

## **Impacto da correção atmosférica no cômputo do albedo e do IVAS no PARNA Catimbau (PE – Brasil) utilizando imagens TM – Landsat 5 e o SEBAL/METRIC**

Célia Cristina Clemente Machado<sup>1</sup>  
Josiclêda Domiciano Galvêncio<sup>1</sup>  
Bernardo Barbosa da Silva<sup>2</sup>  
Tiago Henrique de Oliveira<sup>1</sup>  
Eugênia Cristina Gonçalves Pereira<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Dept. Ciências Geográficas, Universidade Federal de Pernambuco - UFPE  
Cidade Universitária – 50740-530 - Recife – PE, Brasil  
celiamachado.machado@gmail.com, josicleda@hotmail.com, thdoliveira5@gmail.com,  
eugenia.pereira@pq.cnpq.br

<sup>2</sup> Dept. Recursos Naturais da Universidade Federal de Campina Grande – UFCG  
Bodocongó – 58109-900 – Campina Grande - PB, Brasil  
bernardo@dca.ufcg.edu.br

**Abstract.** Surface albedo and IVAS analysis is of great importance in semi-arid environments. The Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) has been used to obtain the various components of the energy and radiation balance, such as the surface albedo. The Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration (METRIC) is an improvement of SEBAL and promotes an atmospheric correction for each spectral band. The main objective of this study was the determination of the surface albedo in the National Park of Catimbau (PE), using three different methods of atmospheric correction, and to evaluate the impact of atmospheric correction in the reflectivity of each spectral band used to compute IVAS. In order to accomplish that, six TM – Landsat 5 images from orbit and point 215/66 and dating from 26<sup>th</sup> May 2005, 04<sup>th</sup> October 2006, 19<sup>th</sup> July 2007, 23<sup>th</sup> September 2008, 13<sup>th</sup> November 2009 and 29<sup>th</sup> September 2010, were used. The albedo calculated by METRIC method showed the lowest values and differences around 10,3% and 14,7% from albedo calculated by Allen and Idaho method, respectively. In numerous studies, the albedo-METRIC showed great agreement with measurements of surface. So, this study emphasizes that caution is needed when using Allen and Idaho method and in the interpretation of their results, especially when used to calculate de Net Surface Radiation and the 24-Hour Evapotranspiration – the accumulating error can lead to imprecise results. In addition, the results showed a great difference between IVAS with and without atmospheric correction.

**Palavras-chave:** remote sensing, spectral radiance, image processing, atmospheric transmissivity, sensoriamento remoto, radiância espectral, processamento de imagens, transmissividade atmosférica.

### **1. Introdução**

O sensoriamento remoto apresenta como principal vantagem a geração de informações com rapidez e a baixo custo. Estudos envolvendo balanço de radiação e de energia exigem dados de superfície. Se existisse uma malha de estações de superfície seria difícil gerenciá-la e mantê-la em funcionamento devido aos custos elevados de manutenção e outras agravantes. Dessa forma, imagens de satélite têm, atualmente, cobertura planetária e de alta resolução para atender a esses estudos (Giongo et al., 2010).

O albedo da superfície é um importante parâmetro do balanço de radiação, sendo definido como a razão entre a radiação solar refletida e a radiação solar incidente em dado instante (Silva et al., 2009). A análise da variação do albedo é de suma importância, pois o seu monitoramento global possibilita identificar importantes alterações que ocorrem em diversos biomas do nosso planeta, resultantes de processos naturais e/ou antropogênicos. O albedo tem sido largamente utilizado na avaliação ambiental de regiões semiáridas (Bastiaanssen, 2000; Silva et al., 2005; Govaerts e Lattanzio, 2008) e como indicador de desertificação (Xu et al., 2009).

Índices de vegetação são medidas radiométricas adimensionais que indicam a abundância relativa e a atividade da vegetação (Jensen, 2009). O índice de vegetação ajustado por solo (IVAS), proposto por Huete (1988), é um dos mais amplamente utilizados. De acordo com Haboudane et al. (2004), o fator de correção para minimizar as variações de brilho dos solos, apresentado pelo IVAS, o torna preferível em regiões semiáridas, de vegetação tendencialmente mais esparsa, onde a resposta do solo predomina em relação à resposta da vegetação. Por esse motivo, o IVAS torna-se um índice adequado para o Parque Nacional do Catimbau, inserido no bioma da caatinga.

O SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*), proposto por Bastiaanssen (1995), é um algoritmo que tem se destacado e que proporciona a obtenção de diferentes componentes dos balanços de radiação e energia. O METRIC (*Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration*), constitui um aprimoramento do SEBAL (Tasumi, 2003; Allen et al., 2007). Nesse algoritmo, efetua-se correção atmosférica em cada uma das bandas espectrais do Mapeador Temático do satélite Landsat 5 combinadas para obtenção do albedo da superfície.

Perante a importância ambiental do albedo da superfície e do IVAS em ambientes semiáridos, o presente estudo objetiva mapear o albedo no Parque Natural do Catimbau, mediante imagens obtidas com o TM – Landsat 5 e utilizando diferentes metodologias de correção atmosférica. A pesquisa objetiva também avaliar o impacto da correção atmosférica na refletividade das bandas espectrais usadas no cômputo do IVAS, várias vezes usado sem a mencionada correção.

## **2. Metodologia de Trabalho**

### **2.1 Área de estudo**

O Parque Nacional do Catimbau (PARNA Catimbau) encontra-se localizado no estado de Pernambuco na Região Nordeste do Brasil (NEB), entre as coordenadas geográficas 8° 24' 00" e 8° 36' 35" S e 37° 09' 30" e 37° 14' 40" W, totalizando uma área de 62.300 ha. Localiza-se na região central do estado, ficando sua área distribuída entre os municípios de Buíque, Tupanatinga e Ibimirim. Situado na zona de transição entre o agreste e o sertão, o clima predominante é semiárido do tipo Bsh, com transição para o tropical chuvoso, do tipo As' segundo a escala de Köppen. As alturas médias das chuvas anuais variam de 650 a 1100 mm, com grande irregularidade no regime interanual. Cerca de 60 a 75% das chuvas ocorrem no período de março/abril até junho/julho. O período de menor pluviosidade vai de setembro a janeiro, sendo outubro o mês mais seco. Quanto à temperatura, esta se mantém regular de médias anuais elevadas, oscilando em torno dos 23 °C. O mês de temperatura mais baixa é julho, com valores equivalentes a 21°C, enquanto dezembro, com temperatura média de 25°C, é o mês mais quente (SNE, 2002).

### **2.2 Obtenção e tratamento dos dados e das imagens**

Os dados meteorológicos necessários à obtenção do albedo da superfície (temperatura do ar, umidade relativa e pressão atmosférica) foram obtidos a partir da estação meteorológica de Arcoverde, através da consulta da plataforma de dados do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) e do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). A estação de Arcoverde fica situada a cerca de 38 km do centro do Parque.

Para alcançar os objetivos da pesquisa foram utilizadas seis imagens da área de estudo, captadas pelo sensor TM (*Thematic Mapper*) do satélite Landsat 5, cedidas pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Essas imagens correspondem à órbita 215 e ponto 66 com datas de passagem em 26 de maio de 2005, 04 de outubro de 2006, 19 de julho de 2007, 23 de setembro de 2008, 13 de novembro de 2009 e 29 de setembro de 2010.

As imagens foram registradas empregando a correção geométrica com polinomial de 2ª ordem e utilizando uma imagem de referência ortoretificada obtida do site [www.landsat.org](http://www.landsat.org). Posteriormente, procedeu-se ao recorte das imagens tendo em consideração os limites do Parque e os 10 km da área de amortecimento.

O pré-processamento das imagens de satélite, o cômputo do albedo e do IVAS e a montagem final dos layouts foram realizados utilizando os programas Erdas Imagine 9.3 e ArcGis 9.3 (licença do Departamento de Ciências Geográficas da UFPE).

### 2.3 Radiância espectral

Esta primeira etapa corresponde ao processo de calibração radiométrica, no qual o Número Digital (ND) de cada pixel da imagem original é convertido em radiância espectral monocromática ( $L_{\lambda,i}$  -  $W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$ ), a partir da Equação 1 proposta por Markham e Baker (1987):

$$L_{\lambda i} = a_i + \frac{b_i - a_i}{255} ND \quad (1)$$

onde a e b são as radiâncias espectrais mínima e máxima, respectivamente ( $W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$ ), ND é a intensidade do pixel (valor inteiro entre 0 e 255) e i corresponde às bandas (1,2, ... e 7) do TM - Landsat 5. Os coeficientes de calibração utilizados são os propostos por Chander et al. (2007) (Tabela 1).

Tabela 1. Descrição das bandas e faixas espectrais correspondentes ao TM - Landsat 5, coeficientes de calibração mínimo (a) e máximo (b), irradiância solar espectral no topo da atmosfera ( $ESUN_{\lambda}$ ) e coeficientes das diferentes bandas usados no cômputo do albedo.

Bandas	Faixa espectral ( $\mu m$ )	Coeficiente de Calibração ( $W m^{-2} \mu m^{-1}$ )						$ESUN_{\lambda}$ ( $W m^{-2} \mu m^{-1}$ )	$W_{\lambda i}$
		De 01/03/1984 até 04/05/2003		De 05/05/2003 até 01/04/2007		Após 02/04/2007			
		a	b	a	b	a	b		
1 (azul)	0,45 – 0,52	-1.52	152.10	-1.52	193.00	-1.52	169.00	1957	0.293
2 (verde)	0,52 – 0,60	-2.84	296.81	-2.84	365.00	-2.84	333.00	1826	0.274
3 (vermelho)	0,63 – 0,69	-1.17	204.30	-1.17	264.00	-1.17	264.00	1554	0.233
4 (IV-próx.)	0,76 – 0,90	-1.51	206.20	-1.51	221.00	-1.51	221.0	1036	0.155
5 (IV-médio)	1,55 – 1,75	-0.37	27.19	-0.37	30.20	-0.37	30.2	215.0	0.032
6 (IV-termal)	10,4 – 12,5	1.2378	15.303	1.2378	15.303	1.2378	15.303	-	-
7 (IV-médio)	2,08 – 2,35	-0.15	14.38	-0.15	16.50	-0.15	16.50	80,67	0.012

### 2.4. Reflectância espectral planetária

A reflectância planetária (Equação 2) é dada pela razão entre a integração hemisférica da radiância monocromática e a irradiância solar monocromática incidente numa superfície horizontal sendo obtida através da equação (Allen et al., 2002):

$$\rho_{\lambda i} = \frac{\pi \cdot L_{\lambda i}}{ESUN_{\lambda} \cdot \cos Z \cdot d_r} \quad (2)$$

onde  $L_{\lambda i}$  é a radiância espectral de cada banda,  $ESUN_{\lambda}$  é a irradiância solar espectral de cada banda no topo da atmosfera ( $W m^{-2} \mu m^{-1}$ ) (Tabela 1), Z é o ângulo zenital solar e  $d_r$  é o inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol.

## 2.5 Albedo planetário

O albedo planetário corresponde ao albedo no topo da atmosfera ( $\alpha_{toa}$ ), portanto, sem qualquer correção atmosférica, segundo a Equação 3 (Allen et al. 2002; Trezza, 2002; Allen et al., 2007)

$$\alpha_{toa} = W_{\lambda 1} \cdot \rho_{\lambda 1} + W_{\lambda 2} \cdot \rho_{\lambda 2} + W_{\lambda 3} \cdot \rho_{\lambda 3} + W_{\lambda 4} \cdot \rho_{\lambda 4} + W_{\lambda 5} \cdot \rho_{\lambda 5} + W_{\lambda 7} \cdot \rho_{\lambda 7} \quad (3)$$

onde  $\rho_{\lambda i}$  representa a reflectância planetária de cada banda  $i$  e  $W_{\lambda i}$  são os pesos de cada banda na composição do albedo planetário, sendo igual a razão entre o  $ESUN_{\lambda}$  e o somatório de todos os  $ESUN_{\lambda}$  (Tabela 1).

## 2.6 Albedo da Superfície

O albedo da superfície ou albedo corrigido os efeitos atmosféricos, foi obtido segundo três procedimentos, descritos abaixo.

### 2.6.1 Albedo Allen

Este método de cálculo do albedo da superfície ( $\alpha_{sup}$ ) se baseou na Equação 4, proposta por Bastiaanssen (2000):

$$\alpha_{sup} = \frac{\alpha_{toa} - \alpha_{atm}}{\tau_{sw}} \quad (4)$$

onde  $\alpha_{toa}$  representa o albedo planetário,  $\alpha_{atm}$  é a porção da radiação solar refletida pela atmosfera [utilizou-se o valor de 0,03, conforme Bastiaanssen (2000)], e  $\tau_{sw}$  é a transmissividade atmosférica (Equação 5) para a radiação solar em condições de céu claro obtida por (Allen et al., 2002)

$$\tau_{sw} = 0,75 + 2.10^{-5} \cdot MED \quad (5)$$

em que MED representa a altitude (m) de cada pixel, extraída do Modelo de Elevação Digital.

### 2.6.2 Albedo Idaho

O método de Idaho difere do albedo Allen apenas no cálculo da transmissividade atmosférica, para o qual se adotou a metodologia de Trezza (2002) e Tasumi (2003), sendo necessárias medidas de pressão atmosférica, temperatura e umidade relativa do ar, usadas no cálculo da água precipitável da atmosfera e da pressão parcial de vapor de água. A transmissividade atmosférica é obtida de acordo com a Equação 6:

$$\tau_{sw} = K_B + K_D \quad (6)$$

em que  $K_B$  é o índice de turbidez atmosférica para a radiação solar direta e  $K_D$  é o índice de turbidez associada à radiação solar difusa ASCE-EWRI (2005).

### 2.6.3 Albedo Metric

O que distingue o METRIC dos anteriores métodos é a correção banda a banda realizada na reflectância espectral planetária ( $\rho_{sup,i}$ ), conforme a Equação 7 (Allen et al., 2007; Tasumi, 2003):

$$\rho_{sup,i} = \frac{\rho_{\lambda,i} - \rho_{atm,i}}{\tau_{inc,i} \cdot \tau_{asc,i}} \quad (7)$$

onde  $\rho_{sup,i}$  é a reflectividade à superfície da banda  $i$ ,  $\rho_{\lambda,i}$  é a reflectividade planetária no topo da atmosfera (calculada pela Equação 2),  $\rho_{atm,i}$  é a reflectância atmosférica, adquirida pela equação 10 detalhada mais adiante,  $\tau_{inc,i}$  é a transmissividade atmosférica relativa à radiação solar

incidente na superfície e  $\tau_{asc,i}$  é a transmissividade relativa à radiação refletida pela superfície, obtidos para as bandas  $i$  (1,2,3,4,5 e 7 do TM –Landsat 5), individualmente.

A transmissividade incidente ( $\tau_{inc,i}$ ) é obtida pela Equação 8 proposta em Tasumi et al. (2003):

$$\tau_{inc,i} = C_1 \exp \left[ \frac{C_2 \cdot P_{atm}}{k_t \cdot \cos Z} - \frac{C_3 \cdot W + C_4}{\cos Z} \right] + C_5 \quad (8)$$

onde  $C_1$ ,  $C_2$ ,  $C_3$ ,  $C_4$  e  $C_5$  são coeficientes fornecidos através de modelo de transferência radiativa, determinados para cada banda espectral  $i$  por Tasumi et al. (2003),  $P_{atm}$  é a pressão atmosférica média (KPa),  $W$  é a água precipitável na atmosfera (mm),  $Z$  é o ângulo zenital solar e  $k_t$  é o coeficiente de turbidez atmosférica.

A transmissividade ascendente ( $\tau_{asc,i}$ ) é obtida pela Equação 9:

$$\tau_{inc,i} = C_1 \exp \left[ \frac{C_2 \cdot P_{atm}}{k_t \cdot \cos \eta} - \frac{C_3 \cdot W + C_4}{\cos \eta} \right] + C_5 \quad (9)$$

em que  $\eta$  representa o ângulo zenital do sensor TM (próximo de 0 e, portanto,  $\cos \eta = 1$ ).

A reflectância atmosférica ( $\rho_{atm,i}$ ) relativa a cada faixa espectral do TM é calculada mediante equação (Allen et al., 2007 e Tasumi et al., 2003):

$$\rho_{atm,i} = C_{\lambda,i} (1 - \tau_{inc,i}) \quad (10)$$

em que  $C_{\lambda,i}$  é um parâmetro determinado para cada banda do sensor TM.

O albedo da superfície, corrigido segundo METRIC, é computado através da combinação linear expressa pela Equação 3, com as reflectâncias monocromáticas obtidas pela Equação 7 e pesos ( $W_b$ ) constantes em Allen et al. (2007).

## 2.7 Índice de Vegetação Ajustado por Solo (IVAS)

Para o cálculo do Índice de Vegetação Ajustado para os Efeitos do Solo (IVAS) utilizou-se a seguinte expressão (Huete, 1988) (Equação 11):

$$IVAS = \frac{(1+L)(\rho_{IV} - \rho_V)}{(L + \rho_{IV} + \rho_V)} \quad (11)$$

onde  $L$  é constante. Utilizou-se  $L = 0,1$  baseado em Silva (2009). O IVAS entra no cálculo do Índice de Área Foliar (IAF) que, por sua vez, entra no cálculo das emissividades de cada pixel e, então, da temperatura da superfície. O IVAS também é utilizado para o cálculo do coeficiente de rugosidade local, um parâmetro utilizado no cálculo do fluxo de calor sensível.

## 3. Resultados e Discussão

Na Tabela 2 estão representados os valores médios de albedo da superfície obtidos com o SEBAL na área de estudo, segundo os três diferentes procedimentos de correção atmosférica. Sistemáticamente, o albedo METRIC apresentou os menores valores médios. O albedo Idaho, com valores médios mais próximos ao método Allen, foi o que apresentou os maiores valores médios em todas as imagens. Estes resultados estão de acordo com os encontrados em outros estudos, como o de Silva et al. (2009) em áreas heterogêneas do estado do Ceará e de Santos et al. (2010), no município de Itaituba. O método METRIC apresentou diferenças relativas médias com o método Allen, o mais comumente utilizado, de aproximadamente 10,3 % e diferenças ainda maiores, na ordem de 14,7%, com o método de Idaho. Vários estudos têm demonstrado, através de medições do albedo em campo, que o método METRIC apresenta maior acurácia e, portanto, as menores diferenças com as medições piranométricas (Silva et al., 2008; Silva et al., 2009; Silva, 2009). Os mesmos autores também verificaram que o

método Idaho foi o que apresentou as maiores diferenças com o albedo medido. Desta forma, se evidencia que é necessária cautela no uso dos métodos Allen e Idaho e na interpretação dos mapas gerados por estes, principalmente se o albedo computado for utilizado no cálculo do saldo de radiação e da evapotranspiração real diária através do SEBAL-METRIC, pois pode levar a um acúmulo de erro e a resultados muito díspares da realidade.

Tabela 2. Valores médios do Albedo obtido com os métodos de correção atmosférica de Allen, Idaho e METRIC para toda a área de estudo e as Diferenças Relativas Médias (DRM) entre cada um dos métodos avaliados, para os dias selecionados.

Método	Data do imageamento						Média
	26 /mai/05	04/out/06	19/jul/07	23/set/08	13/nov/09	29/set/10	
Allen	0,149	0,184	0,137	0,147	0,167	0,15	
Idaho	0,167	0,191	0,151	0,151	0,168	0,153	
Metric	0,139	0,158	0,122	0,134	0,148	0,135	
DRM (%) Idaho/Allen	10,8	3,7	9,3	2,6	0,6	2,0	4,8
DRM (%) Allen/Metric	6,7	14,1	10,9	8,8	11,4	10	10,3
DRM (%) Idaho/Metric	16,8	17,3	19,2	11,3	11,9	11,8	14,7

Na Figura 1 são apresentados os albedos obtidos pelos três diferentes métodos de correção atmosférica apenas para uma das datas do imageamento (29 de setembro de 2010), a mais recente, devido a limitação de páginas estipulada pelas normas do evento.

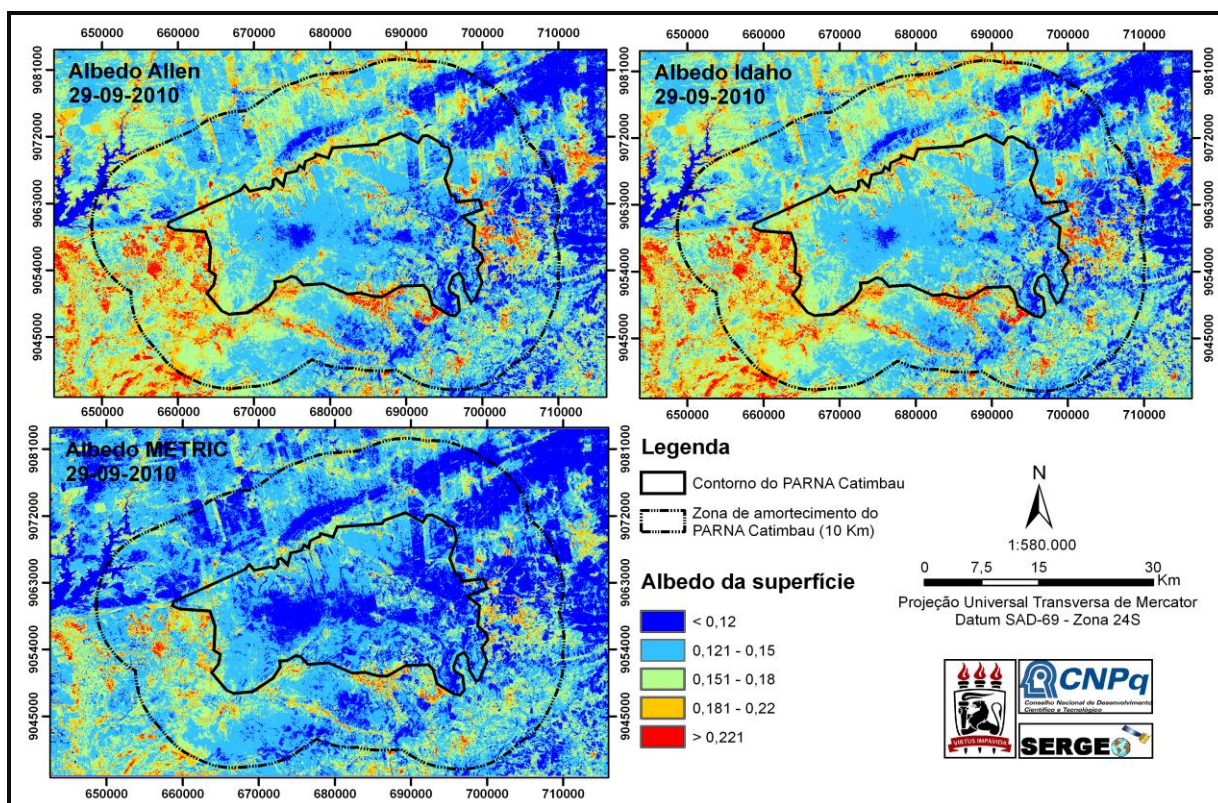


Figura 1. Albedo da superfície pelos métodos Allen, Idaho e METRIC para o dia 29 de Setembro de 2010.

Observa-se que as diferenças entre o albedo pelo método de Allen e Idaho são pouco perceptíveis, no entanto, as diferenças entre estes dois e o albedo METRIC são acentuadas. No albedo METRIC a zona limítrofe do PARNA Catimbau, mais susceptível às perturbações antrópicas, apresenta valores menores, entre 0,12 e 0,18, diferentemente do observado com o albedo Allen e Idaho, onde os valores variam entre 0,15 e 0,22. No centro do Parque, onde existe vegetação nativa preservada, observam-se valores inferiores a 0,12 no albedo METRIC, enquanto que no albedo Allen e Idaho estes valores variam entre 0,12 e 0,15.

Na Tabela 3 estão representados os valores de IVAS com e sem correção atmosférica para toda a área de estudo em relação aos dias selecionados. Os valores corrigidos apresentaram, em todos os dias analisados, valores superiores aos do IVAS sem correção. A média das diferenças relativas médias (DRM) para todas as datas estudadas foi de 18,7%. Evidencia-se, portanto, que a correção atmosférica afeta grandemente o valor de IVAS. Outros estudos já revelaram os mesmos resultados com outros índices de vegetação, como o de Silva et al. (2009) que apresentou DRM entre índice de vegetação por diferença normalizada (IVDN), com e sem correção, na ordem dos 11,8%.

Tabela 3. Valores médios do IVAS e IVAS corrigido para toda a área de estudo e as Diferenças Relativas Médias (DRM) com e sem correção para os dias selecionados.

	Data do imageamento						Média
	26 /mai/05	04/out/06	19/jul/07	23/set/08	13/nov/09	29/set/10	
IVAS	0,506	0,232	0,363	0,302	0,248	0,244	
IVAS corrigido	0,620	0,284	0,463	0,365	0,297	0,301	
DRM (%)	18,4	18,3	21,6	17,3	16,5	18,9	18,7

#### 4. Conclusões

Os resultados evidenciam que a correção atmosférica afeta os valores do albedo superficial e do IVAS. A não realização da correção atmosférica pode gerar informações imprecisas e levar a interpretações erradas da realidade.

#### Agradecimentos

Os autores agradecem ao CNPq pelo auxílio financeiro a pesquisa e bolsa de doutorado cedida ao primeiro autor (processo: 141901/2010-1) e de Produtividade em Pesquisa para o último, à CAPES pela bolsa de mestrado cedida ao quarto autor, ao projeto Rede SerCaatinga (processo: 558074/2009-0), ao INPE por ceder as imagens de satélite, ao CPTEC e INMET por disponibilizar os dados meteorológicos necessários à pesquisa e à UFPE.

#### Referências Bibliográficas

Allen, R. G.; Tasumi, M.; Trezza, R. **SEBAL Surface Energy Balance Algorithms for Land - Advance Training and Users Manual – Idaho Implementation**. version 1.0. 2002. 98p.

Allen, R.; Tasumi, M.; Trezza, R. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) – Model. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 133, n. 395, p. 380-394, 2007.

ASCE-EWRI. **The ASCE standardized reference evapotranspiration equation. ASCE-EWRI Standardization of Reference Evapotranspiration Task Committee Rep.**, ASCE, 2005.

Bastiaanssen, W.G.M. Regionalization of Surface Flux Densities and Moisture Indicators in Composite Terrain. A Remote Sensing Approach Under Clear Skies in Mediterranean Climates. 1995. 273p. Tese - Wageningen Agricultural University, The Netherlands. 1995.

Bastiaanssen, W.G.M. SEBAL - Based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. **Journal of Hydrology**, v. 229, p. 87-100, 2000.



Chander, G.; Markham, B.; Barsi, J.A. Revised Landsat-5 Thematic Mapper Radiometric Calibration. **IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters**, v. 4, n. 3, p. 490-494, 2007.

Giongo, P.R.; Moura, G.B. de.; Silva, B.B.; Rocha, H.R. da.; Medeiros, S.R.R.; Nazareno, A.C. Albedo à superfície a partir de imagens Landsat 5 em áreas de cana-de-açúcar e cerrado. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 14, n. 3, p. 279-287, 2010.

Govaerts, Y.; Lattanzio, A. Estimation of surface albedo increase during the eighties Sahel drought from Meteosat observations. **Global and Planetary Change**, v. 64, p. 139-145, 2008.

Haboudane, D.; Miller, J.R.; Pattey, E.; Zarco-Tejada, P.J.; Strachan, I.B. Hyperspectral vegetation indices and novel algorithms for predicting green LAI of crop canopies: Modeling and validation in the context of precision agriculture. **Remote Sensing of Environment**, v. 90, p. 337-352, 2004.

Huete, A.R. Adjusting vegetation indices for soil influences. **International Agrophysics**, v. 4, n. 4, p. 367-376, 1988.

Jensen, J.R. **Sensoriamento remoto do ambiente: uma perspectiva em recursos terrestres**. São José dos Campos: Parêntese, 2009. 604 p.

Markham, B. L.; Barker, J. L. Thematic mapper band pass solar exoatmospherical irradiances. **International Journal of Remote Sensing**, v. 8, n. 3, p. 517-523, 1987.

Santos, F.A.C.; Oliveira, S.D.; Santos, A.N.C.; Silva, B.B. Estimativa do albedo da superfície para o município de Itaituba – PA a partir de imagens TM – Landsat 5. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia (CBMET), 16., 2010, Belém (PA). Anais... Belém: SBMET, 2010. CD-ROM, On-line. Disponível em: [http://www.cbmet2010.com/anais/artigos/195\\_14161.pdf](http://www.cbmet2010.com/anais/artigos/195_14161.pdf).

Silva, B.B. da.; Lopes, G.M.; Azevedo, P.V. de. Determinação do albedo de áreas irrigadas com base em imagens LANDSAT 5-TM. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 13, n. 2, p. 11-21, 2005.

Silva, B.B.; Mendonça, R.R.O.; Silva, S.T.A.; Ferreira, R.C. Mapeamento do albedo de áreas heterogêneas no estado do Ceará com imagens Tm – Landsat 5. **Revista de Geografia**, v.25, n. 2, p. 33-52, 2008.

Silva, B.B. **Mini-curso: determinação da evapotranspiração com imagens Landsat 5 – TM e SEBAL**. Recife, 2009.

Silva, B.B. da.; Mendonça, R.R.O.; Silva, S.T.A.; Bezerra, B.G. Obtenção do albedo e IVDN em áreas heterogêneas do estado do Ceará com imagens TM – Landsat 5 e algoritmo SEBAL/METRIC. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto (SBSR), 14., 2009, Natal. **Anais... Natal: INPE, 2009. Artigos**, p. 475-482.

Silva, S.T.A. Mapeamento da evapotranspiração na Bacia Hidrográfica do Baixo Jaguaribe usando técnicas de sensoriamento remoto. 2009. 119 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande. 2009.

Sociedade Nordestina de Ecologia (SNE). **Projeto Técnico para a Criação do Parque Nacional do Catimbau/PE**. Subprojeto “Proposta para Criação do Parque Nacional do Catimbau/PE”. 2002. 151p.

Tasumi, M. **Progress in operational estimation of regional evapotranspiration using satellite imagery**. 2003. 355 p. Thesis – University of Idaho (USA). 2003.

Tasumi, M.; Trezza, R.; Allen, R.G.; Wright, J.L. U.S. Validation Test on the SEBAL model for evapotranspiration via satellite, ICID Workshop on Remote Sensing of Evapotranspiration for Large Regions, 17 sep 2003.

Trezza, R. Evapotranspiration using a satellite-based surface energy balance with standardized ground control. 2002. 247 p. Thesis (Doctor of Philosophy in Biological and Agricultural Engineering – Ph.D.) – Utah State University, Logan, Utah. 2002.

Xu, D.; Kang, X.; Qiu, D.; Zhuang, D.; Pau, J. Quantitative assessment of desertification using Landsat data on a regional scale – a case study in the Ordos Plateau, China. **Sensors**, v. 9, p. 1738-1753, 2009.