

**UNIVERSIDADE FEDERAL DA PARAÍBA
CENTRO DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA
CURSO DE MESTRADO EM METEOROLOGIA**

**ESTIMATIVA DE COMPONENTES DO FLUXO
RADIATIVO NA SUPERFÍCIE MEDIANTE SATÉLITE**

EDEL GUILHERME SILVA PONTES

**Campina Grande, Pb
Janeiro de 1997**



P811e Pontes, Edel Guilherme Silva
Estimativa de componentes do fluxo radiativo na
superfície mediante satélite / Edel Guilherme Silva Pontes.
- Campina Grande, 1997.
72 f. : il.

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade
Federal da Paraíba, Centro de Ciências e Tecnologia.

1. Radiação na Superfície 2. Satélites 3. Radiação por
Satélite 4. São Gonçalo-PB 5. Sensoriamento Remoto 6.
Radiação na Atmosfera 7. Dissertação I. Bastos, Eduardo
Jorge de Brito, Dr. II. Universidade Federal da Paraíba -
Campina Grande (PB) III. Título

CDU 551.521.32(043)

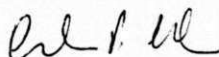
ESTIMATIVA DE COMPONENTES DO FLUXO RADIATIVO NA SUPERFÍCIE
MEDIANTE SATÉLITE.

ÉDEL GUILHERME SILVA PONTES

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 24/01/97


EDUARDO JORGE DE BRITO BASTOS
Orientador


ENILSON PALMEIRA CAVALCANTI
Membro


ARTÊMIO PLANA FATTORI
Membro

CAMPINA GRANDE
JANEIRO - 1997

UNIVERSIDADE FEDERAL DA PARAÍBA
CENTRO DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA
CURSO DE MESTRADO EM METEOROLOGIA

**ESTIMATIVA DE COMPONENTES DO FLUXO
RADIATIVO NA SUPERFÍCIE MEDIANTE SATÉLITE**

Dissertação apresentada ao Curso
de Mestrado em Meteorologia da
Universidade Federal da Paraíba,
em cumprimento às exigências
para obtenção do grau de Mestre.

EDEL GUILHERME SILVA PONTES
(Mestrando)

EDUARDO JORGE DE BRITO BASTOS
(Orientador)

Área de Concentração: Radiação na Atmosfera e Sensoriamento Remoto

Campina Grande, Pb
Janeiro de 1997

*À memória do meu pai,
Edmilson de Vasconcelos
Pontes, ofereço.*

*À minha filha Élia Percília
e ao meu filho Júnior,
dedico.*

AGRADECIMENTOS

O autor torna patente seus agradecimentos às diversas instituições que, de uma forma ou outra, colaboraram com a realização deste trabalho: Universidade Federal da Paraíba - Coordenação do Curso de Mestrado em Meteorologia (UFPb - CCMM), Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), Laboratório de Meteorologia, Recursos Hídricos e Sensoriamento Remoto do Estado da Paraíba (LMRS), Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME) e Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - Divisão de Meteorologia por Satélites (INPE - DMS).

Aos colegas de curso, professores e funcionários do Departamento de Ciências Atmosféricas, pelos ensinamentos e incentivos recebidos.

A minha família, pelo amor de minha esposa, carinho de minha mãe, orações de fé de minha avó e união de meus irmãos.

A todos aqueles que das mais variadas formas contribuíram para a realização deste trabalho.

Aos professores Dr. Tantravahi Venkata Ramana Rao e MSc. Enilson Palmeira Cavalcanti e ao analista Ricardo Sobral de Oliveira, pelas ajudas recebidas.

Ao Dr. Artemio Plana Fattori, pelas sugestões úteis para realização desse trabalho.

E, finalmente, ao professor Dr. Eduardo Jorge de Brito Bastos, amigo, mestre e orientador deste trabalho.

RESUMO

No presente trabalho são estimados os componentes do balanço de radiação na superfície via satélite e comparados com verdade terrestre. As medidas de campo foram obtidas durante o Experimento Integrado no Semi-Árido, do projeto Radiação por Satélite (EIS-RADSAT). O experimento foi realizado em área de caatinga na região de São Gonçalo, Pb ($6,83^{\circ}$ S; $38,25^{\circ}$ W) durante o fim da estação chuvosa (fim de março de 1995). Os métodos de estimativas de radiação solar, albedo e temperatura da superfície, foram aplicados a imagens dos satélites Meteosat-5 e NOAA-14, para "píxels" próximos a região do experimento. A radiação solar global na superfície é estimada através de um modelo de transferência radiativa, para uma atmosfera conservativa, se utilizam dados obtidos de imagens do canal VIS do Meteosat-5 e de imagens dos canais 1 e 2 do AVHRR/NOAA-14. O Albedo de superfície (banda larga) é avaliado através de uma média ponderada entre o albedo da superfície em banda estreita estimado via satélite e o albedo de superfície no infravermelho solar. O componente de radiação de onda longa descendente da atmosfera é determinado através das equações de Brunt e Swinbank, que utilizam dados de temperatura do ar e pressão parcial de vapor. O componente de radiação de onda longa emitido pela superfície é determinado pela lei de Stefan-Boltzman, a qual é função da temperatura (T_s) e emissividade da superfície. A temperatura da superfície é estimada por dois métodos: um denominado método "mono-window" que se utiliza de dados obtidos de imagens (canal IV) do Meteosat-5, e outro, método "split-window", que se utiliza das temperaturas de brilho dos canais 4 e 5 do AVHRR/NOAA-14. Da análise dos resultados, observa-se que os métodos "mono-window" e "split-window", de estimativas da temperatura de superfície, são razoáveis para dias de céu aberto e com nuvens. Para determinação da temperatura de superfície via satélite, observa-se que o método "split-window" apresenta melhores resultados do que o método "mono-window", quando eles são comparados com a verdade terrestre. As estimativas da radiação solar global na superfície apresentam bons resultados nos casos de Meteosat-5 e do NOAA-14, quando comparados com os valores de verdade terrestre.

ABSTRACT

In the present work, the surface components of the radiation balance obtained from the satellite data are compared with the ground data. The data are collected during the Integrated Experiment in the Semi-Arid of the Radiation Through Satellite (Experimento Integrado no Semi-Árido, do projeto Radiação por Satélite - EIS-RADSAT). The experiment was realized in the area covered with the native vegetation ("caatinga"), in the region of São Gonçalo, PB ($-6,83^{\circ}$ S; $-38,25^{\circ}$ W) at the end of the rainy season (end of March, 1995). The computational methods of solar radiation, albedo and temperature of the surface were applied to the satellite imagery of Meteosat-5 and NOAA-14 for the pixels close to the experimental site. The global solar radiation at the surface is estimated using a radiative transfer model, which utilizes the data obtained from the images of Meteosat-5 (visible channel) and AVHRR/NOAA-14 (channels 1 and 2). The surface albedo (wide band) is evaluated by a weighted mean between the surface albedo in the narrow band estimated by the satellite and the surface albedo in the solar infrared. The component of the longwave descendent radiation from the atmosphere is determined from the equations of Brunt and Swinbank, which uses air temperature and vapor pressure data. The component of the longwave radiation emitted by the surface is determined from the Law of Stefan-Boltzman, which is a function of the temperature and emissivity of the surface. The surface temperature is estimated by two methods: the mono-window method which utilizes the satellite imagery obtained in the IR channel of the Meteosat-5; and the split-window method which utilizes the brightness temperature of channels 4 e 5 of AVHRR/NOAA-14. From the analysis of the results it can be observed that the estimating methods are reasonable for clear and cloudy days. To determine the surface temperature through satellite it can be observed that the split-window method presents better results than the mono-window method, when they are compared with the ground truth. The surface global solar radiation estimates in both the cases of Meteosat-5 and NOAA-14 presented good results when compared with the ground truth values.

SUMÁRIO

	pág
LISTA DE FIGURAS	i
LISTA DE TABELAS	iii
CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	01
CAPÍTULO 2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	03
2.1 - Saldo de Radiação	03
2.2 - Estimativa de Radiação Solar	04
2.3 - Albedo	05
2.4 - Radiação de Ondas Longas	07
2.5 - Estimativa de Temperatura da Superfície	08
CAPÍTULO 3 - MATERIAIS E MÉTODOS	15
3.1 - Materiais	15
3.1.1 - Localização da região de estudo	15
3.1.2 - Dados de imagens utilizados	16
3.1.3 - Experimento de campo	19
3.2 - Métodos	21
3.2.1 - Balanço de radiação na superfície via satélite	21
3.2.1.1 - Balanço de radiação de ondas curtas	22
3.2.1.2 - Balanço de radiação de ondas longas	31
3.2.2 - Balanço de radiação via dados experimentais	35

CAPÍTULO 4 - RESULTADOS	38
4.1 - Determinação do balanço de radiação na superfície via dados experimentais (Verdade Terrestre)	38
4.2 - Estimativas do balanço de radiação via satélite	43
4.2.1 - Balanço de ondas curtas	43
4.2.2 - Balanço de ondas longas	48
4.2.3 - Saldo de radiação	53
4.3 - Correlação entre o saldo de radiação e radiação solar	55
CAPÍTULO 5 - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	66
CAPÍTULO 6 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	68

LISTA DE FIGURAS

pág

Fig. 3.1 - Localização do experimento em São Gonçalo (Pb): latitude= $6,83^{\circ}\text{S}$ longitude= $38,25^{\circ}\text{W}$ e altitude=233m	15
Fig. 3.2 - Imagens do satélite geoestacionário Meteosat-5 VIS no período do EIS- RADSAT	18
Fig. 3.3 - Esquema do sistema de aquisição de dados.....	19
Fig. 3.4 - Faixas espectrais do Sol e dos satélites	22
Fig. 3.5 - Balanço Radiativo de Ondas Curtas (conservativo), válido para o intervalo 1	23
Fig. 3.6 - Interação da Radiação Solar com a Atmosfera para condições de céu aberto (faixa dos satélites)	25
Fig. 3.7 - Interação da Radiação Solar com a Atmosfera para condições de céu com nuvens (intervalo2)	26
Fig. 4.1 - Comportamento médio diurno dos componentes do balanço de radiação para o dia 27/03/95	40
Fig. 4.2 - Comportamento médio diurno dos componentes do balanço de radiação para o dia 28/03/95	41
Fig. 4.3 - Comportamento médio diurno dos componentes do balanço de radiação para o dia 29/03/95	41
Fig. 4.4 - Comportamento médio diurno dos componentes do balanço de radiação para o dia 30/03/95	42

Fig. 4.5 - Comportamento médio diurno dos componentes do balanço de radiação para o dia 31/03/95	42
Fig. 4.6 - Campo de radiação solar global para o dia 30/03/95 às 15 horas, obtidos com o satélite Meteosat-5 (centrado em São Gonçalo)	43
Fig. 4.7 - Regressão diária entre o saldo de radiação observado e a radiação solar global incidente observada para o dia 27/03/95. a) dados brutos e b) eliminando pontos aberrantes	58
Fig. 4.8 - Regressão diária entre o saldo de radiação observado e a radiação solar global incidente observada para o dia 28/03/95. a) dados brutos e b) eliminando pontos aberrantes	59
Fig. 4.9 - Regressão diária entre o saldo de radiação observado e a radiação solar global incidente observada para o dia 29/03/95. a) dados brutos e b) eliminando pontos aberrantes	60
Fig. 4.10 - Regressão diária entre o saldo de radiação observado e a radiação solar global incidente observada para o dia 30/03/95. a) dados brutos e b) eliminando pontos aberrantes	61
Fig. 4.11 - Regressão diária entre o saldo de radiação observado e a radiação solar global incidente observada para o dia 31/03/95. a) dados brutos e b) eliminando pontos aberrantes	62
Fig. 4.12 - Regressão diária entre o saldo de radiação observado e a radiação solar global incidente observada para os cinco dias de dados a) dados brutos e b) eliminando pontos aberrantes	63
Fig 4.13 - Regressão horária entre o saldo de radiação observado e a radiação solar global incidente observada para os 3 dias de dados	65
Fig 4.14 - Regressão horária entre o saldo de radiação observado e a radiação solar global incidente estimada para os 3 dias de dados	65

LISTA DE TABELAS

	pág
TABELA 3.1 - IMAGENS UTILIZADAS NESTE ESTUDO	16
TABELA 3.2 - CARACTERÍSTICAS DOS CANAIS DO METEOSAT-5	16
TABELA 3.3 - CARACTERÍSTICAS DOS CANAIS DO NOAA-14 AVHRR	17
TABELA 3.4 - INSTRUMENTOS INSTALADOS NA TORRE	20
TABELA 3.5 - FLUXO ESPECÍFICO DE RADIAÇÃO SOLAR (CONSTANTE SOLAR) E IRRADIÂNCIAS NO TOPO DA ATMOSFERA À DISTÂNCIA MÉDIA TERRA-SOL	28
TABELA 3.6 - FATOR DE CALIBRAÇÃO PARA O METEOSAT-VIS EM $W m^{-2} sr^{-1} COUNT^{-1}$	28
TABELA 3.7 - “SLOPE” E “INTERCEPT” DAS IMAGENS AVHRR/NOAA-14	31
TABELA 3.8 - VALORES DE COUNTS MÉDIOS PARA PIXELS DE CÉU ABERTO DAS IMAGENS DISPONÍVEIS	31
TABELA 3.9 - VALORES DO “SLOPE” E “INTERCEPT” DAS IMAGENS DISPONÍVEIS	35
TABELA 4.1 - COMPONENTES DO BALANÇO DE RADIAÇÃO DE ONDAS CURTAS COM METEOSAT-5	44
TABELA 4.2 - COMPONENTES DO BALANÇO DE RADIAÇÃO DE ONDAS CURTAS COM NOAA-14	47
TABELA 4.3 - ESTIMATIVAS DA TEMPERATURA DE SUPERFÍCIE COM SATÉLITE (K)	49

TABELA 4.4a - COMPONENTES DO BALANÇO DE RADIAÇÃO DE ONDAS LONGAS COM R_a CALCULADO POR BRUNT (W/m^2) PARA O METEOSAT-5	51
TABELA 4.4b - COMPONENTES DO BALANÇO DE RADIAÇÃO DE ONDAS LONGAS COM R_a CALCULADO POR SWINBANK (W/m^2) PARA O METEOSAT-5	51
TABELA 4.5a - COMPONENTES DO BALANÇO DE RADIAÇÃO DE ONDAS LONGAS COM R_a CALCULADO POR BRUNT (W/m^2) PARA O NOAA-14	52
TABELA 4.5b - COMPONENTES DO BALANÇO DE RADIAÇÃO DE ONDAS LONGAS COM R_a CALCULADO POR SWINBANK (W/m^2) PARA O NOAA-14	52
TABELA 4.6 - VALORES DO SALDO DE RADIAÇÃO (R_n) COM METEOSAT-5	54
TABELA 4.7 - VALORES DO SALDO DE RADIAÇÃO (R_n) COM NOAA-14	54
TABELA 4.8 - RESULTADOS DAS REGRESSÕES LINEARES DIÁRIAS ENTRE O SALDO DE RADIAÇÃO E A RADIAÇÃO SOLAR GLOBAL INCIDENTE OBSERVADOS ($R_n = a.R_s + b$)	56
TABELA 4.9 - RESULTADOS DAS REGRESSÕES LINEARES DIÁRIAS ENTRE O SALDO DE RADIAÇÃO E A RADIAÇÃO SOLAR GLOBAL INCIDENTE OBSERVADOS ELIMINANDO PONTOS ABERANTES ($R_n = a.R_s + b$)	57
TABELA 4.10 - RESULTADOS DA REGRESSÃO LINEAR HORÁRIA ENTRE O SALDO DE RADIAÇÃO E A RADIAÇÃO SOLAR GLOBAL INCIDENTE PARA O PERÍODO DE 3 DIAS	64

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

O crescimento da população no mundo tem gerado um aumento na demanda de alimentos e, conseqüentemente, aumentado a necessidade de água para produção agrícola. Neste contexto, o balanço de radiação na superfície é fundamental, já que está diretamente associado aos efeitos de evapotranspiração, pois seus componentes são responsáveis pelo aquecimento do ar e das superfícies vegetadas.

O balanço de radiação na superfície é composto de dois componentes, os quais são: radiação de ondas curtas e radiação de ondas longas. Os componentes da radiação de ondas curtas, radiação com comprimento de onda entre 0,3 - 2,8 μ m, são a radiação solar global (direta + difusa), incidente e refletida na superfície. Os componentes da radiação de ondas longas, radiação com comprimento de onda maior que 4,0 μ m, são compostos pelas radiações atmosférica e terrestre.

Dentre os componentes, a radiação solar é a principal fonte de energia para os processos físico-biológicos que ocorrem no sistema terra-atmosfera. A interação da radiação solar com o sistema terra-atmosfera (nuvens e partículas em suspensão) tem impacto sobre o tempo e o clima. Parte da radiação solar que penetra na atmosfera é refletida pelas nuvens e/ou dispersada por moléculas de ar e aerossóis. Outra partição é absorvida pelo dióxido de carbono, vapor d'água e ozônio, sendo responsável pelo aquecimento da atmosfera. Da radiação incidente na superfície, uma parte é refletida e outra é absorvida, que é usada nos efeitos de evaporação e evapotranspiração das superfícies.

Dentre os componentes de ondas longas, a radiação terrestre é aquela emitida pela superfície da terra, e a radiação atmosférica é a radiação proveniente da atmosfera. Da interação da radiação terrestre com a atmosfera uma grande parte é absorvida, principalmente pelo H₂O, O₃ e CO₂, também sendo responsável pelo aquecimento da atmosfera. Outra partição é transmitida pelo espaço, através da janela atmosférica (10,5 - 12,5 μ m).

Os componentes do balanço de radiação sobre plantas cultivadas têm sido estudados (medidos e estimados) por vários pesquisadores. Em geral, esses

componentes são obtidos em experimentos agrometeorológicos, onde, na prática, tais medições se restringem a estudos experimentais específicos. Os componentes de ondas longas são mais difíceis de serem medidos do que os componentes de ondas curtas, além disso, os instrumentos de medidas de radiação de ondas longas são caros e não proporcionam medidas com boa precisão (Leitão 1994). Por isso, muitas vezes são determinados a partir de métodos empíricos ou extraídos por diferença, através da equação do balanço de radiação.

Devido aos altos custos dos experimentos de campos e à existência de regiões de difícil acesso, tornam-se bastante escassas as informações do saldo de radiação na superfície. Dada a importância do assunto, e a visão estratégica de se utilizar esses tipos de dados como entrada nos modelos de previsões de tempo e de clima, em escalas regionais e globais (meso e grande escala), a utilização de sensores espaciais a bordo de satélites ambientais é uma alternativa interessante e viável, desde que se deseje obter informações radiométricas de grandes áreas como o Brasil e até mesmo a América do Sul.

Neste contexto, vários experimentos espaciais foram realizados utilizando dados do ERBE (Earth Radiation Budget Experiment) a bordo dos satélites experimentais NIMBUS-7 (Kyle et al. 1985, Randel et al. 1986). Mais recentemente, são feitas estimativas empíricas do saldo de radiação na superfície, obtidas da correlação com o balanço de radiação no topo da atmosfera via satélite (Pinker e Corio 1984, Pinker e Tarpley 1988, Calvet e Viswanadham 1992). Todavia, estas estimativas ainda necessitam do conhecimento das medidas de radiação na superfície.

Bastos e Pontes (1996) e Pontes e Bastos (1996) fizeram análises preliminares dos componentes do balanço de radiação, a partir das estimativas de parâmetros meteorológicos via satélite (como radiação solar global na superfície, albedo da superfície e temperatura de superfície). Os autores apresentaram comparações dos valores estimados via satélite com os valores calculados e medidos em campo (durante o Experimento Integrado no Semi-Árido, projeto Radiação por Satélite/ EIS-RADSAT) e encontraram diferenças relativas na ordem de 10% para os componentes comparados.

Sendo assim, o presente trabalho tem como objetivo determinar o saldo de radiação na superfície, cujos componentes são estimados mediante dados obtidos de imagens de satélites meteorológicos, e validá-los pela comparação com verdade terrestre.

CAPÍTULO 2

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Este capítulo está dividido em itens de acordo com os temas abordados no trabalho.

2.1 - SALDO DE RADIAÇÃO

Em estudos recentes, alguns autores têm desenvolvido técnicas para determinar o saldo de radiação na superfície através de estimativas dos componentes do balanço de radiação. Estas técnicas utilizam-se de dados obtidos de imagens de satélites ambientais e tem a finalidade de abranger grandes áreas. Ou seja, a tendência é avaliar os componentes dos balanços de radiação e energia, tomando como base unicamente informações obtidas pelos sensores a bordo de satélites ambientais, em particular, dos satélites meteorológicos.

Para estimar os parâmetros do balanço de radiação na superfície, Pinker e Corio (1984) utilizaram informações do canal infravermelho (na janela atmosférica) do satélite NOAA-5. A partir das imagens, relacionaram os parâmetros do balanço de radiação planetário com o saldo de radiação na superfície da região central dos EUA. Foram relacionados o saldo de radiação e a radiação infravermelha emergente no topo da atmosfera, com o saldo de radiação na superfície. Como resultado encontraram um coeficiente de correlação múltipla de 0,76.

O saldo de radiação desempenha um papel fundamental nos métodos que estimam as perdas de água por superfícies vegetadas, e é um parâmetro importante no planejamento das atividades agrícolas. Próximo à superfície, o saldo de radiação é convertido em outras formas de energia, associadas às variações espaciais e temporais de vários parâmetros meteorológicos. Dentre os estudos envolvendo o saldo de radiação destacam-se: Kumar (1985); Sansigolo (1988); Viswanadham et al. (1990), citados em Leitão (1994).

O balanço de radiação na superfície pode ser inferido a partir do balanço de radiação no topo da atmosfera, utilizando-se dados de imagens de satélites. Calvet e Viswanadham (1992) analisando dados da floresta Amazônica, para determinados

horários de imagens do satélite GOES, mostraram que o saldo de radiação na superfície (SRS) pode ser inferido do saldo de radiação planetário (SRP), ou apenas do componente da radiação de onda longa descendente. Estes autores encontraram coeficiente de correlação de 0,85 entre o SRP e SRS. Um outro exemplo da aplicação dessa técnica é o trabalho de Pinker e Tarpley (1988); estes autores fizeram um estudo sobre a região de Toronto, no Canadá, durante a estação do verão. Para média diária, encontraram uma excelente correlação (com coeficiente de correlação de 0,90) entre o SRP e SRS.

Segundo Calvet e Viswanadham (1992), nos trabalhos de Pinker e Corio (1984) e de Hartmann e Doelling (1991), a diferença entre o saldo de radiação no topo da atmosfera e na superfície, estimados via satélite, é devida às características das nuvens. Assim, os autores concluíram que, para avaliar a correlação entre o SRS e SRP com dados de satélite, deve-se considerar os tipos de sistemas que agem na região no período das imagens e, conseqüentemente, também qual a estação do ano de ocorrência. Daí, observa-se que a cobertura de nuvens é um importante fator para verificação do balanço de fluxos radiativos.

2.2 - ESTIMATIVA DE RADIAÇÃO SOLAR

Dentre os componentes do balanço, a radiação solar é a principal fonte de energia para os processos físico-biológicos que ocorrem no sistema terra-atmosfera. Ainda, a interação da radiação solar com as nuvens e com as partículas em suspensão na atmosfera tem impacto sobre o tempo e o clima. Sobre uma superfície vegetada, os processos de evapotranspiração e fotossíntese são os mais estudados.

Da radiação solar incidente no topo da atmosfera, parte dela é dispersada por efeitos Rayleigh e dos aerossóis, outra parte é absorvida e transmitida pela atmosfera. Na existência de nuvens haverá reflexão, transmissão e absorção pelas nuvens. De acordo com Idso et al. (1966) in Leitão (1994), da radiação total que chega numa superfície vegetada, uma parte é refletida, outra é transmitida, e o restante, absorvida pelas plantas. As quantidades de radiação absorvida, transmitida e refletida diferem de dorsal para dorsal no caso das superfícies vegetadas.

Devido à inexistência de observações da radiação solar na superfície, e das dificuldades inerentes à sua obtenção, muitos modelos físicos e estatísticos de propagação da radiação solar, com a utilização de dados de satélite, têm sido usados

para estimar a radiação solar (Tarpley 1979, Gautier et al. 1980, Dedieu et al. 1987, Stuhlmann et al. 1990, Moura 1993).

Davies e McKay (1989) in Kassir (1995), analisaram vários modelos de estimativa da radiação solar em superfícies horizontais, e concluíram que ao incorporar o modelo com nuvens apresentam as melhores estimativas, e podem ser usados mesmo quando as informações sobre tais camadas não são completas.

2.3 - ALBEDO

O albedo global da Terra é obtido pela razão entre a irradiância refletida e a irradiância solar incidente. Conforme Ranson et al. (1991), o albedo de ondas curtas é um parâmetro de interesse para climatologia da superfície e estudos de mudanças climáticas globais.

Pela anisotropia da superfície e da atmosfera (quando integradas isotropicamente), nota-se que há diferenças significativas entre as reflectâncias obtidas, utilizando sensoriamento remoto (para um determinado ângulo de visada), e as medidas no hemisfério. Kimes e Sellers 1985, mostram erros maiores que 45% quando comparam as estimativas de reflectâncias hemisféricas com medidas obtidas no nadir e fora dele.

Laszlo et al. (1988), com dados dos canais 1 e 2 do satélite NOAA-AVHRR, calcularam o albedo planetário com o código de transferência radiativa ATRAD para vários tipos de superfície (oceano, superfície vegetada, deserto, nuvem e neve). O albedo de superfície foi calculado com o modelo de Briegleb et al. (1986) in Laszlo et al (1988), e a reflectividade em função da direção do Sol e do comprimento de onda. A comparação do albedo planetário global mostrou concordância com o albedo do canal 1 (0,58 - 0,68 μ m) nos aspectos gerais, e na localização dos valores altos e baixos. Para superfícies vegetadas e desertos, a simulação mostra erros maiores no canal 2 (0,84 - 0,87 μ m). Os autores mostram que uma combinação dos canais 1 e 2 reduziria o erro em aproximadamente 50% para vegetação, oceano e neve.

Diabaté et al. (1989), com dados do satélite Meteosat e apenas um canal (0,4 - 1,1 μ m), determinaram o brilho aparente do solo ou albedo para região oeste da África. Os autores encontraram baixos valores para água, médios para vegetação e altos para regiões desérticas. Os mapas de brilho aparente do solo, com pixels de 5 X 5 km, foram normalizados em relação à radiação solar, ou seja, foram divididos pelo cosseno

do ângulo zênital solar e foram utilizados para mostrar as áreas do Sahel, que utilizaram melhor a precipitação, ou seja, as áreas que são caracterizadas pelos menores valores do albedo. Segundo os mesmos autores, a conversão do albedo medido em banda estreita (descrita acima) para banda larga (0,3 - 2,5 μm), depende do tipo de superfície e das hipóteses feitas sobre a sua dependência com o solo, da sua magnitude, do comprimento de onda da radiação dispersada e do conteúdo de vapor d'água.

Segundo Dickinson et al. (1990), o albedo de superfície da terra é um parâmetro importante para os modelos climáticos. Nos modelos de Circulação Geral da Atmosfera, o albedo de superfície é colocado como representação adequada dos processos de realimentação. Estes processos são função do comprimento de onda, ângulo solar e razão da irradiação difusa-direta. Muitos satélites medem em faixas espectrais de pouco interesse dos modelos de Circulação Geral. A maioria destes modelos admitem erros de 5 a 15% no albedo.

De acordo com Moran et al. (1990), o albedo tem uma dependência forte com a geometria, estrutura das plantas e tipos de solo. A quantidade de radiação dispersada em direção ao nadir aumenta com o ângulo de elevação solar, pois a radiação penetra mais na cobertura vegetal. Deve-se considerar também que, o albedo varia com o ângulo de visada do satélite e com a capacidade de absorção das plantas, devido à ação dos cloroplastos. Tudo isto deve ser levado em consideração quando deseja fazer correlações com diferentes satélites.

Saunders (1990), desenvolveu um método para o cálculo do albedo de superfície em banda larga, a partir das radiâncias medidas nos canais visível e infravermelho próximo do satélite NOAA-9 AVHRR, com resolução de 15 km. No modelo é feito o cálculo do espalhamento tipo Rayleigh para os gases da atmosfera, e é estimada a espessura óptica associadas aos aerossóis e gases. Para ângulos fora do nadir é acrescido 20% na espessura óptica total. Foram calculados os pesos para integrar de bandas estreitas em bandas largas. Os trabalhos de Chen e Ohring (1983) e Brest e Goward (1987), descrevem relações lineares entre o albedo planetário e o albedo de superfície para casos de céu aberto.

Devido a anisotropia das superfícies naturais, medidas apenas do nadir não dão informações suficientes para caracterizar o albedo. Deve-se saber também a distribuição espectral da radiação solar global para calcular os pesos de cada comprimento de onda no cálculo do albedo, e para poder integrar as reflectâncias em toda a faixa espectral (Starks et al. 1991).

Kimes et al. (1993), observaram a variação da reflectância em relação ao ângulo zenital solar. Os autores concluíram que, para superfície pouco vegetada, os fatores de reflectância têm grandes variações em toda faixa espectral. No caso de superfícies com vegetação desenvolvida, os efeitos têm poucas variações. Portanto, quanto maior o ângulo zenital solar, maior o contraste entre solo nu e solo vegetado.

Segundo Kassir (1995), o procedimento ideal para determinar o albedo de superfície, seria aplicar a correção geométrica/atmosférica para a radiância de cada canal, e depois corrigir a anisotropia da superfície, e integrar no intervalo de comprimento de onda desejado.

2.4 - RADIAÇÃO DE ONDAS LONGAS

A radiação de ondas longas da atmosfera é um componente do balanço de radiação difícil de ser medido, pois os instrumentos disponíveis não proporcionam medidas de boa precisão. As medidas diretas dos componentes de radiação de ondas longas são raras, sendo assim são determinados de forma indireta, ou por diferença, utilizando a equação do balanço de radiação (quando se conhece os outros termos), ou estimados através de expressões empíricas (Brunt 1932, Swinbank 1963, Idso e Jackson 1969, Morgan et al. 1971, Yang et al. 1987, Heitor et al. 1991, citados em Leitão 1994). A maioria destes métodos de estimativas dos componentes de radiação de ondas longas da atmosfera só são válidos para dias de céu claro. Para dias com nuvens, devem ser feitos ajustes que incluam os efeitos da nebulosidade. Conforme Brutsaert (1982), as equações empíricas que estimam a radiação atmosférica mais usadas e que apresentam melhores resultados são as de Brunt (1932) e Swinbank (1963) para céu aberto.

A radiação de onda longa emergente do sistema terra-atmosfera pode ser determinada considerando as variações diurnas do fluxo radiativo, que são estabelecidas utilizando informações de temperatura da superfície, cobertura de nuvens, altura do topo das nuvens e quantidades de precipitação. Observa-se que a maior parte destas informações são obtidas na superfície da terra.

Para estimar o fluxo radiativo de onda longa emergente do sistema terra-atmosfera, Schmetz e Liu (1988) utilizaram dados do satélite Meteosat-2 nos canais do infravermelho (10,5-12,5 μm) e do vapor d'água (5,7-7,1 μm). Isto foi feito considerando observações de radiâncias de quatro diferentes áreas: deserto do Sahara;

nuvens stratocumulus, no Atlântico Sul; ZCIT (Zona de Convergência Inter-Tropical) sobre a África Central e ZCIT sobre o Atlântico. Os autores utilizaram um método de regressão (funções empíricas) que converte radiância de banda estreita em fluxos de banda larga. Desta forma, a radiação de onda longa emergente foi determinada a partir de fluxos de banda estreita, e pela utilização de uma equação de correlação, definida a partir de um modelo de transferência radiativa. Comparando uma aproximação simples no canal do IV, com a inclusão de mais informações do vapor d'água no estudo da OLR, observaram que o erro de estimativa diminuiu em aproximadamente 10%. Do ponto de vista físico, os valores de OLR apresentaram-se bastante satisfatórios.

2.5 - ESTIMATIVA DE TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE

A temperatura de superfície é um importante parâmetro para monitorar muitos fenômenos ambientais. Na meso escala o aquecimento diferente da superfície gera uma distribuição heterogênea de temperaturas, provocando um sistema de ventos locais. Para determinação deste parâmetro, a partir da radiometria no infravermelho, deve-se conhecer inicialmente a emissividade da superfície, a qual varia principalmente com a rugosidade do solo, com a umidade do solo e com a composição química. A emissividade é definida como a razão entre a radiação emitida, a uma dada temperatura, e a radiação de um corpo negro à mesma temperatura. De um modo geral, a temperatura de superfície da terra é um parâmetro extremamente difícil de ser medida. Devido a estas dificuldades, torna-se viável a alternativa de se estima-lá com satélite.

Medidas realizadas por Hipps (1989), demonstraram que para a temperatura medida por um radiômetro, deve-se descontar a emissividade aparente, devida a radiação espalhada pela atmosfera e refletida no instrumento. A emissividade da Artemisia medida foi de 0,97 e a do solo foi de 0,93.

Schmugge et. al. (1991), mostraram que superfícies densamente vegetadas e superfícies de água apresentam pouca variação na emissividade, enquanto o solo nu apresenta considerável variação. Os autores fizeram medidas utilizando radiômetro "Thermal Infrared Multispectral Scanner (TIMS)", a bordo de aviões.

Segundo Label e Stoll (1991), é preciso ter um conhecimento da radiância espectral termal, principalmente da radiação refletida pela atmosfera, para se obter com melhor precisão a temperatura de superfícies. Os autores fizeram medidas de emissividade para dois tipos de rochas, em vários comprimentos de onda, e conseguiram medir a temperatura dessas superfícies com precisão menor que 1K.

Sobrinho et al. (1991), desenvolveram um modelo que permite correlacionar a temperatura de superfície com a temperatura medida por sensores infravermelhos. Segundo os autores, as diferenças nas temperaturas de superfície medidas por satélite e em solos podem chegar até 7°C para uma atmosfera tropical. Estas diferenças são menores para o caso de uma atmosfera mais seca.

Ainda, Sobrinho e Caselles (1991), usaram os coeficientes de Becker e Li (1990), para estimar as temperaturas de superfícies cultivadas uniformes a partir de dados do satélite NOAA-9 AVHRR. Os autores utilizaram as emissividades medidas em laboratório, obtidas no campo em bandas largas (8 - 14 μm), para diversos tipos de plantas. Foram feitas correções atmosféricas, para avaliar as diferenças de temperatura e emissividade entre culturas e solos. As menores temperaturas radiométricas (canais 4 e 5) foram encontradas para as culturas.

Guoquan e Zhangzhi (1992), desenvolveram um método que mostra uma boa correlação entre a emissividade e reflectância com o Índice de Área Foliar (IAF). Se IAF aumenta, a emissividade também aumenta até alcançar um valor constante. Pelo método, para valores de IAF maiores ou igual a 2, a emissividade se torna constante e igual a 0,98.

Os modelos e observações recentes confirmam que para grandes valores de IAF, ventos fortes, solos e plantas com boa capacidade de água, a radiação de onda longa emitida é quase hemisfericamente isotrópica. Em outras condições, podemos encontrar diferenças de até 16K, dependendo do ângulo de visada e do ângulo solar (Paw 1992).

Devido a emissividade, há diferenças em se medir remotamente a temperatura de superfície no oceano e continente. Isto ocorre pois a emissividade do oceano é aproximadamente unitária e possui pequena variabilidade, e a emissividade da superfície continental nem é uniforme e nem é unitária. Fuchs e Tanner (1968), citados em Griend (1993), encontraram para emissividade do solo nu valores que variam entre 0,98 e 0,94, quando o solo diminui o conteúdo de água de 8,4% para 0,7%. A emissividade dos lagos naturais é de 0,97, e da água pura é de 1,0 (Malatt 1967, citado em Griend 1993). Segundo Price (1993), a variação da temperatura de superfície é maior em áreas plantadas e não plantadas do que em solo nu.

A radiação emitida por qualquer superfície depende da temperatura e emissividade da superfície. A emissividade avalia a eficiência da superfície em transmitir a energia radiante gerada no solo. A temperatura do ar não é boa indicadora da temperatura de superfície, pois nas superfícies com baixa evaporação (vegetação estressada), a temperatura de superfície excede em vários casos, em 7% a temperatura do ar (Price 1993).

Gregor e Gorman (1994) in Kassir (1995), observaram que existe pouca mudança na temperatura de superfície correspondente ao período de passagem dos satélites da série NOAA 7 e NOAA 9, na faixa do espectro térmico, sobre a Nova Zelândia. Os valores máximos da temperatura de superfície, encontrados pelos autores, ocorreram entre 15 e 16 horas. A partir da climatologia, utilizando dados dos satélites NOAA 7 e 9, os autores concluem que para o canal visível o principal problema é a correção do ângulo de elevação solar, o qual é alto no verão e baixo no inverno. Outro problema, é que existe um pequeno gradiente de temperatura de superfície máxima diária quando se usam os canais termais.

A modelagem feita por Desjardins et al. (1990), mostra a necessidade de corrigir efeitos atmosféricos sobre a radiação termal para estimativa da temperatura de superfície. Para região de Saint Laurence, lago do Canadá, foram verificadas diferenças maiores que 2°C entre as medidas feitas com o satélite Landsat-5 e a verdade terrestre. A diferença atribui-se à alta concentração de umidade e aerossóis. Os autores recomendam o uso de radiossondagens e dados climatológicos. A atenuação atmosférica foi devida a presença de vapor d'água, CO₂, ácido nítrico, ozônio e aerossóis. O vapor d'água foi o fator dominante, pois usando o código de transferência radiativa Lowtran-6 (Kneizys et al. 1983), 77% da atenuação termal (10,5-12,5µm) foi devido ao vapor d'água. Por sua vez, devido às temperaturas terem sido medidas no solo 20 minutos após a passagem do satélite, foi utilizado um modelo climatológico padrão para sincronizar as medidas de verdade terrestre com as do satélite.

A técnica "mono-window" utiliza a radiação medida pelo satélite num só canal de janela atmosférica, a qual é corrigida da contaminação atmosférica através de um modelo de transferência radiativa. De uma maneira geral, os perfis de temperatura, pressão e umidade relativa são fornecidos por radiossondagens ou dados climatológicos. Ou ainda, por um sistema sondador a bordo de satélite (por exemplo, o TOVS).

Vários autores têm usado o método do canal infravermelho termal (técnica “mono-window”) para estimar a temperatura de superfície via satélite. O erro médio quadrático obtido pelos autores é de 1°C, quando comparado com medidas locais de temperatura de superfície do mar, utilizando pressão, temperatura e umidade relativa medida na superfície (Ottlé e Vidal Madjar 1992).

Reutter et al. (1994), desenvolveram um algoritmo para um canal termal do satélite NOAA (canal 4). Concluíram que quando a emissividade é conhecida, a temperatura da superfície tem a mesma precisão que quando calculada com dois canais (4 e 5). O código Lowtran foi utilizado para calcular a correção atmosférica (com perfis de radiossondagens de 53 estações da Europa). A emissividade da superfície continental foi de $0,975 \pm 0,025$. Na janela (10-12 μm), a emissividade varia de 0,70 para o quartzo, até 0,993 para a água. Na escala do AVHRR, para superfícies naturais, a variabilidade da emissividade é bem menor, pois as áreas com baixas emissividades são raras e não são muito extensas. Segundo os mesmos autores, os algoritmos que utilizam dois canais termais, como Becker e Li (1990), e Uspenski (1992) in Reutter et al. (1994), necessitam da emissividade espectral para cada canal, que são difíceis de medir, e não estão disponíveis para todos os tipos de superfícies.

O método multicanal é baseado na determinação da temperatura de superfície a partir das radiâncias medidas pelo satélite em dois canais da janela atmosférica (na faixa do infravermelho termal, centradas em 10,5 μm e 11,5 μm .)

Vários autores têm aplicado técnicas para determinar a temperatura de superfícies (vegetada e do mar), usando dados do satélite NOAA/AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer). A exatidão dos resultados depende do método de correção atmosférica que é usado, e de informações sobre a variação da emissividade da superfície.

A técnica mais utilizada para estimativa de temperaturas da superfície do mar (TSM) e da terra (TST), é a que introduz uma aproximação em bandas de absorção separadas dentro de dois canais do infravermelho. A técnica é chamada de “split window”. McMillin (1975) e Holyer (1984), trabalhando com o NOAA-7, introduziram a idéia de correção atmosférica partindo do princípio que o píxel pode ser visto por dois ângulos diferentes. Prabhakara et al. (1974), desenvolveram um modelo de aproximação para calcular a transmitância atmosférica e avaliar a temperatura da superfície do mar a partir de dados do satélite NOAA, sem considerar um perfil atmosférico. Llewellyn-Jones et al. (1984), usando a técnica “split window” (NOAA-7

canais 4 e 5), introduzindo uma aproximação de janela tripla (NOAA-07 canais 3, 4 e 5), estimam a temperatura da superfície do mar no nordeste do Oceano Atlântico.

No método multicanal desenvolvido por Price (1984), utilizando os canais termais 4 e 5 do AVHRR/NOAA, a lei de Planck foi aplicada como função da temperatura radiométrica da superfície. Neste caso, despreza-se o efeito dos aerossóis e considera-se apenas a absorção e reemissão da radiação pelo vapor d'água. Na integração e expansão da equação de transferência radiativa foram considerados apenas temperaturas do ar próximas à superfície.

Seguin et al. (1989), estimaram a temperatura de superfície do Sahel com dois diferentes satélites. Aplicaram a técnica "split-window" para os canais termais do sistema AVHRR do satélite de órbita polar AVHRR/NOAA-11 (imagem das 14:30 horas) e a técnica "mono-window" para o canal termal do satélite geoestacionário Meteosat (imagem das 13:30 horas). Os autores concluem que o método mono-window subestima a temperatura de superfície em 8°C, sendo 1°C devido à diferença de horário da passagem e $\pm 4^\circ\text{C}$ pela imprecisão do método multiespectral aplicado aos dados do satélite NOAA.

Desjardins et al. (1990), fizeram comparações das temperaturas de superfícies determinadas com dados da banda 6 do Landsat-5, e em canais equivalentes a bordo de uma aeronave. Foi aplicado, em ambos os casos, o código de transferência radiativa Lowtran-6 para calcular a correção atmosférica. Os resultados obtidos com avião foram melhores do que com satélite, com uma variação de temperatura de 0,26 até 2,05K.

O método "split-window" é o melhor para determinação da temperatura de superfície do mar, segundo Yokoyama e Taub (1991). Os autores compararam as temperaturas calculadas por 5 algoritmos diferentes com medidas de bóia. Contudo, recomendam que para uma melhor precisão, os coeficientes sejam calibrados localmente.

Sobrino et al. (1991), desenvolveram um modelo multiespectral, utilizando dados do AVHRR/NOAA-11, para determinar a temperatura de superfície da terra. Os autores utilizaram a reflexão do infravermelho termal emitido pela atmosfera na direção da superfície, e a emissividade da superfície cuja variação é de 0,94 para 0,99 no canal 4. A correção do vapor d'água foi feita utilizando o código Lowtran-7 (Kneizys et al. 1988). Os autores mostram que uma variação de 0.005 na diferença das

emissividades proporciona um erro de aproximadamente 0.4K na temperatura de superfície da terra.

De acordo com King et al. (1992) in Kassas (1995), a instrumentação MODIS-N da plataforma espacial EOS possibilitará o cálculo da temperatura de superfície utilizando a técnica multiespectral com os seguintes canais: 3,75; 8,55; 11,03 e 12,02 μ m.

Na técnica multicanal os coeficientes que dependem da emissividade devem ser ajustados a cada pixel, e a emissividade do solo deve variar sazonalmente com as propriedades de cada solo. Deve-se observar também que, a temperatura de superfície depende do conteúdo de vapor da atmosfera, ou seja, quanto mais seca a atmosfera, maior o efeito do erro da emissividade.

Ottlé e Vidal-Madjar (1992), mostraram que o método multicanal proporciona melhores resultados quando comparado com o método do canal simples. Para o cálculo da correção atmosférica, foram usados dados de radiossondagens e do sondador remoto do sistema HIRS do satélite NOAA. Estes autores observaram que o ângulo de visada tem pouca influência no desenvolvimento dos coeficientes de correlação. Conclui-se que para se obter uma descrição representativa da atmosfera, deve-se lançar radiossondagens simultâneas às passagens dos satélites.

Para superfícies vegetadas, Ottlé e Stoll (1993), observaram que a emissividade variou menos de 10%. Eles mostraram que, se as absorções do vapor d'água e dióxido de carbono forem corrigidas corretamente, as diferenças das temperaturas de superfícies, calculadas separadamente pelos canais 4 e 5, dependem da emissividade em cada canal. Foram feitas comparações da variação de diferença das temperaturas com a emissividade, e os autores concluíram que, para superfícies continentais as diferenças podem atingir até 4K, diminuindo para áreas de floresta e para o oceano, as diferenças foram praticamente nulas.

Coll et al. (1994), definem uma equação para estimar a temperatura de superfície com faixas espectrais separadas. A equação depende das temperaturas radiométricas dos canais 4 e 5 do sistema AVHRR, do satélite NOAA-9, e de dois coeficientes, que são funções da transmitância atmosférica e do efeito da emissividade de superfície, nos mesmos canais. Utilizando o código de transferência radiativa Lowtran-7 e perfis de temperatura e umidade, medidos em atmosfera seca e clara, observaram que as transmitâncias dos canais 4 e 5 foram aproximadamente iguais. As

diferenças das emissividades da superfície podem ser estimadas, segundo os autores através das diferenças nas temperaturas dos canais. Para este trabalho, as estimativas das emissividades nos canais 4 e 5 foram determinadas a partir das medidas feitas no campo do canal 4, já que a temperatura de superfície corrigida é muito sensível à emissividade neste canal. Foi observado também que, o efeito da emissividade (variação da emissividade) decresce com o aumento da umidade atmosférica, devido à influência da radiação refletida pela atmosfera na direção da superfície, fenômeno este considerado no algoritmo desenvolvido pelos autores.

Para a superfície da terra, o efeito da emissividade pode ser observado comparando as diferenças de temperaturas radiométricas com os valores de água precipitável. De acordo com Coll et al. (1994), em atmosferas secas, a contribuição dos gases atmosféricos é importante para a correção atmosférica a partir das temperaturas radiométricas dos canais 4 e 5. Isto pode levar a maus resultados do algoritmo.

Ainda, para determinar a temperatura do solo, França e Cracknell (1994), aplicaram a técnica "split window", utilizando dados do AVHRR/NOAA-11, para a região nordeste do Brasil. Estes autores encontraram bons resultados na comparação da temperatura de uma superfície vegetada, estimada com satélite, e observada *in situ*, e mostraram que a diferença máxima observada entre as duas medidas foi menos que 1°C para uma atmosfera úmida.

CAPÍTULO 3

MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 - MATERIAIS

Nesta seção são descritos os materiais utilizados, os quais são: dados do experimento de campo (medidas e localização) e as imagens de satélite disponíveis.

3.1.1 - LOCALIZAÇÃO DA REGIÃO DE ESTUDO

Os dados experimentais foram coletados durante o Experimento Integrado do Semi-Árido (EIS) do Projeto de Radiação por Satélite (RADSAT). O experimento foi realizado no fim da estação chuvosa (entre 25 e 31 de março de 1995), sobre área de caatinga da Escola Agrotécnica de Sousa, no perímetro irrigado de São Gonçalo, no Estado da Paraíba (Figura 3.1). Foram realizadas medições de fluxos radiativos, temperatura e umidade em alguns níveis distribuídos da superfície até o topo da vegetação.

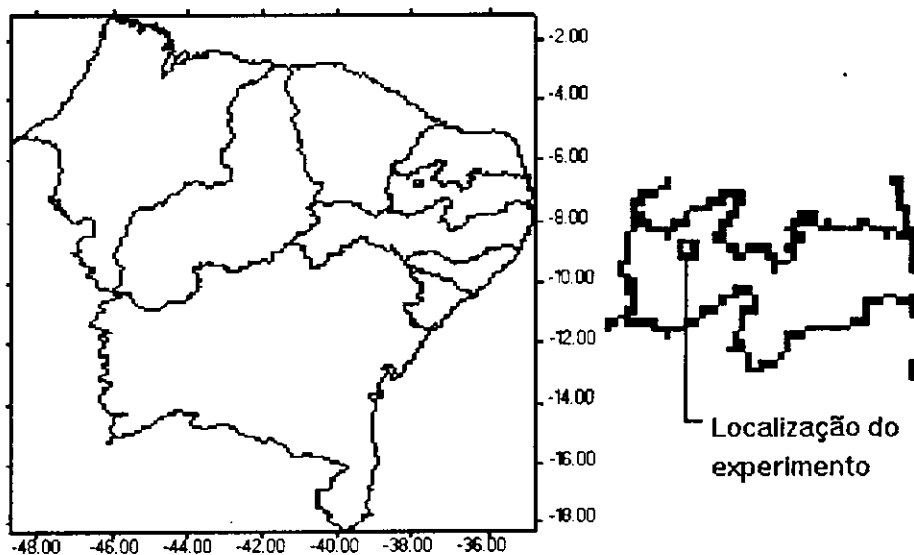


Fig. 3.1 - Localização do experimento em São Gonçalo (Pb): latitude = 6,83°S, longitude = 38,25°W e altitude = 233 m.

3.1.2 - DADOS DE IMAGENS UTILIZADOS

Foram utilizados dados obtidos de imagens dos satélites meteorológicos geostacionário METEOSAT-5 e de órbita polar NOAA-14, do período do experimento (Tabela 3.1).

TABELA 3.1 - IMAGENS UTILIZADAS NESTE ESTUDO

Data	METEOSAT-5 (VIS e IV)	NOAA-14 AVHRR (VIS e IV)
27/03/95	9:00h, 11:00h e 15:00h	-
28/03/95	9:00h, 11:00h e 15:00h	14:00h
29/03/95	-	13:50h
30/03/95	9:00h, 12:00h e 15:00h	13:40h
31/03/95	-	13:30h

As imagens do METEOSAT-5 foram fornecidas pelo LMRS do Estado da Paraíba (Laboratório de Meteorologia, Recursos Hídricos e Sensoriamento Remoto) e referem-se aos canais do visível (VIS) e infravermelho termal (IV). A Tabela 3.2 apresenta as características de cada canal, e a Figura 3.2 ilustra o conjunto de imagens disponíveis, que cobrem a região do nordeste do Brasil.

TABELA 3.2 - CARACTERÍSTICAS DOS CANAIS DO METEOSAT-5

Canais	Faixa espectral	Finalidades
VIS	0,4-1,1 μ m	reflectâncias de nuvens e superfícies
VAPOR	5,7-7,1 μ m	temperatura de brilho associada a absorção / emissão por vapor d'água e nuvens na troposfera superior.
IV	10,5-12,5 μ m	temperatura de nuvens e temperatura de superfície (solo e água).

As imagens foram recortadas em 25 "pixels" (5 linhas x 5 colunas), centradas na região de São Gonçalo (Pb). Os arquivos binários de informações foram processados utilizando-se microcomputador do tipo PC-AT, mediante programas em linguagem "turbo basic". A área de um "pixel" em imagens do METEOSAT-5 é de aproximadamente 5 x 5 km no ponto subsatélite (0°S, 0°W). Na região em estudo, pode-se esperar um fator de deformação da ordem de 2.5 no sentido E-W. Os níveis de cinzas variam de 0 a 255, e fornecem informações de reflectâncias no canal VIS, e de temperatura no canal IV.

No caso das imagens do NOAA-14, os dados são do sistema AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer), nos canais VIS (1) e IV próximo (2), e canais IV (4 e 5). A Tabela 3.3 apresenta as características de cada canal. As imagens foram fornecidas pela FUNCEME. Estas imagens são de 400 "pixels" (20 linhas x 20 colunas), centradas na região de São Gonçalo (Pb), e com resolução completa ("Full Resolution"). A resolução espacial é de 1km x 1km para o canal VIS, e 4km x 4km no canal IV no nadir.

TABELA 3.3 - CARACTERÍSTICAS DOS CANAIS DO NOAA-14 AVHRR

Canais	faixa espectral	Finalidades
1 (VIS)	0,58-0,68 μ m	mapear nuvens, neve, gelo e vegetação.
2 (IV próximo)	0,725-1,10 μ m	monitorar a vegetação e culturas agrícolas delineação de superfícies aquosas.
3 (IV médio)	3,55-3,93 μ m	monitorar as nuvens; temperatura da superfície do mar; delineação de superfícies aquosas; detecção de focos de incêndio; atividade vulcânica.
4 (IV termal)	10,3-11,3 μ m	monitoramento de nuvens, temperatura do mar e superfície continental, umidade do solo e erupções vulcânicas
5 (IV termal)	11,5-12,5 μ m	monitoramento da temperatura de superfície e umidade do solo.

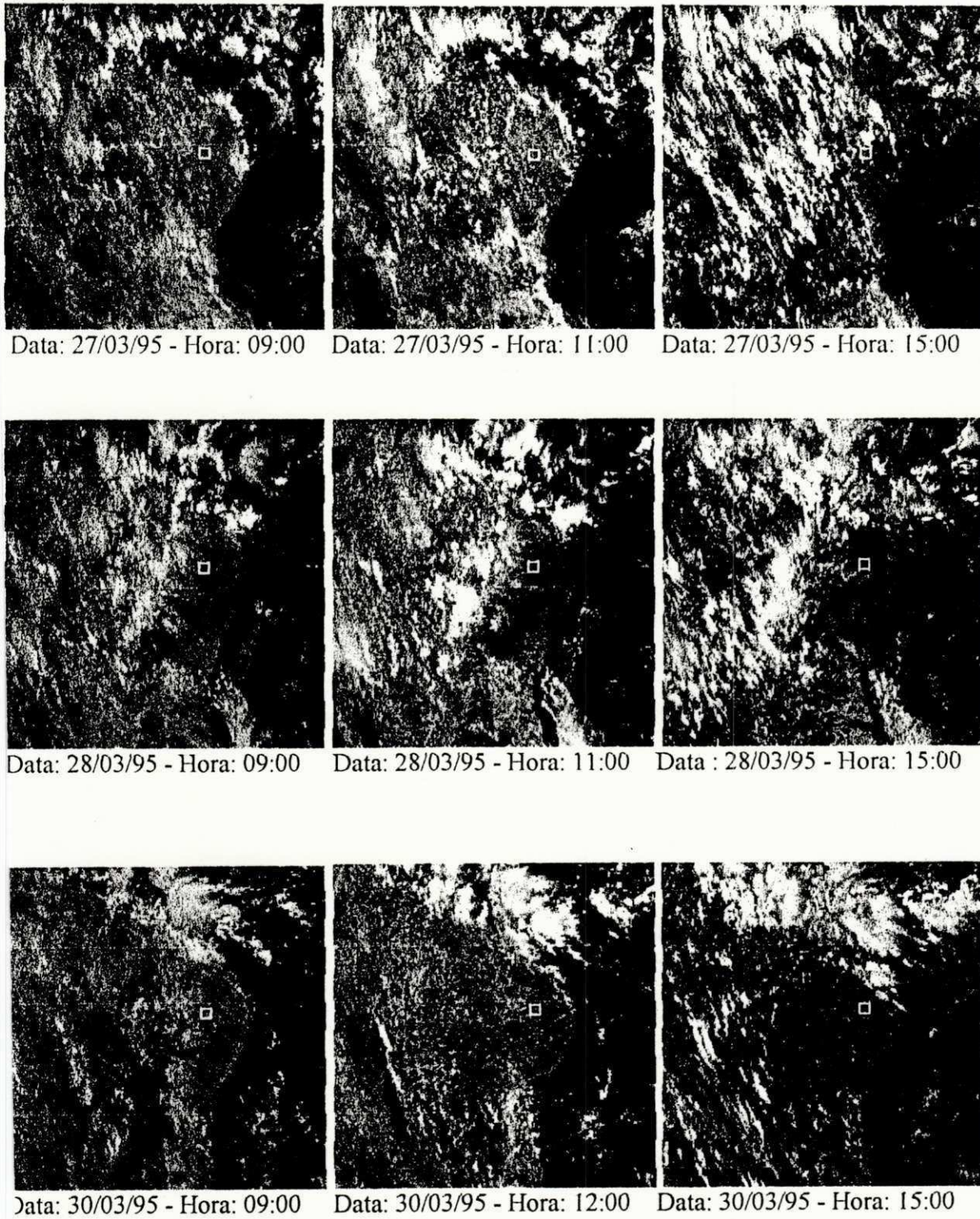
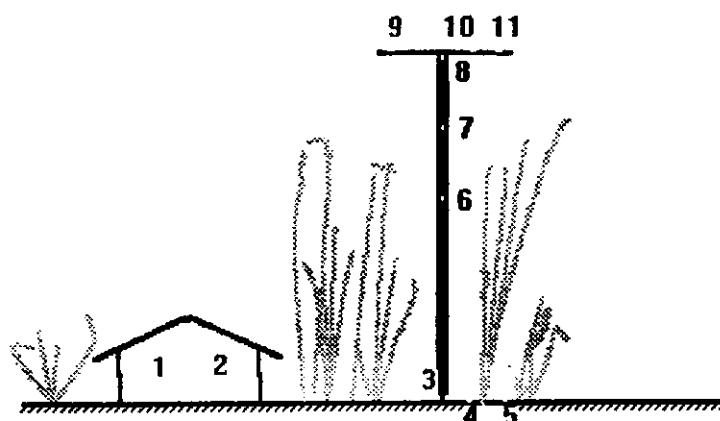


Fig. 3.2 - Imagens do satélite geoestacionário Meteosat-5 VIS no período do EIS-RADSAT.

3.1.3 - EXPERIMENTO DE CAMPO

Para obtenção dos dados de campo foi instalada uma torre de aproximadamente 5m de altura em área de caatinga. Os sensores foram instalados no dossel da vegetação a 1m abaixo e a 1m acima do mesmo (Figura 3.3). Ainda, na superfície foram instalados dois fluxímetros. A Tabela 3.5 apresenta os instrumentos instalados na torre.



- 1 e 2 - Sistema de aquisição de dados (um datalogger e um micro da linha IBM-PC);
- 3 - Receptor dos sensores de umidade e um multi-teste;
- 4 e 5 - Fluxímetros;
- 6,7,8 - Sensores de umidade e temperatura a 3m, 4m e 5m, respectivamente;
- 9 - Piranômetro Eppley estrela;
- 10 - Saldo-radiômetro;
- 11 - Piranômetro Eppley com filtro RG-685.

Fig. 3.3 - Esquema do sistema de aquisição de dados

TABELA 3.4 - INSTRUMENTOS INSTALADOS NA TORRE

Altura da superfície	Instrumento meteorológico	Parâmetro medido
5m (topo da torre)	radiômetro Eppley PSP com filtro RG-685	rad. solar global
	radiômetro Eppley PSP com filtro RG-685	rad. solar refletida
	radiômetro Eppley tipo estrela	rad. solar global
	radiômetro Eppley tipo estrela	rad. solar refletida
	saldo-radiômetro	saldo de rad.
	sensor de umidade	umidade do ar
	sensor de temperatura	temperatura do ar
4m e 3m	sensor de umidade	umidade do ar
	sensor de temperatura	temperatura do ar

As observações de superfície foram feitas utilizando sistemas automáticos e manuais de aquisição de dados. Os procedimentos foram os seguintes:

- Calibração dos sensores

- as medidas dos radiômetros, saldo-radiômetro e fluxímetros foram feitas através do sistema automático de aquisição de dados desenvolvido pela UFC/FUNCEME. O sistema fez o processamento dos dados a cada 4 segundos e armazenava-os em um microcomputador IBM/PC. Estas medidas também foram obtidas manualmente com um multímetro de chave comutadora, a cada meia hora, das 8h às 17h;

- as medidas dos sensores de temperatura do solo e da vegetação foram feitas manualmente, da mesma forma explicada anteriormente;

- as medidas dos sensores de umidade instalados na torre também foram feitas manualmente, utilizando um equipamento que registrava seus valores a cada meia hora.

3.2 - MÉTODOS

São utilizados modelos para estimativas dos componentes do balanço de radiação na superfície via satélite. Por um lado, aplica-se os modelos para condições de céu aberto e estima-se o balanço de radiação na superfície através de dados dos satélites METEOSAT-5 e NOAA-14. Por outro lado, aplica-se o modelo de determinação da radiação solar global via satélite, para condições de nebulosidade. Os resultados de R_s com nebulosidade são utilizados para determinação da correlação entre R_n (observado) e R_s (estimado) para dias de imagens METEOSAT-5.

3.2.1 - BALANÇO DE RADIAÇÃO NA SUPERFÍCIE VIA SATÉLITE

O balanço de radiação na superfície é dado pela diferença entre os fluxos de radiação de ondas curtas e de ondas longas, incidentes e emergentes da superfície. Daí a equação do balanço de radiação na superfície tem a seguinte forma:

$$R_n = (R_{s\downarrow} - R_{s\uparrow}) + (R_{a\downarrow} - R_{a\uparrow}) - R_{t\uparrow} \quad (3.1)$$

onde $R_{s\downarrow}$ é a radiação solar global incidente na superfície (radiação direta + radiação difusa), $R_{s\uparrow} = \alpha R_{s\downarrow}$ é a radiação solar global refletida pela superfície de albedo α , $R_{a\downarrow}$ é a radiação de onda longa proveniente da atmosfera (radiação atmosférica), $R_{a\uparrow} = r R_{a\downarrow}$ é a radiação de onda longa proveniente da atmosfera refletida pela superfície com emissividade ϵ , e $R_{t\uparrow}$ é a radiação de onda longa emitida pela superfície. Como $r = 1 - \epsilon$, a Equação (3.1) pode ser reescrita de maneira a apresentar melhor a influência da superfície nas trocas radiativas, como se segue:

$$R_n = (1 - \alpha) R_{s\downarrow} + \epsilon R_{a\downarrow} - \epsilon \sigma T_s^4, \quad (3.2)$$

onde α é o albedo da superfície no espectro solar (0.3-2.8 μm); $\epsilon=0,984$ é a emissividade da superfície de vegetação nativa (Coll et al 1994); T_s é a temperatura da superfície e $\sigma = 5,67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$ é a constante de Stefan-Boltzman (Liou 1980).

Para determinação do balanço de radiação na superfície usa-se a temperatura de brilho da superfície (T_s) obtida com os canais infravermelho nas regiões da janela atmosférica do satélite geostacionário METEOSAT-5 (IV: 10,5-12,5 μm) e do sistema AVHRR do satélite de órbita polar NOAA-14 (IV4: 10,2-11,2 μm ; IV5: 11,5-12,5 μm); e as reflectâncias obtidas pelo canal visível do satélite geostacionário METEOSAT-5 (VIS: 0,4-1,1 μm) e pelos canais visível e infravermelho próximo do

sistema AVHRR do satélite de órbita polar NOAA-14 (VIS: 0,58-0,68 μm ; IV próximo: 0,725-1,10 μm). O valor de $R_{a\downarrow}$ é determinado através de uma equação empírica.

3.2.1.1 - BALANÇO DE RADIAÇÃO DE ONDAS CURTAS

O modelo de estimativa de radiação solar mediante satélite se baseia em imagens de horários determinados, e seus resultados são comparados com valores médios de irradiância global na superfície. Aplica-se uma versão do modelo desenvolvido por Moura (1993), e modificado por Ceballos e Moura (1996), utilizando imagens do METEOSAT-5 VIS e do AVHRR (canais 1 e 2) do NOAA-14. A Figura 3.4 apresenta as faixas espectrais do Sol e dos satélites.

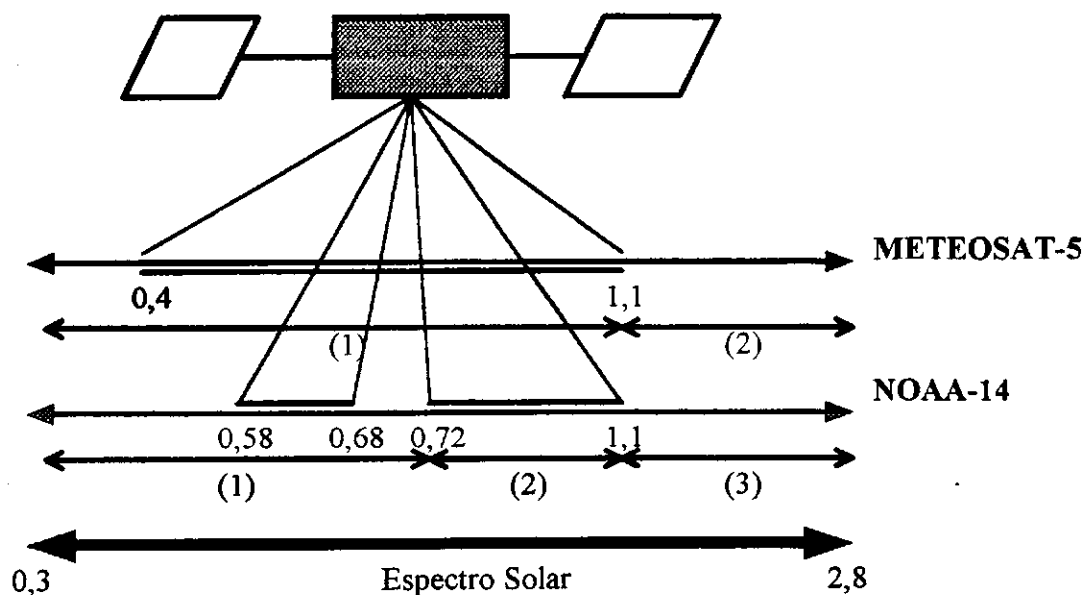


Figura 3.4 Faixas espectrais do Sol e dos satélites.

a) METEOSAT-5

O método consiste em determinar a irradiância global na superfície e o albedo da superfície no espectro solar, a partir de informações do albedo planetário e da cobertura de nuvens extraídas de imagens. O método é baseado na transferência radiativa de ondas curtas e consideram-se dois intervalos espectrais que compõem o espectro solar: 1) o intervalo espectral visível 0,3-1,1 μm ; e, 2) o intervalo espectral no infravermelho solar de 1,1-2,8 μm , o qual é o complemento do intervalo 1 para radiação

observada por um piranômetro Eppley. No intervalo 1 o modelo considera o balanço radiativo conservativo. Para o cálculo do albedo na banda do satélite considera-se que não há absorção pelos gases atmosféricos, e aplica-se um modelo de dispersão Rayleigh. Para o intervalo 2, haja vista a pequena influência dos efeitos dispersivos do ar atmosférico, são apenas considerados os efeitos da absorção de radiação solar pelo vapor d' água (Bastos et al. 1996).

A irradiância global na superfície é dada por:

$$E_g = E_g(1) + E_g(2), \quad (3.3)$$

onde $E_g(1)$ e $E_g(2)$ são as irradiâncias globais para os intervalos espectrais (1) e (2) respectivamente.

O cálculo de $E_g(1)$ é dado a partir de um modelo do balanço radiativo conservativo via satélite. A Figura 3.5 apresenta o esquema do Balanço Radiativo de Ondas Curtas, para uma atmosfera conservativa, ou seja, sem absorção (visto que a absorção pelo O_3 é próxima da unidade). O Balanço é composto de três componentes, os quais são: o componente da radiação solar incidente no topo da atmosfera (E_o), o componente da radiação absorvida pela superfície (E_a) e o componente emergente do sistema terra-atmosfera (E_p).

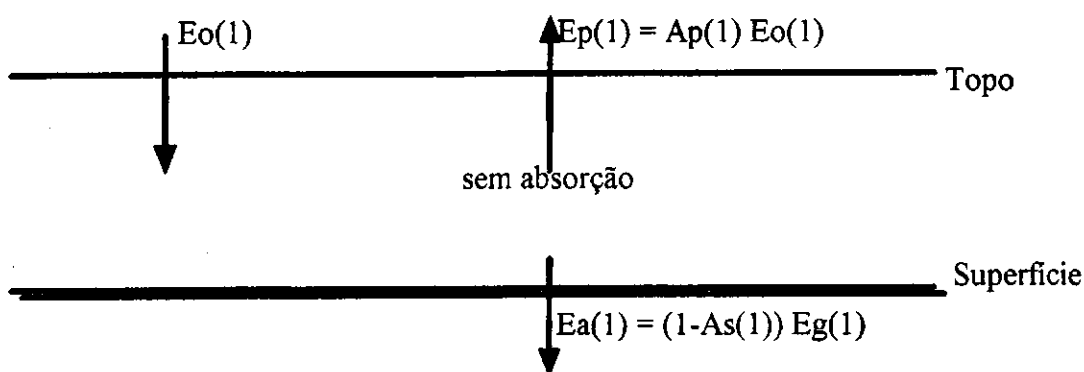


Fig. 3.5 - Balanço Radiativo de Ondas Curtas (conservativo), válido para o intervalo 1.

Sendo assim, da Figura 3.5, tem-se:

$$E_o(1) = E_p(1) + E_a(1) \quad (3.4)$$

Substituindo os valores de $E_p(1)$ e $E_a(1)$, obtém-se a seguinte equação:

$$E_o(1) = A_p(1) E_o(1) + (1 - A_s(1)) E_g(1) \quad (3.5)$$

Portanto, o valor da irradiância global para o intervalo 1, $E_g(1)$, é dado pela expressão:

$$E_g(1) = [(1 - A_p(1)) E_o(1)] / [(1 - A_s(1)) (1 - A_s(1) \alpha_1)] \quad (3.6)$$

onde $E_o(1)$ é a irradiância solar no topo da atmosfera no intervalo (1); $A_p(1)$ é o albedo planetário calculado com base na curva de calibração do sensor; $A_s(1)$ é o albedo da superfície calculado a partir das imagens na banda VIS do satélite; α_1 é a reflectância da atmosfera para radiação difusa (Paltridge e Platt, 1976); $(1 - A_s(1) \alpha_1)$ é a correção devida as multireflexões, entre a atmosfera e a superfície, da radiação difusa.

A partir das imagens VIS, o albedo planetário (A_p) é estimado pela seguinte expressão:

$$A_p = E(\text{sat}) / E_o(\text{sat}) \quad (3.7)$$

onde $E(\text{sat})$ e $E_o(\text{sat})$ são as irradiâncias emergente e incidente no topo da atmosfera na banda do satélite, respectivamente.

Para o cálculo do albedo da superfície (A_s), considera-se um modelo de dispersão Rayleigh. Esta aproximação é utilizada e, coincidentemente é aceitável já que durante o experimento a quantidade de aerossóis presente na atmosfera era praticamente desprezível, segundo cálculos de espessura óptica feitos por Lima (1995); Freire e Bastos (1996); Freire (1996).

A Figura 3.6 apresenta a interação da radiação solar com a atmosfera para condições de céu aberto. Note-se que, o valor de A_s é dado a partir das irradiâncias emergentes no topo da atmosfera, na banda do satélite A_s (0,4-1,1 μm), haja vista que é igual a irradiância detectada pelo sensor do satélite.

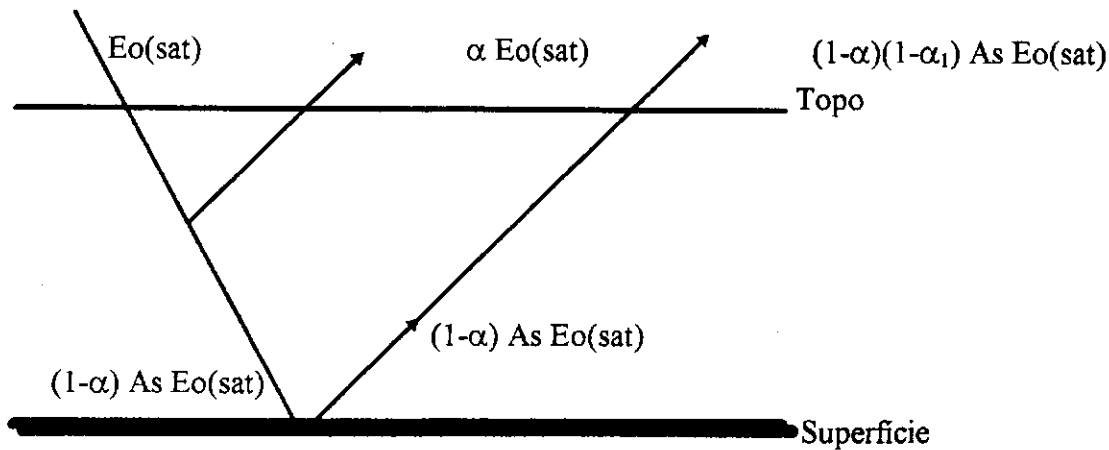


Fig. 3.6 - Interação da Radiação Solar com a Atmosfera para condições de céu aberto (faixa dos satélites).

Neste caso, o albedo da superfície é calculado na banda do satélite para pixels de céu aberto e considera-se $A_s(0.3-1.1\mu\text{m}) = A_s(0.4-1.1\mu\text{m})$. Já o albedo da superfície em banda larga $A_s(0.3-2.8\mu\text{m})$ é calculado considerando uma média ponderada entre o albedo da superfície (vegetação) no infravermelho próximo $A_s(\text{IV})=0.4$ (Ceballos, 1986) e o albedo da superfície na banda do satélite $A_s(0.4-1.1\mu\text{m})$ determinada a partir da imagem. Os fatores de ponderação são as porcentagens de radiação solar nestes dois últimos intervalos espectrais, tomadas a partir do espectro solar (0,3-2,8 μm).

Do balanço de irradiâncias da Figura 3.6, tem-se:

$$E(\text{sat}) = \alpha E_o(\text{sat}) + (1-\alpha)(1-\alpha_1) A_s E_o(\text{sat}) \quad (3.8)$$

onde α é a reflectância atmosférica (ou da atmosfera) associada a radiação solar direta.

Daí, o valor de A_s é dado por:

$$A_s = [E(\text{sat}) - \alpha E_o(\text{sat})] / (1-\alpha)(1-\alpha_1) E_o(\text{sat}). \quad (3.9)$$

A reflectância Rayleigh atmosférica associada a radiação solar direta (α) é dada pela expressão proposta por Lacis e Hansen (1974):

$$\alpha = [0.28 / (1 + 6.43 \cos Z_0)] \cdot \chi, \quad (3.10)$$

onde Z_0 é o ângulo zenital do sol, que é função da latitude do local, declinação solar e do ângulo horário (Varejão-Silva, 1982; Paltridge e Platt, 1976); $\chi = S_0 / S_{0vis} = 1,4$ considerando a correção da reflectância Rayleigh para o intervalo espectral VIS do satélite METEOSAT-5 e $\alpha_1 = 0,0685 \chi$.

O cálculo de $E_g(2)$ é dado a partir de um modelo conceitual, que considera apenas absorção pelo vapor d'água. O valor da transmitância no infravermelho (τ_{IV}) é desprezada. A Figura 3.7 apresenta a interação da radiação solar com a atmosfera para condições de céu com nuvens para o intervalo 2.

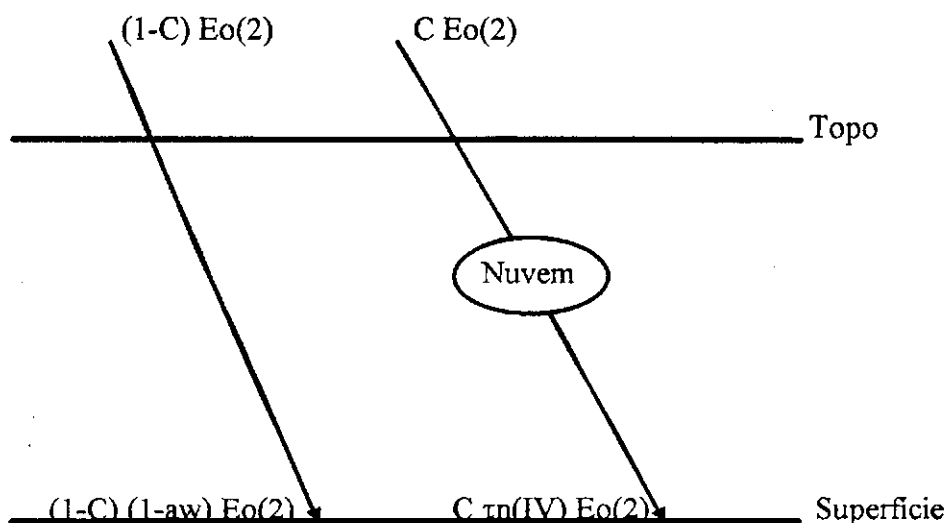


Fig. 3.7 - Interação da Radiação Solar com a Atmosfera para condições de céu com nuvens (Intervalo 2).

Dessa forma, da Figura 3.7, a irradiância incidente na superfície é dada por:

$$E_g(2) = [(1-C) (1-aw) E_o(2)] / (1-C A_s(2) A_n(2)), \quad (3.11)$$

onde $E_o(2)$ é a irradiância solar no topo da atmosfera no intervalo (2); C é a cobertura de nuvens; aw é a absorção de linha do vapor d'água; $A_s(2) = 0,4$ é o albedo da superfície no intervalo (2) e $A_n(2) = 0,4$ é o albedo das nuvens (no IV) a radiação difusa proveniente da superfície.

A cobertura de nuvens (C) é uma função dos counts máximo (Lmax) e mínimo (Lmin) das imagens. Utiliza-se uma climatologia dos counts máximos e mínimos da região para sua determinação, a qual é dada pela expressão:

$$C = (L - L_{\min}) / (L_{\max} - L_{\min}), \quad (3.12)$$

onde L é o count do ponto que se deseja determinar a cobertura de nuvens. Para condições de céu aberto, $C \cong 0$.

O cálculo de a_w é feito utilizando a expressão (Gautier et al. 1980):

$$a_w = 0,099(w/\mu_0)^{0,34} \quad (3.13)$$

onde μ_0 é o cosseno do ângulo zenital e w é a quantidade de água precipitável da atmosfera ($w > 0,5 \text{ g/cm}^2$), a qual é determinada a partir das radiossondagens de Barbalha e Campina Grande.

As irradiâncias solar no topo da atmosfera nos intervalos espectrais considerados (1, 2 e sat), são calculadas pela seguinte expressão:

$$E_o(i) = [S_o(i) / R^2] \cdot \cos Z_o \quad (3.14)$$

onde S_o é o fluxo específico de radiação solar, R^2 é a correção da distância média terra-sol, e $i=1, 2, \text{ sat}$. Os valores de $S_o(i)$, são determinados a partir dos dados de Neckel e Labs de 1984 in Tanré et al. (1986). Neste caso, apresenta-se irradiância solar (em W/m^2) no intervalo de 250nm até 4000nm de 5nm em 5 nm. Ainda, considera-se a irradiância solar total igual a 1372W/m^2 , e, portanto, entre 250nm e 4000nm tem-se o equivalente a 1358W/m^2 . A Tabela 3.5 apresenta valores de S_o nos intervalos espectrais considerados calculados de Neckel e Labs (1984).

TABELA 3.5 - FLUXO ESPECÍFICO DE RADIAÇÃO SOLAR (CONSTANTE SOLAR) E IRRADIÂNCIAS NO TOPO DA ATMOSFERA À DISTÂNCIA MÉDIA TERRA-SOL

	Intervalo (μm)	Irradiâncias (Wm^{-2})
Constante solar	0.10-4.0	1358
METEOSAT-5 VIS (Eosat)	0.40-1.1	906
Piranômetro (WG7)	0.28-2.8	1327

Considerando isotropia, a irradiância emergente do sistema terra-atmosfera detectada pelo sensor VIS do METEOSAT-5 é dada por:

$$E(\text{sat}) = a \pi (\text{count} - 2), \quad (3.15)$$

onde count é o nível de cinza obtido das imagens (para condições de céu aberto, $\text{count} < 40$); e a é a constante de calibração do canal VIS.

Os dados de calibração utilizados neste trabalho são aqueles do anexo do METEOSAT-5 Calibration Report, Issue 10 (EUMETSAT 1995). A constante de calibração considerada para superfície vegetada é $a=1,16$. A Tabela 3.6 mostra valores de constantes de calibração obtidos para várias superfícies; observa-se que "pixels" com características espectrais diferentes levam a constantes de calibração diferentes.

TABELA 3.6 - FATOR DE CALIBRAÇÃO PARA O METEOSAT-VIS EM $\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \text{COUNT}^{-1}$

Tipo de superfície	Fator de calibração
La Mancha (agrícola)	1.16
Deserto	1.08
Nuvens	0.99
Oceano	1.40

Fonte: Kriebel e Amann (1993)

b) AVHRR/NOAA-14

O método consiste em determinar a irradiância global na superfície e o albedo da superfície no espectro solar, a partir de informações do albedo planetário, e A_s na banda do satélite, para counts de céu aberto. Consideram-se três intervalos espectrais que compõem o espectro solar: 1) o intervalo espectral visível (VIS-1: 0.3-0,725 μ m); 2) o intervalo espectral visível (VIS-2: 0,725-1,1 μ m); e 3) o intervalo espectral no infravermelho solar (IV próximo: 1.1-2.8 μ m), o qual é o complemento dos intervalos 1 e 2 para radiação observada por um piranômetro Eppley. No intervalo 1 considera-se que não há absorção pelos gases atmosféricos (O_3 , H_2O). É determinado o albedo planetário na banda do satélite (canal 1: 0,58-0,68 μ m) e considera-se que $A_s(\text{sat})=A_s(\text{VIS})$. No intervalo 2 considera-se que não há influência de dispersão e absorção pelos gases atmosféricos (H_2O). Para o intervalo 3, haja vista a pequena influência dos efeitos dispersivos do ar atmosférico, são apenas considerados os efeitos da absorção de radiação solar pelo vapor d' água (absorção por linha), de acordo com o METEOSAT-5.

A irradiância global na superfície para este caso é dada por:

$$E_g' = E_g'(1) + E_g'(2) + E_g'(3), \quad (3.16)$$

onde $E_g'(1)$, $E_g'(2)$ e $E_g'(3)$ são as irradiâncias globais para os intervalos espectrais (1), (2) e (3), respectivamente. E são dadas pelas seguintes expressões:

$$E_g'(1) = [E_o'(1) - A_p'(1) E_o'(1)] / (1 - A_s'(1)); \quad (3.17)$$

$$E_g'(2) = [(1 - A_p'(2)) E_o'(2)] / [(1 - A_s'(2))]; \quad (3.18)$$

$$E_g'(3) = [(1 - a_w') E_o'(3)]; \quad (3.19)$$

onde $E_o'(1)$, $E_o'(2)$ e $E_o'(3)$ são as irradiâncias solar no topo da atmosfera nos intervalos (1), (2) e (3) respectivamente; A_p' é o albedo planetário calculado com base na curva de calibração do sensor; A_s' é o albedo da superfície calculado a partir das imagens de satélite, tal que $A_s'(2)=A_p'(2)$ e $A_s'(1)$ é dada pela equação (3.23) e a_w' é a absorção de linha do vapor d' água (Paltridge 1973 in Gautier 1980). A irradiância no topo da atmosfera é calculada pela seguinte expressão:

$$Eo'(i) = [So'(i) / R^2] \cdot \cos Zo \quad (3.20)$$

onde $i=1, 2, 3, \text{sat}$. R^2 é a correção da distância média terra-sol e Zo é o ângulo zenital, o qual depende da latitude do local, do ângulo horário e da declinação do sol.

A reflectância Rayleigh para radiação solar direta (α') é dada pela solução da equação de transferência radiativa para uma superfície plana-paralela e espalhamento simples (Tanré 1986 in Freire 1996):

$$\alpha' = [\tau_r P_r] / [4 \mu_0 \mu], \quad (3.21)$$

onde $\tau_r = 0,00888 \lambda^{-4,05} (P/Po)$ é a profundidade óptica Rayleigh (λ é o comprimento de onda médio; Po é a pressão ao nível médio do mar, $Po=1013,15\text{mb}$ e P é a pressão atmosférica ao nível da estação); P_r é a função de fase de espalhamento Rayleigh, que depende do ângulo de dispersão (no caso, $\theta = Zo$); $\mu_0 = \cos Zo$ e $\mu = \cos Z = 1$.

O albedo planetário (Ap') é calculado pela seguinte expressão:

$$Ap' = \text{slope} * \text{count} + \text{intercept} \quad (3.22)$$

A Tabela 3.7 apresenta os valores de slope e intercept para os canais 1 e 2 do sistema AVHRR do satélite NOAA-14 para o período das imagens. A Tabela 3.8 apresenta os valores de counts médios para o segmento entorno de São Gonçalo e pontos de céu aberto das imagens.

O albedo de superfície (As') nas bandas 1 e 2, para condições de céu aberto, são calculados pelas seguintes expressões:

$$As'(1) = [E'(\text{sat1}) - \alpha' Eo'(\text{sat})] / (1-\alpha')(1-\alpha_1) Eo'(\text{sat1}) \quad (3.23)$$

$$As'(2) = Ap'(2) \quad (3.24)$$

O Albedo de superfície no espectro solar (As) foi calculado pela média ponderada idêntica ao caso do METEOSAT-5, mas considerando os 3 intervalos espectrais.

TABELA 3.7 - "SLOPE" E "INTERCEPT" DAS IMAGENS AVHRR/NOAA-14

	Canal 1	Canal 2
Slope	0,1081	0,1090
Intercept	-3,8648	-3,6749

TABELA 3.8 - VALORES DE COUNTS MÉDIOS PARA PÍXELS DE CÉU ABERTO DAS IMAGENS DISPONÍVEIS

DATA-HORA	Canal 1	Canal 2
28/03 - 14:00h	132	192
29/03 - 13:50h	117	194
30/03 - 13:40h	123	194
31/03 - 13:30h	118	192

3.2.1.2 - BALANÇO DE RADIAÇÃO DE ONDAS LONGAS

a) Componente de onda longa atmosférica descendente ($R_{a\downarrow}$)

O componente de onda longa descendente é estimado através de formulações. Para este estudo, utilizou-se as equações propostas por Brunt em 1932 (Equação 3.41) e Swinbank em 1963 (Equação 3.42). Ainda, como não foi possível estimar a temperatura próxima a superfície via satélite, utiliza-se os dados de temperatura e umidade do ar obtidos na estação.

b) Componente de radiação de onda longa emitida pela superfície ($R_t\uparrow$)

O componente de onda longa emitido pela terra é determinado a partir da equação de Stefan-Boltzmann (Liou 1980), ou seja:

$$R_t\uparrow = \varepsilon \sigma T_s^4, \quad (3.25)$$

onde o valor da temperatura de superfície (T_s) é estimado de duas maneiras: com dados do METEOSAT-5 (método “mono-window”) e com dados do AVHRR/NOAA-14 (método “split-window”).

b.1) Cálculo de T_s com METEOSAT-5

A temperatura radiante da superfície é avaliada pelo método “mono-window” desenvolvido por Schmetz (1986). O esquema de transferência radiativa Lowtran-7 é usado para calcular a correção atmosférica, considerando os efeitos da absorção por linha e continuum do vapor d'água. No cálculo da correção atmosférica foram utilizados as sondagens verticais de temperatura e umidade obtidas no experimento.

A equação geral do modelo de Schmetz (1986) é dada sob a forma:

$$L(\delta) = \{\varepsilon(\theta) B_{sfc} + [(1-\varepsilon(\theta)) \varepsilon_{sky} B_{sh}]\} e^{-\delta/\mu} + B_0 + B_1(\delta+\mu), \quad (3.26)$$

onde $[\varepsilon(\theta) B_{sfc}]$ é a contribuição da superfície (radiância emitida pela superfície); $[(1-\varepsilon(\theta)) \varepsilon_{sky} B_{sh}]$ é a contribuição refletida pela superfície (radiação atmosférica refletida pela superfície); $[e^{-\delta/\mu}]$ é a atenuação da atmosfera; $[B_0 + B_1(\delta+\mu)]$ é a contribuição da atmosfera devido aos efeitos de absorção e emissão.

A radiância detectada pelo satélite ($L(\delta)$) é dada pela relação: $L(\delta) = a(C - C_0)$, onde a é a constante de calibração do Meteosat ($a=0,076$ para Março de 1995); C_0 é o space count ($C_0=5$) e C é o valor de count. Já a emissividade da superfície $\varepsilon(\theta)$ é utilizada a referenciada por Coll et al. (1994). Para um corpo negro $\varepsilon(\theta)=1$ e para uma superfície vegetada $\varepsilon(\theta)=0,984$.

A radiância monocromática B_{sfc} é expressa pela função de Planck e é uma função direta da temperatura da superfície (T_s). Dessa forma, tem-se:

$$B_{sfc} = c_1 d\lambda / [\lambda^5 (e^{c_2/\lambda T_s} - 1)], \quad (3.27)$$

onde λ é o comprimento de onda médio da banda ($\lambda = 11,5 \mu\text{m}$); $d\lambda$ é o intervalo de comprimento da banda ($d\lambda = 2 \mu\text{m}$); c_1 e c_2 são constantes; e T_s é a temperatura de superfície (K).

A emissividade da atmosfera para contribuição refletida da superfície (ϵ_{sky}) é dada pela fórmula empírica proposta por Idso (1981), isto é,

$$\epsilon_{sky} = 5,91 \times 10^{-6} e_{sh} \exp(2450/T_{sh}), \quad (3.28)$$

onde e_{sh} é a pressão de vapor próximo à superfície em hPa; T_{sh} é a temperatura próxima à superfície (K), onde utilizou-se a temperatura do abrigo da estação de São Gonçalo-Pb.

A radiância monocromática B_{sh} é dada pela função de Planck, e é função de T_{sh} , ou seja,

$$B_{sh} = c_1 d\lambda / [\lambda^5 (e^{c_2/\lambda T_{sh}} - 1)] \quad (3.29)$$

A transmitância da atmosfera $e^{-\delta/\mu}$ é calculada utilizando-se o código Lowtran-7 (Kneizys et al. 1988).

A contribuição da atmosfera [$B_0 + B_1(\delta + \mu)$] foi desprezada, pois seus valores não tem muita influência nos resultados finais. O erro de estimativa é menor que 1%, quando esta contribuição não é considerada.

b.2) Cálculo de T_s com AVHRR/NOAA-14

Utilizaram-se dados obtidos de imagens do AVHRR/NOAA-14 (canais 4 e 5). As imagens foram navegadas com projeção cilíndrica equidistante e resolução de 801×801 pontos (assim cada imagem tem 1283202 bytes). As imagens são recortadas, abrangendo as regiões entre 2°S e 10°S de latitude e 34°W e 42°W de longitude, com resolução de 0.01° para latitude e longitude.

A temperatura radiante da superfície (T_s) é avaliada pelo método “split-window” proposto por Coll et al (1994). É utilizado o código de transferência radiativa Lowtran-7 para calcular a correção atmosférica devido a absorção do vapor d’água (linha e continuum). No cálculo da correção atmosférica foram utilizados as sondagens verticais de temperatura e umidade obtidas no experimento.

A técnica “split-window” desenvolvida por Coll et al (1994), é expressa por:

$$T_s = T_4 + A.(T_4 - T_5) + B(\epsilon), \quad (3.30)$$

onde T_4 e T_5 são as temperaturas radiométricas dos canais 4 e 5 do sistema AVHRR do satélite NOAA-14; A é um coeficiente função das transmitâncias atmosféricas τ_4 e τ_5 (referentes aos canais 4 e 5); $B(\epsilon)$ é um fator que depende das emissividades de superfície nos canais 4 e 5.

O coeficiente A depende das transmitâncias $\tau_4(\theta)$ e $\tau_5(\theta)$ de cada canal. As transmitâncias foram determinadas a partir do código de transferência radiativa Lowtran-7, utilizando os perfis verticais de temperatura e umidade da região. Daí, tem-se:

$$A = [1 - \tau_4(\theta)] / [\tau_4(\theta) - \tau_5(\theta)]. \quad (3.31)$$

O coeficiente $B(\epsilon)$ depende do tipo de superfície e de coeficientes que dependem de parâmetros radiométricos. Este coeficiente foi determinado por Coll et al (1994) para vários tipos de superfície. No nosso caso, utilizou-se o valor para uma superfície vegetada que corresponde a um valor médio de $1.2 \pm 0.2K$. Os autores aplicaram uma regressão para determinação destes coeficientes, o que não foi possível fazer para o caso deste trabalho, pois existiam poucas imagens disponíveis, sendo assim utilizou-se como padrões, os valores encontrados por Coll et al (1994).

Utilizando-se um programa em linguagem “C” que foi desenvolvido pela FUNCEME, foram determinadas as temperaturas radiométricas (T_4 e T_5) a partir dos valores de count, slope e intercept obtidos das imagens (Tabela 3.9). Dessa forma:

$$\text{rad}[\text{ch}] = \text{slope}[\text{ch}] \times \text{pixel}[\text{ch}] + \text{intercept}[\text{ch}] \quad (3.32)$$

$$\text{radcor}[\text{ch}] = \text{a}[\text{ch}] \cdot \text{rad}[\text{ch}] + \text{b}[\text{ch}] \cdot (\text{rad})^2 + \text{c}[\text{ch}] \quad (3.33)$$

$$\text{T}[\text{ch}] = \text{a1}[\text{ch}] / \log(\text{radcor}) - \text{a2}[\text{ch}], \quad (3.34)$$

onde: a[ch], b[ch], c[ch], a1[ch] e a2[ch] são constantes para cada canal [ch], considerando as correções radiométrica e geométrica para cada canal.

**TABELA 3.9 - VALORES DO SLOPE E INTERCEPT DAS IMAGENS
DISPONÍVEIS**

DIA/HORA	slope(4)	intercept(4)	slope(5)	intercept(5)
28/03/95 - 14:00h	-0.159618	154.339366	-0.179508	175.225431
29/03/95 - 13:50h	-0.159807	154.510664	-0.179708	175.459493
30/03/95 - 13:40h	-0.159863	154.534209	-0.179658	175.391527
31/03/95 - 13:30h	-0.159786	154.457550	-0.179819	175.550743

3.2.2 - BALANÇO DE RADIAÇÃO VIA DADOS EXPERIMENTAIS

O balanço de radiação na superfície (BRS) é determinado utilizando-se os dados meteorológicos e os fluxos de radiação medidos durante o EIS-RADSAT. Os resultados são utilizados para validação das estimativas por satélite.

O saldo de radiação (Rn) é dado pela soma dos componentes do balanço de ondas curtas (BOC) e do balanço de ondas longas (BOL), expressa por:

$$\text{Rn} = \text{BOC} + \text{BOL}, \quad (3.35)$$

ou seja,

$$\text{Rn} = \text{Rs}\downarrow (1-\text{As}) + \varepsilon \text{Ra}\downarrow - \varepsilon \sigma \text{Ts}^4. \quad (3.36)$$

onde $R_{s\downarrow}$ é a irradiância global incidente na superfície, A_s é o albedo da superfície, $R_{a\downarrow}$ é a radiação atmosférica descendente, ϵ é a emissividade da superfície, σ é a constante de Stefan-Boltzman e T_s é a temperatura da superfície. Os termos da Equação (3.35) ou (3.36) foram obtidos como se segue.

a) Saldo de Radiação (R_n)

O Saldo de Radiação foi medido durante o experimento a cada 4 segundos. Para isto foi utilizado um saldo-radiômetro instalado no topo da torre.

b) Balanço de Ondas Curtas (BOC)

O BOC é dado pela diferença de dois componentes, isto é, diferença entre a radiação de ondas curtas incidente (irradiância global que chega no solo - $R_{s\downarrow}$) e a radiação de ondas curtas refletida pelo solo ($R_{s\uparrow}$), dado por:

$$BOC = R_{s\downarrow} - R_{s\uparrow}. \quad (3.37)$$

Os valores de $R_{s\downarrow}$ e $R_{s\uparrow}$ foram medidos com piranômetros estrela Eppley, instalados no topo da torre. Daí o albedo da superfície é determinado pela relação:

$$A_s = R_{s\uparrow} / R_{s\downarrow}. \quad (3.38)$$

c) Balanço de Radiação de Ondas Longas (BOL)

O BOL é determinado pela diferença entre o componente de radiação de ondas longas descendente da atmosfera $R_{a\downarrow}$ e o de radiação emitida pela superfície $R_{t\uparrow}$. Assim seja:

$$BOL = R_{a\downarrow} - R_{t\uparrow}. \quad (3.39)$$

O valor de $R_{t\uparrow}$ é calculado utilizando-se a lei de Stefan-Boltzman para um corpo não negro, expressa por:

$$R_{t\uparrow} = \epsilon \sigma T_s^4, \quad (3.40)$$

onde T_s é a temperatura da superfície (em K), σ é a constante de Stefan-Boltzman e ϵ é a emissividade da superfície. Note-se que foram utilizados dados de temperatura $T_s = T_a$ medidos na estação de São Gonçalo-Pb, o que proporciona erros de até 7° para superfícies com baixa evaporação (vegetação estressada), ou seja, T_s excede em vários casos a temperatura T_a , em até 7° (Price 1993).

O valor de $R_{a\downarrow}$ é calculado utilizando-se dados de temperatura e umidade do ar medidos na estação climatológica da região e/ou das sondagens de balão cativo. De acordo com resultados recentes, utilizou-se as equações proposta por Brunt em 1932 e por Swinbank em 1963 (Leitão, 1994) expressas, respectivamente, por:

$$R_{a\downarrow} = (0,44 - 0,092 \sqrt{e}) \sigma T_a^4 \quad (3.41)$$

$$R_{a\downarrow} = 4,9927 \times 10^{-13} T_a^6, \quad (3.42)$$

onde e é a pressão parcial de vapor (em mmHg) determinada pela equação de Tetens e T_a é a temperatura do ar (°C).

Utilizou-se para os dias de observações as equação (3.41) e (3.42) exceto no dia 27/03/95 que foi usada apenas a equação (3.42), visto que houve problemas com os dados de umidade relativa para este dia. Segundo alguns autores, a equação de Brunt é mais viável e proporciona melhores resultados (Leitão 1994; Feitosa 1996).

CAPÍTULO 4

RESULTADOS

Os resultados são apresentados em três etapas. Na primeira etapa são apresentados resultados do tratamento dos dados disponíveis para São Gonçalo-Pb. Na segunda etapa são feitas comparações entre o saldo de radiação, radiação solar global, albedo e temperatura de superfície medidos durante o experimento e os estimados via satélites, através da aplicação dos modelos descritos na metodologia. Faz-se uma avaliação da eficácia dos métodos para céu aberto. Na terceira etapa são apresentadas correlações entre o saldo de radiação e radiação solar global incidente.

4.1 - DETERMINAÇÃO DO BALANÇO DE RADIAÇÃO NA SUPERFÍCIE VIA DADOS EXPERIMENTAIS (VERDADE TERRESTRE)

São processados os dados medidos de radiação solar, albedo e saldo de radiação na superfície. As medidas de temperatura do ar e umidade relativa do ar, obtidos durante o experimento, são utilizadas para cálculos dos componentes de ondas longas. Estes resultados são utilizados como verdade terrestre para comparação e validação do modelo.

As Figuras 4.1 a 4.5 apresentam os componentes do balanço de radiação dos dias 27 a 31/03/95, respectivamente. Para o cálculo dos componentes de ondas longas, são escolhidos os dias que apresentaram pouca nebulosidade. Esta situação é observada quando a radiação solar global apresenta valores relativamente altos (maiores que 700W/m^2 no ponto de máximo) e uma evolução diária da curva com valores máximos próximo ao meio dia. Observando as curvas de R_s , nota-se que todos os dias apresentam condições de nebulosidade, com poucos horários de céu aberto.

Os dias 28,30 e 31 (Figuras 4.2, 4.4 e 4.5, respectivamente) apresentam situação de céu aberto para o período da tarde. Já o dia 29 (Figura 4.3) apresenta uma curva representativa da evolução diária de R_s , mas os baixos valores de R_s indicam condições de nebulosidade praticamente durante todo o dia. Finalmente, o dia 27 (Figura 4.1) foi o que apresentou maior variação diária da radiação solar global. Dessa forma, observando as curvas, pode-se dizer que o período da tarde é melhor representativo para condições de céu aberto, mais precisamente próximo as 15 horas. Em resumo: o dia 27 é um dia com nebulosidade na maioria dos horários do dia; os dias 28, 30 e 31 são dias que apresentam condições de intermitência, com mais horários de céu aberto e o dia 29 apresenta condições de céu coberto durante todo o dia.

O componente da radiação de ondas curtas refletida (albedo da superfície) não apresentou diferenças significativas no decorrer dos cinco dias de experimento, haja vista a homogeneidade da superfície vegetada escolhida. Seus valores médios estiveram na ordem de 100 W/m^2 para todos os dias, exceto no dia 29. Provavelmente neste dia, a presença de água no solo, faz com que apareçam valores de R_s mais baixos durante o dia. Para alguns horários ocorrem valores de estimativas não concordantes entre os componentes incidente e refletido, quais são: no dia 27 às 11 e 15 horas; dia 30 às 9 horas; e, dia 31 às 11 horas.

No caso dos componentes da radiação de ondas longas para todos os dias de observação, independentemente da cobertura de nuvens, observa-se que não ocorreram variações relevantes. Estes componentes apresentam valores médios entre 400 e 450 W/m^2 para todos os dias, pois a temperatura do ar é praticamente constante ao longo do dia. Deve-se ressaltar que existe o erro de estimativa do componente emitido pela superfície, haja vista que a temperatura utilizada é a temperatura do ar e não a da superfície vegetada.

O comportamento do saldo de radiação (R_n) é modulado pela curva da radiação solar global incidente (R_s). Para todos os dias, observa-se uma boa consistência entre a curva de radiação de ondas curtas incidente e a curva do saldo de radiação. Por outro lado, nota-se que para o dia 27 às 15 horas, dia 30 às 11 horas e dia

31 às 16:30 horas, o valor de R_n é maior do que R_s , o que caracteriza provavelmente erros de medidas, já que para estes horários não ocorre variações nos componentes de ondas longas e no albedo. Observa-se que a média dos valores antes e depois das medidas que apresentaram erros, apresentam valores coerentes. Para estes horários são feitas médias nos valores de R_s de 10 em 10 minutos em torno do horário de observação.

Os erros de medidas são apresentados geralmente quando ocorre uma queda brusca nos valores de R_n , num pequeno intervalo de tempo. Isto deve-se ao fato de um possível erro instrumental ou algum fator não detectado.

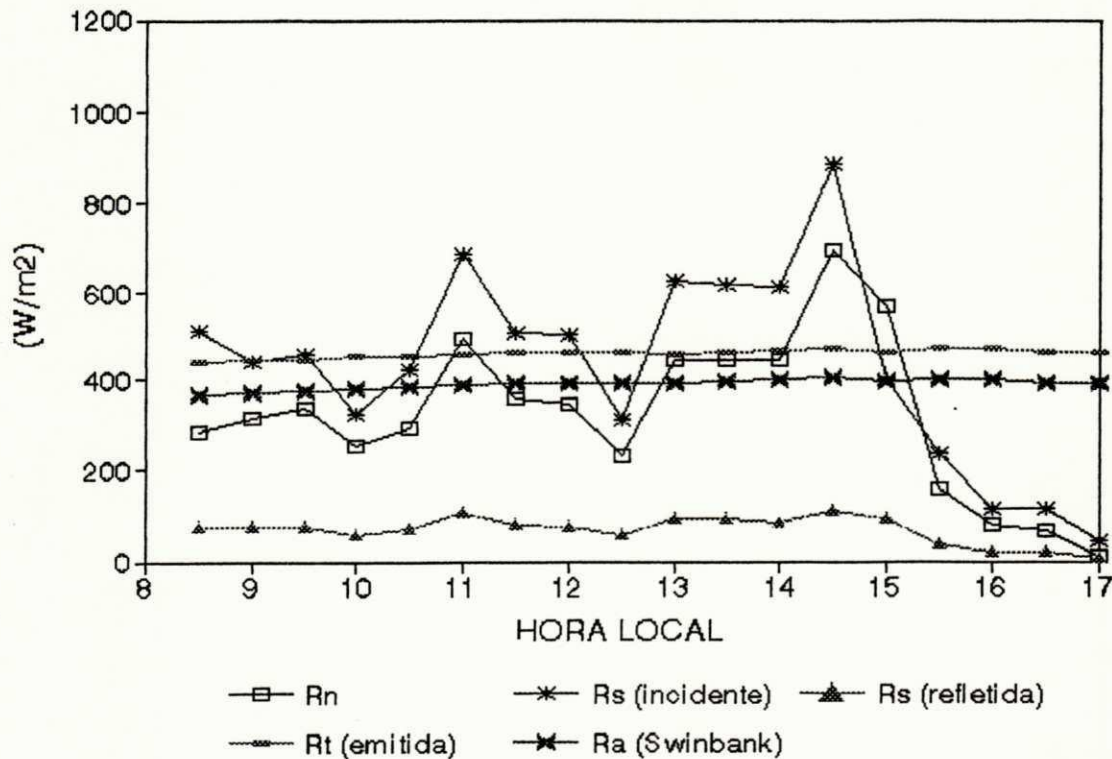


Fig. 4.1 - Comportamento médio diurno dos componentes do balanço de radiação para o dia 27/03/95.

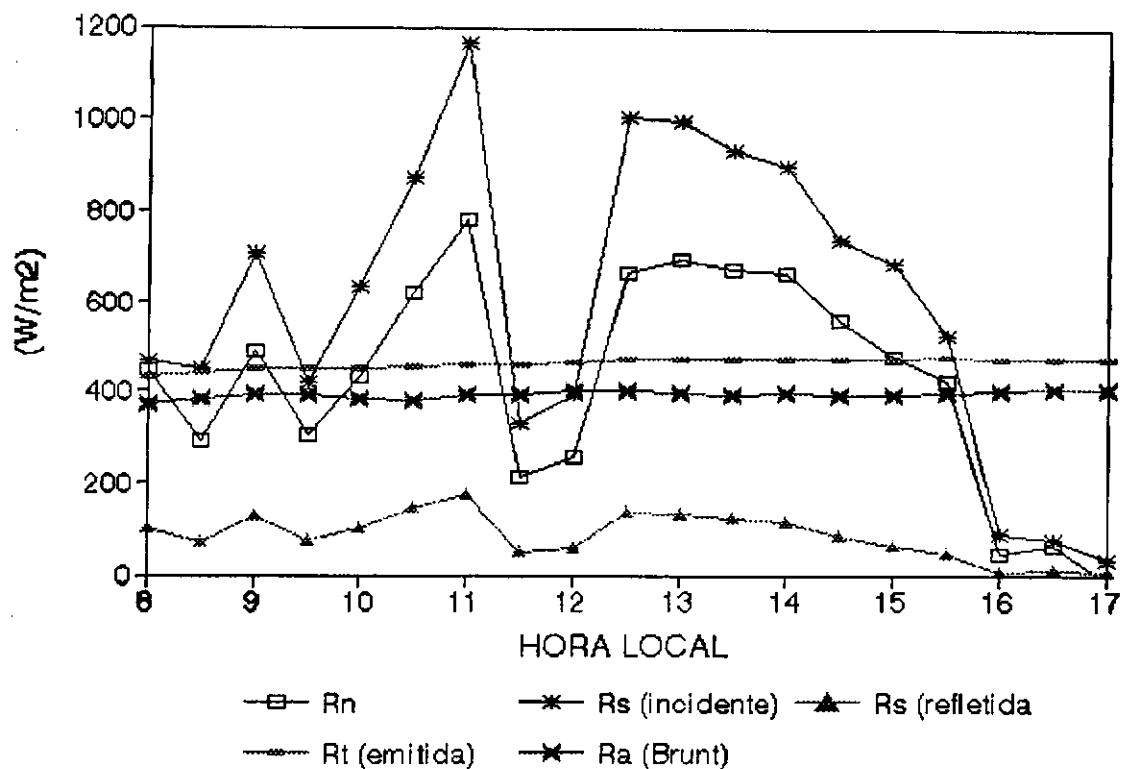


Fig. 4.2 - Comportamento médio diurno dos componentes do balanço de radiação para o dia 28/03/95.

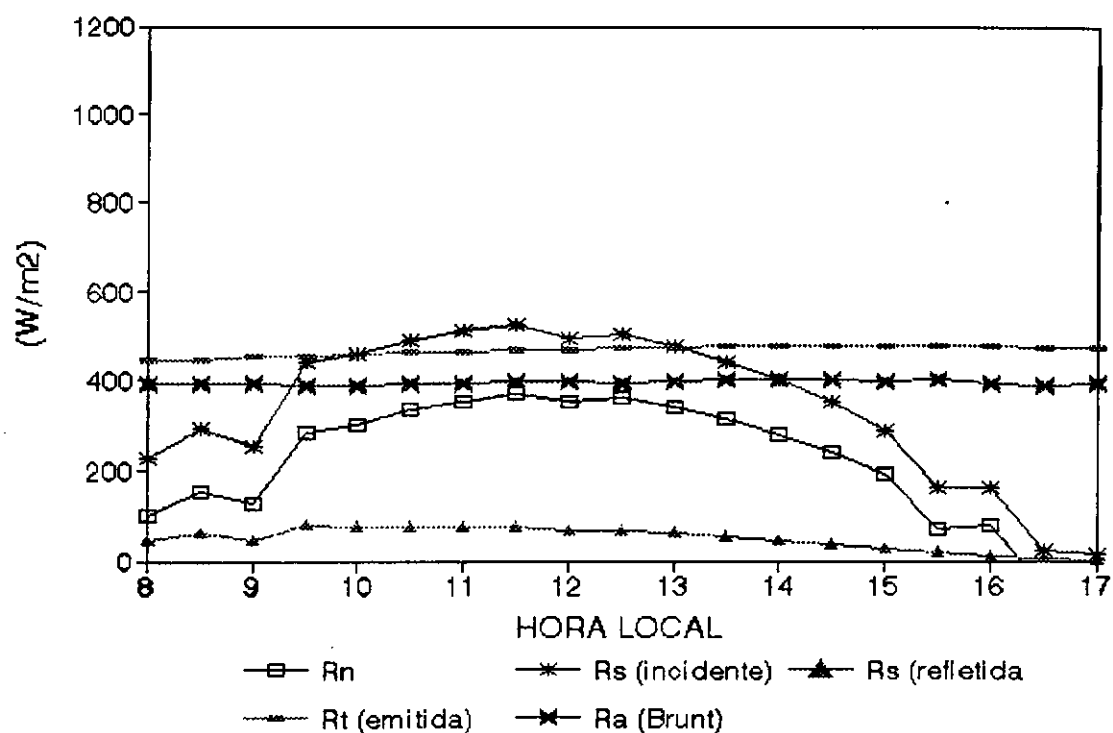


Fig. 4.3 - Comportamento médio diurno dos componentes do balanço de radiação para o dia 29/03/95.

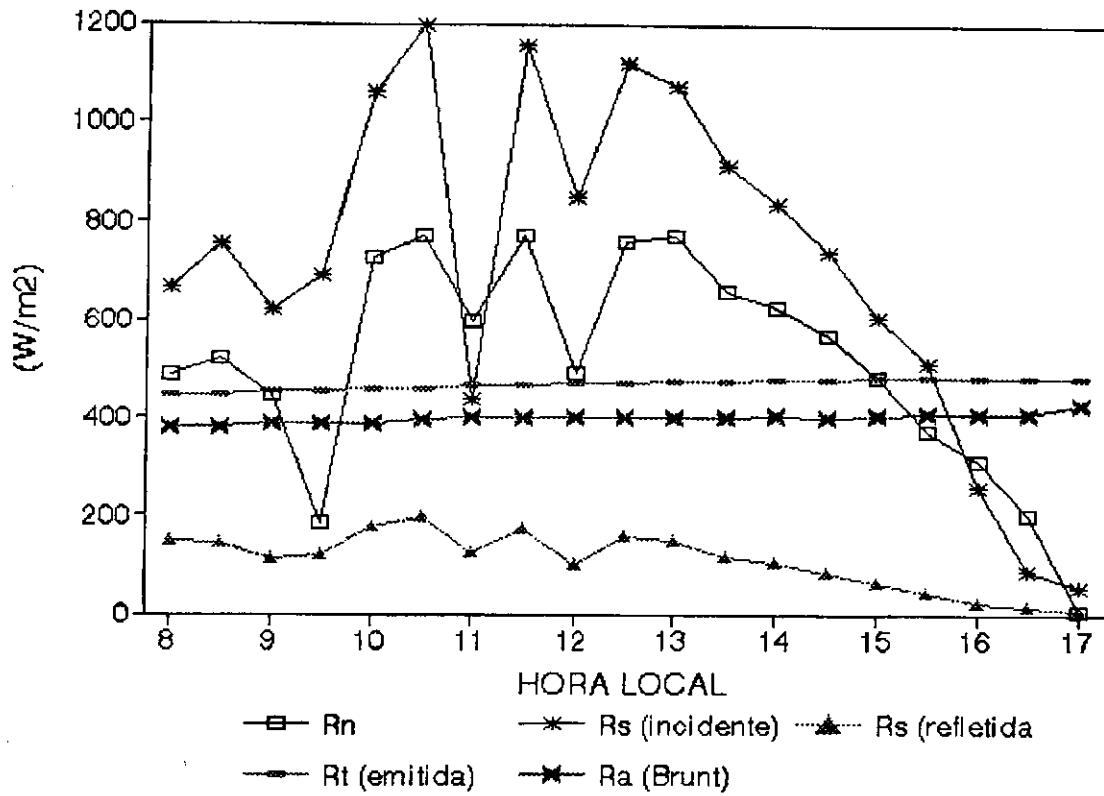


Fig. 4.4 - Comportamento médio diurno dos componentes do balanço de radiação para o dia 30/03/95.

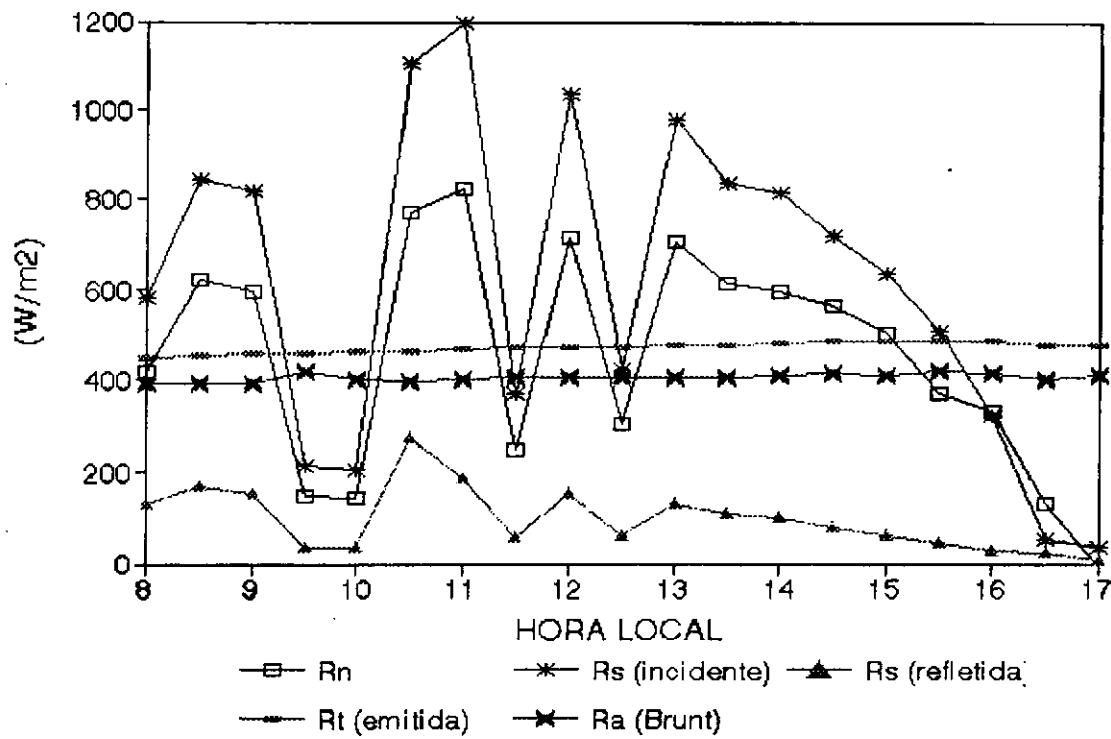


Fig. 4.5 - Comportamento médio diurno dos componentes do balanço de radiação para o dia 31/03/95.

4.2 - ESTIMATIVAS DO BALANÇO DE RADIAÇÃO VIA SATÉLITE

4.2.1 - BALANÇO DE ONDAS CURTAS

a) METEOSAT-5

A Figura 4.6 apresenta o campo de radiação solar global (W/m^2) do dia 30 às 15 horas, para uma região de 5x5 pixels centrada em São Gonçalo - Pb. Este campo é elaborado a partir dos valores de R_s estimados usando o método descrito na metodologia utilizando imagens provenientes do satélite METEOSAT-5. Foi aplicado o programa computacional "winsurfer", onde o eixo x é considerado eixo das longitudes, o eixo y das latitudes e o eixo z como sendo o eixo dos valores de R_s . O método utilizado para elaboração dos "grids" foi o método da mínima curvatura. Verifica-se que não há grandes variações nos valores da radiação solar global incidente na superfície para a região de São Gonçalo-Pb. Esta variação está entre 620 e 780 W/m^2 . Observa-se que este campo apresenta uma homogeneidade na região de São Gonçalo-Pb, isto é devido a pouca variação de latitude e longitude da grade. O centro de mínimo é referente à nebulosidade da região.

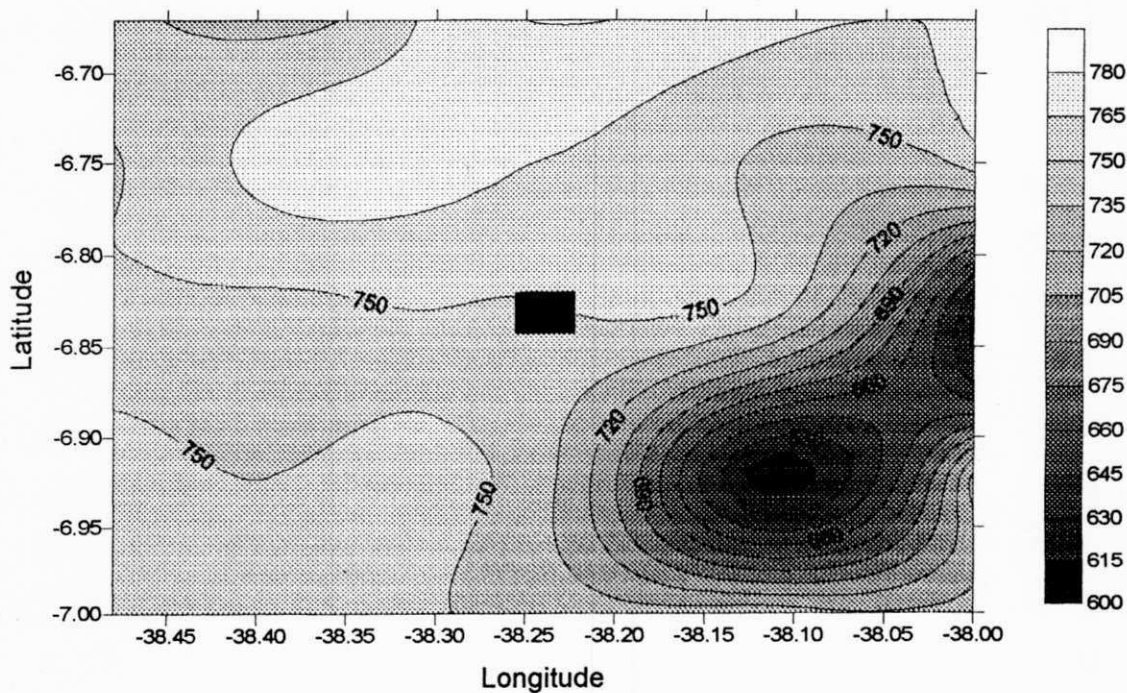


Fig. 4.6 - Campo de radiação solar global (W/m^2) para o dia 30/03/95 as 15 horas, obtido com o satélite METEOSAT-5 (centrado em São Gonçalo).

Observa-se também a consistência dos valores de R_s para região de São Gonçalo-Pb, píxel central do campo, com os dados medidos e apresentados na Figura 4.4, para o horário de estimativa. Isto foi verificado para todos os campos considerados, e que aqui não foram colocados.

A radiação solar global (R_s), albedo da superfície (A_s) e o balanço de ondas curtas (BOC) são estimados a partir do modelo desenvolvido por Moura (1993) e modificado por Ceballos e Moura (1996) mediante satélite, e são comparados com dados observados durante o EIS. A Tabela 4.1 apresenta os valores de R_s , A_s e BOC (estimados e observados) para os dias e horários das imagens de céu aberto ou não.

Para alguns horários de observações, observa-se que os valores de R_s (obs) obtidos na torre são bastante diferentes dos estimados via satélite. Isto deve-se ao fato destes serem valores médios de 10 em 10 minutos e que nesses dias apresentam-se muitas variações de nebulosidade. Sendo assim, para estes casos são utilizados os valores medidos pontualmente com um piranômetro Eppley modelo PSP e filtro WG7-285, instalado na estação meteorológica durante o período do experimento.

TABELA 4.1 - COMPONENTES DO BALANÇO DE RADIAÇÃO DE ONDAS CURTAS COM METEOSAT-5

Data-hora	R_s (est)	R_s (obs)	A_s (est)	A_s (obs)	BOC(est)	BOC(obs)
27/03-09h	750.36	732.05	0.14	0.17	645.31	607.60
27/03-11h	834.56	785.69	0.14	0.16	717.72	659.98
27/03-15h	649.28	599.50	0.14	0.18	558.38	491.59
28/03-09h	631.55	611.66	0.14	0.18	543.13	501.56
28/03-11h	1033.50	1029.45	0.14	0.16	888.81	864.74
28/03-15h	753.82	728.44	0.14	0.17	648.29	604.60
30/03-09h	730.68	732.05	0.14	0.18	628.38	600.28
30/03-12h	1137.62	1123.00	0.14	0.16	978.35	946.32
30/03-15h	747.67	728.44	0.14	0.17	628.95	604.60

* Os valores de radiação solar e BOC são dados em W/m^2 .

Observam-se que os valores de radiação solar global estimados, $R_s(\text{est})$, são consistentes com os de radiação solar global medidos, $R_s(\text{obs})$. A presença de nuvens em algumas imagens observadas, apresenta um erro maior de estimativa, visto que os erros nas determinações dos counts máximos e mínimos, proporcionam maiores erros na estimativa da cobertura de nuvens (C), principalmente pela determinação de L_{max} , o qual sub-estima o valor de C , e conseqüentemente aumenta o erro nos valores de $R_s(\text{est})$. O valor de $R_s(\text{est})$ é maior que o de $R_s(\text{obs})$, exceto no dia 30/03 às 9 horas. Vale salientar que os valores de L_{min} e L_{max} , considerados para determinação da cobertura de nuvens, não são obtidos de uma boa climatologia.

Analisando os dados de R_s observa-se que no dia 28 os valores estimados correspondem melhor aos observados na torre. Para o dia 27, provavelmente devido a erros de medidas para as 11 e 15 horas, pode-se observar a curva de R_s (Figura 4.1) para estes horários; mesmo assim, considera-se o valor das 11 horas; já às 9 horas foi obtida a média dos 10 minutos antes e 10 minutos depois do dia 28; e às 15 horas foi obtido o valor medido na estação, com piranômetro. O dia 30 é o dia com mais problemas de medidas. Assim considera-se para às 9 e 15 horas os valores do dia 28 e para às 12 horas é obtida a média para os valores medidos na estação. Os melhores resultados para céu aberto foram dia 28 às 11 horas e 30 às 12 horas. Os erros encontrados foram no máximo de 8.3%. A tendência deve ser melhor quando considera-se médias diárias e mensais, o que pode ser importante do ponto de vista de aplicação em modelos de previsão de tempo e clima.

Pode-se ressaltar também a compatibilidade dos dados de radiação solar estimado, $R_s(\text{est})$, fazendo-se comparações dos valores obtidos na Tabela 4.1 com o campo de R_s (Figura 4.6) e com as imagens de satélite obtidas durante o experimento (Figura 3.2).

O albedo da superfície apresenta um erro grande, atribuindo-se para tal aos valores de counts médios 5x5km (água+vegetação), e as imprecisões de aproximações na transformação de albedo de banda estreita para albedo de banda larga, haja vista que apenas utiliza-se uma média ponderada. Neste caso, nota-se que $As(est)$ é menor que o $As(obs)$. Esta subestimativa apresenta uma diferença relativa de aproximadamente 18%. Isto, possivelmente deve-se ao fato que $As(est)$ no VIS foi subestimado (onde $As(sat) \cong 0.07$ não apresenta muita diferença e $As(IR)=0.4$, segundo Ceballos 1986). Porém, considerando a diferença $(1 - As)$, a diferença relativa cai para aproximadamente 4% e nos leva a uma super-estimativa do $BOC(est)$ para todos os casos.

Quanto ao BOC, observam-se que as estimativas são consistentes, mesmo os erros de estimativas dos componentes se mantendo presentes nos resultados finais. Note-se que o $BOC(est)$ é maior que o $BOC(obs)$ para todos os casos, apresentando uma diferença relativa média de aproximadamente 6% (com erro mínimo de 3% e máximo 9%), exceto no dia 27 às 15 horas, cujo erro de super-estimativa é de aproximadamente 20%, cujo fato deve-se aos erros de medidas de $Rs(obs)$ para este horário.

As imagens que apresentaram condições de céu aberto para região de São Gonçalo foram as dos dias 28 e 30 das 15 horas (vide Figura 3.2). Os pontos de céu aberto foram considerados como uma média dos valores próximos a São Gonçalo. Esta interpolação foi válida visto que a variabilidade espacial dos valores de counts são pequenas para estes dois dias.

b) AVHRR / NOAA-14

A Tabela 4.2 apresenta os valores de R_s , A_s e BOC medidos e estimados mediante AVHRR/NOAA-14, para os dias e horários das imagens de céu aberto.

**TABELA 4.2 - COMPONENTES DO BALANÇO DE RADIAÇÃO DE ONDAS
CURTAS COM AVHRR-NOAA-14**

Data-hora	$R_s(\text{est})$	$R_s(\text{obs})$	$A_s(\text{est})$	$A_s(\text{obs})$	BOC(est)	BOC(obs)
28/03-14:00h	971.23	916.30	0.17	0.18	806.12	751.37
29/03-13:50h	998.46	923.00	0.17	0.18	828.72	756.86
30/03-13:40h	1023.66	936.19	0.16	0.18	859.87	767.68
31/03-13:30h	1062.20	978.72	0.16	0.19	892.25	792.76

* Os valores de radiação solar e BOC são dados em W/m^2 .

A estimativa da radiação solar global na superfície (R_s) é obtida a partir do método descrito na metodologia, para dias com condições de céu aberto. As diferenças relativas são de 6% a 9%. Comparando estes resultados com os estimados via METEOSAT-5, observa-se que ambos proporcionam bons resultados de estimativas. De fato, os erros relativos de R_s encontrados com METEOSAT-5 foram menores do que com NOAA-14.

Observa-se uma super-estimativa de $R_s(\text{est})$ em relação a $R_s(\text{obs})$. As diferenças entre estes dois valores aumenta no decorrer dos dias, e variam entre 55 e 90 W/m^2 . Estas diferenças devem ser devido ao fato que os valores de R_s estimados foram obtidos para condições de céu aberto, onde são considerados apenas os counts de céu aberto nas proximidades de São Gonçalo (numa grade de 3x3 pixels). Já os valores de R_s medidos foram obtidos em condições de nebulosidade, note-se que as curvas de R_s dos dias 28, 30 e 31 (Figuras 4.2, 4.4 e 4.5, respectivamente), no período entre 13 e 14 horas, apresentam uma queda na curva com concavidade para baixo, indicando condições de nebulosidade. Para o dia 29 (Figura 4.3), os baixos valores de R_s (entre 400 e 450 W/m^2) indicam condição de nebulosidade para o período entre 13 e 14 horas.

O Albedo de superfície estimado é menor que o valor observado para todos os casos. Esta sub-estimativa também é observada no caso do METEOSAT-5. A diferença relativa desta vez é de aproximadamente 8% no caso de A_s (est e obs). Esta diferença é de 2% de super-estimativa do BOC, quando consideramos $(1 - A_s)$.

Para o caso do satélite NOAA-14, o erro de estimativas do albedo são menores do que para o METEOSAT-5, provavelmente devido as duas bandas 1 e 2, a resolução espacial deste satélite e o horário da imagem. No caso do METEOSAT-5, por se ter uma área maior (média de 5x5 pixels), podendo ser contaminada pelo açude de São Gonçalo (localizado aproximadamente 2km do experimento), espera-se que haja uma queda no valor do albedo, proporcionando um maior erro quando comparado com os valores medidos.

Como se pode observar, as diferenças relativas do BOC(est) e BOC(obs) são pequenas, apresentando erros relativos entre 7% e 13%, devida as diferenças entre os valores de R_s (est) e R_s (obs), pois os erros de $(1 - A_s)$ são pequenos e não fazem tanta diferença. Nota-se que ocorre um aumento do erro do dia 28 ao dia 31. Este fato, deve-se a nebulosidade sobre o ponto de observação durante o período das imagens.

4.2.2 - BALANÇO DE ONDAS LONGAS

A Tabela 4.3 apresenta os valores da temperatura de superfície estimadas via satélite com aplicação dos métodos “mono window” (METEOSAT-5) e “split window” (NOAA-14). Estes valores correspondem as médias dos counts de céu aberto encontrados na grade de 5x5 pixels, centrada em São Gonçalo, para os satélites NOAA-14 (o que corresponde a uma resolução espacial de 20x20km) e METEOSAT-5 (o que corresponde a uma resolução espacial de 25x25km). Além disso, são apresentadas as temperaturas de superfície para o pixel de São Gonçalo para o NOAA-14 e as temperaturas do ar (verdade terrestre - V.T.) medidas na estação.

TABELA 4.3 - ESTIMATIVAS DA TEMPERATURA DE SUPERFÍCIE COM
SATÉLITE (K)

Data - Hora	NOAA-14 Ts-medio	NOAA-14 Ts-São Gonçalo	METEOSAT-5 Ts-medio	V. T. Ta (estação)
27/03 - 15h	-	-	302.0	302.2
28/03 - 14h	304,2	-	-	303.2
28/03 - 15h	-	-	303.9	303.4
29/03 - 13:50h	305.9	306.5	-	303.8
30/03 - 13:40h	306.8	306.8	-	304.2
30/03 - 15h	-	-	300.1	302.4
31/03 - 13:30h	309.2	310.2	-	304.8

Nota-se que a região é razoavelmente homogênea do ponto de vista de temperatura, principalmente no caso dos dados com NOAA-14. No caso do METEOSAT-5, há maiores diferenças, talvez por ser maior o tamanho do píxel, ou seja, maior resolução espacial. Contudo, a região de São Gonçalo possui valores de Ts consideráveis quando comparados com as médias das grades (isto pode ser observado nas colunas 2 e 3 da Tabela 4.3). A coincidência dos valores de Ts para o dia 30 é devido ao valor médio ter sido obtido apenas por três pontos de céu aberto.

Cabe uma observação. Os valores de Ts devem ser maiores do que os valores de Ta, e esta diferença deve aumentar no decorrer dos dias, haja vista que a umidade do solo deveria ser maior no início do experimento (ocorrência de precipitação até o dia 26/03). De acordo com a Tabela 4.3, isto é observado e é mais representativo nas estimativas de Ts com o satélite NOAA-14 do que para com o METEOSAT-5.

Para determinação dos componentes do balanço de ondas longas, utiliza-se as temperaturas estimadas e apresentadas na Tabela 4.3. Para tal são apresentadas as estimativas como se segue.

a) METEOSAT-5

Para aplicação do método de estimativa da temperatura de superfície (T_s) são utilizados imagens com pixels de céu aberto próximo a São Gonçalo e as medidas de radiossondagens. Desta forma, é utilizado apenas o horário das 15 horas. Observa-se que, os valores de T_s são mais ou menos consistentes com os valores de T_a , mas a influência do tamanho do pixel (5x5 km) faz com que os resultados não sejam muito representativos, proporcionando erros de até 5K, para o caso do dia 31.

A radiação de ondas longas emitida pela superfície, apresenta bons resultados para os dias 28 e 30/03 às 15 horas. Para o dia 27, como foi utilizada a imagem das 16 horas, devido a contaminação por nuvens da imagem das 15 horas, obteve-se uma diferença relativa muito maior entre os valores estimados via satélite e os valores calculados. Também, é importante ressaltar que, para se calcular este componente (verdade terrestre) se utilizou da temperatura do ar próximo a superfície e não da temperatura da superfície, o que não deixa de ser uma fonte de erro nos cálculos, como já foi dito anteriormente.

No caso do componente de onda longa descendente não são feitas comparações, pois este componente é determinado apenas pela utilização das equações de Brunt e Swinbank. Todavia, o BOL apresenta a mesma ordem de grandeza, e melhores resultados para os dias que provavelmente teriam mais umidade no solo (ou seja, dia 27 maior que dia 28 o qual é maior que o dia 30). Isto é observado tanto quando utiliza-se Brunt como Swinbank (Tabelas 4.4a e 4.4b). Por outro lado, se esperava no dia 30 um valor absoluto do BOL(est) maior, por ter sido um dia mais seco, mas ele se mantém na mesma ordem de grandeza dos outros dias, entre -75 e -85 W/m^2 .

As Tabelas 4.4a e 4.4b apresentam os resultados de R_a , R_t e BOL. Observa-se que para dias menos seco (27/03 e 28/03) as estimativas de Brunt são melhores do que as de Swinbank.

TABELA 4.4a - COMPONENTES DO BALANÇO DE RADIAÇÃO DE ONDAS LONGAS COM R_a CALCULADO POR BRUNT (W/m²) PARA O METEOSAT-5

Data - Hora	ϵR_a	Rt(estimado)	Rt(observad)	BOL (est)	BOL (obs)
27/03 - 15h	406,2	464,1	465,3	-57,9	-59,1
28/03 - 15h	389,3	475,9	472,8	-86,6	-83,4
30/03 - 15h	381,9	452,5	466,6	-70,6	-84,7

TABELA 4.4b - COMPONENTES DO BALANÇO DE RADIAÇÃO DE ONDAS LONGAS COM R_a CALCULADO POR SWINBANK (W/m²) PARA O METEOSAT-5

Data - Hora	ϵR_a	Rt(estimado)	Rt(observad)	BOL (est)	BOL (obs)
27/03 - 15h	374,2	464,1	465,3	-89,9	-91,1
28/03 - 15h	383,2	475,9	472,8	-92,7	-89,6
30/03 - 15h	375,7	452,5	466,6	-76,8	-90,9

Observa-se que para os dias 27 e 28, os quais provavelmente tinham umidade do solo alta (pois choveu no dia anterior), a diferença $T_s - T_a$ é pequena e o BOL apresenta erros relativos menores que 5%. Para o dia 30/03, que corresponde à dia mais seco, a diferença $T_s - T_a$ é maior e o BOL estimado apresenta erros da ordem de 17%.

b) AVHRR / NOAA-14

As Tabelas 4.5a e 4.5b apresentam os componentes do balanço de radiação de ondas longas estimados com dados do satélite NOAA-14 e medidos no experimento de campo. Observa-se que os valores são bastante satisfatórios quando se

compara os estimados via satélite aos observados. Os erros associados ao BOL são devido as diferenças $T_s - T_a$ e a nebulosidade.

O método “split window” se aplica melhor para determinação da temperatura de superfície do que o método “mono-window”. Observa-se que ocorreu uma super-estimativa do BOL estimados via satélite com relação aos observados, mas sem diferenças relativas. Isto é devido a $T_s > T_a$ (esperado para dias seco), já que no cálculo do BOL(obs) foi utilizado T_a . O dia 31/03 (dia de menor umidade no solo) foi o que apresentou maior diferença, como era esperado, haja vista que a umidade na superfície faz com que a diferença $T_s - T_a$ seja pequena. Os valores do BOL(est) e BOL(obs) aumentam em valor absoluto no decorrer dos dias, tanto para Brunt como Swinbank. Nota-se que a umidade no solo faz diferença, ou seja, quanto mais seco o solo maior a diferença entre BOL(est) e o BOL(obs).

TABELA 4.5a - COMPONENTES DO BALANÇO DE RADIAÇÃO DE ONDAS LONGAS COM R_a CALCULADO POR BRUNT (W/m^2) PARA NOAA-14

Data-hora	ϵ Ra(Brunt)	Rt(est)	Rt(obs)	BOL(est)	BOL(obs)
28/03-14:00h	385,4	477,8	471,5	-92,4	-86,1
29/03-13:50h	393,7	488,5	475,3	-94,8	-81,6
30/03-13:40h	399,8	494,3	479,7	-94,5	-79,9
31/03-13:30h	405,7	510,0	481,5	-104,3	-75,8

TABELA 4.5b - COMPONENTES DO BALANÇO DE RADIAÇÃO DE ONDAS LONGAS COM R_a CALCULADO POR SWINBANK (W/m^2) PARA O NOAA-14

Data-hora	ϵ Ra(Swinb.)	Rt(est)	Rt(obs)	BOL(est)	BOL(obs)
28/03-14:00h	398,8	477,8	471,5	-79,0	-72,7
29/03-13:50h	403,5	488,5	475,3	-85,0	-71,8
30/03-13:40h	409,1	494,3	479,7	-85,2	-70,6
31/03-13:30h	411,6	510,0	481,5	-98,4	-69,9

4.2.3 - SALDO DE RADIAÇÃO

a) METEOSAT-5

O saldo de radiação (R_n) estimado com METEOSAT-5 apresenta bons resultados. As diferenças relativas entre os valores estimados e os observados são de 6% a 13%, quando utiliza-se a equação de Brunt, e de 2% a 12%, quando aplica-se a equação de Swinbank; esta variação é devido aos problemas de nebulosidades que contaminaram as imagens no período do experimento. No segundo caso, as diferenças são menores devido ao fato de que Swinbank não depende da umidade do ar. Estes erros são aceitáveis quando deseja-se determinar alguns parâmetros meteorológicos.

As diferenças relativas entre o $R_n(\text{est})$ e o $R_n(\text{med})$ crescem do dia mais úmido (dia 27) para o dia mais seco (dia 30). Já as diferenças relativas entre $R_n(\text{est})$ e $R_n(\text{cal})$ apresentam erros que variam de 1.5% a 4.5% para ambos os casos (tanto Brunt como Swinbank).

Observa-se que os valores de R_n estimados com Brunt e Swinbank possuem a mesma ordem de grandeza de R_n medido e calculado por Brunt e Swinbank. Para o horário das 15 horas, tem-se no dia 27/03 valores da ordem de 400W/m^2 ; e para os dias 28 e 30/03 valores aproximados de 500W/m^2 .

Daí, a priori, pode-se concluir que os métodos de estimativas do BOC e BOL, quando utilizados para estimativas de R_n se compensam e de certo ponto, tornam as estimativas sujeitas a erros sistemáticos menores. A Tabela 4.6 apresenta os valores de R_n estimados via satélite e medidos com saldo-radiômetro e os valores calculados pela equação do balanço com dados medidos.

TABELA 4.6 - VALORES DO SALDO DE RADIAÇÃO (Rn) COM METEOSAT-5

Data - Hora	Rn (medido)	Rn(cal.Brunt)	Rn(est.Brunt)	Rn(cal.Swin)	Rn(est.Swin)
27/03 - 15h	413,8	432,5	454,6	400,5	422,6
28/03 - 15h	528,7	521,2	561,7	515,3	555,6
30/03 - 15h	505,6	519,9	572,2	513,7	565,6

* Os valores do saldo de radiação são dados em W/m^2 .

b) AVHRR/NOAA-14

A Tabela 4.7 apresenta os valores do saldo de radiação estimados via satélite e medidos. Observam-se bons resultados das diferenças de $T_s - T_a$, tanto para Brunt como para Swinbank, pois a diferença relativa foi da ordem de 8% a 13% quando determinado com Brunt e da ordem de 10% a 14% quando aplicado em Swinbank. Da mesma forma que no caso do METEOSAT-5, estes erros não influenciam no cômputo geral de ETP. Comparando-se os valores de $R_n(\text{cal})$ e $R_n(\text{est})$, observa-se uma diferença relativa que varia de 1% a 3%.

TABELA 4.7 - VALORES DO SALDO DE RADIAÇÃO (Rn) COM NOAA-14

Data - Hora	Rn (medido)	Rn(cal.Brunt)	Rn(est.Brunt)	Rn(cal.Swin)	Rn(est.Swin)
28/03 - 14:00	658,9	665,3	713,7	678,7	727,1
29/03 - 13:50	-	675,3	733,9	685,1	743,7
30/03 - 13:40	676,5	687,8	765,4	697,1	774,7
31/03 - 13:30	697,4	717,0	788,0	722,9	793,9

* Os valores do saldo de radiação são dados em W/m^2 .

Os valores de R_n (estimado) e R_n (calculado e medido) não possuem a mesma ordem de grandeza, proporcionando assim maiores erros. Este problema deve-se a condição de nebulosidade sobre São Gonçalo, a qual proporcionou diferenças relativas entre $R_s(\text{med})$ e $R_s(\text{est})$. Note-se que a ordem de grandeza de $R_n(\text{est})$ é maior

que 700W/m^2 , e $R_n(\text{cal e med})$ são menores que 700W/m^2 . Todavia, isto não significa que as estimativas de R_n via satélite não são boas.

4.3 - CORRELAÇÃO ENTRE O SALDO DE RADIAÇÃO E RADIAÇÃO SOLAR

Nesta seção são apresentadas as regressões entre o saldo de radiação medido e as radiações globais medida experimentalmente e estimada via satélite. Assim, foram feitas comparações entre os coeficientes de correlações com base em médias diárias para o período de 5 dias e também com base em valores horários.

Este critério foi tomado haja vista que, analisando previamente os dados, observou-se que os mesmos apresentavam problemas de medidas para os horários de imagens de satélite, os quais foram mostrados anteriormente. Vários trabalhos (como Leitão 1994; Feitosa 1996; entre outros) apresentam este tipo de correlação, visto que a radiação solar global incidente na superfície é o componente de maior predominância no balanço de radiação.

São apresentadas as correlações dos valores observados para cada dia, com valores de 10 em 10 minutos durante o período de 8 às 16 horas. A Tabela 4.8 apresenta os resultados das regressões lineares diárias entre o saldo de radiação observado e a radiação solar global com dados medidos. Nesta tabela, a constante a corresponde ao coeficiente da variável R_s , b é o coeficiente independente e R^2 é o coeficiente de correlação. A tabela também dispõe dos erros padrões de coeficiente e de estimativa. Observa-se que não existe muita variação no coeficiente de R_s e que o coeficiente de correlação são bons. Com relação ao coeficiente independente, nota-se que a variação apresentada corresponde a menos de 10% dos valores de R_n (obs), já que este coeficiente depende das variações de R_n .

**TABELA 4.8 - RESULTADOS DAS REGRESSÕES LINEARES DIÁRIAS ENTRE
O SALDO DE RADIAÇÃO E A RADIAÇÃO SOLAR GLOBAL INCIDENTE
OBSERVADOS ($R_n = a.R_s + b$)**

Data	a	b	R ²	erro padrão de estimativa	erro padrão coeficiente.
27/03/95	0.765	-16.47	0.979	26.74	0.015
28/03/95	0.653	39.94	0.938	48.06	0.023
29/03/95	0.681	-0.099	0.944	26.23	0.023
30/03/95	0.686	16.36	0.926	56.59	0.027
31/03/95	0.699	11.82	0.950	45.44	0.022
todos os dias	0.700	6.20	0.968	28.58	0.018

As Figuras 4.7 (a) a 4.12 (a) apresentam os resultados das regressões correspondentes a Tabela 4.8 (dados brutos). Elas representam tais correlações e dão uma idéia da precisão das estimativas, mostrando que todos os pontos estão ajustados a uma reta, o que confirma a existência de uma boa regressão linear. Os erros-padrões de estimativas (EPE) dos dados brutos são aceitáveis para valores de R_n médio e alto, mas proporciona erros maiores para valores de R_n baixos. Por outro lado, foi feita uma eliminação de dados aberrantes, considerando como dados expurgos os pontos localizados fora do intervalo $R_n = (a R_s + b) \pm EPE$. A Tabela 4.9 apresenta os resultados dos dados tratados e as Figuras 4.7 (b) a 4.12 (b) representa a melhor reta destas regressões. Note-se os melhores resultados de R^2 e EPE, mas o problema de R_n pequeno continua, como observa-se, por exemplo, no dia 28/03, um erro de aproximadamente 10% para os valores de R_n . Vários autores encontraram resultados próximos a estes em estudos feitos sobre florestas, citam-se: Leitão (1994) e Feitosa (1996).

Os coeficientes da regressão entre R_n e R_s são válidos para horários em que o erro de estimativa é menor que 10%, e isto é aceitável para valores de R_n maiores que 200 W/m^2 , quando se pretende utilizar estas informações num contexto mais de previsão de tempo e clima.

**TABELA 4.9 - RESULTADOS DAS REGRESSÕES LINEARES DIÁRIAS ENTRE
O SALDO DE RADIAÇÃO E A RADIAÇÃO SOLAR GLOBAL INCIDENTE
OBSERVADOS ELIMINANDO PONTOS ABERRANTES ($R_n = a.R_s + b$)**

Data	a	b	R ²	erro padrão de estimativa	erro padrão coeficiente
27/03/95	0.757	-17.04	0.995	13.22	0.008
28/03/95	0.687	8.68	0.982	26.30	0.013
29/03/95	0.608	33.41	0.964	15.38	0.017
30/03/95	0.640	59.40	0.972	29.73	0.016
31/03/95	0.671	35.11	0.977	25.62	0.015
todos os dias	0.691	9.77	0.984	19.09	0.013

Por sua vez, observa-se para o dia 29/03 um erro sistemático nos valores de R_s entre 300 e 500 W/m^2 , correspondendo a uma variação entre 200 e 300 W/m^2 para os valores de R_n . Vale salientar que este dia foi totalmente nublado, daí que os erros nas estimativas de $R_n \times R_s$ são piores. O coeficiente a para este dia é de 0.608 e o valor de EPE é bom, mas a razão EPE/ R_n é pior.

Pode-se observar as boas correlações, para todos os casos, principalmente quando foi eliminado os pontos aberrantes. Portanto, existindo uma boa correlação, entre a radiação solar global incidente na superfície e o saldo de radiação, pode-se encontrar valores de a e b e determinar a partir de uma regressão linear, o valor de R_n apenas com a medida de R_s , para uma determinada região.

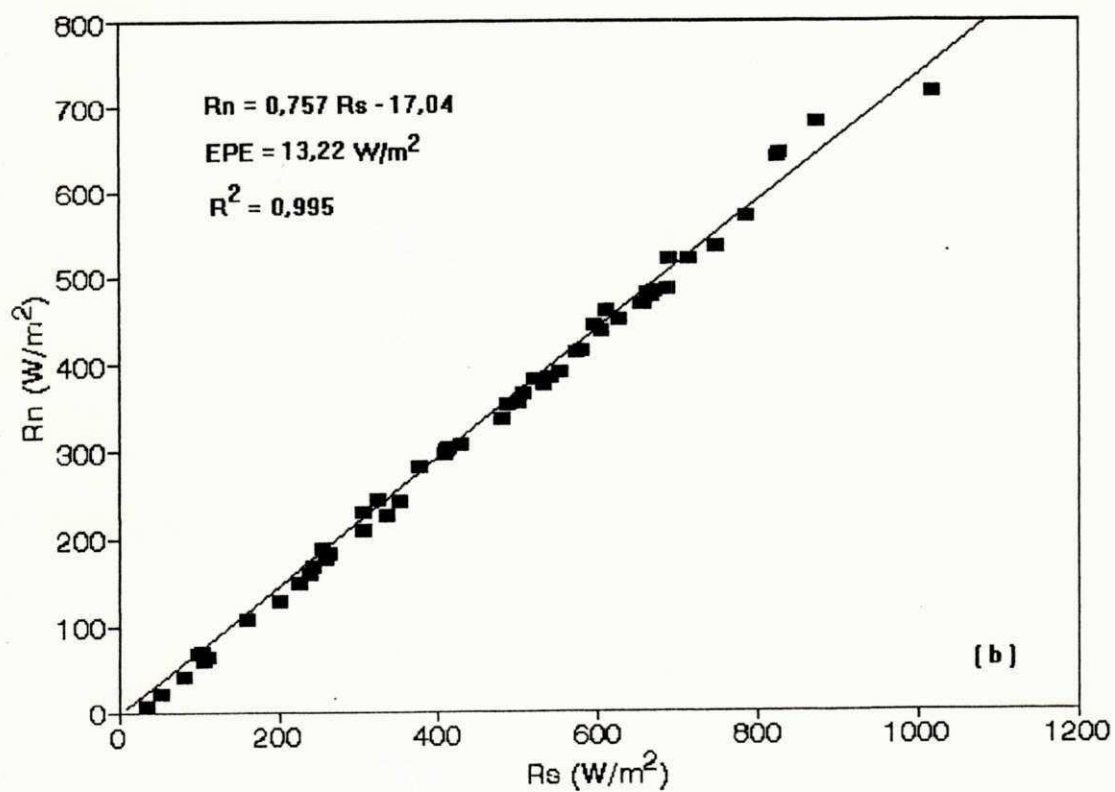
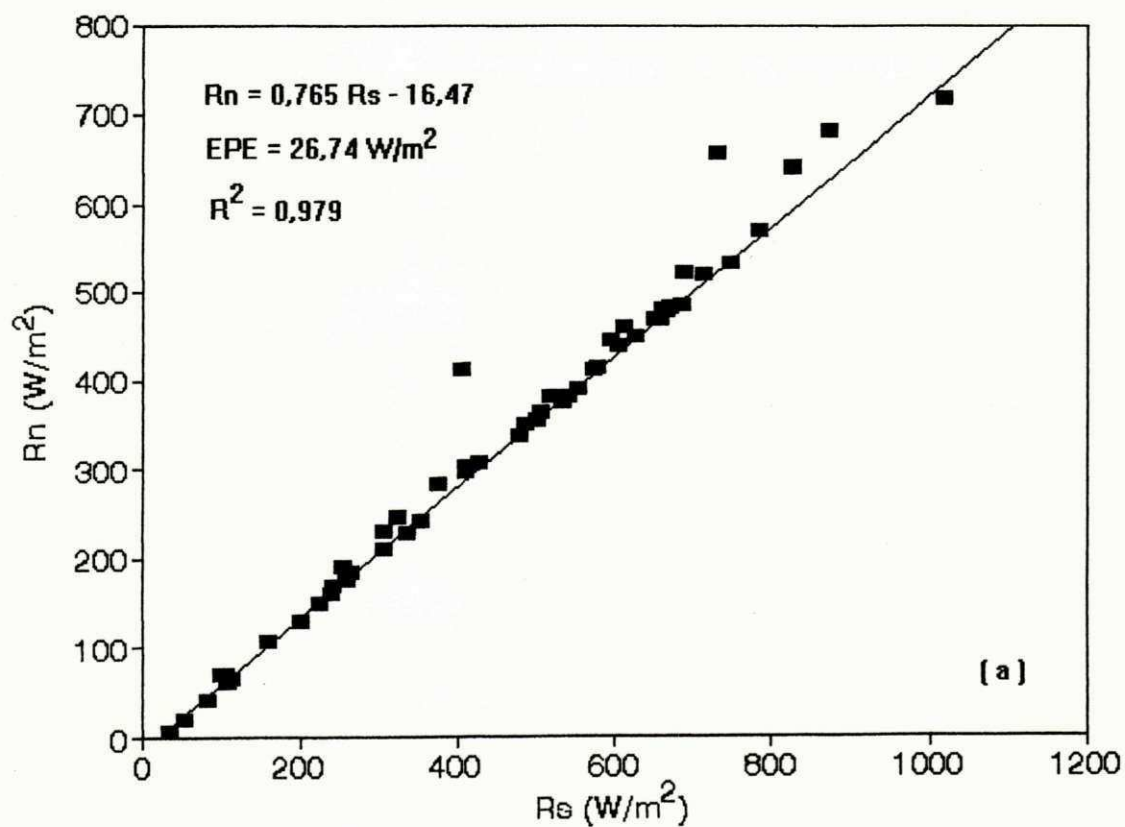


Fig. 4.7 - Regressão diária entre o saldo de radiação observado e a radiação solar global incidente observada para o dia 27/03/95. a) dados brutos e b) eliminando pontos aberrantes.

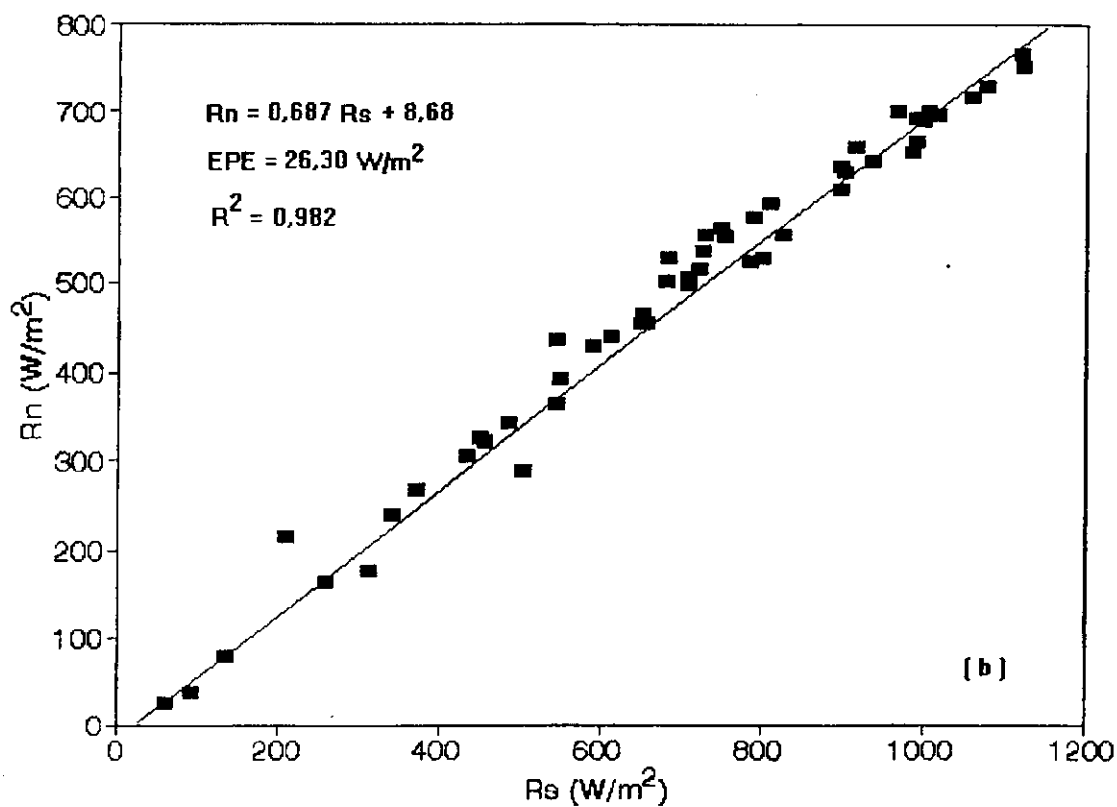
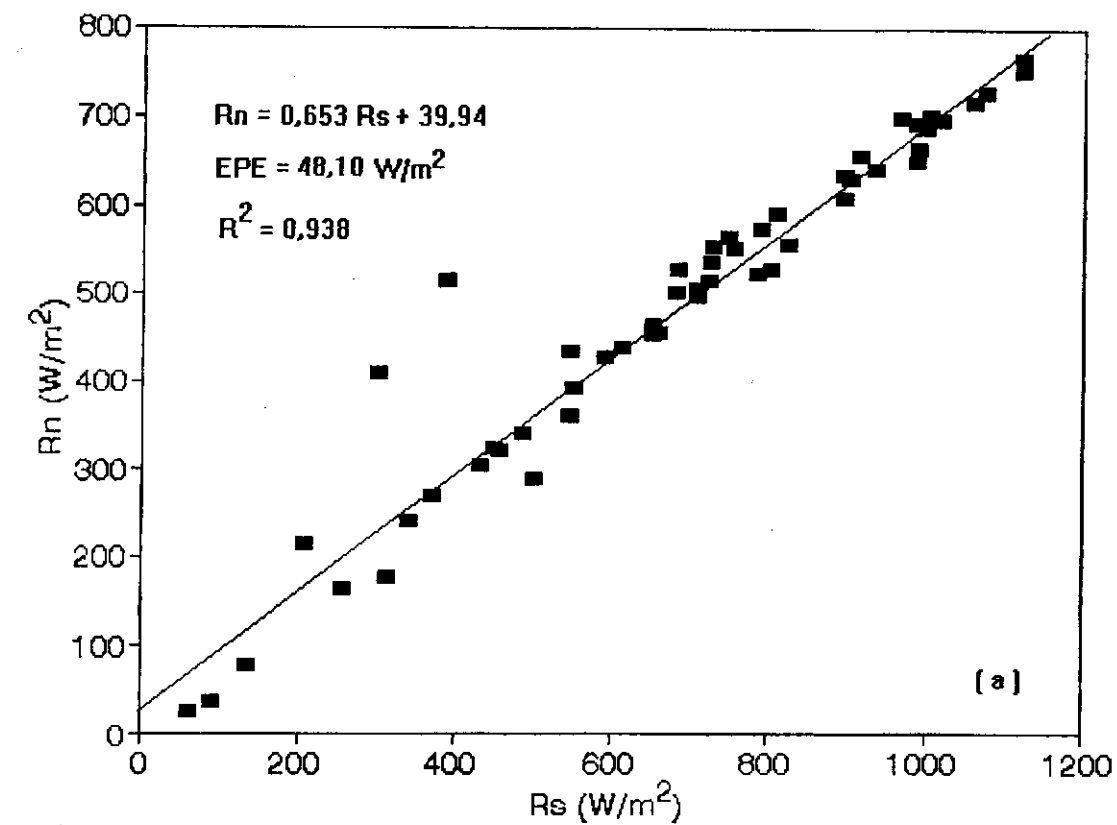


Fig. 4.8 - Regressão diária entre o saldo de radiação observado e a radiação solar global incidente observada para o dia 28/03/95. a) dados brutos e b) eliminando pontos aberrantes.

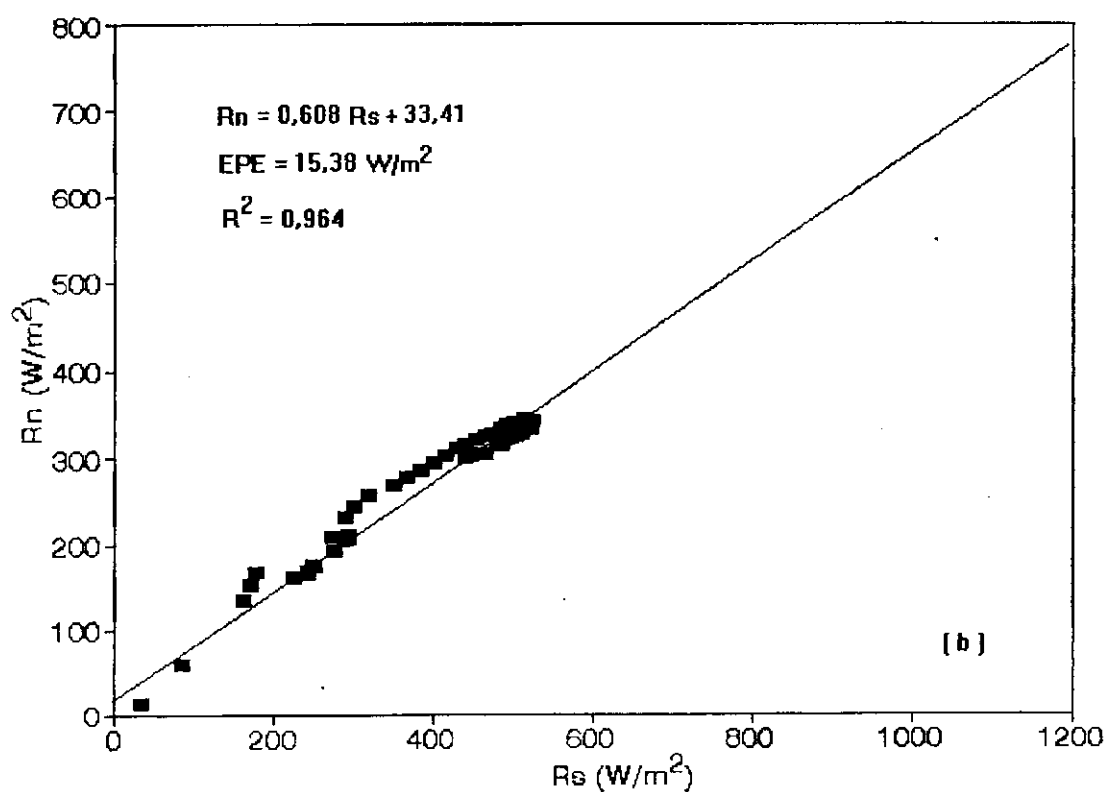
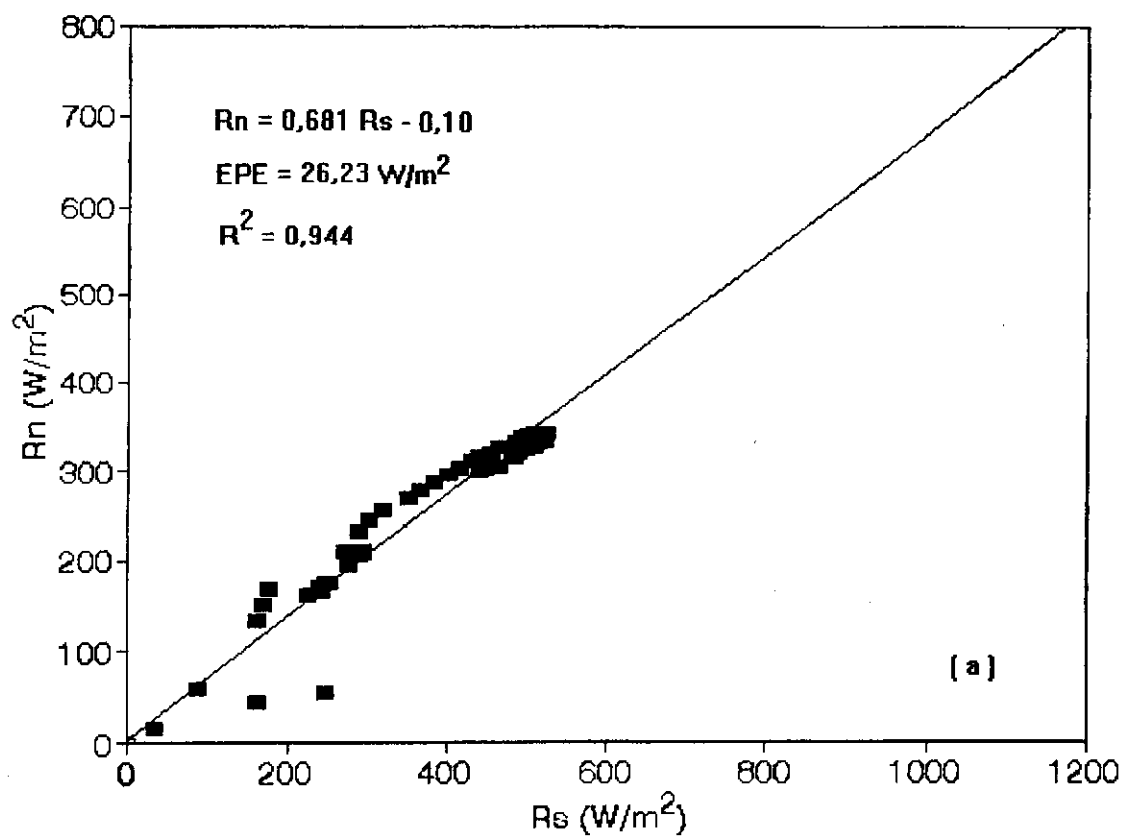


Fig. 4.9 - Regressão diária entre o saldo de radiação observado e a radiação solar global incidente observada para o dia 29/03/95. (a) dados brutos e (b) eliminando pontos aberrantes.

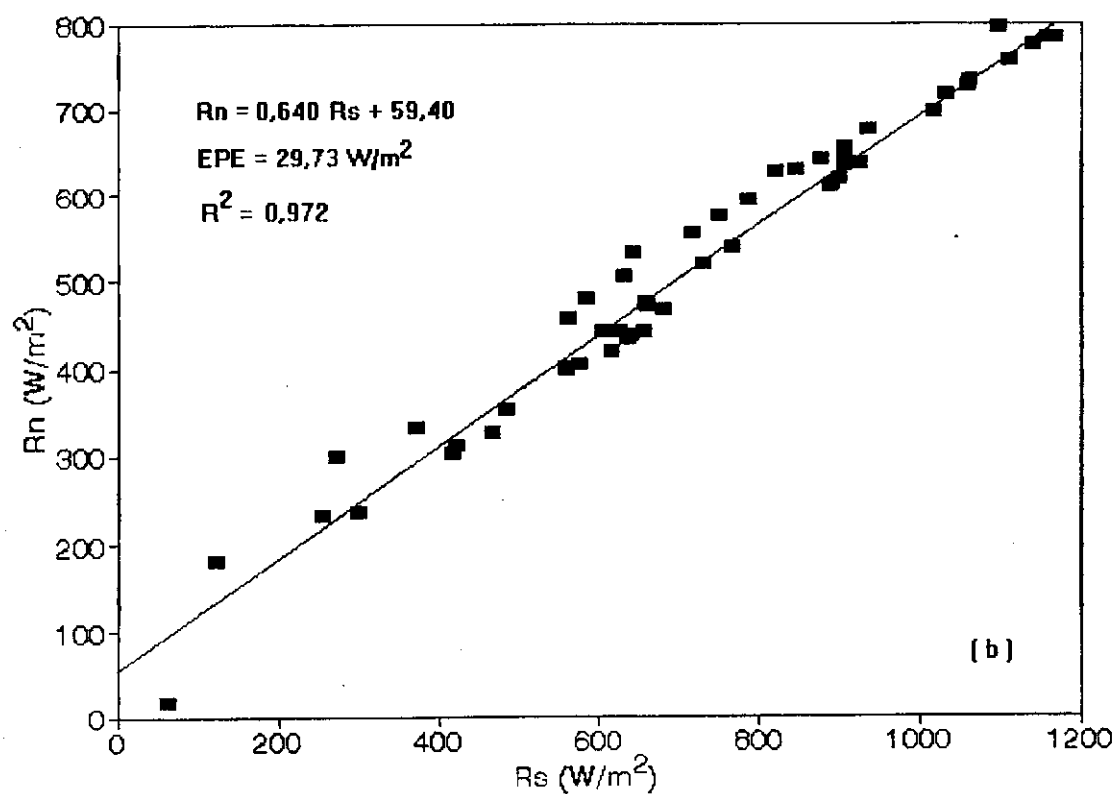
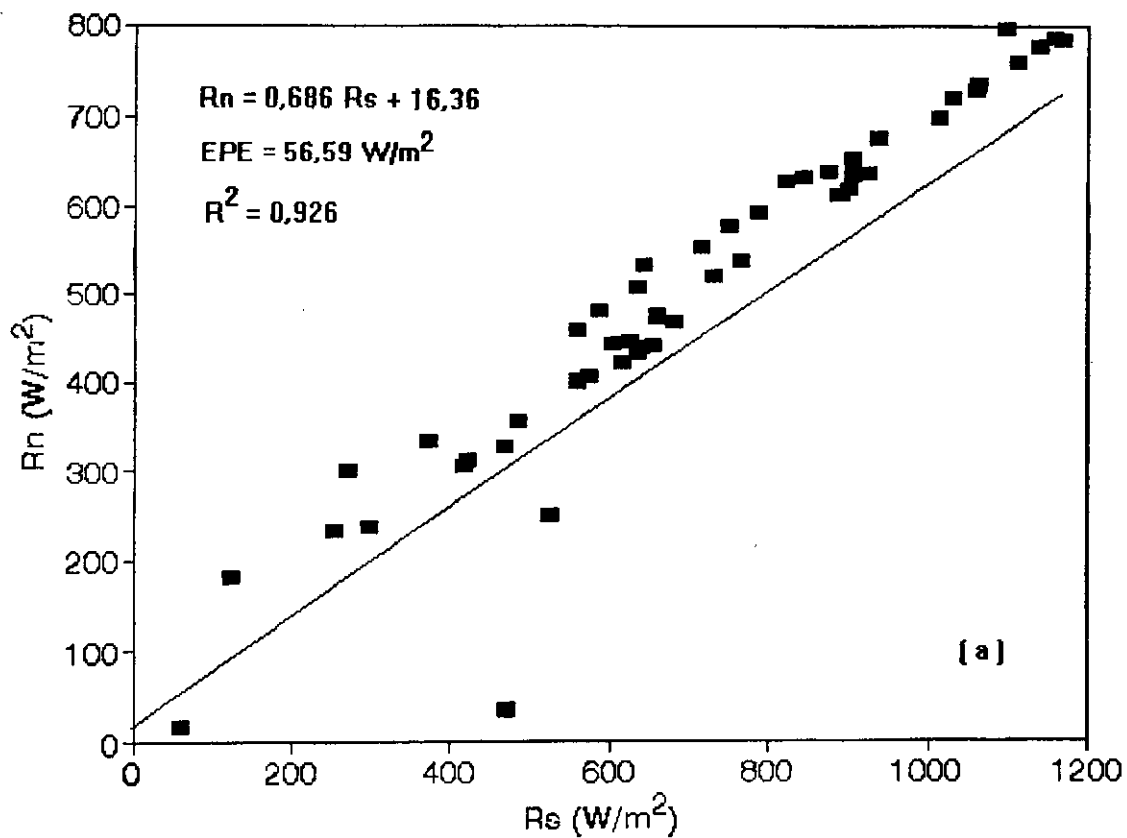


Fig. 4.10 - Regressão diária entre o saldo de radiação observado e a radiação solar global incidente observada para o dia 30/03/95. (a) dados brutos e (b) eliminando pontos aberrantes.

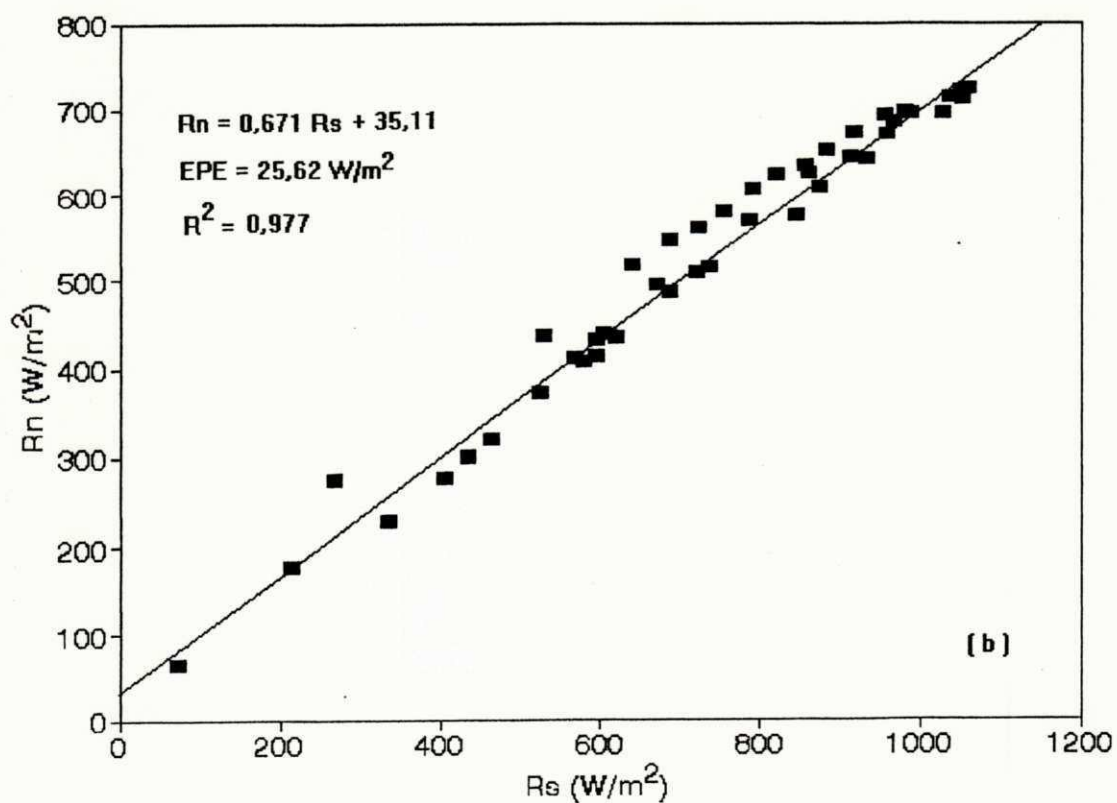
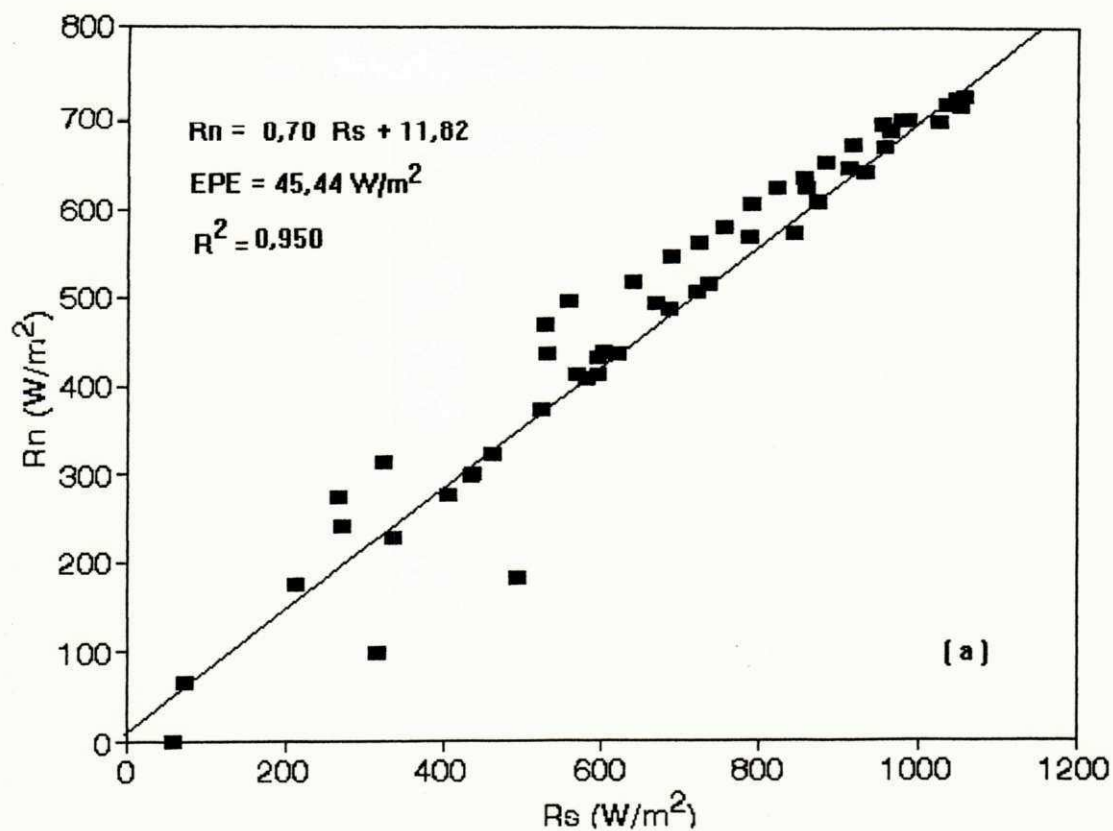


Fig. 4.11 - Regressão diária entre o saldo de radiação observado e a radiação solar global incidente observada para o dia 31/03/95. (a) dados brutos e (b) eliminando pontos aberrantes.

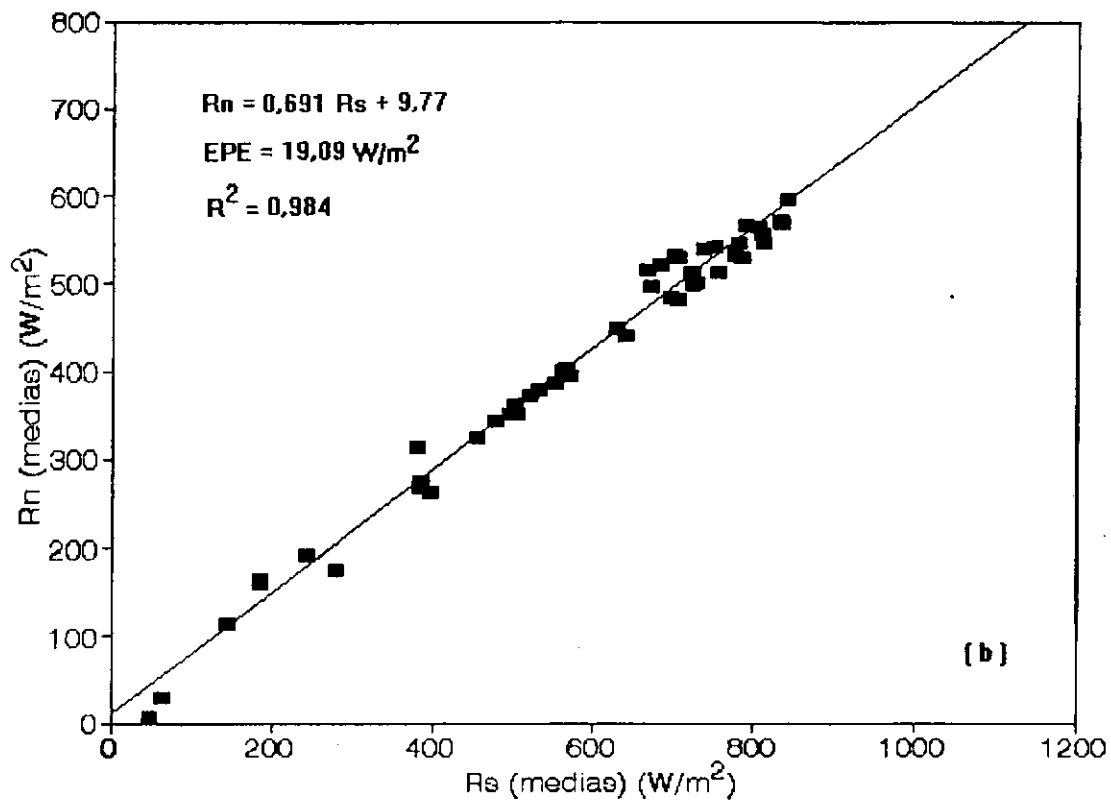
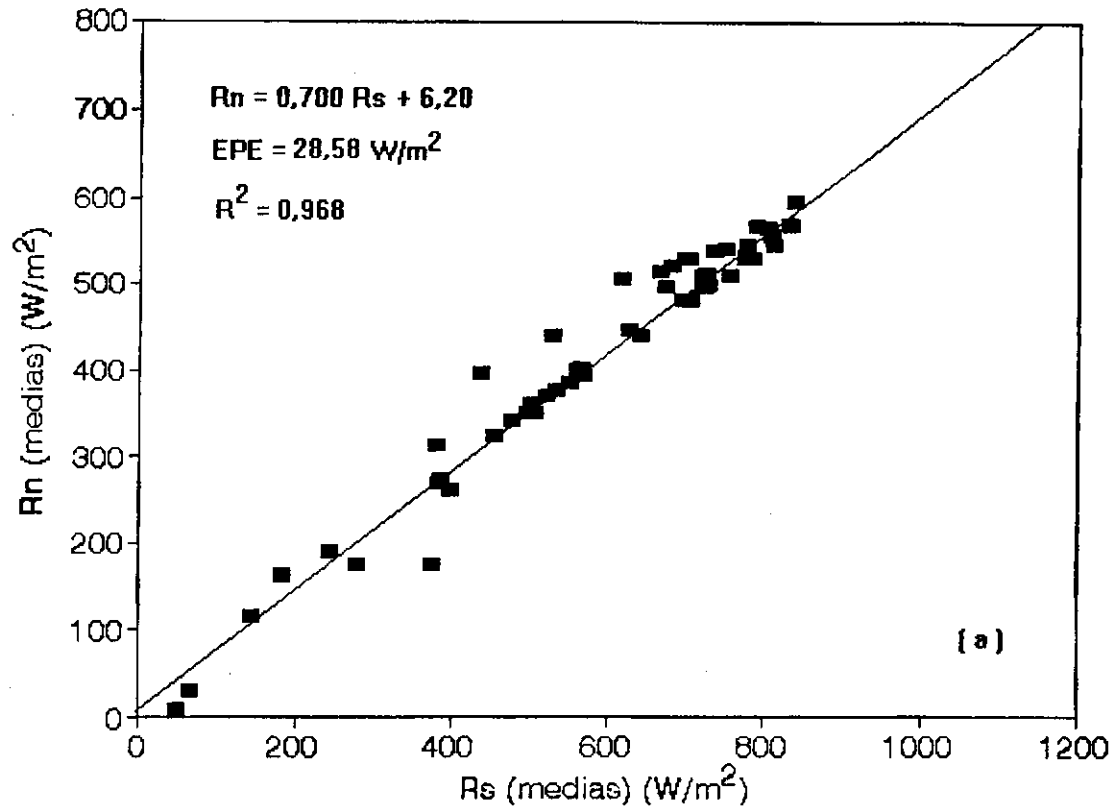


Fig. 4.12 - Regressão média horária entre o saldo de radiação observado e a radiação solar global incidente observada para os cinco dias de dados.(a) dados brutos e (b) eliminando pontos aberrantes.

A Tabela 4.10 apresenta os resultados da regressão linear entre o saldo de radiação medido e a radiação solar global medida e estimada, para três dias de dados, mostrando a consistência dos coeficientes a , b , e R^2 , bem como as pequenas diferenças entre os EPEs e os EPCs. As Figuras 4.13 e 4.14 representam tais correlações e dão uma idéia da precisão das estimativas. Note-se que resultados são bons quando comparados com os valores das Tabelas 4.8 e 4.9. Isto mostra a ligação linear entre os valores de R_n e R_s , mesmo com poucos dados de estimativas com satélite. Observa-se que os erros padrões de estimativas são menores do que para alguns casos analisados com dados medidos em superfície.

TABELA 4.10 - RESULTADOS DA REGRESSÃO LINEAR HORÁRIA ENTRE O SALDO DE RADIAÇÃO E A RADIAÇÃO SOLAR GLOBAL INCIDENTE PARA O PERÍODO DE 3 DIAS

	a	b	R^2	erro padrão de estimativa	erro padrão coeficiente
Rn(med) X Rs(med)	0.680	32.79	0.970	35.48	0.049
Rn(med) X Rs(est)	0.739	-46.83	0.964	38.92	0.059

Para o caso com utilização de estimativas via satélite, pode-se observar também boas correlações entre o saldo de radiação medido e a radiação solar global na superfície estimada via satélite. Isto mostra que a alternativa de utilizar sensores espaciais a bordo de satélites ambientais é uma alternativa interessante e viável, principalmente quando se deseja trabalhar com grandes áreas.

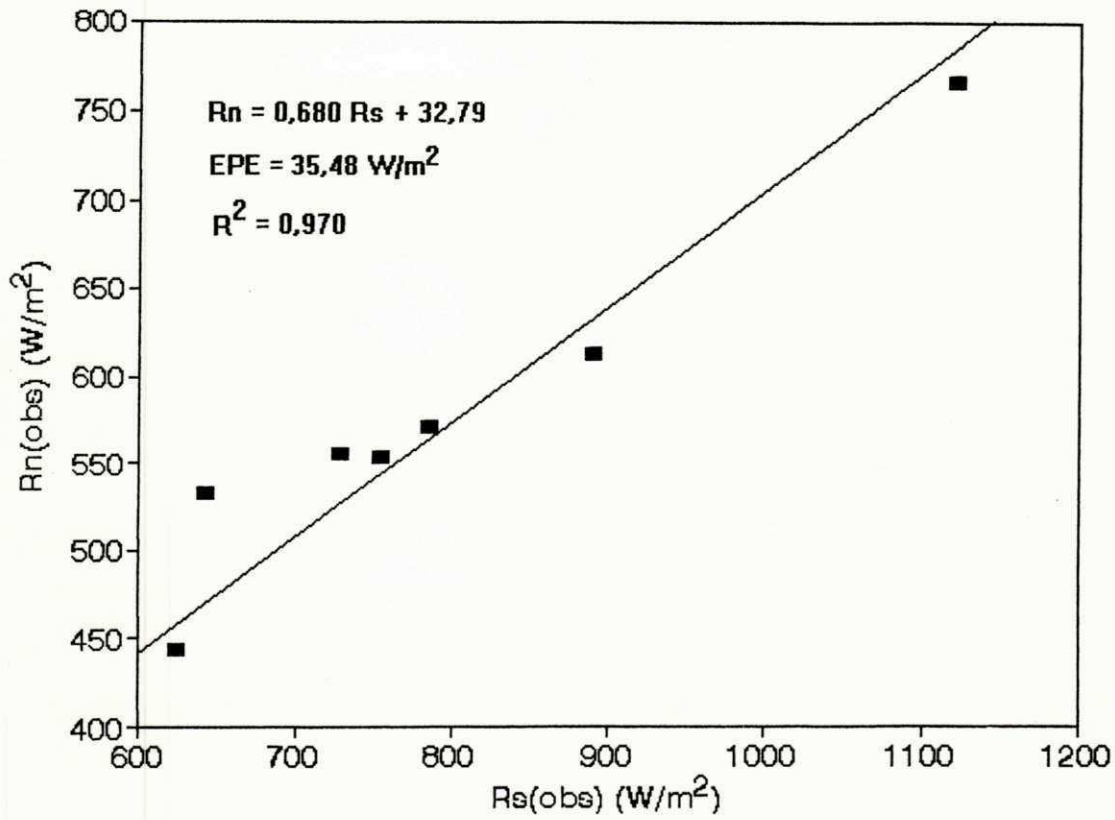


Fig. 4.13 - Regressão horária entre o saldo de radiação observado e a radiação solar global incidente observada para os 3 dias de dados.

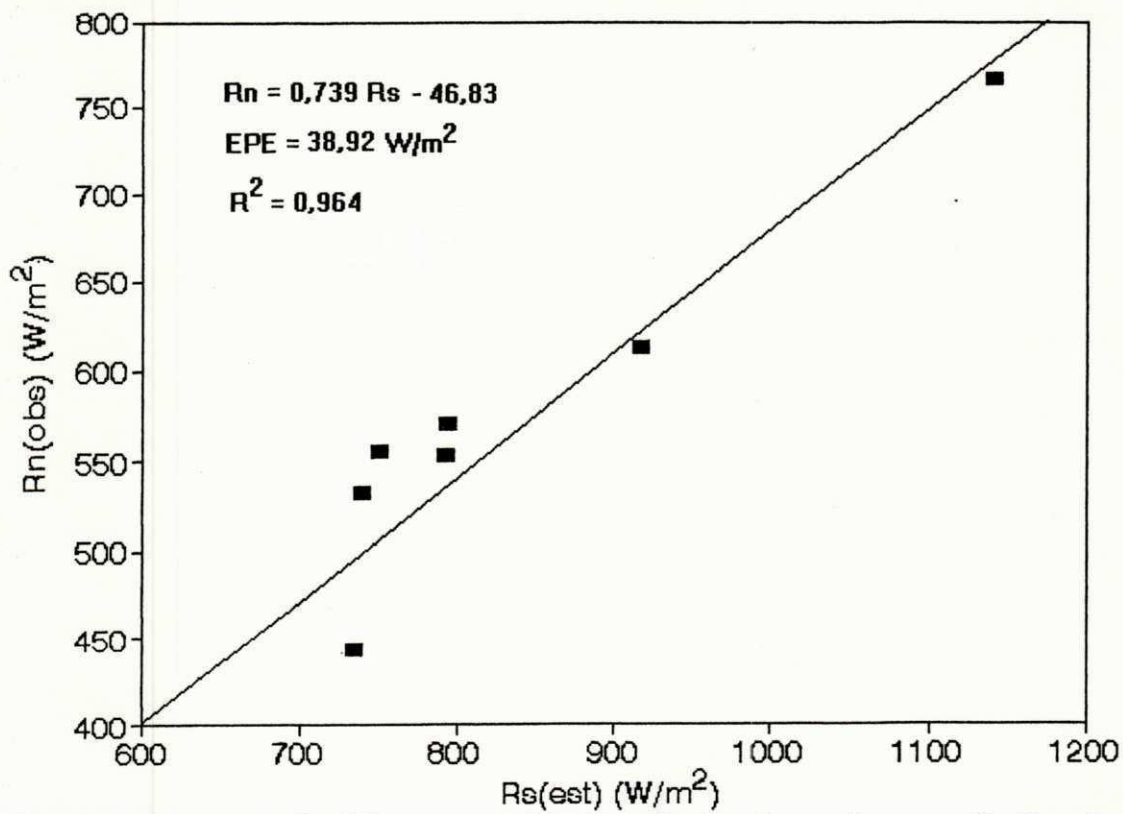


Fig. 4.14 - Regressão horária entre o saldo de radiação observado e a radiação solar global incidente estimada para os 3 dias de dados.

CAPÍTULO 5

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

A partir da discussão dos resultados conclui-se que:

Os valores de $R_s(\text{est})$ são maiores que $R_s(\text{med})$ para os satélites Meteosat-5 e NOAA-14, provavelmente pela determinação de L_{max} , o qual proporciona uma sub-estimativa no cálculo da cobertura de nuvens. Isto faz com que haja uma necessidade de mais informações climatológicas de L_{min} e L_{max} , preocupação esta que deve ser levada em conta quando deseja-se estimar radiação solar via satélite. As estimativas de R_s e BOC com Meteosat-5 são melhores do que com NOAA-14.

A estimativa da temperatura de superfície, com o satélite NOAA-14 e a aplicação de um método "split window", proporciona melhores resultados do que o método "mono window", utilizando o único canal IV do Meteosat-5.

A estimativa do BOL com Meteosat-5 e NOAA-14, nos dias úmidos apresentaram melhores resultados do que nos dias secos. Isto porque as diferenças relativas entre T_s e T_a são menores do que 5% (aproximadamente 1° de diferença) nos dias úmidos e para alguns casos são maiores que 17% (com uma diferença de aproximadamente 5°), nos dias secos.

Os resultados do BOC e BOL apresentaram diferenças relativas relevantes para alguns casos (entre 4% e 15%). Estas diferenças se compensam e fazem com que, na maioria dos casos, os valores de R_n sejam estimados com erros aceitáveis do ponto de vista meteorológico da previsão de tempo e clima (ou seja, erros entre 5% e 10%).

As estimativas do balanço de radiação com Meteosat-5 são melhores que com NOAA-14. Isto porque as estimativas do BOC apresentaram-se melhores para o

Meteosat-5 que para o NOAA-14. Haja vista que, o BOC possui maior predominância no saldo de radiação na superfície. As estimativas de T_s , obtidas com o método “split window” foram melhores do que com o método “mono window”.

A partir dos resultados de R_n medidos e estimados via satélite, pode-se concluir que a alternativa satélite pode responder aos anseios da comunidade científica que estuda tempo e clima, haja vista que as estimativas apresentadas são razoáveis, e, por sua vez, via satélite tem-se a vantagem de trabalhar com grandes áreas, o que é uma limitação dos experimentos de campo.

Pode-se concluir que os resultados das estimativas de R_n com Meteosat-5 e NOAA-14 são similares, mas o Meteosat-5, por ter melhor resolução temporal, torna-se melhor para estudos que envolvem estimativas diárias e mensais.

Como recomendação, sugere-se incluir os aerossóis nas estimativas da radiação solar global na superfície via satélite, bem como melhorar o problema do cálculo de L_{min} e L_{max} . E, para obtenção de melhores valores de temperatura da superfície, analisar o problema da emissividade da superfície.

Dados os bons resultados das estimativas de R_n via satélite, é importante se fazer estudos sobre o balanço de energia e evapotranspiração, introduzido ao ciclo hidrológico e determinação de umidade do solo.

Finalmente, recomenda-se a utilização do satélite geoestacionário GOES-8 para se fazer estudos do balanço de radiação em meso e grande escala, pois este possui boa resolução temporal (como Meteosat-5), possivelmente melhor estimativa do BOC e dois canais no infravermelho termal (como NOAA-14), provavelmente melhor estimativa de T_s , com aplicação do método “split window”. Todavia é importante ressaltar que o satélite Meteosat-5 é importante para estudo sobre a região nordeste do Brasil.

CAPÍTULO 6

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Bastos, E.J.B. **Modelagem de radiâncias emergentes do sistema terra-atmosfera para calibração de imageadores no visível**. Tese de Doutorado. INPE, São José dos Campos, SP, 1994. 180p.

_____, E.J.B.; Moraes, E.C.; Amaral, A.S.M.S. Implementação de um método de estimativa de radiação solar por satélite. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, VIII. Salvador, Ba. **Anais**. Salvador, Ba, 1996.

_____, E.J.B.; Pontes, E.G.S. Uma Comparação de Estimativas do Balanço de Radiação na Superfície Mediante Dados de Imagens Meteosat-5 e NOAA-14 AVHRR para Região de São Gonçalo no Sertão Paraibano. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, IX. Campos do Jordão, SP. **Anais**, vol. 2, 1485-87. 1996.

Becker, F.; Li, Z. Towards a local split window methods over lands surfaces. **Journal of Remote Sensing**, 11(3): 369-393, 1990.

Brest, C. L.; Goward, S.N. Deriving surface albedo from narrow band satellite data. **International Journal of Remote Sensing**, 8:351-367, 1987.

Brunt, D. Notes on radiation in the atmosphere. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, 58: 389-420, 1932.

Calvet, J. C.; Viswanadham, Y. Amazon forest radiation budget from satellite data. **Journal of Applied Meteorology**, 32:844-847, 1992.

- Ceballos, J.C.; Moura, G. Solar radiation assessment using Meteosat-4 VIS imagery. Submitted to **Solar Energy**, march 1995, in revised from march 1996.
- Chen, T.S.; Ohring G. On the relationship between clear-sky planetary and surface albedos. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 41(1): 156-158, 1983.
- Coll, C.; Caselles, V.; Sobrino, J.A.; Valor, E. On the atmospheric dependence of the split-window equation for land surface temperature. **International Journal of Remote Sensing**, 15(1): 105-122, 1994.
- Dedieu, G., Deschamps, P.Y.; Kerr, Y.H. Satellite estimation of solar irradiance at the surface of the earth and of surface albedo using a physical model applied to Meteosat data. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, 26(1): 79-87, 1987.
- Desjardins, R.; Gray, J.; Bonn, F. Atmospheric corrections for remotely-sensed thermal data in cool humid temperate zone. **International Journal of Remote Sensing**, 11(8): 1369-1389, 1990.
- Diabaté, L.; Wald, L.; Michaud-Regas, N. Mapping the ground albedo of western Africa on its time evolution during 1984, using Meteosat visible data. **Remote Sensing of Environment**, 27: 221-232, 1989.
- Dickinson, R.E.; Pinty, B.; Verstraete, M.M. Relating surface albedos in GCM to remotely sensed data. **Agricultural and Forest Meteorology**, 52: 109-131, 1990.
- EUMETSAT. Meteosat-5 Calibration Report, **Issue 11**. MOD/MEP/MET. Appendix H. Temperature/Radiance Conversion. April-june, 1995.
- Feitosa, J. R. P. **Balço de energia e evapotranspiração em área de pastagem e de floresta densa na Amazônia central**. Dissertação de Mestrado. Publicação DCA - CMM TD 03. Campina Grande, Pb, 1996.

França, G.B.; A.P. Cracknell. Retrieval of land and sea surface temperature using NOAA-11 AVHRR data in north-eastern Brazil. **International Journal of Remote Sensing**, 15(8): 1695-1712, 1994.

Freire, M.L.F. **Correção Atmosférica em Imagens Landsat Contaminadas por Efeito de Adjascência**. Dissertação de Mestrado. Campina Grande, Pb, 1996. 98p.

_____, M.L.F.; Bastos, E.J.B. Correção atmosférica em imagens Landsat contaminadas por efeito de adjascência: atmosfera Rayleigh. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto XIII, Salvador, BA. **Anais**. 1996.

Gautier, C; Diak, G.R.; Masse, S. A simple physical model to estimate incident solar radiation at the surface from GOES satellite data. **Journal of Applied Meteorology** 19(8): 1005-1012, 1980.

Griend, A.A. Van de; Owe, M. On the relationship between thermal emissivity and normalized difference vegetation index for natural surfaces. **International Journal of Remote Sensing**, 14(6): 1119-1131, 1993.

Guoquan, D.; Zhangzhi, Li. The apparent emissivity of vegetation canopies. **International Journal of Remote Sensing**, 14(1): 183-188, 1992.

Hipps, L.E. The infrared emissivities of soil and artemisia tridentada. **Remote Sensing of Environment**, 27: 337-342, 1989.

Holyer, R.J. A two-satellite method for measurement of sea surface temperature. **International Journal of Remote Sensing**, 5: 115-131, 1984.

Idso, S.B. A set of equations for full spectrum and 8-14 μ m and 10-12 μ m thermal radiation from cloudless skies. **Water Resources Research**. 295-304, 1981.

Iqbal, M. **An Introduction to solar radiation**. London, Academic Press. 1983. 390p.

Kassar, E. **Monitoramento bioclimático utilizando o Satélite NOAA**. Tese de Doutorado. USP - São Paulo - SP, 1995.

Kneizys, F.X.; Shettle, E.P.; Abreu, L.W.; Chetwynd, J.H.; Anderson, G.P.; Gallery, W.O.; Selby, J.E.A.; Clough, S.A. Atmospheric transmittance and radiance: computer code Lowtran-6. Hanscom AFB, Airforce Geophysics Laboratory, **Publication AFGL-TR-83-0177**, 1983.

_____, F.X.; Shettle, E.P.; Abreu, L.W.; Chetwynd, J.H.; Anderson, G.P.; Gallery, W.O.; Selby, J.E.A.; Clough, S.A. Atmospheric transmittance and radiance: computer code Lowtran-7. Hanscom AFB, Airforce Geophysics Laboratory, **Publication AFGL-TR-88-0177**, 1988.

Kimes, D.S.; Sellers, P.J. Inferring hemispherical reflectance of the earth's surface for global energy budgets from remotely sensed nadir or directional radiance values. **Remote Sensing Environment**, 18: 205-223, 1985.

_____, D.S.; Kerber, A.G.; Sellers, P.J. Spatial averaging errors in creating Hemispherical Reflectance (Albedo) Maps from Directional Reflectance Data., **Remote Sensing of Environment**, 45: 85-94, 1993.

Kriebel, K.T.; Amann. Vicarious calibration of the Meteosat visible channel. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, 10: 225-232, 1993.

Kyle, H.L., Ardanuy P., Hurley, E.J. The status of the NIMBUS-7 Earth-Radiation-Budget data set. **Bull. Amer. Meteorological Soc.**, 66, 1378-1388, 1985.

Label, J.; Stoll, M.P. Spatial variability of land surface emissivity in thermal infrared band: spectral signature and effective surface temperature. **Remote Sensing of Environment**. 38: 1-17, 1991.

- Lacis, A.A.; Hansen, J.E. A parameterization for the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 31(1): 118-133, 1974.
- Laszlo, I.; Jacobowitz, H.; Gruber, A. The relative merits of narrowband channels for estimating broadband albedos. **Journal Atmospheric and Oceanic Technology**, 5(6): 757-773, 1988.
- Leitão, M.M.V.B.R. **Balço de Radiao em trs ecossistemas da floresta amaznica: campina, campinarama e mata densa**. Tese de Doutorado. INPE, So Jos dos Campos, SP, 1994.
- Lima, L.M. **Correo atmosfrica em imagens Landsat no Estado da Paraiba**. Dissertao de Mestrado. Campina Grande, Pb. Public. DCA-CMM-TD nmero 5-1995. 80p.
- Liou, K.N. **An introduction to atmospheric radiation**. Academic Press. New York. 1980. 392p.
- Llewlyn-Jones, D.T.; Minnett, P.J.; Saunders, R.W.; Zavody, A.M. Satellite multichannel infrared measurements of sea surface temperature of the N.E. Atlantic ocean using AVHRR/2. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, 110: 613-631, 1984.
- McMillin, L.M. Estimation of sea surface temperature from two infrared window measurements with different absorption. **Journal of Geophysical Research**, 80: 5113-5117, 1975.
- Moran, M.S.; Jackson, R.D.; Hart, G.F.; Slater, P.N.; Bartell, R.J.; Biggar, S.F.; Gellman, D.I.; Santer, R.P. Obtaining surface reflectance factors from atmospheric and view angle corrected SPOT-1 HRV data. **Remote Sensing of Environment**, 32: 103-214, 1990.

Moura, G. **Estimativa de Radiação Solar na Paraíba mediante satélite Meteosat: Teste de dois modelos usuais.** Dissertação de Mestrado. Campina Grande, Pb, 1993.

Ottlé, C. and Vidal-Madjar, D. Estimation of land surface temperature with NOAA-9 data. **Remote Sensing of Environment**, 40: 27-41, 1992.

Paltridge, G.W.; Platt, C.M.R. **Radiative processes in meteorology and climatology.** Elsevier Scientific Publishing Company. Amsterdam, Oxford, New York. 1976. 318p.

Paw, U.K.T. Development of models for thermal infrared radiation above and withing plant canopies. **ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing**, 47: 189-203, 1992.

Pontes, E.G.S.; Bastos, E.J.B. Estimativa do Balanço de Radiação na Superfície Mediante Dados de Imagens Meteosat-5 para Região de São Gonçalo no Sertão Paraibano. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, IX. **Anais**, vol.1, 633-635. 1996.

Prabhakara, C.; Dalu, G.; Kunde, V.G. Estimation of sea surface temperature from remote sensing in the 11- to 13- μm window region. **Journal of Geophysical Research**, 79: 5039-5044, 1974.

Pinker, R.T.; Corio, L.A. Surface radiation budget from satellites. **Monthly Weather Review**, 112: 209-215, 1984.

_____, R.T.; Tarpley, J.D. The relationship between the planetary and surface net radiation: An update. **Journal of Applied Meteorology**, 27: 957-964, 1988.

Price, J.C. Land surface temperature measurements from the split-window channels of the NOAA 7 AVHRR. *Journal of Geophysical Research*, D5: 7231-7237, 1984.

_____, J.C. Estimating Leaf Area Index from Satellite Data. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, 31(3): 727-734, 1993.

Randel, D.L., Campbell, G.G., VonderHaar, T.H. and Smith, L. Defining the minimum temporal and spatial scales available from a new 72-month Nimbus-7 Earth Radiation Budget climate data set. Extended Abstracts, 6Thornthwaite Conference on Atmospheric Radiation, Williamsburg, VA, p.280 (AMS), 1986.

Ranson, K.J.; Irons, J.R.; Doughtry, C.S.T. Surface albedo from bidirectional reflectance. **Remote Sensing of Environment**, 35: 201-211, 1991.

Reutter, H. et al. Distribution of the brightness temperature of land surfaces determined from AVHRR data. **International Journal of Remote Sensing**, 15(1): 95-104, 1994.

Saunders, R.W. The determination of broad band surface albedo from AVHRR visible and near-infrared radiances. **International Journal of Remote Sensing**, 11(1): 49-67, 1990.

Schmetz, J. An atmospheric-correction scheme for operational application to Meteosat infrared measurements. **ESA Journal**, 10: 145-158, 1986.

_____, J.; Liu, Q. Outgoing longwave radiation and its diurnal variation at regional scales derived from Meteosat. **Journal of Geophysical Research**. 93: 11192-11204, 1988.

Schmugge, T.J.; Becker, F.; Li, Z.Z. Spectral emissivity variations observed in airborne surface temperature measurements. **Remote Sensing of Environment**, 35: 95-104, 1991.

Seguin, B.; Assad, E.; Freteaud, J.P.; Imbernon, J.; Kerr, Y.; Lagouarde, J.P. Use of meteorological satellites for water balance monitoring in Sahelian regions.

International Journal of Remote Sensing, 10(6): 1101-1117, 1989.

Sobrino, J.A.; Coll, C.; Caselles, V. Atmospheric correction for land surface temperature using NOAA-11 AVHRR channels 4 e 5. **Remote Sensing of Environment**, 38: 19-34, 1991.

_____, J.A.; Caselles, V. A Methodology for obtaining the crop temperature from NOAA-9 AVHRR. **International Journal of Remote Sensing**, 12(12): 2461-2475, 1991.

Starks, P.J.; Norman, J.M.; Blad, B.L.; Walter-Shea, E.A.; Walthall, C.L. Estimation of shortwave hemispherical reflectance (albedo) from bidirectionally reflected data. **Remote Sensing of Environment**, 38: 123-134, 1991.

Stuhlmann, R.; Rieland, M.; Raschke, E. An Improvement of the IGMK Model to Derive Total and Diffuse Solar Radiation at the Surface from Satellite Data. **Journal of Applied Meteorology**, 29(7): 586-603, 1990.

Swinbank, W.C. Longwave radiation from clear skies. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, 89:339-348, 1963.

Tanré, D.; Deroo, C.; Duhaut, P.; Herman, M.; Morcrette J.J.; Perbos, J.; Deschamps, P.Y. Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum (5S). **Technical Report**, 1986.149p.

Tarpley, J. D. Estimating Incident Solar Radiation at the Surface from Geostationary Satellite Data. **Journal of Applied Meteorology**, 18: 1172-1181, 1979

Varejão-Silva, M.A.; Ceballos, J.C. *Meteorologia Geral 1*. UFPb-CCT, Campina Grande, Pb, Coleção Politécnica (EDITEL), 1982.

Yokoyama, R.; Taub, S. Estimation of sea surface temperatura of AVHRR-NOAA-9 an comparision with fixed buoy data. **International Journal of Remote Sensing**, 12(12): 2513-2528, 1991.