

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

ESTIMATIVA DE RADIAÇÃO SOLAR NA PARAÍBA MEDIANTE  
SATÉLITE METEOSAT:  
TESTE DE DOIS MODELOS USUAIS

GEBER BARBOSA DE ALBUQUERQUE MOURA

Campina Grande - PB  
Setembro/1993

GEBER BARBOSA DE ALBUQUERQUE MOURA

ESTIMATIVA DE RADIAÇÃO SOLAR NA PARAÍBA MEDIANTE  
SATÉLITE METEOSAT:  
TESTE DE DOIS MODELOS USUAIS

DIGITALIZAÇÃO:  
SISTEMOTECA - UFCG

Dissertação apresentada ao curso de MESTRADO EM METEOROLOGIA da Universidade Federal da Paraíba, em cumprimento às exigências para a obtenção do grau de Mestre.

ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: Meteorologia Aplicada


JUAN CARLOS CEBALLOS  
(orientador)

Campina Grande - PB  
Setembro/1993


ESTIMATIVA DE RADIAÇÃO SOLAR NA PARAÍBA MEDIANTE SATELITE  
METEOSAT: TESTE DE DOIS MODELOS USUAIS.

GEBER BARBOSA DE ALBUQUERQUE MOURA


DISSERTAÇÃO APROVADA COM DISTINÇÃO EM 26/10/93



JUAN CARLOS CEBALLOS  
Orientador



ENILSON PALMEIRA CAVALCANTI  
Membro



FAUSTO CARLOS DE ALMEIDA  
Membro

CAMPINA GRANDE  
OUTUBRO - 1993

## DEDICATÓRIA

Ao Deus Triuno,  
pelo encanto de viver,  
e ser feliz.

Aos meus queridos PAIS: Silvino Fernandes de Moura e  
Maria Auxiliadora de Albuquerque Moura, pela sua luta  
e carinho que me deram.

## AGRADECIMENTOS

Ao professor JUAN CARLOS CEBALLOS pela amizade, orientação e dedicação sem as quais eu nunca teria concluído este trabalho.

À minha querida ADRIANA AUGUSTA FERREIRA DE SOUSA pelo carinho e pelo incentivo que me outorgou.

À EYRES DIANA VENTURA SILVA, ENILSON PALMEIRA CAVALCANTI e MANOEL FRANCISCO GOMES FILHO pelo apoio e amizade.

Aos meus IRMÃOS por serem suportes na concretização deste trabalho.

Ao CONSELHO NACIONAL DE DESENVOLVIMENTO CIENTÍFICO E TECNOLÓGICO (CNPq) pela concessão da bolsa de estudos.

À FUNDAÇÃO CEARENSE DE METEOROLOGIA E RECURSOS HÍDRICOS (FUNCEME) pelo fornecimento dos dados.

Aos PROFESSORES e FUNCIONÁRIOS do Departamento de Ciências Atmosféricas por todos esses anos de companheirismo e convivência.

À Coordenação de Mestrado de Meteorologia por ter tornado possível a realização deste curso.

ÀQUELES que contribuíram de uma forma direta ou indireta na conclusão deste trabalho.

## RESUMO

Apresentam-se dois modelos de estimativa de radiação solar incidente à superfície mediante satélite: um modelo estatístico e um físico, aplicados à Paraíba, em particular para os locais de Cabaceiras (7,48 °S, 36,28°W) e Belém do Brejo do Cruz (6,18°S, 36,53°W). Optou-se também por modificá-los para uma melhor adaptação à região. Os dados de superfície foram de irradiâncias medidas por actinógrafos. Os modelos TARPLEY se ajustaram razoavelmente à irradiação diária. O modelo original apresentou erros médios de estimativas de 7% e para o modificado de 4%. Os modelos GAUTIER apresentam erros sistemáticos que ao serem corrigidos, apresentam dispersões na ordem de 13% para o original e de 4 a 7% para o modificado. As sobreestimativas nestes últimos modelos foram ocasionadas principalmente por 1) parametrizações do modelo original inadequadas para os instrumentos utilizados para verdade terrestre; 2) estimativa não acurada de nebulosidade; 3) ozônio e aerossol não serem incluídos.

## ABSTRACT

Two model are analysed, in order to assess solar radiation at ground level by using satellite imagery: a statistical (Tarpley) and physical (Gautier) model. They are applied to Paraíba, for two sites (Cabaceiras,  $7.48^{\circ}\text{S}$ ,  $36.28^{\circ}\text{W}$  and Belém do Brejo do Cruz,  $6.18^{\circ}\text{S}$ ,  $36.53^{\circ}\text{W}$ ). Also, they were modified in order to obtain a better regional approach. Surface data ("ground truth") were taken from actinograph measurements. TARPLEY models fit rather well to daily irradiation; the original model showed mean erros of 7%, while the modified one reduced them to 4%. GAUTIER models exhibit sistematic erros (overstimations which, after correction, have standard deviations of 13% for the original and 4-7% for the modified model. Overstimation is mainly caused by 1) original parametrizations eventually inadequate for comparisons with instruments used as ground truth; 2) poor accuracy in the assessment of cloudness; 3) not including ozone and aerossol effects.

## SUMÁRIO

	Página
Lista de figuras	x
Lista de tabelas	xii
Lista de símbolos	xiii
Capítulo 1. - Introdução.....	01
Capítulo 2. - A estimativa de irradiação por satélite.....	04
2.1. - "Verdade terrestre": dados solarimétricos na Paraíba.....	05
2.2. - Imagens de satélite na região paraibana	09
2.3. - Modelos de propagação.....	14
2.3.1 - Modelos estatísticos.....	14
2.3.2 - Modelos físicos de duas camadas	17
2.3.3 - Modelos físicos de várias camadas.....	21
2.3.4 - Conclusões preliminares.....	24
2.4. - Desenvolvimento do modelo TARPLEY.....	25
2.4.1 - Caracterização de alvos sem nuvens.....	25
2.4.2 - Estimativa de irradiância global.....	26



2.5.	- Desenvolvimento do modelo GAUTIER.....	27
2.5.1	- Fundamentos do modelo original.	27
2.5.2	- Modelo para céu claro.....	30
2.5.3	- Modelo para atmosfera com nuvens.....	31
2.5.4	- Rotina de trabalho no modelo...	32
Capítulo 3. - Materiais e métodos.....		34
3.1.	- Dados utilizados.....	34
3.2.	- Processamento de dados solarimétricos..	35
3.3.	- Processamento de dados de Meteosat-4...	36
3.4.	- Estimativas de nebulosidade.....	39
3.4.1	- Estimativa segundo Tarpley.....	40
3.4.2	- Nebulosidade segundo o IGMK (Stuhlmann et al.1990).....	41
3.4.3	- Nebulosidade no modelo Gautier et al. (1980).....	41
3.4.4	- Estimativa de nebulosidade mediante actinógrafo.....	42
3.5.	- Parametrizações utilizadas.....	42
3.5.1	- Água precipitável atmosférica..	42
3.5.2	- Parametrizações segundo Tarpley (1979).....	44
3.5.3	- Reflectância atmosférica.....	45
3.5.4	- Absorção pelo vapor d'água.....	46
3.6.	- Adaptação de reflectâncias para o canal VIS - Meteosat 4.....	47
Capítulo 4. - Resultados.....		50
4.1.	- Nebulosidade.....	50
4.2.	- Estimativa de irradiação com o modelo TARPLEY.....	56
4.3.	- O modelo GAUTIER: considerações prévias e proposta alternativa.....	63
4.3.1	- Modelo alternativo.....	67

4.3.2 - Comparação com verdade terrestre.....	71
4.4. - Comparação dos modelos.....	78
Capítulo 5. - Conclusões e recomendações.....	80
Capítulo 6. - Referências bibliográficas.....	83

## LISTA DE FIGURAS

	Página
Figura 2.1 - Comparação de irradiância medida pelos instrumentos de radiação Fuess e Eppley.....	10
Figura 2.2 - Comparação de irradiação medida pelos instrumentos de radiação Fuess e Eppley.....	10
Figura 2.3 - Coordenadas do satélite Meteosat-4 .....	13
Figura 2.4 - Modelo de transferência radiativa para uma atmosfera com nuvens .....	29
Figura 3.1 - Resposta espectral do Satélite Meteosat-4 VIS	38
Figura 3.2 - Modelos de absorção do vapor d'água.....	49
Figura 3.3 - Modelos de reflectâncias difusa da atmosfera..	49
Figura 4.1 - Estimativa de nebulosidade com o modelo TARPLEY original: a) Cabaceiras; b) Belém do Brejo do Cruz.....	52
Figura 4.2 - Estimativa dos limiares de TARPLEY modificado a) 0700/1000 horas; b) 1100/1400 horas.....	53
Figura 4.3 - Estimativa de nebulosidade com o modelo TARPLEY modificado: a) Cabaceiras; b) Belém do Brejo do Cruz.....	54
Figura 4.4 - Estimativa de nebulosidade com o modelo de Stuhlmann <i>et al.</i> (1990):	

	a) Cabaceiras; b) Belém do Brejo do Cruz.....	55
Figura 4.5 - Irradiância média horária dos modelos TARPLEY versus dados actnográficos:		
	a) nebulosidade $C \leq 0,4$ ;            b) nebulosidade $0,4 \leq C < 1$ ; c) nebulosidade $C = 1$ .....	58
Figura 4.6 - Ciclo diário de irradiância dos modelos TARPLEY e verdade terrestre 02.01.1991:		
	a) Cabaceiras; b) Belém do Brejo do Cruz.....	61
Figura 4.7 - Irradiação diária dos modelos TARPLEY versus verdade terrestre:		
	a) Cabaceiras; b) Belém do Brejo do Cruz.....	64
Figura 4.8 - Irradiação diária dos modelos TARPLEY versus verdade terrestre (dados testemunha).....		65
Figura 4.9 - Modelo de transferência radiativa com camada de nuvens no infravermelho.....		70
Figura 4.10- Ciclo diário de irradiância dos modelos GAUTIER e verdade terrestre:		
	a) Cabaceiras, 02.01.91; b) Belém do Brejo do Cruz, 02.01.91;            c) Cabaceiras, 06.01.91; d) Belém do Brejo do Cruz, 06.01.91; e) Cabaceiras, 04.01.91; f) Cabaceiras 28.01.91.....	73
Figura 4.11- Irradiação diária dos modelos GAUTIER versus verdade terrestre:		
	a) Cabaceiras; b) Belém do Brejo do Cruz.....	77

## LISTA DE TABELAS

	Página
Tabela 3.1 - Dados geográficos e astronômico para Cabaceiras e Belém do Brejo do Cruz, janeiro 1991....	34
Tabela 3.2 - Fator de calibração para o Meteosat-4 VIS.....	39
Tabela 3.3 - Fluxo específico de radiação solar no topo da atmosfera à distância média Terra-Sol.....	39
Tabela 3.4 - Reflectância atmosférica segundo Coulson (1959).....	45
Tabela 4.1 - Brilhos mínimos, máximos e limiares de nebulosidades.....	51
Tabela 4.2 - Coeficientes das equações de regressão para irradiação nos modelos TARPLEY.....	57
Tabela 4.3 - Estimativas estatísticas de irradiação horária para TARPLEY original.....	57
Tabela 4.4 - Estimativas estatísticas de irradiação horária para TARPLEY modificado.....	57
Tabela 4.5 - Parâmetros estatísticos para irradiação diária	79

## LISTA DE SÍMBOLOS

- $a$  : Absortância de nuvem (adimensional)  
 $a(w)$  : Absortância do vapor d'água (adimensional)  
 $A$  : Albedo da superfície (adimensional)  
 $AE$  : Albedo esférico (adimensional)  
 $A_p$  : Albedo planetário (adimensional)  
 $B$  : Brilho da imagem (nível de cinza)  
 $B_m$  : Brilho médio do alvo (nível de cinza)  
 $B_{min}$  : Brilho mínimo do alvo (numa série temporal)  
 $C$  : Nebulosidade (adimensional)  
 $D/Do$  : Razão entre a distância média e instantânea entre a Terra e o Sol (adimensional)  
 $E\uparrow$  : Irradiância emergente ao sensor do satélite ( $W/m^2$ )  
 $E_g$  : Irradiância global à superfície ( $W/m^2$ )  
 $E_o$  : Irradiância no topo da atmosfera ( $S_{cosZ}$ )  
 $h$  : É o ângulo que ainda falta a Terra girar, para o sol culminar no meridiano local (graus)  
 $k$  : Constante de calibração do satélite Meteosat-4 ( $Wm^{-2}sr^{-1}Count^{-1}$ )  
 $P$  : Pressão atmosférica (hPa)  
 $P_o$  : Pressão atmosférica ao nível do mar (1013 hPa)  
 $Q$  : Irradiação diária ( $Wh/m^2$ )  
 $r$  : Reflectância espectral (adimensional)  
 $R_N$  : Reflectância da camada de nuvem (adimensional)  
 $R$  : Reflectância normalizada medida do satélite (adimensional)  
 $S_o$  : Fluxo direcional solar no topo da atmosfera à distância média Terra-Sol. ("constante solar",  $1353 W/m^2$ )  
 $S$  : Constante solar corrigida por distância Terra-Sol  
 $T$  : Transmitância teórica de uma atmosfera sem nuvem, tomando em conta a dispersão Rayleigh e absorção do vapor d'água (adimensional)  
 $T(Z)$  : Transmitância para gases absorventes, espalhamento Mie e Rayleigh (adimensional)

- $T_R$  : Transmitância devido o espalhamento Rayleigh (adimensional)  
 $T_{va}$  : Transmitância devida à absorção do vapor d'água (adimensional)  
 $T_{ve}$  : Transmitância devido ao espalhamento Rayleigh  
 $w$  : Água precipitável ( $g/cm^2$ )  
 $w_{ef}$  : Água precipitável efetiva ( $g/cm^2$ )  
 $w^*$  : Caminho óptico efetivo ( $g/cm^2$ )  
 $Z$  : Ângulo zenital do sol  
 $Z_s$  : Ângulo zenital do satélite

#### Símbolos gregos

- $\alpha$  : Albedo (integral) da atmosfera para radiação direta (adimensional)  
 $\alpha_i$  : Albedo para radiação difusa (adimensional)  
 $\delta$  : Declinação do sol  
 $\lambda$  : Longitude  
 $\phi$  : Latitude  
 $\Phi$  : Fluxo direcional ( $W/m^2$ )  
 $\Phi_m$  : Fluxo direcional médio ( $W/m^2$ )  
 $\mu$  : Cosseno do ângulo zenital ( $\cos Z$ )  
 $\theta$  : Ângulo azimutal do sol

#### Os subscritos se referem

- $vis$  : ao espectro visível do Meteosat  
 $t$  : ao topo da camada da nuvem  
 $b$  : a base da camada da nuvem  
 $1, 2$  : a absorptância do vapor d'água em direção à superfície e em direção ao satélite, respectivamente

## 1. INTRODUÇÃO

Há um recente interesse na energia solar em virtude de suas diversas vantagens. É disponível pelo menos em certa medida em qualquer lugar, em contraste com os combustíveis fósseis e nucleares. A energia solar pode ser usada em muitas formas diferentes, como por exemplo para fornecer calefação, resfriamento, iluminação, potência mecânica, eletricidade, transporte. Por outro lado, a irradiação solar local é de grande importância para a agricultura. Finalmente, a energia solar é a fonte primordial dos processos meteorológicos. Sua modulação por nuvens e particulado (como vulcânico e o originado em queimadas) vem sendo estudada, para fins de avaliar o impacto sobre o tempo e o clima. Assim o monitoriamento da radiação solar se revela de extrema importância.

Mesmo que exista uma rede de piranômetros para medir radiação solar percebe-se que não é suficiente para determinadas aplicações. Para avaliar variações espaciais e temporais com bastante detalhamento, imagens de satélite podem dar uma cobertura global e regional com rapidez e custo moderado.

Em anos recentes vários autores têm investigado a possibilidade do uso dos dados de satélite geoestacionário para estimar a radiação solar à superfície. A aplicação desses métodos é viável no Brasil, desde que existe no país a tecnologia necessária para captar e gravar imagens com resolução plena. Por exemplo, MORAES (1986) testou o método de GAUTIER *et al.* (1980) com base em imagens GOES captadas no INPE (Estação de Cachoeira Paulista, SP). Mais recentemente, um convênio do estado de Santa Catarina com o INPE e instituições alemãs vem tentando implantar o monitoriamento de radiação solar a partir de imagens Meteosat. O método utilizado é descrito em STUHLMANN *et al.* (1990). A Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME) capta e



armazena operacionalmente imagens horárias do Meteosat-4 nos canais IV (infravermelho) e VIS (visível), podendo ainda fazê-lo com imagens do "canal de vapor" do Meteosat-4, assim como nos três canais do Meteosat-3. Por outro lado, o projeto Nordeste da Secretaria Federal de Ciências e Tecnologia, atualmente em implantação, permitirá que núcleos estaduais de Meteorologia e Recursos Hídricos capturem e gravem imagens de satélites geostacionários. Estes fatos abrem a possibilidade de implantar na Região Nordeste do Brasil métodos operacionais de estimativa de radiação solar mediante satélite.

### Objetivos do trabalho

O presente trabalho estuda a aplicação de dois métodos simples de estimativa de radiação solar por satélite: o de TARPLEY (1979) e o de GAUTIER *et al.* (1980), adaptados para o uso com imagens Meteosat-4 do Nordeste do Brasil. Para isso, foram desenvolvidos métodos de trabalho para os aspectos seguintes:

- Análise de dados radiométricos de superfície
- Processamento de imagens de satélite.
- Estimativas de brilhos extremos (satélite) e de nebulosidade.
- Estimativas de absorção de radiação solar pelo vapor d'água atmosférico.
- Estimativa de albedo de superfície.
- Comparação dos resultados estimados por satélite com dados actinográficos.

O capítulo 2 desenvolve aspectos conceituais dos métodos de estimativa. O capítulo 3 descreve procedimentos de cálculo específicos deste trabalho. O capítulo 4 avalia resultados e

propõe algumas variantes dos modelos originais. Finalmente, são expostas conclusões e recomendações para trabalhos futuros.

## 2. A ESTIMATIVA DE IRRADIAÇÃO SOLAR POR SATÉLITE

A irradiância  $E^\uparrow$  emergente no topo do sistema Terra-atmosfera, no espectro solar, depende de: 1) elementos atmosféricos como gases (ar, vapor d'água, dióxido de carbono, ozônio, principalmente) e partículas atmosféricas em suspensão (incluídas nesta categoria as nuvens, compostas por gotículas); 2) propriedades refletivas da superfície terrestre; 3) posição do sol com relação à região considerada.

É relevante notar que no espectro solar não há emissão apreciável de radiação pelo sistema Terra-atmosfera, de forma que se verifica o balanço de irradiâncias

$$E_o = E^\uparrow(\text{topo}) + E_a + (1-A) E_g(\text{superfície}), \quad (2.1)$$

onde

$E_o = S \cos Z$  (irradiância solar no topo da atmosfera),  $Z$ : ângulo zenital do sol;

$E_a$ : irradiância absorvida na atmosfera;

$A$ : albedo da superfície.

A cobertura de nuvens exerce papel preponderante nos termos da adição na eq. (2.1). De posse de um modelo de propagação confiável, a medição de  $E^\uparrow(\text{topo})$  e de parâmetros físicos da nebulosidade permitiria estimar  $E_a$  e, em particular, a irradiância  $E_g$  à superfície.

Em princípio, a medida de  $E^\uparrow(\text{topo})$  e a observação de nebulosidade podem ser realizadas a partir da análise de imagens de satélite. Os geostacionários (GOES, Meteosat, GMS) parecem especialmente convenientes, devido à cobertura contínua da mesma região do globo. Entretanto, esses satélites apresentam diversas limitações para estimativas de  $E^\uparrow$ , desde que não foram

desenvolvidos para tal fim.

Por outro lado, a aplicação de um modelo requer medições à superfície ("verdade terrestre"), para fins de calibração e análise de qualidade de resultados.

Neste capítulo são analisados brevemente diversos aspectos, atinentes a: 1) determinações solarimétricas disponíveis; 2) dados fornecidos por satélite geostacionário na região paraibana; 3) descrição dos fundamentos de alguns modelos, eventualmente aplicáveis na região.

## 2.1 - "Verdade terrestre": dados solarimétricos na Paraíba

A bibliografia usual relata a comparação de modelos de estimativa com a irradiação fornecida por piranômetros. No Brasil, esse tipo de dado não é usual, limitando-se atualmente a pouquíssimos instrumentos nas 217 estações da rede climatológica do INMET que estão em funcionamento. A UFPb opera uma rede solarimétrica produzindo dados de actinógrafos para 9 estações no estado da Paraíba. Assim, é relevante discutir brevemente a possibilidade de usar dados actinográficos para comparar com estimativa por satélite.

Alguns autores qualificam o actinógrafo como instrumento de escassa precisão. Um instrumento que seria universalmente aceito é, p.ex., o piranômetro espectral Eppley (PSP) (ROBINSON, 1966; MOTTA *et al.*, 1977).

O PSP é um instrumento de resposta rápida com saída analógica. Sua saída pode ser ligada a um registrador ou a um multímetro, obtendo-se assim medições instantâneas de irradiâncias. O princípio de funcionamento é dado através da alteração da força eletromotriz numa termopilha de 15 junções de bismuto/prata, provocada pela variação de energia solar recebida pelo sensor. Este sensor consiste de um disco negro de 1 cm de diâmetro separado do meio externo por duas cúpulas de quartzo concêntricas. As cúpulas consistem de filtros Schott WG7 (que impedem a passagem de radiação com comprimento de onda inferior a 295 e superior a 2800 nm), sendo que a interna é fixa e a externa

é removível e pode ser substituída por filtros espectrais de banda larga.

O actinógrafo Fuess 58d é um instrumento registrador que mede irradiância global ou difusa (esta última com a ajuda de uma faixa sombreadora, que protege da incidência de raios solares). É constituído de duas partes fundamentais: a unidade sensível e a unidade de registro (mecânico).

A unidade sensível é constituída por três lâminas semelhantes, sendo uma preta e duas brancas; estas lâminas são constituídas por duas placas justapostas e de metais diferentes. As lâminas se deformam, curvando-se quando aquecidas, devido ao distinto coeficiente de dilatação térmica dos metais que as formam. A unidade de registro é constituída por um tambor de registro e um sistema de alavancas. O primeiro serve para sustentar um diagrama sobre o qual é efetuado o registro. O sistema de alavancas tem a finalidade de transmitir até o diagrama o movimento gerado pela unidade sensível. A pena dispõe de um reservatório para tinta e está fixa à extremidade de uma delicada haste: o braço da pena, que traça o registro.

Segundo FATTORI e CEBALLOS (1988), a própria OMM (referência WMO, 1971) descreve os actinógrafos bimetálicos como instrumentos deficientes e imprecisos, apropriados somente para se obter estimativas de totais diários. A causa principal apontada seria a ausência de um adequado mecanismo de compensação de temperatura. Este defeito se refere ao fato de que as placas sensoras recebem tanto radiação solar como térmica, proveniente do ar e do interior do instrumento. Se o registro é correto a uma certa temperatura de referência (usualmente 20°C), o aquecimento/resfriamento da caixa do instrumento e sua inércia térmica interferem no balanço radiativo das placas, conduzindo a uma curvatura inadequada. Modelos mais recentes do actinógrafo Fuess (posteriores a 1960, como o 58d) vêm providos de mecanismo de compensação. Em princípio, as placas brancas são afetadas apenas pela radiação térmica do ambiente; um acoplamento especial na montagem permite compensar parcialmente os efeitos de deformação devidos a desvios da temperatura de referência.

Pelo menos três critérios definem a qualidade de um radiômetro:

### Tempo de resposta

O tempo de resposta de um instrumento é o intervalo de tempo gasto para que se atinja, na saída do instrumento, um determinado percentual da resposta apropriada a uma dada variação sofrida na energia recebida pelo sensor. A "constante de tempo" é definida como o intervalo de tempo gasto pelo instrumento para que forneça  $(1-1/e)*100\%$  (aproximadamente 63%) da resposta apropriada a uma súbita variação do fluxo recebido. Para que se obtenha um sinal estacionário na saída do instrumento após uma variação da irradiância, devemos esperar um intervalo de tempo de pelo menos quatro vezes a constante de tempo ("tempo de resposta de 98%").

### Estabilidade

Este parâmetro é definido como a máxima mudança ocorrida no fator de calibração, por ano, em termos percentuais. Sua avaliação envolve a realização de comparações periódicas entre os dados fornecidos pelo instrumento analisado e por um similar de referência.

### Linearidade

Em geral, espera-se que o sinal (de resposta)  $X$  de um radiômetro seja proporcional ao fluxo  $F$  de radiação incidente sobre o sensor. Uma constante  $K$  de calibração permite a avaliação deste fluxo a partir do sinal. A linearidade define-se pelo desvio do estimador  $KX$  com relação a  $F$ . A OMM (WMO, 1971) classifica os

radiômetros de acordo com a tabela seguinte:

Classificação de piranômetros segundo critérios de desempenho e precisão (limites superiores para cada piranômetro), segundo a WMO (1971).

---

	ESTABILIDADE	LINEARIDADE	CONSTANTE
	(% AO ANO)	(%)	DE TEMPO
1 <sup>a</sup> CLASSE	± 1	± 1	25 SEGUNDOS
2 <sup>a</sup> CLASSE	± 2	± 2	1 MINUTO
3 <sup>a</sup> CLASSE	± 5	± 3	4 MINUTOS

---

A O.M.M. Classifica o piranômetro como instrumento de 1<sup>a</sup> classe, dadas as suas excelentes qualidades. As ótimas características deste instrumento são evidenciadas pelo seu catálogo:

Sensibilidade: microvolts/watt metros<sup>-2</sup> aproximadamente

Impedância : 350 ohms aproximadamente

Temperatura: ± 1.5% estável entre -20 até +40°C

Linearidade: possui uma linearidade de ± 1% entre 0 até 1400 Wm<sup>-2</sup>.

Tempo de resposta: reage a um impulso em 3 a 4 segundos.

FATTORI e CEBALLOS (1988) analisaram o comportamento de um actinógrafo Fuess 58d instalado desde a década de 1960 na estação meteorológica do Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo. Concluíram que o instrumento não se enquadra completamente nos critérios da OMM, podendo ser classificado como de segunda classe e não de terceira. Com efeito, após alguns testes com o Fuess 58d verificaram que a constante de tempo do instrumento vale, no máximo, 100 segundos (para atingir 98%

necessitaria de menos de 7 minutos), e que a estabilidade é de aproximadamente 1.5%, o que contraria largamente as fontes bibliográficas que criticam o instrumento.

Os actinógrafos da rede solarimétrica da UFPb são modelo 58dc-4E, posterior ao 58d, sendo esperável que seu desempenho seja semelhante ou até melhor. Com relação à linearidade, MOURA (1991) comparou dados diários e instantâneos de um actinógrafo da rede da UFPb com os observados por PSP do DCA.CCT.UFPb. Os resultados são ilustrados pelas figuras 2.1 e 2.2. O coeficiente de correlação encontrado foi de 0.99 para irradiâncias em situação de nebulosidade parcial (sem cruzamento de nuvens entre o sol e o local de medição) e de 0.95 para irradiações diárias. Portanto, a linearidade é excelente.

Os resultados expostos justificam o uso do actinógrafo como referência para "verdade terrestre", embora sua qualidade seja inferior à de um instrumento como o PSP.

## 2.2 - Imagens de satélite na região paraibana

Interessam-nos em particular as características do satélite europeu Meteosat-4, desde que suas imagens vêm sendo captadas e gravadas sistematicamente por uma instituição regional (Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos - FUNCEME, Fortaleza, CE). Trata-se de um satélite geostacionário estacionado a 35830 Km de altitude, com nadir em (0°N, 0°E), transmitindo imagens do hemisfério terrestre a cada meia hora. Imagens do Meteosat-3, atualmente substituindo o GOES, não são captadas e gravadas sistematicamente. Os satélites da série NOAA (quatro em total) permitiriam até quatro imagens diárias no período diurno, mas requerem considerável memória para gravação de dados, além de processamento especial para captação.

Os dados obtidos por satélite são medidas de radiação refletida e/ou emitida pelo sistema Terra-atmosfera. Os primeiros sensores desenvolvidos para registrar radiação refletida na faixa do visível foram câmeras de televisão. Os satélites mais recentes têm como sensores radiômetros de alta resolução angular, eventualmente especializados na detecção de radâncias em várias



Fig. 2.1\_Fuess vs. psp: irradiacao diaria

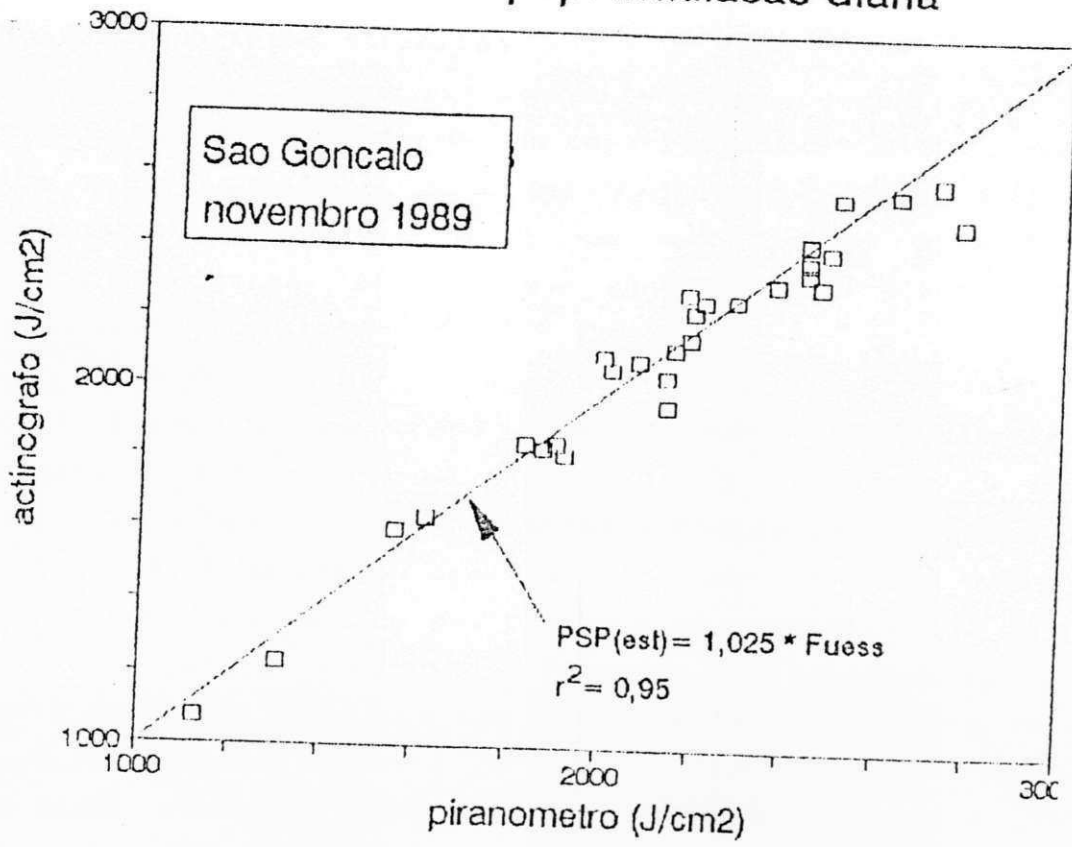
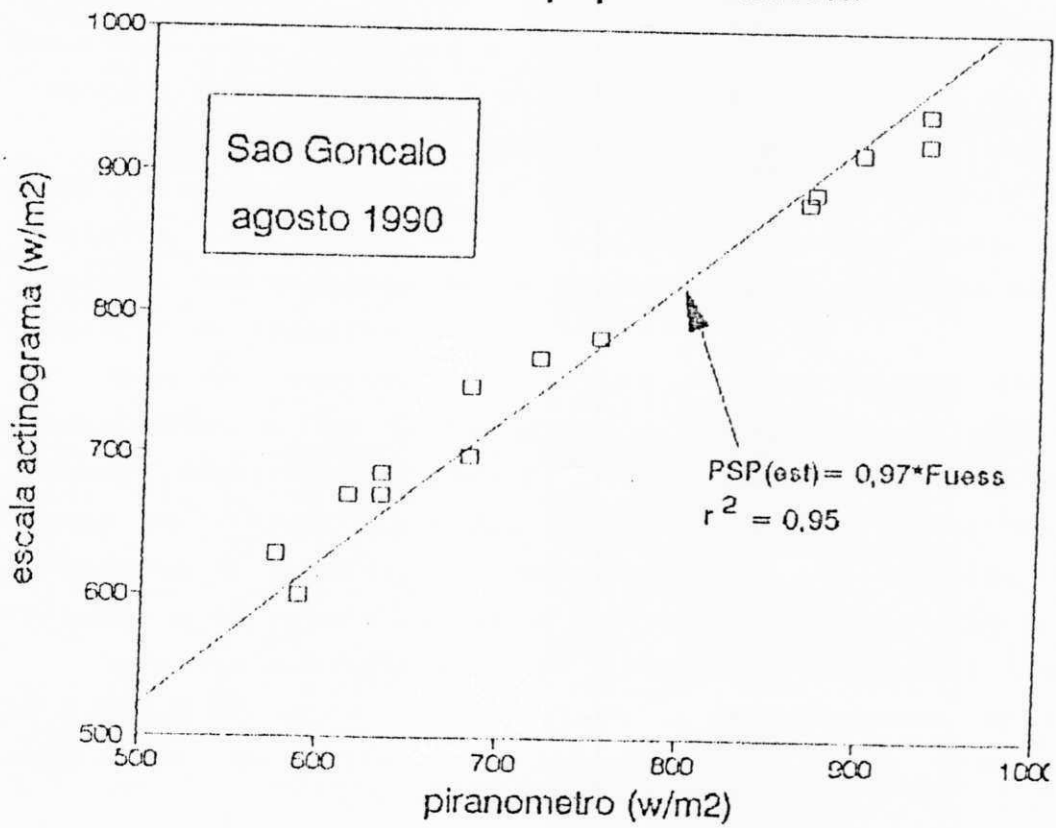


FIG. 2.2\_Fuess vs. psp: irradiancia



faixas espectrais estreitas.

O fluxo recebido em diferentes comprimentos de onda determina, de certa forma, as características de cada instrumento. Uma radiação intensa pode ser registrada apenas com uma visão rápida de uma pequena área; nos comprimentos de onda em que a energia é baixa, só pode ser obtido um sinal discernível por exposição mais prolongada.

Pode-se imaginar o campo de visão a ser observado como sendo constituído de uma grade onde as subdivisões são chamadas de píxeis ("pixel"="picture element"). Os instrumentos do satélite exploram estes píxeis e registram a radiância emergente de cada um deles. A fidelidade com que o campo é reproduzido depende diretamente do tamanho dos píxeis e da sensibilidade do sensor.

Com relação à radiância recebida, os sensores são construídos para terem em princípio uma resposta linear (embora os GOES, por exemplo, tenham resposta parabólica: NORTON *et al.*, 1980). Embora o sinal produzido pelos sensores seja analógico, a informação é transmitida para a Terra de forma digital, numa escala (0 - 63) nos casos dos GOES e dos Meteosat-2 e 3 VIS, ou (0 - 255) no Meteosat-4, contruída com base no sistema binário (6 ou 8 bits, respectivamente). Estes números, representativos do brilho observado, são usualmente denominados de "níveis de cinza" ou "counts". Neste trabalho, utilizar-se-á também o termo "brilho".

A calibração de um sensor supõe um fluxo incidente espectralmente homogêneo, o que não é necessariamente o caso para radiância real recebida em órbita. Por outro lado, a resposta espectral dos sensores de um satélite não é uniforme sobre a faixa espectral de trabalho.

Além da resolução intrínseca da codificação em 8 bits, a forma esférica da Terra afeta a definição do sinal recebido. Objetos idênticos situados no nadir aparecem maiores do que para linhas de visada afastadas dele. Assim, um píxel tem tamanhos diferentes à superfície, dependendo de sua posição na imagem. Portanto a curvatura da Terra contribui para degradar a imagem.

No ponto sub-satélite, um pixel de Meteosat-VIS tem dimensões de 2,5x2,5 Km. A região do estado da Paraíba pode ser considerada equatorial em primeira instância, de forma que a dimensão

norte-sul de um pixel é da ordem de 2,5 Km. Já na direção leste-oeste resulta multiplicada de um fator 1,47 (calculado para a longitude  $\lambda = -38^\circ$ ). A dedução desse fator é simples. Considerando que (vide Figura 2.3) :

$R = 6370$  Km (raio da Terra)

$R_s = 42200$  Km (distância satélite - centro da Terra)

$\lambda = 38^\circ$ W (longitude típica)

$\theta_1 =$  ângulo de visada do pixel com relação ao nadir do satélite

$r =$  distância pixel-satélite

$d\theta_1 = 2.5/(R_s - R)$  (abertura angular de um pixel)

$d\lambda =$  abertura angular do pixel, em longitude,

$Z_s =$  ângulo zenital do satélite com relação ao pixel observado, tem-se que:

$$r^2 = R_s^2 + R^2 - 2RR_s \cos \lambda \quad (\text{teorema do cosseno}),$$

$$R_s \sin \theta_1 = R \sin(\lambda + \theta_1) \quad (\text{teorema do seno}),$$

$$r \sin \theta_1 = R \sin \lambda \quad (\text{teorema do seno}),$$

donde

$$\sin \theta_1 = (R/r) \sin \lambda$$

$$R d\lambda = [R_s \cos \theta_1 - R \cos(\theta_1 + \lambda)] d\theta_1 / \cos(\theta_1 + \lambda).$$

Para  $\lambda = 38^\circ$ , o ângulo de visada do satélite para o pixel é  $\theta_1 \cong 6.3^\circ$ ; portanto, o ângulo zenital do Meteosat é  $Z_s = \lambda + \theta_1 \cong 44^\circ$  e  $\cos Z_s = 0,72$  para a região paraibana.

O Meteosat-4 dispõe de três canais: visível (VIS), sensível no intervalo de  $(0,4-1,1)\mu\text{m}$ ; infravermelho (IV), intervalo  $(10,5-12,5)\mu\text{m}$  e vapor d'água (WV), intervalo  $(5,7-7,1)\mu\text{m}$ . As imagens são transmitidas com a frequência de uma a cada meia hora. A imagem global está dividida em uma matriz de  $5000 \times 5000$  pixels no canal VIS, e  $2500 \times 2500$  no canal IV. Neste último canal, um pixel no nadir tem uma área de  $5 \times 5$  Km. Nem todas as imagens no

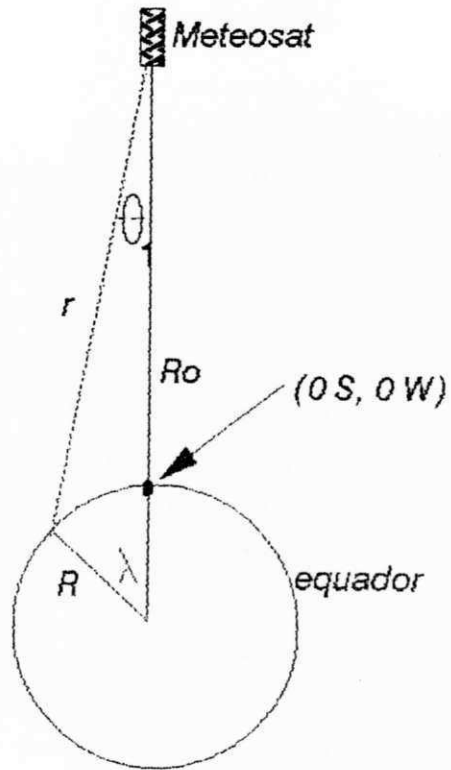


Figura 2.3 - Coordenadas do satélite Meteosat-4

canal VIS são recebidas a resolução plena no Brasil; no formato "B", as imagens contêm um de cada dois píxeis numa linha, e uma linha de cada duas. Dessa forma, o tamanho real de 2,5 X 2,5 Km no ponto sub-satélite passa a assumir a informação para uma área de 5X5 Km. Informação adicional sobre transmissão, frequência e formato de imagens pode ser consultada em Rao et al. (1990). Aspectos da resposta espectral do sensor VIS são analisadas brevemente na seção 3.3.

### 2.3. - Modelos de propagação

Os métodos para estimativa de radiação solar à superfície a partir de imagens de satélite podem ser divididos em duas categorias básicas: 1) aproximações estatísticas baseadas numa relação empírica entre brilho de alvos e dados de superfície e 2) aproximações físicas, usando modelos de transferência radiativa para formular uma relação entre as duas variáveis.

As aplicações publicadas por diversos autores não se encaixam totalmente em uma ou outra categoria. De fato, aproximações empíricas propõem relações funcionais que subentendem hipóteses físicas; por outro lado, os modelos ditos "físicos" utilizam critérios estatísticos para avaliar parâmetros fundamentais como a nebulosidade ou o albedo de superfície.

No que segue, são descritas as características de alguns modelos conhecidos, cujos conceitos são úteis para os objetivos deste trabalho.

#### 2.3.1. - Modelos estatísticos

##### Modelo de HAY e HANSON (RAPHAEL e HAY, 1984)

Da eq. (2.1) pode-se prever que, se a taxa diária de absorção de radiação solar pela atmosfera é aproximadamente constante, existe uma relação linear entre  $E^{\uparrow}(\text{topo})$  e  $E_g$ . Uma aproximação proposta por Hay e Hanson (comentada por RAPHAEL e HAY, 1984) é descrita pela seguinte equação, onde a irradiância média horária à

superfície é dada por

$$E_g = E_o(a-bR). \quad (2.3.1)$$

$E_o$  é a irradiância no topo da atmosfera,  $R$  é a reflectância normalizada medida pelo satélite,  $a$  e  $b$  são os coeficientes da regressão. O modelo foi testado em duas ilhas, do Atlântico tropical, considerando alvos de 5X5 píxeis em imagens GOES-VIS. Os dados de superfície provinham de piranômetros. O erro observado para estimativas horárias com relação à "verdade terrestre" foi de  $\pm 22\%$ , melhorando para a estimativa diária ( $\pm 8\%$ ). Os coeficientes  $a, b$  variam de acordo com o local observado.

RAPHAEL e HAY (1984) testaram esse modelo para alvos sobre Vancouver (Canadá), encontrando correlações de 0.99, 0.85, e 0.70 entre irradiação diária verdadeira e estimada para dias de céu claro, parcialmente nublado, e nublado, respectivamente.

#### Modelo de TARPLEY (1979)

O modelo apresentado por TARPLEY foi desenvolvido para aplicação sobre grandes áreas, com apreciável variação da latitude (portanto, do ângulo zenital). Foi testado usando dados de GOES-VIS para as Planícies Centrais dos Estados Unidos ("Great Plains"). A radiação foi estimada baseando-se na média de brilhos de alvos de 50X50 Km, com uma resolução de 8 Km (aproximadamente um píxel a cada oito).

O modelo propõe o ajuste de coeficientes para uma equação que liga a irradiação horária (verdade terrestre) com uma combinação linear de variáveis como brilho observado, nebulosidade estimada, etc. Os dados de verdade terrestre provêm de uma rede solarimétrica. Dois parâmetros são importantes: o brilho mínimo local (variável dentro da região em estudo, e correspondente a céu claro), e a nebulosidade estimada. O modelo propõe três tipos de equações, segundo três classes de cobertura de nuvens. Os detalhes do modelo são desenvolvidos na seção 2.4. Tarpley obteve correlações de 0.94, 0.77 e 0.70 entre irradiação horária medida estimada para as classes de céu claro, parcialmente nublada e

parcialmente nublada e nublada respectivamente.

Raphael e Hay (1984) aplicaram o modelo para a região de Vancouver (Canadá) e Gagliardini (1988) utilizou dados de 13 estações da rede solarimétrica da Argentina (entre 27 e 39°S). Os dois autores obtiveram correlações similares às de Tarpley (1979).

#### Um modelo semi-empírico: Cano *et al.* (1986)

O modelo foi desenvolvido e testado usando dados de 27 estações na França e um total de 89 da Europa, e comparando com imagens Meteosat. A idéia básica para a estimativa de irradiância global numa dada área é definir um índice associado à cobertura de nuvens.

Define-se um fator de transmitância atmosférica  $T(i,j)$  para cada horário, de forma que a irradiância global à superfície é

$$E_g(i,j) = T(i,j)E_o(i,j), \quad (2.3.2)$$

sendo  $(i,j)$  a posição de um alvo numa imagem de satélite, e  $E_o$  a irradiância solar no topo da atmosfera. Considerando o índice de cobertura  $C(i,j)$  como a fração de um alvo coberta por nuvens, propõe-se a relação

$$E_g(i,j) = C E_n(i,j) + (1-C) E_c(i,j), \quad (2.3.3)$$

sendo que  $E_n$  e  $E_c$  se referem a irradiâncias globais à superfície para cobertura total (nublado) e de céu claro, respectivamente. Nesse caso, se  $T_n$  e  $T_c$  são fatores de transmitância para tais situações extremas, demonstra-se que

$$T(i,j) = a(i,j) C(i,j) + b(i,j), \quad (2.3.4)$$

de forma que, com base em séries de dados de superfície para diversos alvos  $(i,j)$  e nos respectivos índices de cobertura  $C(i,j)$ , os coeficientes  $a(i,j)$ ,  $b(i,j)$  são determinados por regressão. A distribuição regional destes coeficientes define a relação entre o fator de transmissão local  $T$  e o índice de

cobertura  $C(i, j)$ .

O índice de cobertura, por sua vez, é avaliado em cada horário e pixel a partir de uma relação

$$C(i, j) = \frac{A(i, j) - A_c}{A_N - A_c}, \quad (2.3.5)$$

onde  $A_N$  e  $A_c$  são albedos observados por satélite em condições de céu nublado e claro, respectivamente. A definição destes parâmetros requer de uma estatística prévia, que defina sua distribuição regional e seu ciclo diário. Cano *et al.* descrevem uma sistemática específica para obter os extremos  $A_c$  e  $A_N$ ; no caso de  $A_c$ , um modelo de transmitância para céu claro é proposto. Na prática, para uso na eq. (2.3.5) podem ser adotados valores de brilho observado  $B(i, j)$  e dos máximos e mínimos  $B_{\max}(i, j)$ ,  $B_{\min}(i, j)$  avaliados estatisticamente para cada horário.

A correlação entre a irradiância medida horária e estimada por satélite horária foi maior que 0.8 e o desvio padrão médio foi de  $42 \text{ J/cm}^2$  ( $0.12 \text{ kWh/m}^2$ ).

### 2.3.2. - Modelos físicos de duas camadas

A base genérica destes modelos consiste em considerar duas camadas, em cuja interface se encontram nuvens com cobertura parcial ou total (de fato, esta é uma terceira camada).

Gautier *et al.* (1980)

Um modelo simples foi desenvolvido por Gautier *et al.* (1980), e testado usando dados do sul do Canadá (região de Montreal, Ottawa e Toronto) e imagens GOES-VIS para alvos de  $8 \times 8$  pixels. O modelo considera duas situações: uma de céu claro e outra com nebulosidade. O modelo de céu claro considera três equações, descrevendo a irradiância medida pelo satélite ( $E^\uparrow$ ), o albedo da superfície ( $A$ ) e a irradiância à superfície ( $E_g$ ). O modelo com nebulosidade conserva o modelo de céu claro, contudo adiciona os efeitos de uma camada na qual existem nuvens. Inversamente, o modelo de céu claro pode ser considerado um caso particular



daquele para céu com nuvens. Os passos para a formulação do modelo estão descritos com detalhes na seção 2.5.

GAUTIER (1982) utilizando o modelo de 1980 mapeou a média mensal de irradiação diária no sudeste do Canadá e nordeste dos Estados Unidos; as discrepâncias maiores foram encontradas em regiões sob influência do Lago Ontário e da orografia ao norte de Nova Iorque.

DIK e GAUTIER (1983) aprimoraram o modelo físico de GAUTIER *et al.* (1980) incluindo a absorção por ozônio e minimizando erros introduzidos pela navegação de imagens do satélite.

RAPHAEL e HAY (1984) testaram o modelo GAUTIER e encontraram as correlações de 0.99, 0.83 e 0.71 entre irradiância média horária verdadeira e estimada para céu claro, parcialmente nublado e nublado, respectivamente. MORAES (1986) testou o modelo GAUTIER para São José dos Campos (SP) e encontrou uma sobreestimativa em média de 14% para céu claro e com cirrus, e de 35% para céu nublado.

#### NUNEZ *et al.* (1984)

Utilizando dados do satélite meteorológico geostacionário japonês (GMS), NUNEZ *et al.* (1984) mapearam a radiação solar diária nas latitudes de 18° a 20°S e longitudes de 146° a 148°E o que representa uma área de 210 Km por 220 Km com centro perto de Townsville (Austrália). O satélite GMS está localizado sobre o equador na longitude de 140°E, e tem resolução de aproximadamente 2,7 Km X 2,7 Km no ponto sub-satélite. Os dados foram coletados no período de 01.08.1982 até 31.01.1983. As imagens foram navegadas pelo Australian Bureau of Meteorology para três horários a cada dia (10:00, 13:00 e 16:00 TMG) no canal visível (0,55 - 0,75  $\mu$ m).

Os dados diários de radiação solar global por satélite foram utilizados para estimar radiação solar à superfície com média de erro de menos de 10% com relação à "verdade terrestre".

NUNEZ *et al.* mostraram que há uma relação bem definida entre a radiação solar refletida (ou absorvida) do sistema Terra-Atmosfera ( $A_{pvis}$ ), e a fração da radiação solar transmitida pela atmosfera ( $T$ ).

A fração transmitida da radiação solar (T), foi obtida de um piranômetro (sensível no intervalo de comprimentos de onda de 0,4 a 2,5  $\mu\text{m}$ ), utilizando um modelo simples onde a atmosfera é dividida em três camadas: uma de absorção, outra de espalhamento e outra com nuvens (esta última sem absorção). As reflexões múltiplas entre superfície e atmosfera foram desprezadas:

$$T = \frac{Q_g}{Q_0} = (1-a)(1-\alpha)(1-AN)(1-C), \quad (2.3.6)$$

onde  $Q_0$  : Irradiação global diária no topo da atmosfera

$Q_g$  : Irradiação global diária à superfície

$\alpha$  : Reflectância da atmosfera

$AN$  : Reflectância da camada de nuvens

$C$  : Cobertura da camada de nuvens

$a$  : Absortância diária da radiação solar (devido ao vapor d'água e aerossol).

Do satélite obtém-se a reflectância do sistema Terra-Atmosfera ( $A_{pvis}$ ) no intervalo 0,55-0,75  $\mu\text{m}$ . Neste intervalo não há absorção pelo vapor d'água ( $a_{vp}$ ); entretanto, alguma absorção é devida ao aerossol ( $a_{vis}$ ). No intervalo espectral do satélite tem-se

$$A_{pvis} = \frac{Q_{tavis}}{Q_{ovis}} = (1-a_{vis})\alpha_{vis} + (1-a_{vis})^2(1-\alpha_{vis})^2C AN_{vis} + \\ + (1-a_{vis})^2(1-\alpha_{vis})^2(1-C)A_{vis}, \quad (2.3.7)$$

onde  $Q_{tavis}$  : Irradiação solar refletida diária do sistema Terra-Atmosfera

$A_{vis}$  : Albedo da superfície.

O subscripto vis refere-se ao intervalo espectral do satélite GMS (0,5 - 0,5  $\mu\text{m}$ ). O primeiro termo na soma da eq. (2.3.7) refere-se à radiação que foi espalhada pela atmosfera; o segundo refere-se à componente transmitida pela atmosfera e refletida pela nebulosidade (C); o terceiro termo refere-se à componente de radiação transmitida pela atmosfera e refletida pelo solo.

Eliminando a nebulosidade nas Eqs. (2.3.6) e (2.3.7)

encontra-se a equação linear

$$T = C_1 - C_2 A_p, \quad (2.3.8)$$

onde  $C_1$  e  $C_2$  são dados por

$$C_1 = \frac{(1-a)(1-\alpha)AN}{(1-\alpha v_{is})^2(1-\alpha v_{is})(ANv_{is}-Av_{is})} \quad (2.3.9)$$

$$C_2 = (1-a)(1-\alpha) + \frac{\alpha v_{is}(1-a)(1-\alpha)AN}{(1-\alpha v_{is})^2(ANv_{is}-Av_{is})} + \frac{Av_{is}(1-a)(1-\alpha)AN}{ANv_{is} - Av_{is}}$$

Todos os valores foram referidos a condições médias onde  $a=0.266$ ,  $\alpha_{vp}=0.187$ ,  $\alpha_{vis}=0.079$ ,  $\alpha=0.070$ ,  $\alpha_{vis}=0.056$ ,  $Av_{is}=0.110$ ,  $AN=0.50$  e  $A_p=0.50$ . Note-se que este modelo justifica, até certo ponto, o ajuste simplificado proposto por HANSON e HAY (eq. 2.3.1).

Um modelo semi-empírico: DEDIEU *et al.* (1987)

DEDIEU *et al.* (1987) testaram este modelo físico para a França, obtendo correlações de 0,92 entre irradiâncias médias horárias medidas e estimadas e um desvio padrão de  $109 \text{ Wm}^{-2}$ . Os testes do modelo se limitaram aos horários de 11:00 e 12:00 hora local.

O modelo de Dedieu é basicamente a junção de dois modelos: um modelo de céu claro e outro modelo com camada de nuvens.

Para o modelo de céu claro a expressão dada é

$$E_g = E_0 T(Z), \quad (2.3.10)$$

onde  $E_g$  é a irradiância a superfície,  $E_0$  é a irradiância solar no topo da atmosfera ( $\text{Scos}Z$ ),  $Z$  é o ângulo zenital solar,  $T(Z)$  é o fator de transmissão para céu claro levando em consideração absorção por gases, espalhamento Mie e Rayleigh.

Para o modelo de céu nublado a irradiância à superfície é

dada por

$$E_g = E_0(1-A_p)/(1-A), \quad (2.3.11)$$

onde  $A_p$  e  $A$  são os albedos planetário e superficial, respectivamente. O modelo não considera a absorção e o espalhamento molecular, e supõe isotropia da radiação refletida pela nuvem. O albedo da superfície é derivado dos mínimos de  $A_p$  observados numa série temporal bastante longa. O albedo planetário ( $A_p$ ) foi parametrizado por TANRE *et al.* (1979), segundo a relação:

$$A_p = (R - \alpha)/(T_a + A_e(R - \alpha)), \quad (2.3.12)$$

onde  $\alpha$  e  $A_e$  são a reflectância atmosférica e albedo esférico, respectivamente, por espalhamento molecular (Rayleigh) e aerossol,  $T_a$  é o fator de transmissão para absorção e espalhamento e  $R$  é a reflectância obtida do Meteosat.

Os efeitos de uma camada de nuvens na Eq.(2.3.11) e na transmissão atmosférica (eq. 2.3.10) são combinados para derivar uma equação final

$$E_g = E_0T(Z)(1-A_p)/(1-A), \quad (2.3.13)$$

Assume-se na Eq. (2.3.13) que o fator de transmissão para céu claro é idêntico ao de céu nublado, isto porque a quantidade máxima do ozônio se encontra acima das nuvens e porque as nuvens têm pouca absorção adicional devido à saturação do fluxo solar nas bandas do vapor d'água antes de atingi-las.

### 2.3.3 - Modelos físicos de várias camadas

Estes modelos possuem uma maior eficiência para o cômputo da radiação solar à superfície, isto porque levam em conta influência das nuvens (cobertura e microfísica de nuvens espessura óptica), contribuições por aerossóis, vapor d'água, ozônio, albedo de superfície, e por fim levam em conta as reflexões múltiplas.

STUHLMANN *et al.* (1990)

Este modelo está baseado em outro precedente, o de Moser e Raschke citado por STUHLMANN *et al.* (1990), e tem como fator principal o tratamento da transmitância de nuvens e reflexões múltiplas entre a superfície e atmosfera.

A cobertura média efetiva por nuvens é calculada das medições de radiância pelo satélite, de acordo com

$$C = \frac{L - L_{\min}}{L_{\max} - L_{\min}}, \quad (2.3.14)$$

onde L é a radiância emergente no intervalo espectral do sensor do satélite. O subscrito "max" refere-se as medições de radiância para céu uniformemente coberto por nuvens homogêneas. O subscrito "min" refere-se às medições livres de nuvens. A definição de C é semelhante à do índice de nebulosidade no modelo de CANO *et al.* (eq. 2.3.5).

A atmosfera foi dividida em quatro camadas: 1) ozônio; 2) espalhamento Rayleigh; 3) nuvens e 4) absorção e espalhamento por aerossóis e absorção por vapor d'água. Através da combinação da transmitância, absortância e reflectância das diversas camadas calcula-se a radiação global e difusa. A interligação destas camadas gera uma "cadeia de equações" para o cálculo da reflectância, absortância, e transmitância da atmosfera total, gerando para cada camada um sistema de equações:

$$\begin{aligned} R_{ab} &= R_a + T_a R_b T_a / (1 - R_a R_b) \\ T_{ab} &= T_a T_b / (1 - R_a R_b) \end{aligned} \quad (2.3.15)$$

A equação (2.3.15) descreve uma fórmula em função de transmissão e reflexão de uma camada pela adição de duas camadas. Os subscritos a e b referem-se ao topo e à base da camada, respectivamente. O denominador refere-se ao cômputo das reflexões múltiplas entre duas camadas.

A irradiância final que chega à superfície é

$$E_g = E_0 T_{atm}, \quad (2.3.16)$$

onde  $E_0$  é a irradiância solar no topo da atmosfera ( $S \cos Z$ ),  $T_{atm}$  é a transmitância final das camadas descrita acima.

O modelo de STUHLMANN *et al.* (1990) apresenta erros da ordem de 10% ou menores com relação à verdade terrestre, para valores médios mensais de irradiação diária.

#### PINKER e EWING (1985)

O modelo foi testado para Toronto (Canadá) em 1984, utilizando a aproximação Delta-Eddington para a estimativa da irradiância à superfície a partir de imagens de satélite GOES num alvo de 5X5 pixels. Foi testada a aproximação Delta-Eddington para as seguintes variações das variáveis,

albedo de espalhamento único:	0,1	<	$\omega$	<	0,99	
fator de assimetria	:	0,0	<	$g$	<	0,95
espessura óptica	:	0,01	<	$\tau$	<	100
cosseno do ângulo zenital	:	0,1	<	$\mu$	<	1
albedo da superfície	:	0,0	<	$A$	<	0,8.

PINKER e EWING dividem a atmosfera em três camadas: a primeira da superfície até 2 Km de altura, a segunda de 2 Km até 5.5 Km (camada homogênea de nuvens), e a terceira de 5.5 até o topo.

O espectro solar de 0,3 até 0,7  $\mu\text{m}$  é dividido em quatro intervalos espectrais (0,3-0,4; 0,4-0,5; 0,5-0,6 e 0,6-0,7  $\mu\text{m}$ ). A região de 0,7 até 4  $\mu\text{m}$  é dividida em oito intervalos espectrais, onde estão presentes as bandas de absorção de vapor d'água. Os parâmetros  $\omega$ ,  $\tau$  são  $g$  é determinado para cada intervalo espectral e cada camada num dado instante

$$\tau = \sum \tau_i; \quad \omega = \sum \omega_i \tau_i / \tau; \quad g = \sum \omega_i \tau_i g_i / \omega \tau, \quad (2.3.17)$$

onde o subscrito  $i$  refere-se aos vários constituintes relevantes da atmosfera. Neste modelo  $\omega$ ,  $\tau$  e  $g$  são parametrizados para espalhamento Rayleigh, absorção de vapor, espalhamento e absorção de aerossóis e espalhamento e absorção por nuvens. A absorção por ozônio foi tomada em conta por reduzir o fluxo solar em intervalos espectrais relevantes. A absorção do vapor d'água é assumida variável, os efeitos dos aerossóis são mantidos constantes devido à falta de informação sobre sua variabilidade.

Os dados do GOES foram utilizados para estimar a espessura óptica da camada de nuvens. Através de uma relação entre o albedo planetário, espessura óptica de nuvem e ângulo zenital solar, estima-se a espessura óptica da nuvem com base no albedo planetário medido. O albedo de superfície considera-se como sendo de 25% baseado em dados de superfície para o verão em Toronto em 1984. O albedo planetário foi derivado de imagens de satélite de céu claro via uma equação de calibração de ABEL (1983) e de SMITH et al. (1981).

Quando foi testado com a calibração de Abel, a irradiação diária estimada foi de  $19,61 \text{ MJm}^{-2}$ , comparada com a média medida à superfície de  $19,72 \text{ MJm}^{-2}$ . A correlação entre valores estimados e medidos à superfície foi de 0,944. O desvio padrão dos erros foi de  $2,47 \text{ MJm}^{-2}$ , ou seja, 12,5% da média dos valores observados. Com a calibração de Smith et al. a média estimada foi de  $19,45 \text{ MJm}^{-2}$ , a correlação foi de 0,948, e o desvio padrão dos erros  $2,39 \text{ MJm}^{-2}$ , ou seja 12,1% do valor médio observado.

#### 2.3.4 - Conclusões preliminares

Como pode ser observado nesta seção, diversas variantes e graus de complexidade nos modelos não conseguem reduzir os erros de estimativa a valores inferiores a 10% de  $E_g$  ou  $Q_g$ , exceto em condições favoráveis (p. ex., escassa nebulosidade). Uma das maiores dificuldades reside na estimativa confiável de propriedades radiativas de nuvens e da própria cobertura. Justifica-se, em primeira instância, testar modelos simples embora fisicamente consistentes. Esta opção é reforçada pelas características da informação associada a satélites

geostacionários, relativamente pobre em detalhes acerca da nebulosidade presente.

Nas duas seções que seguem, dois modelos simples são descritos com detalhes. Sua aplicação na estimativa de radiação solar à superfície é descrita nos capítulos subsequentes.

#### 2.4. - Desenvolvimento do modelo TARPLEY

Foi escolhido este modelo estatístico para testar sua aplicação em locais do Nordeste. Por um lado, mostra-se bastante simples e os resultados já relatados mencionam ajustes satisfatórios com a "verdade terrestre". Por outro lado o modelo inclui elementos que poderiam permitir sua aplicação em zoneamentos de radiação solar por satélite.

##### 2.4.1. - Caracterização de alvos sem nuvem

O valor do brilho sem nuvens calculado por TARPLEY utiliza uma regressão em função do ângulo zenital solar e o azimute entre o sol e o satélite. Os coeficientes de regressão são obtidos através do processamento de dados obtidos das imagens de satélite para um horário dado e uma região extensa. Analisando alvo por alvo, eliminam-se os píxeis que têm nuvens, e com os dados sem nuvens ajusta-se uma equação de regressão que tem a forma:

$$B = a + b\cos Z + c\sin Z\cos\theta + d\sin Z\cos^2\theta \quad (2.4.1)$$

onde, B: Brilho visível de céu sem nuvens do alvo (unidade: nível de cinza)

Z: Ângulo zenital do sol

$\theta$ : Ângulo azimutal entre o sol e o satélite

a, b, c, d: coeficientes da equação de regressão.

Para uma região com as dimensões da Paraíba, num horário dado ter-se-iam valores muitos semelhantes de Z,  $\theta$ . Assim sendo, a idéia original de TARPLEY (eq. 2.4.1) não seria aplicável. Nesse caso, pode-se considerar as variações de Z,  $\theta$  durante o dia, de



forma que a eq. (2.4.1) se refira a pontos vizinhos desenvolvendo o brilho mínimo local em diferentes horários.

O  $B_{min}$  é avaliado a partir do brilho mínimo de um alvo de 5X5 píxeis, considerando-se uma série temporal por exemplo de um mês na mesma hora e escolhendo o brilho mínimo observado para cada hora.

#### 2.4.2 - Estimativa de irradiância global

Partindo da eq.(2.1),

$$Q_g = \frac{1}{1-A} (E_o - E^{\uparrow} - E_a) \cong (E_o - E^{\uparrow} - E_a)(1+A+A^2). \quad (2.4.2)$$

Esta expressão sugere a forma de equações de regressão que podem ser usadas para estimar a irradiância, dependendo da cobertura fracional de nuvens (C). TARPLEY (1979) propõe as seguintes:

$$E_g = a + b \cos Z + cT + dC + e \left( \frac{B_m}{B_{min}} \right)^2, \quad C < 0.4; \quad (2.4.3)$$

$$E_g = a + b \cos Z + fC \left( \frac{B_m}{B_n} \right)^2, \quad 0.4 < C < 1.0; \quad (2.4.4)$$

$$E_g = a + b \cos Z + e \left( \frac{B_m}{B_n} \right)^2, \quad C = 1.0, \quad (2.4.5)$$

- onde  $E_g$  : irradiância à superfície (verdade terrestre)  
 $C$  : cobertura fracional de nuvens  
 $T$  : transmitância teórica de uma atmosfera sem nuvens, tomando em conta a dispersão Rayleigh e absorção por vapor  
 $B_m$  : Brilho médio do alvo  
 $B_{min}$  : Brilho de céu claro  
 $B_n$  : Brilho mínimo de céu claro (para  $Z=45^\circ$ )  
 $a, b, c, d, e, f$  : coeficientes de regressão.

3.4.1, e se baseia em limiares de brilho para três categorias de pixel: céu claro, parcialmente nublado e nublado.

No seu trabalho Tarpley utilizou imagens GOES da região central dos Estados Unidos, para latitudes entre  $29^{\circ}$  e  $49^{\circ}$ N e longitudes entre  $95^{\circ}$  e  $105^{\circ}$ W, com uma frequência horária e para o período de 1 de junho a 15 de agosto de 1977. Para a regressão foram escolhidos alvos com  $\cong 50$  Km, cada alvo contendo  $7 \times 6$  pixels (um a cada 8 Km), centrado em torno de lugares com estações solarimétricas.

A maior contribuição para cada equação de regressão vem do termo  $\cos Z$ , que é proporcional à irradiância incidente no topo da atmosfera. Os outros termos são todos derivados dos dados de satélite, exceto a transmitância atmosférica que relaciona  $E^{\uparrow}$  com  $E_a$  na equação (2.1).

## 2.5. - Desenvolvimento do modelo GAUTIER

Dentre os modelos de duas camadas, o de GAUTIER é um dos mais simples, utilizando-se apenas de fatores de transmitância (ou reflectância), e realizando operações simples sobre cada pixel de um alvo dado. Foi escolhido para testar sua aplicação no Estado da Paraíba. Limitações da aplicação com dados do Meteosat e eventuais modificações do modelo são descritas no capítulo 4.

### 2.5.1 - Fundamentos do modelo original

A energia radiante de ondas curtas que os sensores de um satélite recebem é função da energia incidente no topo da atmosfera e do albedo planetário (terra-atmosfera), e está ilustrada pela figura 2.4. Basicamente, considera-se uma camada com nuvens, entre uma camada atmosférica superior (1) e outra inferior (2). A radiação incidente no topo tem ângulo zenital  $Z$ , e a radiância que volta na direção do satélite,  $Z_s$ . A radiação solar incidente no topo da atmosfera ( $E_0$ ) fornece três fontes para a radiância emergente no topo da atmosfera : 1) reflexão na camada 1 ( $\alpha E_0$ ), por dispersão Rayleigh; 2) transmissão até a camada de nuvens ( $T_{12} E_0$ ), com reflexão na camada (fração  $R_N$ ) e posterior

transmissão (fração  $T_{2t}$ ) de volta para o espaço; 3) transmissão sucessiva na camada 1, nas nuvens e na camada 2 (fração  $T_{1t}T_{N1}T_{1b}$ ) seguida de reflexão no solo (fração  $A$ ) e posterior transmissão através da camada 2, das nuvens, e mais a camada 1 (fração  $T_{2b}T_{N2}T_{2t}$ ), até chegar ao topo da atmosfera. Assim, o fluxo  $E^\uparrow$  emergente para o satélite será:

$$\frac{E^\uparrow}{E_0} = \alpha + T_{1t}RN T_{2t} + T_{1t}T_{N1}T_{1b} A T_{2b}T_{N2}T_{2t}. \quad (2.5.1)$$

O modelo Gautier propõe as aproximações seguintes:

$$\begin{aligned} T_{1t} &= (1-\alpha)(1-a(w_1^*)t); & T_{2t} &= (1-\alpha_t)(1-a(w_2^*)t); \\ T_{N1} &= (1-\alpha_n)(1-RN) = T_{N2} = T_N; \\ T_{1b} &= (1-a(w_1^*)b); & T_{2b} &= (1-a(w_2^*)b) \end{aligned}$$

onde:

- $E^\uparrow$  : irradiância de onda curta que emerge da atmosfera.
- $E_0$  : irradiância solar no topo da atmosfera ( $=ScosZ$ ).
- $\alpha$  : albedo Rayleigh (adimensional).
- $\alpha_t$  : albedo de uma atmosfera para radiação difusa (adimensional).
- $a(w_1)t$  : absorptância de  $E_\downarrow$  acima das nuvens
- $a(w_1)b$  : absorptância de  $E_\downarrow$  abaixo das nuvens
- $a(w_2)t$  : absorptância de  $E^\uparrow$  acima das nuvens
- $a(w_2)b$  : absorptância de  $E^\uparrow$  abaixo das nuvens
- $a$  : absorptância da nuvem
- $A$  : Albedo da superfície (razão entre fluxo refletido e fluxo incidente à superfície).
- $RN$  : albedo da camada de nuvens
- $w_1^*$ ,  $w_2^*$  : caminho óptico efetivo do vapor com relação ao ângulo zenital solar e ao ângulo zenital do satélite, respectivamente ( $w_{1t}/\cos Z$ ,  $w_{1b}/\cos Z$  e  $w_{2t}/\cos Z_s$ ,  $w_{2b}/\cos Z_s$ )
- $w$  : água precipitável ( $g/cm^2$ ).
- $Z$ ,  $Z_s$  : Ângulo zenital solar e do satélite, respectivamente.

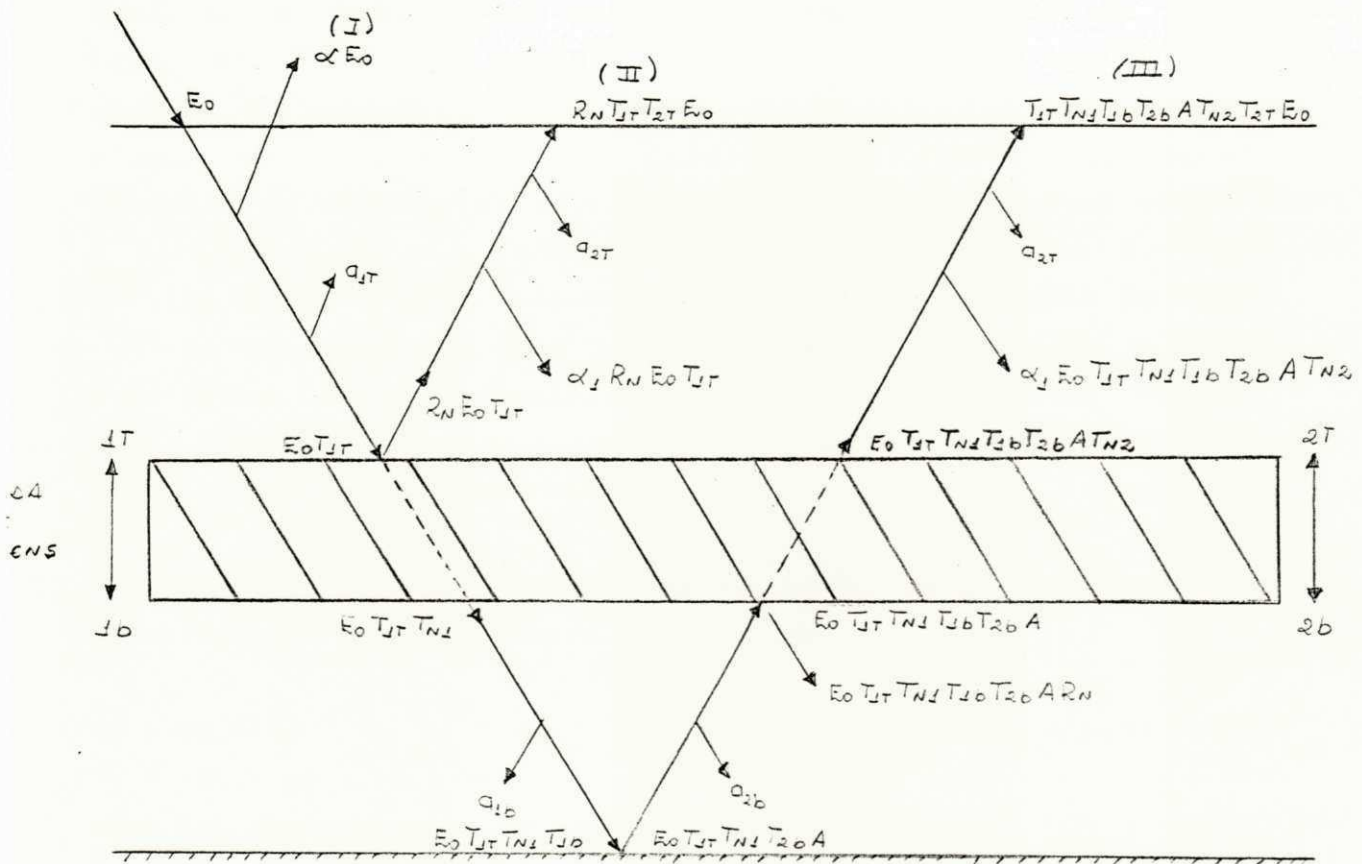


Figura 2.4 - Modelo de transferência radiativa com camadas de nuvens.

A constante S supõe-se igual a  $1353 \text{ Wm}^{-2}$ . O albedo  $\alpha$  é função do ângulo zenital solar, e o albedo para radiação difusa é tirado de um trabalho teórico de Coulson (1959). O espalhamento é considerado como sendo isotrópico.

A principal variável na atenuação da radiação de ondas curtas por absorção na ausência de nuvens é o conteúdo do vapor d'água integrado na vertical (água precipitável). O efeito dos aerossóis pode ser importante mas não é incluído no modelo original. Comentários adicionais são incluídos na análise de resultados (cap. 4). Paltridge (1973) tem deduzido uma expressão analítica baseada em Yamamoto (1962) para avaliar absorção teórica do vapor d'água em função da água precipitável atmosférica [cm]. No trabalho de Gautier et al. (1980) a água precipitável atmosférica é parametrizada via função empírica da temperatura do ponto de orvalho à superfície, segundo parametrização de Smith de 1966.

Na eq. (2.5.1), duas incógnitas são importantes: o albedo de superfície (A), e as propriedades da camada de nuvens ( $R_N, a_n$ ).

### 2.5.2 - Modelo para céu claro

Na ausência de nuvens, tem-se  $R_N=0$ ,  $T_N=1$  e considera que a atmosfera só tem uma camada. Deduz que:

$U_1 = U_{1t} + U_{1b}$  e,  $U_2 = U_{2t} + U_{2b}$  as novas transmitâncias será :  
 $T_1 = (1 - a(w_1^*)) (1 - \alpha)$  e,  $T_2 = (1 - a(w_2^*)) (1 - \alpha_s)$ ; e  $a(w_1^*)$ ,  
 $a(w_2^*)$ : absorptância do vapor d'água onde  $w_1^*$  e  $w_2^*$  são  
 caminho óptico efetivo do vapor com relação ao ângulo  
 zenital solar e ao ângulo zenital do satélite,  
 respectivamente ( $w_1/\cos Z$  e  $w_2/\cos Z_s$ ).

A eq. (2.5.1) será escrita como:

$$E_{\uparrow} = E_0 \alpha + E_0 (1 - \alpha) [1 - a(w_1^*)] [1 - a(w_2^*)] (1 - \alpha_s) A, \quad (2.5.2)$$

Resolvendo a equação (2.5.2) com relação ao albedo tem-se:

$$A = \frac{E^\uparrow - E_0\alpha}{E_0[(1-\alpha)(1-a(w_1)^*) + (1-a(w_2)^*)(1-\alpha_1)]} \quad (2.5.3)$$

Para o caso de céu claro  $E^\uparrow$  pode ser derivado diretamente do satélite; as outras variáveis do lado direito da equação (2.5.2) são discutidas abaixo.

Utilizando o albedo obtido em (2.5.3), a irradiância à superfície é dada por:

$$E_g = E_0(1-\alpha)[1-a(w_1)^*](1+A\alpha_1), \quad (2.5.4)$$

sendo que  $1/(1-\alpha_1) \approx 1+A\alpha_1$ , termo associado a reflexões múltiplas entre o solo e a atmosfera.

### 2.5.3 - Modelo para atmosfera com nuvens

O cálculo da radiação incidente numa atmosfera nublada é mais complexo que para uma atmosfera sem nuvens para a qual o cosseno do ângulo zenital é o fator mais importante. Para avaliar os processos de espalhamento e absorção com relação ao modelo sem nuvens, o modelo GAUTIER tenta descrever o fluxo em posições acima e abaixo do nível das nuvens.

O brilho indica a presença (ou ausência) de nuvens e ainda fornece informação qualitativa sobre a espessura delas. Nuvens estratiformes baixas e médias são as que mais atenuam a radiação solar incidente, dada a sua frequência espacial e temporal.

Para descrever as componentes da energia que chega ao satélite em condições de nebulosidade, considera-se que 70% da água precipitável está concentrada abaixo da camada de nuvens e 30% acima dela. A partir desta suposição calcula-se a absorção do vapor d'água acima e abaixo da camada de nuvens. A absorção por nuvens está no máximo entre 20 - 40% do fluxo incidente (Reynolds *et al.*, 1975). Como não se tem certeza sobre o comportamento (tipo) de nuvem, escolhe-se uma relação simples entre a absorção e o brilho da nuvem, considerando an nulo quando não há nebulosidade,

o que aumenta linearmente até um valor máximo  $a_n$  para céu coberto. O modelo Gautier assume  $a_n=20\%$  para céu completamente nublado.

Com as aproximações citadas acima, a irradiância que está chegando a nível do satélite é dada pela eq. (2.5.1) na forma:

$$E^{\uparrow} = E_0\alpha + E_0(1-\alpha)[1-a(w_1^*)t](1-\alpha_s)RN[1-a(w_2^*)t] + \\ F_0(1-\alpha)[1-a(w_1^*)t](1-RN)^2[1-a(w_1^*)b]A(1-\alpha_s) \\ [1-a(w_2^*)t](1-abs)^2[1-a(w_2^*)b] \quad (2.5.5)$$

Os três termos da equação (2.5.5) representam i) energia espalhada da atmosfera para o satélite; ii) energia refletida pela camada de nuvens para o satélite, e iii) energia refletida pelo solo que passa pelas nuvens para o satélite. Havendo uma superfície com baixo albedo, o terceiro termo da equação (2.5.5) é geralmente desprezível. O efeito de nuvens ténues é comparável àquele de solo com albedo baixo, mas pode ser significativo se o albedo da superfície for elevado.

Partindo da energia medida pelo satélite e do albedo da superfície (calculado na equação (2.5.3), descrita anteriormente), a equação (2.5.5) permite estimar o albedo da camada com nuvens.

A estimativa para a irradiância de ondas curtas à superfície é dada por:

$$E_g = E_0(1-\alpha)[1-a(w_1^*)t](1-AN)(1-abs)[1-a(w_1^*)b], \quad (2.5.6)$$

o efeito de reflexões múltiplas entre o solo e as nuvens não é considerado.

#### 2.5.4 - Rotina de trabalho no modelo

O que identifica se um pixel tem nebulosidade ou não é um limiar de brilho. O modelo GAUTIER estima seu valor a partir do brilho mínimo observado para um alvo de N píxeis numa série temporal de um mês num mesmo horário dos dias, mais o desvio padrão dos mínimos de cada pixel do alvo.

Para o caso do Meteosat, o albedo da superfície pode ser estimado a partir dos mínimos observado num alvo de 5X5 píxeis.

Para o cálculo da radiação solar incidente supõe-se que há variabilidade das nuvens no alvo; logo, deve-se levar em consideração cada pixel do alvo para que se identifique se nele existe nuvem ou não. Para cada pixel calcula-se a irradiância  $E_g$  utilizando ou o modelo de céu sem nuvens ou o modelo de céu com nuvens e, finalmente, calcula-se a irradiância  $E_g$  média do alvo.



### 3. MATERIAIS E MÉTODOS

#### 3.1 - Dados utilizados

Foram escolhidos dois locais na Paraíba: Cabaceiras e Belém do Brejo do Cruz, janeiro de 1991. O primeiro se situa no agreste no extremo ocidental do açude de Boqueirão (dimensões aproximadas: 24 Km leste-oeste por 08 Km norte-sul), e o segundo se situa no alto sertão paraibano. Para a época em estudo, a estação chuvosa ainda não tinha começado. Dados geográficos e astronômicos constam da tabela 3.1. A declinação do sol e a distância Terra-Sol se referem ao dia 15 de janeiro de 1991. O ângulo zenital (Z) foi avaliado através da expressão usual:

$$\cos Z = \cos \phi \cos \delta \cos h + \sin \phi \sin \delta,$$

onde  $\phi$  é a latitude,  $\delta$  é a declinação e  $h$  é o ângulo que ainda falta a Terra girar, para o sol culminar no meridiano local (ou seja,  $h^\circ/15$  é o horário com relação ao meio dia solar local).

---

Cabaceiras	(7.48°S, 36.28°W)	alt = 390 m
Belém do Brejo do Cruz	(6.18°S, 37.53°W)	alt = 200 m
Constante solar	$S = 1353 \text{ Wm}^{-2}$	
Declinação do sol	$\delta = -21.62^\circ$	
Distância Terra-Sol	$D/D_0 = 0.98352$	

---

Tabela 3.1 Dados geográficos e astronômico para os locais escolhidos, janeiro 1991.

Os dois locais têm estações da rede solarimétrica da UFPb. Para a época escolhida, dispunha-se de actinogramas de radiação global e difusa. Os instrumentos são actinógrafos Fuess 58d, produzindo registros diários.

Os dados de satélite foram fornecidos pela Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME); as imagens estavam gravadas como arquivos binários de um segmento da imagem global do Meteosat-4, canal visível.

A atmosfera foi considerada sem aerossol. Considerou-se um valor de água precipitável de  $4.37 \text{ g/cm}^2$  para uma pressão reduzida de 800 hPa e de  $3.5 \text{ g/cm}^2$  para uma pressão de 1013 hPa (justificativa deste valor é feita na seção 3.5.1).

### 3.2 - Processamento de dados solarimétricos

Os modelos de estimativa de radiação solar a partir de satélite se baseiam em imagens captadas em horários determinados, e seu resultados são comparáveis, basicamente, com valores médios horários de irradiância global à superfície.

Os actinogramas foram planimetrados em intervalos horários, a partir das 06:00 hora legal, a fim de avaliar a irradiância global ( $Q_g$ ) correspondente.

O planimetro utilizado tinha precisão formal de  $0.1 \text{ cm}^2$ , e as áreas  $A$  obtidas por dupla planimetria tinha uma dispersão associada não maior do que  $0.2 \text{ cm}^2$ . As áreas maiores foram da ordem de  $5 \text{ cm}^2$ . A conversão em irradiância horária  $Q$  efetuou-se mediante um fator  $K=16.47$  langley por cada centímetro quadrado do diagrama, e mais outro fator sazonal  $C$ , de forma que :  $Q=KCA$ . O fator  $C$  está associado à declinação típica da época (valor  $C=1.04$  para janeiro, indicada na documentação original do aparelho). O fator  $K$  difere daquele recomendado pelo fabricante, mas é coerente com a calibração realizada no Brasil para instrumentos similares (Fattori e Ceballos, 1988) e em particular para aqueles da rede solarimétrica da UFPb (Moura, 1991).

### 3.3 - Processamento de dados de Meteosat-4

A FUNCEME forneceu imagens digitais horárias de Meteosat-4, cobrindo o Nordeste do Brasil e gravadas como arquivos binários de 30000 bytes (150 colunas X 200 linhas).

O período com os dados incluía os dias pares de janeiro 1991, na taxa de uma imagem a cada hora. O sistema METEOSAT-4 encerra a transmissão às 17:00 TMG, de forma que os horários disponíveis se limitaram ao intervalo 07:00-14:00 hora de Brasília (8 imagens em princípio, incluindo-se horários da meia hora anterior ou posterior no caso de imagem faltosa num horário dado).

As imagens Meteosat já vêm navegadas, ou seja, um pixel de imagem corresponde sempre ao mesmo ponto da superfície, com erro possível de uma linha ou coluna. Uma rotina (programa) originária da ORSTOM e cedida pela FUNCEME permitia calcular as coordenadas de imagem global (linha, coluna) para um ponto da superfície, a partir de suas coordenadas geográficas ( $\phi$ ,  $\lambda$ ). Definidas as coordenadas de imagem de Cabaceiras e Belém do Brejo do Cruz, foram gerados arquivos contendo o nível de cinza de alvos de 9 X 9 pixels em torno desses locais, para todas as imagens disponíveis.

O processamento foi realizado em microcomputador compatível PC, mediante programas em linguagem Turbo Basic.

#### A estimativa de irradiâncias emergentes

Assumindo isotropia da radiação emergente do planeta, a irradiância emergente que chega ao sensor do Meteosat-4 é  $E^{\uparrow} = \pi L$  onde L é a radiação observada.

No trabalho de Dedieu et al. (1987) levantava-se a problemática do uso dos dados do Meteosat 1. Já que os canais dos radiômetros deste satélite não eram calibrados. Em vôo uma exata relação entre o brilho B (nível de cinza) e a radiação L podia ser estimada a partir de medições sobre alvos específicos, segundo uma relação  $L = kB$ , sendo k uma constante de calibração. Dedieu et al. estimaram  $k = 7.31 \text{ Wm}^{-2} \text{sr}^{-1} \text{count}^{-1}$ , que é a média dos valores derivados por Koepke (1982) e Kriebel (1981). Koepke (1982) usou o

método de calibração vicária (estimativa teórica) de radiâncias médias para alvos e atmosfera com propriedades físicas conhecidas. Kriebel (1981) comparou dados do Meteosat-1 VIS com medições simultâneas de radiômetros a bordo de um avião. Deve-se observar que a calibração feita por Kriebel dependia da resposta espectral para cada alvo observado.

A constante de calibração que será utilizada neste trabalho foi extraída do anexo do Meteosat-4 Calibration Report, issue 16 (EUMETSAT, 1992) e está baseada em medições de Kriebel em 1990 a bordo de aeronave (Kriebel e Amann, 1993). A tabela 3.2 mostra a constante de calibração obtida para várias superfícies. Considera-se neste trabalho que a constante de calibração seria a de uma região agrícola.

É relevante notar que a resposta espectral do canal Meteosat-4 VIS não é uniforme (v. Fig. 3.1). Dali que píxeis com características espectrais diferentes levem a constantes de calibração diferentes, como se observa na Tabela 3.2. Em particular, é evidente que os efeitos de bandas de absorção do vapor d'água e de gotículas de nuvens são fracamente percebidas pelo canal VIS, desde que inclui apenas as bandas de 0.72 e de 0.8  $\mu\text{m}$ ; a banda de 0.9  $\mu\text{m}$  encontra-se numa região espectral em que a resposta do sensor é baixa. Finalmente, é relevante notar que a resposta espectral do Meteosat-VIS é relativamente baixa para pequenos comprimentos de onda, nos quais se verifica reflectância espectral Rayleigh bem maior. Por outro lado, a reflectância de nuvens é pouco variável com o comprimento de onda no intervalo visível, e pode ter efeitos bem maiores do que a dispersão Rayleigh (Welch et al., 1980). Supor-se-á que a constante de calibração adotada permite avaliar o fluxo radiativo no intervalo (0,4 - 1,1)  $\mu\text{m}$ .

Para comparar irradiâncias obtidas por satélite com aquelas medidas por actinógrafos, é importante considerar que o Meteosat-4 VIS tem resposta espectral limitada ao intervalo (0,4-1,1)  $\mu\text{m}$ , enquanto que um actinógrafo é sensível no intervalo de (0,4-2,0)  $\mu\text{m}$ . A tabela 3.3 fornece dados sobre os fluxos específicos no topo da atmosfera em cada intervalo espectral.

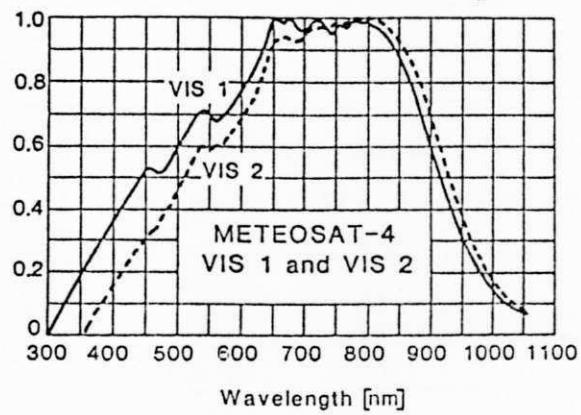


Figura 3.1 - Resposta espectral de satélite Meteosat-4  
(Fonte: Kriebel e Amann, 1993).

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

Tabela 3.2 Fator de calibração para o Meteosat-4 VIS em  $Wm^{-2}sr^{-1}count^{-1}$ . Fonte: Kriebel e Amann (1993)

	Intervalo ( $\mu m$ )	Fluxo específico ( $Wm^{-2}$ )
Constante solar	0.10 - 4.0	1353
Meteosat 4 - VIS	0.40 - 1.1	906
Actinógrafo	0.40 - 2.0	1176
Piranômetro (WG7)	0.28 - 2.8	1327

Tabela 3.3. - Fluxo específico de radiação solar no topo da atmosfera à distância média Terra-Sol (Fonte Iqbal, 1983).

### 3.4 - Estimativas de nebulosidade

Dependendo de suas características ópticas e geométricas, as nuvens apresentam diferentes reflectâncias, em particular se se consideradas observações direcionais. Com efeito, 1) um pixel de 2.5 X 2.5 Km pode estar coberto só parcialmente por nuvens; 2) a reflectância de uma nuvem estratiforme não é isotrópica; 3) nuvens finitas, do tipo cumuliforme, podem apresentar reflexão lateral que aumenta sua área efetiva para raios solares oblíquos; 4) para a mesma área coberta, nuvens mais espessas têm reflectância maior (Welch et al., 1980). Por outro lado, coberturas menores podem

exibir o mesmo brilho se o pixel estiver povoado por nuvens com maior desenvolvimento vertical. Dessa forma, um dado nível de cinza no canal VIS não determina de maneira unívoca as características das nuvens. Considerando a informação fornecida nos canais VIS e IV para uma região, histogramas bidimensionais da frequência de níveis de cinza confirmam esta previsão (Seze e Desbois, 1987). Portanto, deve-se esperar que estimativas de nebulosidade baseadas somente no canal VIS tenham confiabilidade relativa, e devam incluir alguma hipótese adicional para cada região ou tipo de nebulosidade.

Um problema adicional é a definição de um limiar a partir do qual possa se considerar um pixel como "nublado". Obviamente, tal limiar corresponde ao brilho mínimo observável para um horário dado e um dado local. A estimativa segue um critério estatístico, baseado numa série extensa de imagens, ou em séries menores e na observação dos pixels dentro de um alvo. A seguir, mencionam-se alguns métodos de referência para o presente trabalho.

#### 3.4.1 - Estimativa segundo Tarpley (1979)

A nebulosidade (C) dentro de um alvo com N pixels é estimada a partir de limiares de brilho, classificando cada pixel em uma destas três classes: clara, parcialmente nublada e nublada, supondo que a classe parcialmente nublada tem 50% de cobertura de nuvens. Segundo o critério de Tarpley, a fração de área coberta por nuvens no alvo é expressada por:

$$C = \frac{0,5N_2 + N_3}{N_1 + N_2 + N_3} = \frac{N_2 + 2N_3}{2N}, \quad (3.4.1)$$

onde N é o total de pixels na área do alvo e os  $N_1$ ,  $N_2$ , e  $N_3$  são os números de pixels de céu claro, parcialmente nublado, e nublado respectivamente. Um pixel será chamado claro se tiver brilho menor que um limiar  $B_1$ , parcialmente nublado se o brilho estiver entre os limiares  $B_1$  e  $B_2$ , e nublado quando ele for maior que o limiar  $B_2$ .

A definição de Tarpley, adaptada à escala de níveis de cinza do Meteosat-4 (0 - 255), é a seguinte:  $B_1 = B_0 + 12$ ,  $B_2 = B_0 + 20$ . Tarpley trabalhou com dados de GOES, para os quais assumiu  $B_1 = B_0 + 3$ , e  $B_2 = B_0 + 5$ .

### 3.4.2 - Nebulosidade segundo o IGMK (Stuhlmann *et al.* 1990)

A nebulosidade (C) é calculada mediante satélite a partir da radiância refletida L, ou nível de cinza correspondente, B, de acordo com a equação :

$$C = \frac{L - L_{min}}{L_{max} - L_{min}} = \frac{B - B_{min}}{B_{max} - B_{min}}. \quad (3.4.2)$$

O subscrito "max" refere-se a observações tomando o céu nublado com cobertura homogênea. O subscrito "min" refere-se a observações sobre o alvo livre de nuvens. A eq. (3.4.2) baseia-se na hipótese de que uma fração C do pixel deveria emitir uma radiância  $L_{max}$ , e uma fração (1-C) teria o brilho  $L_{min}$  (correspondente a céu claro). Outros autores já utilizaram a mesma estimativa, como Cano *et al.* (1986), Nunez *et al.* (1984)

Os valores de  $B_{max}$  são obtidos por análise de mapas de brilho máximo para o mês dado. Os  $B_{min}$  são obtidos examinando valores mínimos de B para cada píxel nos mesmos horários. Observa-se que a expressão (3.4.2) avalia C com independência da calibração de radiância.

### 3.4.3 - Nebulosidade no modelo de Gautier *et al.* (1980)

O modelo Gautier não define explicitamente uma estimativa de nebulosidade. Todavia, ela está implícita ao estimar a absortância da camada com nuvens. A nebulosidade é incluída da seguinte forma: considera-se a absortância nula quando não há nuvens, e de 0.2 quando o céu estiver coberto de nuvens; para um píxel dado, a absortância é avaliada seguindo uma relação linear entre o brilho mínimo (abs=0) e máximo (abs=0.2), de acordo com o brilho observado. Este raciocínio equivale a expressar



$$\text{abs} = 0.2 \frac{L - L_{\min}}{L_{\max} - L_{\min}} = 0.2C, \quad (3.4.3)$$

onde a nebulosidade  $C$  é estimada da mesma forma que em Stuhlmann *et al.* (1990), eq. (3.4.2).

#### 3.4.4 - Estimativa de nebulosidade mediante actinógrafo

O fluxo direcional médio horário ( $\Phi$ ) pode ser avaliado a partir de actinogramas de radiação global e difusa, de acordo com a expressão  $\Phi = (E_g - E_d)/\cos Z$ , onde  $E_g$ ,  $E_d$  são as irradiâncias médias global e difusa estimadas a partir de actinogramas em período de 1 hora. A nebulosidade média nessa hora pode ser avaliada como:

$$C = 1 - \Phi/\Phi_m, \quad (3.4.4)$$

onde  $\Phi_m$  é o fluxo máximo esperável na ausência de nuvens (Bezerra e Ceballos, 1992; Ceballos *et al.*, 1993).

### 3.5 - Parametrizações utilizadas

#### 3.5.1 - Água precipitável atmosférica

Define-se como a altura de água líquida que seria depositada sobre a base horizontal de uma determinada coluna vertical da atmosfera com área transversal de  $1 \text{ cm}^2$ , por condensação de todo o vapor. A água precipitável contida entre dois níveis de pressão ( $P_2, P_1$ ),  $P_2 > P_1$ , pode ser escrita como

$$w_{1,2} = \frac{1}{g} \int_{P_1}^{P_2} q(p) dp, \quad (3.5.1.1)$$

onde  $q(p)$  é a umidade específica. Extendendo-se a integração de (3.5.1) até o topo da atmosfera, tem-se

$$w = \frac{1}{g} \int_0^{p(w)} q(p) dp, \quad (3.5.1.2)$$

onde  $P(w)$  é o valor da pressão atmosférica num dado nível, acima do qual tem-se a presença de  $w$  (massa por unidade de área) de vapor d'água.

Através de radiossondagens pode-se obter  $q(p)$  para um conjunto finito de níveis  $N$ , fazendo com que a integração indicada em (3.5.1.2) seja aproximada por uma somatória com número finito de termos. Utilizando a fórmula dos trapézios, tem-se

$$w \approx \frac{1}{g} \sum_{i=1}^N \left[ \frac{\Delta p_i}{2} [ q(p_{i-1}) + q(p_i) ] \right], \quad (3.5.1.3)$$

onde o nível  $P_N$  corresponde à superfície terrestre e  $P_0$  ( $i=1$ ) ao topo da atmosfera (o topo operacional), ou seja o último nível da radiossondagem onde encontramos  $q(p) \geq 0.1$  g/Kg. Normalmente se situa em torno dos 250 hPa. Adota-se  $g=980$  cm/s<sup>2</sup>, valor aceitável até 20 Km de altitude.

Um conceito adicional importante é o de água precipitável efetiva. Tal como definida por (3.5.1.1),  $w_{1,2}$  é a massa por unidade de área entre os níveis  $P_1$ ,  $P_2$  para deslocamento verticais. Em termos de propagação de radiação esta grandeza é um caminho óptico ("optical path") atravessado verticalmente. As parametrizações para absorção de radiação solar pelo vapor d'água são avaliadas para condições de pressão constante do vapor do ar, o que não é o caso na atmosfera real. Assim pode-se definir a água precipitável efetiva reduzida à pressão de referência  $P_0$  (1013 hPa), como

$$w_{ef} = \frac{1}{g} \int q(P) (P/P_0)^n (T/T_0)^{1/2} dP, \quad (3.5.1.4)$$

onde  $n = 0.95$  (McClatchey et al. 1972). Na eq. (3.5.1.4), a umidade específica é ponderada com a distribuição vertical de pressão e temperatura. Paltridge e Platt (1976) propõem considerar apenas a correção por pressão, e esse critério será adotado no que segue.

Um outro critério é considerar a água precipitável real  $w$ , e uma pressão reduzida  $\bar{P}$ , ponderada com o perfil de umidade, tal que

$$\bar{P} = (1/w) \int Pq(P)dP. \quad (3.5.1.5)$$

A média  $\bar{P}=800$  hPa é um resultado habitual, sendo obtidos para vários locais do Nordeste (Silva, 1988). Adotaram-se os valores de água precipitável efetiva  $W_{ef}=3.5$  g/cm<sup>2</sup> para  $P=1013$  hPa e  $w=4.37$  g/cm<sup>2</sup> para a pressão reduzida  $\bar{P}=800$  hPa para os dois locais aqui estudados.

### 3.5.2 - Parametrizações segundo Tarpley (1979)

No modelo Tarpley, a transmitância teórica de uma atmosfera sem nuvens tomando em conta dispersão/absorção pelo ar e o vapor d'água é avaliada como o produto:

$$T = T_{vs}T_{va}T_R \quad (3.5.2.1)$$

onde  $T_{vs}$ ,  $T_{va}$  e  $T_R$  são a transmitância no visível devida a espalhamento do vapor d'água, absorção do vapor d'água e espalhamento Rayleigh, respectivamente. As transmitâncias devidas ao espalhamento estão baseadas num trabalho de Davies et al., de 1975:

$$T_{vs} = 1 - 0.00225wm \quad (3.5.2.2)$$

$$T_R = 0.972 - 0.0826m + 0.00933m^2. \quad (3.5.2.3)$$

A transmitância por absorção do vapor d'água proposta é (McDonald, 1960):

$$T_{wa} = 1 - 0.077 (wm)^{0.3}, \quad (3.5.2.4)$$

onde  $w$  é a água precipitável e  $m$  é a massa óptica do ar; a expressão para  $m$  é  $m = e^{-(H/8249)} / \cos Z$ , onde  $H$  é a altitude da estação em metros. Para o caso em estudo,  $H \gg 8249$  metros, e  $m$  fica reduzido à secante de  $Z$ .

### 3.5.3 - Reflectância atmosférica

O albedo associado puramente a dispersão Rayleigh,  $\alpha(\mu)$ , foi calculado por Coulson (1959) para o intervalo espectral (0.32-0.80) $\mu\text{m}$ . A tabela 3.4 ilustra os resultados obtidos. A reflectância  $\alpha(\mu)$  está referida ao espectro solar completo (para  $\lambda > 0.8 \mu\text{m}$ , a dispersão Rayleigh é desprezível), considerando uma constante  $S=1353 \text{ W/m}^2$ . Na mesma tabela são incluídos valores do albedo esférico  $\alpha_i$ , referentes à incidência de radiação isotrópica.

O modelo Gautier adota uma interpolação da tabela 3.4 para  $\alpha(\mu)$ , assim como  $\alpha_i=0.076$  para a reflectância da atmosfera para radiação difusa. Supõe, ainda, que a radiação difusa é isotrópica.

Ângulo zenital(graus) solar	$\alpha$	$\alpha_i$
66.4	0.095	0.076
53.1	0.074	0.076
36.9	0.060	0.076
23.1	0.055	0.076
00.0	0.053	0.076

Tabela 3.4. Reflectância atmosférica segundo Coulson (1959)

Lacis e Hansen (1974) calcularam independentemente a reflectância Rayleigh para radiação solar direta. A interpolação dos resultados fornece a expressão

$$\alpha = \frac{0.28}{1 + 6.43 \cos Z}, \quad (3.5.3.1)$$

a qual seria exata dentro de 1%.

A figura 3.3 permite comparar os resultados de Coulson e de Lacis e Hansen. Observa-se que os dados de Coulson são maiores que o de Lacis e Hansen. Para tentar modificações nos modelos, a eq. (3.5.3.1) é adotada no presente trabalho, conservando a estimativa  $\alpha_1=0.076$  para reflectância de radiação difusa pela atmosfera.

#### 3.5.4 - Absorção pelo vapor d'água

De fato, o modelo Tarpley adota a parametrização (v.eq. 3.5.2.4)

$$a(w^*) = 0.077 w^{*0.3}, \quad (3.5.4.1)$$

para absorvância de radiação direta incidente no topo da atmosfera, onde  $w^* = w/\cos Z$  corresponde ao caminho óptico ao longo da trajetória dos raios solares diretos.

No modelo Gautier adotam-se as expressões

$$a(w^*) = 0.0099 w^{*0.34}, \quad w > 0.05 \text{ g/cm}^2, \quad (3.5.4.2)$$

$$a(w^*) = 0.6400 w^{*0.44}, \quad w < 0.05 \text{ g/cm}^2,$$

propostas por Paltridge (1973) e baseadas em interpolação de resultados de Yamamoto (1962), declarando precisão de 4 a 5% e desvio padrão de 1-2%.

Lacis e Hansen (1974), também baseados no trabalho de Yamamoto, propõem a interpolação

$$a(w^*) = \frac{2.9w^*}{[(1+141.5w^*)^{0.695} + 5.925w^*]} \quad (3.5.4.3)$$

As eqs. (3.5.4.1 - 3.5.4.3) se referem, implícita ou explicitamente, a água precipitável em condições de pressão  $P_0=1013$  hPa. Nesse sentido,  $w^*$  é o caminho óptico efetivo deduzido a partir da eq. (3.5.1.4).

Ceballos *et al.* (1993) propõem uma expressão para avaliar absorção do vapor d'água no intervalo espectral de actinógrafos (0.7 - 2.0)  $\mu\text{m}$  e de piranômetros (0.7 - 2.8)  $\mu\text{m}$ , afetados por bandas de absorção :

$$\Delta a(w^*) = 109.7 + 84.2 \log_{10} w^* + 2.1w^* \quad [0.7 - 2.0 \mu\text{m}], \quad (3.5.4.4)$$

$$\Delta a(w^*) = 133 + 92 \log_{10} w^* + 2.1w^* \quad [0.7 - 2.8 \mu\text{m}],$$

Nestas expressões,  $w^*$  se refere a espessura óptica real para pressão reduzida de 800 mb.

A figura 3.2 ilustra a comparação das parametrizações da absorção do vapor. As aplicações e questionamentos das expressões (3.5.4.1-4) são descritos no capítulo 4.

### 3.6 - Adaptação de reflectâncias para o canal VIS - Meteosat 4

O modelo Gautier original estima irradiância emergente do sistema Terra-atmosfera como  $E^\uparrow = \pi L$ , onde  $L = kB$  ( $k$ =constante de calibração,  $B$  nível de cinza). A calibração de GOES realizava-se a bordo, observando o sinal  $B_0$  do sensor para a imagem do sol refletida num espelho. Dali que, em princípio,  $k$  ligaria  $B_0$  com uma radiância correspondente à constante solar (Norton *et al.*, 1980). No caso do Meteosat-4 (tabela 3.2), a calibração informada se refere estritamente ao intervalo espectral sensível (seja  $S_{\text{vis}}$ ). Do ponto de vista do modelo Gautier, faz-se

necessário uma extensão para o conjunto do espectro solar. Observando que  $S/S_{vis} = \gamma = 1.5$ , a transformação de radiâncias para o modelo Gautier original seria

$$\begin{aligned} L(\text{Gautier}) &= \gamma k B(\text{Meteosat}) \\ E^{\uparrow}(\text{emergente}) &= \pi L(\text{Gautier}). \end{aligned} \quad (3.6.1)$$

No que segue, este procedimento é adotado para estimativas segundo o modelo Gautier original. Todavia deve antecipar-se que tanto o GOES como o Meteosat (canal VIS) são incapazes de observar fluxos no infravermelho solar ( $\lambda > 0.7$  e  $\lambda > 1.1 \mu\text{m}$ , respectivamente).

Da mesma forma, ao estimar reflectâncias do sistema Terra-atmosfera, o Meteosat 4 - VIS se limita ao intervalo (0.4-1.1)  $\mu\text{m}$ . Ao considerar a parametrização (3.5.3.1), a irradiância emergente  $E^{\uparrow}$  para um solo com reflectância nula ( $r_s=0$ ) e ausência de nuvens não deveria conter radiação com  $\lambda > 1 \mu\text{m}$ , desde que a profundidade óptica Rayleigh é desprezível nesse comprimento de onda. Dessa forma  $E^{\uparrow}$  e a reflectância  $\alpha_{vis}$  no intervalo (0.4-1.1)  $\mu\text{m}$  cumprem com

$$E^{\uparrow} = \alpha(\mu) S_{\mu} = \alpha_{vis}(\mu) S_{vis\mu}, \quad (3.6.2)$$

$$\alpha_{vis}(\mu) = \gamma \alpha(\mu),$$

A Figura 3.2 compara a estimativa de Coulson (1959), Lacis e Hansen (1974) e  $\alpha_{vis}$  (eq. 3.6.2). Percebe-se que existe razoável concordância entre  $\alpha_{vis}$  e os resultados de Coulson.

Observações adicionais e uma proposta de correção do modelo Gautier são apresentadas no capítulo 4.

Fig. 3.2. Absortancia do vapor d'agua

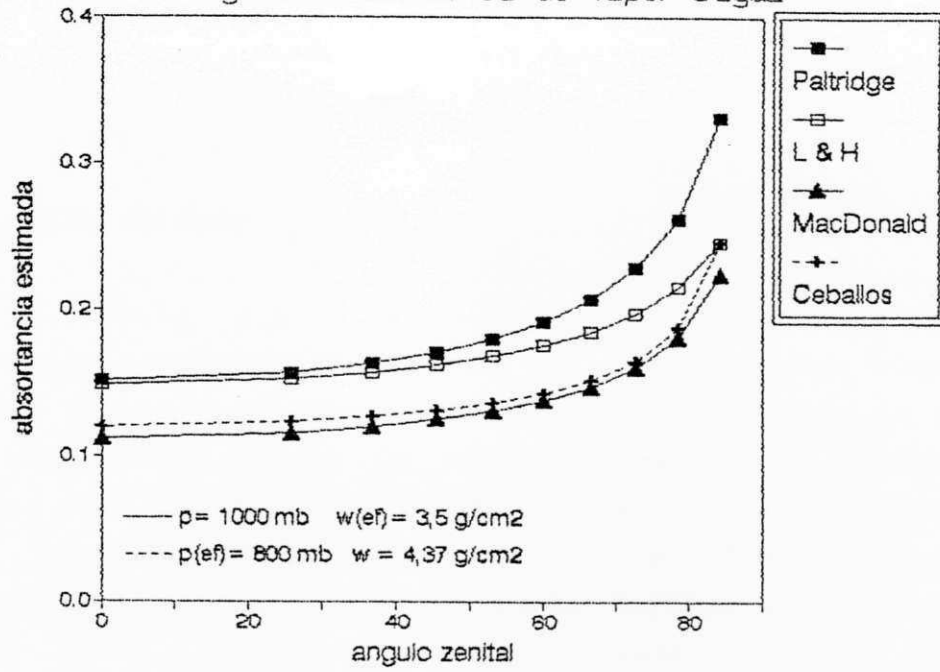
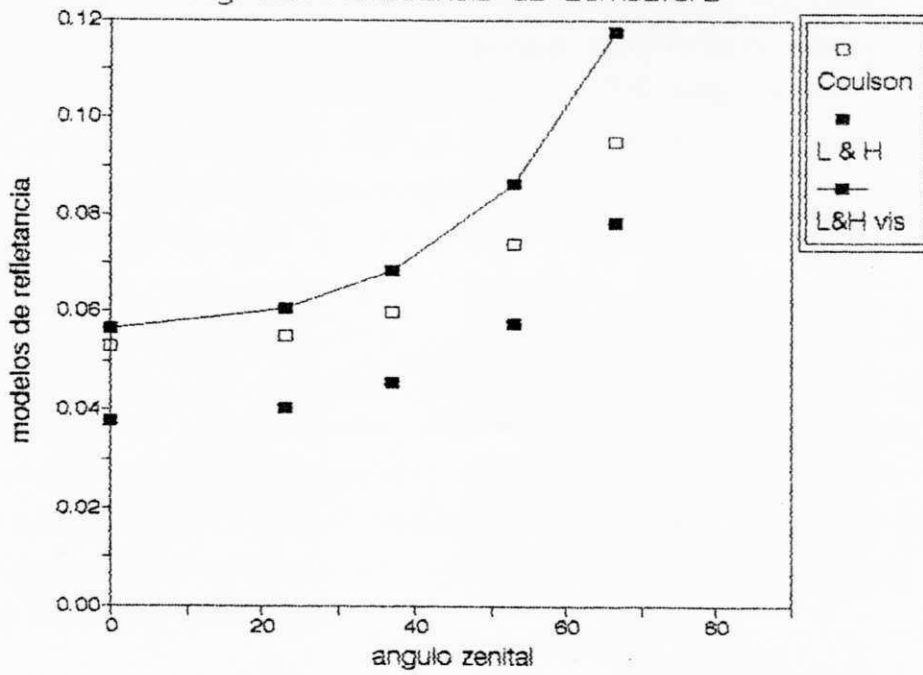


Fig. 3.3. Refletancia da atmosfera





## 4. - RESULTADOS

### 4.1 -Nebulosidade

A tabela 4.1 apresenta os valores extremos do brilho observado para cada horário no mês de janeiro de 1991, para alvos de 5X5 píxeis centrados em Cabaceiras e em Belém do Brejo do Cruz (colunas Bmin, Bmax). Os valores Bmin, Bmax obtidos foram os mesmos para Cabaceiras e Belém do Brejo do Cruz, com uma margem de 2-3 "counts" de diferença (Ceballos, 1993). A mesma tabela apresenta limiares B<sub>1</sub>, B<sub>2</sub> do modelo Tarpley original, descritos na seção 3.4.1. As nebulosidades correspondentes foram avaliadas segundo a eq. (3.4.1). Os resultados são ilustrados nas figuras 4.1a-b.

A estimativa de nebulosidade por satélite não se correlaciona bem com a nebulosidade por actinógrafo (adotada como "verdade terrestre"). Vários fatores podem convergir para este fato, por exemplo: 1) perspectivas diferentes (o ângulo zenital do satélite é de aproximadamente  $Z_s \cong 42^\circ$  para a Paraíba), eventualmente favoráveis a efeitos de sombreamentos entre nuvens; 2) Presença de nuvens fragmentadas ou campos de cúmulos, que causam erros nas estimativas por satélite (Whitlock et al., 1992). Camadas de nuvens fragmentadas têm características não homogêneas de reflectância; os cúmulos têm reflectância bastante variável, causada pela combinação de diferentes espessuras verticais e conteúdo de água líquida (Parker et al., 1986). Nos locais analisados verifica-se com frequência a formação de cumulos de bom tempo, com apreciável desenvolvimento vertical e horizontal em torno do meio dia local.

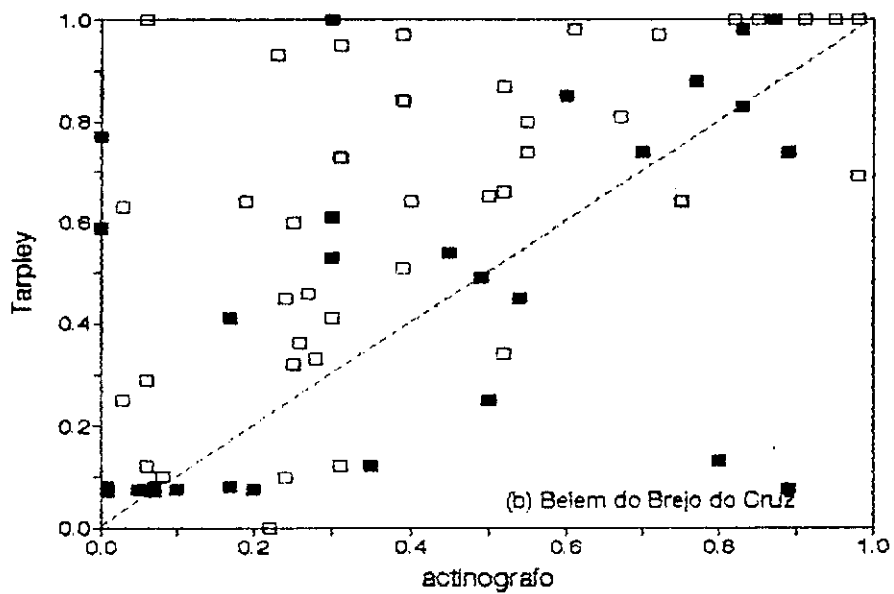
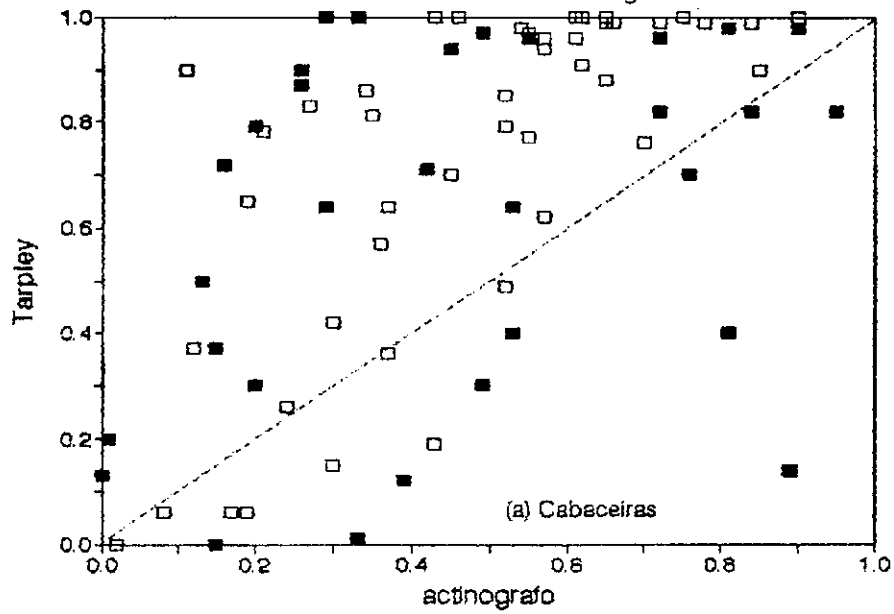
Hora	TARPLEY ORIGINAL		TARPLEY MODIFICADO			
			B <sub>1</sub>	B <sub>2</sub>	B <sub>1</sub>	B <sub>2</sub>
07:00	18	50	37	<b>45</b>	30	75
08:00	19	50	47	<b>55</b>	30	75
09:00	35	110	57	<b>65</b>	30	75
10:00	35	110	57	<b>65</b>	30	75
11:00	35	110	58	<b>66</b>	46	85
12:00	33	140	60	<b>68</b>	46	85
13:00	28	140	60	<b>68</b>	46	85
14:00	28	145	57	<b>65</b>	46	85

Tabela 4.1 Brilhos mínimos (B<sub>min</sub>), máximos (B<sub>max</sub>) e limiares de nebulosidades (B<sub>1</sub> e B<sub>2</sub>).

Decidiu-se modificar os limiares B<sub>1</sub>, B<sub>2</sub> associados ao modelo original, tentando adaptá-los às condições regionais de nebulosidade. Para isso, os brilhos médios dos alvos de 5X5 píxeis foram comparados com a razão entre a irradiância difusa e global observada à superfície. As figuras 4.2 ilustram os resultados para os horários de 07:00-10:00 e 11:00-14:00. Espera-se que no primeiro período as nuvens estejam em processo de formação, enquanto que no segundo a camada de nuvens já estaria desenvolvida, além de o cosZ ser pouco variável. As figuras sugerem valores típicos de B<sub>1</sub> e B<sub>2</sub> que estão incluídos na tabela 4.1. As figuras 4.3 ilustram os novos valores obtidos para nebulosidade, comparando-os com a verdade terrestre. Observa-se que, apesar de uma baixa correlação com a "verdade terrestre". Os resultados são melhores que para os limiares definido pelo modelo Tarpley original.

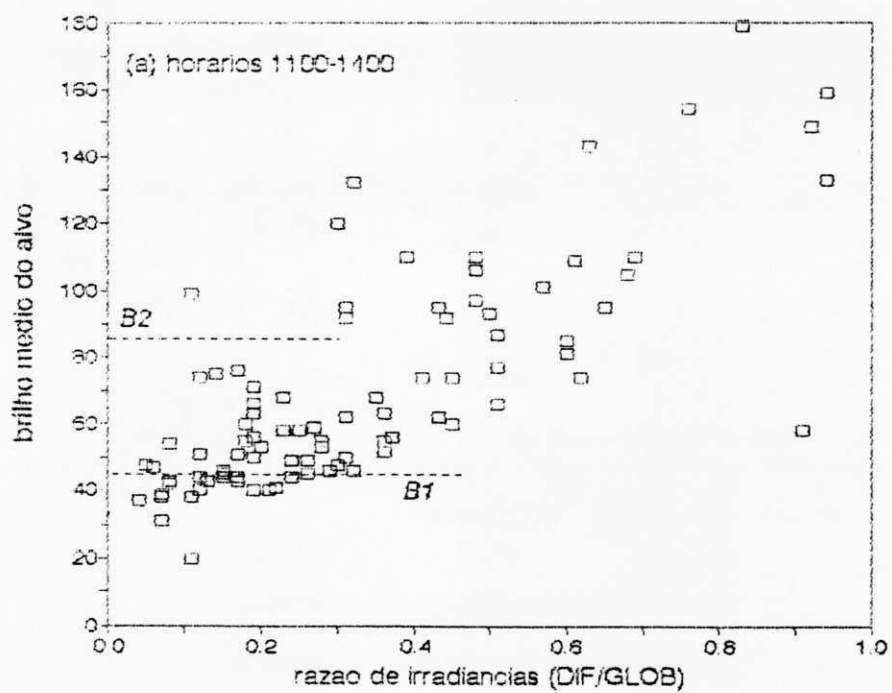
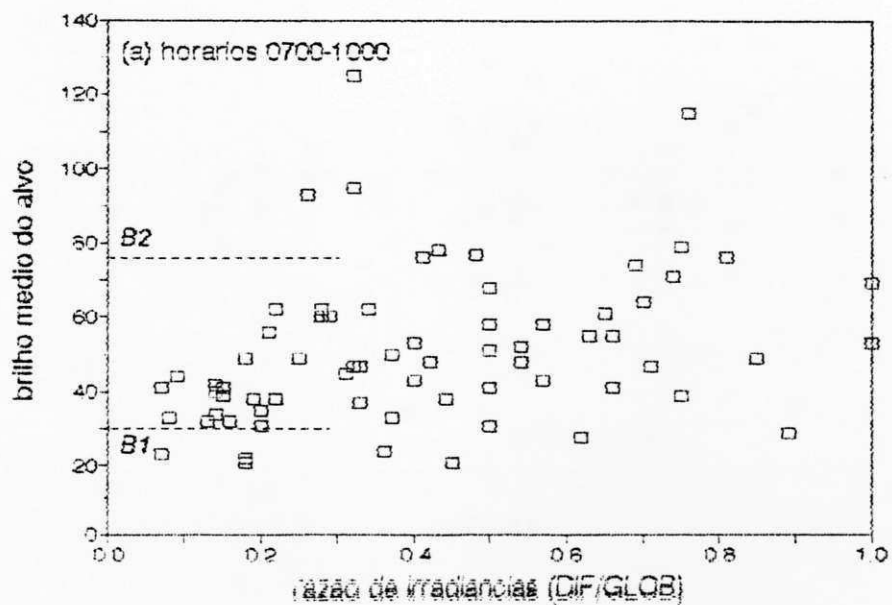
Segundo o critério de Stuhlmann *et al.*, 1990 continua observado-se apreciável dispersão das estimativas com relação à verdade terrestre, embora ela seja menor. As figuras 4.4a-b mostram estes resultados.

Fig. 4.1. Estimativa de nebulosidade  
modelo TARPLEY original



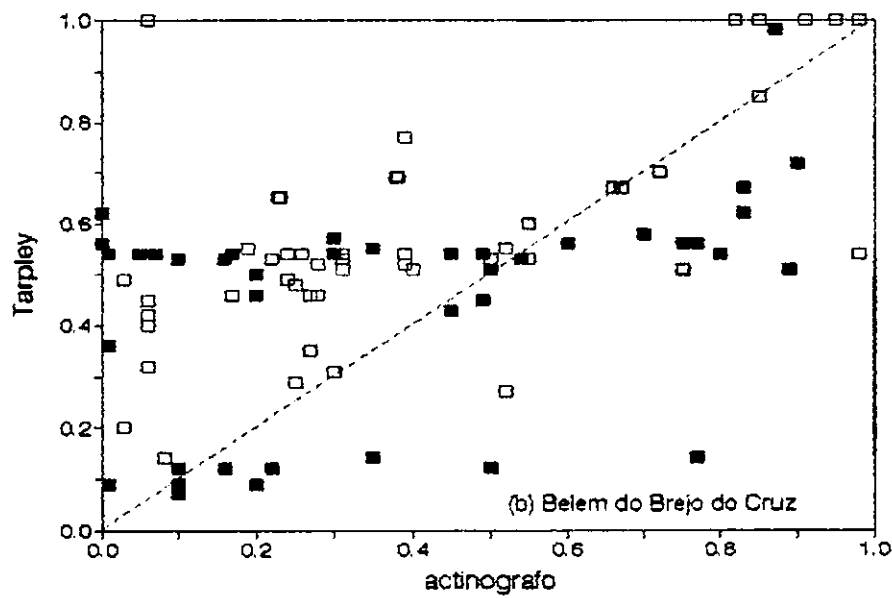
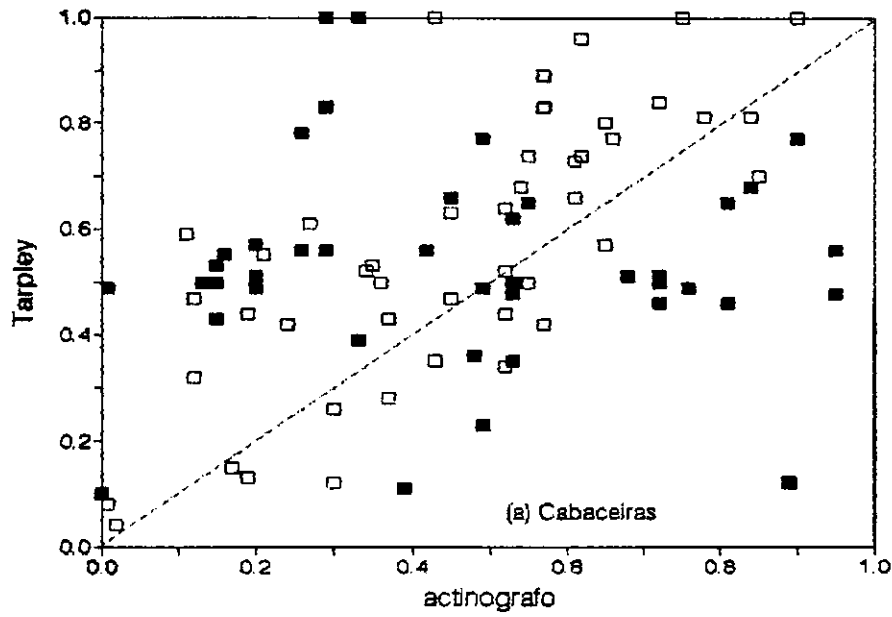
□ horario 07-10   ■ 11-14

Fig. 4.2. Brilho medio de alvos  
Limitares TARPLEY modificados



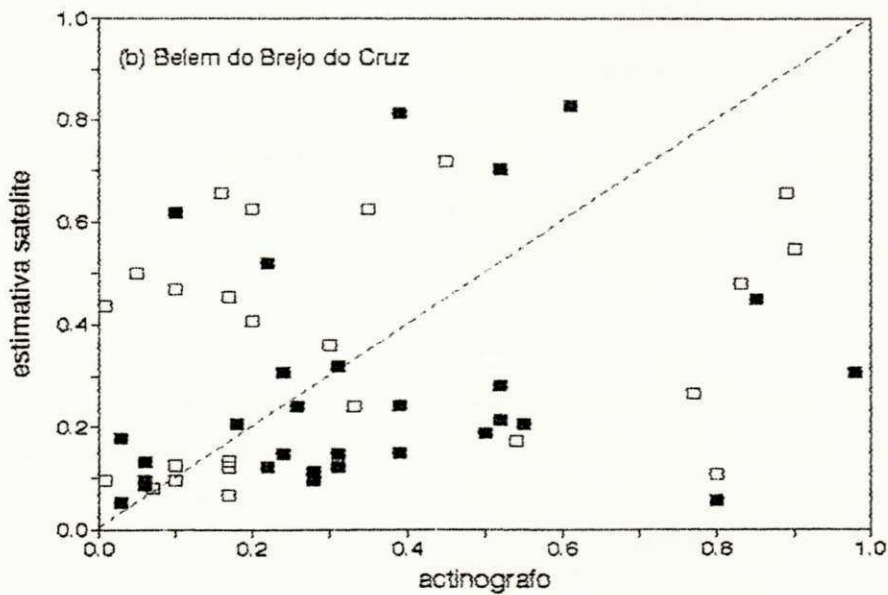
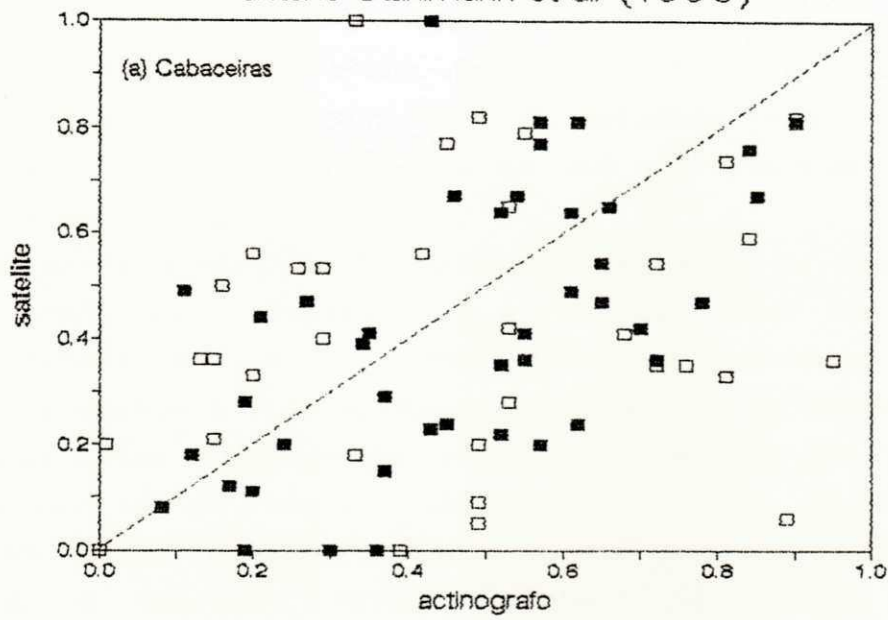
Cabaceiras e Belem do Brejo do Cruz

Fig. 4.3. Estimativa de nebulosidade modelo TARPLEY modificado



□ horario 07-10   ■ 11-14

Fig. 4.4. Estimativa de nebulosidade  
critério Stuhlmann et al. (1990)



□ horário 07-10 ■ 11-14

#### 4.2. - Estimativas de irradiação com o modelo TARPLEY

A irradiância horária e irradiação diária foram estimadas usando-se tanto os limiares originais de Tarpley como os modificados (tabela 4.1). Os valores dos coeficientes de regressão encontrados para cada classe de nebulosidade (v. eqs. 2.4.3-5) constam da tabela 4.2. Para o cálculo foi utilizado o conjunto de dados de Cabaceiras e de Belém do Brejo do Cruz. Deve ser observado que o valor mínimo de B, definido pela eq. 2.4.1, não é utilizado como formalismo, desde que os limiares são os mesmos para os dois locais avaliados.

A maior contribuição para cada equação de regressão vem do termo  $\cos Z$ , que é proporcional a radiação solar incidente no topo da atmosfera. Os outros termos são todos derivados de imagens de satélite exceto a transmitância atmosférica. A irradiação horária estimada pelas equações de regressão (2.4.3-5) foi plotada contra a medição de actinógrafo do mesmo horário. As figuras 4.5a-c mostram estas plotagens para alvos sem nuvens, parcialmente nublado e nublado respectivamente, utilizando tanto TARPLEY original como modificado. As linhas diagonais nas figuras correspondem a um perfeito ajuste entre a irradiância estimada e a medida.

Para os casos  $C < 0,4$  os pontos estão aglomerados ao longo da linha diagonal (Figura 4.5a) com coeficientes de correlação de 0.87 e 0.93. O erro que se comete em torno da média é de  $34.5 \text{ Wm}^{-2}$  e  $41.9 \text{ Wm}^{-2}$  para TARPLEY original e modificado, respectivamente. O que se percebe é que a equação de regressão (2.4.3) depende fundamentalmente do ângulo zenital para o TARPLEY original, enquanto que em TARPLEY modificado o termo com maior contribuição é o da transmitância atmosférica. Existem poucos casos em que a irradiância estimada excede em muito a medida à superfície. A sobreestimativa pode ocorrer devido a campos de nuvens que apresentam algum brilho do alvo visto pelo satélite, mas interceptam o sol sobre o local em estudo e diminuem apreciavelmente a irradiância medida à superfície.

	Tarpley original ( $Wm^{-2}$ )			Tarpley modificado ( $Wm^{-2}$ )		
	$n < 0,4$	$0,4 \leq n < 1,0$	$n = 1$	$n < 0,4$	$0,4 \leq n < 1,0$	$n = 1$
a	-334	-357	-7,1	-904	-187	-98
b	1049	1237	749	232	1009	820
c	110	-	-	1986	-	-
d	501	-	-	-401	-	-
e	5,5	-	-14	31,3	-	-13
f	-	-32	-	-	-30	-

Tabela 4.2 - Coeficientes das equações de regressão para irradiação horária.

	CASOS	TARPLEY ORIGINAL (MÉDIA)	VERDADE TERRESTRE (MÉDIA)	ERRO SIST.	Spop	Smédia	r
$C < 0.4$	47	598,5	599,0	0,50	241	34,5	0,87
$0.4 \leq C < 1.0$	87	545,5	549,3	3,78	193	20,8	0,76
$C = 1.0$	18	464,3	463,1	1,20	198	47,1	0,70

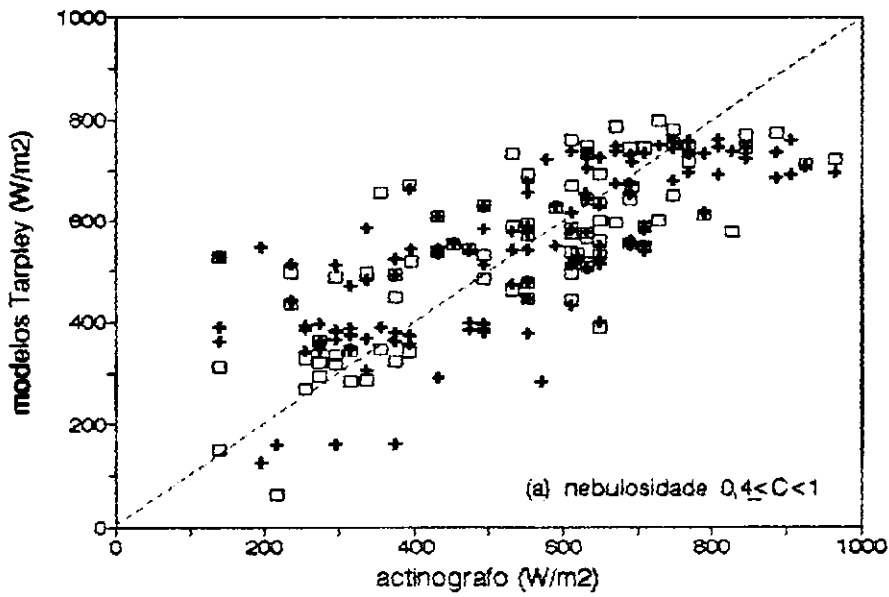
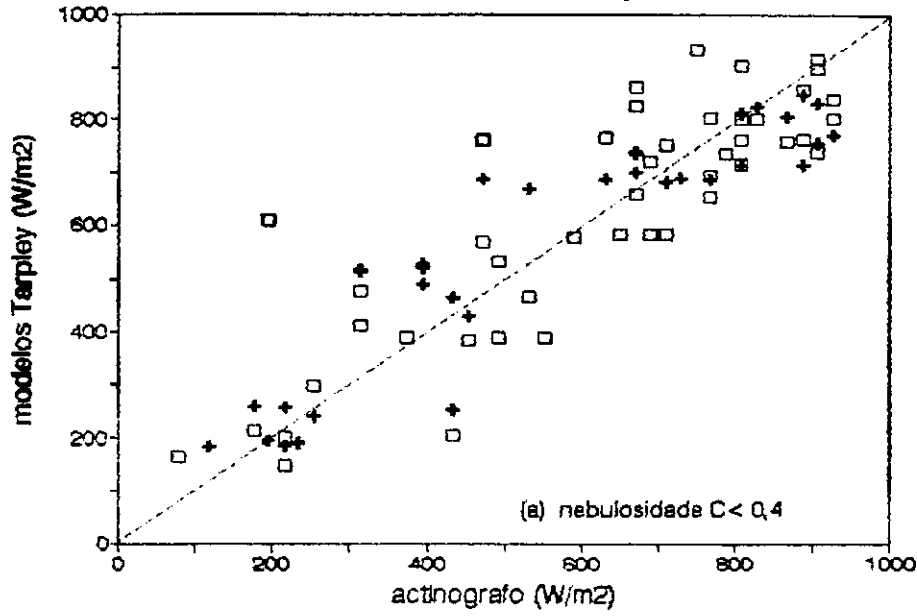
Tabela 4.3 - Estimativas estatísticas da irradiação horária para Tarpley original.

	CASOS	TARPLEY MODIF. (MÉDIA)	VERDADE TERRESTRE (MÉDIA)	ERRO SIST.	Spop	Smédia	r
$C < 0.4$	39	543,5	537,2	-6,30	260	41,9	0,93
$0.4 \leq C < 1.0$	110	546,3	550,2	3,90	152	14,5	0,76
$C = 1.0$	13	435,4	438,1	2,70	172	47,8	0,50

Tabela 4.4 - Estimativas estatísticas da irradiação horária para Tarpley modificado.

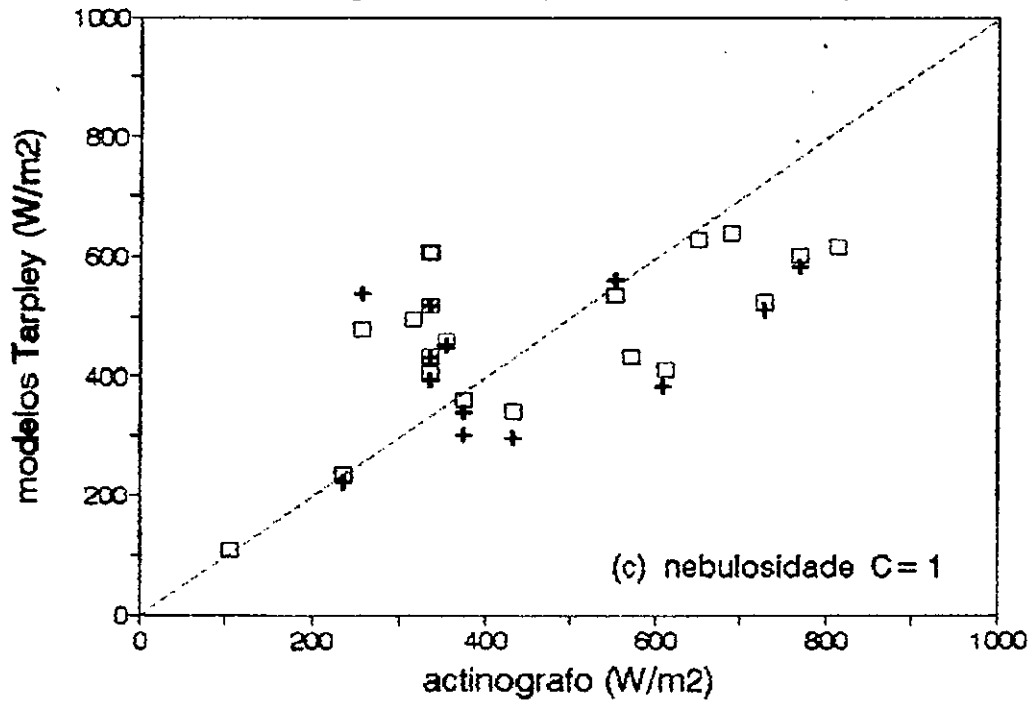


Fig. 4.5. Irradiância media horaria  
Cabaceiras + Belem do Brejo do Cruz



□ modelo original + modificado

Fig.4.5. (continuacao)

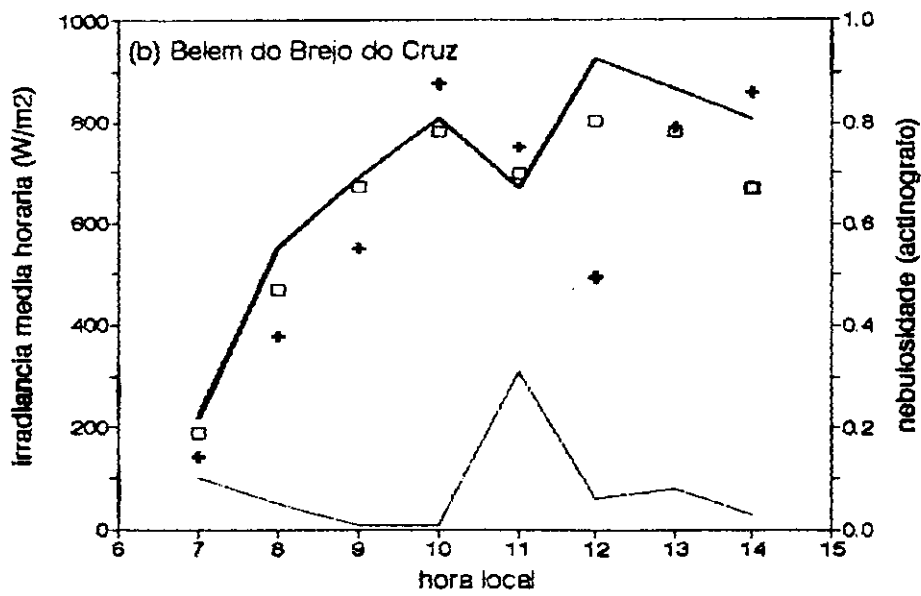
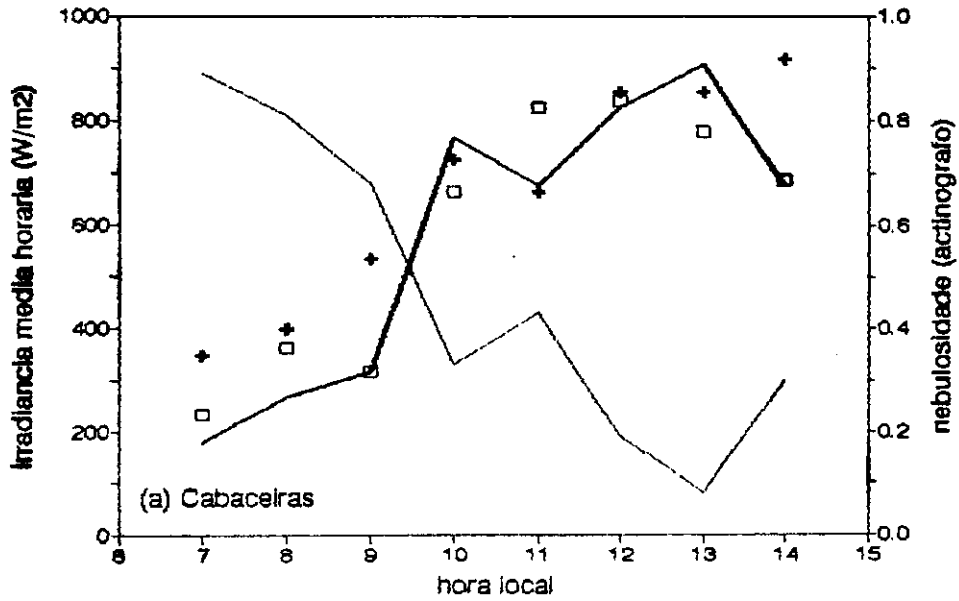


□ modelo original + modificado

A estimativa da irradiância para atmosfera parcialmente nublada e nublada não é tão boa como a de céu sem nuvens. As figuras 4.5b, e 4.5c comparam irradiância estimada versus a medida à superfície. As correlações valem 0.76, 0.70 e 0.76, 0.50 para atmosfera parcialmente nublada e nublada, respectivamente para TARPLEY original e modificado. Isto evidencia que há um erro apreciável na estimativa da irradiância, sendo maior quando o alvo está completamente nublado. Percebe-se que quando num alvo entram nuvens a irradiância estimada tende a sobreestimar a irradiância à superfície. Pode-se tirar duas conclusões a partir dos dados de correlação citados acima (Tabela 4.2): uma é que a formulação matemática das equações de regressão não descreve adequadamente um processo físico para uma atmosfera nublada; a segunda é que pode acontecer que as variáveis independentes não tenham informação suficiente para o cálculo de todo o processo de balanço da radiação. A identificação de tamanho, espessura e tipo de nuvens é uma das condições para se tentar avaliar as propriedades de cada camada de nuvens do alvo. Finalmente, as figuras 4.5 evidenciam que o modelo TARPLEY original se ajusta melhor à verdade terrestre, apesar de que os limiares  $B_1$ ,  $B_2$  proposto sejam relativamente arbitrários. Pode-se pensar, nesse caso, que estudo do impacto desta escolha sobre o conjunto do modelo possam conduzir a estimativas mais exatas. Por enquanto, das tabelas 4.3 e 4.4 infere-se que, os erros sistemático que são cometidos quando são utilizadas média horárias são de no máximo  $3,78 \text{ Wm}^{-2}$  para Tarpley original e para o modificado é no máximo de  $-6,30 \text{ Wm}^{-2}$ . É claro que este erro sistemático pequeno está ocorrendo principalmente porque ele foi conduzido a isto, isto é, utilizou-se os mesmos dados que foram encontrados os coeficientes da regressão. O desvio padrão da verdade terrestre variou de  $241 \text{ Wm}^{-2}$  a  $193 \text{ Wm}^{-2}$  no Tarpley original para o modificado de  $260 \text{ Wm}^{-2}$  a  $152 \text{ Wm}^{-2}$ . Ao se utilizar a média horária, o erros que se cometem em torno delas (Smédia na tabela) variam de  $20,8 \text{ Wm}^{-2}$  a  $47,1 \text{ Wm}^{-2}$  para o Tarpley original e para o modificado são de  $14,5 \text{ Wm}^{-2}$  a  $47,8 \text{ Wm}^{-2}$ .

As figuras 4.6a-b mostram o ciclo diário da irradiância estimada por satélite e da nebulosidade estimada por actinógrafo

Fig. 4.6. Ciclo diario de irradiancia  
modelos Tarpley - 02.01.91



— actinografo   □ Tarp. orig.   + Tarp. modif.   - - - nebul.

para o dia 02.01.91 de Cabaceiras e Belém do Brejo do Cruz, respectivamente. Neste dia percebe-se que em Cabaceiras começa a povoar de nuvens a partir de 09h30min. Para Belém do Brejo do Cruz desde das 07 horas até às 10 horas praticamente sem nebulosidade e de 10 as 12 horas com alguma entrada de nebulosidade e voltando a declinar a partir das 12 horas. Os modelos TARPLEY se ajusta razoavelmete mesmo com entrada de nuvens, sendo que o Tarpley original comete menos erros com entrada de nuvens.

#### Irradiação diária no modelo TARPLEY

No que segue, entende-se por "irradiação diária" aquela correspondente ao intervalo 07:00-14:00, sendo que as imagens de satélite disponíveis se limitam a essa parte do ciclo diário.

Tarpley (1979) somou todos os dados horários para avaliar o total diário acumulado. Onde houve falta de dados estimados horários, utilizou-se de técnicas de interpolação.

Como foi evidenciado acima, o ângulo incidente da radiação solar no topo da atmosfera é um fator de máxima importância na determinação da irradiação à superfície. Para encontrar a irradiância horária da hora sem informação através de interpolação, torna-se necessário o conhecimento da irradiância da hora anterior e posterior à hora sem informação. O novo valor da irradiância estimada foi convertido em valores incidentes normais, En através da equação:

$$E_n = E_g / \cos Z, \quad (4.2.1)$$

onde,  $E_g$  é irradiância estimada e  $Z$  é o ângulo zenital solar no horário de  $E_n$ . A interpolação linear de  $E_n$  foi calculada com um ângulo zenital apropriado obtendo-se assim  $E_g$  no horário ausente.

As figuras 4.7a e 4.7b mostram a irradiação diária estimada por satélite versus a irradiação diária medida por actinógrafo. A tabela 4.6 (v. pág...) apresenta estimativas estatísticas para irradiação diária segundo TARPLEY original e modificado; a correlação vale 0.85 e o desvio padrão é de 656 Wh/m<sup>2</sup> para o Tarpley original; já para o Tarpley modificado a correlação é de 0.93 e o desvio padrão de 923 Wh/m<sup>2</sup>. Isto, para Belém do Brejo do Cruz; já para Cabaceiras tem-se correlações de 0.76 e 0.84 e desvio padrão de 431 e 741 Wh/m<sup>2</sup>, respectivamente para Tarpley original e modificado.

Da tabela 4.5 encontra-se que o erro médio relativo com relação a verdade terrestre do tarpley original é bem maior que o do Tarpley modificado.

A figura 4.8 mostra a irradiação diária estimada versus verdade terrestre utilizando dados testemunhas de 03 dias para Cabaceiras e 03 dias para Belém do Brejo do Cruz no mês de dezembro de 1990. Eles estão servindo como teste dos coeficientes de TARPLEY (tabela 4.2), já que eles foram calculados para janeiro de 1991. Percebe-se que no modelo original existe erro sistemático da ordem de -140 Wh/m<sup>2</sup>; se este é corrigido, o desvio padrão entre o modelo e verdade terrestre é da ordem de 280 Wh/m<sup>2</sup>. Para o modificado, o erro sistemático atinge -80 Wh/m<sup>2</sup> e o aleatório de -130 Wh/m<sup>2</sup>.

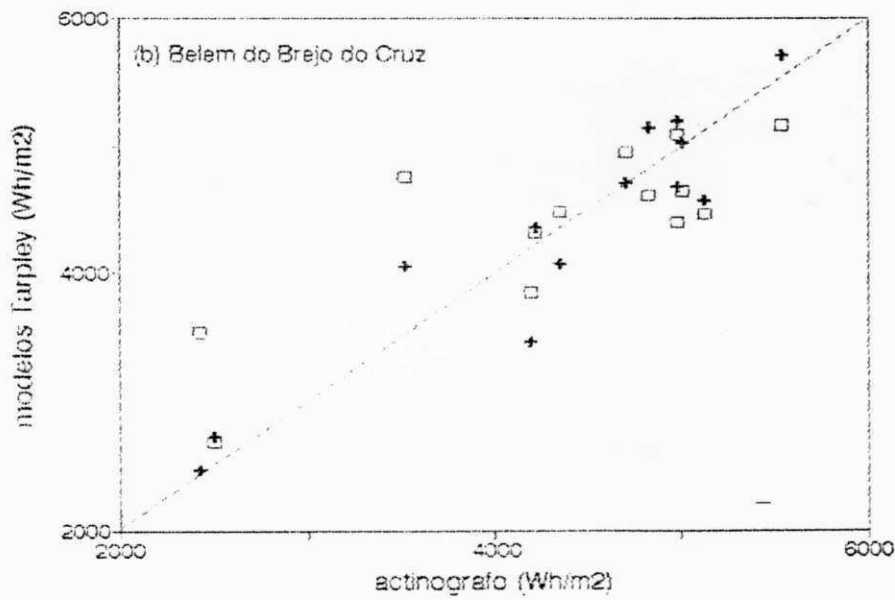
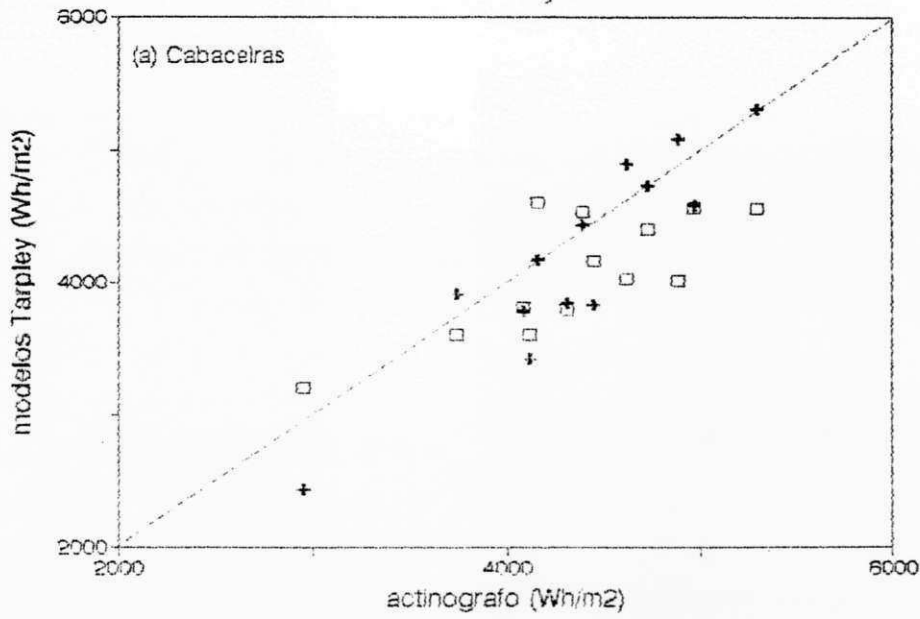
#### 4.3 - O modelo GAUTIER: considerações prévias e proposta alternativa

São relevantes algumas observações sobre o modelo GAUTIER original. No esquema da Fig. 2.4 observa-se que:

1) Na camada inferior, o modelo de Gautier despreza a contra-reflexão da atmosfera. Isto equivale a dizer que as nuvens consideradas têm baixa altura; no caso de altoestratos ou cirrustratos, a contra-reflexão seria mais importante.

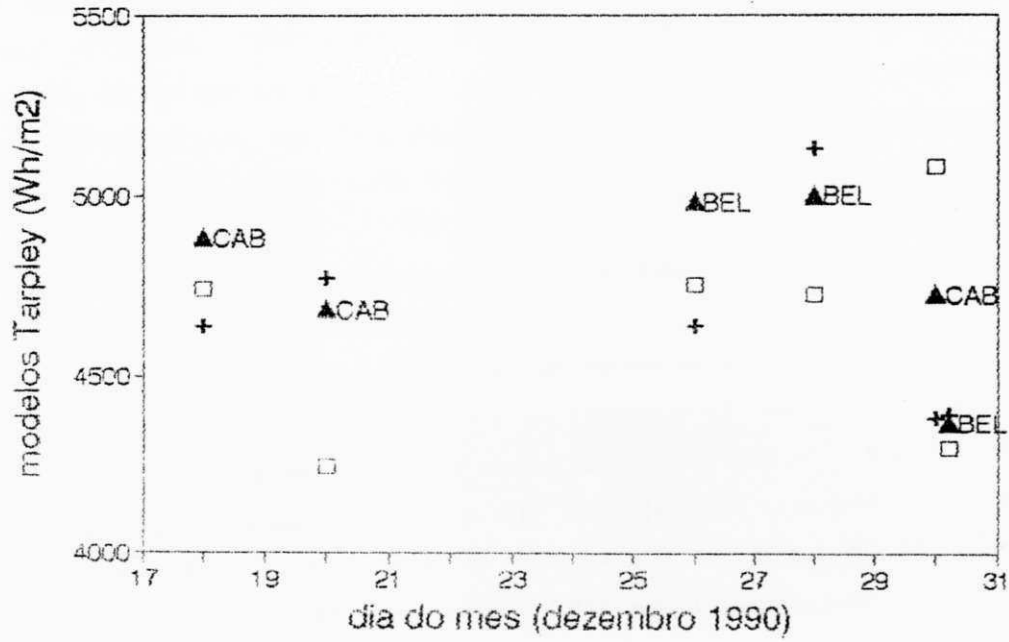
2) O modelo despreza as reflexões múltiplas que irão se produzir

Fig. 4.7. Irradiacao diaria  
Modelo TARPLEY – janeiro 1991



□ modelo original + modificado

Fig. 4.8. Irradiação diária — TARPLEY  
 Comparação com dados—testemunha



□ original    + modificado    ▲ actinografo



entre o solo e a base das nuvens. De fato, assume-se uma aproximação de 1ª ordem para avaliar tanto a irradiância global como a radiância que chega ao satélite.

3) O modelo supõe que a transmitância da camada de nuvens é a mesma tanto para radiação incidente no topo da atmosfera como para aquela refletida pelo solo e que chega ao satélite. Todavia, a primeira refere-se a radiação direta, e a segunda a radiação difusa que, ainda, já foi submetida a absorção prévia nas bandas do vapor d'água. Obviamente, as propriedades de transmissão da camada são diferentes para um e outro fluxo. Pode-se esperar que o erro na estimativa de transmitância das nuvens seja pequeno nos casos extremos de cobertura pequena.

4) O modelo considera que a transmitância de uma camada (T) relaciona-se com a absortância (a) e o albedo (A) segundo:  $T = (1-A)(1-a)$ . Dessa forma introduz um erro nos balanços de radiação, já que seria:  $T+A+a = (1-A)(1-a)+A+a = 1+Aa > 1$ . Ou seja, a transmitância proposta sobreestima o valor real. O erro introduzido na sobreestimativa de T pode ser importante se (A, a) são grandes. Por ex.,  $A=0.5$  e  $a=0.3$  implicam em  $T=0.2$  mas  $(1-A)(1-a)=0.5*0.7=0.35$ : erro de 75% na transmitância, ou 15% do fluxo total incidente.

5) A figura 3.3 mostra os modelos de reflectância Rayleigh. Percebe-se que Coulson (1959) subestima a reflectância Rayleigh se tomarmos como referência a reflectância segundo Lacis e Hansen (1974).

6) A figura 3.2 apresenta os modelos de absorção do vapor d'água. Nota-se que Paltridge (1973) sobreestima a absorção do vapor d'água, se comparado com a estimativa de Lacis e Hansen (1974). Os dois fizeram suas análises baseadas nas curvas de Yamamoto (1962).

Um aspecto adicional importante se refere à estimativa do fluxo total que chega a nível do satélite. No intervalo espectral sensível do Meteosat, as bandas de absorção do vapor d'água são

fracas (agindo em 0.72, 0.8, 0.9  $\mu\text{m}$ ). Portanto, o efeito real da absorção pelo vapor e pelas gotículas d'água nas nuvens não é importante, se comparado com erros associados às estimativas de nebulosidade e de transmitância. A constante de calibração do Meteosat (seção 3.3) se refere estritamente ao intervalo sensível do satélite; de fato a multiplicação pelo fator  $\gamma$  mencionado na seção 3.6 supõe que não há absorção e portanto sobreestima o fluxo total refletido pelo sistema Terra-atmosfera.

Face ao conjunto de observações precedentes, considerou-se relevante elaborar um modelo alternativo que corrigisse algumas falhas do modelo GAUTIER original.

#### 4.3.1 - Modelo alternativo

Considera-se dois intervalos espectrais: i) o intervalo espectral do Meteosat (0.4-1.1)  $\mu\text{m}$ , denominado VIS (visível), e ii) o intervalo espectral de (1.1 - 2.0)  $\mu\text{m}$ , que é o complemento observado no intervalo sensível do actinógrafo (no infravermelho solar, IV).

No intervalo VIS considera-se que não há absorção por vapor, já que neste intervalo as bandas de absorção são relativamente fracas (Dedieu et al., 1987). Sua influência será desprezada, considerando-se *a priori* que os erros das estimativas de  $E^{\uparrow}$  e  $E_g$  são maiores.

#### Atmosfera sem nuvens

A irradiância que o satélite detecta pode ser escrita como:

$$E_{\text{vis}} = E_{\text{vis}0} + E_{\text{vis}}(1-\alpha_{\text{vis}})(1-\alpha_{\text{vis}})A_{\text{vis}} \quad (4.3.1)$$

A constante  $E_{\text{vis}0}$  é a irradiância incidente no topo da atmosfera, no intervalo VIS. A reflectância Rayleigh  $\alpha_{\text{vis}}$  é uma função do ângulo zenital, parametrizada por Lacis e Hansen (1974) e a reflectância da radiação difusa ( $\alpha_{\text{vis}}$ ) pode ser estimada segundo Coulson (1959). Tanto a reflectância Rayleigh como a da

radiação difusa são adaptadas para o intervalo espectral do satélite com critérios já expostos na seção 3.6. O espalhamento é considerado isotrópico.

Resolvendo a equação (4.3.1) com relação ao albedo tem-se:

$$A_{vis} = \frac{E_{vis} - E_{ovis}}{E_0(1-\alpha_{vis})(1-\alpha_{ivis})} \quad (4.3.2)$$

Utilizando o albedo, a irradiância à superfície nos dois intervalos espectrais é dada por:

$$E_{vis} = E_0(1-\alpha_{vis}) / (1 - A_{vis}\alpha_{vis}), \quad (4.3.3)$$

$$E_{iv} = \mu(S_{iv} - ABS_{vp}),$$

onde  $\mu$  :  $\cos Z$

$S_{iv}$  : Fluxo direcional solar no topo da atmosfera no intervalo IV

$ABS_{vp}$  : Fluxo direcional absorvido pelo vapor d'água.

O denominador  $(1 - A_{vis}\alpha_{vis})$  introduz os efeitos das reflexões múltiplas entre o solo e a atmosfera. Dados os valores usuais de  $A_{vis}$ ,  $\alpha_{vis}$ , seu efeito pode ser igualmente descrito por um fator  $(1 + A_{vis}\alpha_{vis})$  no numerador. No intervalo VIS, não há dispersão de radiação direta.

O irradiância global à superfície é dada por:

$$E_g = E_{vis} + E_{iv} \quad (4.3.4)$$

#### Atmosfera com nuvens

Considera-se que a absorção de nuvens estratiformes se restringe ao infravermelho. A reflectância e a absorptância para incidência vertical têm valores típicos de 63% e 35% com relação ao intervalo IV, para espessuras de 10 hPa (Ceballos 1986).

Das hipóteses precedentes, a irradiância que o satélite pode perceber é:

$$E_{vis} = E_0 \alpha_{vis} + E_0 (1 - \alpha_{vis}) (1 - \alpha_{vis}) A_N + E_0 (1 - \alpha_{vis}) (1 - R_{Nvis})^2 A_{vis} (1 - \alpha_{vis}), \quad (4.3.5)$$

onde  $R_{Nvis}$  se refere à reflectância da camada de nuvens. Esta expressão é semelhante à do modelo GAUTIER original (eq. 2.5.5), mas restrita ao intervalo VIS. A figura 2.4 permite ilustrá-lo, eliminando as referências a absorção. Observe-se, ainda, que o uso de  $\alpha_{vis}$  segundo descrito é adequado se as nuvens são baixas.

Os três termos da soma na equação (4.3.5) representam i) energia espalhada da atmosfera para o satélite; ii) energia refletida pelas nuvens para o satélite, e iii) energia refletida pelo solo que passa pelas nuvens para o satélite. Havendo uma superfície com baixo albedo, o terceiro termo da equação (4.3.5) é geralmente desprezível. O efeito de nuvens ténues é comparável àquele de solo com albedo baixo, mas pode chegar a ser significativo para camadas de nuvens com albedo da superfície elevado.

Partindo da radiância medida pelo satélite e do albedo da superfície calculado na equação (4.3.2) descrita anteriormente, a equação (4.3.5) permite estimar o albedo da camada com nuvens ( $R_{Nvis}$ ).

A equação para a irradiância de ondas curtas à superfície é dada por (Fig. 4.9):

$$E_{vis} = \mu S_{vis} (1 - \alpha_{vis}) (1 - R_{Nvis}) \quad (4.3.6)$$

$$E_{iv} = \frac{G_{oiv}}{1 - A_{iv} C R_{Niv}},$$

$$G_{oiv} = \mu (S_{iv} - ABS_{vp}) (1 - C) + \mu S_{oiv} C T_{iv} C_N,$$

onde,  $C$  : nebulosidade

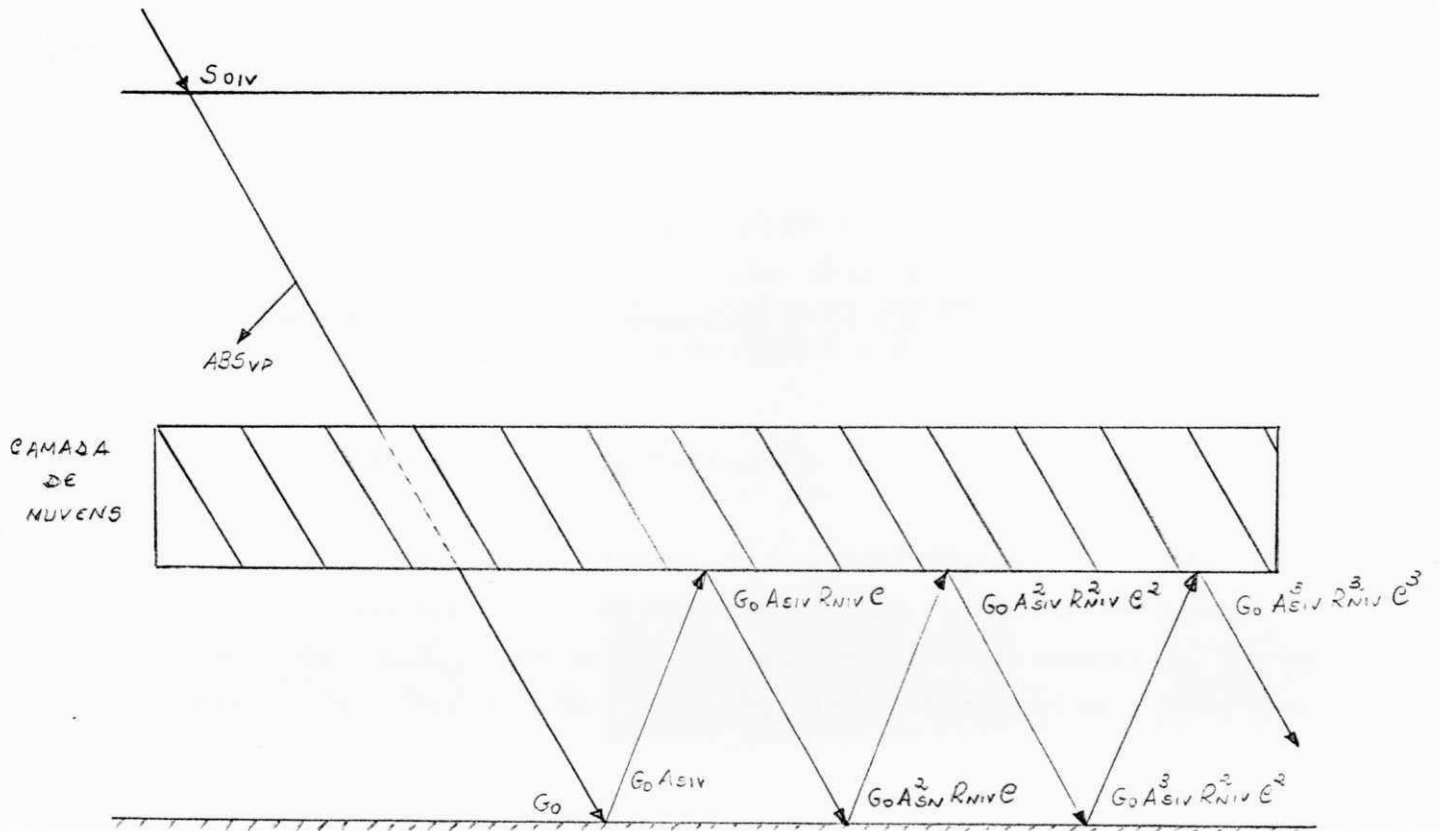


Figura 4.9 - Modelo de transferência radiativa com camadas de nuvens no infravermelho.

Soivc : Fluxo conservativo no infravermelho

Tivcn: Transmitância conservativa das nuvens no infravermelho.

O termo SoivcTivcn se refere aquela parte do IV que não tem influência de bandas de absorção do H<sub>2</sub>O e CO<sub>2</sub>. É de ordem inferior e será considerado nulo neste trabalho.

O total à superfície é dado por:

$$E_g = E_{vis} + E_{iv} \quad (4.4.7)$$

O limiar de nuvem, as comparações com medições horárias de actinógrafo e o cálculo da irradiação diária obedecem aos mesmos critérios apresentados anteriormente.

#### 4.3.2 - Comparação com verdade terrestre

Para fazer comparações horárias com actinógrafo surgiram dois problemas : i) localização da posição do actinógrafo na imagem a ser processada; ii) a natureza diferente das grandezas a serem comparadas. Os dados de actinógrafo representam medições integradas sobre o tempo (1 hora), no ângulo sólido de  $2\pi$ , enquanto que os dados de radiação derivados do satélite representam valores quase instantâneos, dentro intervalo espectral de 0.4-1.1 $\mu$ m e de um pequeno ângulo sólido. Para corrigir em parte o erro de localização toma-se uma média espacial sobre um alvo de 5X5 pixels.

As Figuras 4.10a-f mostram a comparação da irradiância média horária de actinógrafo e as irradiâncias estimadas pelos modelos GAUTIER e apresentam também as nebulosidades obtidas através de actinógrafos. Da figura 4.10a percebe-se que a nebulosidade é alta às 7 horas e tendendo a decrescer durante o dia. A conclusão a ser tirada é que os dois modelos sobrestimam em grandes nebulosidades (de 7 horas às 10 horas) com o modelo modificado sendo menos sobrestimador. Para pequenas nebulosidade o modelo modificado se

adapta razoavelmente enquanto o original continua sobreestimando. A figura 4.10b confirma o que foi dito acima e mostra que o modelo modificado se ajusta perfeitamente quando a nebulosidade é pequena. A figura 4.10c mostra o crescimento de nebulosidade a partir das 7 horas acarretando sobreestimativa às 8 horas. Percebe-se o declínio de nebulosidade a partir das 9 horas e tem-se que o modelo modificado começa a se ajustar a verdade terrestre enquanto que o modelo original continua sobreestimando. Da figura 4.10d vê-se um crescimento de nebulosidade a partir das 11 horas e percebe-se claramente que os modelos começam a sobreestimar a partir deste horário. A figura 4.10e mostra a variabilidade de nebulosidade durante o dia e percebe-se que os modelos GAUTIER são semelhantes e se ajustam razoavelmente com a verdade terrestre. Da figura 4.10f percebe-se uma homogeneidade em termos de brilhos durante o dia, levando assim a reflectância a ser quase constante durante o dia e ocasionando subestimativa. Percebe-se que estas sobreestimativas são em médias de  $200 \text{ Wm}^{-2}$  para o modelo original e de  $100 \text{ Wm}^{-2}$  para o modificado.

#### Algumas conclusões preliminares

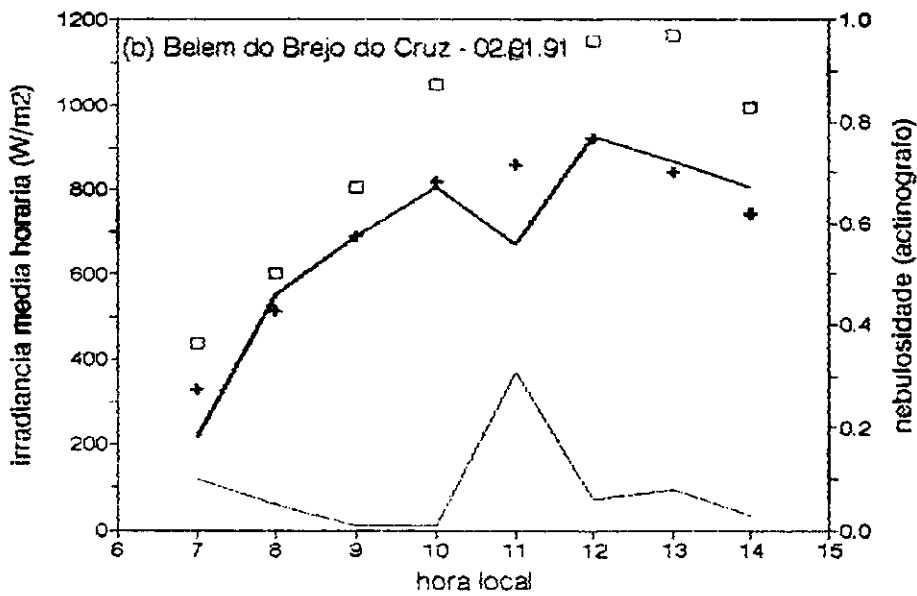
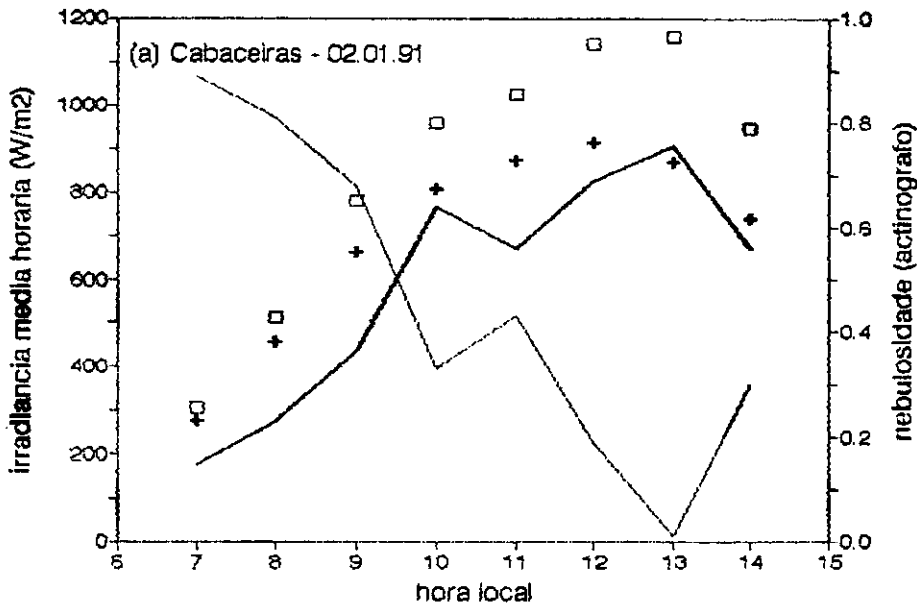
Os modelos GAUTIER sobreestimam a verdade terrestre à superfície devido principalmente ao fato que:

1) Não se subtraiu a absorção do ozônio que é de aproximadamente 2% do fluxo solar no topo da atmosfera (Robinson, 1966), que é em torno de  $25 \text{ W/m}^2$ .

2) Não se levou em consideração os efeitos dos constituintes atmosféricos e aerossóis característicos das regiões aqui estudadas.

3) O modelo original se baseia no espectro solar total, e neste trabalho comparam-se os resultados com medidas de actinógrafo. Este instrumento não percebe radiação nas faixas de  $(0,28 - 0,4) \mu\text{m}$  e de  $(2,0 - 2,8) \mu\text{m}$ .

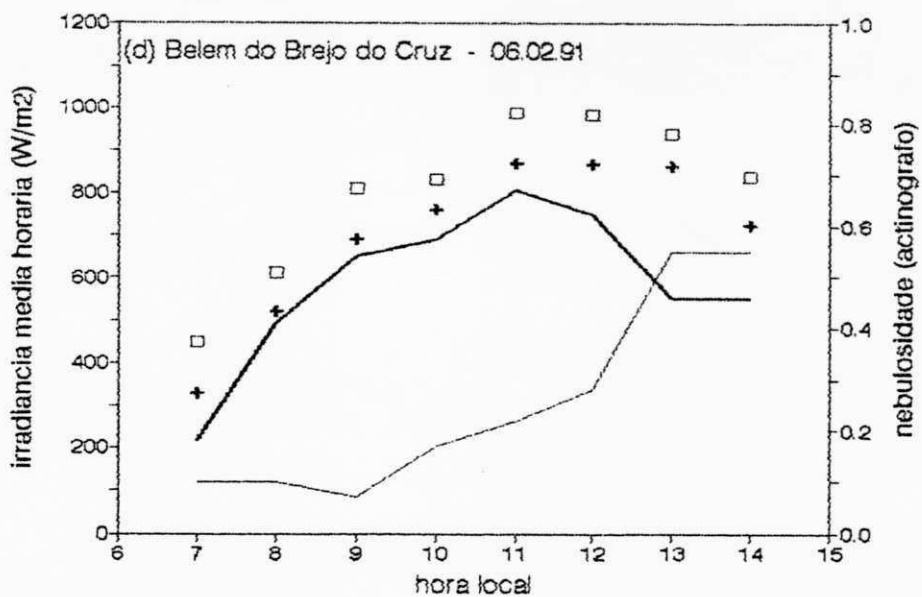
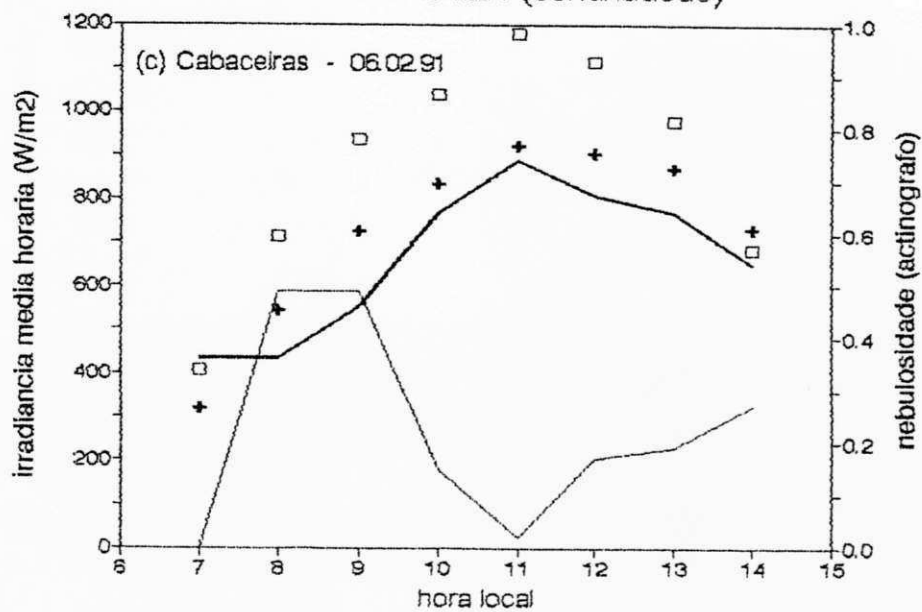
Fig. 4.10. Ciclo diario de irradiancia modelos GAUTIER



— actinografo    □ GAUT orig.    + modificado    - - - nebulos.

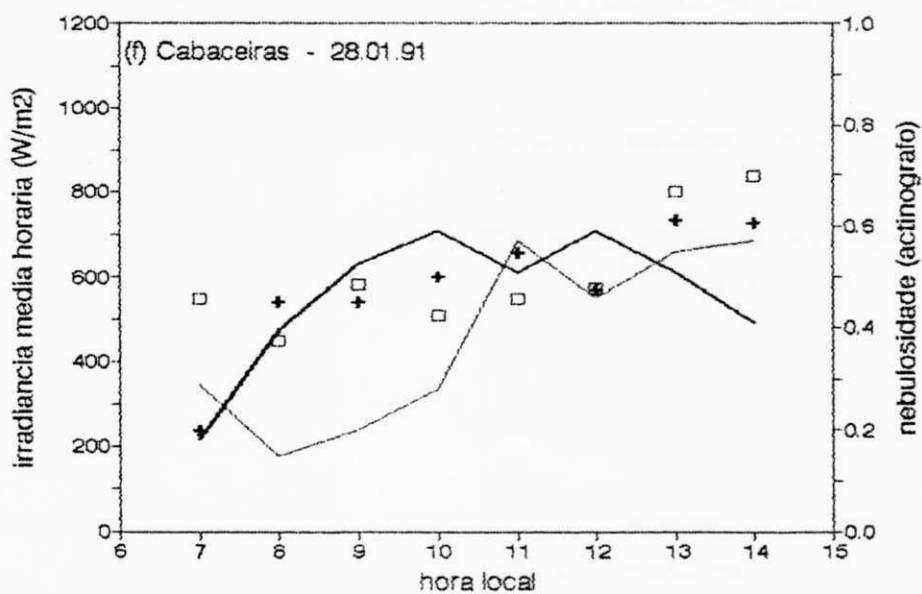
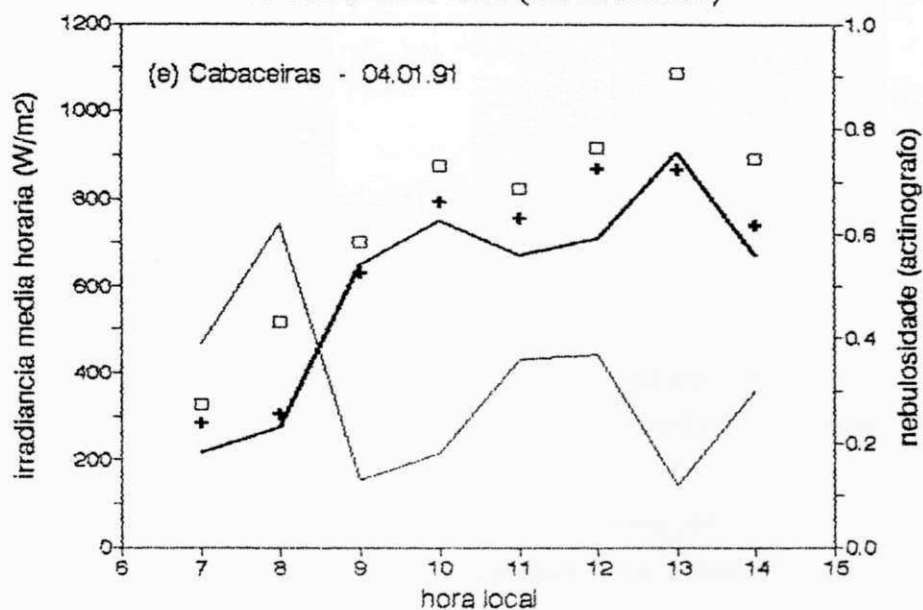


Fig. 4.10. Ciclo diario de irradiancia  
modelos GAUTIER (continuacao)



— actinografo   □ GAUT orig.   + modificado   — nebulos.

Fig. 4.10. Ciclo diario de irradiancia  
Modelos GAUTIER (continuacao)



— actinografo   □ GAUT orig.   + modificado   — nebulos.

4) A absorção máxima da camada de nuvens foi considerada como 20%, o que pode acarretar erros apreciáveis em nuvens extensas.

5) Em termos gerais, o modelo modificado considera mais especificamente a radiação e os fenômenos atmosféricos na faixa espectral de trabalho de um actinógrafo. Esta é uma razão aparente do melhor ajuste observado para o ciclo diário de irradiância.

#### Irradiação diária

Para se obter a irradiância diária utilizou-se o método de integração trapezoidal aplicada às irradiâncias médias horários.

Analisando as Figuras 4.11a-b elas mostram as estimativas diárias de GAUTIER versus verdade terrestre, respectivamente para Cabaceiras e Belém do Brejo do Cruz. Percebe-se que há sobreestimativa principalmente em Belém do Brejo do Cruz (BBC). As correlações e os desvios padrões se encontram na tabela 4.5. Por um lado, nota-se a existência de um erro médio não nulo, configurando desvio sistemático dos modelos com relação à verdade terrestre. O desvio é menor para o modelo modificado, da ordem de 0.6 a 10%. Por outro lado, uma estimativa pode ser considerada como gerada pela soma

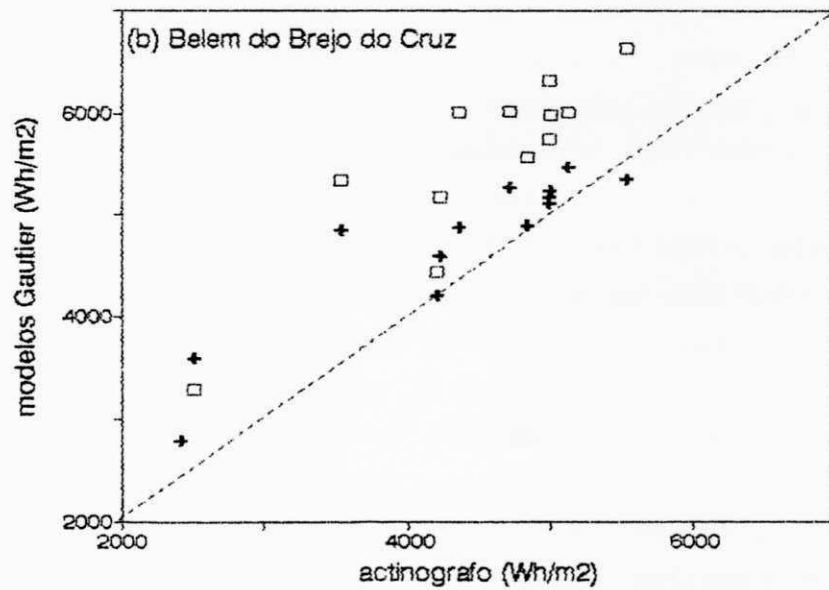
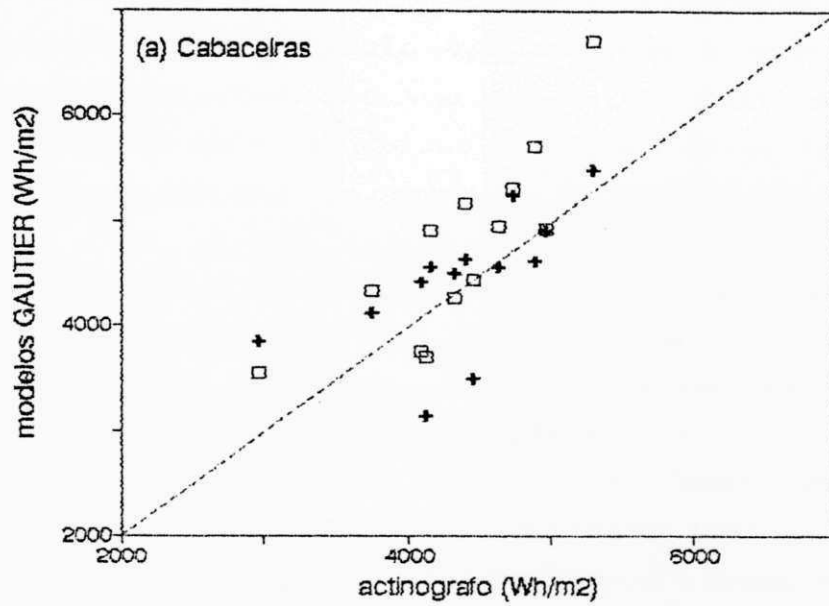
$$X(\text{estimada}) = X(\text{verdade}) + \text{erro}(\text{sistemático}) + \text{erro}(\text{aleatório}).$$

A ordem do erro aleatório ( $S$ ) pode ser avaliada com base no coeficiente correlação ( $r$ ) e desvio padrão do  $X$  verdadeiro ( $S$ ), de forma que (Ceballos et al. 1993)

$$s^2 = (1-r^2)S^2.$$

Considerando que  $r \approx 0.83$ , desvio padrão  $S \approx 1000 \text{ Wh/m}^2$  para o modelo original, encontra-se uma estimativa  $s \approx 560 \text{ Wh/m}^2$ , ou seja em torno de 13% da verdade terrestre. Para o modelo modificado,  $s \approx 300-500 \text{ Wh/m}^2$ , o que representa 7-12% de dispersão. conclui-se que este modelo fornece melhores estimativas que o original.

Fig. 4.11. Irradiacao diaria  
modelos GAUTIER – janeiro 1991



□ modelo original + modificado

#### 4.4 - Comparação dos modelos

Para irradiâncias horárias médias e irradiação percebe-se que os modelos TARPLEY se ajustam melhor a verdade terrestre do que os modelos GAUTIER. A tabela 4.5 confirma a observação, ao mostrar que as correlações são maiores e os desvios médios relativos menores tanto para Cabaceiras como para Belém do Brejo do Cruz.

Percebe-se que os modelos TARPLEY quase não sobreestimam, contudo como já foi discutido anteriormente sabe-se que estes modelos foram calculados tomando como base os dados de irradiâncias de superfície. Isto leva-se a deduzir que não haveria de sobreestimar. O modelo modificado é bem melhor que o original quando se trata de irradiação diária.

Os modelos GAUTIER sobreestimam quer no horário quer no diário sendo que o GAUTIER modificado torna-se muito melhor ao compará-lo ao original. Isto leva a deduzir que os modelos modificados são melhores nas estimativas de irradiâncias médias horárias e irradiação diária.

Uma razão para as sobreestimativas no modelo GAUTIER modificado pode residir na subestimativa da reflectância planetária. Observando a resposta espectral do sensor do Meteosat-4 VIS (Fig. 3.1), pode-se pensar que a constante de calibração se refere efetivamente a um intervalo espectral menor (por exemplo,  $0.5 - 0.9 \mu\text{m}$ ), mais condizente com a sensibilidade real do sensor. Nesse caso, a reflectância planetária em ( $0.5 - 0.9 \mu\text{m}$ ) resulta num valor maior que ao considerar ( $0.4 - 1.1 \mu\text{m}$ ), e a estimativa de irradiância visível à superfície deve ser menor.

Uma outra fonte de discrepância entre valores estimados e medidos pode provir dos ângulos de visada diferentes para o satélite e para um instrumento à superfície, para o qual a nebulosidade efetiva pode resultar num valor diferente que a estimada por satélite. Finalmente, a estimativa GAUTIER se refere à média do alvo de  $5 \times 5$  píxeis. Pode acontecer que um local dentro do alvo não observe a mesma passagem de nuvens sobre ele do que a esperada ao considerar uma média sobre  $25 \times 25$  Km.

---

Belem do Brejo do Cruz, janeiro 1991

---

	G. Orig.	G. Modif.	T. Orig.	T. Modif.	Actinógrafo
médias	5266	4723	4382	4338	4338
Erro médio	927	385	45	-13	
r	0.87	0.91	0.81	0.93	
$\sigma$	1283	742	656	923	938

---

Cabaceiras, janeiro 1991

---

médias	4742	4423	4063	4182	4364
Erro médio	378	59	-301	-181	
r	0.80	0.83	0.76	0.84	
$\sigma$	848	623	431	741	573

---

Tabela 4.5 - Parâmetros estatísticos para irradiação diária ( $Wh/m^2$ ).

## 5. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Foram estudados resultados de dois modelos de estimativa de radiação à superfície: um estatístico e um físico. Foram desenvolvidos, a partir destes novos modelos que se adaptaram melhor à estimativa de irradiação na região paraibana. Estes modelos são de estimativa simples. Algumas vantagens e desvantagens são apresentadas a seguir:

Para os modelos TARPLEY

Os modelos TARPLEY são bons estimadores de radiação à superfície, principalmente quando se trata de uma atmosfera livre de nuvens ou parcialmente nublada. Já para uma atmosfera com nebulosidade extensa os modelos tendem a sobreestimar a radiação. Esta última conclusão é preliminar, sendo que os dados analisados (duas estações, com 15 dias de um mês) não apresentaram frequência elevada de cobertura total.

Os limiares ( $B_1$  e  $B_2$ ) que delimitam a atmosfera sem nuvens, parcialmente nublada e nublada são fatores que influenciam diretamente a estimativa de radiação à superfície. É através deles que se efetua o cálculo da nebulosidade, que por sua vez define qual a expressão do modelo a ser utilizada (v. eqs. 2.4.3-5). Para irradiação diária o TARPLEY modificado mostrou-se mais coerente com relação à verdade terrestre. Isto deve-se principalmente ao fato de que a transmitância torna-se o fator de maior importância para a atmosfera que está livre de nuvens em contraste com o TARPLEY original (no qual  $\cos Z$  é o termo predominante).

Os modelos TARPLEY serão melhor analisados se aplicados para grandes áreas. Nas condições deste trabalho (uso de dados de duas estações) o aspecto de interpolação regional não podia ser testado.

Para avaliar a nebulosidade os modelos não são bons estimadores ao serem comparados com a verdade terrestre (actinógrafo). Sabe-se de antemão que a nebulosidade avaliada através de satélite é calculada a partir da média espacial dos níveis de cinza. Torna-se assim difícil a comparação com dados actinográficos.

Para os modelos GAUTIER

Os modelos GAUTIER são relativamente simples no que tange à manipulação dos dados de satélite, sendo desnecessário, em primeira instância, dispor de dados de superfície para calibração. Alguns dados meteorológicos genéricos (como água precipitável) podem limitar-se as médias climatológicas. A comparação da irradiância média horária estimada com dados à superfície, evidencia que há uma sobreestimativa nos dois modelos, sendo menor no GAUTIER modificado. Para irradiação diária permanece sobreestimando, sendo da ordem de 23% para o original e de 15% para o modificado. Poderia arguir-se que o satélite utilizado (Meteosat) era diferente daquele do modelo original. Todavia, corrigida a sobreestimativa, a ordem da dispersão remanescente é de 13% para o original e de 7 a 12% para o modificado. No trabalho de Arai e Moraes, 1992 (utilizando dados GOES), também encontrou-se sobreestimativa da ordem de 28%. Uma fonte de sobreestimativa pode residir no uso inadequado da constante de calibração para estimar fluxo emergente no topo da atmosfera.

Conclusão:

Os modelos TARPLEY e o GAUTIER modificado apresentam-se como relativamente bons na base diária. O modelo GAUTIER tem a vantagem de não requerer de verdade terrestre para avaliar coeficientes fundamentais, exceto alguns parâmetros meteorológicos simples.



Recomendações:

- Para os modelos TARPLEY recomenda-se que novos critérios de limiares  $B_1$  e  $B_2$  sejam estudados, e que a quantidade de estações e áreas sejam maiores.
- Para os modelos GAUTIER incluir a absorção pelo o ozônio.
- Considerar os efeitos dos constituintes atmosféricos e efeitos de aerossóis nas regiões analisadas.
- Estudar o impacto da resposta espectral do sensor Meteosat-VIS na estimativa de reflectância planetária efetiva.
- Melhor definir tipos de nuvens presentes, utilizando-se de canais infravermelho e do vapor d'água do Meteosat.

Dos dados que foram analisados neste trabalho percebe-se que a utilização de satélite na estimativa de radiação solar à superfície é viável, tendendo a melhorar ao seguir-se as recomendações citadas anteriormente.

## 6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABEL, P.G.. (1983). Prelaunch radiance calibration of VISSR/VAS. NOAA/NESS Tech. Note E/RA22, 7 pp.
- ARAI, N. e MORAES, E.C. (1992). Radiação solar: comparação entre dados de radiação por satélite e estações do DNMET. *Anais V.1*, pp. 188-194, VII Congresso Bras. de Meteor., São Paulo.
- BEZERRA, V.F. e CEBALLOS, J.C. (1992). Comparação entre heliógrafo e actinógrafo na estimativa de nebulosidade. *Anais V.1*, pp. 199-202, VII Congresso Bras. de Meteor., São Paulo.
- CANO, D.; MONGET, J.M.; ALBUISSON, M. GUILLARD, H.; REGAS, N. e WALD, L. (1986). A method for the determination of the global solar radiation from meteorological satellite data. *Solar Energy* 37(1): 31-39.
- CEBALLOS, J.C. (1986). *Um modelo estocástico de propagação da radiação solar na atmosfera*. Tese de Doutorado. IAG-USP. São Paulo.
- CEBALLOS, J.C. (1993). Brilhos extremos em imagens Meteosat-4 VIS na área paraibana. *Anais, V.2*, pp. 323-327, VII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Curitiba, PR.
- CEBALLOS, J.C. e MOURA, G.B.A. (1992). Estimativa de nebulosidade mediante satélite: um estudo de alcances e limitações do método. *Anais V.1*, pp. 127-131, VII Congresso Bras. de Meteor., São Paulo, SP.

- CEBALLOS, J.C.; MOURA, G.B.A.; BEZERRA, V.F. e FARIAS, J. d'A.A. (1993). Desempenho de heliógrafos e actinógrafos na estimativa de insolação e fluxo direcional. *Revista Brasileira de Meteorologia*, no prelo.
- COULSON, K.L. (1959). Characteristics of the radiation emerging from the topo of a Rayleigh atmosphere, 1 e 2. *Planet. Space Sci.* 1:256-284.
- DAVIES, J.A.; SCHERTZER e NUNEZ, M. (1975). Estimating global solar radiation. *Bound-Layer Meteor.*, 9:33-52.
- DEDIEU, G.; DESCHAMPS, P.Y. e KEER, Y.H. (1987). Satellite estimation of solar irradiance at the surface of the Earth and of surface albedo using a physical model applied to Meteosat data. *J. Climate and Appl. Meteor.* 26:76-87.
- DIK, G.R. e GAUTIER, C. (1983). Improvements to a simple model for estimating insolation from GOES satellite data. *J. Climate and Appl. Meteor.* 22(3):505-508.
- FATTORI, A.P. e CEBALLOS, J.C. (1988). Algumas análises do comportamento de um actinógrafo bimetálico Fuess modelo 58d. *Revista Brasileira de Meteorologia*. 3:247-256.
- GAGLIARDINI, D.A. (1986). Informe de actividades sobre la determinacion de la radiacion solar global sobre una parte de America del Sur, mediante el satelite geostacionario GOES-EAST: comparacion con mediciones hechas desde Tierra en la Republica Argentina. *Revista Selper*. 3:152-158.
- GAUTIER, C.; DIK, G. e MASSE, S. (1980). A simple physical model to estimate incidente solar radiation at the surface from Goes satellite data. *J. Appl. Meteor.* 19:1005-1012.

- GAUTIER, C. (1982). Mesoscale insolation variability derived from satellite data. *J. Appl. Meteor.* 21:51-58.
- HAY, J.E. e HANSON, K.J. (1978). A satellite-based methodology for determining solar irradiance at the ocean surface during GATE, *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 59:1549.
- IQBAL, M. (1983). *An introduction to solar radiation*. New York. Academic Press.
- KOEPKE, P. (1982). Vicarious calibration in the solar spectral range by means of calculated radiances and its application to Meteosat. *Appl. Optics*, 21(15):2845-2854.
- KRIEBEL, K.T. (1981). Calibration of the Meteosat VIS-channel by airborne measurements. *Applied Optics*, 20, 11.
- KRIEBEL, K.T. e AMANN, V. (1993). Vicarious calibration of the Meteosat visible channel. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. 10:225-232.
- LACIS, A.A. e HANSEN, J.E. (1974). A parameterization for the absorption of solar radiation in the Earth's atmosphere. *J. Atmos. Sci.* 31:118-133.
- McDONALD, J.E. (1960). Direct absorption of solar radiation by atmospheric water vapor. *J. of Meteor.* 17:319-328.
- McCLATCHEY, R.A.; FENN, R.W.; SELBY, J.E.A.; VOLZ, F.E. e GARING, J.S. (1972). Optical properties of the atmosphere. Air Force Cambridge Res. Laboratories. *Environ. Res. Papers* n° 497, US Air Force.
- MORAES, E.C. (1986). *Comparação entre métodos de estimativa da radiação solar: satélite e convencional*. Dissertação de mestrado-INPE.

- MOSER, W. e RASCHKE, E. (1983). Mapping of global radiation and cloudiness from Meteosat image data. *Meteor. Rundschau*. 36:33-41.
- MOTA, F.S.; BEISDORF, M.I.C. e ACOSTA, M.J.C. (1977). Estimativa preliminar da radiação solar no Brasil. *Ciência e Cultura* 29:1274-1283.
- MOURA, G.B.A. (1991). *Estudos do fluxo direcional solar em São Gonçalo, PB*. Relatório de bolsa de aperfeiçoamento, DCA.CCT.UFPb. 35pp.
- NORTON, C.C.; MOSHER, F.R.; HINTON, B.; MARTIN, D.W.; SANTER, D. e KUHLOW, W. (1980). A model for calculating desert aerosol turbidity over the oceans from geostationary satellite data. *J. Appl. Meteor.* 19:633-644.
- NUNEZ, M.; HART, T.L. e KALMA, J.D. (1984). Estimating solar radiation in a tropical environment using satellite data. *J. Climat.* 4:573-585.
- PALTRIDGE, G.W. (1973). Direct measurement of water vapor absorption of solar radiation in the free atmosphere. *J. Atmos. Sci.* 30:156-160.
- PALTRIDGE, G.W. e PLATT, C.M.R. (1976). *Radiative processes in Meteorology and Climatology*. Elsevier Sci. Pub. Co., 318 pp.
- PARKER, L.; WELCH, R.M. e MUSIL, D.J. (1986). Analysis of spatial inhomogeneities in cumulus clouds using high spatial resolution Landsat data. *J. Climate Appl. Meteor.* 25:1301-1314.
- PINKER, R.T.; EWING, J.A. (1985). Modeling surface solar radiation: Model formulation and validation. *J. Climate Appl. Meteor.* 24:389-401.

- RAO, P.K.; HOLMES, S.J.; ANDERSON, R.K.; WINSTON, J.S. e LEHR, P.E. (1990). *Weather satellites: Systems, data and environmental applications*. Amer. Meteor. Soc.
- RAPHAEL, C. e HAY, J.E. (1984). An assessment of models which use satellite data to estimate solar irradiance at the Earth's surface. *J. Climate Appl. Meteor.* 23:832-844.
- REYNOLDS, D.W.; VONDER HAAR, T.H.V. e STEPHEN, K.C. (1975). The effect of solar radiation absorption in the tropical troposphere. *J. Appl. Meteor.* 14:433-444.
- ROBINSON, N. (1966). *Solar radiation*. Elsevier, Amsterdam, 347 pp.
- SCHMETZ, J.; RASCHKE, E. e FIMPEL, H. (1981). Solar and thermal radiation in maritime and stratocumulus clouds. *Contribs. to Atmos. Phys.* 54:442-452.
- SEZE, G. e DESBOIS, M. (1987). Cloud cover analysis from satellite imagery using spacial and temporal characteristics of the data. *J. Climate Appl. Meteor.* 26:287-303.
- SILVA, M.G. (1988). *Vapor d'água na atmosfera do Nordeste: Taxas de aquecimento por absorção de radiação solar direta*. Relatório de iniciação científica, DCA.UFPb. 20 pp.
- SMITH, W.L.; HERMAN, L.D.; SCHREINER, T.; HOWELL, H.B. e MENZEL, P. (1981). Radiation budget characteristic of the onset of the summer monsoon. *Inst. Conf. on Early Results of FGGE and large Scale aspects of its monsoon Experiments*. Tallahassee, 11 pp.
- STUHLMANN, R.; RIELAND, M. E RASCHKE, E. (1990). An improvement at of the IGMK model to derive total and diffuse solar radiation at the surface from satellite data. *J. Appl. Meteor.* 29:596-603.

- TANRE, D.; HERMAN, M.; DESCHAMPS, P.Y.; e LEFFE, A. (1979). Atmospheric modeling for space measurements of ground reflectances, including bidirectional properties. *Appl. Opt.*, 18: 3587-3594.
- TARPLEY, J.D. (1979). Estimating incident solar radiation at the surface from geostationary satellite data. *J. Appl. Meteor.* 18: 1172-1181.
- WELCH, R.M. e COX, S.K. (1980a). The effect of monomodal drop size distributions top heights, cloud thickness and vertical water vapor profiles upon cloud heating rates and the cloud radiation field. In: *Solar Radiation and Clouds. Cap. 2 - Amer. Meteor. Soc., Meteor. Monographs. V. 17, N<sup>o</sup> 39.*
- WHITLOCK, C.H.; STAYLOR, W.F.; DARNELL, W.L.; CHOU, M.D.; DEDIEU, D.; DESCHAMPS, P.Y.; ELLIS, J.; GAUTIER, C.; FROUIN, R.; PINKER, R.T.; LASLO, I.; ROSSOW, W.B. e TARPLEY, D. (1990). Comparison of surface radiation budget satellite algorithms for downwelled shortwave irradiance with Wisconsin FIRE/SRB surface-truth data. Preprints pp. 237-242, Seventh Conf. on Atmosf. Radiation. S. Francisco, EUA. *American Meteorological Society.*
- WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION (WMO). (1971). Measurement of radiation and sunshine. In: *Guide to Meteorological Instrument and Observing Practices.* Geneve, WMO, N<sup>o</sup> 8.
- YAMAMOTO, G. (1962). Direct absorption of solar radiation by atmospheric water vapor, carbon dioxide and molecular oxygen. *J. Atmos. Sci.* 19:182-188.