam sobre o Brasil e se associam com áreas de instabilidade tropicais sobre o país, provocando chuvas contínuas e estratiformes em grandes áreas) e convectivo (as altas temperaturas e umidade do ar são responsáveis pelas pancadas de chuvas isoladas e de curta duração que costumam ocorrer a partir do período da tarde e muitas vezes associadas a granizo e ventos fortes) com grande variabilidade espacial.

Nos padrões de normalidade, as chuvas são bem-vindas nessas estações, pois recuperam o equilíbrio hídrico no Estado, principalmente para a agricultura e no caso particular da cana de açúcar, tendo em vista que o plantio da cana em São Paulo dá-se predominantemente no início da época das chuvas, a partir do mês de outubro para cana de

ano. O déficit de água durante o seu período de estabelecimento e início do período vegetativo, têm efeito negativo sobre sua produtividade, a qual pode ser agravada significativamente quando ocorre forte limitação hídrica, principalmente entre o quinto e o sexto mês do ciclo de desenvolvimento da cultura. A partir de abril, meados da estação do outono, a redução das chuvas vai tornando-se mais marcante, precedendo a estação seca no estado.

4.4.2 – Chuva média em área pelo método de Thiessen

Através do traçado dos polígonos de Thiessen foram determinadas às áreas de influências para cada posto pluviométrico nas regiões das quadrículas de Assis e Piracicaba (Tabela 10). As áreas totais de cada quadrícula são bastante próximas, como era de se esperar, mas no caso das áreas encontradas para cada posto, os valores obtidos foram distintos devido aos diferentes tamanhos das áreas de domínio correspondente ao posto. A distribuição não uniforme e a ausência de postos mais próximos uns dos outros permitiram que determinadas áreas fossem bastante grandes e tivessem um peso expressivo na contabilidade final da área da quadrícula e no total da chuva ocorrida. Como exemplo, a área do polígono de Piracicaba com 978,6 km² foi a maior, correspondendo quase à metade da área da quadrícula de Piracicaba. Na quadrícula de Assis, os polígonos com áreas de maior influência foram o de Palmital com 732,2 km² e de Ibirarema com 484,5 km².

Tabela 10 – Valores das áreas obtidos pelo método de Thiessen para cada posto nas quadrículas de Assis e Piracicaba.

Região da Quadrícula de Assis: Área Total = 2841,7 Km²											
Post	Assis	Echaporã	Tarumã	Cândido Mota	Palmital	Ibirarema	Ribeirão do Sul	Campos Novos	Pta	Lutécia	
Área km²	228,5	150,8	312,1	393,0	732,2	484,5	23,0	328,3		189,3	
Região da Quadrícula de Piracicaba: Área Total = 2846,8 Km²											
Posto	Piracicaba	São Pedro	S.Maria Serra	Capivari	Nova Odessa	S. Bárb. D'Oeste	Limeira	Rio Claro	Anhembí	Laranj. Pta	Pereira
Área km²	978,6	661,5	5,3	264,0	114,5	8,5	150,0	34,4	42,3	500,3	90,5

Os resultados da chuva média em área obtida pelos polígonos de Thiessen nas quadrículas de Assis e Piracicaba, para cada período de estudo são apresentados na Tabela 11. Estes foram condizentes com os valores registrados pelo pluviômetro em cada posto quando se teve a chuva acumulada para cada período decenal. Embora vários pluviômetros estivessem fora da área delimitada pelas quadrículas, a área de influência de cada um dos

deles foi considerada na contabilização da chuva média na área, contribuindo em melhores resultados. A região de Piracicaba foi a quem mais apresentou pluviômetros localizados fora dos limites correspondentes a quadrícula.

Tabela 11 – Totais de chuva média obtidos pelo método de Thiessen nos 19 períodos decendiais, nas áreas das quadrículas de Assis e Piracicaba.

Períodos	Chuva média (mm)		Períodos	Chuva média (mm)	
	Assis	Piracicaba		Assis	Piracicaba
1°	86,8	35,7	11°	47,6	77,5
2°	41,9	14,5	12°	0,2	2,4
3°	104,1	98,2	13°	23,7	32,7
4°	32,8	26,8	14°	0,9	0,1
5°	58,7	19,4	15°	63,8	70,7
6°	11,9	28,5	16°	53,2	71,0
7°	90,8	93,8	17°	12,7	31,0
8°	82,8	86,0	18°	8,6	1,7
9°	131,5	66,9	19°	27,4	12,7
10°	213,3	107,9			

A Figura 14 ilustra o comportamento da chuva obtida pelo método da média ponderada de Thiessen em cada área e período de estudo. Nota-se, obviamente, a superioridade do período 10° em relação aos demais. A região de Assis, embora com menor número de postos, apresentou em grande parte dos períodos analisados, totais de chuva mais elevados aos registrados em Piracicaba.

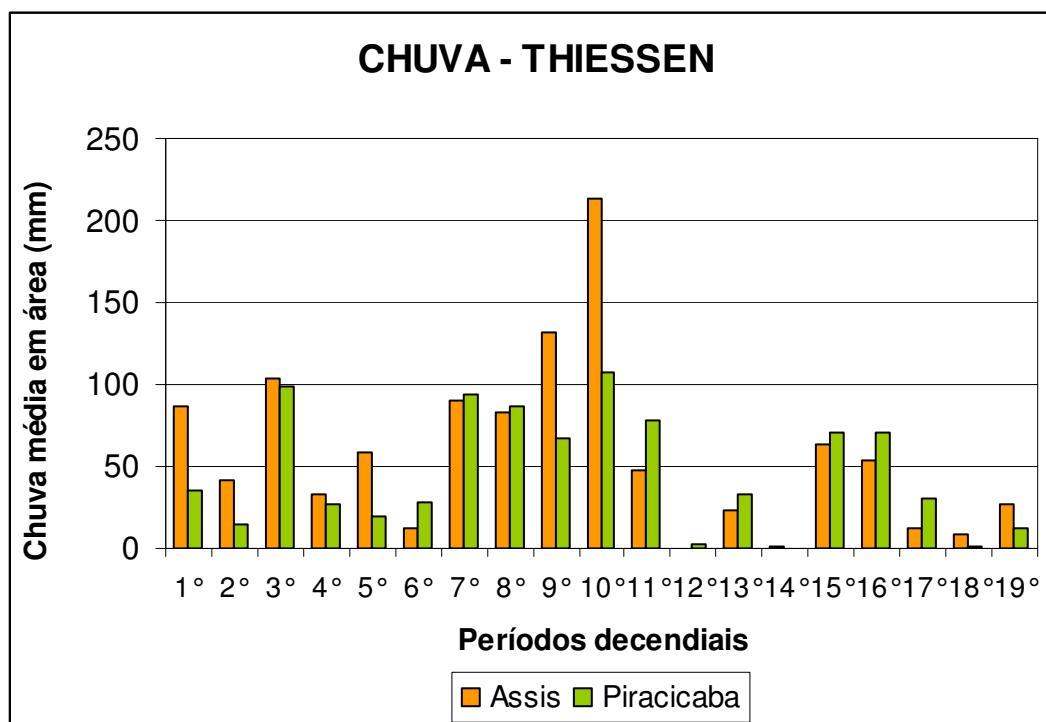


Figura 14 - Chuva média em área pelo método de Thiessen nas regiões das quadrículas de Assis e Piracicaba.

CAPÍTULO V

5 – Quantificação da chuva média em área pelo radar meteorológico

Através do radar meteorológico é possível quantificar a precipitação de forma quase contínua, tanto no tempo (por exemplo, a cada 5 minutos) quanto no espaço (por exemplo, a cada 500 metros) (PESSOA, 2000). O processo de medida de chuva pelo radar, já abordado no Capítulo II, mostra que a partir do espectro de gotas em sistemas de precipitação, tem-se adotado uma relação empírica entre o fator de refletividade do radar (Z) e a intensidade (ou taxa) de precipitação (R). Esta relação é expressa pela equação (10) citada anteriormente:

$$Z = aR^b \quad (10)$$

Onde, Z é a refletividade (mm^6/m^3);

R é a taxa de precipitação (mm/h)

a e b são constantes estimadas.

Os valores de a e b calculados de Z e R , variam significativamente, pois dependem da origem e tipo das precipitações, da distribuição das gotas de chuva e seu tamanho, localização geográfica, condições meteorológicas, etc.

Não existe nenhuma relação Z - R universal, entretanto a relação Z - R mais comumente conhecida e mais utilizada, é a relação Z - R de Marshall e Palmer (1948). Existem várias relações Z - R experimentais na literatura, com grande variabilidade nos coeficientes a e b , a qual foi decorrente da variação da distribuição do tamanho da gota, para cada tipo de precipitação e localidade, observando que para processos convectivos mais intensos, o valor de a aumenta e o valor de b diminui. A Tabela 3 no Capítulo II, como já visto, apresenta algumas equações Z - R encontradas na literatura.

5.1 - Metodologia

5.1.1 - Procedimentos para quantificação da chuva média em área com Radar Meteorológico.

Os dados de chuva utilizados são do radar meteorológico Doppler, banda S, localizado em Bauru/SP (Lat 22°21'28" S e Lon 49°01'36"W, altitude de 620 m) e operado pelo Instituto de Pesquisas Meteorológicas - IPMet da UNESP. O processamento desses dados foi feito através de programas de linguagem Fortran que foram desenvolvidos no IPMet.

Através de imagens geradas pelo produto CAPPI com altura de 3,5 km, a cada 7,5 ou 15 minutos amostradas pelo radar, durante o período escolhido, ou seja, de 21 de outubro de 2004 a 29 de abril de 2005, foram totalizados cerca de 20.000 arquivos de CAPPI. Em seqüência, foi utilizado um programa em Fortran, sendo executado em sistema operacional linux, do qual extraía dos arquivos de CAPPI as áreas delimitadas para a pesquisa (mapas quadrículas de Assis e Piracicaba) e convertia a refletividade da chuva (em dBZ) nessas áreas, para taxa de precipitação ou intensidade de chuva (em mm/h) através da relação Z-R (Equação 10) utilizada.

Para quantificação da chuva, foi utilizado um novo programa em Fortran chamado "decenio" no mesmo ambiente operacional, que permitiu que as chuvas fossem integradas em períodos decendiais sobre pixels do radar, com resolução de 1 km x 1 km. O programa flexibilizava a escolha do período a ser contabilizado, através da entrada da data e horário de início e término do período de acumulação da chuva, o qual teve padronizado por dois caracteres o ano, mês, dia e hora (aammddhh). O horário de acumulação da chuva com radar acompanhou o horário utilizado pelos pluviômetros, isto é, diariamente, às 07:00h.

Foram geradas matrizes de chuva-radar (grades: 51 x 51 pixels) com 2.601 pixels, com a quantificação da chuva a cada 1 km², para cada período decendial, totalizando 19 períodos em cada área de estudo. Essas matrizes de com dimensões equivalentes a das áreas de estudo, foram justapostas as matrizes de solos, que incorpora o tipo do solo da região estudada a cada 1 km² e sua respectiva capacidade de armazenamento de água.

5.1.2 – Aplicações das relações Z-R

No processo de quantificação da chuva média em área com o radar, foram utilizadas como teste três equações Z-R no intuito de comparar os resultados com os obtidos pelos pluviômetros pelo método de Thiessen nas áreas de estudo e para determinar a equação que melhor represente a distribuição das chuvas no raio da pesquisa. As seguintes equações Z-R foram utilizadas:

➤ Equação de Marshall-Palmer $\rightarrow Z = 200 R^{1,6}$ (13)

➤ Equação de Jones $\rightarrow Z = 486 R^{1,37}$ (14)

➤ Equação de Calheiros (RVC) $\rightarrow Z = 32 R^{1,65}$ (15)

Primeiramente foi testada a equação de Marshall-Palmer (1948) conjuntamente com a equação de Jones (1956). A equação de Jones, aplicada para chuvas convectivas foi utilizada para a acumulação da chuva no horário das 15:00h às 18:00h e a de Marshall-Palmer para chuvas estratiformes, foi utilizada nos demais horários do dia. Em segundo, aplicou-se a equação de Marshall-Palmer e por último, a equação de Calheiros⁵, denominada de RVC. Estas duas últimas relações foram aplicadas para todos os tipos de chuva e em todos os horários. Entre os aspectos de erros inseridos as medidas com radar, sabe-se que a relação Z-R será mais representativa com relação à chuva que cai sobre uma área, quanto mais densa for a rede de pluviômetros na mesma. Além disso, outro aspecto refere-se à distância chuva-radar, pois por melhor que seja a relação determinada com base em um posto meteorológico, à medida que se vai distanciando desse posto, a precisão da relação Z-R diminui (HUFF, 1966).

5.2 – Resultados

Os totais obtidos da quantificação da chuva média em área pelo radar meteorológico de Bauru, utilizando as três equações Z-R citadas anteriormente para cada período decenal nas áreas de Assis e Piracicaba são apresentados na Tabela 12. Também foi acrescentado o total obtido pelos pluviômetros através do método de Thiessen a título de comparação dos resultados.

⁵ Comunicação pessoal, setembro, 2007.

Tabela 12 - Chuva média acumulada (mm/periodo) por Thiessen e pelas equações de Z-R; MP&J (Marshall-Palmer e Jones); MP (Marshall-Palmer) e RVC (Calheiros) nos 19 períodos decendiais para as áreas das quadriculas de Assis e Piracicaba.

Períodos	ASSIS				PIRACICABA			
	THIESSEN	MP&J	MP	RVC	THIESSEN	MP&J	MP	RVC
1°	86.8	22.7	23.7	70.8	35.7	10.5	12	36.2
2°	41.9	8.5	20.5	28.2	14.5	6.3	6.8	19.9
3°	104.1	23.5	24.9	74.3	98.2	20.6	24.2	73
4°	32.8	8.4	9.6	28.6	26.8	11.7	13.8	40.8
5°	58.7	27.7	30.2	88.6	19.4	21.6	25.1	73.3
6°	11.9	9.5	10.4	30.5	28.5	14.9	17	50
7°	90.8	30.6	33.1	98.1	93.8	32.5	37.1	106.1
8°	82.8	23.1	26.7	79.3	86.0	34.2	38.2	113.7
9°	131.5	22.6	25.3	74.4	66.9	16.3	18.6	55.1
10°	213.3	38.7	44.4	132.6	107.9	29.4	31.9	94
11°	47.6	8.1	10.2	30.6	77.5	15.3	17.3	51.5
12°	0.2	0.6	0.7	2.2	2.4	3.7	4	11.9
13°	23.7	19.3	23.2	68.3	32.7	25.7	28.3	83.7
14°	0.9	2.8	3.2	9.3	0.1	1.2	1.3	3.7
15°	63.8	19.8	22.3	65.8	70.7	28.3	30.7	92.4
16°	53.2	16.3	17.3	51.1	71.0	22	25.4	75.6
17°	12.7	7.3	9	26.7	31.0	12.5	15.4	45.1
18°	8.6	3.4	4.2	13.5	1.7	3.6	5.9	7.9
19°	27.4	18.8	19.5	57.3	12.7	13.3	13.5	40.7

Os valores apresentados na Tabela 12 mostram a superioridade dos totais da chuva média acumulada pelo método de Thiessen, comparado-os aos totais da chuva média obtida pelas equações de MP&J e MP, em todos os períodos decendiais. Os desvios nos totais foram maiores que 100%, observando que ocorreu uma subestimação da chuva em períodos mais chuvosos e superestimação em períodos mais secos. Quanto à equação RVC, os totais obtidos foram mais variáveis, porém mais próximos aos computados por Thiessen.

Como o propósito da pesquisa não é o de investigar as diferenças existentes entre a medida do volume de chuva amostrado pelo radar meteorológico e pelo pluviômetro, foi feita uma breve análise estatística básica para auxiliar na escolha da equação Z-R utilizada na quantificação da chuva medida pelo radar nas áreas de Assis e Piracicaba e que será aplicada no cômputo do balanço hídrico distribuído.

O programa estatístico utilizado foi o XLSTAT 2008.3 e a análise se deu através do cálculo de valores médios, desvio padrão e coeficientes de correlação de Pearson (R) e de determinação (R²). Os resultados obtidos são apresentados nas Tabelas 13 e 14 e Figuras 15 e 16, nota-se um alto desvio padrão para o Thiessen nas duas áreas. As relações entre o método de Thiessen e as equações analisadas, em ambas as áreas, apresentaram resultados muito similares, tendo o R para Thiessen x RVC o maior valor absoluto.

Tabela 13 - Análise estatística entre o método de Thiessen e as equações Z-R, para Assis.

Variável	Observações	Observ. com dados faltantes	Observ. sem dados faltantes	Mínimos	Máximos	Média	Desvio Padrão
ASSIS							
MP&J	19	0	19	0.60	38.70	16.41	10.42
THIESSEN	19	0	19	0.20	213.30	57.51	53.00
MP	19	0	19	0.70	44.40	18.86	11.31
RVC	19	0	19	2.20	132.60	54.22	34.08
Matriz de Coeficiente de Correlação de Pearson (R)							
	MP&J	THIESSEN	MP	RVC			
ASSIS							
MP&J	1	0.84	0.97	1.00			
THIESSEN	0.84	1	0.85	0.86			
MP	0.97	0.85	1	0.98			
RVC	1.00	0.86	0.98	1			

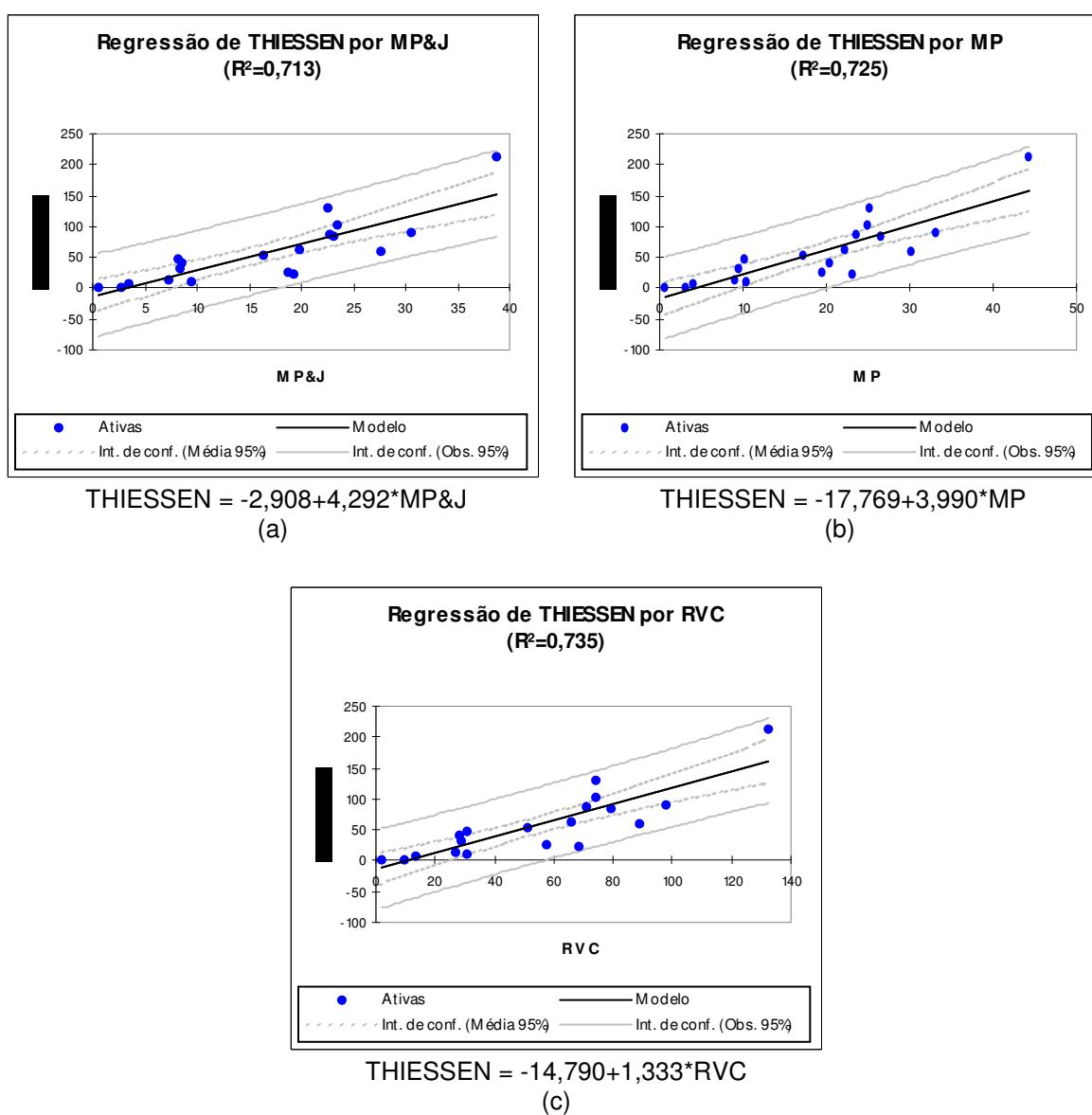


Figura 15 – Relação do método de Thiessen com MP&J (a), Thiessen com MP (b) e Thiessen com RVC (c), para Assis.

Tabela 14 - Análise estatística entre o método de Thiessen e as equações Z-R, para Piracicaba.

Variável	Observações	Observ. com dados faltantes	Observ. sem dados faltantes	Mínimos	Máximos	Média	Desvio Padrão
MP&J	19	0	19	1.20	34.20	17.03	9.96
THIESSEN	19	0	19	0.10	107.90	46.18	35.80
MP	19	0	19	1.30	38.20	19.29	10.99
RVC	19	0	19	3.70	113.70	56.56	33.06

Matriz de Coeficiente de Correlação de Pearson (R)				
	MP&J	THIESSEN	MP	RVC
MP&J	1	0.80	1.00	1.00
THIESSEN	0.80	1	0.80	0.81
MP	1.00	0.80	1	1.00
RVC	1.00	0.81	1.00	1

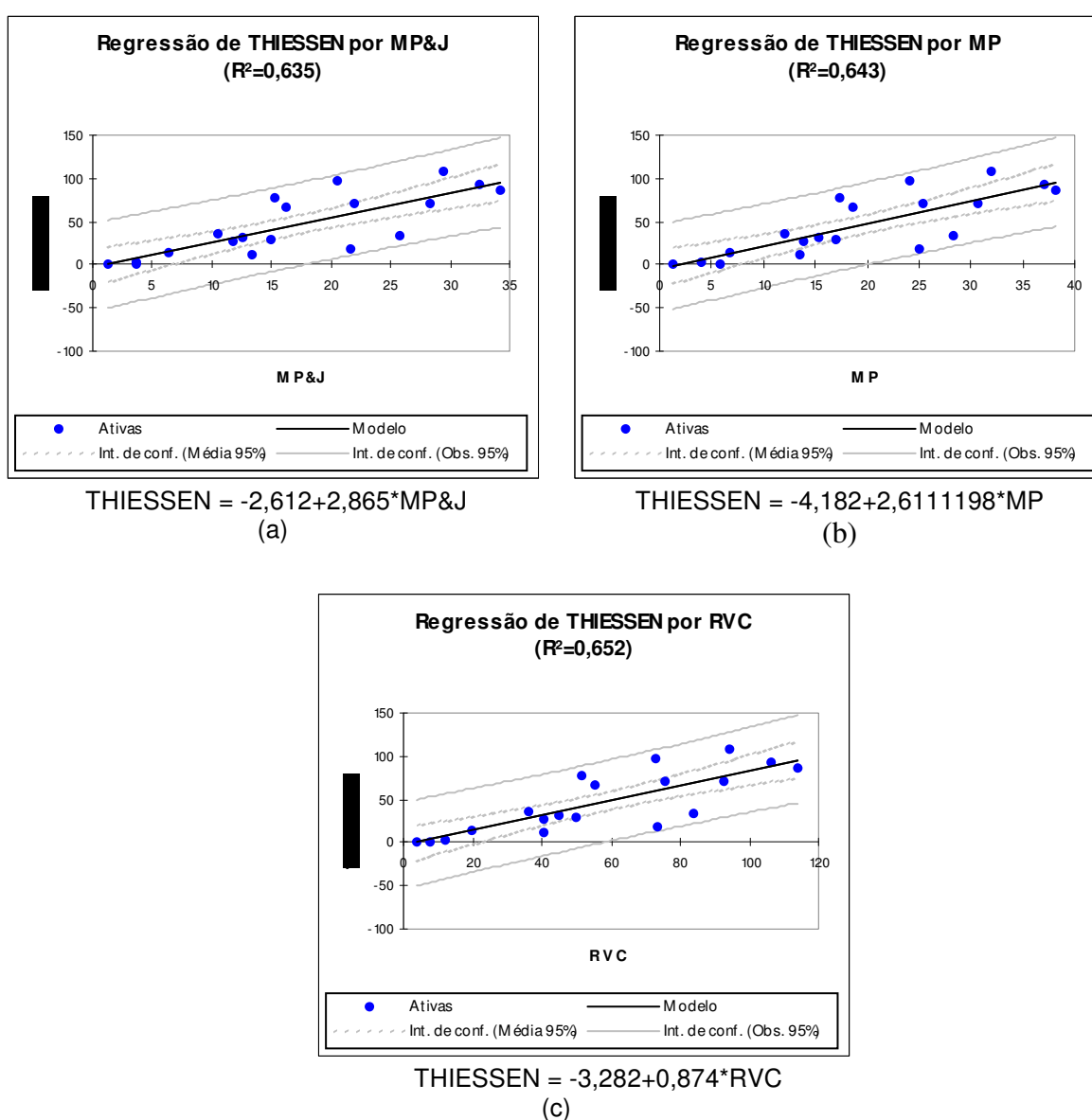


Figura 16 – Relação do método de Thiessen com MP&J (a), Thiessen com MP (b) e Thiessen com RVC (c), para Piracicaba.

Para melhor visualizar os resultados apresentados na Tabela 12, criou-se histogramas (Figuras 17a e 17b) com os totais da chuva média acumulada pelo método de Thiessen e pelas equações Z-R, para representarem a distribuição da chuva nas duas áreas de estudo (Assis e Piracicaba) e em cada período decenal.

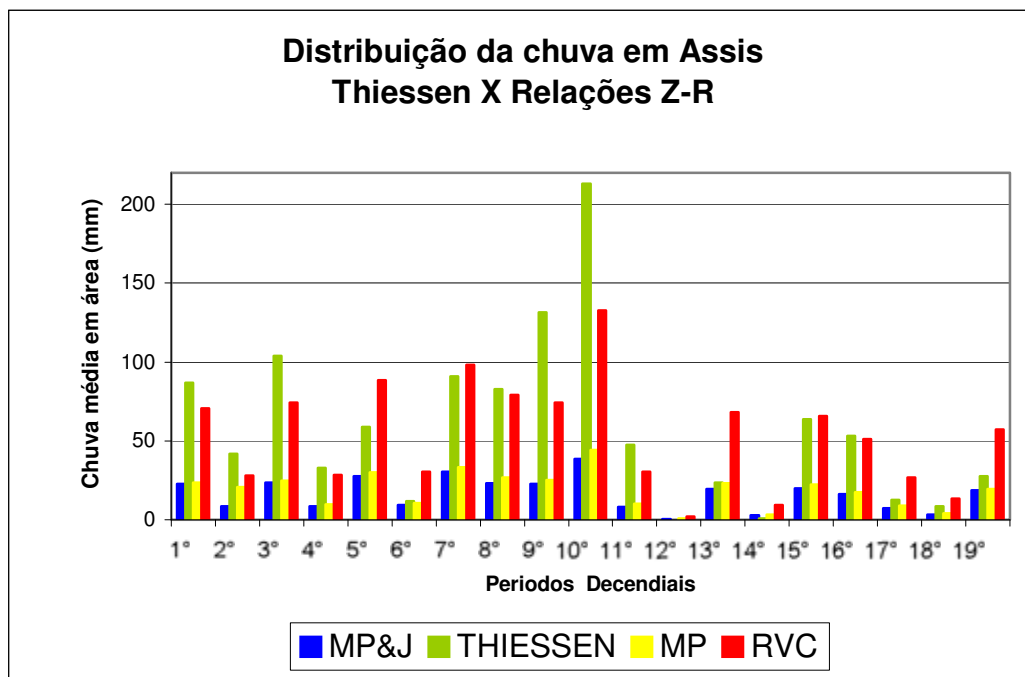


Figura 17a – Chuva média em área/período: Thiessen X equações Z-R, na região de Assis.

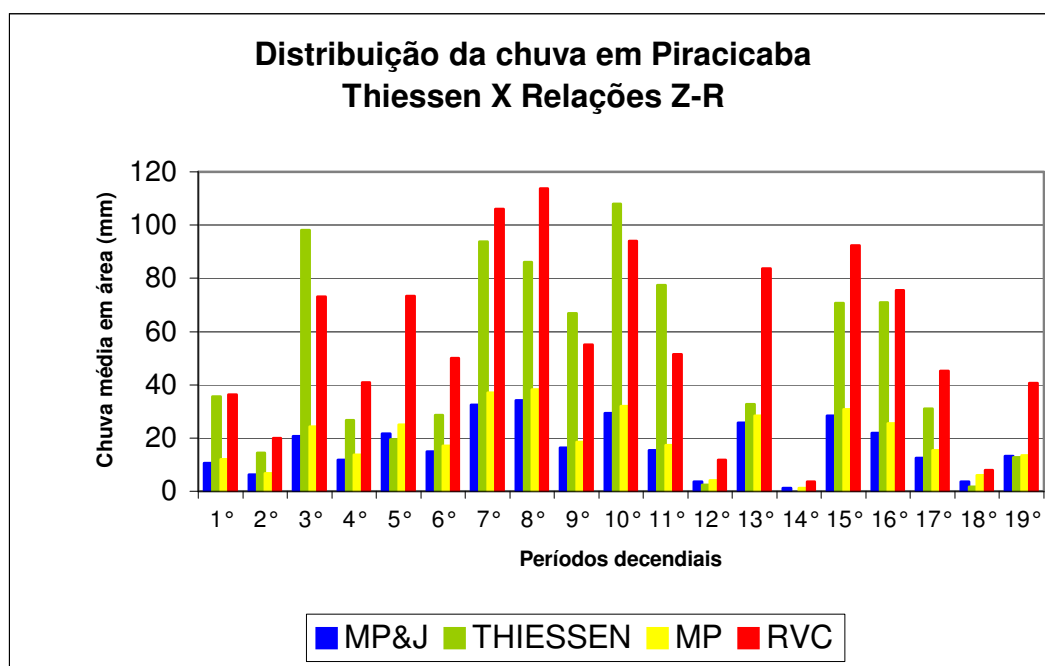


Figura 17b - Chuva média em área/período: Thiessen X equações Z-R, na região de Piracicaba.

De acordo com os dados dos pluviômetros (Thiessen), o período 10° foi o mais chuvoso nas duas áreas, inclusive no resultado da equação RVC, para Assis, mas para Piracicaba foi o período 8°. Nota-se ainda, que quando comparada à chuva quantificada pelo método de Thiessen com chuva quantificada pelo radar para cada equação Z-R, a RCV é que apresentou melhores resultados em ambas regiões. Os cálculos obtidos pelas equações de MP&J e MP ficaram muito abaixo dos resultados de Thiessen e da relação RVC.

Também foi considerada como a relação mais representativa, aquela equação que apresentasse a curva de massa da chuva (Figuras 18a e 18b) mais próxima à obtida pelos dados dos pluviômetros (método de Thiessen), admitindo-se estes como “verdade terrestre”, embora seja sabido que em geral isto não acontece, pois pluviômetros assim como o radar, também apresentam erros de medição, porém em menor escala que o radar

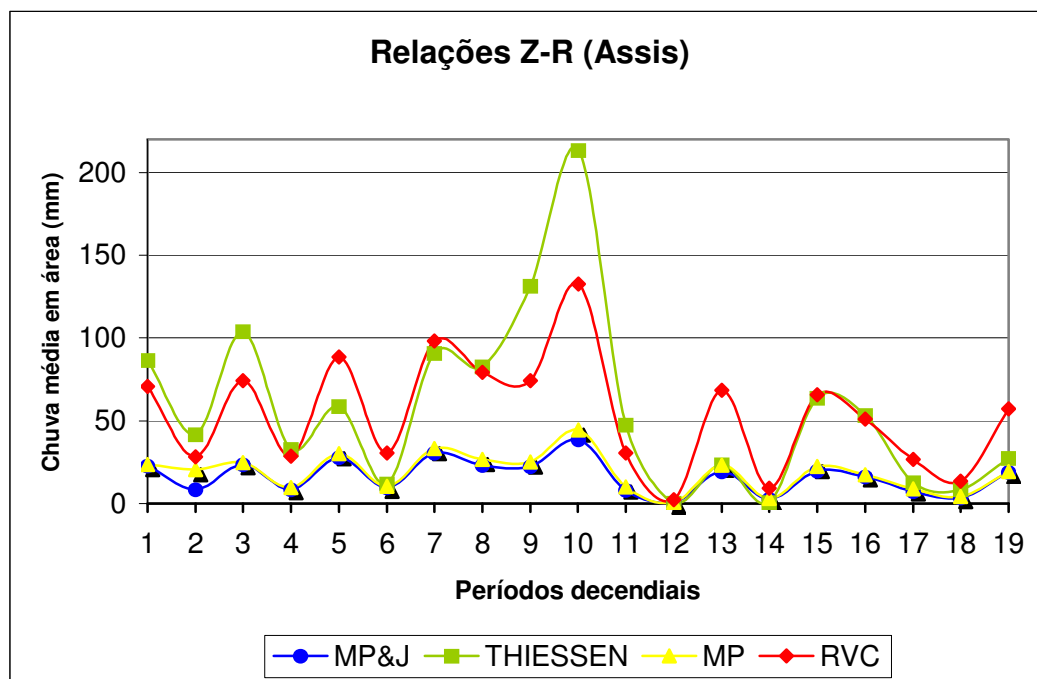


Figura 18a – Curva da chuva média em área/período: Thiessen X equações Z-R, na região de Assis.

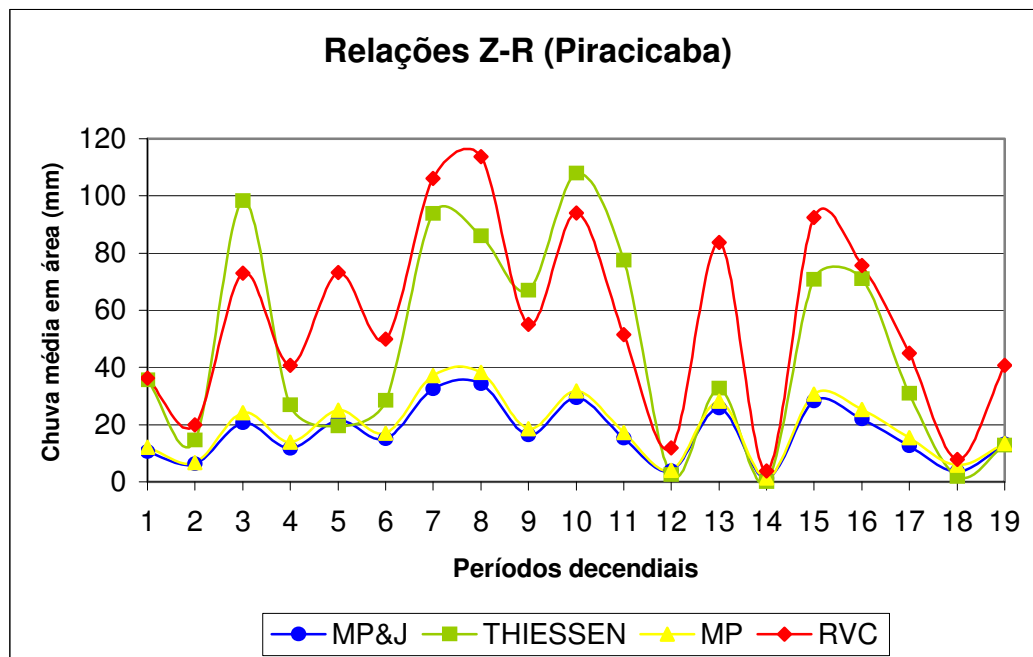


Figura 18b – Curva da chuva média em área/período: Thiessen X equações Z-R na região de Piracicaba

A curva da relação RVC foi a mais próxima a de Thiessen, acompanhando a tendência da curva de Thiessen praticamente em todos os períodos, exceto no período 5º de Piracicaba. Nas duas outras equações (MP&J e MP), as curvas ficaram muito abaixo, mostrando um significativo desvio entre a chuva acumulada por Thiessen e pelas mesmas em todo o intervalo analisado.

A necessidade da escolha de uma equação Z-R para representar a distribuição das chuvas no raio da pesquisa, foi sentida inicialmente nos primeiros resultados obtidos pela relação de Marshall-Palmer e Jones que indicaram uma forte subestimação da chuva comparada com o pluviômetro (EMÍDIO E ANTONIO, 2007). Tal fato confirmou a importância de se dispor de uma equação Z-R específica que incorpora o efeito da distância ao radar e outras características, como a estação do ano ou o período do dia, entre outras, para a adequada representação do campo espacial de chuva por radar (CALHEIROS E ZAWADZKI, 1987; ANTONIO, 2007). A equação RVC foi a equação escolhida na quantificação da chuva pelo radar e empregada na estimativa do balanço hídrico distribuído, por ter apresentado resultados mais próximos aos obtidos pelo método de Thiessen.

CAPÍTULO VI

6 – Análise de Superfície de Tendência

A análise de superfície de tendência (*Trend Surface Analysis*) com a aplicação de regressão polinomial situa-se entre os diversos métodos utilizados para interpolação de dados, sendo extensamente utilizada nas geociências. É considerado um método matemático de separação de dados de um mapa em dois componentes: os de natureza regional (representado pela própria superfície) e as flutuações locais (representadas pelos valores residuais).

Uma superfície de tendência pode ser usada para interpolar entre pontos de dados, extrapolar a seqüência de dados, inferir sobre a presença de tendências ou estimar características de interesse sobre os dados (VIEIRA, 1998). São aplicáveis em superfícies de qualquer dimensão. Em um mapa de tendência, duas das dimensões são geográficas (X,Y), representando o comprimento e a largura do mapa. Uma terceira dimensão (Z_i) representa a variável de interesse, que nesta pesquisa é a chuva obtida pelo radar meteorológico. Dessa forma, uma superfície está inserida no espaço tridimensional, representando uma função matemática que envolve uma variável dependente (chuva) e duas independentes (coordenadas geográficas).

Segundo Landim *et al.* (2001) a análise da superfície de tendência é um método pelo qual uma superfície contínua é ajustada por critérios de regressão por mínimos quadrados, aos valores Z_i como uma função linear das coordenadas X-Y dos pontos amostrados e irregularmente distribuídos. Para a aplicação desta técnica, a equação matemática utilizada para o ajuste da superfície, baseia-se nos polinômios não-ortogonais, sendo o ajuste incrementado pela adição de termos adicionais (ordens) à equação polinomial.

Observa-se que a análise de tendência constitui apenas um segmento de um campo mais amplo de regressão estatística. Como dito, sua prática está diretamente envolvida no ajuste de superfície de tendência para satisfazer o critério dos mínimos quadrados. Isso resulta na superfície de tendência passando através, acima ou abaixo de cada dado verdadeiro. A diferença entre o valor estimado e o real é chamada de valor residual ou valor de desvio (MONTGOMERY & PECK, 1992). A análise dos resíduos informa sobre a existência de sub-regiões que apresentam diferenças significativas (positivas e negativas) na tendência geral.

6.1 – Equações Polinomiais

Funções de tendência são descritas por equações polinomiais classificadas de acordo com o número de variáveis e com o grau máximo das variáveis independentes. O número de variáveis é composto pelas variáveis dependentes e independentes.

Monteiro (2003), citando Sutterlin e Hastings (1986), apresenta o modelo geral para superfície de tendência como:

$$Z^*(X_i, Y_i) = Z^*_i(X_i, Y_i) + e_{ij} \quad (16)$$

onde $Z^*(X_i, Y_i)$ é o valor observado da variável mapeada, $Z^*_i(X_i, Y_i)$ é o valor de tendência da variável mapeada em função das coordenadas X_i, Y_i e e_{ij} é o resíduo, ou seja, a fonte não sistemática de variação..

O modelo utilizado para a representação da superfície de tendência pelo método dos polinômios não ortogonais é:

$$Z^*_i(X_i, Y_i) = (a + bX_i + cY_i + dX_i^2 + eX_iY_i + fY_i^2 + \dots) + e_{ij} \quad (17)$$

Seguindo o desenvolvimento das equações polinomiais, o valor estimado para Z^*_i segundo o grau desejado, em um determinado ponto (X,Y) na superfície (ou nó de uma grade), pode ser calculado por um polinômio abaixo (LANDIM *et al.*, 2001):

→Superfície de primeira ordem: $Z^* = a + bX_i + cY_i$ (superfície linear); (18)

→Superfície de segunda ordem: $Z^* = a + bX_i + cY_i + dX_i^2 + eX_iY_i + fY_i^2$ (superfície quadrática); (19)

→Superfície de terceira ordem: $Z^* = a + bX_i + cY_i + dX_i^2 + eX_iY_i + fY_i^2 + gX_i^3 + hX_i^2Y_i + iX_iY_i^2 + jY_i^3$ (superfície cúbica); (20)

→Superfície de quarta ordem: $Z^* = a + bX_i + cY_i + dX_i^2 + eX_iY_i + fY_i^2 + gX_i^3 + hX_i^2Y_i + iX_iY_i^2 + jY_i^3 + kX_i^4 + lX_i^3Y_i + mX_i^2Y_i^2 + nX_iY_i^3 + oY_i^4$ (superfície quártica); etc. (21)

Onde Z^* é o valor estimado de Z^*_i para o nó da célula (variável dependente); X_i e Y_i são as coordenadas (variáveis independentes); a...o são os coeficientes que proporcionam o melhor ajuste aos dados amostrados. Após o ajuste da superfície aos dados amostrados, segundo o grau desejado, são calculados os valores de Z^*_i para os nós da grade. Depois da solução das equações, com a determinação dos coeficientes, as mesmas são utilizadas para o cálculo de Z^* para qualquer valor X-Y, que indica a localização dos nós das células da grade.

A Figura 19 ilustra uma série de polinômios que apresentam o comportamento espacial em função do número de variáveis. A linha indica quantidade de variáveis e a coluna indica o grau. Equações do primeiro grau, por exemplo, com duas variáveis geram linhas retas, três variáveis um plano e quatro variáveis uma hipersuperfície de primeiro grau.

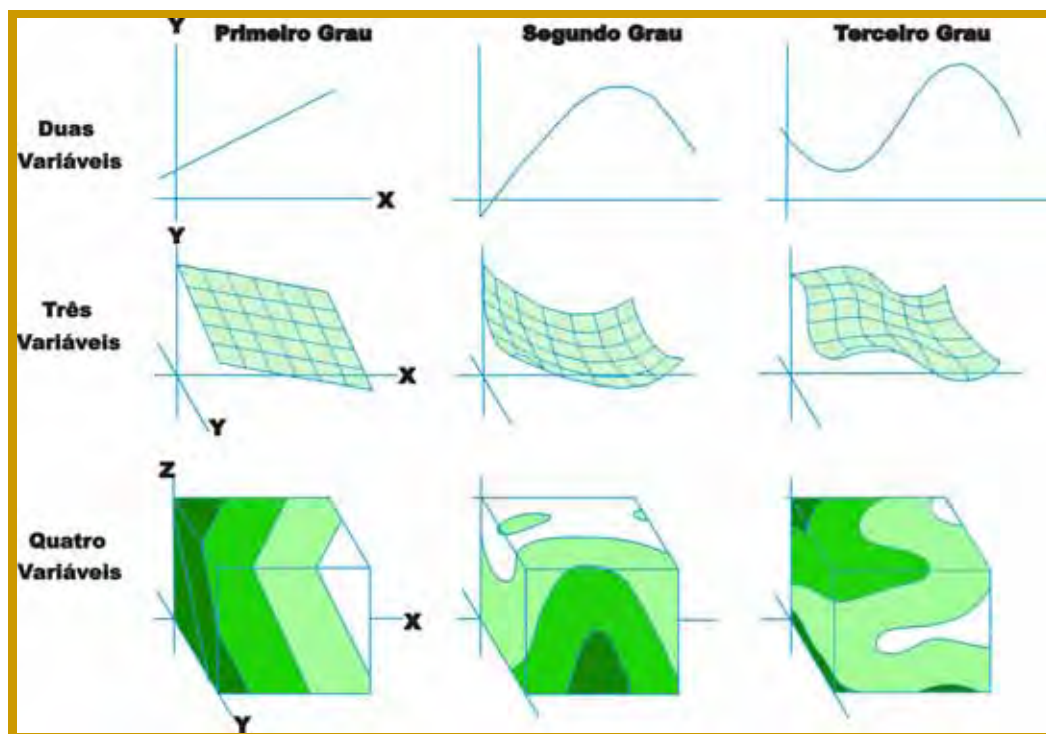


Figura 19 - Classificação de polinômios em relação ao número de variáveis e ao grau e sua representação geométrica (DAVIS, 1973, apud Vieira, 1998).

Conforme Landim (1998), após o cálculo das superfícies e dos respectivos desvios, estas são examinadas para que se verifiquem as suas implicações no propósito do estudo. Assim em alguns casos, como em problemas de suavização, o interesse é pelo melhor ajuste aos dados, então procura-se pelas superfícies de mais alto grau possível. Contudo podem ser obtidos contornos muito suaves em superfícies de alto grau, mas as isolinhas podem não ser fiéis aos dados originais. Alguns artefatos podem ser gerados nas bordas e no interior do mapa quando houver áreas sem dados amostrados, com a utilização de ordens polinomiais elevadas.

Em outros casos, como na detecção de anomalias, o que interessa são os resíduos, então calcula-se as superfícies de baixo grau, com os respectivos mapas de desvios. Os mapas de resíduos apresentam tanto valores negativos como positivos, os quais podem ser interpretados da seguinte maneira: os valores positivos indicam áreas de maior concentração da variável, e os negativos, onde teria ocorrido o menor acúmulo.

A análise de superfície de tendência consistindo no ajustamento de equações que representam a variação espacial de determinadas variáveis (ou valores) através de superfícies matemáticas, foi aplicada em diversas áreas e com interesses específicos: Michael e Triveloni (2006) aplicaram a técnica objetivando desenvolver um modelo econométrico para avaliação em massa de imóveis, que considera como variáveis a localização dos imóveis, através da análise de superfície de tendência e informações obtidas do cadastro imobiliário. Vieira (1998) com o uso de técnicas de processamento digital de imagens e métodos estatísticos de regressão, desenvolveu uma metodologia para vetorização de lineamentos geológicos representativos de estruturas rúpteis em imagens de cartas para sua análise de tendência. Boin (2000) aplicou a análise de superfície de tendência e outras técnicas estatísticas, visando a identificação das áreas submetidas a diferentes impactos pluviais e suas conseqüências erosivas nos diversos compartimentos ambientais no oeste paulista, por meio de proposta da climatologia dinâmica. Monteiro (2003) fez uso da metodologia e da geoestatística, objetivando mapeamento espaço-temporal da superfície potenciométrica do Aquífero Guarani no município de Ribeirão Preto-SP. No mesmo contexto, Bettú e Ferreira (2005), compararam modelos de superfícies potenciométrica do Sistema Aquífero Caiuá no noroeste do Estado do Paraná. Utilizando as batimetrias realizadas desde 1998 a 2001, Bufon (2006) realizou um estudo exploratório através da análise de superfície de tendência por regressão polinomial, como da análise variográfica, verificando a correlação espacial entre os valores batimétricos no reservatório da “Represa Velha”, em Pirassununga/SP.

6.2 – Metodologia utilizada

A análise de tendência de superfície foi aplicada aos dados de chuva medidos pelo radar meteorológico, os quais foram quantificados pela relação Z-R. O número de dados corresponde a 2.601 (pontos) para cada grade obtida nos períodos de estudo. Como o interesse é detectar as anomalias na distribuição da chuva na superfície, considerando que os valores de chuva em sua variabilidade estão relacionados a diversos fatores no espaço geofísico, foi aplicada a regressão polinomial de primeiro grau (superfície linear), objetivando o mapeamento dos resíduos em cada superfície de tendência, identificando os resíduos positivos (excesso de chuva) e negativos (falta de chuva) nas áreas das regiões de Piracicaba e Assis.

A equação polinomial utilizada neste trabalho possui três variáveis: coordenadas geográficas (X e Y) e chuva do radar (Z*). A equação utilizada foi a seguinte:

$$Z^* = a + bX_i + cY_i \quad (22)$$

Os valores com os desvios do ponto em relação à superfície calculada foram encontrados pela variável dependente (Z^*) em relação ao valor predito (Z^*i) indicado através da linha de regressão de acordo com a seguinte equação:

$$e_{ij} = (Z^* - Z^*i) \quad (23)$$

Para a confecção das superfícies de tendência e dos respectivos mapas de resíduos, utilizou-se o programa SURFER[®], versão 7, que dispõe de diversos métodos para a interpolação de dados, entre eles, o da Mínima Curvatura que foi utilizado na confecção do mapa de valores residuais. É considerado como é um método suavizador (spline) que fornece resultado gráfico razoável para uma rápida avaliação do comportamento espacial da variável (LANDIM *et al.*, 2002).

6.3 – Resultados

A análise de superfície de tendência por regressão polinomial de 1º grau da variável chuva medida pelo radar, foi realizada com os dados espacializados em um modelo de grade de 51 X 51, totalizando 2.601 pontos. Os mapas dos respectivos resíduos (resultado da diferença da regressão polinomial e os valores medidos) foram interpolados pelo método da mínima curvatura.

Os resultados encontrados nas análises efetuadas para as duas áreas de estudo (quadrícula de Assis e quadrícula de Piracicaba) e nos 19 períodos decendiais, são apresentados em seqüência, iniciando pela região da quadrícula de Assis (Figuras de 20a a 38b) e prosseguindo com a região da quadrícula de Piracicaba (Figuras 39a a 57b).

Através das análises em cada área, verificou-se que existe uma grande variação nos resultados obtidos, principalmente na questão dos resíduos, a qual se dá em função da própria variabilidade espacial e temporal que ocorre na distribuição da chuva. Na escala correspondente, os resíduos positivos (indicando excesso de chuva) estão padronizados na cor azul e os negativos (indicando a falta de chuva) pela cor vermelha, sendo separados pela linha esbranquiçada que representa os valores iguais a zero.

Região da Quadrícula de Assis

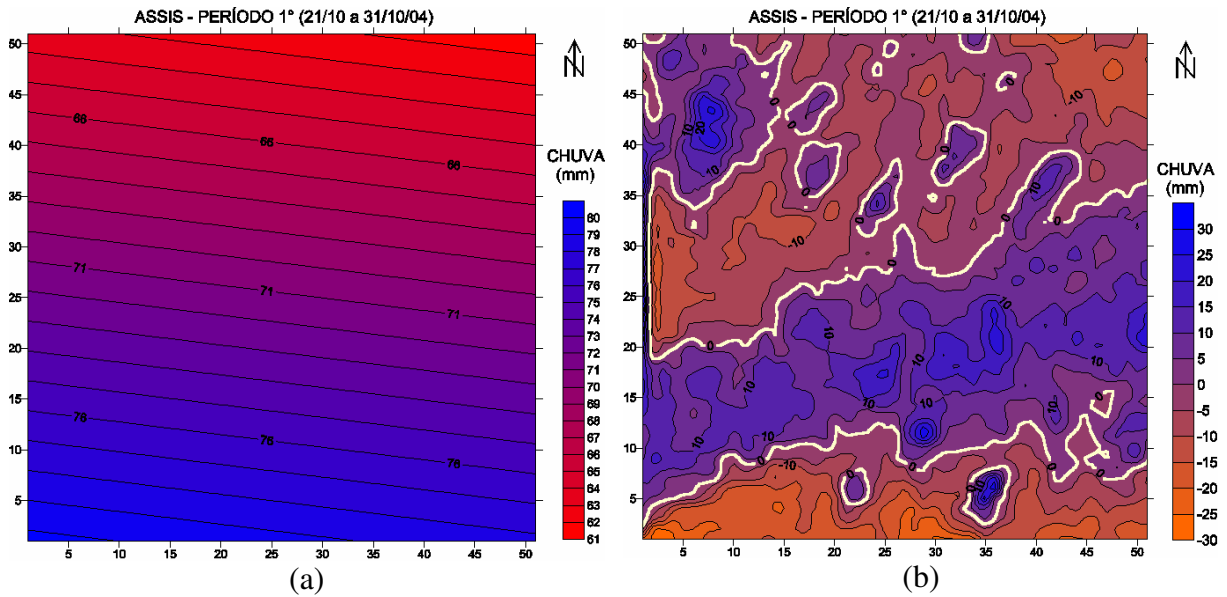


Figura 20 – Superfície de tendência -1° grau (a) e mapa de resíduos (b).

▪ 1° período (21/10 a 31/10/04) – Na Figura 20a, a distribuição da chuva e o sentido dos maiores totais de chuva estão na direção SW (sudoeste) da quadrícula; na Figura 20b, os resíduos positivos concentram-se numa faixa orientada de W (oeste) a E (leste) e na porção NW (noroeste). No restante da área da quadrícula, os resíduos são negativos.

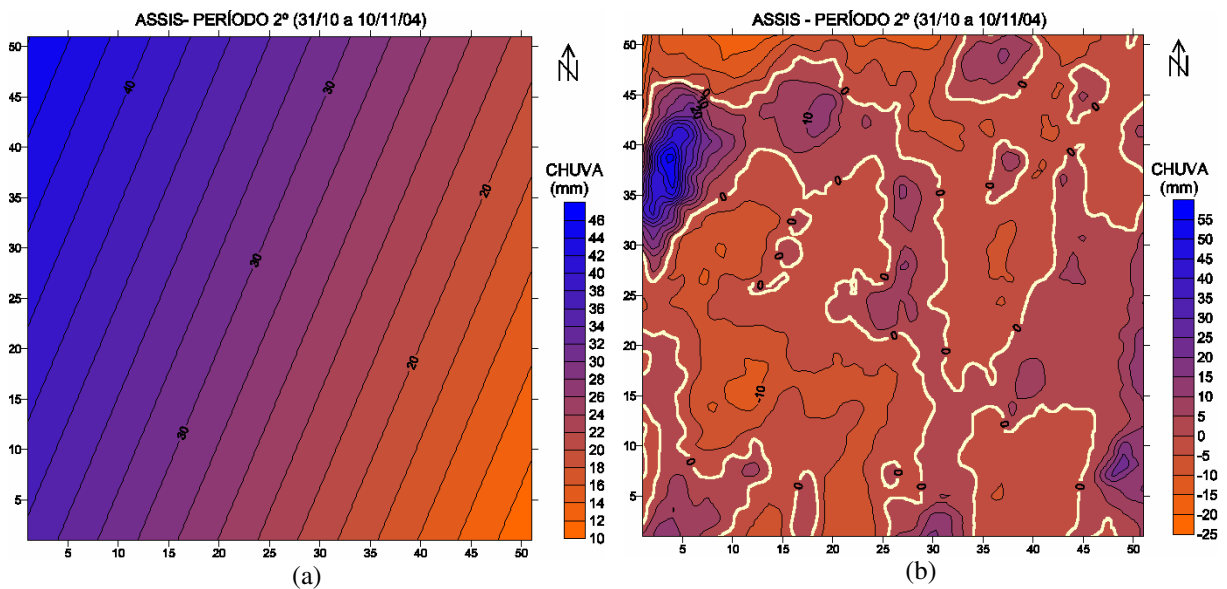


Figura 21 – Superfície de tendência - 1° grau (a) e mapa de resíduos (b).

▪ 2° período (31/10 a 10/11/04) – Na Figura 21a, a distribuição da chuva e o sentido dos maiores totais de chuva estão na direção NW da quadrícula; na Figura 21b, os resíduos positivos estão distribuídos na maior parte da quadrícula, mas o núcleo com valores de chuva mais elevados localiza-se na porção NW. No restante da área, os resíduos são negativos.

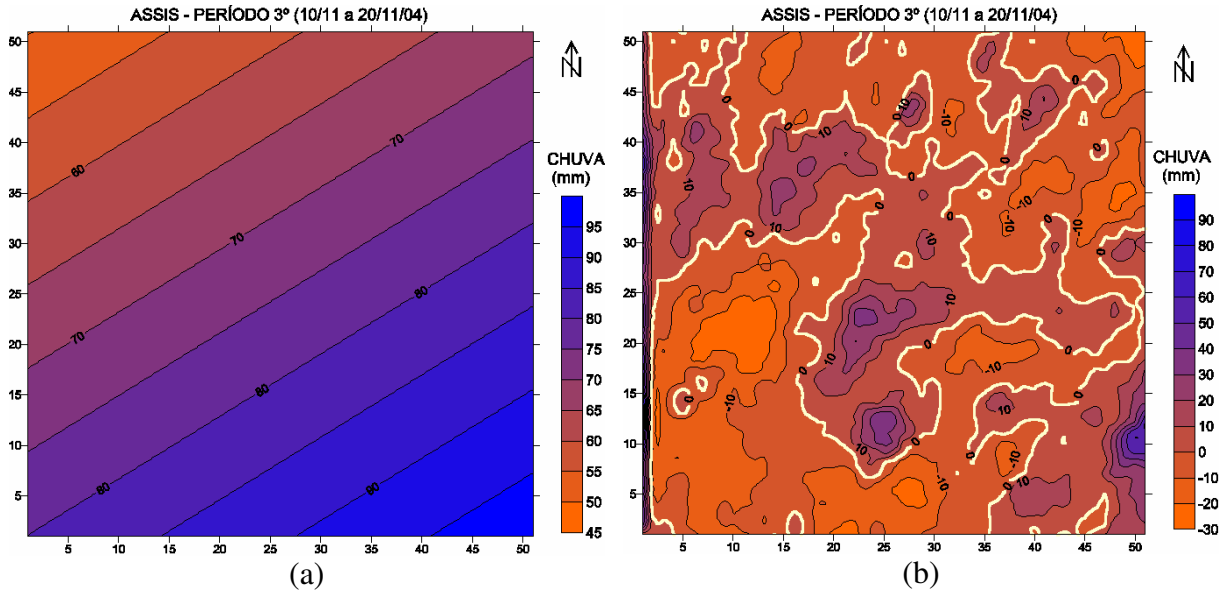


Figura 22 – Superfície de tendência -1° grau (a) e mapa de resíduos (b).

▪ 3° período (10/11 a 20/11/04) – Na Figura 22a, a distribuição da chuva e o sentido dos maiores totais de chuva, ocorrem na direção SE (sudeste) da quadrícula; na Figura 22b, os resíduos positivos estão localizados principalmente nas porções NW, C (central), SE e E. Os resíduos negativos são encontrados nas porções S (sul), SW e N (norte).

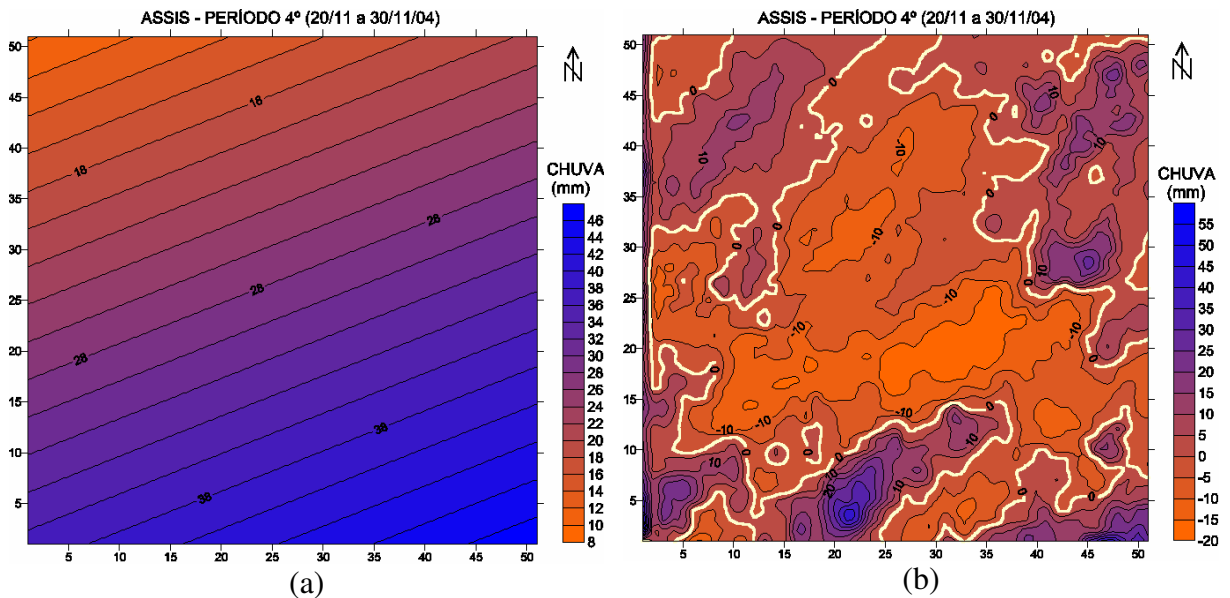


Figura 23 – Superfície de tendência -1° grau (a) e mapa de resíduos (b).

▪ 4° período (20/11 a 30/11/04) – Na Figura 23a, a distribuição da chuva e o sentido dos maiores totais de chuva estão na direção SE da quadrícula; na Figura 23b, os resíduos negativos estão nas porções C e N, e os resíduos positivos são encontrados ao redor, com um forte núcleo na porção S.

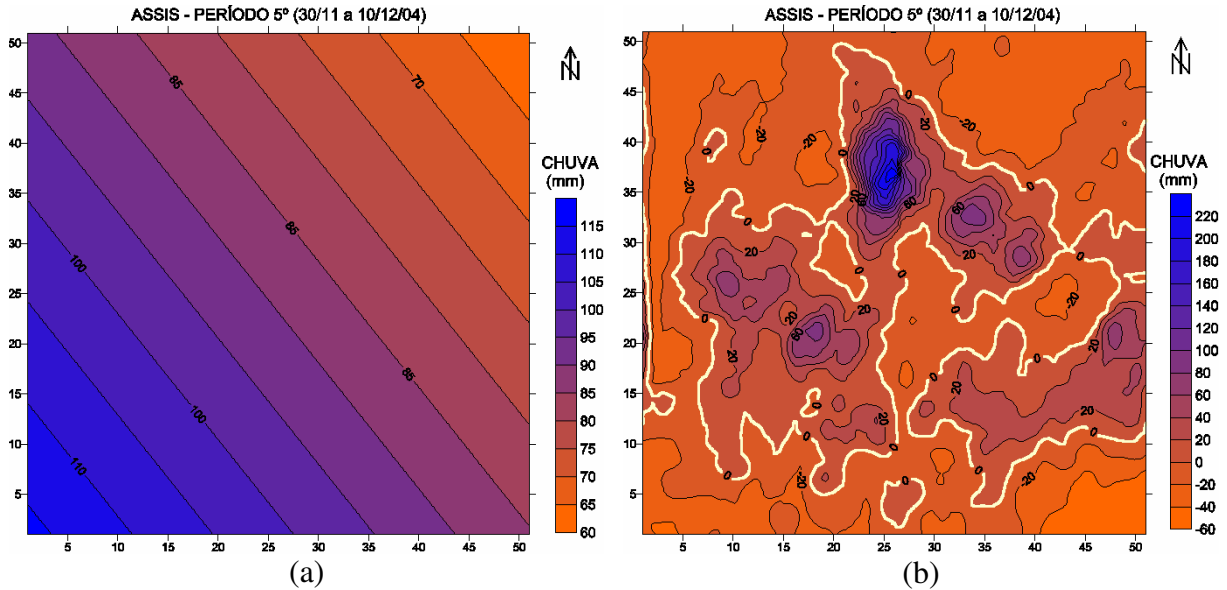


Figura 24 – Superfície de tendência - 1° grau (a) e mapa de resíduos (b).

▪ 5° período (30/11 a 10/12/04) – Na Figura 24a, a distribuição da chuva e o sentido dos maiores totais de chuva estão na direção SW da quadrícula; na Figura 24b, os resíduos positivos estão localizados as porções N (com concentração de um forte núcleo) W e E. Os resíduos negativos estão no restante da quadrícula.

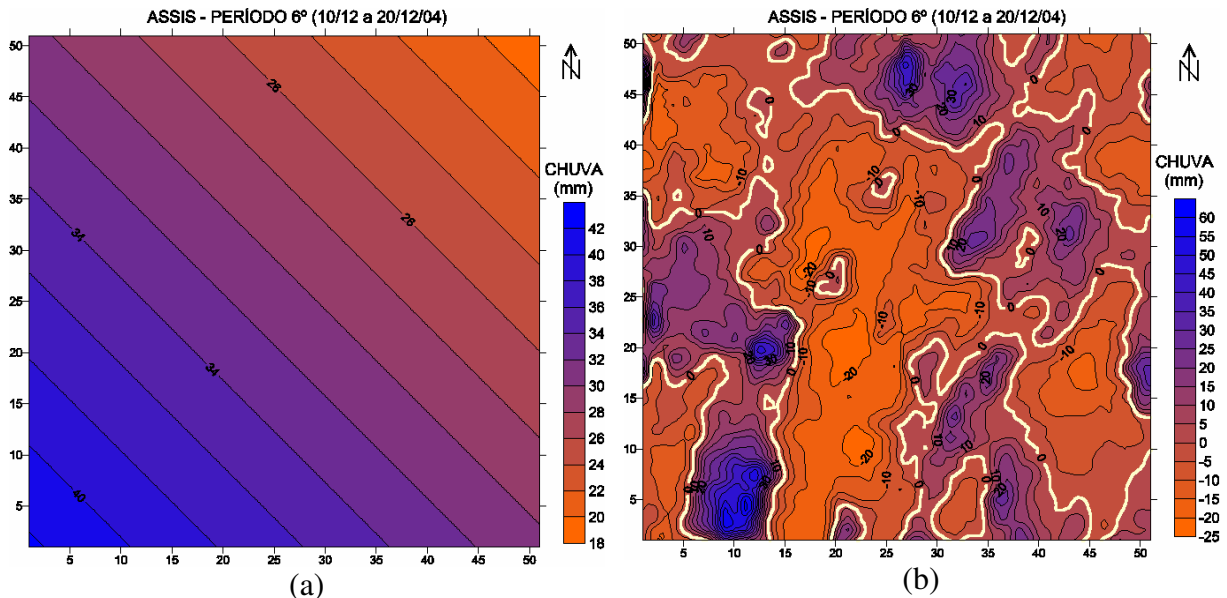


Figura 25 – Superfície de tendência - 1° grau (a) e mapa de resíduos (b).

▪ 6° período (10/12 a 20/12/04) – Na Figura 25a, a distribuição da chuva e o sentido dos maiores totais de chuva ocorrem na direção SW da quadrícula; na Figura 25b, os resíduos positivos estão na maior parte da quadrícula, com fortes núcleos nas porções SW e N. Os resíduos negativos são encontrados principalmente nas porções C e S.

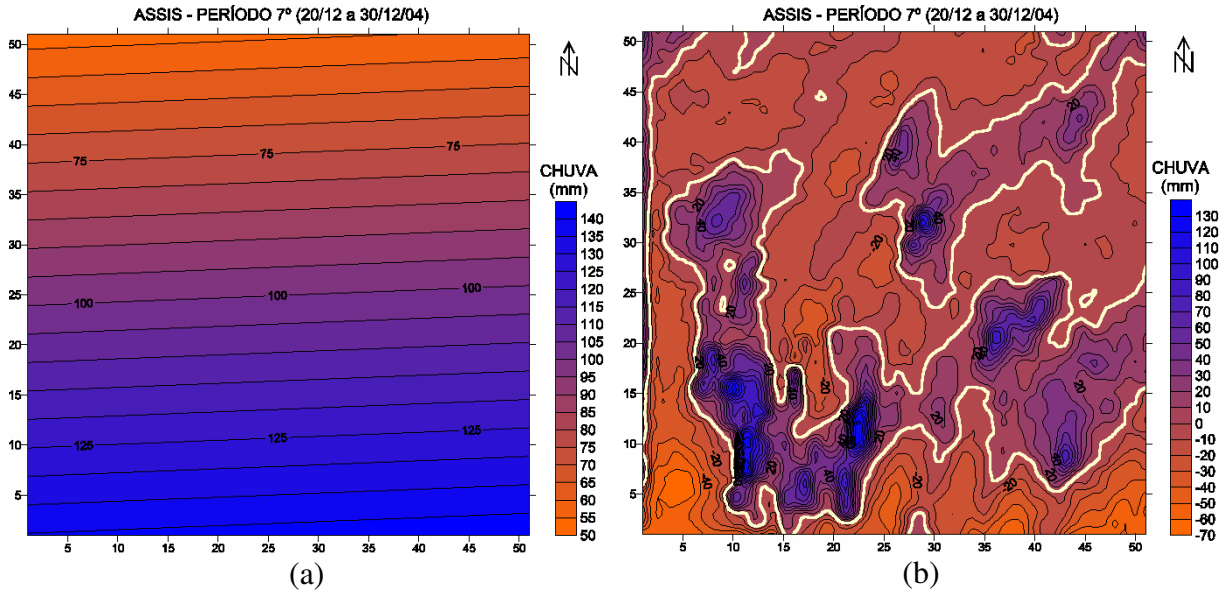


Figura 26 – Superfície de tendência - 1° grau (a) e mapa de resíduos (b).

▪ 7° período (20/12 a 30/12/04) – Na Figura 26a, a distribuição da chuva e o sentido dos maiores totais de chuva estão na direção S; na Figura 26b, os resíduos positivos com concentração de fortes núcleos estão localizados nas porções SW, SE e NE (nordeste). Os resíduos negativos são encontrados no restante da quadrícula.

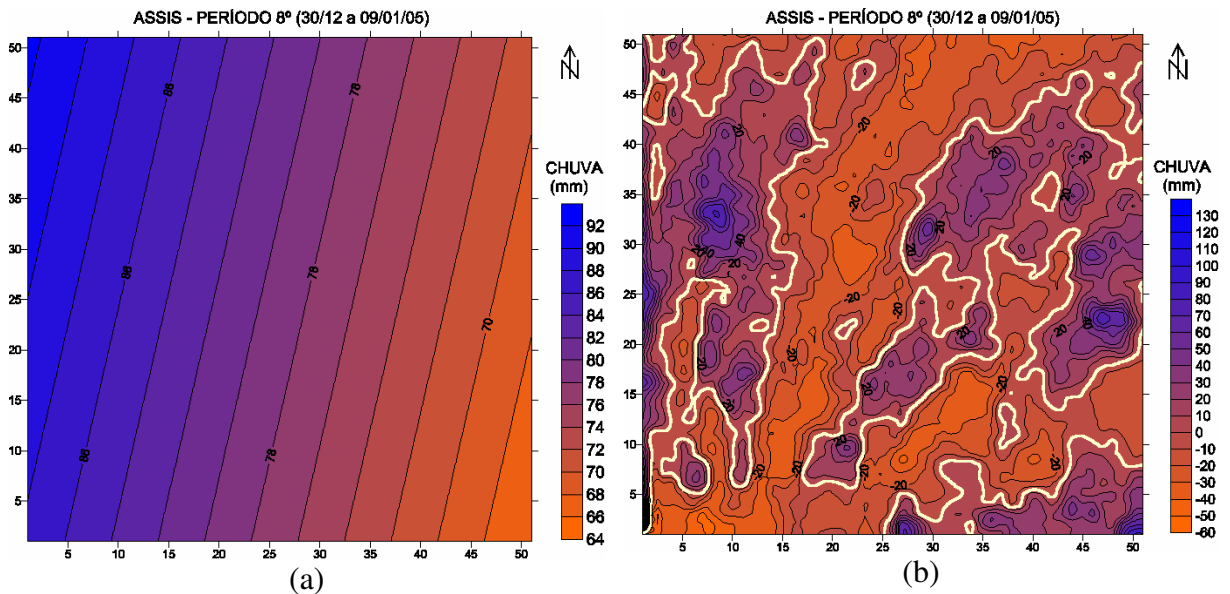


Figura 27 – Superfície de tendência - 1° grau (a) e mapa de resíduos (b).

▪ 8° período (30/12 a 09/01/05) – Na Figura 27a, a distribuição da chuva e o sentido dos maiores totais de chuva encontram-se na direção NW da quadrícula; na Figura 27b, os resíduos positivos estão localizados na maior parte da quadrícula, com concentração de núcleos com totais de chuvas mais elevados estão localizados nas porções W, E e SE. Os resíduos negativos estão nas demais porções, principalmente nas porções C e N.

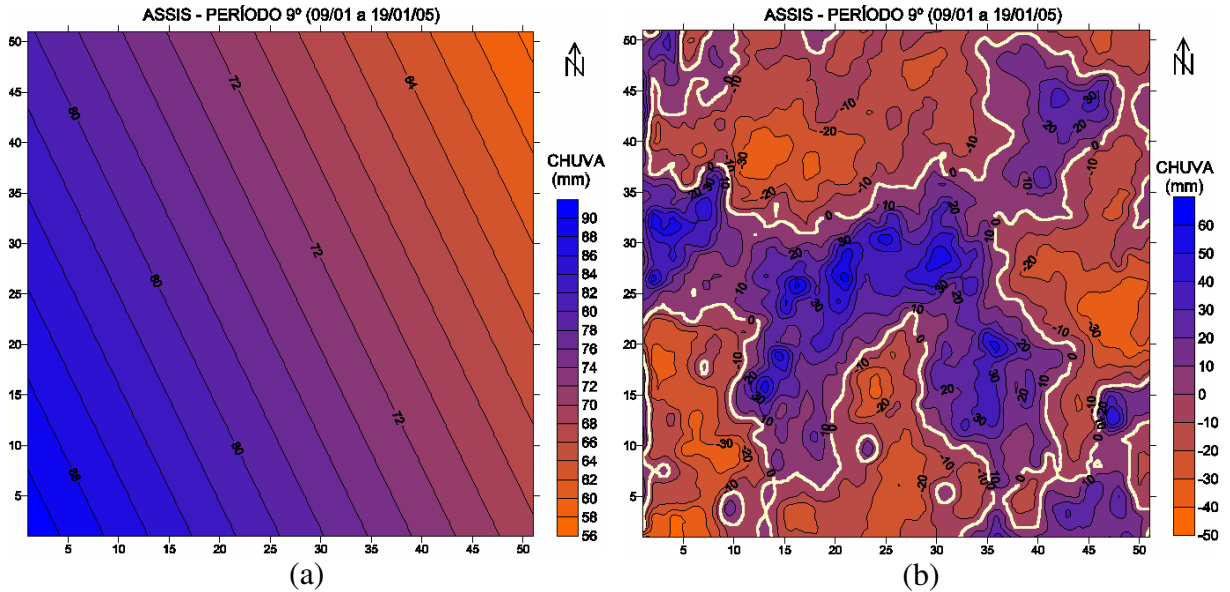


Figura 28 – Superfície de tendência - 1º grau (a) e mapa de resíduos (b).

▪ 9º período (09/01 a 19/01/05) – Na Figura 28a, a distribuição da chuva e os maiores totais de chuva estão na direção SW da quadrícula; na Figura 28b, os resíduos positivos tem os núcleos mais elevados nas porções W, C, SE e NE. Os resíduos negativos são encontrados nas demais porções da quadrícula.

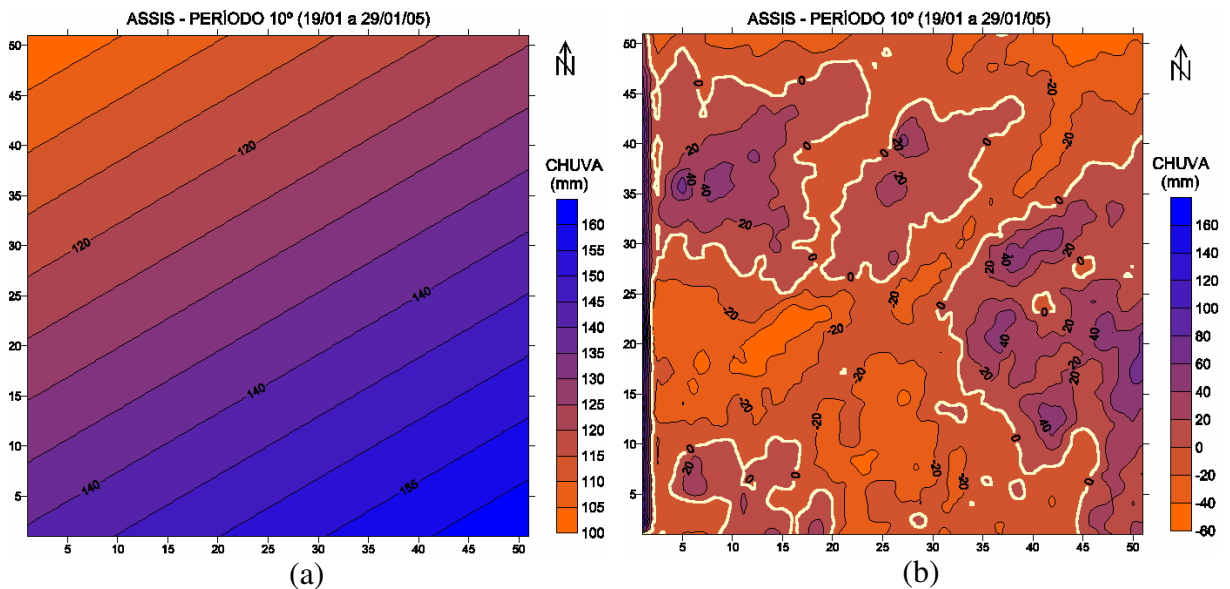


Figura 29 – Superfície de tendência - 1º grau (a) e mapa de resíduos (b).

▪ 10º período (19/01 a 29/01/05) – Na Figura 29a, a distribuição da chuva e o sentido dos maiores totais de chuva estão na direção SE da quadrícula; na Figura 29b, os resíduos positivos com concentração de núcleos de chuvas mais elevados nas porções NW e E. Os resíduos negativos estão no restante da quadrícula.

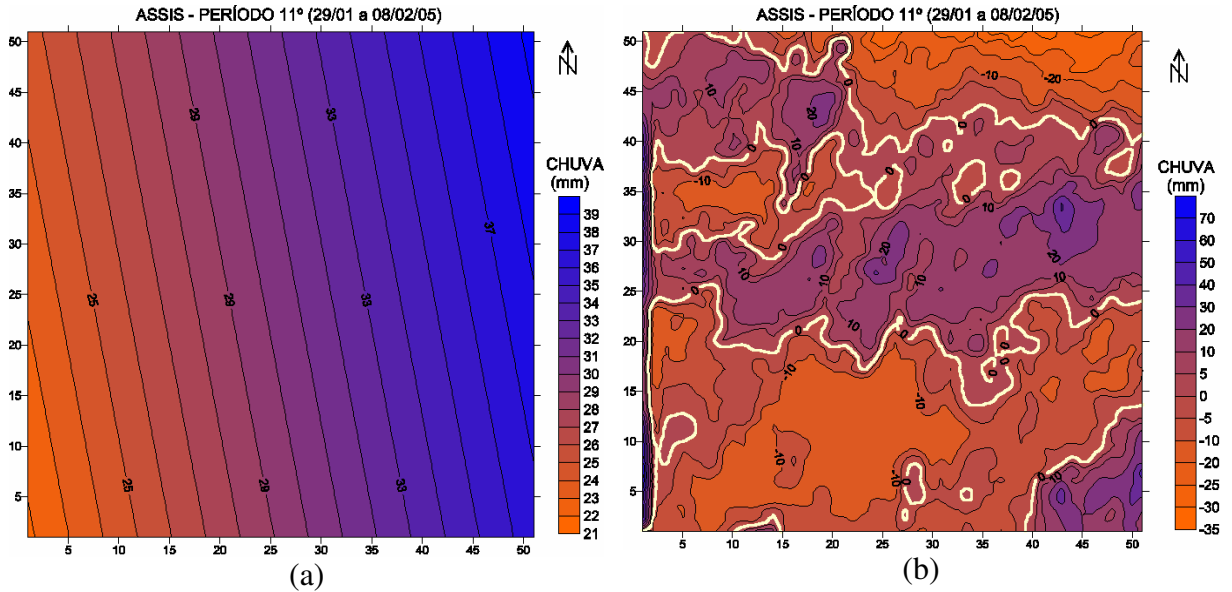


Figura 30 – Superfície de tendência - 1° grau (a) e mapa de resíduos (b).

▪ 11° período (29/01 a 08/02/05) – Na Figura 30a, a distribuição da chuva e o sentido dos maiores totais de chuva estão na direção NE; na Figura 30b, os resíduos positivos estão concentrados em uma faixa na porção central da quadrícula, no SE e NW. Os resíduos negativos estão no restante da quadrícula, concentrados nas porções SW, S e NE.

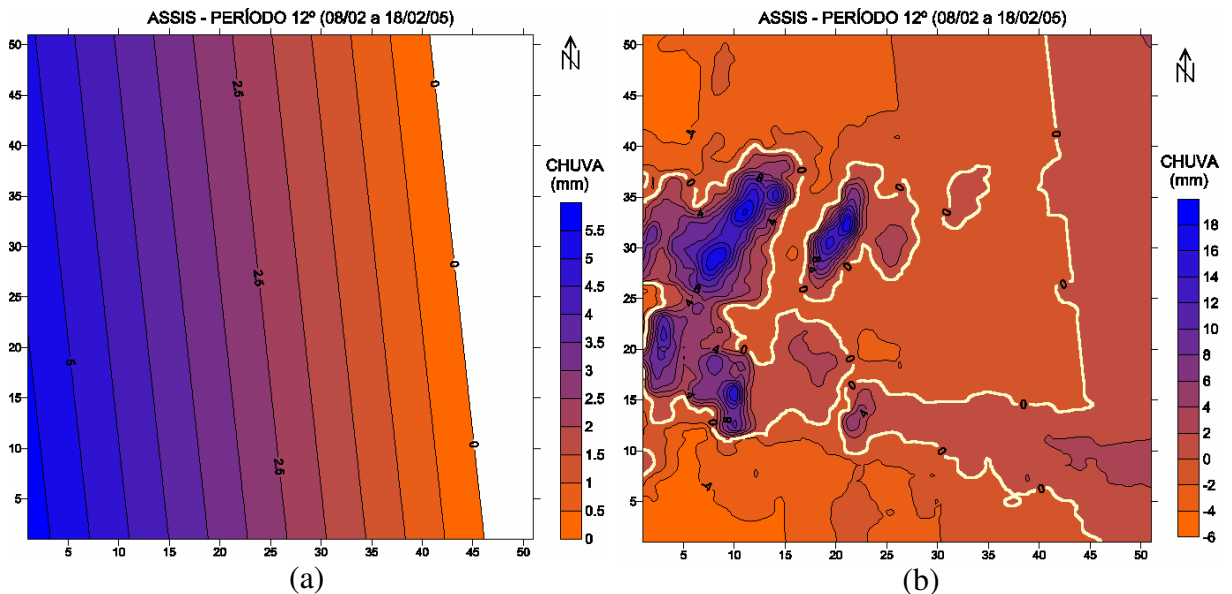


Figura 31 – Superfície de tendência -1° grau (a) e mapa de resíduos (b).

▪ 12° período (08/02 a 18/02/05) – Na Figura 31a, a distribuição da chuva e o sentido dos maiores totais de chuva estão na direção SW; na Figura 31b, os resíduos negativos concentram-se na maior parte da quadrícula e os resíduos positivos estão localizados na porção W da quadrícula apresentando os núcleos com totais de chuvas mais elevados.

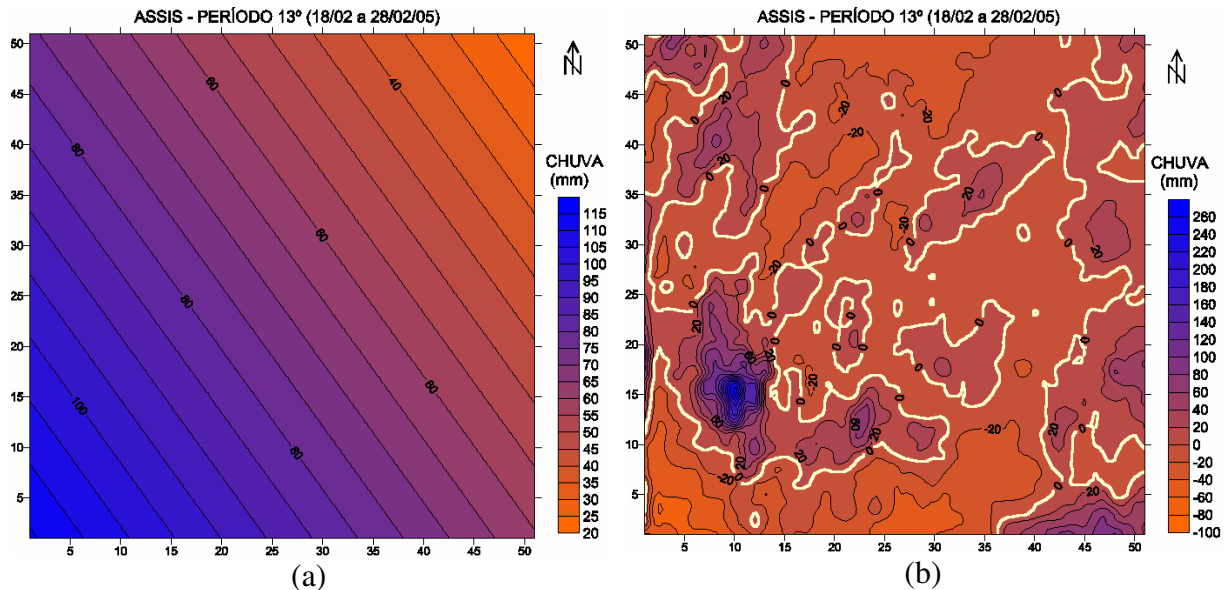


Figura 32 – Superfície de tendência - 1° grau (a) e mapa de resíduos (b).

- 13° período (18/02 a 28/02/05) – Na Figura 32a, a distribuição da chuva e o sentido dos maiores totais de chuva ocorrem na direção NW da quadrícula; na Figura 32b, os resíduos positivos distribuem-se em núcleos isolados em grande parte da quadrícula, com um forte núcleo localizado na porção SW. No restante da área, os resíduos são negativos.

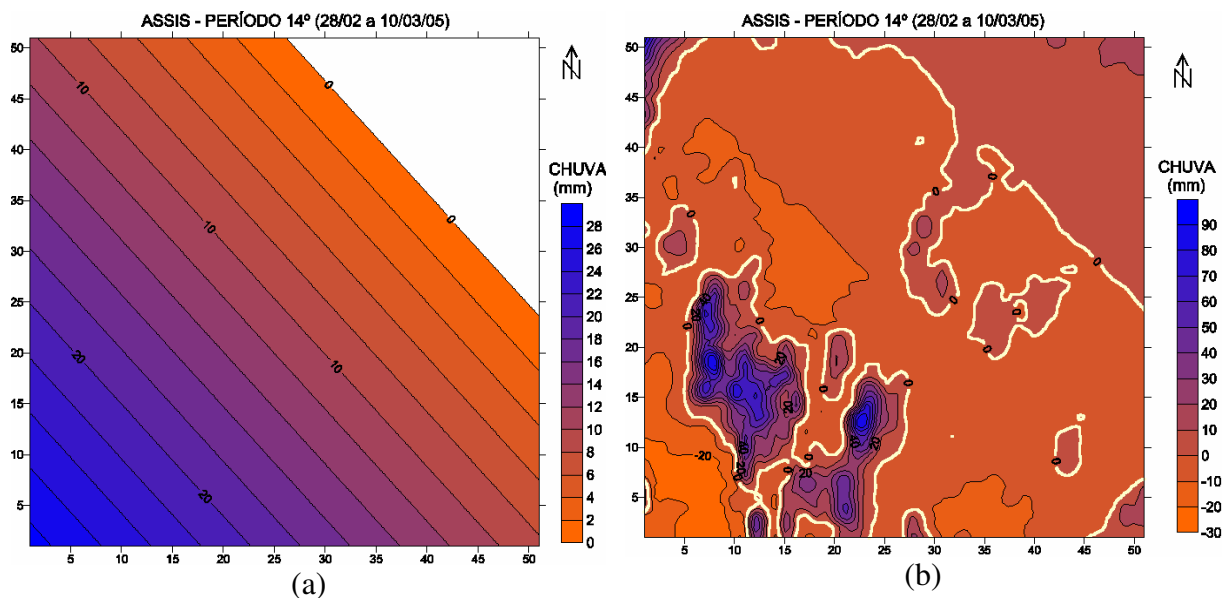


Figura 33 – Superfície de tendência - 1° grau (a) e mapa de resíduos (b).

- 14° período (28/02 a 10/03/05) – Na Figura 33a, a distribuição da chuva e o sentido dos maiores totais de chuva estão na direção NW quadrícula; na Figura 33b, os resíduos positivos estão concentrados na porção SW, onde localizam-se os núcleos mais intensos. No restante da área, os resíduos são negativos.

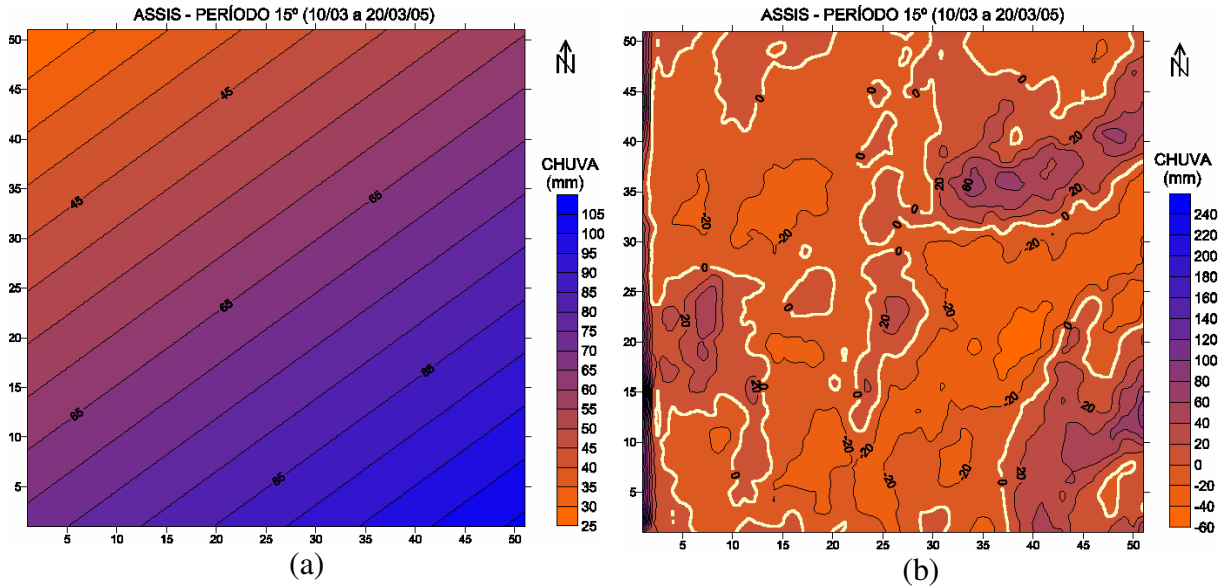


Figura 34 – Superfície de tendência - 1° grau (a) e mapa de resíduos (b).

▪ 15° período (10/03 a 20/03/05) – Na Figura 34a, a distribuição da chuva e o sentido dos maiores totais de chuva estão na direção SE da quadrícula; na Figura 34b, os resíduos positivos mais significativos estão distribuídos nas porções W, N e SE. Os resíduos negativos localizam-se no restante da quadrícula.

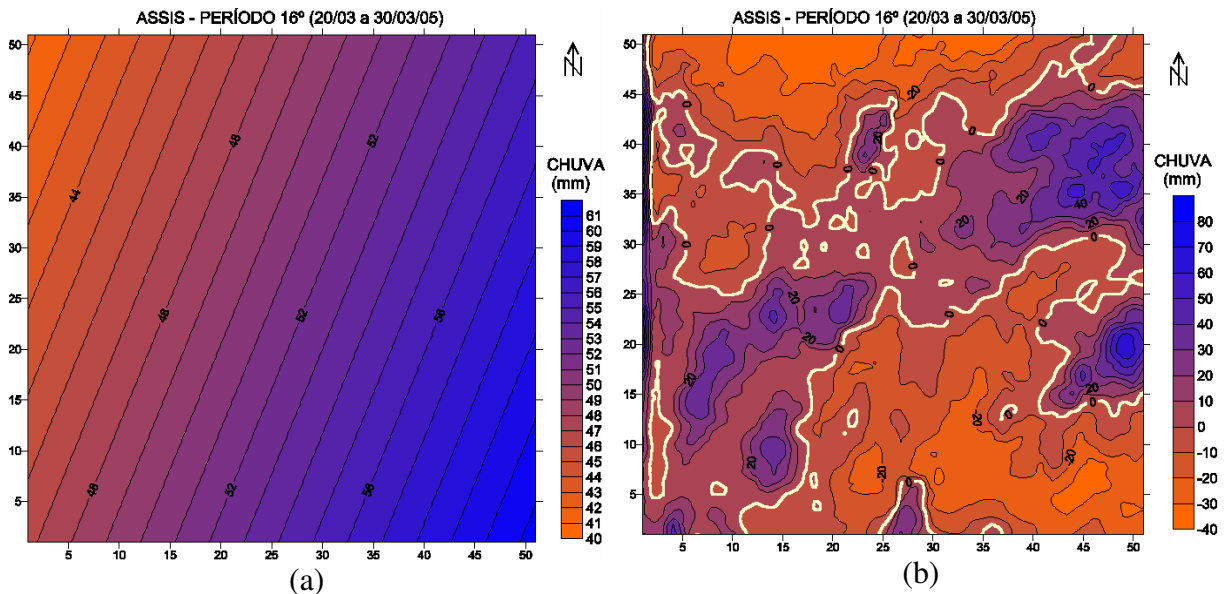


Figura 35 – Superfície de tendência - 1° grau (a) e mapa de resíduos (b).

▪ 16° período (20/03 a 30/03/05) – Na Figura 35a, a distribuição da chuva e o sentido dos maiores totais de chuva estão na direção SE da quadrícula; na Figura 35b os resíduos positivos estendem-se de SW a NE, com os núcleos mais intensos nas porções NE e E. Os resíduos negativos, estão distribuídos no resto da quadrícula.

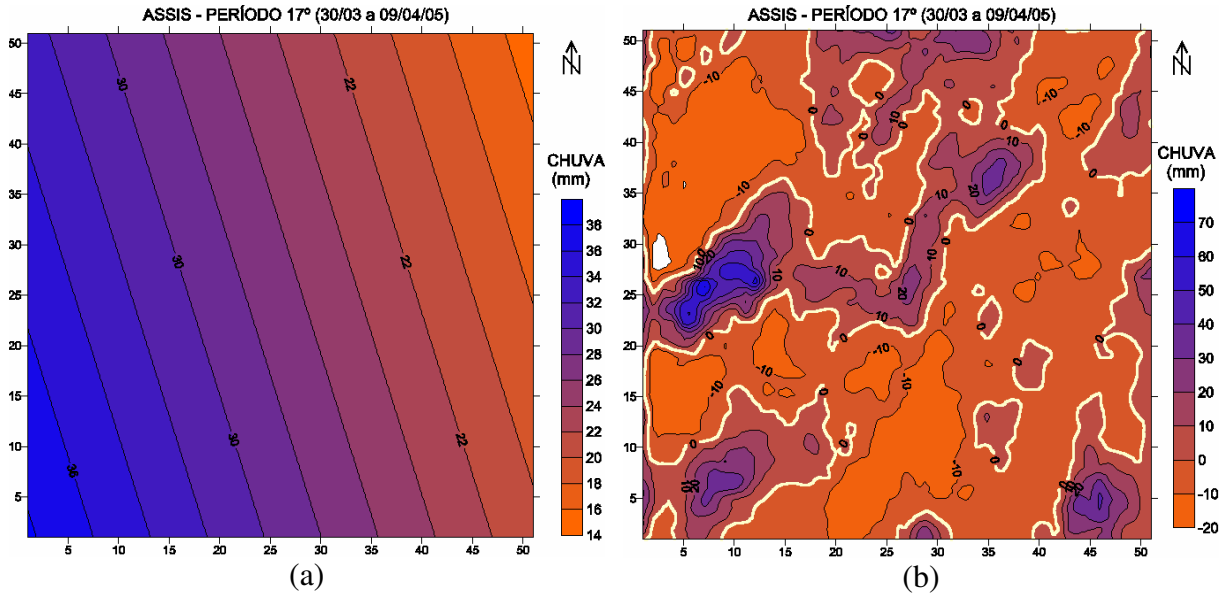


Figura 36 – Superfície de tendência -1° grau (a) e mapa de resíduos (b).

▪ 17° período (30/03 a 09/04/05) – Na Figura 36a, a distribuição da chuva e o sentido dos maiores totais de chuva ocorrem na direção NW da quadrícula; na Figura 36b, os resíduos positivos distribuem-se em núcleos isolados nas porções N, C, W, SW e SE, sendo o núcleo mais intenso localizado na porção W. Os resíduos negativos, concentram-se na maior parte da quadrícula.

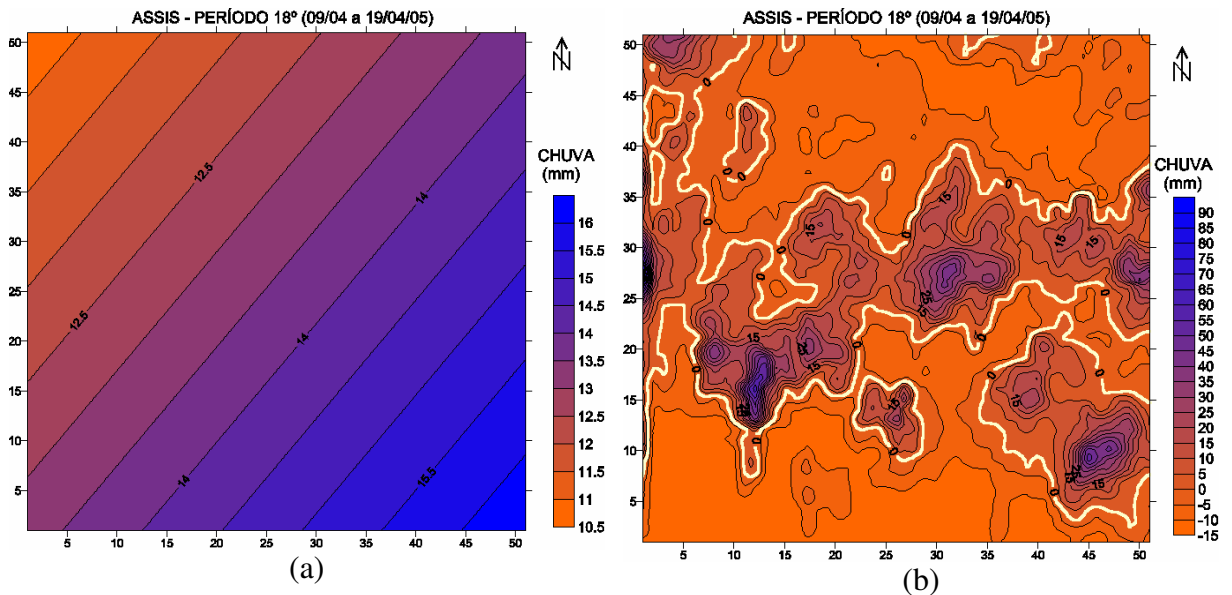


Figura 37 – Superfície de tendência - 1° grau (a) e mapa de resíduos (b).

▪ 18° período (09/04 a 19/04/05) – Na Figura 37a, a distribuição da chuva e o sentido dos maiores totais de chuva são encontrados na direção SE da quadrícula; na Figura 37b, os resíduos positivos concentram-se nas porções C, E e SE. Os resíduos negativos estão nas porções N e S.

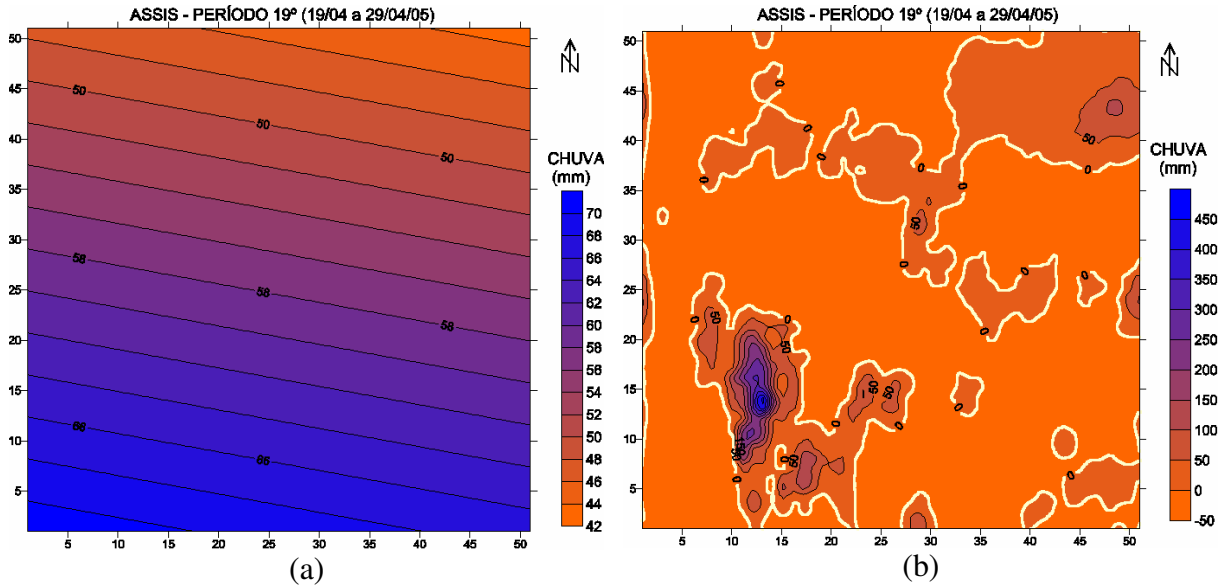


Figura 38– Superfície de tendência - 1º grau (a) e mapa de resíduos (b).

▪ 19º período (19/04 a 29/04/05) – Na Figura 38a, a distribuição da chuva da quadrícula e o sentido dos maiores totais de chuva estão na direção SW da quadrícula; na Figura 38b, os resíduos positivos localizam-se na porção SW. Os resíduos negativos estão no restante da quadrícula.

Região da Quadrícula de Piracicaba

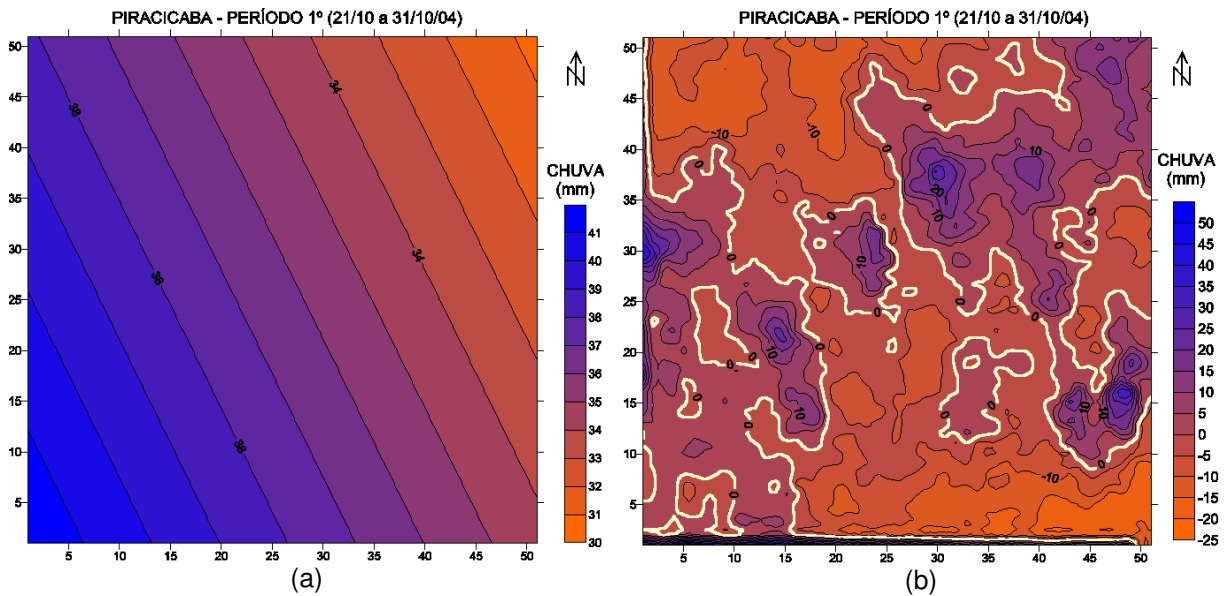


Figura 39 – Superfície de tendência - 1º grau (a), e mapa de resíduos (b).

▪ 1º período (21/10 a 31/10/04) – Na Figura 39a, a distribuição da chuva e o sentido dos maiores totais de chuva ocorrem na direção NW da quadrícula; na Figura 39b, os resíduos positivos concentram-se entre as porções W, NE e E da quadrícula. No restante da quadrícula, os resíduos são negativos.

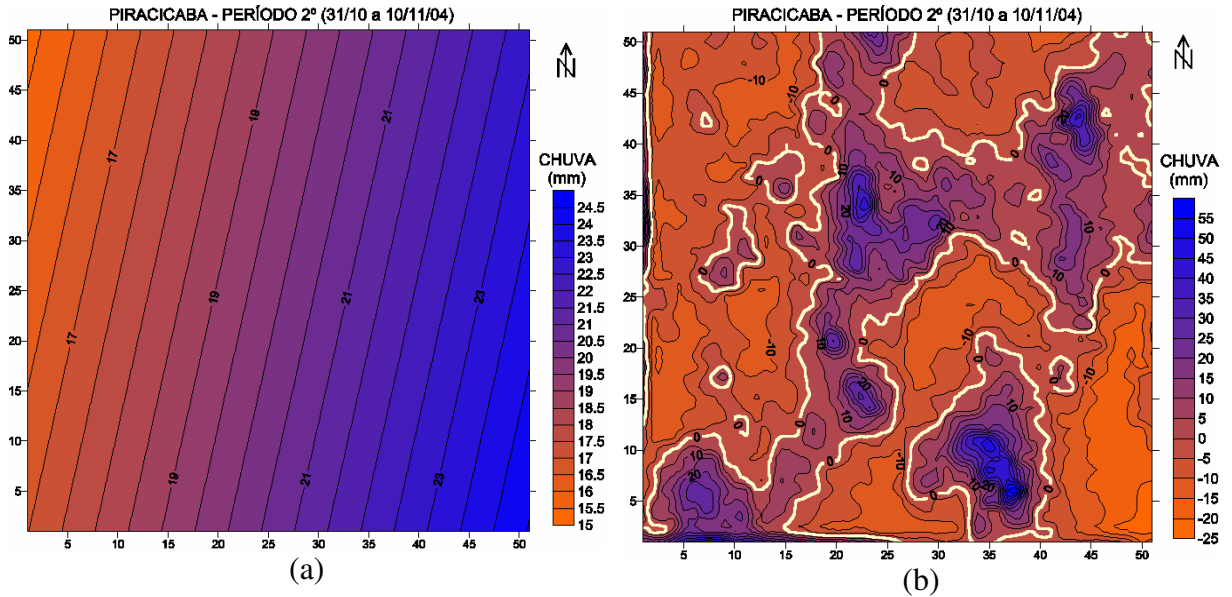


Figura 40 – Superfície de tendência - 1° grau (a) e mapa de resíduos (b).

▪ 2° período (31/10 a 10/11/04) – Na Figura 40a, a distribuição da chuva e o sentido dos maiores totais de chuva estão na direção SE da quadrícula; na Figura 40b, grande parte dos resíduos positivos estendem-se de SW a NE, com outros núcleos na porção S. No restante da área, os resíduos são negativos, concentram-se na porção NW.

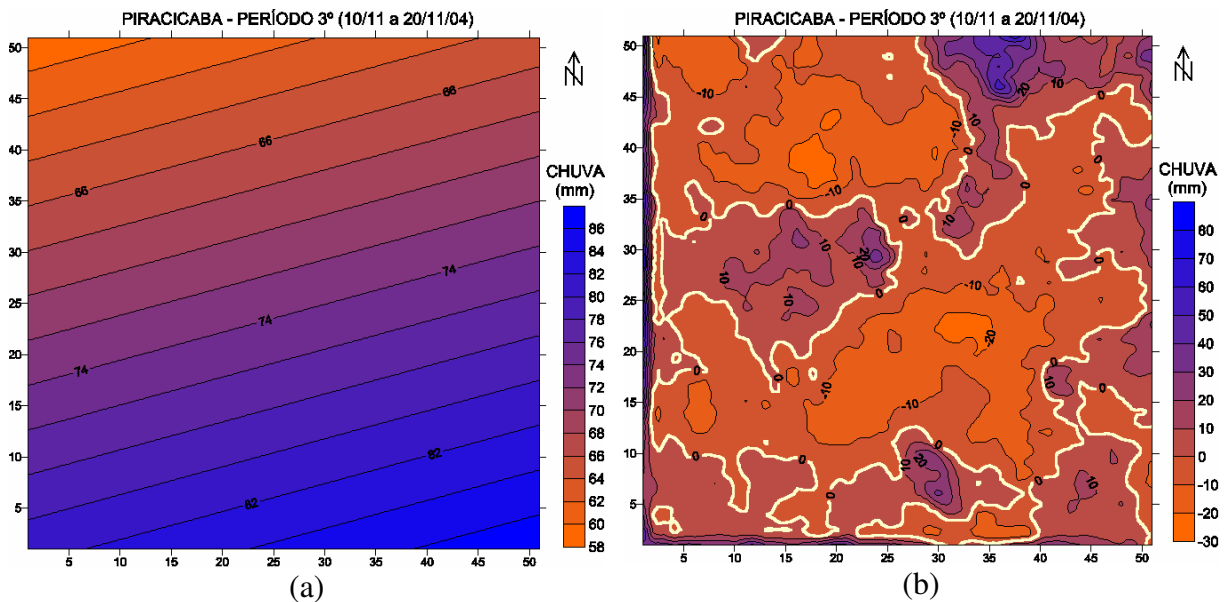


Figura 41 – Superfície de tendência - 1° grau (a) e mapa de resíduos (b).

▪ 3° período (10/11 a 20/11/04) – Na Figura 41a a distribuição da chuva e o sentido dos maiores totais de chuva estão na direção SE da quadrícula; na Figura 41b, os resíduos positivos estão localizados isoladamente na porção W, S e N (onde destaca-se um forte núcleo). Os resíduos negativos estão distribuídos no resto da quadrícula.

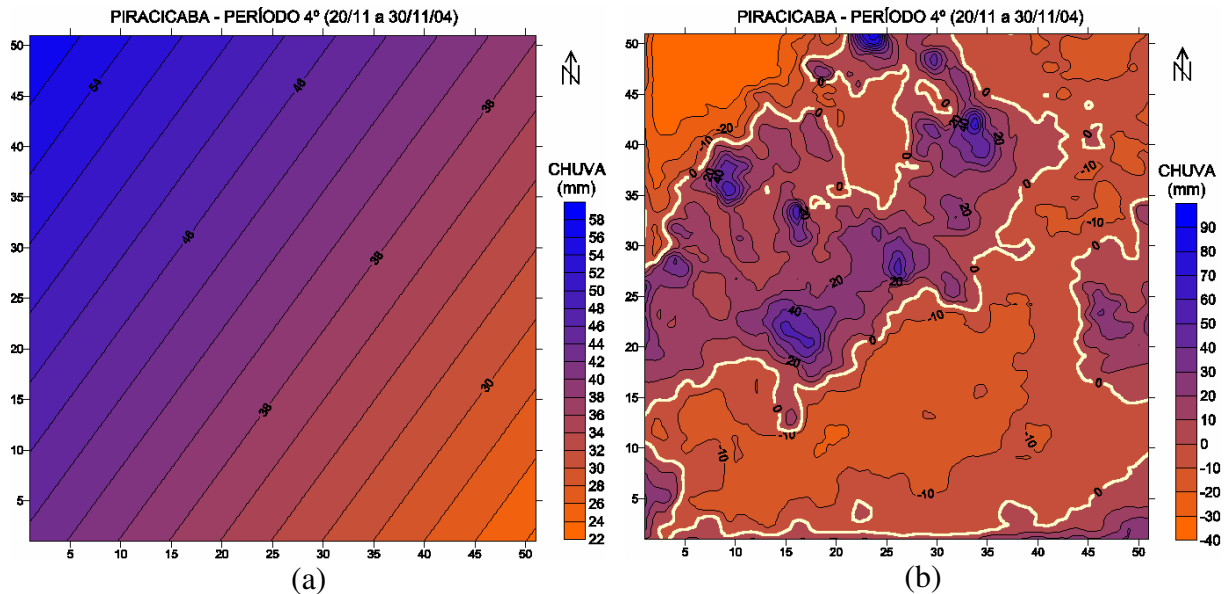


Figura 42 – Superfície de tendência - 1º grau (a) e mapa de resíduos (b).

▪ 4º período (20/11 a 30/11/04) – Na Figura 42a, a distribuição da chuva e o sentido dos maiores totais de chuva estão na direção NW da quadrícula; na Figura 42b, os resíduos positivos estão concentrados em uma faixa localizada entre as porções W e N. Os resíduos negativos são encontrados ao redor dessa área.

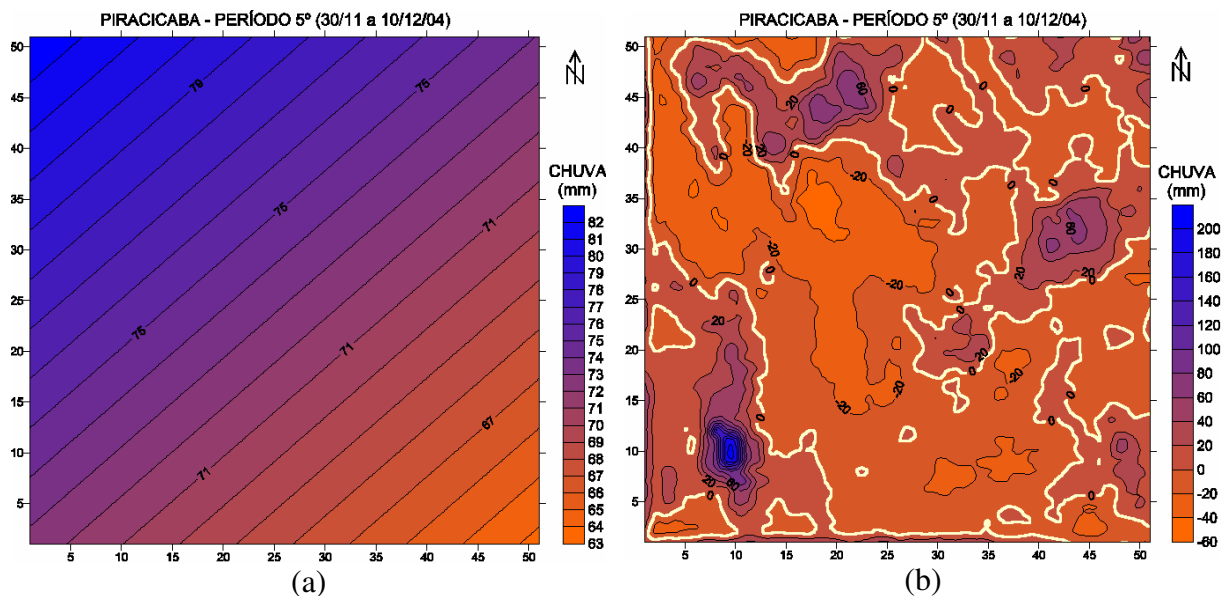


Figura 43 – Superfície de tendência - 1º grau (a) e mapa de resíduos (b).

▪ 5º período (30/11 a 10/12/04) – Na Figura 43a, a distribuição da chuva e o sentido dos maiores totais de chuva estão na direção NW da quadrícula; na Figura 43b os resíduos positivos são núcleos isolados nas porções E, NW e SW, observando nesta última, a concentração de um forte núcleo. Os resíduos negativos estão no restante da quadrícula.

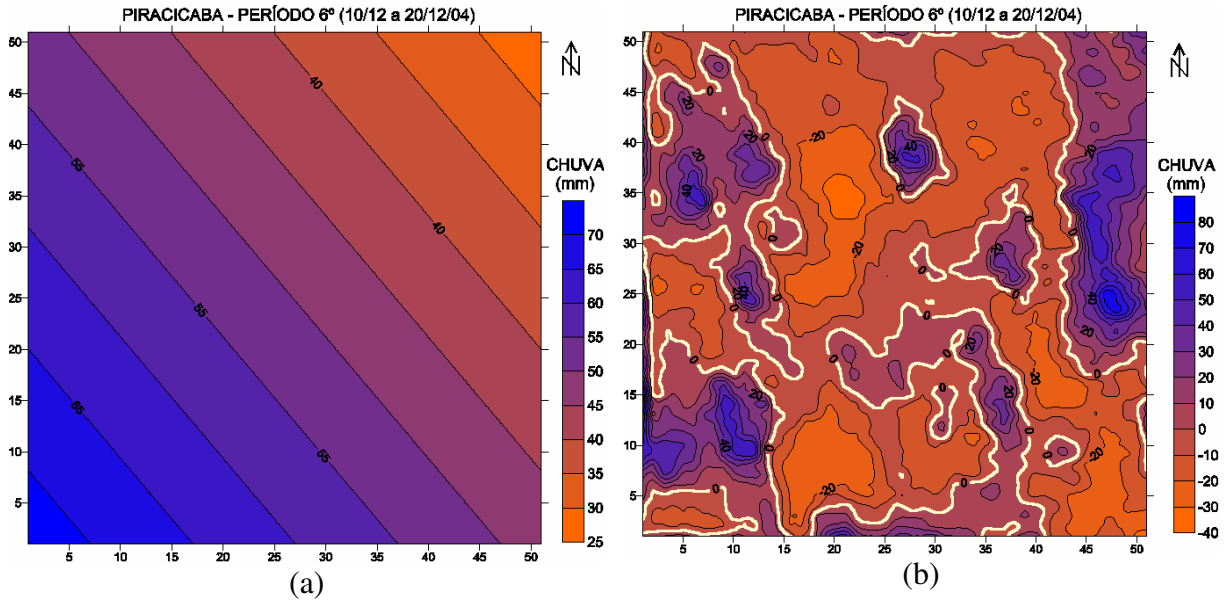


Figura 44 – Superfície de tendência - 1° grau (a) e mapa de resíduos (b).

▪ 6° período (10/12 a 20/12/04) – Na Figura 44a, a distribuição da chuva e o sentido dos maiores totais de chuva ocorrem na direção SW da quadrícula; na Figura 44b, os resíduos positivos estão localizados na maior parte da quadrícula, com concentração de fortes núcleos nas porções SW, NW, N e NE. Os resíduos negativos são encontrados nas demais porções.

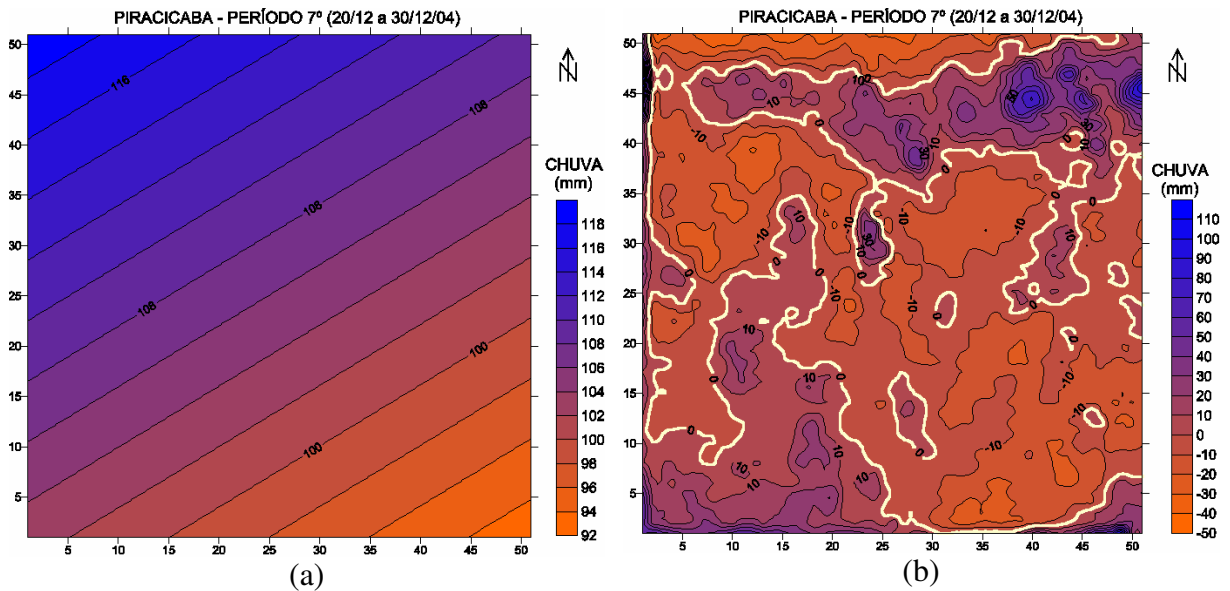


Figura 45 – Superfície de tendência - 1° grau (a) e mapa de resíduos (b).

▪ 7° período (20/12 a 30/12/04) – Na Figura 45a, a distribuição da chuva e o sentido dos maiores totais de chuva estão na direção NW; na Figura 45b, os resíduos positivos estende-se pela porção N, orientados de W a E. Outros núcleos menos intensos estão na porção SW. Os resíduos negativos encontram-se no restante da quadrícula.

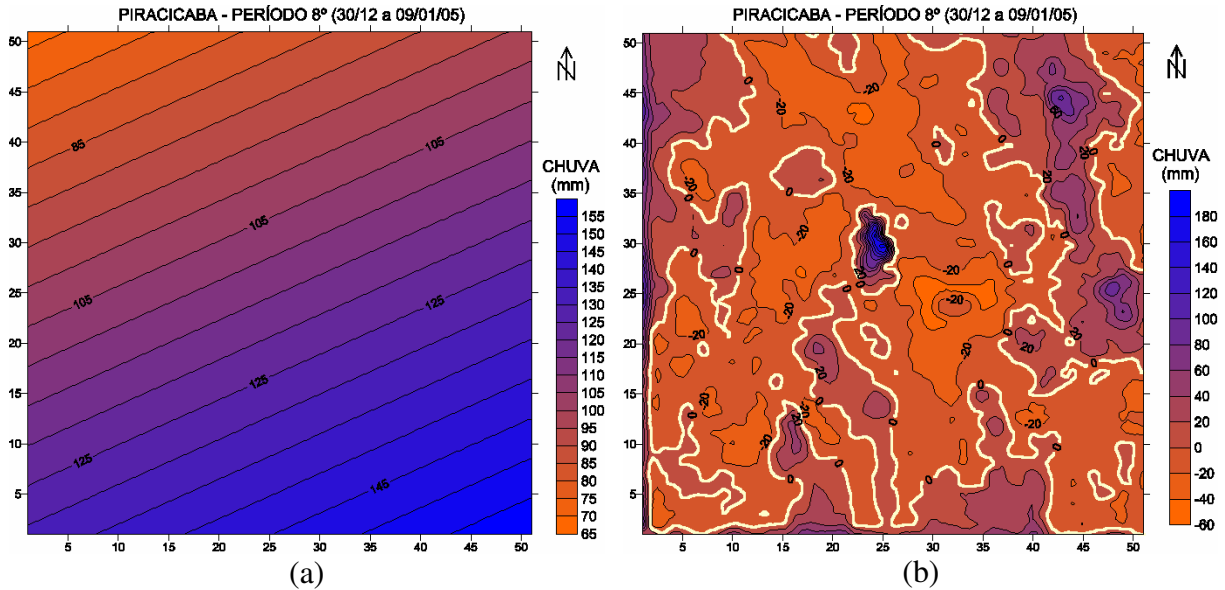


Figura 46 – Superfície de tendência - 1° grau (a) e mapa de resíduos (b).

▪ 8° período (30/12 a 09/01/05) – Na Figura 46a, a distribuição da chuva e o sentido dos maiores totais de chuva ocorrem na direção SE da quadrícula; na Figura 46b, os resíduos positivos estão em núcleos isolados nas porções NE e C, onde localiza-se um núcleo mais forte. Os resíduos negativos estão concentrados na maior parte da área da quadrícula.

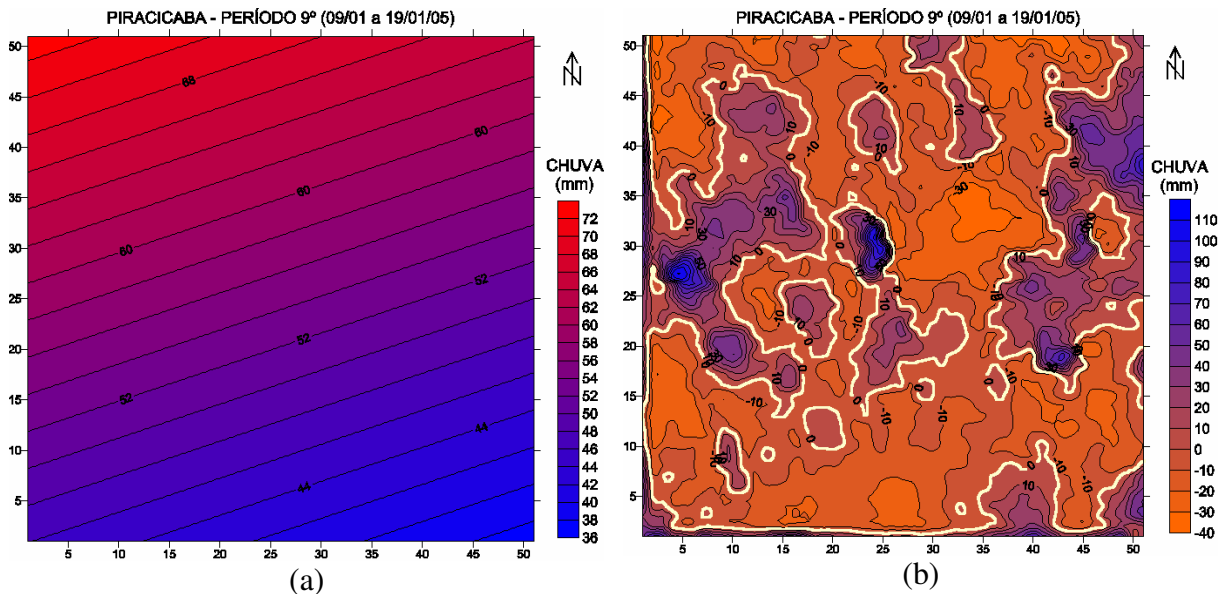


Figura 47 – Superfície de tendência - 1° grau (a) e mapa de resíduos (b).

▪ 9° período (09/01 a 19/01/05) – Na Figura 47a, a distribuição da chuva e o sentido dos maiores totais de chuva encontram-se na direção NW da quadrícula; na Figura 47b, os resíduos positivos estão localizados nas porções W, C, E e NE. Os resíduos negativos são encontrados nas demais porções da quadrícula.

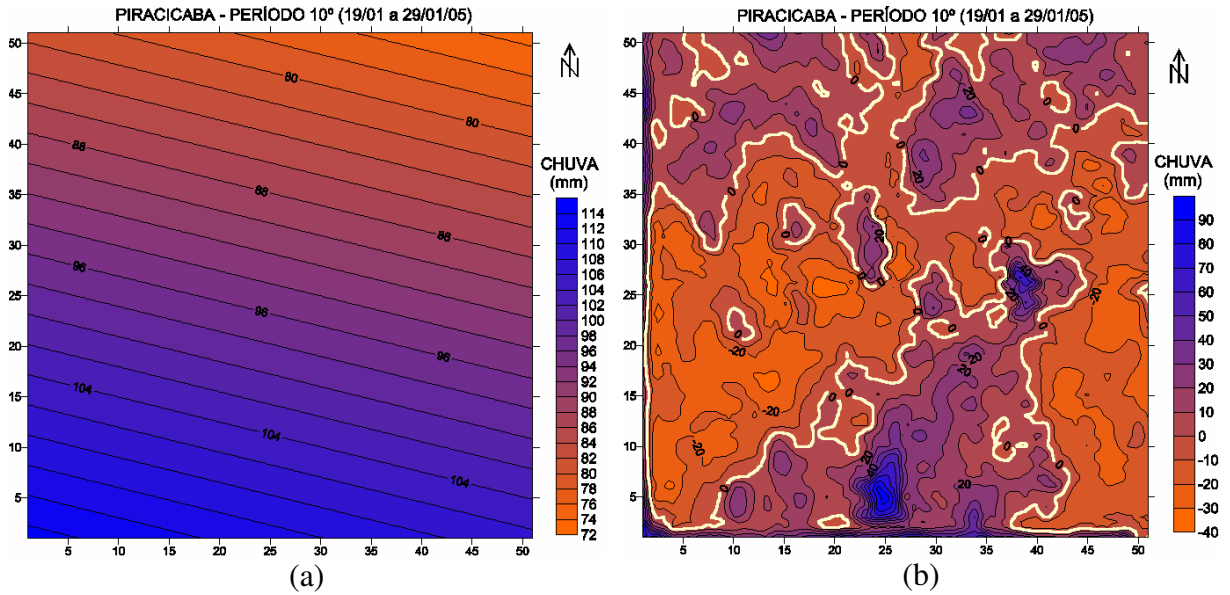


Figura 48 – Superfície de tendência - 1º grau (a) e mapa de resíduos (b).

▪ 10º período (19/01 a 29/01/05) – Na Figura 48a, a distribuição da chuva e o sentido dos maiores totais de chuva estão na direção SW da quadrícula; na Figura 48b, os resíduos positivos concentram-se nas porções NW, N e NE, além do S. Os resíduos negativos estão mais significativos nas porções NW e SW.

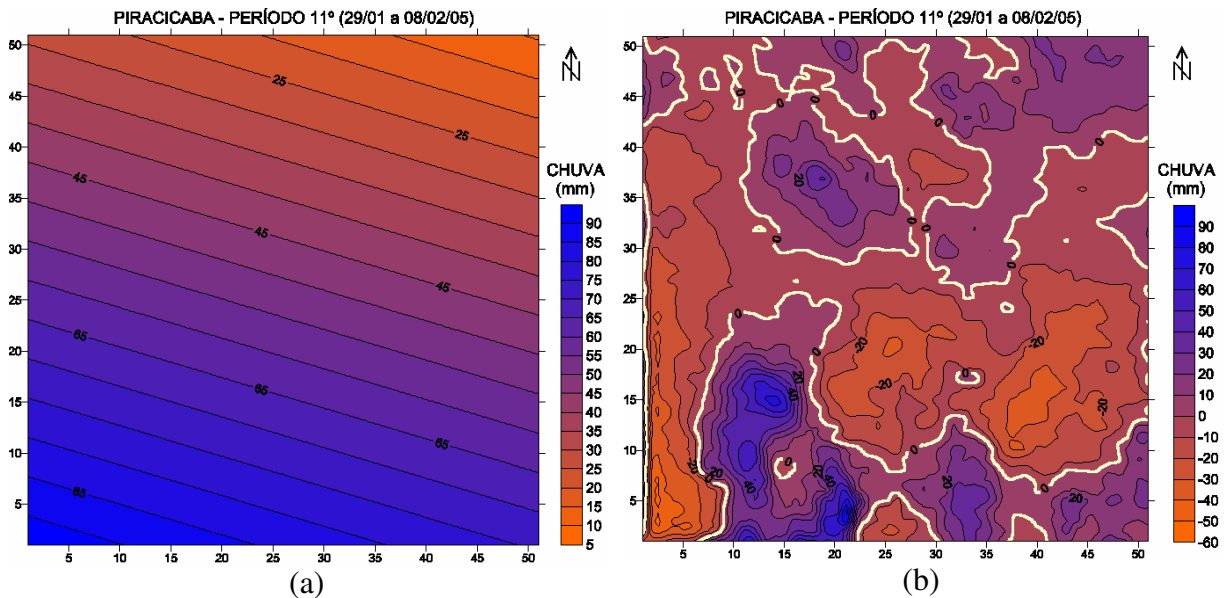


Figura 49 – Superfície de tendência - 1º grau (a) e mapa de resíduos (b).

▪ 11º período (29/01 a 08/02/05) – Na Figura 49a, a distribuição da chuva e o sentido dos maiores totais de chuva ocorrem na direção SW da quadrícula; na Figura 49b, os resíduos positivos estão localizados nas porções, NW, NE, S e SW (com núcleos mais intensos). Os resíduos negativos estão no restante da quadrícula, concentrados nas porções W e E.

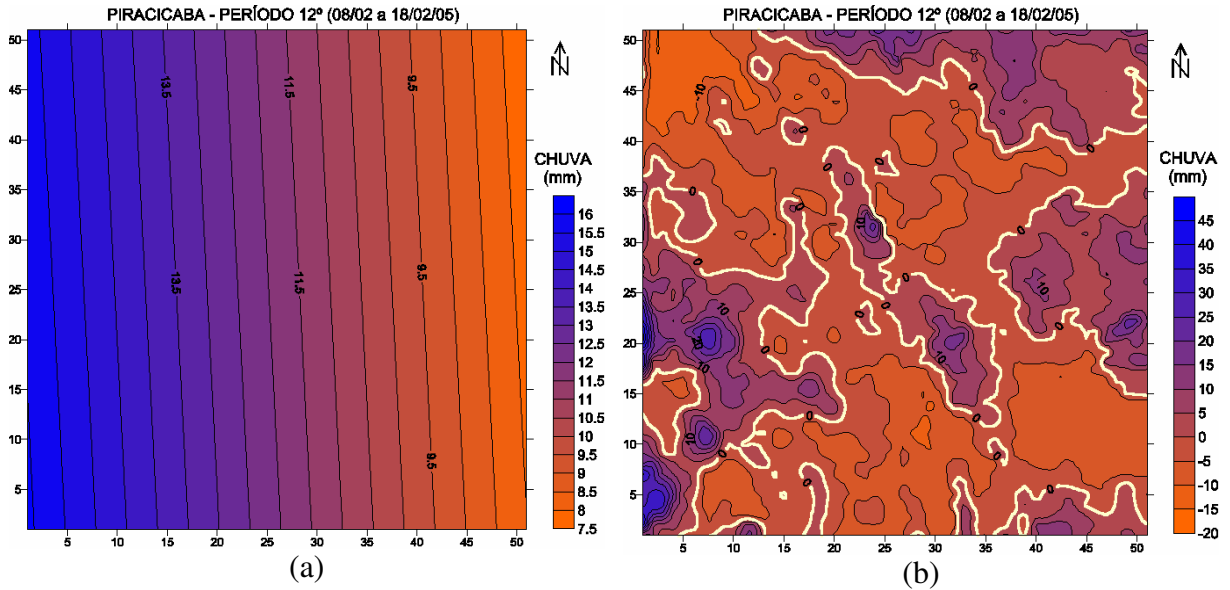


Figura 50 – Superfície de tendência – 1º grau (a) e mapa de resíduos (b).

▪ 12º período (08/02 a 18/02/05) – Na Figura 50a, a distribuição da chuva e o sentido dos maiores totais de chuva estão na direção W; na Figura 50b, os resíduos negativos concentram-se na maior parte da quadrícula e os resíduos positivos estão localizados em núcleos isolados nas porções SW e E da quadrícula.

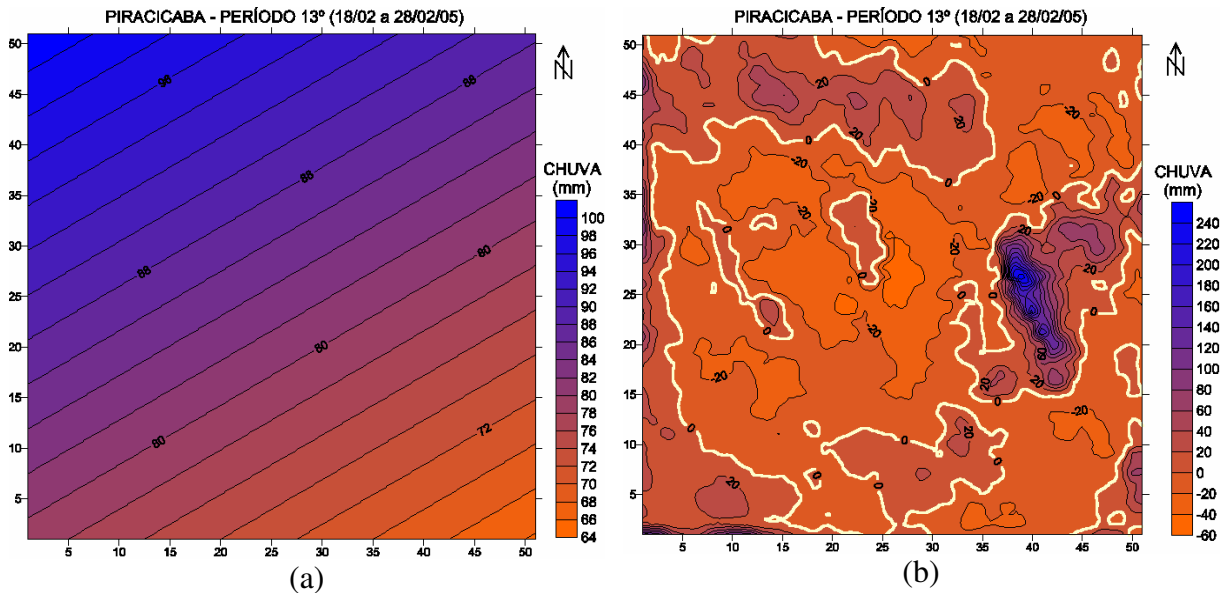


Figura 51 – Superfície de tendência - 1º grau (a) e mapa de resíduos (b).

▪ 13º período (18/02 a 28/02/05) – Na Figura 51a, à distribuição da chuva e o sentido dos maiores totais de chuva estão na direção NW da quadrícula; na Figura 51b, os resíduos positivos distribuem-se em núcleos isolados nas porções N e E, onde se localiza-se o núcleo mais intenso. No restante da área, os resíduos são negativos.

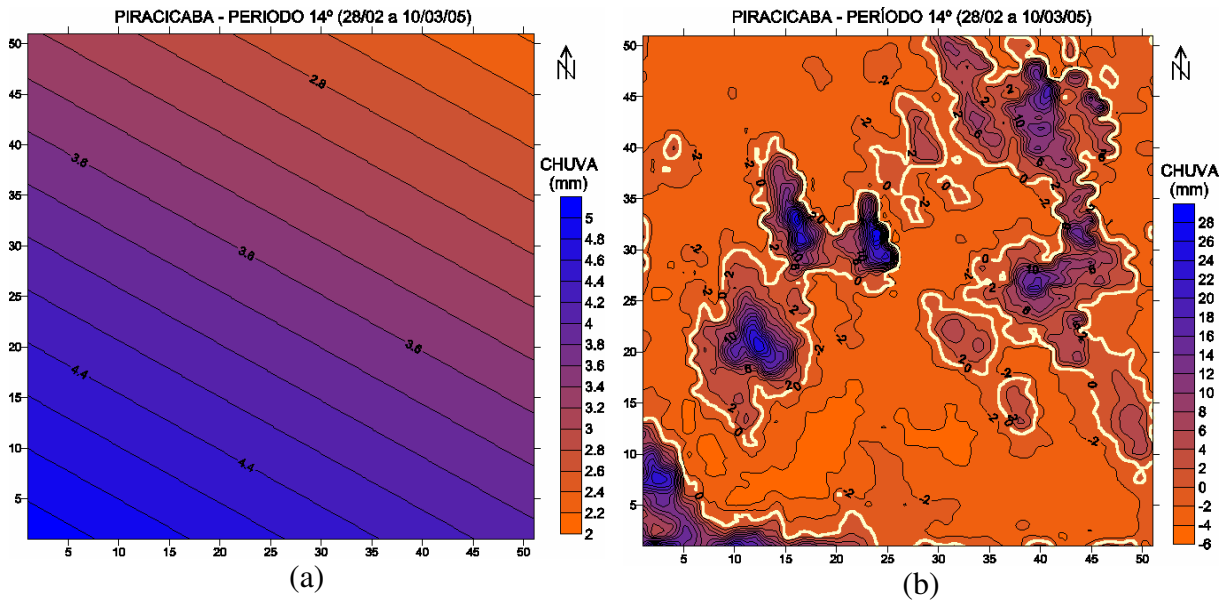


Figura 52 – Superfície de tendência - 1° grau (a) e mapa de resíduos (b).

▪ 14° período (28/02 a 10/03/05) – Na Figura 52a, a distribuição da chuva e o sentido dos maiores totais de chuva estão na direção SW da quadrícula; na Figura 52b, os resíduos positivos estende-se desde a porção SW a NE e também, a porção E. No restante da área, os resíduos são negativos.

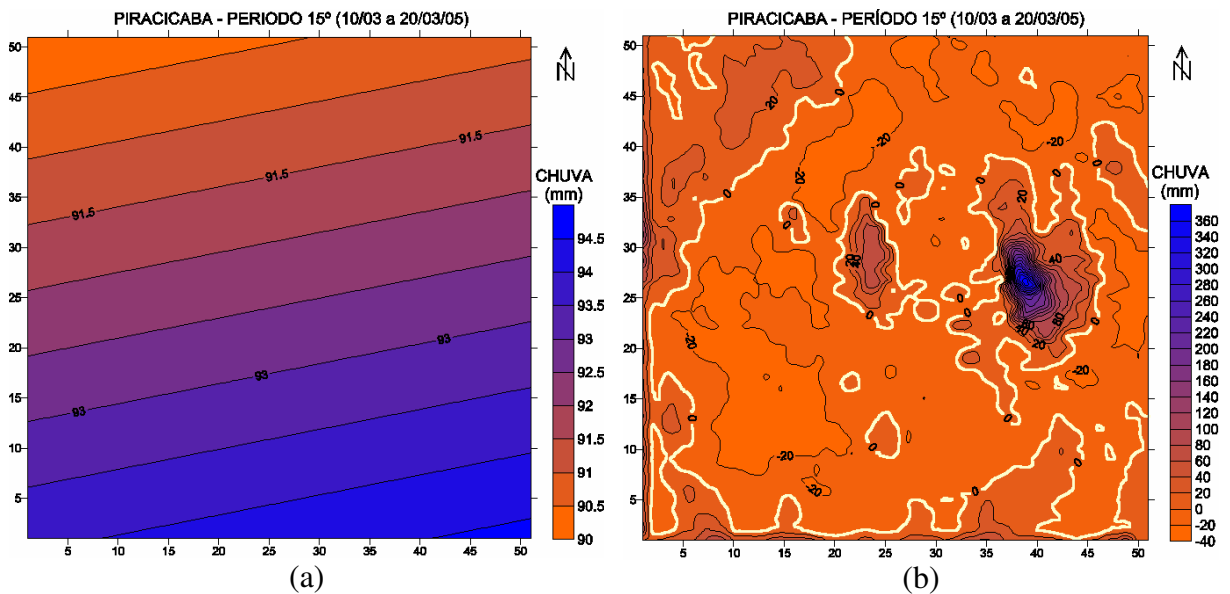


Figura 53 – Superfície de tendência - 1° grau (a) e mapa de resíduos (b).

▪ 15° período (10/03 a 20/03/05) – Na Figura 53a, a distribuição da chuva e o sentido dos maiores totais de chuva estão na direção SE da quadrícula; na Figura 53b, os resíduos negativos destacam-se a quadrícula, e os resíduos positivos mais significativos estão localizados em núcleos isolados nas porção E.

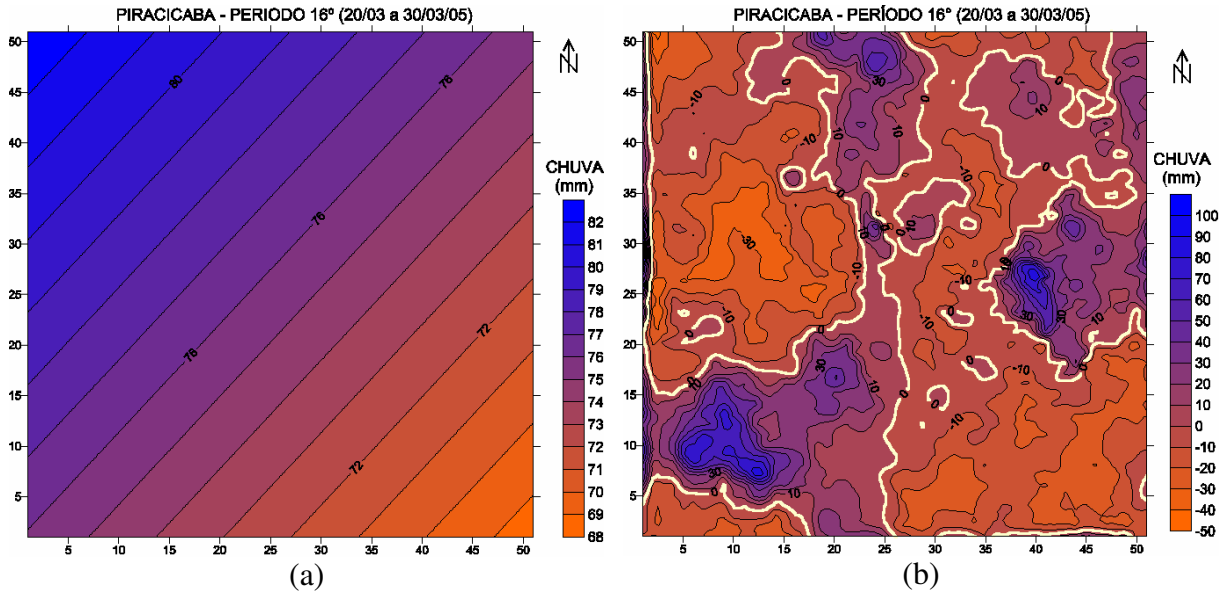


Figura 54 – Superfície de tendência - 1° grau (a) e mapa de resíduos (b).

▪ 16° período (20/03 a 30/03/05) – Na Figura 54a, a distribuição da chuva e o sentido dos maiores totais de chuva estão na direção NW da quadrícula; na Figura 54b, os resíduos positivos entendem-se por uma faixa orientada de SW a N, com os núcleos mais intensos na porção SW e também na porção E. Os resíduos negativos, estão distribuídos nas porções W, NW e SE.

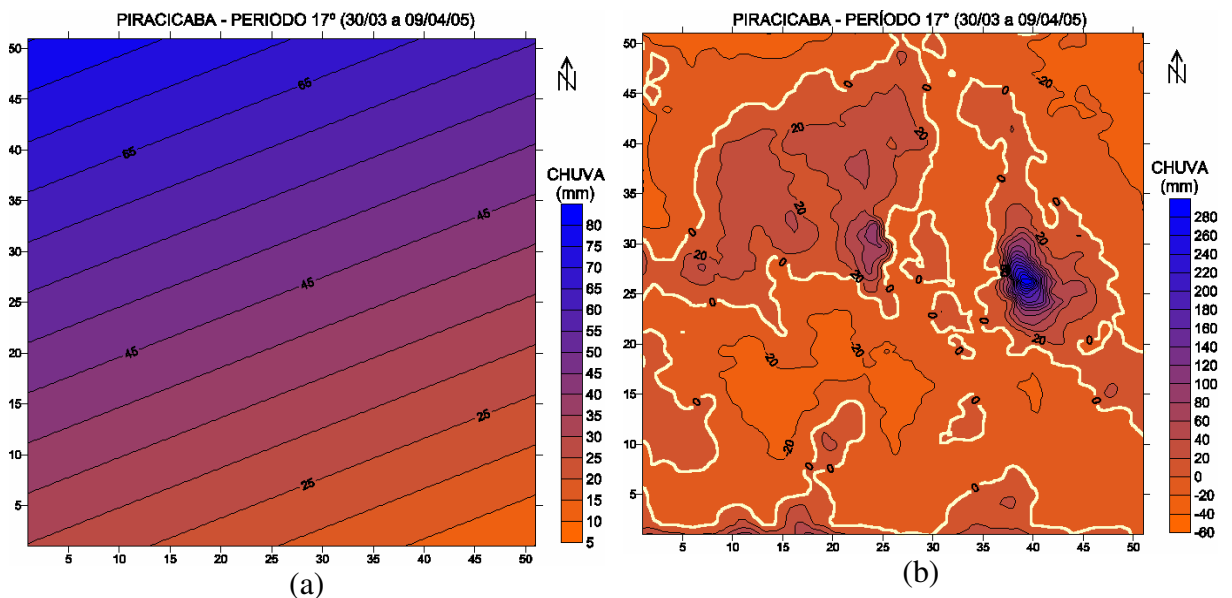


Figura 55 – Superfície de tendência - 1° grau (a) e mapa de resíduos (b).

▪ 17° período (30/03 a 09/04/05) – Na Figura 55a, a distribuição da chuva e o sentido dos maiores totais de chuva encontram-se na direção NW da quadrícula; na Figura 55b, os resíduos negativos estão na maior parte da quadrícula e os resíduos positivos distribuem-se em núcleos isolados nas porções N e E, esta última com o núcleo mais intenso.

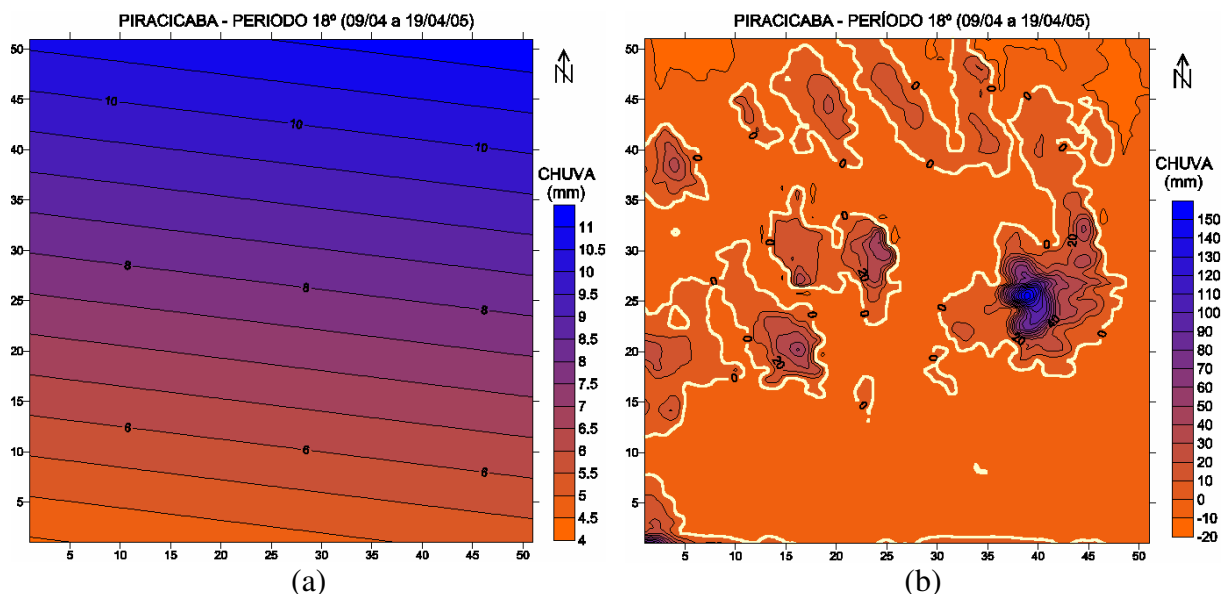


Figura 56 – Superfície de tendência - 1º grau (a) e mapa de resíduos (b).

▪ 18º período (09/04 a 19/04/05) – Na Figura 56a, a distribuição da chuva e o sentido dos maiores totais de chuva estão na direção NE da quadrícula; na Figura 56b, os resíduos negativos correspondem a maior parte da quadrícula e os resíduos positivos estão em núcleos isolados nas porções C e E, sendo o núcleo mais significativo localizado na porção E.

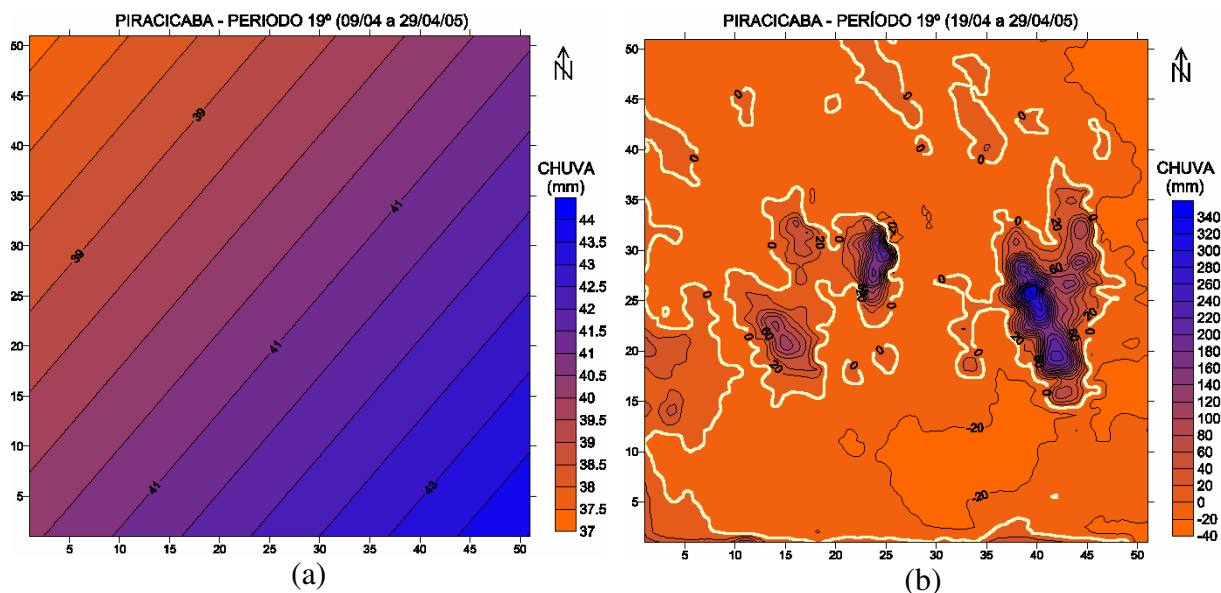


Figura 57 – Superfície de tendência -1º grau (a) e mapa de resíduos (b).

▪ 19º período (19/04 a 29/04/05) – Na Figura 57a, a distribuição da chuva e o sentido dos maiores totais de chuva estão na direção SE da quadrícula; na Figura 57b, os resíduos negativos concentram-se em grande parte da quadrícula e os resíduos positivos estão em núcleos isolados, porém, intensos, nas porções C e E.

CAPÍTULO VII

7 - Balanço Hídrico Distribuído

Na interação do sistema solo-planta-atmosfera há uma certa quantidade de água que entra e sai desta relação, fazendo com que a água armazenada no solo esteja em constante variação. O processo de contabilidade dessa água chama-se balanço hídrico, e o mesmo é resultante da aplicação do *Princípio de Conservação de Massa* em um determinado volume de solo vegetado.

O balanço hídrico é fundamental no planejamento agrícola, pois partindo do suprimento natural de água no solo, da demanda atmosférica e da capacidade de água disponível, fornece estimativas da evapotranspiração real e potencial, do excesso e déficit hídrico e do armazenamento de e água no solo, tornando-se um indicador climatológico da disponibilidade hídrica em uma região (PEREIRA *et al.*, 2002).

O balanço hídrico é um método considerado relativamente simples em sua execução, porém, as medidas de seus componentes estão sujeitas à variabilidade em seus resultados que podem ou não estar atribuídas ao acaso com relação a sua distribuição espacial no campo (OLIVEIRA, 1991). No solo além da variabilidade natural que existe em escala espacial, outros fatores como o plantio, o cultivo e as práticas agrícolas, alteram as características do solo, afetando de modo significativo à capacidade de armazenamento de água no perfil do solo (TROVATI *et al.*, 2007). Entre os componentes do balanço hídrico com grande variação em suas medidas, destaca-se a precipitação (chuva), devido a enorme variabilidade que ocorre na sua distribuição espacial e temporal.

O balanço hídrico aplicado nesta pesquisa trata da contabilidade de todas as entradas e retiradas de água que realmente ocorrem em uma área utilizada para produção agrícola. Foi denominado de balanço hídrico distribuído (BHD) em função da sua alta resolução espacial (a cada 1 km²), considerando a chuva média medida em área com alta resolução espacial e temporal pelo radar meteorológico e considerando a umidade do solo, através da capacidade de armazenamento de água existente para cada um dos tipos de solo encontrados nas áreas de estudo, ou seja, em Assis e Piracicaba.

7.1 – Metodologia

O balanço hídrico distribuído foi executado entre 21/outubro/2004 a 29/abril/2005, com periodicidade decendial, nas regiões de Assis e Piracicaba no Estado de São Paulo, onde se encontra grande predominância no cultivo da cana de açúcar.

A equação simplificada e utilizada para a contabilização do balanço de água no solo, foi a seguinte:

$$A_t = A_{t-1} + P_t - ET_t - R_t - DP_t \quad (24)$$

A_t é o armazenamento total de água no perfil de solo considerado, no intervalo de tempo (t);

A_{t-1} é o armazenamento total no perfil de solo considerado, no intervalo de tempo anterior (t-1).

P_t é a precipitação em forma de chuva medida (por radar ou pluviômetro) no intervalo de tempo (t);

ET_t é a evapotranspiração estimada em área no intervalo de tempo (t);

R_t é o escoamento superficial (Run-off) calculado no intervalo de tempo (t);

DP_t é a drenagem profunda calculada no intervalo de tempo (t);

Por ser decorrente da equação de continuidade, ou seja, da lei da conservação da massa, a equação do balanço distribuído não difere da usada no balanço hídrico convencional. Entretanto, é realçada a representatividade dos parâmetros do balanço hídrico sobre a área e as próprias características da área, em função dos mecanismos de obtenção dos parâmetros do mesmo (TROVATI,1997).

Na execução do balanço hídrico distribuído, a variabilidade dos tipos de solo que encobre cada área de estudo foi considerada no cálculo da capacidade do armazenamento de água, permitindo assim, que o balanço fosse realizado com um modelo distribuído de solos.

Na determinação da precipitação, a forma de obtenção dos dados através da quantificação da chuva média em área variou, e com isso o balanço hídrico distribuído foi executado para ambas as áreas de estudo de duas formas:

1ª) Teve como insumo de entrada, a quantificação da chuva média em área pelos pluviômetros, através do método de Thiessen;

2ª) Teve como insumo de entrada, a quantificação da chuva média em área pelo radar meteorológico, através do campo de distribuição de chuva em área amostrado pelo radar a cada pixel.

A metodologia utilizada para a determinação da precipitação obtida pelos pluviômetros e pelo radar, já foi abordada nos capítulos IV e V, respectivamente. Diante disso, foi dada seqüência à determinação dos demais componentes do balanço hídrico.

7.1.1 - Estimativa da evapotranspiração (ET)

A evapotranspiração foi estimada em função da cultura da cana de açúcar que está presente nas duas áreas de estudo.

Como já apresentado no capítulo II, ET_c é a evapotranspiração de cultura ou evapotranspiração máxima de cultura (ET_m), a qual implica na quantidade máxima de água utilizada por uma cultura em qualquer fase de seu desenvolvimento, desde o plantio/semeadura até a colheita, quando não houver restrição hídrica. A ET_c ou ET_m pode ser obtida através da relação:

$$ET_m = K_c \cdot ET_o \quad (25)$$

Onde, K_c é o coeficiente de cultura e ET_o é a evapotranspiração de referência .

O K_c varia com as fases fenológicas e também entre espécies e variedades (cultivares), sendo função do índice de área foliar (IAF, área de um lado da folha / área de terreno ocupado pela planta). O K_c depende do estágio de desenvolvimento da cultura, das condições de vento e umidade relativa do ar, variando ao longo do ciclo de uma cultura e assumindo valores distintos segundo o estágio de desenvolvimento da mesma.

Para a maioria das culturas, o valor de K_c aumenta desde um valor reduzido no momento emergência (estágios 1 e 2), para um valor máximo (estágio 3) em que a cultura alcança seu pleno desenvolvimento e declina à medida que amadurece a cultura (estágio 4). Para a cultura da cana de açúcar, os valores de K_c variam 0,50 (estágio 1); 1,00 (estágio 2); 1,10 (estágio 3); 0,65 (estágio 4) (FUENTES YAGÜE e CRUZ ROCHE, 1990).

A determinação do K_c , coeficiente de cultura, foi feita através da relação entre a ET_m e ET_o , sendo obtida no período de tempo para cada fase de crescimento da cultura, ou seja:

$$K_c = \frac{ET_m}{ET_o} \quad (26)$$

A ETo foi estimada pelo método de Camargo, adaptado do método proposto de Thornthwaite, baseado em índices térmicos, através da seguinte equação (CAMARGO, 1983):

$$ETo = T \cdot 0,01 \cdot Qo \cdot N \cdot K \quad (27)$$

ETo é evapotranspiração de referência em mm/dia;

T é a temperatura média diária do ar em °C;

Qo é a radiação solar extraterrestre incidente acima da atmosfera, no dia 15 de cada mês, em mm/dia de evaporação equivalente (obtida em tabelas especiais);

N é o número de dias;

K é o fator de ajuste dependente de temperatura média do período, conforme expresso na Tabela 15 a seguir:

Tabela 15 - Valores de K em relação a temperatura T (C°)

Temperatura	K
Até 23,5	1
Entre 23,6 e 24,5	1,05
Entre 24,6 e 25,5	1,1
Entre 25,6 e 26,5	1,15
Entre 26,6 e 27,5	1,2
Maior ou igual a 27,6	1,3

7.1.2 - Estimativa do armazenamento de água no solo (A)

7.1.2.1 - Determinação da umidade no solo (θ)

O armazenamento de água (A) em uma camada de solo de espessura L é definido de acordo com a expressão (REICHARDT, 1987):

$$A = \int_0^L \theta \, dz \quad (28)$$

θ é a umidade do solo e z é a coordenada vertical ou a profundidade. Simplificando essa integral por diferenças finitas, têm-se:

$$A \cong \bar{\theta} \times L \quad (29)$$

$\bar{\theta}$ é o valor médio da umidade no perfil de profundidade de 0-L.

a) Capacidade de campo (cc)

A água que se infiltra no solo até as camadas mais profundas sob a ação da força da gravidade, é chamada de água livre ou gravitacional. Assim, após a drenagem da água gravitacional proveniente de um solo saturado, o solo alcança depois e um determinado tempo, um estado de umidade – aparentemente de equilíbrio - que se denomina capacidade de campo (cc). A capacidade de campo é normalmente considerada como o limite superior da quantidade de água no solo disponível para a alimentação das plantas (GOMES, 1999).

Para um solo saturado, isto é, com 100% de armazenamento de água ao longo do perfil de solo considerado, a umidade θ fica igual a umidade de saturação θ_s ($\theta = \theta_s$). Assim, deduzindo das equações (28) e (29), o máximo de água que um solo pode conter até uma profundidade L é expresso por:

$$A = \int_0^L \theta_s dz \cong \bar{\theta}_s L \quad (30)$$

Este máximo de água que o solo pode reter é a capacidade de campo (cc), na condição em que o gradiente do potencial gravitacional seja igual ao gradiente do potencial matricial ($\text{grad } \psi_g = \text{grad } \psi_m$) da água dentro do solo em um considerado perfil. Seja a umidade do solo na capacidade de campo igual a θ_{cc} e de acordo com as equações (28) e (29), têm-se:

$$A (cc) = \int_0^L \theta_{cc} dz \cong \bar{\theta}_{cc} L \quad (31)$$

Em outras palavras, o armazenamento máximo de água no solo, pode ser expresso como:

$$A_{\text{máx}}(cc) = \bar{\theta}_{cc} \cdot L \rightarrow \text{Armazenamento máximo de água no solo} \quad (32)$$

b) Ponto de murcha permanente (pmp)

Com a perda de umidade por evaporação e transpiração sem que haja nova dotação de água no terreno, o solo poderá alcançar um nível mínimo de umidade, no qual as plantas não conseguem mais extrair água e se murcham de maneira permanente. Neste limite inferior de umidade se diz que o solo cultivado alcançou o ponto de murcha permanente (pmp). Seja a umidade do solo no ponto de murcha permanente igual a θ_{pmp} , então:

$$A (\text{pmp}) = \int_0^L \theta_{\text{pmp}} dz \cong \bar{\theta}_{\text{pmp}} L \quad (33)$$

Assim, o armazenamento mínimo pode ser expresso como:

$$A_{\text{mín}} (\text{pmp}) = \bar{\theta}_{\text{pmp}} \cdot L \rightarrow \text{Armazenamento mínimo de água no solo} \quad (34)$$

Observa-se que este ponto (pmp) é mais difícil de ser determinado, pois ele envolve a condutividade hidráulica do solo quando bem “seco” (REICHARDT, 1987). A determinação pmp, assim como de cc, depende do tipo e da textura do solo e é feita na prática através de um equipamento em laboratório que dá a curva de retenção da água no solo. Assim, foi verificado que para a maioria dos solos e na maioria das situações, o solo se encontra em capacidade de campo quando o potencial matricial (ψ_m) oscila em torno de tensões de $-1/3$ atm e em ponto de murcha permanente quando o potencial matricial (ψ_m) oscila em torno de -15 atm. Os valores médios da umidade do solo na cc e pmp para cada tipo de solo encontrados nas áreas de estudo, são apresentados na Tabela 16.

Tabela 16 – Valores médios da capacidade de campo (c.c.) e ponto de murchamento permanente (p.m.p.) para os solos das quadrículas de Assis e Piracicaba (RICHARDT, 1996 apud TROVATI, 1997)⁶.

Códigos	TIPOS DE SOLOS	Profundidade (cm)	UMIDADE EM VOLUME (cm ³ .cm ⁻³)	
			θ_{cc} (-1/3atm)	θ_{pmp} (-15atm)
11	Latossolo Roxo	0 - 60	0,36	0,26
22	Latossolo Vermelho Escuro	0 - 60	0,33	0,25
33	Latossolo Vermelho Amarelo	0 - 60	0,20	0,12
44	Podzólico Vermelho Amarelo	0 - 60	0,30	0,15
55	Podzólico Vermelho Escuro	0 - 60	0,35'	0,20'
66	Terra Roxa Estruturada	0 - 60	0,40	0,28
77	Terra Roxa Estruturada Latssólica	0 - 60	0,45'	0,28'
88	Terra Roxa Estruturada Podzólica	0 - 60	0,38'	0,26'
99	Solos Hidromórficos / Solos Gleizados / Gleissolo	0 - 60	0,50*	0,40*
12	Brunizem Avermelhado	0 - 60	0,36*	0,26*
13	Cambissolos	0 - 60	0,27''	0,15''
14	Planossolos	0 - 60	0,12	0,04
15	Podzol	0 - 60	0,30'	0,15'
16	Solos Litólicos	0 - 60	0,25*	0,15*
17	Solo Aluvial	0 - 60	0,25'	0,12'
18	Areias Quartzosas Profundas	0 - 60	0,18*	0,08*

(*valores típicos)

⁶ Comunicação pessoal: Klaus Reichardt, 1996 e (') 2006; (") Hélio Prado, 2006.

c) Água Disponível (AD)

A quantificação da Água Disponível (AD ou CAD) no solo é a lâmina de água correspondente ao intervalo de umidade do solo entre a capacidade de campo (cc) e o ponto de murcha permanente (pmp). Nesta pesquisa água disponível no solo foi determinada nas seguintes formas:

$$AD = A (cc) - A (pmp), \text{ dada em mm} \quad (35)$$

ou

$$AD = A (cc) - A (pmp).100, \text{ dada em \%} \quad (36)$$

7.1.3 - Levantamento dos tipos de solo das quadrículas de Piracicaba e Assis

A classificação dos solos feita através do levantamento dos tipos de solos que recobrem as quadrículas de Piracicaba e Assis, foi utilizada para a estimativa do armazenamento de água no solo, em função da umidade média em volume. Com base nessa classificação, ficou estabelecido para esta pesquisa um perfil de solo (L) com profundidade de 0-60 cm da cana o qual é explorado pela maior parte do sistema radicular da cana de açúcar, conforme pode ser observado através da Figura 58.

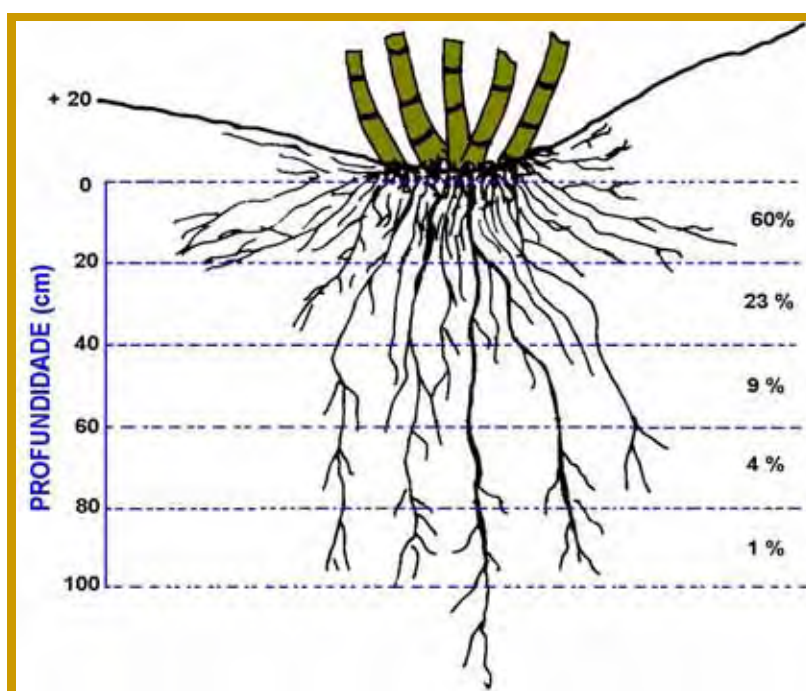


Figura 58 – Distribuição radicular típica para a cana de açúcar (REICHARDT, 1987).

Sequencialmente, foi atribuído um código para representar cada tipo de solo encontrado nas áreas das quadrículas, incluindo as cidades (áreas urbanizadas) e os rios (represas). Com isso, foram criadas e digitalizadas duas matrizes de solos (51 km x 51 km), uma para cada quadrícula, com a mesma dimensão dos pixels do radar (1 km x 1 km), identificando os códigos dos tipos de solo em cada 1 km², de acordo ao apresentado na Tabela 16. A representação gráfica de uma das matrizes de solo, com a identificação dos pixels em função do tipo do solo, é esquematizada na Figura 59. Foi dado o código 20 para os rios e represas, 10 para cidades e áreas urbanizadas e 19 para tipos de terrenos.

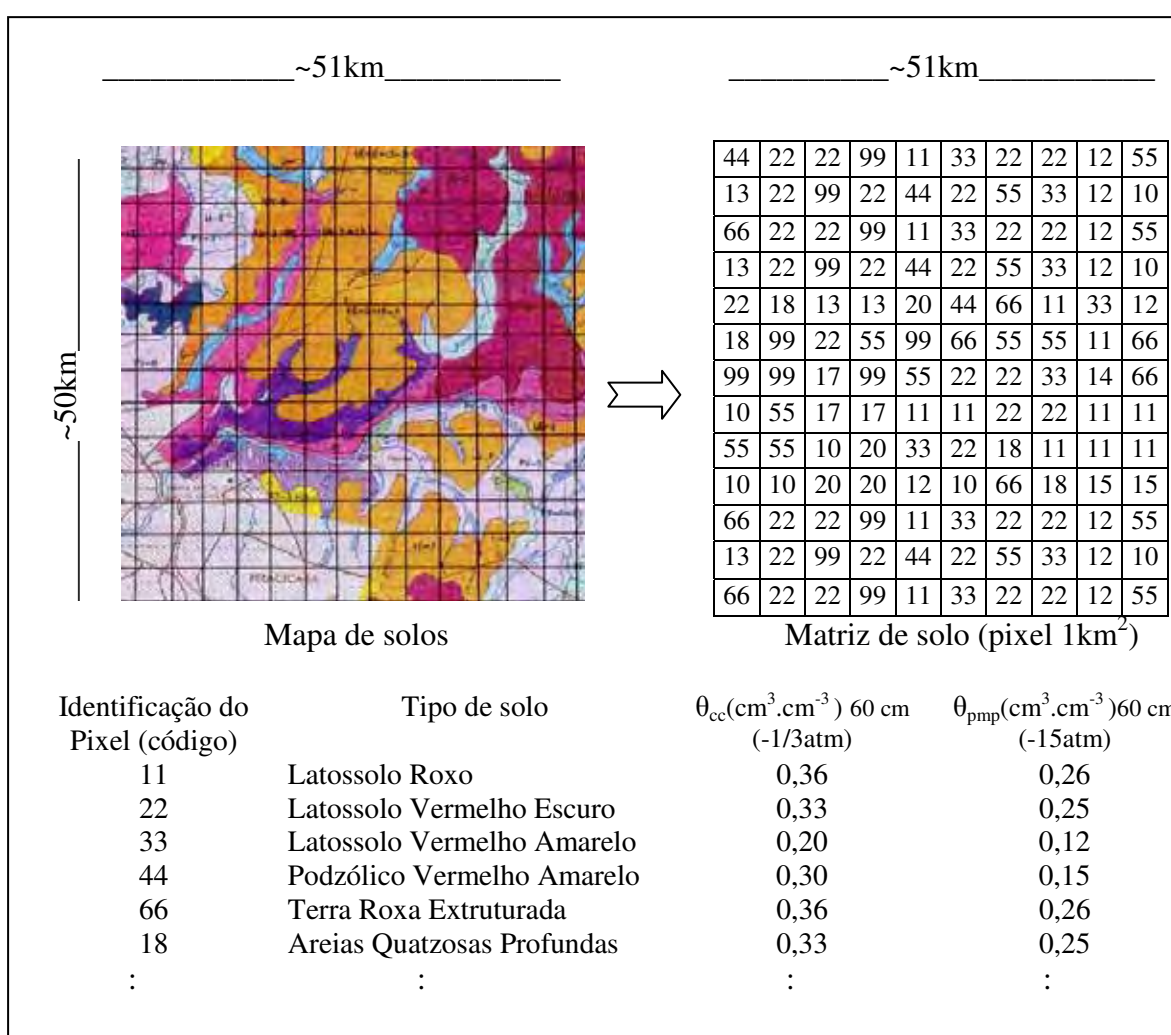


Figura 59 - Representação esquemática gráfica para o procedimento de Justaposição da matriz de solo com a grade de pixels do radar.

7.1.4 - Estimativa do escoamento superficial (R) e da drenagem profunda (DP)

Escoamento superficial ou run-off (R), é água que se desloca na superfície e não infiltra no solo, escorrendo e formando enxurrada. Uma das formas de ocorrência de escoamento superficial se dá toda a vez que a intensidade de chuva for superior a capacidade de infiltração do solo, a qual é função da umidade do solo que varia no tempo de acordo com as entradas e saída de água no solo. É dada pela equação:

$$R = \frac{V}{A} \quad (37)$$

R é o run-off; V é o volume de água e A, a área de interesse.

Drenagem profunda (DP) é o movimento de água livre contida no solo que escoar pela ação da gravidade. A drenagem profunda expressa o excesso de água que penetrou no volume de solo através das chuvas ou irrigação. A água em excesso, que escorre ou que se perde por drenagem profunda, é aquela que vai reabastecer os mananciais de água, como os rios, lagos, açudes e também o lençol freático. A drenagem profunda é determinada pelo fluxo de água no solo obtido pela equação de Buckingham-Darcy que envolve a condutividade hidráulica não saturada do solo e o gradiente de potencial total de água.

Como é difícil estimar na prática o volume da água que escorre superficialmente e infiltra no solo, nesta pesquisa o run-off e a drenagem profunda foram considerados como excedente de água na estimativa do balanço hídrico distribuído, conforme consta nas condições de contorno apresentadas na seqüência.

7.1.5 - Condições de contorno e considerações finais para a estimativa de BHD

Para a estimativa do BHD foram utilizadas cinco condições de contorno, decorrentes das condições impostas por Trovati (1997), no intuito de atender às finalidades agrônômicas e simplificar a execução da equação do balanço hídrico, expressa por:

$$A_t = A_{t-1} + P_t - ET_t - R_t - DP_t \quad (24)$$

- 1) Quando o armazenamento de água no solo atingir o valor mínimo ($A_{\min(\text{pmp})} = \bar{\theta}_{\text{pmp}}$), a evapotranspiração será nula;

- 2) Quando o armazenamento de água no solo encontrar-se entre os valores máximo ($A_{\max(cc)} = \bar{\theta}_{cc}$) e mínimo ($A_{\min(pmp)} = \bar{\theta}_{pmp}$), a evapotranspiração se processa de modo linear conforme a demanda;
- 3) Quando o armazenamento de água no solo atingir o valor máximo, a precipitação é considerada como escoamento superficial (Run-off) ou excedente;
- 4) Enquanto o armazenamento de água no solo estiver abaixo do valor máximo, toda a chuva é considerada efetiva, independente de sua intensidade;
- 5) A depleção de água por drenagem profunda no perfil do solo é considerada como excedente e será nula.

O cálculo do balanço hídrico distribuído (BHD) foi executado através de dois programas em Fortran chamados “meteo” para os dados dos pluviômetros e “meteora” para os dados do radar.

O programa “meteo” com as matrizes de solos geradas com as respectivas capacidades de armazenamento, permitiu a entrada dos dados da chuva média medida pelo pluviômetro (método de Thiessen) e da média da evapotranspiração obtida pra cada período decencial e área de estudo.

O programa “meteora” com as matrizes dos solos justapostas as matrizes geradas com a chuva integrada pelo radar a cada pixel, permitiu a entrada dos dados da evapotranspiração. Ambos os programas baseados nas condições de contornos estabelecidas, executaram a equação do balanço observando que para cada área de estudo: A_{t-1} refere-se ao armazenamento de água no perfil do solo no período decencial anterior, que é obtido pelo resultado da equação (24); P_t a chuva média quantificada em área pelo pluviômetro em cada período e pelo radar, pixel a pixel; ET_t a evapotranspiração média estimada em cada período; R_t o run-off e DP_t que atendem as condições de contorno.

Finalizando, os programas calcularam o percentual de água disponível (AD %) no solo, para cada pixel ou a cada 1 km² nas áreas das quadrículas de Assis e Piracicaba nos 19 períodos de estudo.

7.2 – Resultados

As Tabelas 17 e 18 apresentam os valores obtidos das variáveis utilizadas para a estimativa da evapotranspiração em cada período decendial e nas áreas de estudo: Assis e Piracicaba. A temperatura média diária do ar (T) foi determinada através das médias das temperaturas máximas e mínimas e as demais variáveis (fator de ajuste da temperatura (K), radiação solar extraterrestre (Qo), evapotranspiração de referência (ETo), coeficiente de cultura (kc)) já foram descritas acima.

Tabela 17 –Variáveis utilizadas para a estimativa da evapotranspiração nos 19 decêndios, entre 21/out/2004 a 29/abr/2005, para a região de Assis.

Períodos	Data	T (°C)	K	Qo (mm/per)	ETo (mm/per)	Kc	ETm (mm/per)
1°	21/10 a 31/10/04	21.7	1	15.2	33.0	0.5	16.5
2°	31/10 a 10/11/04	23.4	1	16.5	38.6	0.5	19.3
3°	10/11 a 20/11/04	21.8	1	16.5	36.0	0.5	18.0
4°	20/11 a 30/11/04	23.9	1.05	16.5	41.4	0.5	20.7
5°	30/11 a 10/12/04	23.9	1.05	17	42.7	0.6	25.6
6°	10/12 a 20/12/04	23.1	1	17	39.3	0.7	27.5
7°	20/12 a 30/12/04	22.3	1	17	37.9	0.8	30.3
8°	30/12 a 09/01/05	23.9	1.05	16.9	42.4	0.9	38.2
9°	09/01 a 19/01/05	24.5	1.05	16.9	43.5	0.95	41.3
10°	19/01 a 29/01/05	22.8	1	16.9	38.5	1	38.5
11°	29/01 a 08/02/05	23	1	16	36.8	1.1	40.5
12°	08/02 a 18/02/05	23.9	1.05	16	40.2	1.1	44.2
13°	18/02 a 28/02/05	26.3	1.15	16	48.4	1.1	53.2
14°	28/02 a 10/03/05	24.8	1.1	14.3	39.0	1.1	42.9
15°	10/03 a 20/03/05	25.8	1.15	14.3	42.4	1.1	46.7
16°	20/03 a 30/03/05	23.9	1.05	14.3	35.9	1.1	39.5
17°	30/03 a 09/04/05	25.6	1.15	12	35.3	1.1	38.9
18°	09/04 a 19/04/05	25.7	1.15	12	35.5	1.1	39.0
19°	19/04 a 29/04/05	21.8	1	12	26.2	1.1	28.8

(mm/per = milímetros por período)

Os valores do kc variaram de acordo com o estágio da cultura da cana de açúcar. Nesta a pesquisa, os valores kc utilizados no estágio 1 (do 1° ao 4° período) foi 0,50; no estágio 2 (do 5° ao 10° período) o valor do kc variou de 0,6 a 1; e no estágio 3 (do 11° ao 19° período) foi de 1,1. O estágio 4, não foi considerado tendo em vista a escolha do período da pesquisa.

Para cada tipo de solo foi estimada a água disponível (AD), em função da capacidade de campo (cc) e do ponto de murcha permanente (pmp), conforme é apresentado na Tabela 19. Multiplicando cc e pmp pela profundidade (L) do solo, a qual foi considerada como 60 cm, obteve-se o armazenamento máximo ($A_{max}(cc)$) e o mínimo ($A_{min}(pmp)$), representando que é o limite máximo e mínimo de água que o solo pode reter, respectivamente. Observa-se

que quando os valores da AD são iguais ou superiores ao $A_{\max}(cc)$, significa que o solo está com excesso hídrico, saturado, e valores da AD inferiores a $A_{\min}(pmp)$ o solo está com déficit de água.

Tabela 18 – Variáveis utilizadas para a estimativa da evapotranspiração nos 19 decêndios, entre 21/out/2004 a 29/abr/2005, para a região de Piracicaba.

Períodos	Data	T (°C)	K	Qo (mm/per)	ETo (mm/per)	Kc	ETm (mm/per)
1°	21/10 a 31/10/04	22.4	1	15.2	34.0	0.5	17.0
2°	31/10 a 10/11/04	24.2	1.05	16.5	41.9	0.5	21.0
3°	10/11 a 20/11/04	23	1	16.5	38.0	0.5	19.0
4°	20/11 a 30/11/04	24.4	1.05	16.5	42.3	0.5	21.1
5°	30/11 a 10/12/04	24.9	1.1	17	46.6	0.6	27.9
6°	10/12 a 20/12/04	24.5	1.05	17	43.7	0.7	30.6
7°	20/12 a 30/12/04	23.9	1.05	17	42.7	0.8	34.1
8°	30/12 a 09/01/05	25.5	1.1	16.9	47.4	0.9	42.7
9°	09/01 a 19/01/05	26	1.15	16.9	50.5	0.95	48.0
10°	19/01 a 29/01/05	23.6	1.05	16.9	41.9	1	41.9
11°	29/01 a 08/02/05	24.3	1.05	16	40.8	1.1	44.9
12°	08/02 a 18/02/05	24	1.05	16	40.3	1.1	44.4
13°	18/02 a 28/02/05	26	1.15	16	47.8	1.1	52.6
14°	28/02 a 10/03/05	24.7	1.1	14.3	38.9	1.1	42.7
15°	10/03 a 20/03/05	25.6	1.15	14.3	42.1	1.1	46.3
16°	20/03 a 30/03/05	24	1.05	14.3	36.0	1.1	39.6
17°	30/03 a 09/04/05	26.1	1.15	12	36.0	1.1	39.6
18°	09/04 a 19/04/05	25.3	1.1	12	33.4	1.1	36.7
19°	19/04 a 29/04/05	21.5	1	12	25.8	1.1	28.4

(mm/per = milímetros por período)

Para tipos de solos com os códigos 20 (rios e represas) AD é igual a 100%, obviamente, e para tipos de solos com códigos 10 (cidades e áreas urbanizadas) e 19 (tipos de terrenos) AD = 0.

As figuras 60 a 78 em seqüência, mostram a distribuição percentual da água disponível (AD) nas duas áreas de estudo, Assis e Piracicaba, para os 19 períodos decendiais, derivados dos balanços hídricos distribuídos com dados da chuva acumulada pelo pluviômetro e pelo radar, com resolução espacial da dimensão dos pixels de radar de área, e em ambos casos, com a variabilidade espacial do solo, a qual é mais acentuada em Piracicaba pela maior heterogeneidade dos solos.

Na escala correspondente às cores, estão os limites máximo e mínimo do percentual de água disponível no solo a AD (%), variando de 0 a 100%, e que são obtidos desde o estado de umidade no ponto de murcha permanente, 15 atm, até o estado de umidade na capacidade de campo, 1/3 atm. Conforme padronização atual, adotou-se a cor vermelha para situações de solo seco, ou seja, quando ocorre o armazenamento mínimo de água no solo (0 %), e a cor azul para situações de solo úmido, quando ocorre o armazenamento máximo de água no solo, com 100% de água disponível no perfil do solo. Seguindo a nuance das cores padronizadas, a

transição de cores se dá em intervalo de 10%, indicando a variação do percentual de água disponível no solo.

Tabela 19 - Limites do armazenamento máximo ($A_{\max}(\text{cc})$) e mínimo ($A_{\min}(\text{pmp})$) para cada tipos de solos encontrados nas regiões de Assis e Piracicaba.

Cód. solo	L (cm)	cc (cm^3/cm^3)	pmp (cm^3/cm^3)	$A_{\max}(\text{cc})$ (mm/per)	$A_{\min}(\text{pmp})$ (mm/per)	AD (mm/per)
11	0-60	0.36	0.26	216	156	60
22	0-60	0.33	0.25	198	150	48
33	0-60	0.20	0.12	120	72	48
44	0-60	0.30	0.15	180	90	90
55	0-60	0.35	0.20	210	120	90
66	0-60	0.40	0.28	240	168	72
77	0-60	0.45	0.28	270	168	102
88	0-60	0.38	0.26	228	156	72
99	0-60	0.50	0.40	300	240	60
12	0-60	0.36	0.26	216	156	60
13	0-60	0.27	0.15	162	90	72
14	0-60	0.12	0.04	72	24	48
15	0-60	0.30	0.15	180	90	90
16	0-60	0.25	0.15	150	90	60
17	0-60	0.25	0.12	150	72	78
18	0-60	0.18	0.08	108	48	60

(mm/per = milímetros por período)

A disposição das figuras permite comparar e verificar os resultados dos balanços hídricos para as áreas de Assis e Piracicaba em cada período decenal, avaliando o mecanismo de obtenção das chuvas em área, pelos pluviômetros através do método de Thiessen e pelo radar com resolução espacial de 1 km x 1 km, além da variabilidade do armazenamento de água no solo em função dos diferentes tipos de solos que cobrem as áreas de estudo, observando que para as áreas urbanas e tipos de terrenos a AD é igual a 0 %, e para rios e represas a AD é igual a 100%.

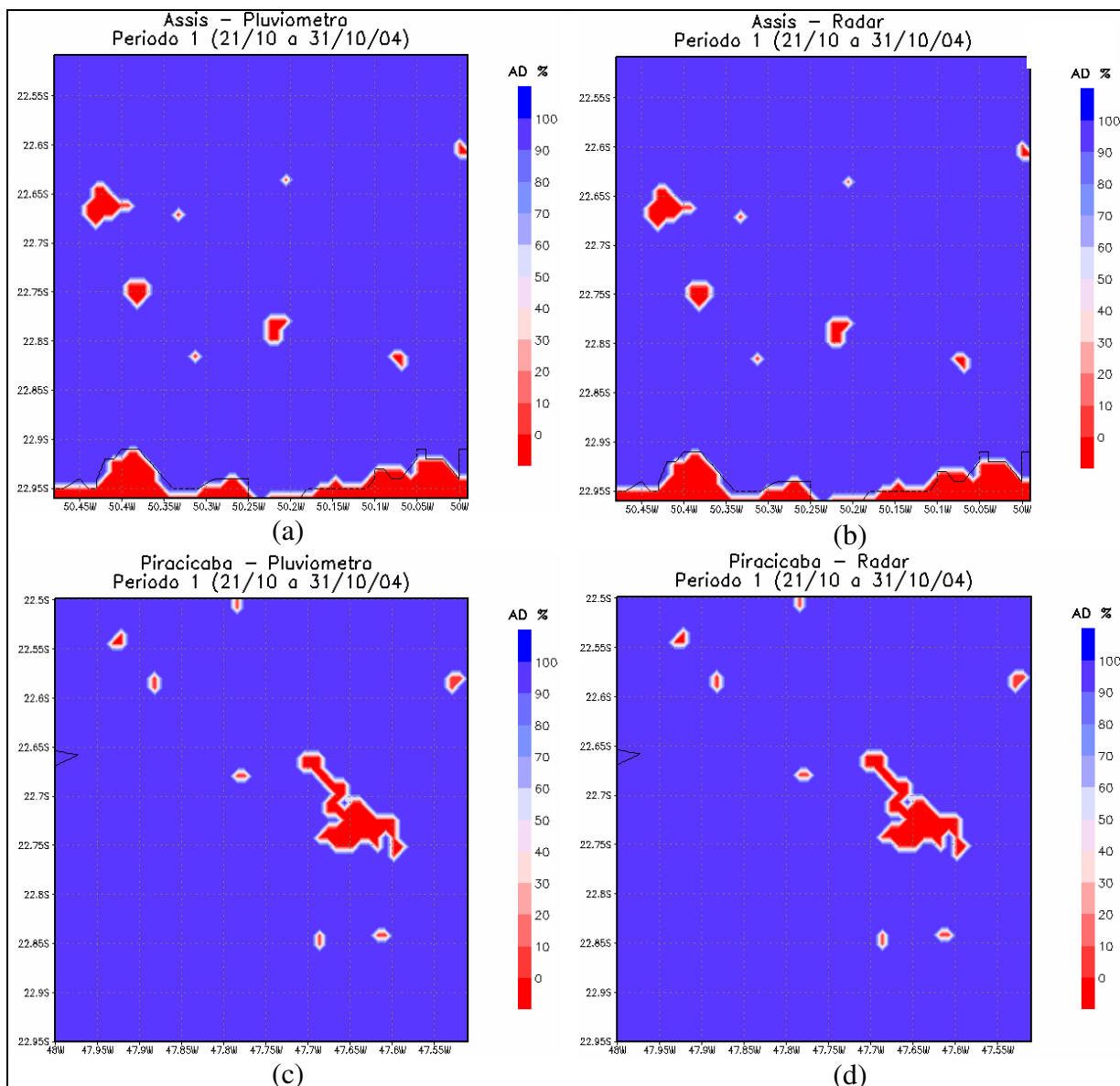


Figura 60 – Distribuição da água disponível – AD (%) no total do perfil de solo de 60 cm de profundidade para o Período 1º, através da estimativa do balanço hídrico distribuído (BHD) com dados de chuva acumulada pelo pluviômetro (a) e pelo radar (b) para a quadrícula de Assis; e pelo pluviômetro (c) e pelo radar (d) para a quadrícula de Piracicaba.

A contabilização BHD iniciou com o solo tendo retenção máxima de água, ou seja, com o solo no limite máximo do armazenamento de água, em função da intensidade da chuva ocorrida no Estado de São Paulo nos dez dias que antecederam ao período 1º (21/10 a 31/10/04). No período 1º, a chuva medida pelos pluviômetros e em cada pixel do radar foi elevada nas duas áreas das quadrículas (Assis e Piracicaba) e permitiu que o solo se mantivesse saturado, com 100% de AD em ambas áreas, apresentando excedente hídrico e nenhuma variabilidade espacial no armazenamento de água, exceto nos solos correspondentes as áreas urbanizadas ou pertencentes a outros Estados, como ocorre na quadrícula de Assis que ao sul tem fronteira com o Estado do Paraná.

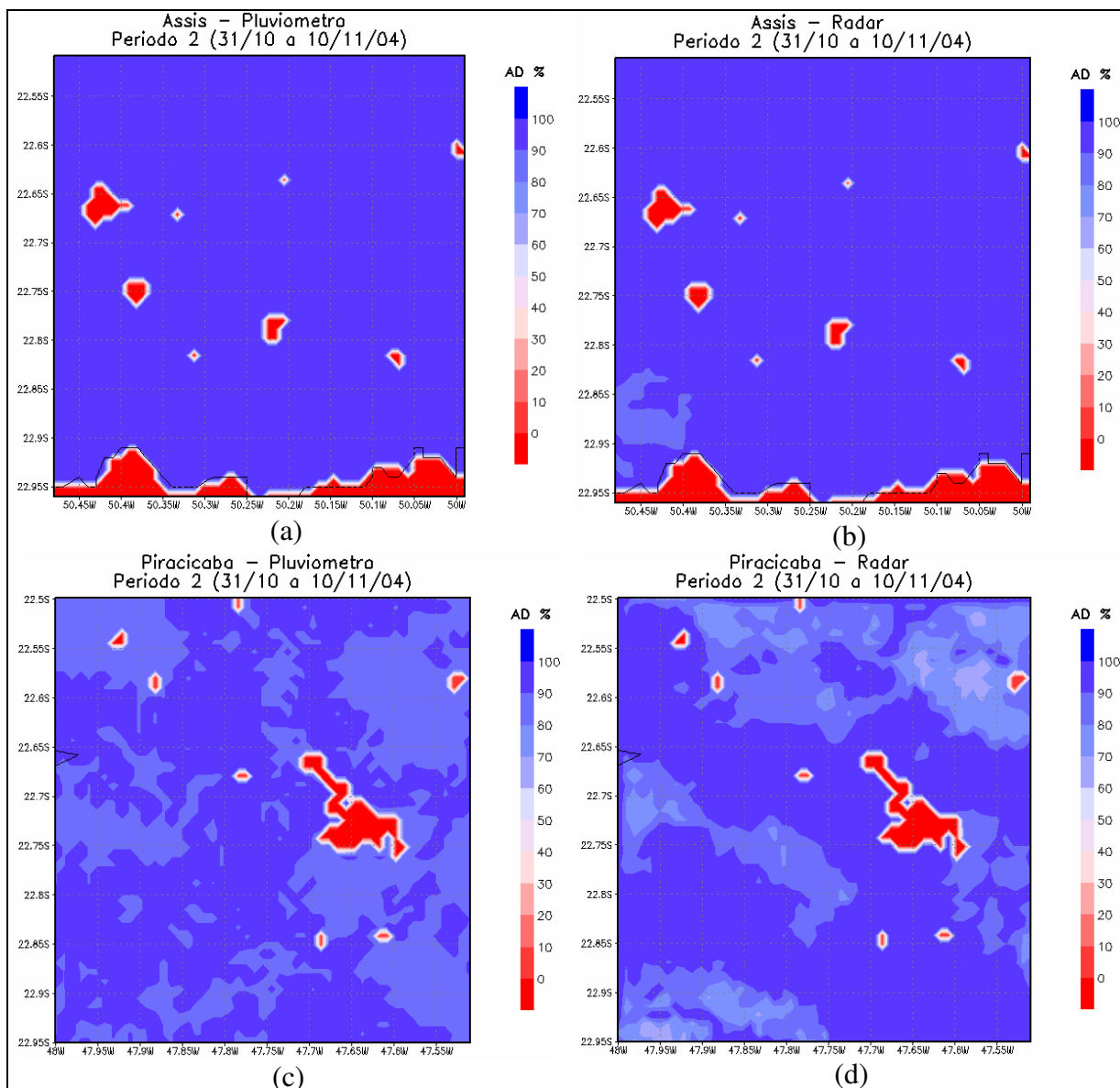


Figura 61 – Idem Figura 60, mas para o período 2°.

No período 2° (31/10 a 10/11/04) o total da chuva medida pelo pluviômetro fez que a AD permanecesse em 100% e com excedente hídrico na quadrícula de Assis, permitindo uma pequena variabilidade da AD na distribuição da chuva medida pelo radar. Na quadrícula de Piracicaba a chuva medida pelo pluviômetro permitiu a variação da AD no solo em apenas dois limites percentuais, contudo muito próximos a 100%. No radar, esta variabilidade ficou um pouco mais acentuada em virtude dos diferentes valores de percentuais da AD, que foram decorrentes da capacidade de umidade nos diferentes tipos de solos.

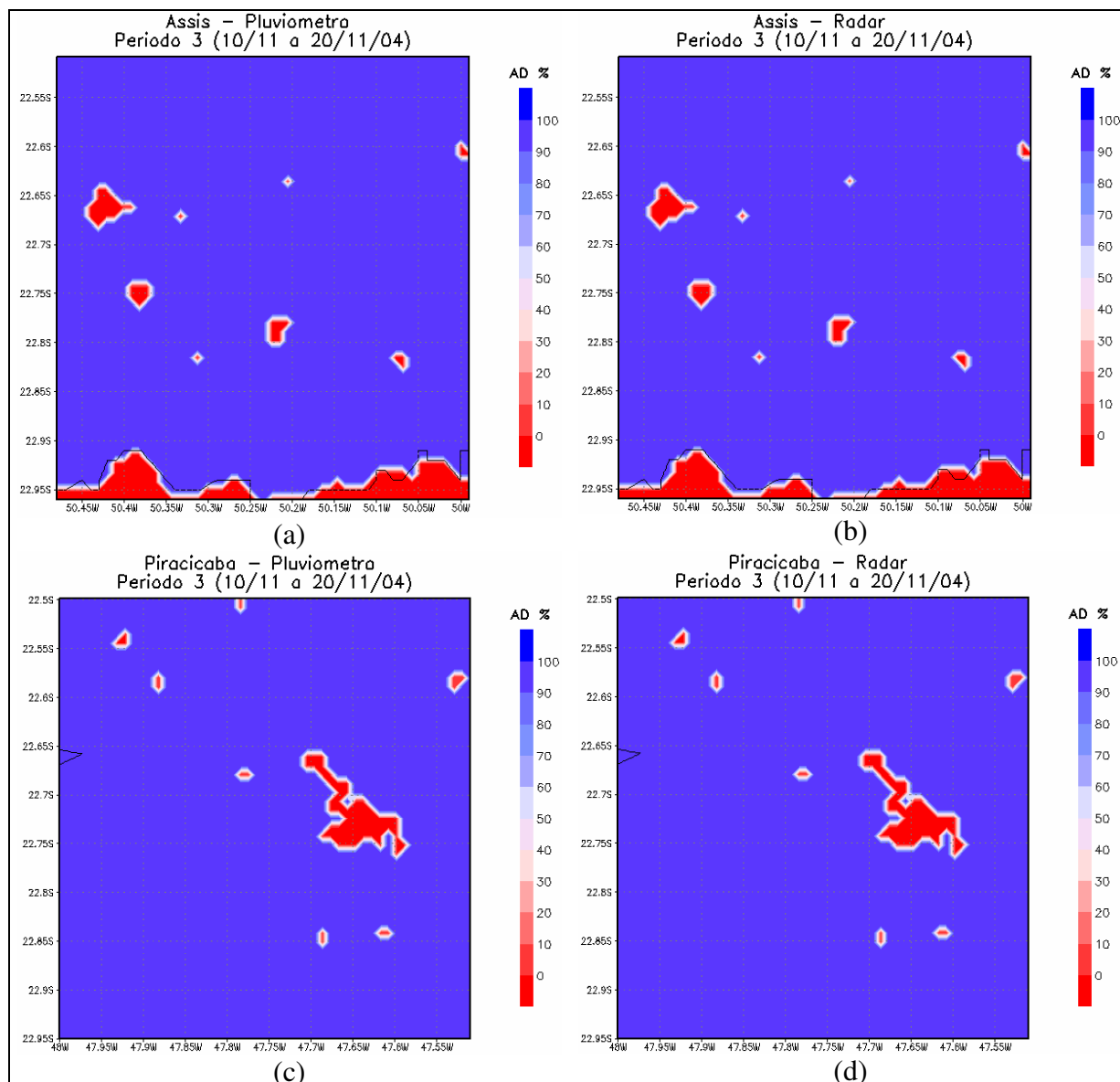


Figura 62 – Idem Figura 60, mas para o período 3°.

No período 3° (10/11 a 20/11/04) a chuva quantificada pelo pluviômetro e pelo radar manteve a distribuição da AD no solo em 100%, com excesso hídrico para ambas as quadrículas.

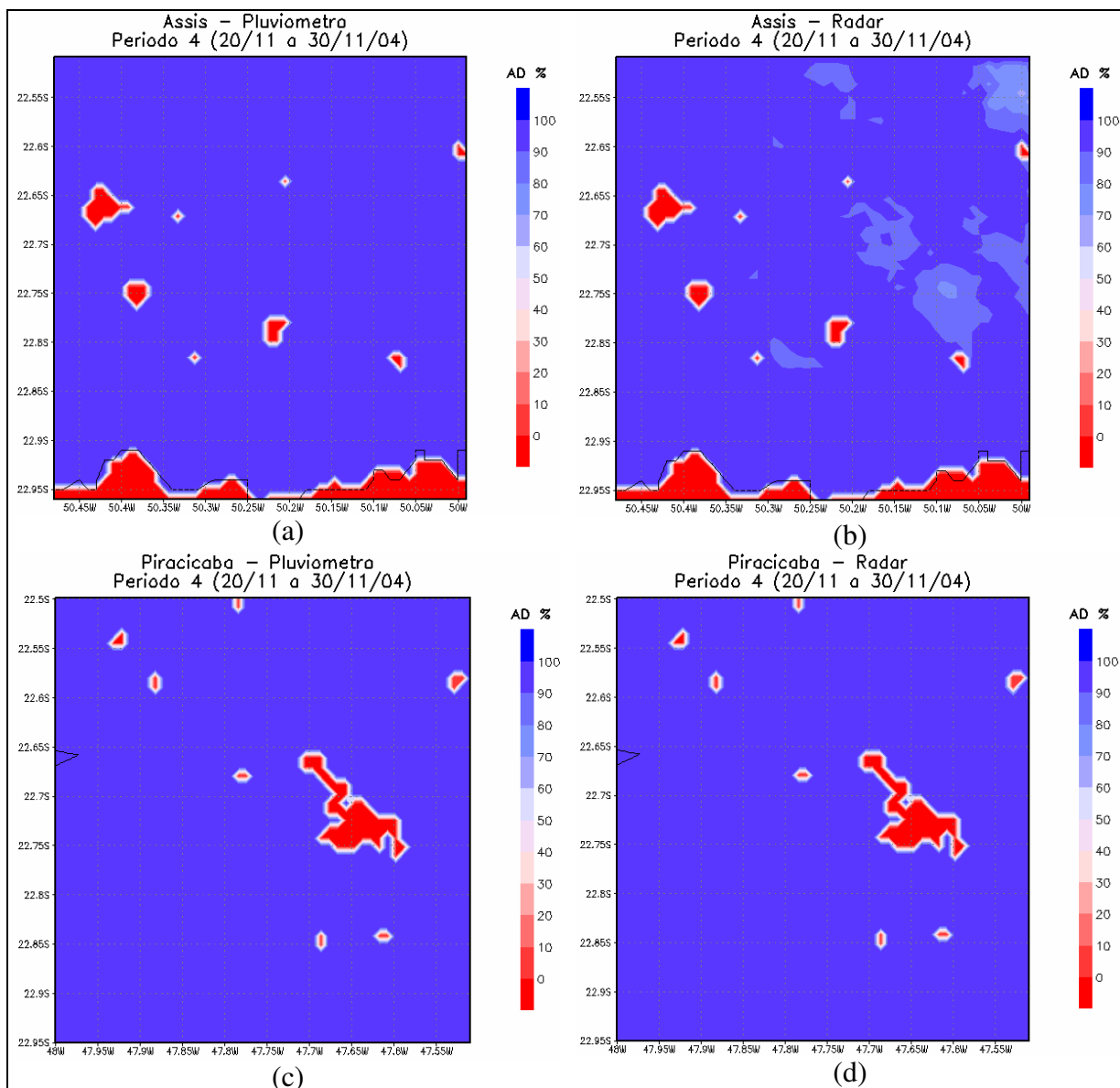


Figura 63 – Idem Figura 60, mas para o período 4°.

No período 4° (10/11 a 20/11/04), o BHD com a chuva quantificada pelo pluviômetro na quadrícula de Assis, manteve o solo saturado e com excedente hídrico (AD = 100%). Pelo radar, ocorreu variabilidade espacial na distribuição percentual da AD. Para a quadrícula de Piracicaba, a região permaneceu com excesso hídrico com chuva quantificada pelo pluviômetro como pelo radar.

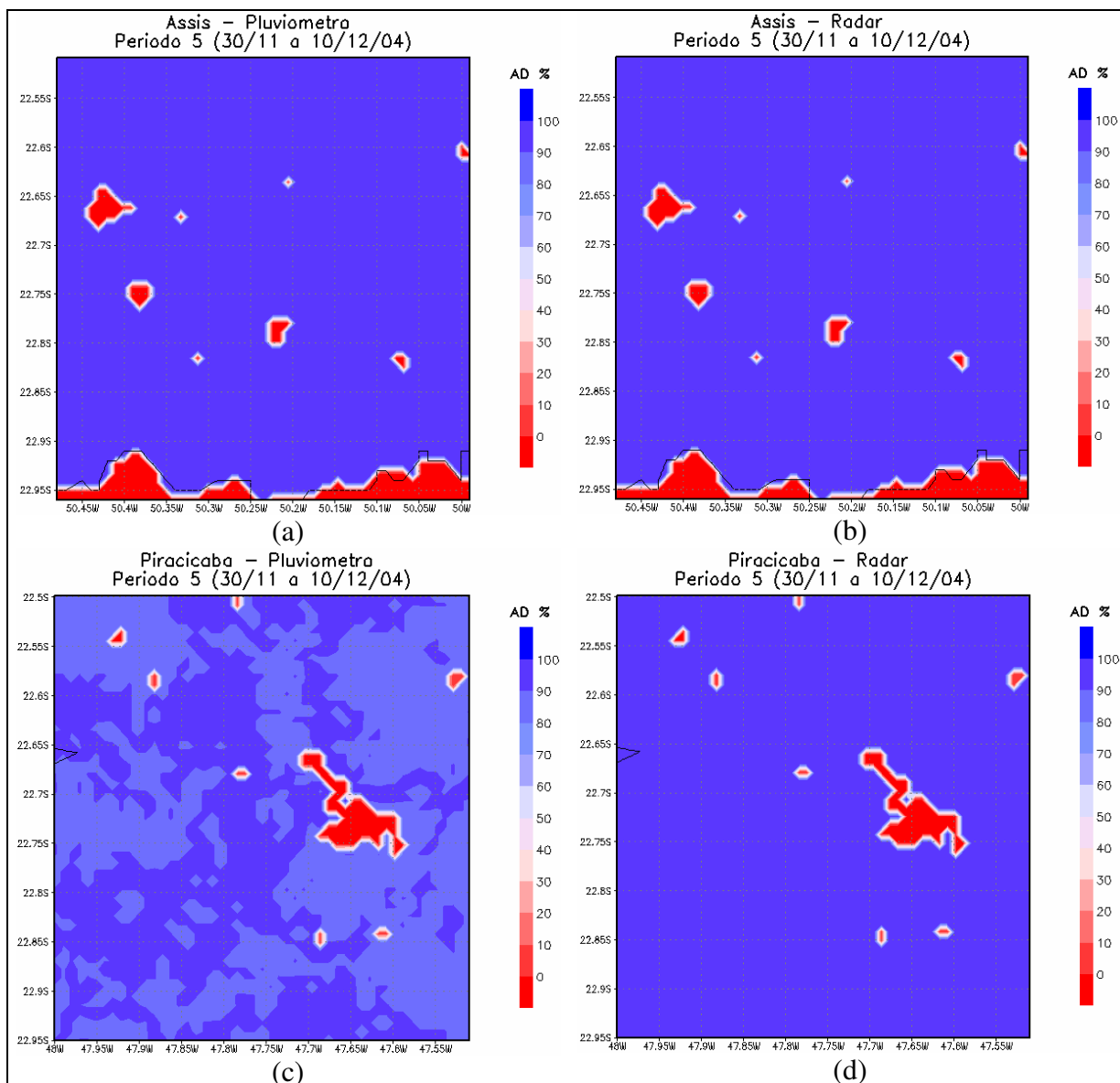


Figura 64 – Idem Figura 60, mas para o período 5°.

No período 5° (30/11 a 10/12/04) a chuva medida pelo pluviômetro e pelo radar na quadrícula de Assis fez que o BHD permanecesse com a AD em 100% e com excedente hídrico. Na quadrícula de Piracicaba a chuva medida pelo pluviômetro permitiu a variação da AD no solo em apenas dois limites percentuais, contudo muito próximos a 100%. No radar esta variabilidade não ocorreu, e a AD permaneceu em toda a região com 100%.

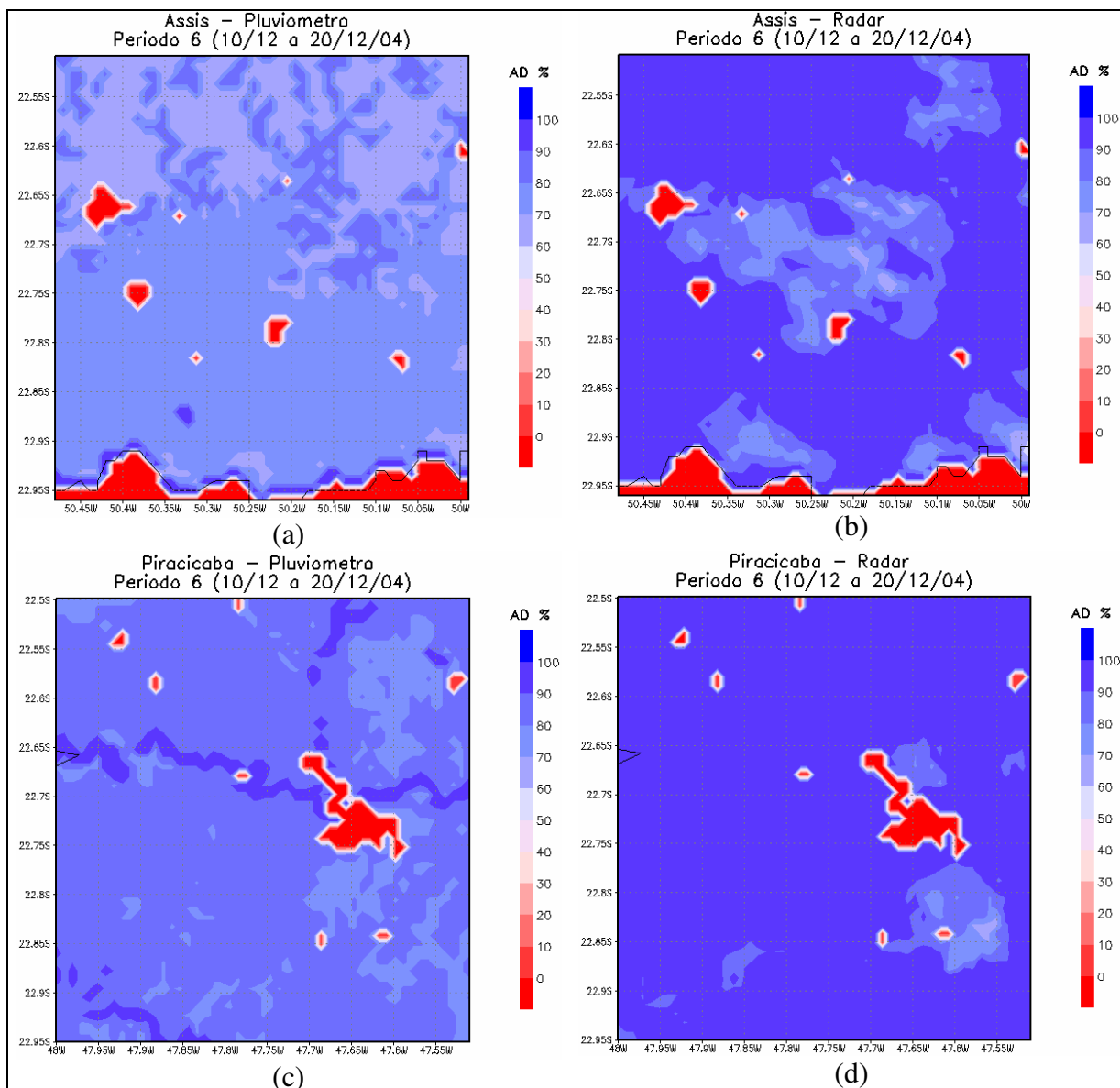


Figura 65 – Idem Figura 60, mas para o período 6.

No período 6° (10/12 a 20/12/04) BHD decorrente a entrada da chuva medida pelo pluviômetro iniciou na quadrícula da região de Assis com armazenamento de água no solo no limite máximo, mantendo a AD no solo em 100%. Na quadrícula de Piracicaba o armazenamento de água no solo encontrava-se entre o limite máximo e mínimo, mas o total da chuva média obtida pelo pluviômetro no referido período, fez com que o solo voltasse a sua capacidade de limite máximo, apresentando 100% de AD na área. Pelo radar, embora a distribuição percentual da AD encontrasse em 100% na maioria dos solos das duas áreas, ocorreu variabilidade no armazenamento de água em alguns tipos de solos, sendo mais significativa na região de Piracicaba que é mais heterogênea em relação aos tipos de solos.

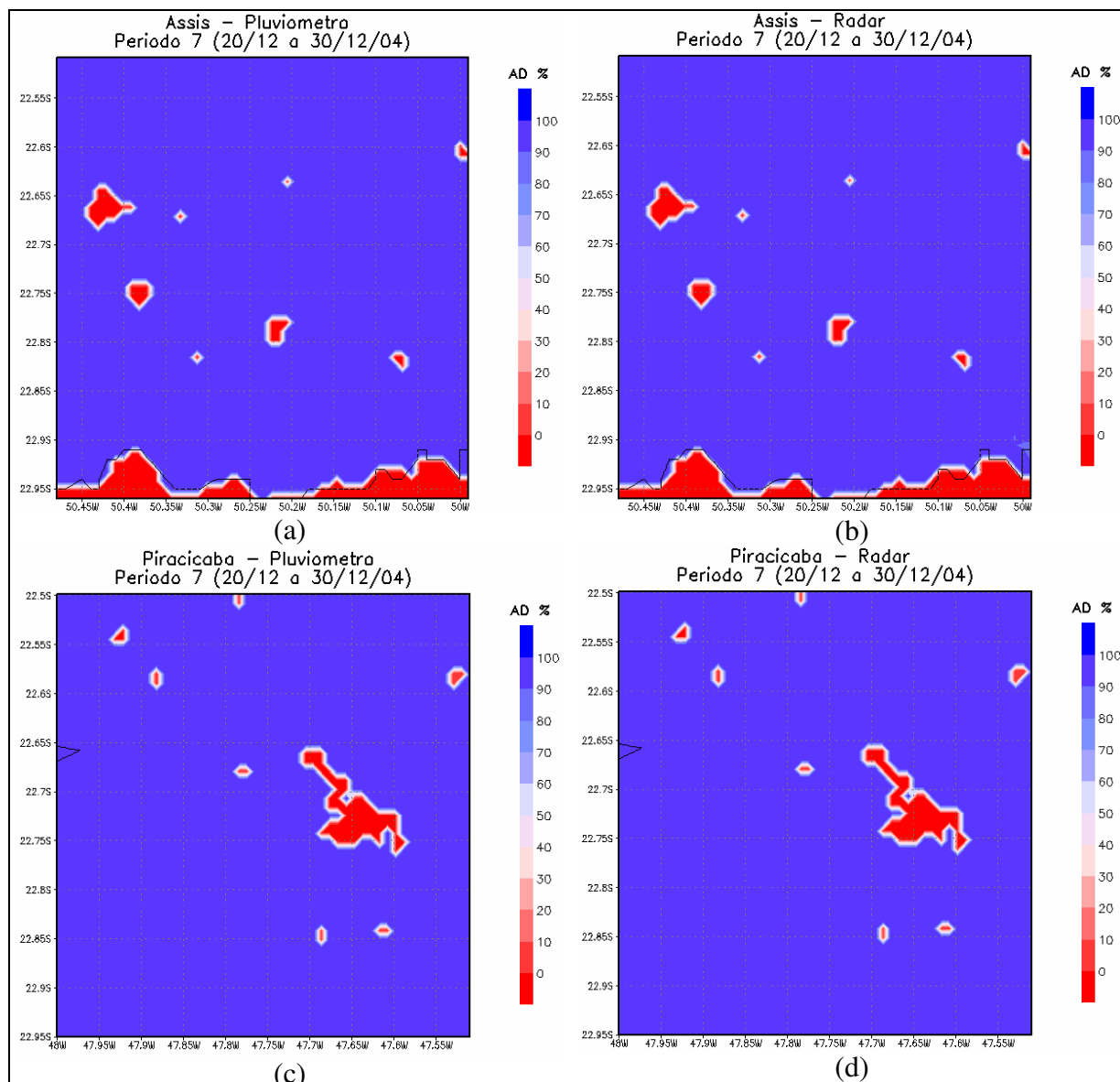


Figura 66 – Idem Figura 60, mas para o período 7.

No período 7º (20/12 a 30/12/04) a chuva quantificada pelo pluviômetro e pelo radar manteve a distribuição da AD no solo em 100% com excesso hídrico para ambas as quadrículas.

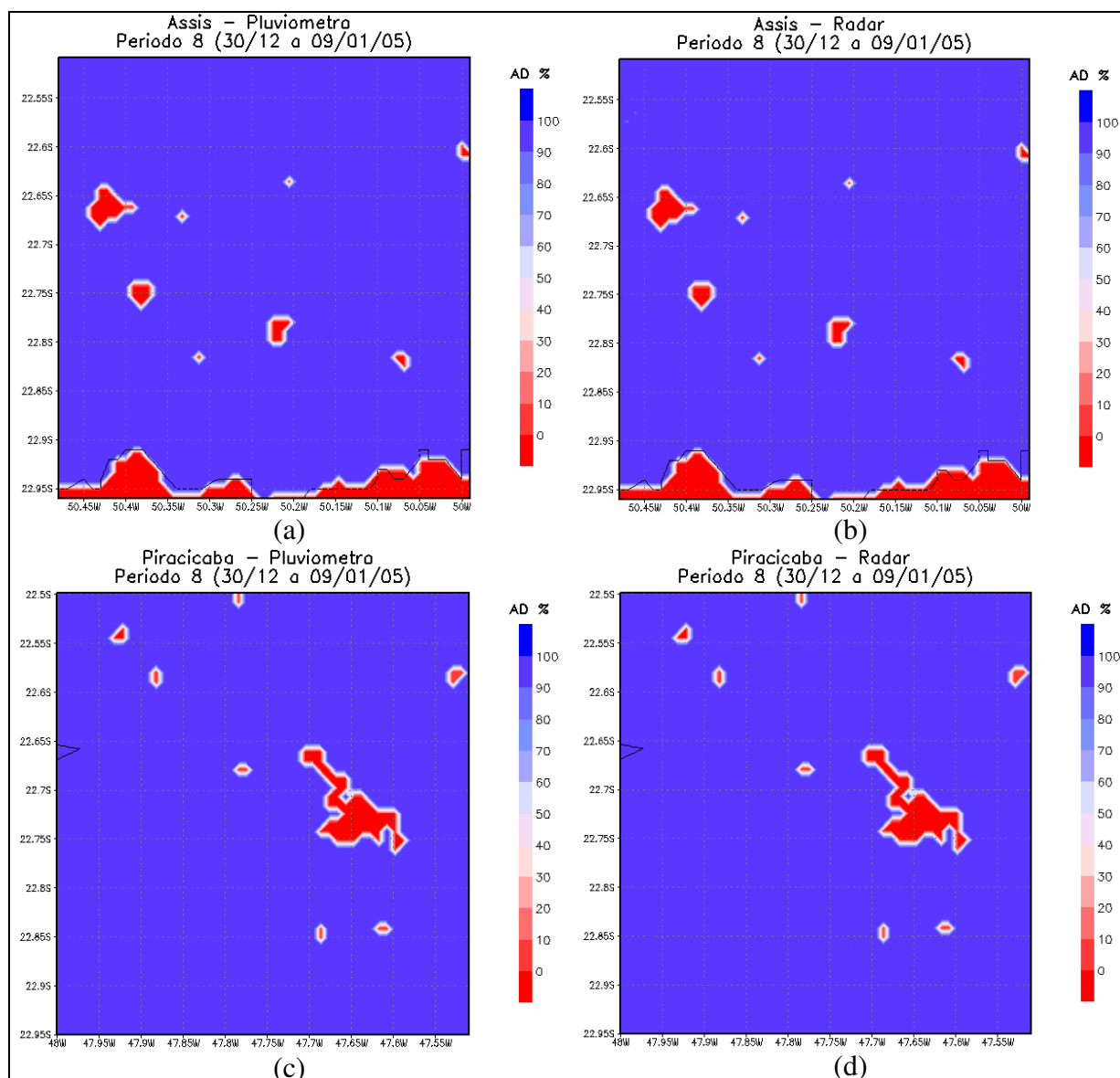


Figura 67 – Idem Figura 60, mas para o período 8.

No período 8^o (30/12 a 09/01/05) a chuva quantificada pelo pluviômetro e pelo radar manteve a distribuição da AD no solo em 100% com excesso hídrico para ambas as quadrículas.

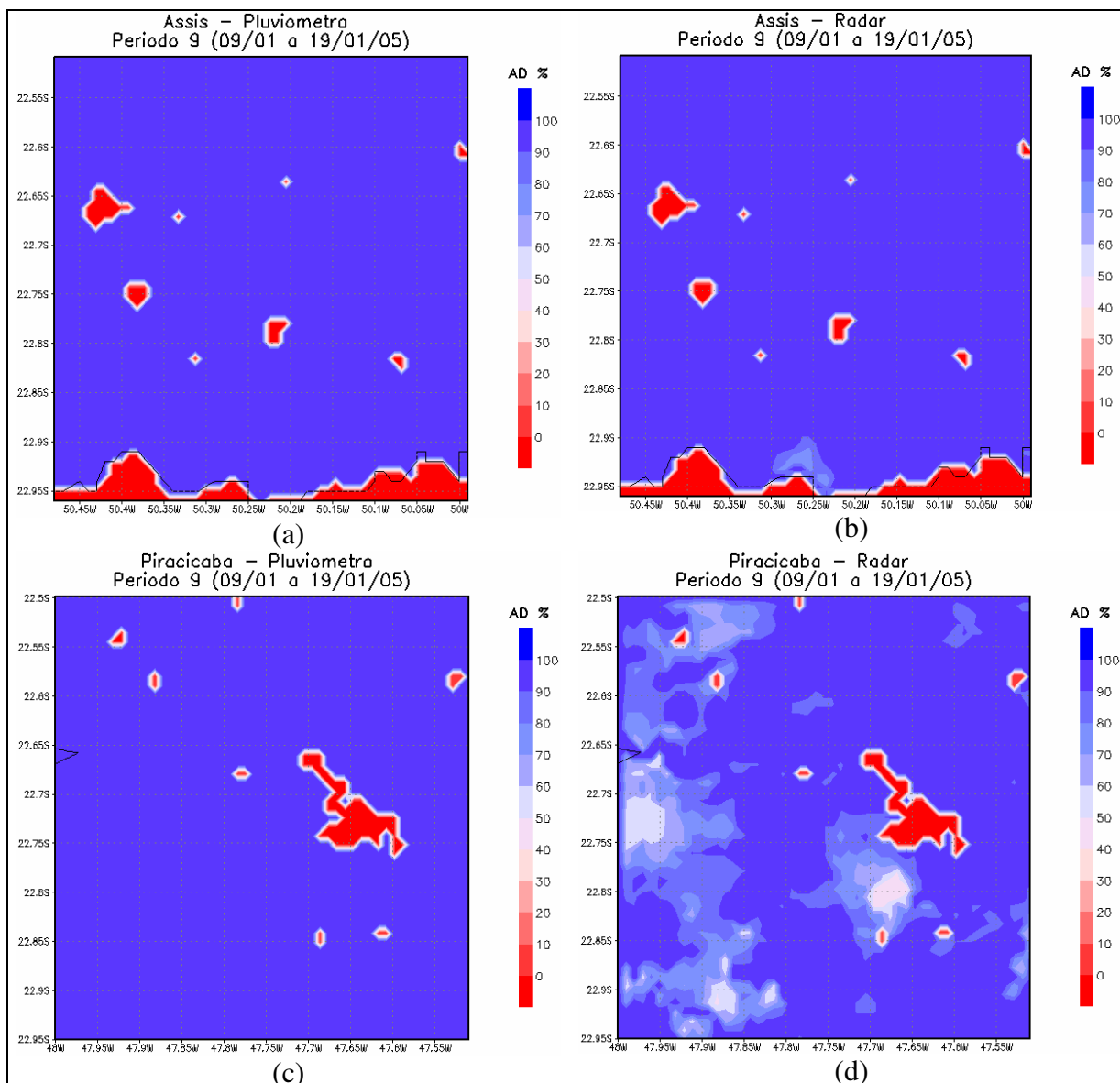


Figura 68 – Idem Figura 60, mas para o período 9.

No período 9^o (09/01 a 19/01/05) a região de Assis, apresentou AD igual a 100% em toda a área, através da chuva medida pelo pluviômetro. Pelo radar a variação do percentual de AD concentrou-se na parte central da quadrícula, apresentando déficit de água em alguns solos. Na quadrícula de Piracicaba a AD variou no resultado do BHD derivado do pluviômetro e do radar. No caso do pluviômetro $P < ET$ em todo o período, contudo a perda de água não foi tão significativa para a cultura e para o solo, pois o percentual da AD que restou no solo não foi muito baixo. Para alguns solos, a chuva acumulada pelo radar foi menor que a evapotranspiração ($P < ET$), implicando numa variabilidade espacial mais acentuada na distribuição da AD no solo.

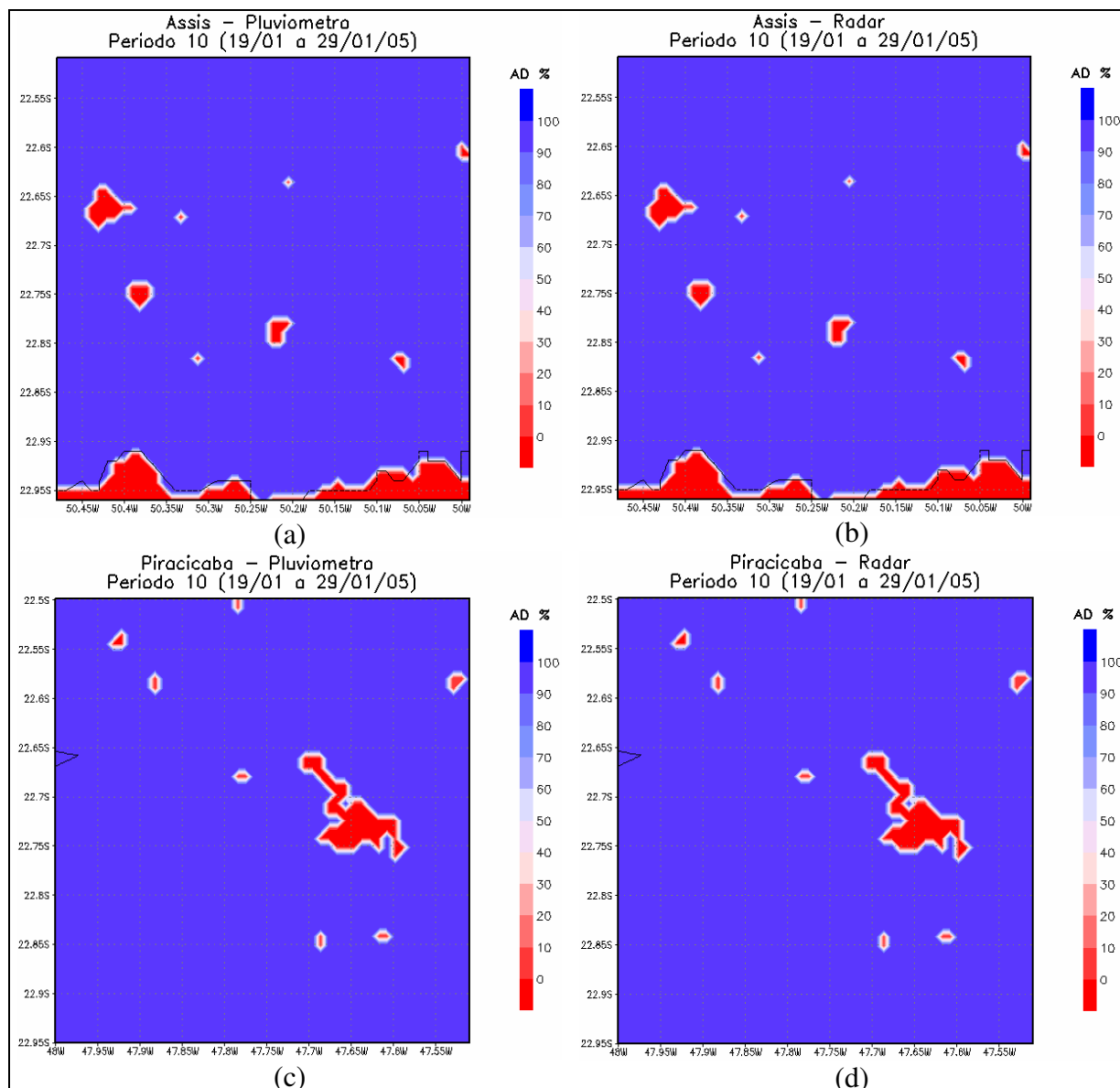


Figura 69 – Idem Figura 60, mas para o período 10.

No período 10° (19/01 a 29/01/05) a chuva quantificada pelo pluviômetro e pelo radar manteve a distribuição da AD no solo em 100% com excesso hídrico para ambas as quadrículas.

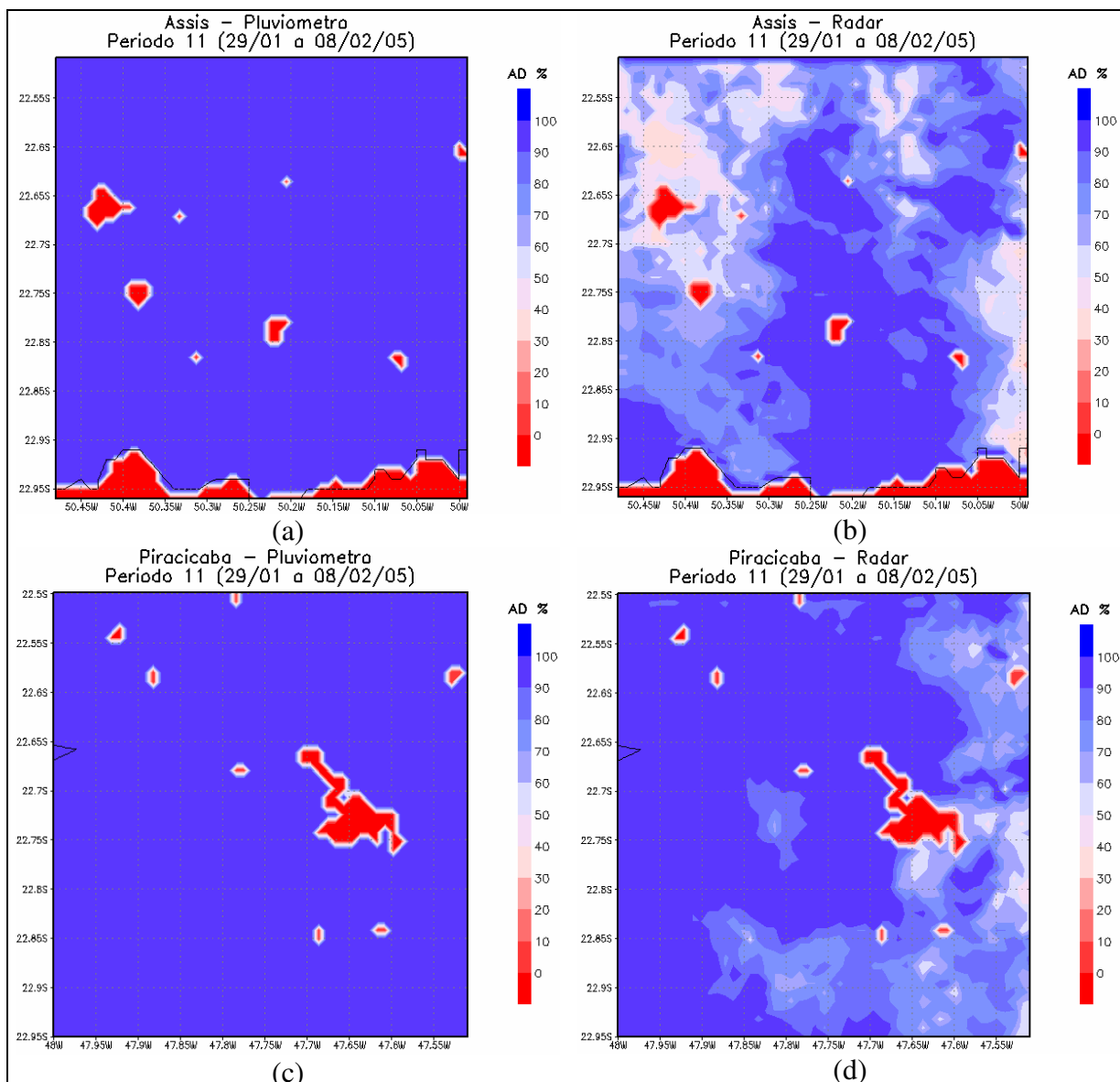


Figura 70 – Idem Figura 60, mas para o período 11.

No período 11° (29/01 a 08/02/05) enquanto o BHD estimado pela chuva quantificada pelo pluviômetro na região de Assis apresentou AD em 100% no solo, o BHD pelo radar mostrou grande variação no campo de distribuição a AD, indicando decréscimo da AD na maior parte da região. No caso de Piracicaba, os resultados do BHD com o pluviômetro foram semelhantes ao de Assis, mas a chuva quantificada pelo radar tenha apresentou um campo de distribuição da AD menos variável ao de Assis, tendo em vista que grande parte da região está com excedente hídrico, em função dos tipos de solo que encobre a área.

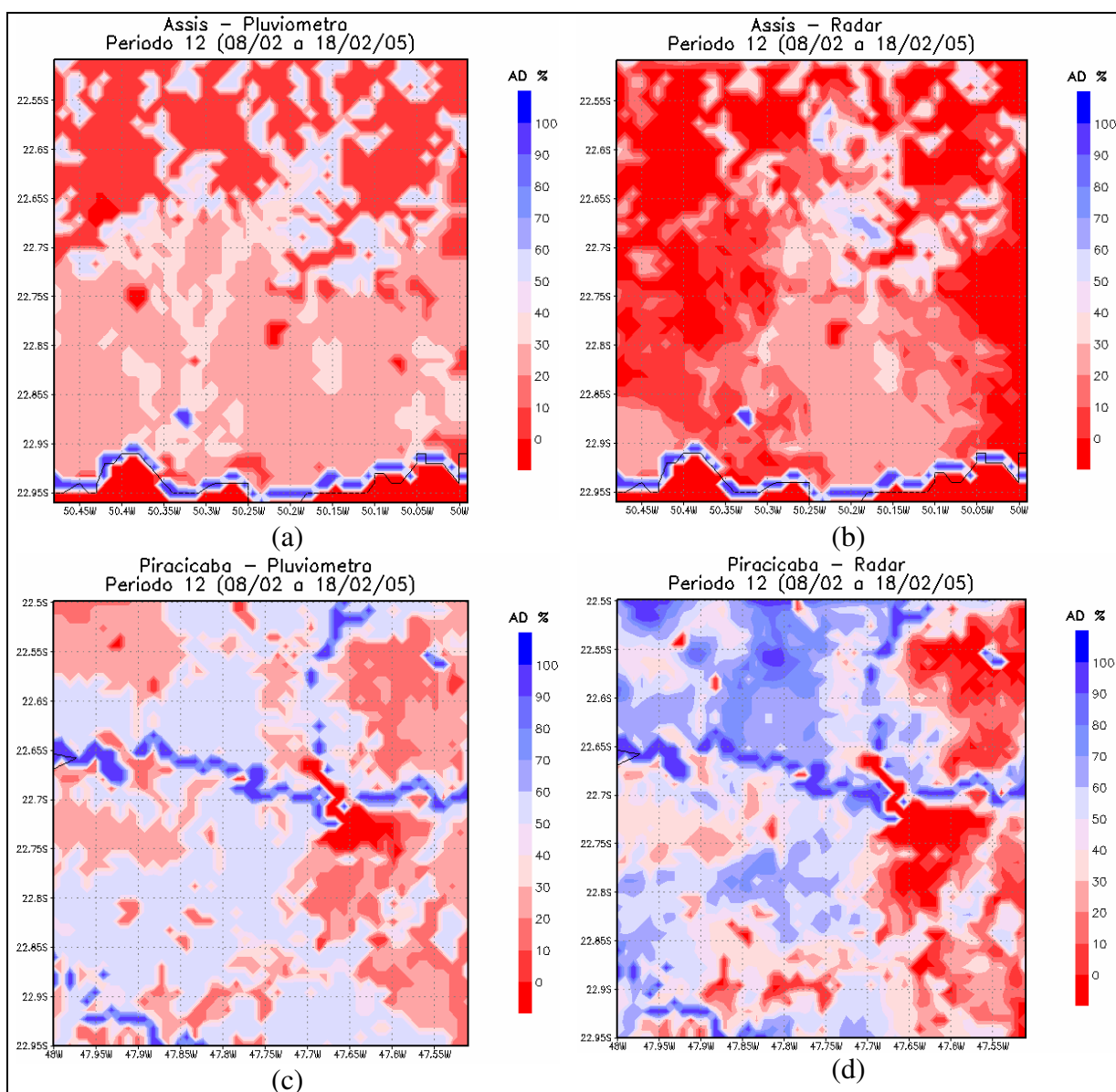


Figura 71 – Idem Figura 60, mas para o período 12.

No período 12º (08/02 a 18/02/05) os baixos totais das chuvas contabilizadas pelo pluviômetro e pelo radar causaram a redução do percentual de AD solo contabilizado pelo BHD tanto para a região de Assis como para de Piracicaba. Em Assis houve variação no campo distribuição da AD pelo pluviômetro e pelo radar, sendo que neste último ocorreu déficit hídrico em grande parte da região. Em Piracicaba, a variação foi mais significativa no campo da chuva quantificada pelo radar onde alguns solos apresentaram excesso hídrico e outros déficits.

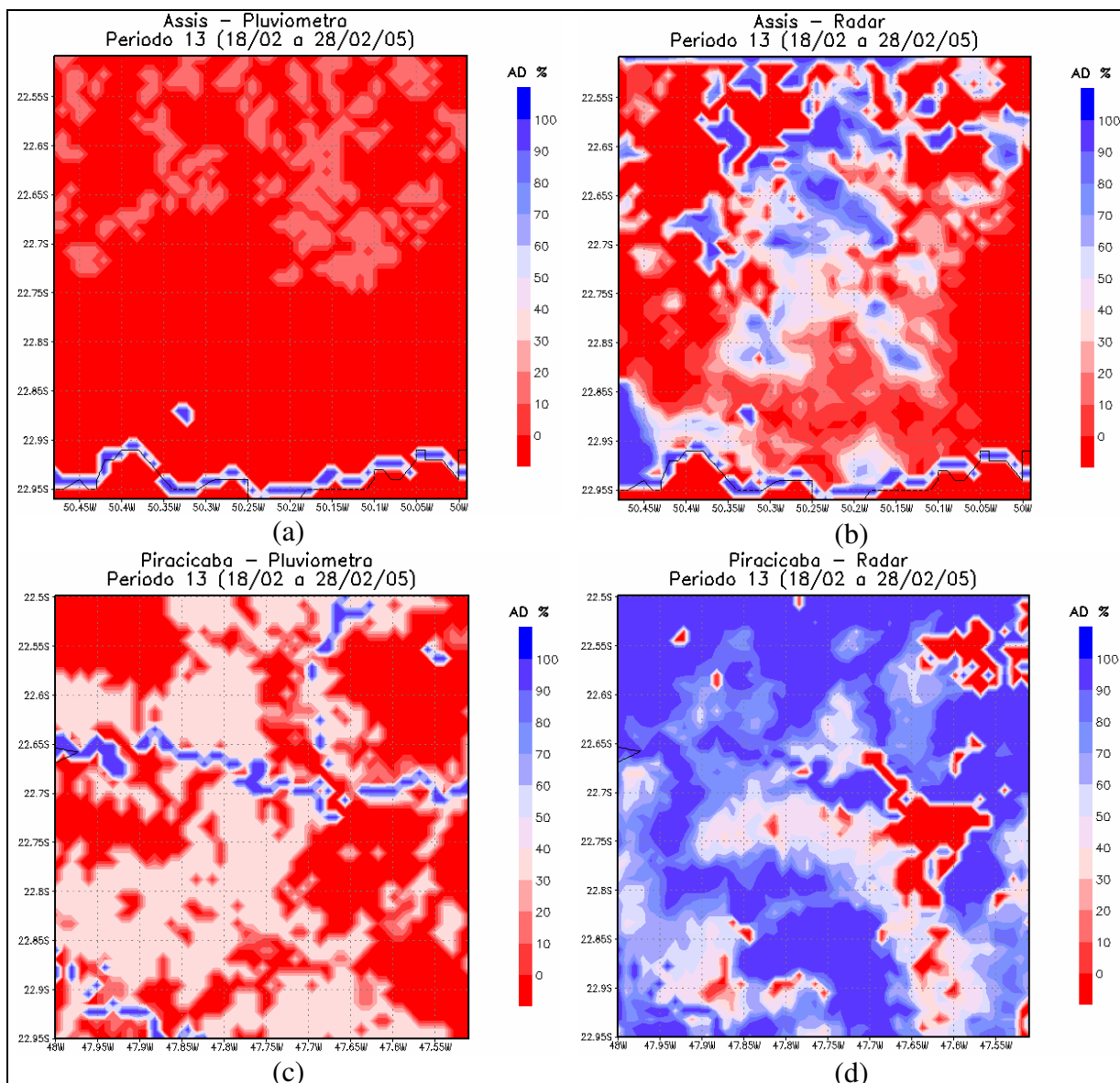


Figura 72 - Idem Figura 60, mas para o período 13.

No período 13^o (18/02 a 28/02/05) a manutenção do período seco na região de Assis praticamente levou a um quadro de déficit hídrico na distribuição da AD tanto pela chuva contabilizada pelo pluviômetro como pelo o radar. Contudo, o BHD estimado pelo radar apresentou uma notória variação no campo da AD, com alguns solos totalizando percentuais de 100%. Na região de Piracicaba a variação ficou mais evidente, onde a chuva quantificada pelo pluviômetro apresentou déficit e pelo radar, excedente em grande parte dos da região. Neste período a chuva média contabilizada pelo radar em cada pixel apresentou totais elevados, superando completamente a chuva média obtida pelo pluviômetro.

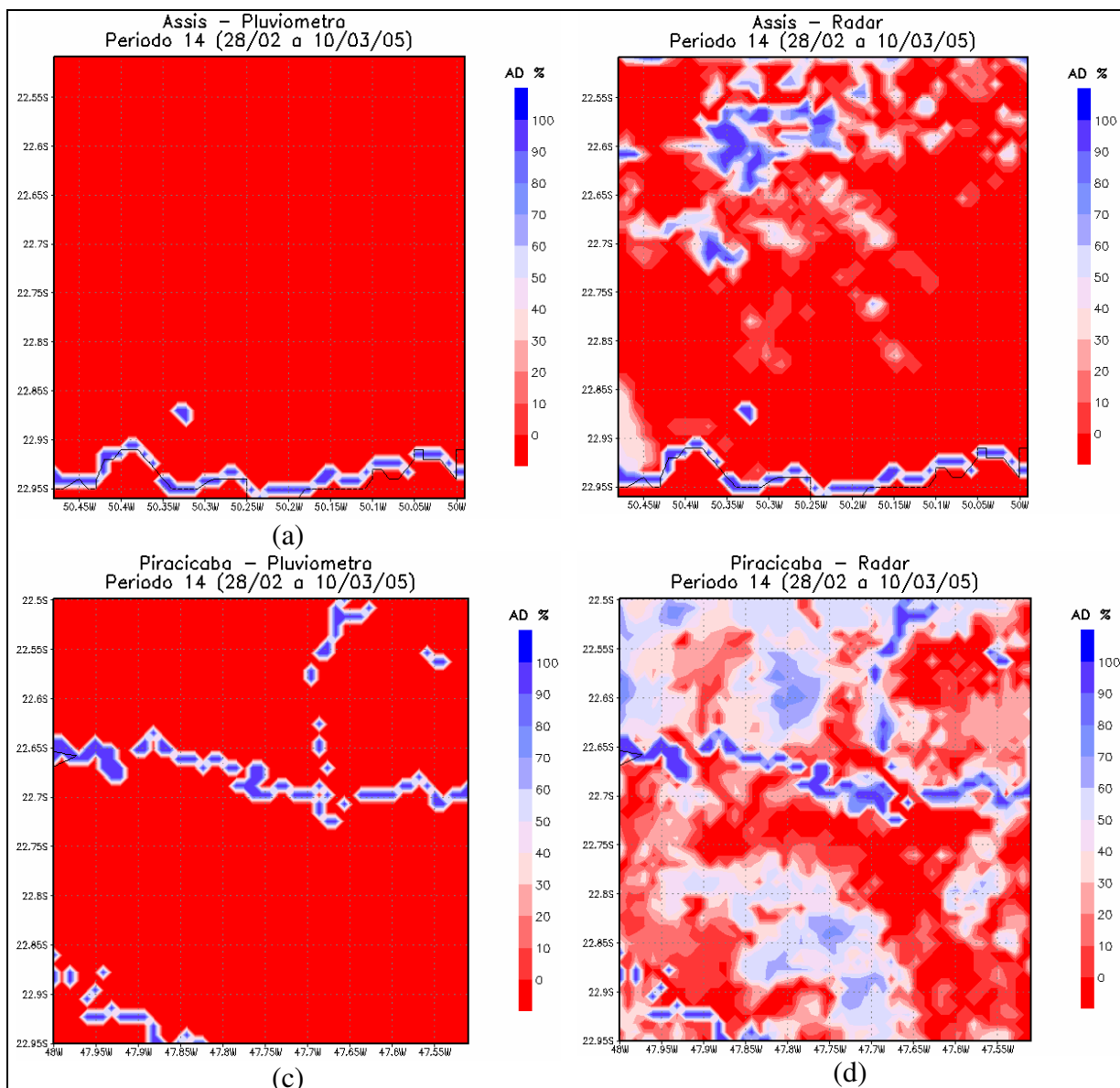


Figura 73 - Idem figura 60, mas para o período 14.

No período 14^o (28/02 a 10/03/05) a distribuição de água disponível no solo apresentou um quadro de déficit hídrico nas duas regiões com a chuva quantificada pelo pluviômetro, embora tenha havido uma variação no BHD estimado pela chuva com radar, que permitiu a permanência de excesso hídrico em alguns tipos de solos na região de Assis.

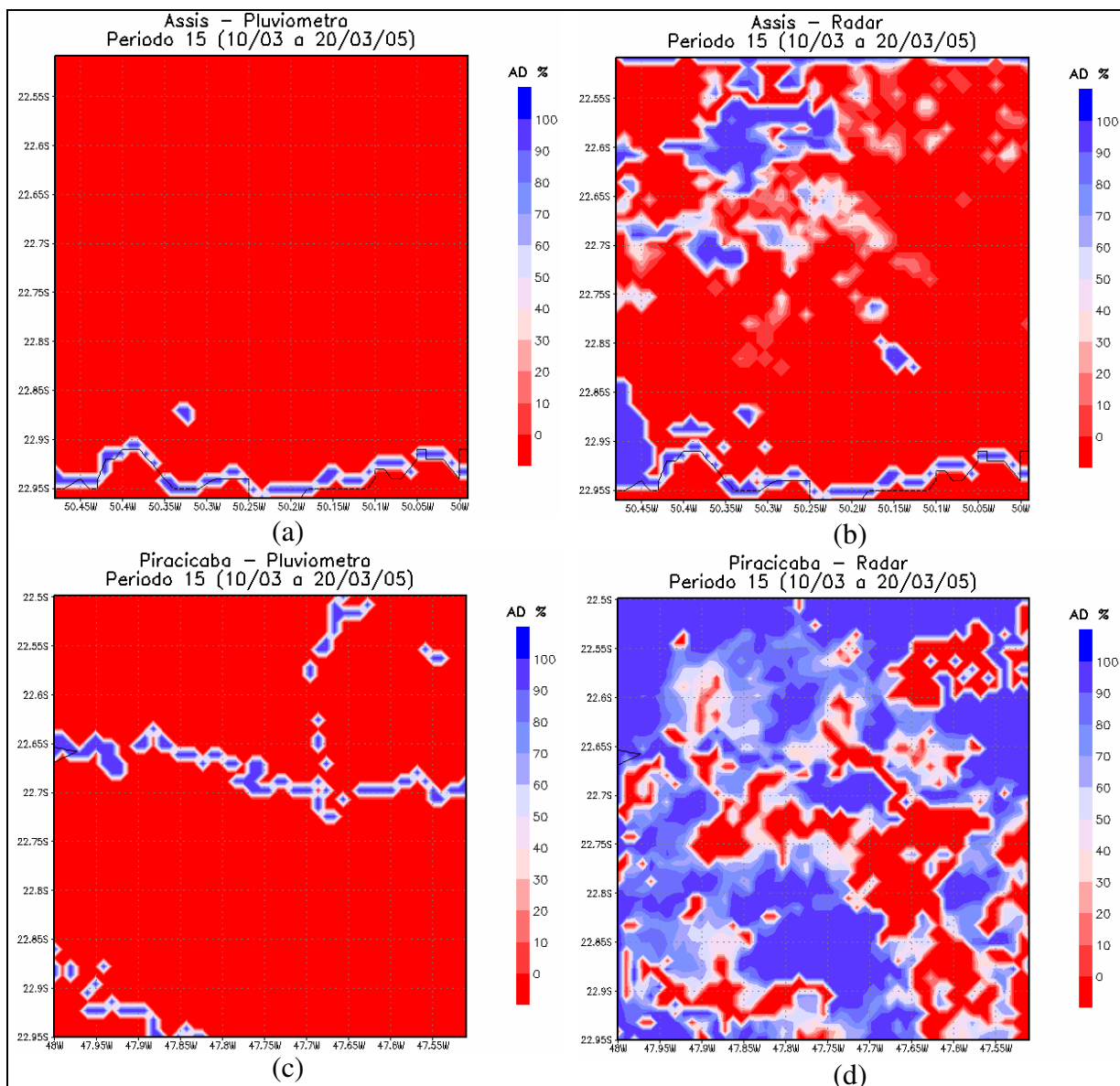


Figura 74- Idem figura 60, mas para o período 15.

No período 15^o (10/03 a 20/03/05) os BHD estimados pelo pluviômetro para Assis e Piracicaba, continuam apresentando um quadro de déficit hídrico nas duas regiões. No BHD estimado pela chuva com radar, mostra menor variação da AD nos solos da região de Assis, sendo mais significativa na região de Piracicaba que é mais heterogênea em relação aos tipos de solos.

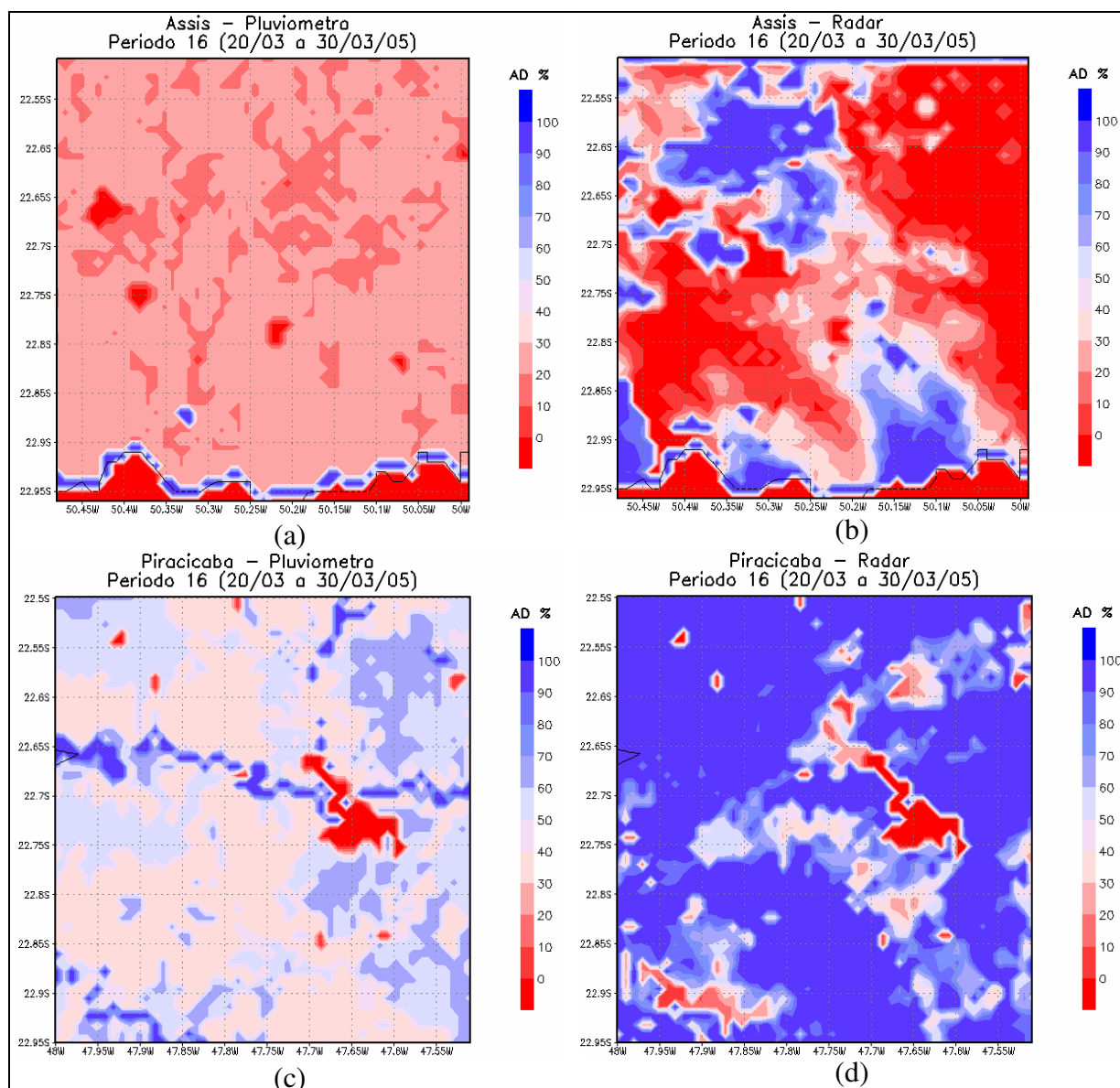


Figura 75 - Idem figura 60, mas para o período 16.

No período 16^o (20/03 a 30/03/05) a pouca chuva que ocorreu no período alterou o quadro de déficit hídrico no resultado do BHD estimado pela chuva medida pelo pluviômetro para Assis e Piracicaba. Pelo radar, o campo de distribuição de da AD ainda mostra déficit na maioria dos solos da região, embora outros apresentem excesso. Em Piracicaba apresentou um quadro de excesso hídrico na maior parte da região.

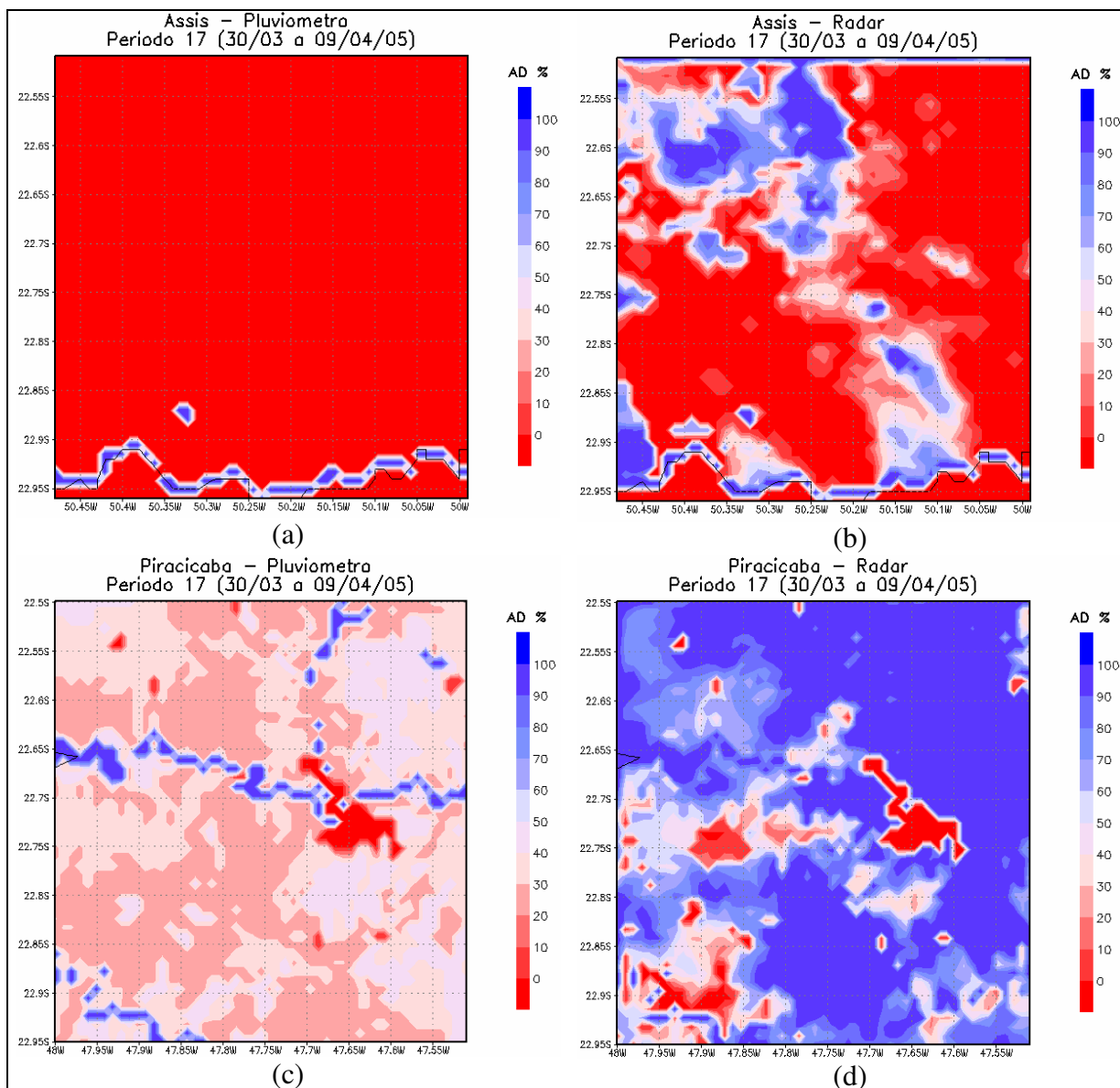


Figura 76 - Idem figura 60, mas para o período 17.

No período 17^o (30/03 a 09/04/05) o quadro de déficit hídrico retornou em toda a região de Assis pela chuva quantificada pelo pluviômetro e no radar ocorreu variação na distribuição com alguns solos ainda permanecendo com AD em 100%. Na região de Piracicaba, o BHD estimado pela a chuva medida pelo pluviômetro como pelo radar apresentou disponibilidade de água no solo principalmente pelo radar.

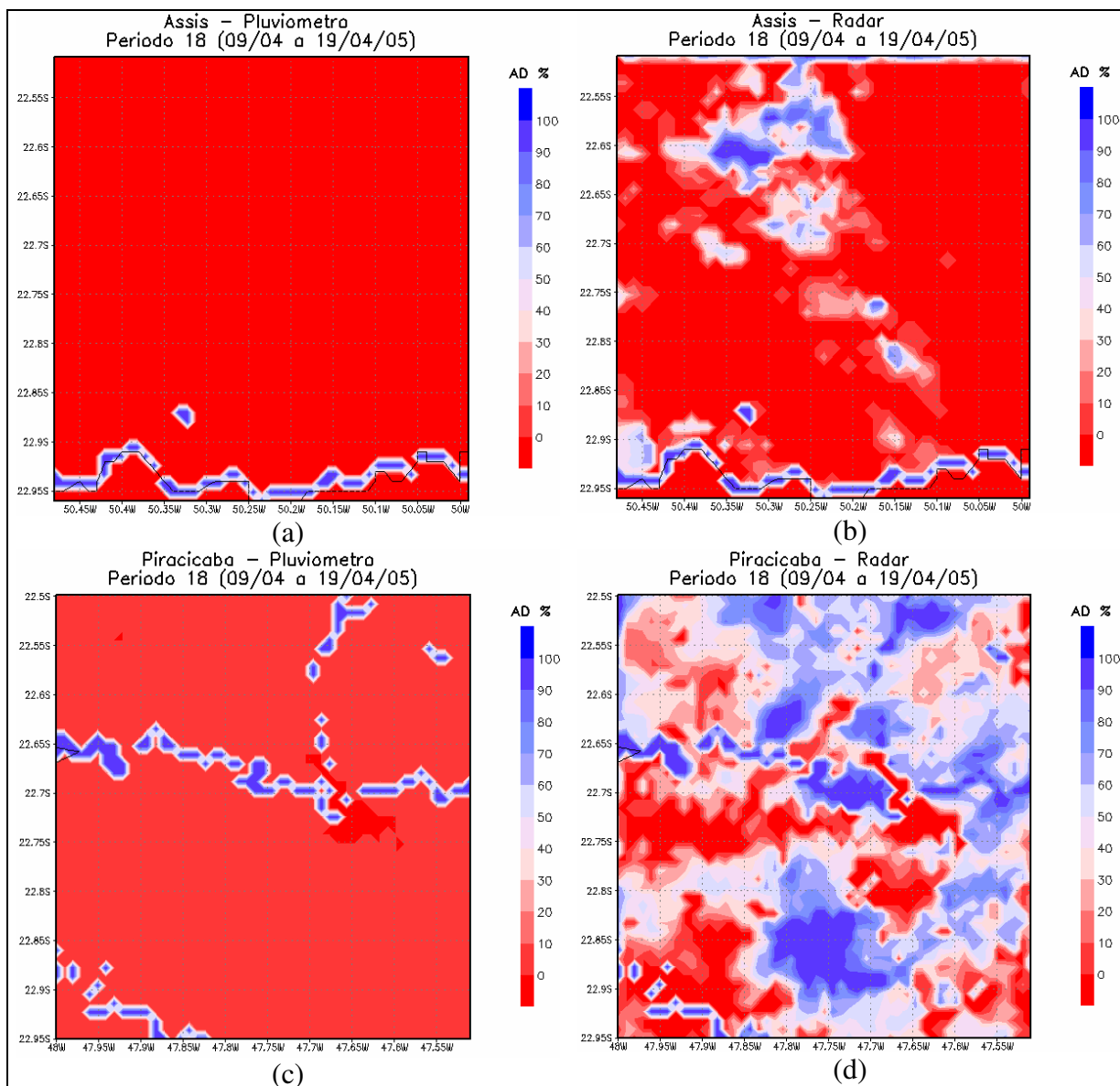


Figura 77 - Idem figura 60, mas para o período 18.

No período 18^o (09/04 a 19/04/05) ocorreu déficit hídrico no resultado do BHD estimado pela chuva medida pelo pluviômetro para Assis e Piracicaba. Pelo radar, o campo de distribuição de da AD ainda mostra déficit em grande parte da região de Assis, embora alguns solos apresentem excesso. Em Piracicaba, ao campo da distribuição da chuva foi muito variável mostrando déficit e excesso hídrico nos solos da região.

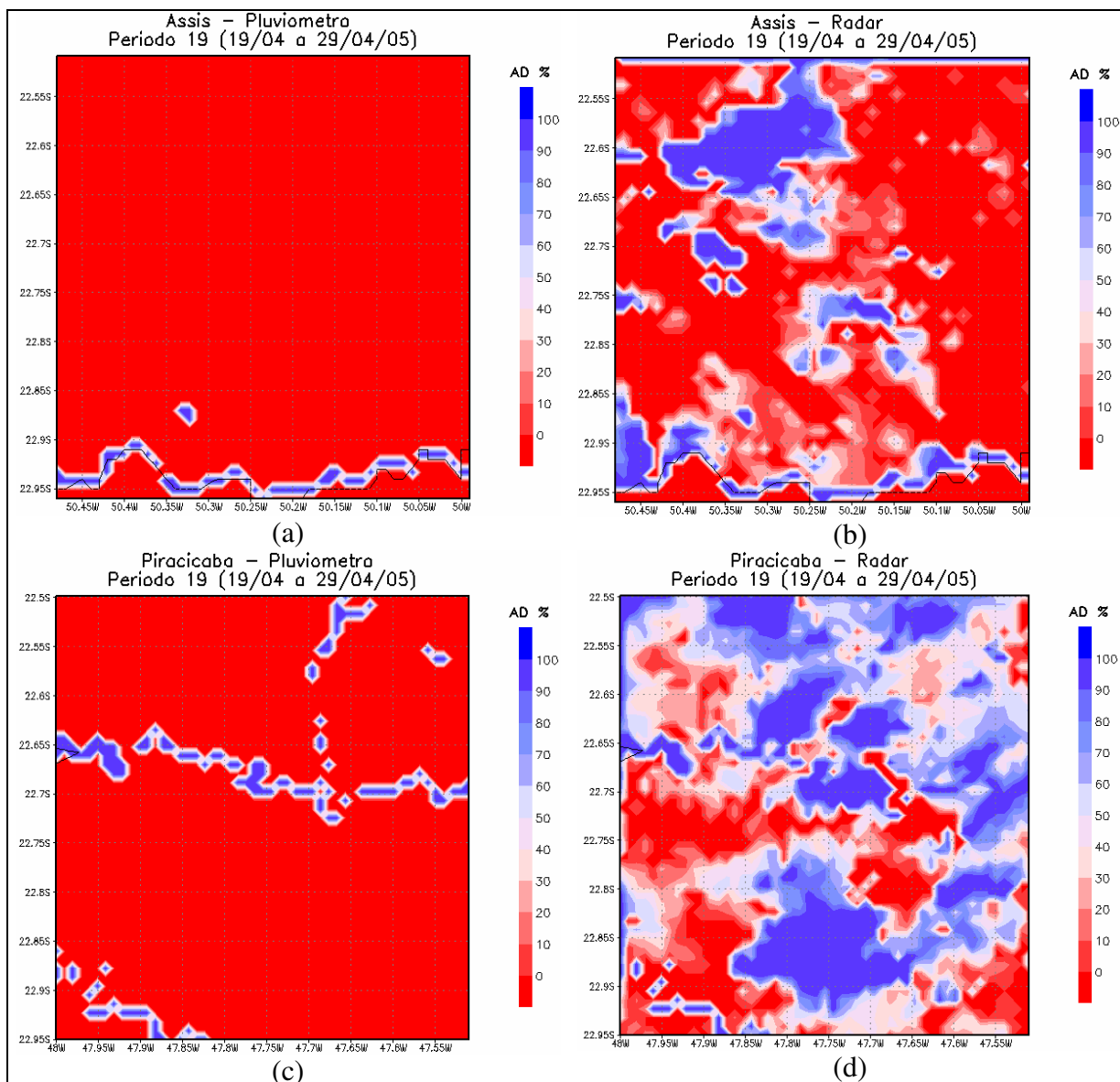


Figura 78 - Idem figura 60, mas para o período 19.

No período 19^o (19/04 a 29/04/05) o BHD estimado pela chuva medida pelos pluviômetros para Assis e Piracicaba manteve o solo com déficit hídrico nas duas regiões. . Pelo radar, o campo de distribuição de da AD continua com déficit em grande parte da região de Assis, embora alguns solos apresentem excesso. Para Piracicaba ocorreu variabilidade no armazenamento de água em alguns tipos de solos, apresentando déficit e excesso hídrico na região.

CAPÍTULO VIII

8 – Conclusões

Normalmente a execução do balanço de água no solo ocorre com dados de chuvas contabilizados pela rede pluviométrica, através de medidas pontuais. A contabilização da chuva por radar meteorológico, ainda não é uma técnica comum em processos de estimativas dos balanços hídricos, inclusive, pouco se encontra na literatura aplicações nesse sentido, sejam elas voltadas para fins agrícolas, hidrológicos ou de outra natureza.

A importância da aplicação da tecnologia de radar meteorológico para medição da precipitação atmosférica consiste, principalmente, no refinamento dado às informações da chuva ocorrida em uma área, onde as medidas são feitas com alta resolução espacial e temporal e em tempo real.

Neste sentido, a presente pesquisa teve como objetivo comparar e avaliar o desempenho do balanço hídrico o qual foi executado de duas formas, tendo em vista que a principal componente do balanço, a precipitação, foi medida de duas maneiras diferentes: pelo pluviômetro e pelo radar meteorológico.

Na execução dos balanços hídricos, a variabilidade dos tipos de solo existentes em cada área de estudo (quadrículas de Assis e Piracicaba) foi considerada no cálculo da capacidade do armazenamento de água, permitindo assim, que os balanços fossem realizados com um modelo distribuído de solos e fosse denominado de balanço hídrico distribuído - BHD.

Geralmente esta variabilidade não é considerada em estimativas de balanços de água em áreas usuais para atividades agrícolas, uma vez que não é levada em conta a capacidade de armazenamento de água para cada um dos diferentes tipos de solos que existem na área.

Para avaliar o desempenho de cada BHD desenvolvido, foram feitos alguns procedimentos ao longo da pesquisa, no intuito de melhorar a metodologia utilizada, como é o caso da Análise da Superfície de Tendência que utilizando os dados de chuva acumulado pelo radar, conforme a relação Z-R escolhida, permitiu identificar espacialmente e temporalmente as regiões onde o campo da distribuição da chuva foi mais significativo.

As principais conclusões obtidas, juntamente com seus respectivos comentários, são apresentadas a seguir:

- A chuva medida pelo pluviômetro foi classificada como chuva média em área através da aplicação do método dos polígonos de Thiessen que consiste em atribuir um fator de peso aos totais precipitados, sendo este proporcional à área de influência de cada posto, possibilitando que a área de influência de cada qual seja considerada na avaliação da média. A distribuição não uniforme e a ausência de postos mais próximos permitiram que determinados polígonos tivessem áreas maiores e com maior peso na contabilidade da área total de cada quadrícula.

Os totais médios obtidos pelo método de Thiessen nas duas áreas de estudo e em cada período decendial revelaram que o período de estudo (21/outubro/2004 a 29/abril/2005) foi chuvoso, mas intercalado com alguns períodos secos, sendo que a maior frequência da precipitação ocorreu entre os 7° e 11° períodos decendiais e na região de Assis ocorreu os registros dos totais de chuvas mais elevados.

- De maneira geral, quando se comparam dados de radar e pluviômetro observa-se sempre uma diferença nos resultados, que pode estar associada à amostragem nas medidas dos instrumentos, ao erro proveniente aos princípios físicos de medidas de sensoriamento remoto, ou a necessidade da escolha de uma relação Z-R específica que incorpore o efeito da distância ao radar e outras características, como a estação do ano ou o período do dia, entre outras, para melhor representação do campo espacial de chuva por radar.

No processo de quantificação de chuva média em área com o radar meteorológico permitiu como teste, a aplicação de três relações Z-R afim de comparar os resultados obtidos com os dos pluviômetros (método de Thiessen) e escolher a equação que melhor represente a distribuição das chuvas no raio da pesquisa. As relações utilizadas foram: a de Marshall-Palmer, a de Jones e a de Calheiros (RVC).

Os resultados encontrados pelas relações de Marshall-Palmer e de Marshall-Palmer com Jones, foram bastante divergentes, não reproduzindo verdadeiramente o volume precipitado sobre a rede pluviométrica, apresentando desvios de significativa magnitude quanto aos totais da chuva quantificada pelo método de Thiessen e uma subestimação da chuva em períodos mais chuvosos e superestimação em períodos mais secos. A relação RVC foi a que apresentou os totais mais próximos aos encontrados por Thiessen e foi à relação específica escolhida para compor o campo de chuva acumulada pelo radar, servindo como dados de entrada na estimativa do balanço hídrico distribuído.

- Com os dados espacializados da chuva integrada pelo radar através da equação RVC, nas duas áreas de estudo e em cada um dos 19 períodos decendiais, foi realizada uma análise de superfície de tendência por regressão polinomial de 1° grau da variável da chuva medida

pelo radar, juntamente com os respectivos mapas dos resíduos que foram interpolados pelo método da mínima curvatura.

Pelos resultados encontrados, conclui-se que a metodologia aplicada indicou a distribuição espacial da chuva acumulada pelo radar em toda a extensão da área da quadrícula de estudo, identificando e localizando as regiões onde houve excesso e falta de chuva durante cada período analisado, possibilitando desta forma, um indicativo preliminar das áreas com maior e menor armazenamento de água no solo, antecedendo a estimativa do balanço hídrico, mas este por envolver outras variáveis em seu cômputo difere naturalmente, apresentando outros resultados.

- Os campos de distribuição do percentual da água disponível no solo mostram claras diferenças nos balanços hídricos distribuídos estimados com a chuva média em área contabilizada pelo pluviômetro e pelo radar nas duas áreas de estudo e em cada período decendial analisado.

A comparação entre os resultados ilustrados pelas figuras permite concluir que a diferença no padrão de variabilidade da água disponível no solo é motivada principalmente pelo mecanismo de medidas de chuva na área, da natural variabilidade espacial da chuva em área e da variabilidade da capacidade de armazenamento de água nos diferentes tipos de solos.

Resumidamente conclui-se que os resultados obtidos pela chuva média em área contabilizada pelos pluviômetros foram menos variáveis, tanto para Assis e Piracicaba, indicando um padrão mais homogêneo no campo da distribuição percentual de água disponível no solo. Embora entenda-se que este resultados sejam comprometidos pelo menor número de estações pluviométricas e conseqüentemente pela menor densidade de amostragem, observa-se que na prática, as metodologias aplicadas usualmente para a estimativa do balanço hídrico utilizam em sua maioria, informações de poucos ou apenas de um pluviômetro para determinar a o percentual de água disponível no solo em extensas áreas, igualando espacialmente o resultado obtido.

Por outro lado, os resultados obtidos na estimativa do percentual de água disponível no solo pelo radar meteorológico, geram um impacto significativo nas decisões voltadas ao suprimento de água no solo pelo setor agrícola. Tendo em vista que o BHD pelo radar apresenta uma variação mais expressiva no campo da distribuição de chuva, principalmente em períodos onde a quantidade de chuva medida foi menor, nota-se nitidamente a variabilidade espacial da chuva pixel a pixel, ou seja, a cada 1 km², mostrando regiões com déficit ou excesso de água e intrinsecamente a variabilidade espacial do solo que se faz presente nos níveis de capacidade de armazenamento de água para os diferentes tipos de solo.

Portanto, conclui-se que metodologia do balanço hídrico distribuído executada com dados de chuva quantificada pelo radar meteorológico, com alta resolução espacial, apresenta-se como uma ferramenta de grande utilidade no planejamento de atividades agrícolas, como manejo do solo, suporte à irrigação e na modelagem de previsão de safras, além de outras atividades ligadas às áreas de hidrologia e meteorologia, propriamente dita. Ao mesmo tempo, desponta como uma ferramenta de elevado valor sócio econômico potencial, face a sua aplicação, tendo em vista as vantagens do refinamento e detalhamento espacial de suas informações, que indicam de forma mais acurada as necessidades de consumo de água pelo solo na área cultivada, uma questão de interesse econômico.

8.1 – Recomendações

Para áreas que possuem levantamento pedológico semidetalhado recomenda-se a aplicação desta metodologia para a execução do balanço hídrico com dados de entrada de chuva média em área quantificada por radar com alta resolução espacial. Para áreas que não possuem levantamento, a aplicação do método de Thornthwaite & Mather (balanço hídrico climatológico) é recomendada por ser bastante utilizado para fins agrônômicos, e neste caso, o balanço pode ser feito com informações de chuvas pelo radar para toda área de cobertura num raio de 240 km dentro do Estado de São Paulo pelo radar de Bauru e pelo radar de Presidente Prudente.

Esta metodologia pode ser avaliada através de análise de correlação entre os totais da chuva acumulada pelo radar com a produtividade da cultura em estudo, em pixels e locais coordenados geograficamente. Nesta pesquisa esta avaliação não foi possível pela falta de obtenção dos dados de produtividade da cana de açúcar em algumas usinas localizadas nas áreas de estudo. Esta metodologia pode ser ainda aplicada em modelos agrometeorológicos para estimativas de safras, como também, para uso hidrológico.

CAPÍTULO IX

9 - Referências

ANTÔNIO, M. A. Z-R relationships range dependence. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON HYDROLOGICAL APPLICATIONS OF WEATHER RADARS, 3., 1995, São Paulo. *Proceedings...* São Paulo: ABRH, 1995. p. 45-51.

ANTÔNIO, M. A. Técnica de ajuste em tempo real de medida de chuva com radar. 1998. 156 f. Tese (Doutorado em Agronomia) – Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, Botucatu, 1998.

ANTÔNIO, M. A.; ANDRADE, J. P. M. Inundações em São Carlos, SP: avaliação de chuvas com radar. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 13., 2007, Florianópolis. Anais... Florianópolis: INPE, 2007. p. 3255-3262.

ATLAS, D.; ROSENFELD, D.; SHORT, D. A. The estimation of convective rainfall by area integrals. 1. The theoretical and empirical basis. *Journal of Geophysical Research*, Washington, v. 95, n. D3, p. 2153-2160, 1990.

AUSTIN, P. M. Relation between measured radar reflectivity and surface rainfall. *Monthly Weather Review*, Boston, v. 115, p. 1053-1071, 1987.

ÁVILA, A. M. H. et al. Uso de dados de radar e de satélites meteorológicos em modelos de previsão de chuvas intensas em centros urbanos. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 13., 2007, Florianópolis. Anais... Florianópolis: INPE, 2007. p. 4815-4817.

BARTH, F.T. et al. Modelos para gerenciamento de recursos hídricos. São Paulo: Nobel, 1987.

BATTAN, L. J. Radar observation of the atmosphere. Chicago: University of Chicago, 1973. p.141.

BERTONI, J. C, TUCCI, C. E. M. Precipitação. IN: TUCCI, C. E. M. (Org.) Hidrologia: Ciência e Aplicação. 2ª ed., Porto Alegre, Editora da Universidade, UFRGS, 2000, 943 p.

BETTÚ, D. F; FERREIRA, F. J. F. Modelos da superfície potenciométrica do Sistema Aquífero Caiuá no noroeste do estado do Paraná: comparação entre krigagem ordinária e krigagem com tendência externa do modelo numérico do terreno. *Águas Subterrâneas*, São Paulo, v. 19, n. 2, p. 55-66, 2005.

BOIN, M. N. Chuvas e erosões no Oeste Paulista: uma análise climatológica aplicada. 2000. 264 f. Tese (Doutorado em Geociências)–Universidade Estadual Paulista Julio de Mesquita Filho, Rio Claro, 2000.

BOGNOLA, I.A.; JOAQUIM, A.C .;PRADO,H.; MENK,J.R.F.; LEPSCH,I.F. Levantamento pedológico semidetalhado da Folha de Assis. São Paulo: Secretaria da Agricultura, esc. 1:100.000.1996.

BRANDES, E. A. Optimizing rainfall estimates with the aid of radar. *Journal of Applied Meteorology*, Boston, v.14, p. 1339-1345, 1975.

BRUNINI, O. et al. Viabilidade técnica e performance de uma estação meteorológica automática. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA, 10., 1997, Piracicaba. Anais... Piracicaba: Sociedade Brasileira Agrometeorologia / USP, 1997. p. 249-251.

BUFON, A. G. M. Estudo do assoreamento e sua relação com a vida útil do reservatório “Represa Velha”, Pirassununga/SP. 2006. 313 f. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente)–Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2006.

CALHEIROS, R.V. Resolução espacial de estimativas de precipitação com radar hidrometeorológico. 1982. 229 f. Tese (Doutorado em Hidráulica e Saneamento)–Universidade de São Paulo, São Carlos, 1982.

CALHEIROS, R. V.; ANTONIO, M. A. Aplicações do radar de Bauru para fins hidrológicos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ENGENHARIA SANITÁRIA E AMBIENTAL,10., 1979, Manaus. Anais... Manaus: [s.n.], 1979. 13 p.

CALHEIROS, R. V.; ZAWADZKI, I. Refletivity-rain rate relationships for radar hydrology in Brazil. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, Boston, v. 26, p. 118-132, 1987.

CALVETTI, L.; BENETI, C. A. A.; PEREIRA FILHO, A. J. P. Integração do radar meteorológico DOPPLER do SIMEPAR e uma rede de pluviômetros para a estimativa da precipitação. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 11., 2003, Belo Horizonte. Anais... Belo Horizonte: INPE, 2003. p. 1137-1144.

CAMARGO, A. P.; CAMARGO, M. B. P. Teste de uma equação simples para estimativa da evapotranspiração potencial baseada na radiação solar extraterrestre e na temperatura do ar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA, 3., 1983. Anais... Campinas: Sociedade Brasileira de Agrometeorologia, 1983. p. 229-244.

CAMARGO, M. N.; KLANT, E.; KAUFFMAN, J. H. Classificação de solos usada em levantamento pedológico no Brasil. Boletim Informativo da Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, Campinas, v. 12, n. 1, p. 11-33, 1987.

CAMPOS, E. F.; ZAWADZKI, I. Z-R relations from independent measurements of raindrop size distributions. In: CONFERENCE ON RADAR METEOROLOGY, 29., 1999, Montreal. Preprints... Montreal: American Meteorological Society, 1999. p. 663.665.

CARMEN, B.M.; LUIGI, P. Comparaison entre une station meteo traditionnelle et une station meteo automatique. In: WMO TECHNICAL CONFERENCE ON METEOROLOGICAL AND ENVIRONMENTAL INSTRUMENTS AND METHODS OF OBSERVATION, TECO-2000, Beijing. Papers presented... Beijing: WMO/TD, 2000. p. 76-79. (WMO/TD, n. 1028).

CARVALHO, S. M.; FRERES, N. A. Contribuição ao estudo do balanço hídrico no estado do Paraná: uma proposta de classificação qualitativa. Revista Geografia, Londrina, v. 13, n. 1, 2004.

CASTILHO, A. S. Análise comparativa entre as precipitações registradas nos pluviômetros Ville de Paris e Modelo DNAEE. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 16., 2005, João Pessoa. Anais... João Pessoa: ABRH, 2005.

CASTILHO, C. P. G. Interceptação de chuvas na cultura da cana-de-açúcar (*Saccharum Officinarum* ssp.). 2000. 256 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola)– Universidade Estadual de Campinas – FEA/Campinas, São Paulo, 2000.

CASTRO, P.R.C. Maturadores químicos em cana de açúcar. In: SEMANA DA CANA DE AÇÚCAR DE PIRACICABA – SECAPI 4; Piracicaba, 199. Anais... Piracicaba: Saccharum, 1999. p 12-16.

CECÍLIO, R. A. Precipitação. 2006. Disponível em:
<www.nedtec.ufes.br/prof/Roberto/disciplinas/manejo/03%20-%20Precipitação.pdf>. Acesso em ago. 2007.

CHEVALLIER, P. Aquisição e Processamento de Dados. IN: TUCCI, C. E. M. (Org.) Hidrologia: Ciência e Aplicação. 2ª ed., Porto Alegre, Editora da Universidade, UFRGS, 2000, 943 p.

CONTTON, W.; ANTHES, R. *Storm and cloud dynamics*. London: Academic Press, 1989.

COSTA, M. C. Estimativa da evapotranspiração regional considerações teóricas. Revista Primeira Versão, Porto Velho, ano 1, n.122, p. 1-8, 2002.

CUNHA, A. R.; MARTINS, D. Estudo comparativo entre elementos meteorológicos obtidos em estações meteorológicas convencional e automática em Botucatu, SP, Brasil. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, Santa Maria, v. 12, n. 1, p. 103-111, 2004.

DAVIS, J.C. *Statistics and data analysis in geology*. New York: John Wiley & Sons, 1973. 550 p.

DELGADO, M. D.; GUENNI, L.B. Climate Variability and land cover change impacts on the water balance of the Caroní river basin, Venezuela. *INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY*, 8., 2006, Foz do Iguaçu. *Proceedings...*Foz do Iguaçu:Editora, 2006, p.719-730.

DELRIEU, G.; BELLON, A.; CREUTIN, J. Estimation del lames d'eau spatiales à l'aide de données de pluviomètres et radar météorologique. *Journal of Hydrology*, Amsterdam, 1988. p. 315-344.

EMÍDIO, Z. P. O; ANTÔNIO, M. A . Chuva média decenal em área: teste por radar e pluviômetros para uso na agricultura. In: *CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA*, 15., 2007, Aracaju. *Anais...* Aracaju: Sociedade Brasileira de Agrometeorologia, 2007. 1 CD-ROM.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA – EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Rio de Janeiro. *Sistema Brasileiro de Classificação de Solos*. Brasília, 1999. 412 p.

FIGUEIREDO, J. C. Pluviometria para região central do Estado de São Paulo utilizando ecos de radar meteorológico. 2005. 143 f. Tese (Doutorado em Agronomia)–Universidade Estadual Paulista, Botucatu, 2005.

FOOD AND AGRICULTURE ORGANATION OF THE UNITED NATIONS - FAO. *Expert consultation on revision of FAO methodologies for crop water requeriments*. Roma:, 1990.

FUENTES YAGÜE, j. L.; CRUZ ROCHE, J. *Curso elemental de riego*. Madrid: Servicio de Extención Agrária del Ministerio de Agricultura, Pesca e Alimentación, 1990.

GARCEZ, L. N.; ALVARES, G. A. *Hidrologia*. São Paulo: Edgard Blücher, 1988.

GOMES, A M.; HELD, g.; LIMA, m. a.; calheiros, r. v. Estudo da evolução de tempestades severas na área central do Estado de São Paulo por Radar Doppler. In: *Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 11., 2000, Rio de Janeiro. *Anais ...* Rio de Janeiro: SBMET, 2000. p. 1921-1929. 1 CD-ROM.

GOMES, H. P. *Engenharia de irrigação*. 3. ed. Campina Grande: UFPB, 1999. 412 p.

GOVONE, J. S. Avaliação do desempenho da técnica de filtro de Kalman na estimação de precipitação por radar meteorológico. 1996. 103 f. Tese (Doutorado em Ciências da Engenharia Ambiental)–Universidade de São Paulo, São Carlos, 1996.

GUPTA, R. P. *Remote sensing geology*. Berlin: Springer-Verlag, 1991.

HUFF, F. A. The adjustment of radar estimates of storm mean rainfall with rainguage data. In: CONFERENCE ON RADAR METEOROLOGY, 12., 1966, Norman. Proceedings... Norman: American Meteorological Society, 1966. p.168.203.

JONES, D. M. A. Rainfall drop-size distribution and radar reflectivity. *Urban Meteorology Laboratory: State Water Survey, Illinois*, n.6, 1956.

JOSS, J.; SCHARAM, K.; THAMS, J.C.; WALDVOGEL, A. On the quantitative determination of precipitation by radar. *Wissenschaftliche Mitteilung, Zurich*. 1970, n. 63, p.77-99.

JOSS, J.; GORI, E. G. Shapes of raindrop size distributions. *Journal of Meteorology, Lancaster*, v. 17, p. 1054-1061, 1978.

KAISER, I. M. Avaliação de métodos de composição de campos de precipitação para uso em modelos hidrológicos distribuídos. 2006. 400 f. Tese (Doutorado em Hidráulica e Saneamento)–Universidade de São Paulo, São Carlos, 2006.

KITE, G.W., DROOGERS, P. Comparing evapotranspiration estimatives from satellites, hidrological models and fiel data. *Journal of Hydrology*, 229. p.3-18, 2000.

KOINSTINEN, J.; PUHAKKA, T. An improded spatial gauge-radar adjustment technique. In: CONFERENCE ON RADAR METEOROLOGY, 20, 1981, Boston, Proceedings... Boston, 1981. p. 179-186.

LANDELL, M. G. A. et al. Oxisol subsurface chemical attributes related to sugarcane productivity. *Scientia Agr&iacuta; cola*, v. 60, p. 741-745, 2003.

LANDIM, P. M. B. Análise estatística de dados geológicos. São Paulo: Ed. da UNESP, 1998. 226 p. (Série Ciência e Tecnologia).

LANDIM, P. M. B; CORSI, A. C. Texto didático 05: cálculo de superfícies de tendência, por regressão polinomial, pelo SURFER® 6. Rio Claro: UNESP, 2001. 11 p. Disponível em: <<http://www.rc.unesp.br/igce/aplicada/textodi.html>>. Acesso em: 11 set. 2003.

LANDIM, P. M. B; MONTEIRO, R. C; CORSI, A. C. Texto didático 08: introdução à confecção de mapas pelo software SURFER® . Rio Claro: UNESP, 2002. 21 p. Disponível em: <<http://www.rc.unesp.br/igce/aplicada/textodi.html>>. Acesso em: 01 out. 2003.

LISBOA, H. M. Estudos das precipitações: texto didático. Florianópolis: Universidade Federal de Santa Catarina, 2005.

LOU, A. P. F. Modelagem geoestatística aplicada a integração entre dados de postos pluviométricos e radar meteorológico. 2004. 132 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil)–Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, 2004.

MARSHALL, J. S.; PALMER, W. M. K. The distributions of raindrops with size. *Journal of Meteorology*, Lancaster, v. 5, p. 165-6, 1948.

MCFARQUHAR, G. M.; LIST, R. The effect of curve e fits for the distrometer calibration on raindrop spectra, rainfall rate, and radar reflectivity. *Journal of Applied Meteorology*, Boston, v.32, p.774-782, 1993.

MELLO, M. H. A; PEDRO JÚNIOR, M. J.; LOMBARDI NETO, F. Hidrologia, climatologia e agrometeorologia. In: BERTOLINI, D. et al (Ed.). *Potencialidades agrícolas das terras do Estado de São Paulo*. Campinas: Coordenadoria de Assistência Técnica Integral, 1994. p.23-41. (Manual técnico, 39).

MICHAEL, R; TRIVELONI, C. A. P. Uso de inferência estatística e análise de superfície de tendência para avaliação em massa de imóveis. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CADASTRO TÉCNICO MULTIFINALITÁRIO – COBRAC, 2006, Florianópolis. *Anais...* Florianópolis: [s.n], 2006. 13 p.

MONTEIRO, R. C. Estimativa espaço-temporal da superfície potenciométrica do Sistema Aquífero Guarani na cidade de Ribeirão Preto (SP), Brasil. 2003. 233 f. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente)–Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2003.

MONTGOMERY, D. C.; PECK, E. A. *Introduction to linear regression analysis*. New York: John Wiley & Sons, 1992.

MORAES, M. C. S. Distribuição de gotas de chuva e a relação Z-R para radar na costa leste do nordeste do Brasil. 2003. 112 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia)–Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2003.

MOREIRA, I. A. Modelagem hidrológica chuva-vazão com dados de radar e pluviômetros. 2005. 81 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Hidrológica)–Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2005.

MORTON, F. I. Operacional estimates of areal evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology. *Journal of Hydrology*, Amsterdam, v. 66, p. 1-76, 1983.

MOSZKOWICZ, S. Bayesian approach for merging radar and gauge rainfall data and its application for model rainfall verification. Working document for meeting of Working Group 2 of COST-717 Action in Dublin 14 - 15 September 2001. Disponível em: <http://www.smhi.se/cost717/doc/WDD_02_200110_1.pdf>. Acesso em: 10 nov. 2003.

OLIVEIRA, J. B.; PRADO, H.; BEJAR, O. I.G.; LONGOBARDI, R. C. Carta pedológica semidetalhada do Estado de São Paulo: folha de Piracicaba. São Paulo: Secretaria da Agricultura, 1989. Escala 1:100.000.

OLIVEIRA, Z. P. Variabilidade espacial dos componentes do balanço hídrico em uma cultura de milho (*Zea mays* L.). 1991. 96 f. Dissertação (Mestrado em Agrometeorologia) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz” - USP, Piracicaba, 1991.

ORGANIZAÇÃO DAS NAÇÕES UNIDAS PARA A EDUCAÇÃO, A CIÊNCIA E A CULTURA - UNESCO. Guia metodológica para la elaboracion del balance hídrico de América del Sur. Montevideo, 1982. 130 p.

ORSELLI, L.; SILVA, J. T. N. Contribuição ao estudo do balanço hídrico em Santa Catarina. Florianópolis, Ed. UFSC, 1998. (Série Didática: Bioclimatologia, n. II).

PAIVA NETO, J. E. et al. Observações gerais sobre grandes tipos de solos do Estado de São Paulo. *Bragantia*, Campinas, v. 11, p. 227-253, 1951.

PARANHOS, S. B. Cana de açúcar, cultivo e utilização. Campinas: Fundação Cargill, 1987. 431 p.

PEDRAZZI, J. A. FACENS: hidrologia aplicada. 1999. Disponível em: <<http://www.facens.br/site/alunos/download/hidrologia>>. Acesso em ago. 2007.

PEREIRA, A. R.; ANGELOCCI, L. R.; SENTELHAS, P. C. Agrometeorologia – Fundamentos e Aplicações Práticas. Guaíba, Editora Agropecuária Ltda, 2002, 478 p.

PESSOA, M. L. Hidrometeorologia com radar. IN: TUCCI, C. E. M. (Org.) Hidrologia: Ciência e Aplicação. 2ª ed., Porto Alegre, Editora da Universidade, UFRGS, 2000, 943 p.

PRADO, H. Os solos do Brasil. 4. ed. Piracicaba: Universidade de São Paulo, 2005. 281 p.

PRADO, H. Os solos do Estado de São Paulo: mapas pedológicos. Piracicaba: Universidade de São Paulo, 1997. 205 p.

PRADO, H. et al. Classes de disponibilidade de água para cana-de-açúcar nos principais solos da região centro-sul do Brasil. CONGRESSO NACIONAL DE IRRIGAÇÃO E DRENAGEM, 13, 2003. Site Pedologia Fácil. Disponível em: <http://www.pedologiafacil.com.br/artig4.php>>. Acesso em: 15 out. 2006.

QUINTÃO, D. A. Calibração de sistema de radar meteorológico através de dados distrométricos dos campos de chuva no nordeste leste do Brasil. 2004. 101 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia)–Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2004.

REICHARDT, K. A água em sistemas agrícolas. Barueri: Manole, 1987. 188 p.

REICHARDT, K. Processos de transferência no sistema solo-planta-atmosfera. Campinas: Fundação Cargill, 1985. 485 p.

RINEHART, R. Radar for meteorologists. 4. ed. Columbia: Rinehart Publishing, 2004. 334 p.

RIZZO, L. T. B.; ORLANDO, J. Estimativa de distribuição da cultura da cana de açúcar nos solos do Estado de São Paulo. Brasil Açucareiro, Rio de Janeiro, v. 5, n. 96, p. 37-44, 1980.

SAUVAGEOT, H. Radarmétéorologie. Télédétection active de l'atmosphère. Eyrolles. Paris, 1982.

SAUVAGEOT, H. Radar Meteorology. Norwood: Artech House, 1992. 366 p.

SEKHON, R. S.; SCRIVASTAVA, R. C. Doppler radar observations of drop-size distributions in the thunderstorm. Journal Atmospheric Science, Boston, v. 28, p. 983-994, 1970.

SENTELHAS, P. C.; CARAMORI, P. H. Inconsistências na medida da chuva com pluviômetros de balança, utilizados em estações meteorológicas automáticas. Revista Brasileira de Agrometeorologia, Santa Maria, v. 10, n. 2, p. 301-304. 2002.

SENTELHAS, P. C. et al. Análise comparativa de dados meteorológicos obtidos por estações convencional e automática. Revista Brasileira de Agrometeorologia, Santa Maria, v. 5, n. 2, p. 215-221, 1997.

SETTI, A. A., LIMA, J. E. F. W., CHAVES, A. G. M., PEREIRA, I. C. Introdução ao gerenciamento de recursos hídricos. 2ª ed. – Brasília: Agência Nacional de Energia Elétrica, Superintendência de Estudos e Informações Hidrológicas, 207p. 2000.

SHEPPARD, B. E. Effect of irregularities in the distrometer classification of raindrops by the Joss Waldvogel distrometer. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, Boston, v. 7, p. 240-183, 1990.

SHEPPARD, B. E.; JOE, P. I. Comparison of raindrop size distributions measurements by Joss Waldvogel distrometer, a PMS 2DG spectrometer, and a POSS Doppler radar. *Journal Atmospheric and Oceanic Technology*, Boston, v. 11, p. 874-887, 1994.

SILVEIRA, A. L. L. Ciclo hidrológico e bacia hidrográfica. IN: TUCCI, C. E. M. (Org.) *Hidrologia: Ciência e Aplicação*. 2ª ed., Porto Alegre, Editora da Universidade, UFRGS, 2000, 943 p.

SKOLNIK, L. M. *Introduction to radar systems*. Singapore: McGraw-Hill International Book Company, 1980. 581 p.

SMITH, P. L. et al. Derivation of an R-Z relationships by computer optimization and its use in measuring daily areal rainfall. In: *RADAR METEOROLOGY CONFERENCE*, 16., 1975. Houston. *Proceedings...* Houston; EDITORA, 1975. p. 461 – 466.

SOUSA, W. S.; SOUSA, F. A.; LIMEIRA, R. C. Estudo da estrutura da evapotranspiração na região Nordeste do Brasil utilizando análise de componentes principais. In: *CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA*, 14., Campinas. *Anais...* 2005, Campinas: editora, p.41-42.

SUTTERLIN, P. G; HASTINGS J. P. Trend-surface analysis revisited: a case history. *Computer & Geosciences*, v. 12, n. 4B, p. 537-562, 1986.

TENÓRIO, R. S. et al. Estimation of Z-R Relation through the disdrometer for the coastal region in the Northeast of Brazil. *Journal of the Korean Earth Science Society*, v. 24, p.30-35, 2003.

TROVATI, L. R. Aplicação do radar meteorológico na execução de balance hídrico distribuído sobre extensas áreas incorporando a variabilidade espacial do solo. 1997. 41 f. Tese (Livre Docente)–Universidade Estadual Paulista, Ilha Solteira, 1997.

TROVATI, L. R.; ANTÔNIO, M. A. A influência da variabilidade e a incerteza na medida da chuva por radar e pluviômetro na água disponível no solo. In: *SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO*, 13., 2007, Florianópolis. *Anais...* Florianópolis: INPE, 2007. p. 5035-5042.

TROVATI, L. R.; ANTÔNIO, M. A. Balanço hídrico distribuído com medidas de chuva por radar meteorológico. In: *CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA*, 9., 1996, Campos do Jordão. *Anais...*Campos de Jordão: editora, 1996. p.1148-1151.

TUCCI, C. E. M. Modelos Hidrológicos. Associação Brasileira de Recursos Hídricos, Editora Universitária UFRGS, Porto Alegre, 1998.

VASCONCELOS, A. C. M. Desenvolvimento do sistema radicular e da parte aérea de socas de cana-de-açúcar sob dois sistemas de colheita: crua mecanizada e queimada manual. 2002. 140 f. Tese (Doutorado em Produção Vegetal)–Universidade Estadual Paulista, Jaboticabal, 2002.

VICTORIA, D. C.; BALLESTER, M. V. R.; PEREIRA, A. R.; VILLA NOVA, N. A. Estimativa do balanço hídrico da bacia de Ji-Paraná (RO) através de sensoriamento remoto e geoprocessamento. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 11, 2003, INPE, Belo Horizonte. Anais... Belo Horizonte: INPE, 2003. p. 2639-2647.

VIEIRA, M. B; Vetorização e análise de tendência de cartas de lineamentos geológicos. 1998. 97 f. Dissertação (Mestrado em Ciências da Computação)–Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 1998.

WILLIS, P. T. Functional fits to some observed drop size distributions and parameterization of rain. *Journal Atmospheric Science*, Boston, v. 41, p. 1648-61, 1994.

WILSON, J. W. Integration of radar and raingage data for improved rainfall measurement. *Journal of Applied Meteorology*, Boston, v. 9, p. 489-498, 1970.

WILSON, J. W.; BRANDES, E. A. Radar measurements of rainfall. *Bulletin of the American Meteorological Society*, Boston, p.1048-1058, 1979.

ZAWADZKI, I.; ANTÔNIO, M. A. Equilibrium drop-size distributions in tropical rain. *Journal Atmospheric Science*, Boston, v. 45, p. 3452-59, 1988.