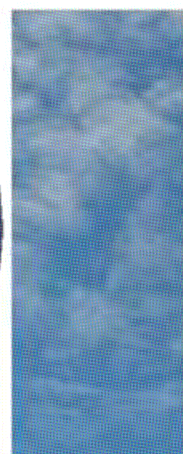
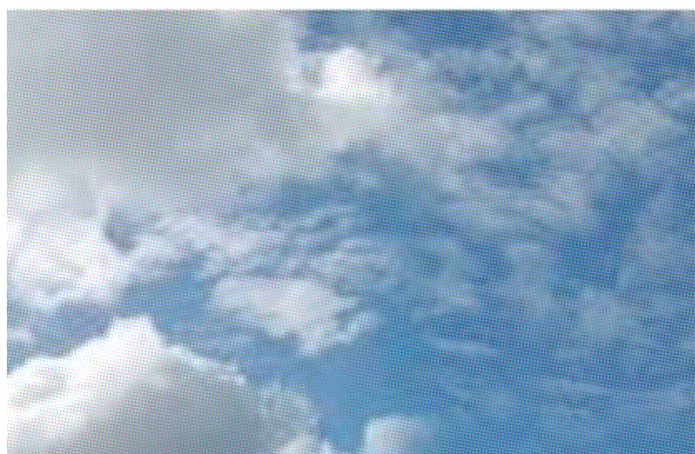


UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE  
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS  
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM

# METEOROLOGIA



## **DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**Jéssica Rodrigues Delgado**

**Estimativa da Radiação de Onda Longa em  
Diferentes Regiões do Brasil**

**Campina Grande, julho de 2019**



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE – UFCG  
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS – CTRN  
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS – UACA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA – PPGMET**

**Dissertação de Mestrado**

**ESTIMATIVA DA RADIAÇÃO DE ONDA LONGA EM  
DIFERENTES REGIÕES DO BRASIL**

**JÉSSICA RODRIGUES DELGADO**

**Prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva  
Orientador**

**Campina Grande, PB  
Julho, 2019**

# **ESTIMATIVA DA RADIAÇÃO DE ONDA LONGA EM DIFERENTES REGIÕES DO BRASIL**

**JÉSSICA RODRIGUES DELGADO**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Mestre em Meteorologia.

**ÁREA DE CONCENTRAÇÃO**

**RADIAÇÃO DE ONDA LONGA**

**SUB-ÁREA**

**MICROMETEOROLOGIA**

**ORIENTADOR**

**PROF. DR. BERNARDO BARBOSA DA SILVA**

**Campina Grande, PB  
Julho, 2019**

- D352e Delgado, Jéssica Rodrigues.  
Estimativa da radiação de onda longa em diferentes regiões do Brasil /  
Jéssica Rodrigues Delgado. - Campina Grande, 2021.  
114 f. : il. Color
- Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal de  
Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2019.  
"Orientação: Prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva".  
Referências.
1. Radiação de Onda Longa Atmosférica Diurna. 2. Índice de  
Claridade Atmosférica. 3. Radiação de Onda Longa Atmosférica Noturna.  
4. . I. Silva, Bernardo Barbosa da. II. Título.
- CDU 551.521.32(043)

JÉSSICA RODRIGUES DELGADO

ESTIMATIVA DA RADIAÇÃO DE ONDA LONGA EM DIFERENTES  
REGIÕES DO BRASIL

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 31/07/2019

BANCA EXAMINADORA



Prof. Dr. BERNARDO BARBOSA DA SILVA  
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande



Profa. Dra. CÉLIA CAMPOS BRAGA  
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande



Profa. Dra. ALEXANDRA CHAVES BRAGA  
Centro Universitário Unifacisa

Profa. Dra. ALEXANDRA CHAVES BRAGA  
Centro Universitário Unifacisa

*Tudo tem o seu tempo determinado, e há tempo para todo o propósito debaixo do céu. (...) Tenho visto o trabalho que Deus deu aos filhos dos homens, para com ele os exercitar. (...) E também que todo o homem coma e beba, e goze do bem de todo o seu trabalho; isto é um dom de Deus.*

Eclesiastes 3:10

*Não me sinto obrigado a acreditar que o mesmo Deus que nos dotou de sentidos, de razão e de intelecto possa desejar que deixemos de usá-los.*

Galileu Galilei

*Erros gerados pelo uso de dados inadequados são muito menores do que aqueles que não usam dados algum.*

Charles Babbage

*Um homem deixa de ser um principiante em qualquer ciência e se torna um mestre quando aprende que vai ser um principiante a vida inteira.*

Robin G. Collingwood

## AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer a Deus, ao Programa de Pós-Graduação de Meteorologia – PPGM, que junto ao CNPq, fizeram ser possível a realização deste trabalho. Em seguida eu dedico a família em todos os seus aspectos e significados, mas em especial a família que escolhi construir que nesse momento é, meu noivo Thomás que ao superar todas as nossas limitações, anseios, desejos, defeitos, nos fortalecemos um no outro. Obrigada por todo apoio, carinho, broncas, concelhos e por escolher todos os dias de sua vida está do meu lado e ser minha família como escolhi ser a sua. Gostaria de agradecer também a minha sogra Marli por me apoiar, cuidar de mim e dar forças para não desistir, espero ser uma mãe como você! Ao meu sogro, Luiz Carlos, por cuidar de mim como uma filha e sempre pensar em mim quando estou sobre seu teto, a Dona Zezé, gostaria de agradecer a amizade, as conversas, seus anseios e sua teimosia, a vida é passageira, mas um pouco de você sempre estará comigo nessa viagem que é a vida. Gostaria de agradecer ao meu padrasto Ricardo, pelo meu acervo de livros, minha mãe por ser minha mãe, minha irmã Renata por todo o apoio quando entro em crise de ansiedade, meu irmão Nino por me deixar sempre maltratá-lo para tirar espinhas; meus sobrinhos Felipe e Lucca que me enchem de carinhos e são os brilhos dos meus olhos quando estou com eles. Gostaria de agradecer aos amigos, uma família que vem crescendo, Tamires, Lucas, Juh, Madah, Jean, Thayane, Yan, Eudes, Thays, Letícia, Eduardo, Menezes, Ed, Pamela, Leydson, Marney, Romero, Denyson. Entre muitos outros que não caberia aqui, me orgulho de todos vocês. Amo muito vocês, pessoal. Agora gostaria de agradecer uma pessoa muito especial nesse trabalho, tem uma mente muito caótica, mas brilhante, me deixava sempre com mais dúvidas que respostas, exigente como um pai, e as vezes chato como tal... brincadeiras à parte, afinal essa pessoa sempre teve uma conduta muito ética e exemplar e admiro muito sua força de vontade no ensino e seu empenho para revitalizar o curso, e espero que, para o meu bem, eu publique logo esse trabalho (mínimo B2). Essa pessoa é o meu orientador, prof. Bernardo. Obrigada professor, por esperar sempre mais de mim do que eu mesma e cobrar cada vez mais.

A vida é singela, voa como vento e suas variações de pressão. Na vida ser humilde e buscar conhecimento é ter um caminho com significado e não só uma entropia das ocasiões. Gostaria de agradecer a todos que por meu caminho passaram não por acaso, mas na certeza de me levar para um caminho melhor.

## RESUMO

A radiação de onda longa emitida pela atmosfera ( $R_{ol,atm}$ ) é de grande importância para inúmeras aplicações que envolve balanço de radiação e balanço de energia. Normalmente as estações meteorológicas não incluem sensores de medições do  $R_{ol,atm}$ . Sendo assim existem modelos empíricos que a estimam, a partir de variáveis comumente medidas em estações meteorológicas. O objetivo deste trabalho foi estimar o  $R_{ol,atm}$  a partir de cinco modelos empíricos diferentes: Aubinet 1 (A1), Aubinet 2 (A2), Aubinet 3 (A3), Aubinet 4 (A4) e Gabathule et al. (G), para diferentes condições de nebulosidade em cinco regiões do Brasil, a partir de dados do SONDA e ARM. Os dados estão disponíveis a cada minuto em todas as estações usada neste estudo, na estação de Brasília em especial foi trabalhado além do nível diário a nível horário tendo assim o período diurno e noturno. A relação entre os modelos de estimativas do  $R_{ol,atm}$  foram feitas a partir do correlação de Pearson ( $r$ ), erro médio absoluto (EMA), raiz erro do quadrático médio (REQM), erro relativo médio (ERM), índice de concordância de Willmott e o índice de confiança ou de desempenho de Camargo e Sentelhas. Os resultados apontaram que a nível diário os modelos tem uma resposta melhor para as regiões de maiores latitudes e altitudes, demonstrando a importância de uma calibração local dos modelos para uma melhor estimativa de  $R_{ol,atm}$ .

**Palavras chaves:** Radiação de Onda Longa Atmosférica Diurna, Índice de Claridade Atmosférica, Radiação de Onda Longa Atmosférica Noturna.



## ABSTRACT

The long-wave radiation emitted by the atmosphere ( $R_{ol,atm}$ ) is of vital importance for many applications that require radiation balance and energy balance. Weather stations typically do not include  $R_{ol,atm}$  sensors, and, therefore, measurements of the  $R_{ol,atm}$  usually are not available for a particular location and period of interest. However, there are empirical models that estimate the  $R_{ol,atm}$  using variables commonly measured in weather stations, as air temperature, relative humidity and partial vapor pressure. The objective of this work is to evaluate five different empirical models, Aubinet 1 (A1), Aubinet 2 (A2), Aubinet 3 (A3), Aubinet 4 (A4) and Gabathule et al. (G) cloudiness in five regions of Brazil, using two data banks, SONDA and ARM, at daily level, and time for a station located in Brasília during the daytime and night time periods. In order to analyze the reliability of the  $R_{ol,atm}$  values,  $atm$  estimated, statistical methods were applied, in order to evaluate the approximate estimated data. The Pearson correlation coefficient ( $r$ ), mean absolute error (EMA), root mean square error (REQM), mean relative error (ERM), Willmott concordance index and confidence index performance of Camargo and Sentelhas. For daily level the best model for the Midwest region was G, since in terms of EMA, REQM and ERM, obtained the lowest values for three of the four sky conditions. The same G model also performed well in the North and Northeast regions, even if it only has data in two sky conditions. For the Southeastern region of the country the best A2 model with three of the four sky conditions and for the South region of the country the best model was A4, having two of four conditions being this model as the best answer. For hourly level in the station located in the Center West in the daytime period the best model was also G. At night hours a simple linear correlation was used between the relative humidity divided by 100, and the emissivity the obtained equation was used to generate an emissivity for the  $R_{ol,atm}$  estimated at night, reaching a  $r$  of 0.92 for a condition of clean sky, the highest value  $r$  among all sky conditions also taking into account the  $r$  values obtained in the daytime period, in this station located in the Center West specifically.

Keywords: Daytime Atmospheric Long Wave Radiation, Atmospheric Clarity Index, Night Atmospheric Long Wave Radiation.

## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura 1</b> – Perfil vertical típico da temperatura atmosférica com altura .....	<b>24</b>
<b>Figura 2</b> – Saldo de radiação para a superfície do solo.....	<b>29</b>
<b>Figura 3</b> – Variação horária da radiação global em dias de céu limpo, no dia 25 do 10 de 2012, Petrolina-PE .....	<b>30</b>
<b>Figura 4</b> – O tipo de nuvem indicado para cada espectro (dados retirados de Smith et al., 1998) .....	<b>32</b>
<b>Figura 5</b> – Distribuições das estações no território nacional .....	<b>39</b>
<b>Figura 6</b> – Piranômetro Kipp & Zonen Série CPM .....	<b>45</b>
<b>Figura 7</b> – Pirgeômetro Kipp & Zonen Modelo CGR 4 .....	<b>46</b>
<b>Figura 8</b> – Sensor de temperatura umidade modelo 41382 e abrigo aspirado RMYOUNG .....	<b>46</b>
<b>Figura 9</b> – Radiômetros celestes em suporte para radiação descendente da coleção que o ARM denomina de SKYRAD .....	<b>47</b>
<b>Figura 10</b> – Instrumentação meteorológica de superfície segundo o ARM, denomina de coleção MET. ....	<b>48</b>
<b>Figura 11</b> – Comportamento ao longo do dia de minuto-minuto da radiação global ( $R_g$ ) e da Radiação no topo da atmosfera ( $R'$ ) na estação de Brasília-DF.....	<b>50</b>
<b>Figura 12</b> – Visual do que se espera das condições de céu em cada condição proposta. ....	<b>52</b>
<b>Figura 13</b> – Gráficos horária noturna para método de diferenciações de condição de céu, onde (a); $\varepsilon/\varepsilon^*$ (emissividade medida) e (b); $1 - \varepsilon$ (um menos a emissividade medida) ambos ao longo das quantidades de horas noturnas no DOA 121 mostrando assim um comportamento inverso dos valores de (a) e (b), estação de Brasília – DF .....	<b>53</b>
<b>Figura 14</b> – Gráficos da caracterização do ano de 2014 para dados diários das variáveis Rol,atm,obs., kt, Ta, e, UR, Rg e Ro para a estação de Brasília – DF.....	<b>56</b>
<b>Figura 15</b> – Gráfico de EAM, ERM e REQM dos dados diários de 2014 da estação de Brasília – DF com altitude de 1023m.....	<b>57</b>

<b>Figura 16</b> – Diagramas de dispersão diários de Rol,atm,obs. e Rol,atm,estim para cada modelo usado para estação de Brasília – DF, ao longo do ano de 2014.....	<b>59</b>
<b>Figura 17</b> – Gráficos da caracterização temporal das variáveis em estudo no ano de 2014 para a estação de Petrolina -PE. ....	<b>60</b>
<b>Figura 18</b> – Gráfico de EAM, ERM e REQM dos dados diários de 2014 da estação de Petrolina – PE com altitude de 387m. ....	<b>61</b>
<b>Figura 19</b> – Gráficos de dispersão diários de Rol,atm,obs. e Rol,atm,estim para cada modelo usado para estação Petrolina -PE, ao longo do ano de 2014. ....	<b>63</b>
<b>Figura 20</b> – Gráficos da caracterização temporal das variáveis em estudo no ano de 2014 para a estação de Manacapuru-AM, usando dados diários.....	<b>65</b>
<b>Figura 21</b> – Gráfico de EAM, ERM e REQM dos dados diários de 2014 da estação de Manacapuru-AM com altitude de 50m.....	<b>66</b>
<b>Figura 22</b> – Gráficos de dispersão diários de Rol,atm,obs e Rol,atm,estim para cada modelo usado para estação de Manacapuru-AM, ao longo do ano de 2014. ....	<b>68</b>
<b>Figura 23</b> – Gráficos da caracterização temporal das variáveis em estudo nos anos de 2014 e 2015 para a estação de Cachoeira Paulista – SP .....	<b>70</b>
<b>Figura 24</b> – Gráfico de EAM, ERM e REQM dos dados diários de 2014 e 2015 da estação de Cachoeira Paulista - SP com altitude de 574m.....	<b>71</b>
<b>Figura 25</b> – Gráficos de dispersão diários de Rol,atm,obs. e Rol,atm,estim para cada modelo usado para estação de Cachoeira Paulista - SP, ao longo dos anos de 2014 e 2015 .....	<b>73</b>
<b>Figura 26</b> – Gráficos da caracterização temporal das variáveis em estudo no ano de 2014 para a estação de Florianópolis – SC.....	<b>75</b>
<b>Figura 27</b> – Gráfico de EAM, ERM e REQM dos dados diários de 2014 da estação de Florianópolis - SC com altitude de 31m.....	<b>77</b>
<b>Figura 28</b> – Gráficos de dispersão diários de Rol,atm,obs. e Rol,atm,estim para cada modelo usado para estação de Florianópolis - SC, ao longo do ano de 2014.....	<b>78</b>

<b>Figura 29</b> – Gráfico de EAM, ERM e REQM dados horários diurno de 2014 da estação de Brasília – DF com altitude de 1023m.....	<b>82</b>
<b>Figura 30</b> – Gráficos de dispersão horária diurna de $R_{ol,atm}$ obs. (Radiação de onda longa atmosférica observado) e $R_{ol,atm}$ estim. (Radiação de onda longa atmosférica estimada por modelos) para cada modelo usado para estação de Brasília – DF, ao longo do ano de 2014 .....	<b>83</b>
<b>Figura 31</b> – Gráficos horária noturna mostrando as variações da $\varepsilon$ atmosférica e da UR/100 (umidade relativa variando de 0 – 1) ao longo das horas noturnas em três diferentes DOA em condição de céu Nublado, estação de Brasília – DF. ....	<b>86</b>
<b>Figura 32</b> – Gráficos horária noturna mostrando as variações da $\varepsilon$ atmosférica e da UR/100 (umidade relativa variando de 0 – 1) ao longo das horas noturnas em três diferentes DOA em condição de céu Parcialmente Nublado, estação de Brasília – DF.....	<b>88</b>
<b>Figura 33</b> – Gráficos horária noturna mostrando as variações da $\varepsilon$ atmosférica e da UR/100 (umidade relativa variando de 0 – 1) ao longo das horas noturnas em três diferentes DOA em condição de céu Parcialmente Nublado, estação de Brasília – DF.....	<b>89</b>

## LISTA DE TABELAS

<b>Tabela 1</b> – Descrição pontuais das estações do SONDA e do GOAmazon-ARM.	<b>38</b>
<b>Tabela 2</b> – Normais climatológicas em Brasília.....	<b>40</b>
<b>Tabela 3</b> – Normais climatológicas em Petrolina.....	<b>41</b>
<b>Tabela 4</b> – Normais climatológicas em Manaus .....	<b>42</b>
<b>Tabela 5</b> – Normais climatológicas em Taubaté .....	<b>43</b>
<b>Tabela 6</b> – Normais climatológicas em Florianópolis .....	<b>44</b>
<b>Tabela 7</b> – Modelos aplicados a Eq. 2 .....	<b>49</b>
<b>Tabela 8</b> – Classes de kt, para as diferentes condições de céu .....	<b>52</b>
<b>Tabela 9</b> – Classes de $1 - \varepsilon$ e $\varepsilon$ , para as diferentes condições de céu noturno .....	<b>53</b>
<b>Tabela 10</b> – Proposta de classificação para valores de $r$ .....	<b>54</b>
<b>Tabela 11</b> – Critério de desempenho dos modelos de estimativa do $R_{ol,atm}$ .....	<b>55</b>
<b>Tabela 12</b> – Número de dias para o cômputo de dos EAM, ERM e REQM, Brasília - DF .....	<b>58</b>
<b>Tabela 13</b> – Número de dias para o cômputo de dos EAM, ERM e REQM, Petrolina - PE .....	<b>62</b>
<b>Tabela 14</b> – Número de dias para o cômputo de dos EAM, ERM e REQM, Manacapuru-AM .....	<b>67</b>
<b>Tabela 15</b> – Número de dias para o cômputo de dos EAM, ERM e REQM, Cachoeira Paulista - SP.....	<b>72</b>
<b>Tabela 16</b> – Número de dias para o cômputo de dos EAM, ERM e REQM, Florianópolis - SC .....	<b>77</b>
<b>Tabela 17</b> – Modelos e EAM, ERM e REQM de cada modelo por estação em todas as condições ao longo dos períodos de estudo para cada estação .....	<b>80</b>
<b>Tabela 18</b> – Desempenho (c) de cada modelo por estação em todas as condições ao longo dos períodos de estudo para cada estação .....	<b>81</b>
<b>Tabela 19</b> – Correlação (r) de cada modelo por estação em todas as condições ao longo dos períodos de estudo para cada estação .....	<b>81</b>
<b>Tabela 20</b> – Modelos gerados pelo SPSS, diurno condição de Céu Limpo.....	<b>91</b>
<b>Tabela 21</b> – Modelos gerados pelo SPSS, diurno condição de Moderadamente Limpo .....	<b>91</b>

<b>Tabela 22</b> – Modelos gerados pelo SPSS, diurno condição de Parcialmente Nublado .....	<b>92</b>
<b>Tabela 23</b> – Modelos gerados pelo SPSS, diurno condição de céu Nublado .....	<b>92</b>
<b>Tabela 24</b> – Modelos gerados pelo SPSS, noturno condição de Céu Limpo .....	<b>93</b>
<b>Tabela 25</b> – Modelos gerados pelo SPSS, noturno condição de Parcialmente Nublado .....	<b>93</b>
<b>Tabela 26</b> – Modelos gerados pelo SPSS, noturno condição de céu Nublado .....	<b>94</b>

**LISTA DE ABREVIACOES E SIGLAS**

<b>ARM</b>	Atmospheric Radiation Measurement
<b>EMA</b>	Erro Médio Absoluto; (W/m <sup>2</sup> )
<b>ERM</b>	Erro Relativo Médio; (%)
<b>GOAmazon</b>	Green Ocean Amazon
<b>IBGE</b>	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
<b>INMET</b>	Instituto Nacional de Meteorologia
<b>MCGs</b>	Modelos de Circulação Geral
<b>REQM</b>	Raiz Erro do Quadrático Médio; (W/m <sup>2</sup> )
<b>RGB</b>	Red, Green and Blue
<b>SONDA</b>	Sistema Nacional de Organização de Dados Ambientais
<b>ZCIT</b>	Zona de Convergência Intertropical

## LISTA DE SÍMBOLOS

<b>c</b>	Índice de confiança ou de desempenho de Camargo e Sentelhas (1997)
<b>CO</b>	Centro oeste
<b>CO<sub>2</sub></b>	Dióxido de carbono
<b>d</b>	Índice de concordância de Willmott (1982)
<b><math>\bar{D}</math></b>	Distância média Terra-Sol, 1 UA
<b>D<sub>DOA</sub></b>	Distância referente a DOA, km
<b>DF</b>	Distrito Federal
<b>DOA</b>	Dia de Ordem do Ano
<b>e</b>	Pressão parcial de vapor d'água, hPa
<b>E</b>	Irradiância total emitida por um corpo, $Wm^{-2}$
<b>es</b>	Pressão de saturação do vapor d'água, hPa
<b>h</b>	Ângulo horário
<b>H<sub>2</sub>O</b>	Vapor d'água
<b>HL</b>	Hora local
<b>kt</b>	Índice de claridade atmosférica
<b>L</b>	Longitude
<b>MG</b>	Minas Gerais
<b>n</b>	Nascer do Sol
<b>N</b>	Norte
<b>N</b>	Nublado
<b>N'</b>	Duração astronômica do dia
<b>N<sub>2</sub></b>	Nitrogênio
<b>NE</b>	Nordeste
<b>O<sub>2</sub></b>	Oxigênio
<b>O<sub>3</sub></b>	Ozônio
<b>p</b>	Pôr do Sol
<b>PE</b>	Pernambuco
<b>w</b>	Água precipitável
<b>r</b>	Coefficiente de correlação de Pearson
<b>R</b>	Irradiância solar no topo da atmosfera $W/m^2$
<b>R*</b>	Radiação solar horária no topo da atmosfera $kJm^{-2}$
<b>R<sup>2</sup></b>	Coefficiente de determinação
<b>R<sub>g</sub></b>	Radiação solar global diária, $kJm^{-2}$
<b>R<sub>o</sub></b>	Radiação solar diária no topo da atmosfera, $MJm^{-2}$
<b>R<sub>ol</sub></b>	Radiação de onda longa, $Jm^{-2}$
<b>R<sub>ol,atm</sub></b>	Radiação de onda longa atmosférica, $Wm^{-2}$
<b>S</b>	Sul
<b>S'</b>	Constante solar, $1367 Wm^{-2}$
<b>SC</b>	Santa Catarina
<b>SE</b>	Sudeste
<b>SP</b>	São Paulo
<b>t</b>	Tempo, s
<b>T</b>	Temperatura, °C
<b>T<sub>a</sub></b>	Temperatura do ar, °C ou K
<b>T<sub>atm</sub></b>	Temperatura atmosférica, °C ou K
<b>T<sub>c</sub></b>	Temperatura em Celsius



<b>T<sub>f</sub></b>	Temperatura em Fahrenheit
<b>T<sub>k</sub></b>	Temperatura em Kelvin
<b>TO</b>	Tocantins
<b>u</b>	Água precipitável, mm
<b>UR</b>	Umidade relativa, %b
<b>V<sub>dc</sub></b>	Voltagem em corrente contínua
<b>α</b>	Albedo
<b>δ</b>	Declinação solar
<b>φ</b>	Latitude
<b>ε</b>	Emissividade da atmosfera
<b>ε*</b>	Emissividade de um corpo negro
<b>λ</b>	Comprimento de onda
<b>σ</b>	Constante de Stefan-Boltzmann, $5.6696 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^{-4}$
<b>ω</b>	Velocidade angular da Terra

## SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS .....	VII
RESUMO .....	VIII
ABSTRACT.....	IX
LISTA DE FIGURAS .....	X
LISTA DE TABELAS .....	XIII
LISTA DE ABREVIACOES DE SIGLAS .....	XV
LISTA DE SÍMBOLOS.....	XVI
<b>1. INTRODUÇÃO.....</b>	<b>21</b>
<b>2. REVISÃO DA LITERATURA .....</b>	<b>23</b>
<b>2.1. Atmosfera e a Radiação.....</b>	<b>23</b>
<b>2.2. Radiação de um corpo negro.....</b>	<b>26</b>
<b>2.3. O papel das nuvens .....</b>	<b>27</b>
<b>2.4. Balanço de radiação na superfície e a transmissividade atmosfrica</b>	<b>28</b>
<b>2.5. Variáveis normalmente utilizadas nos modelos empíricos na estimativa</b>	
<b>de Rol,atm.....</b>	<b>31</b>
<b>2.6.    Aplicaes tericas .....</b>	<b>33</b>
<b>2.7.    Modelo de Idso e Jackson (1969).....</b>	<b>34</b>
<b>2.8.    Modelos de Aubinet (1994) .....</b>	<b>34</b>
<b>2.9.    Modelo de Prata (1996).....</b>	<b>35</b>
<b>2.10.    Modelo de Gabathule et al. (2001) .....</b>	<b>36</b>
<b>2.11.    Modelos de Duarte et al. (2006).....</b>	<b>36</b>
<b>2.12.    Modelos de Lhomme et al. (2007) .....</b>	<b>37</b>
<b>3. MATERIAL E MÉTODOS.....</b>	<b>38</b>
<b>3.1. reas geográficas do Estudo .....</b>	<b>38</b>
<b>3.1.1. Descrição breve da climatologia local das estações .....</b>	<b>39</b>
3.1.1.1.    Região Centro-Oeste.....	39
3.1.1.2.    Região Nordeste.....	40
3.1.1.3.    Região Norte.....	41
3.1.1.4.    Região Sudeste .....	43
3.1.1.5.    Região Sul.....	43
<b>3.2. Dados.....</b>	<b>44</b>

3.2.1. <b>SONDA</b> .....	44
3.2.1.1. <b>Instrumentos</b> .....	45
3.2.1.1.1. Piranômetro.....	45
3.2.1.1.2. Pirgeômetro.....	45
3.2.1.1.3. Termohigrômetro .....	46
3.2.2. <b>ARM – GOAmazon</b> .....	46
3.2.2.1. <b>Instrumentos</b> .....	47
3.2.2.1.1. Radiométricos (SKYRAD).....	47
3.2.2.1.2. Meteorológicos de superfície (MET) .....	48
<b>3.3. Manipulação dos dados</b> .....	48
3.3.1. <b>Método para estimativa da nebulosidade noturna e diurna</b> .....	49
<b>3.4. Análise estatística</b> .....	54
<b>4. RESULTADOS E DISCUSSÃO</b> .....	56
<b>4.1. Análise do desempenho dos modelos para dados diários</b> .....	56
4.1.1. Brasília – DF .....	56
4.1.2. Petrolina – PE.....	60
4.1.3. Manacapuru – AM.....	64
4.1.4. Cachoeira Paulista – SP .....	69
4.1.5. Florianópolis – SC .....	74
<b>4.2. Análise do desempenho dos modelos para os dados diurno horário</b> ..	82
4.2.1. Nublado.....	84
4.2.2. Parcialmente Nublado .....	84
4.2.3. Moderadamente Limpo .....	84
4.2.4. Céu Limpo .....	85
<b>4.3. Análise do desempenho dos modelos para os dados noturno horário</b>	85
4.3.1. Nublado.....	86
4.3.2. Parcialmente Nublado .....	87
4.3.3. Céu Limpo .....	89
<b>4.4. Modelos gerados com SPSS</b> .....	90
4.4.1. Período diurno.....	90
4.4.1.1. Céu Limpo .....	90
4.4.1.2. Moderadamente Limpo .....	91
4.4.1.3. Parcialmente Nublado .....	91

4.4.1.4. Nublado .....	92
4.4.2. Período Noturno.....	92
4.4.2.1. Céu Limpo .....	92
4.4.2.2. Parcialmente Nublado .....	93
4.4.2.3. Nublado .....	93
5. <b>CONCLUSÕES</b> .....	95
6. <b>ANEXO</b> .....	96
7. <b>REFERÊNCIAS</b> .....	113

## 1. INTRODUÇÃO

As aplicações como temperatura da superfície, previsão de evapotranspiração, derretimento de neve e ocorrência de congelamento que exigem balanço de energia e radiação de superfície, dependem criticamente de boas estimativas da radiação de ondas longas proveniente da atmosfera ( $R_{ol,atm}$ ). Embora modelos complexos de transferência radiativa possam calcular os fluxos radiativos de superfície, requerem medidas detalhadas de propriedades de nuvens e perfis verticais de aerossóis, temperatura, vapor de água e gases residuais da coluna de ar acima de um local (PRATA, 1996).

A  $R_{ol,atm}$  pode ser medido diretamente por pirgeômetro, não muito usual em estações meteorológicas por seu alto custo e necessitar de calibrações periódicas (VON RANDOW e ALVALÁ, 2006). Uma alternativa para se obter dados de  $R_{ol,atm}$  são através de equações empíricas que a estimam a partir de medições de uma ou mais variáveis, tais como: temperatura do ar ( $T_a$ ), pressão parcial de vapor d'água ( $e$ ) e umidade relativa (UR), entre outras. Contudo, a maioria desses modelos empíricos foi desenvolvida para condições de céu limpo e em grande parte usam dados diários, pouco usualmente horários, de 5-30 minutos e dados de sondagem atmosféricas. Alguns trabalhos ainda se limitam a testar vários modelos em um único ponto.

Neste contexto, este trabalho tem como objetivo avaliar o desempenho de diferentes modelos de estimativa do  $R_{ol,atm}$  em qualquer condição de nebulosidade em cinco pontos do Brasil, usando dados obtidos a cada minuto com base nos dados provenientes do Sistema de Organização Nacional de Dados Ambientais – SONDA e *Atmospheric Radiation Measurement* – ARM, banco de dados internacional, e propor novos modelos para cada condição a nível horário diurno e noturno ao longo do ano de 2014 com e sem correção da temperatura atmosférica proposto por Quin et al., (2001).

Como objetivos específicos foram propostos: i) caracterização e análise do ciclo anual da  $R_{ol,atm}$ ,  $T_a$ ,  $e$ , UR, radiação global ( $R_g$ ), radiação no topo da atmosfera ( $R_o$ ) no período do ano de 2014; ii) classificação da condição de nebulosidade horária diurno e diária com base no índice de claridade ( $kt$ ) e na emissividade atmosférica para horário noturno; iii) selecionado variáveis dependentes e independentes de duas e três variáveis, segundo procedimentos apresentados por Aubinet (1994) e Gabathule et al. (2001); iv) estimado a  $R_{ol,atm}$

em diferentes altitudes, como proposto por Gabathule et al. (2001); e v) avaliando a acurácia dos modelos selecionados para a pesquisa com diferentes métricas (coeficiente de correlação de Pearson ( $r$ ), erro médio absoluto (EMA), raiz erro do quadrático médio (REQM), erro relativo médio (ERM), índice de concordância de Willmott – (d) e índice de confiança ou de desempenho de Camargo e Sentelhas – (c)).

## 2. REVISÃO DA LITERATURA

Apesar do Sol emitir radiação em quase todos os comprimentos de onda ela está confinada majoritariamente na região espectral de  $0,39 \leq \lambda \leq 4\mu\text{m}$  e, portanto, é denominada radiação de onda curta. Já a radiação emitida por corpos terrestres, como a superfície e atmosfera, compreende predominantemente a região espectral de  $\lambda \geq 4\mu\text{m}$  e é por isso que é chamada de radiação de onda longa (Rol) (YAMASOE e CORRÊA, 2016).

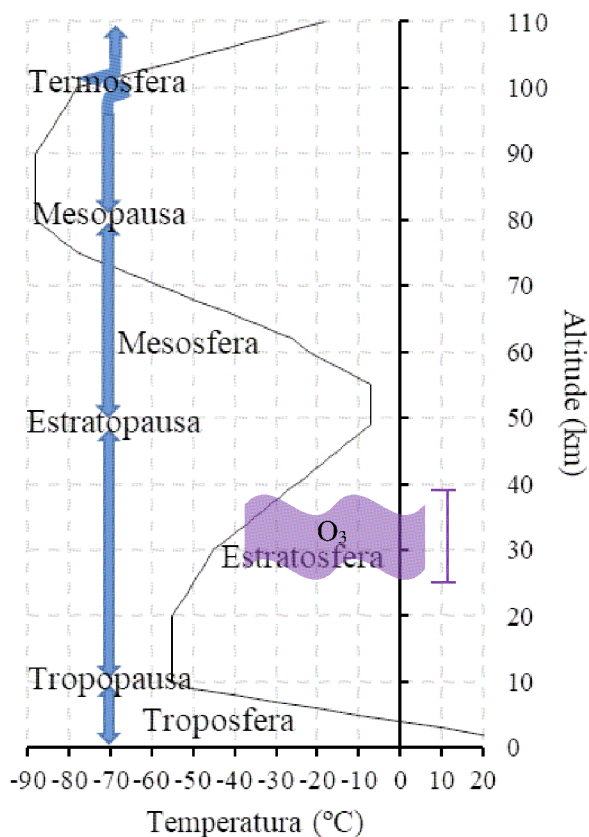
A radiação é definida como toda emissão ou propagação de energia na forma de onda eletromagnética. Todo corpo que não se encontra em zero absoluto ( $-273.15\text{ }^\circ\text{C}$ ,  $0\text{ K}$  ou  $-459\text{ }^\circ\text{F}$ ) emite radiação em diferentes comprimentos de onda eletromagnética. Sabe-se que essa energia radiativa não possui massa, mas pode transmitir energia de um lugar para o outro, e sua velocidade de propagação no vácuo é de aproximadamente  $299.800\text{ km/s}$ , ou seja, toda energia radiante se propaga na velocidade da luz (FERREIRA, 2011).

### 2.1. Atmosfera e a Radiação

A Rol,atm é proveniente da absorção e emissão da radiação na atmosfera, bem como da onda longa superficial, pelos gases que compõem a atmosfera terrestre, tendo como principal absorvedor o vapor d'água (IDSO & JACKSON, 1969; GALVÃO & FISCH, 2000; DAI & FANG, 2014; QUERINO, 2016). A Rol,atm está ligada ao montante de gases atmosféricos e, conseqüentemente, ao perfil vertical da temperatura (PRATA, 1996; QUERINO, 2016).

Muitos autores que estudaram sobre a estimativa da Rol,atm ressaltam a importância de usar dados de sondagem e um bom modelo de código de transferência radiativa (PRATA, 1996).

Yamasoe e Corrêa (2016) reforçam a afirmação de Querino (2016) e outros autores, de que o perfil vertical da temperatura atmosférica (Figura 1) tem uma relação estreita com os processos radiativos. E, ainda, afirmam que na Troposfera ocorre quase todos os fenômenos meteorológicos e se concentra 75% de toda a massa de gases, além de praticamente todo o conteúdo de aerossóis e de vapor d'água.



Fonte: Própria (2019)

Figura 1 – Perfil vertical típico da temperatura atmosférica com altura.

Os modelos pioneiros para estimativa da  $R_{ol,atm}$ , como Ångström (1918), visam descrever os processos de emissão e absorção que ocorrem na Troposfera (AUBINET, 1994). Os Modelos de Circulação Geral da atmosfera (MCG) também requerem parametrizações realísticas de muitos processos de superfície e aprimoramento de modelos climáticos, como proposto por Prata (1996). Os fluxos de superfície e as estimativas de  $R_{ol,atm}$  auxiliam na calibração desses modelos (GALVÃO e FISH, 2000; VILANI et al. 2010). Sendo assim é importante conhecer a interação com  $R_{ol}$  com alguns constituintes presentes na Troposfera.

O vapor d'água é a matéria-prima das nuvens, mas também atua como veículo para o transporte de calor na atmosfera, conduzindo na forma de calor latente. Tanto verticalmente quanto horizontalmente, esse transporte é de suma importância para o tempo meteorológico. Além disso, o vapor d'água atua como



agente termorregulador, sendo o principal constituinte gasoso do efeito estufa do Planeta (VIANELLO e ALVES, 2012). Esse componente atmosférico absorve e reemite a sua temperatura a  $R_{ol,atm}$  que alguns autores, como Brutsaet (1975), Aubnet (1994), Prata (1996), Gabathule et al. (2001), Duarte et al. (2006), Lhomme et al. (2007), Flerchinger et al. (2009), Sobrinho et al. (2013); Querino (2016), adotam pressão parcial de vapor de água ( $e$ ) ou umidade relativa (UR) como variáveis independentes para estimativa da emissividade ou ainda como a estimativa de uma temperatura que represente o perfil vertical da atmosfera ( $T_{atm}$ ) (como será visto adiante no subtópico 2.5).

O dióxido de carbono, embora presente em pequenas proporções, comporta-se também como agente termorregulador, absorvendo de forma eficiente a  $R_{ol}$  (VIANELLO e ALVES, 2012). O  $CO_2$ , o metano ( $CH_4$ ) e o óxido nitroso ( $N_2O$ ), são os principais gases absorvedores da radiação infravermelha. Quando em associação com o vapor d'água estes constituintes são responsáveis por aproximadamente 2/3 do aquecimento global que ocorre atualmente na atmosfera (IPCC, 2007; GOMES, 2009). Do ponto de vista bioquímico, o gás carbônico é o gás que promove a vida, uma vez que participa no processo de fotossíntese, sem o qual os seres heterotróficos, não existiriam. No entanto, a crescente emissão de  $CO_2$  para a atmosfera, em razão do uso generalizado de combustíveis fósseis, é motivo de preocupação para os ambientalistas, no que se refere à intensificação antropogênica do efeito estufa natural (GOMES, 2009; VIANELLO e ALVES, 2012).

O ozônio é outro importante constituinte da atmosfera e sua concentração máxima ocorre entre 15 a 30 km de altitude (Figura 1). Ele absorve radiação ultravioleta na faixa de 0,2 a 0,3  $\mu m$  (banda de Hartley) e a transforma em calor, desempenhando um papel importante no aquecimento na alta atmosfera, onde atua como principal fonte de energia para os movimentos atmosféricos superiores, entre 50 e 100 km (GOMES, 2009).

Ainda o que pode influir na atmosfera, principalmente na Troposfera e não é um gás, são os corpos sólidos ou partículas chamadas de aerossóis, partículas materiais de natureza não aquosa. Os aerossóis são importantes na atmosfera como núcleos de condensação, criação de gotas de água capazes de precipitar, e de cristalização, como absorvedores e espalhadores da radiação solar e como participantes de vários ciclos químicos (KUHN, 2010).

## 2.2. Radiação de um corpo negro

A  $R_{ol,atm}$  é absorvida e reemitida novamente a partir da temperatura do corpo absorvedor, como exemplo o vapor d'água. Logo, a atmosfera tende a um comportamento semelhante a um corpo negro, mesmo não seguindo algumas condições do mesmo (YAMASOE e CORRÊA, 2016).

A lei de Stefan-Boltzmann estabelece que a emitância radiante total de um corpo negro, no vácuo, é diretamente proporcional à quarta potência de sua temperatura absoluta. Considerando a isotropia da emitância radiante total de um corpo negro e que  $R_{ol,atm}$ , seja igual a essa emitância, a irradiância emitida será igual a:

$$R_{ol,atm} = \sigma T^4 \text{ (W/m}^2\text{)} \quad (1)$$

em que  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzmann igual a  $5,6697 \times 10^{-8} \text{ (Wm}^{-2}\text{K}^{-4}\text{)}$ ,  $T$  é temperatura em K, podendo ser a temperatura do ar medidos em estação ( $T_a$ ) ou temperatura atmosférica ( $T_{atm}$ ) corrigida ou estimada por modelos em K.

Portanto, para um corpo real de aproximação de  $R_{ol,atm}$ , no qual a emissividade ( $\epsilon$ ) é a média no espectro de emissão sendo inferior à de um corpo negro ( $\epsilon^*$ ), tem-se:

$$R_{ol,atm} = \epsilon \sigma T^4 \text{ (W/m}^2\text{)} \quad (2)$$

Corpo cinza é aquele para o qual a absorção e a emissão de radiação são menores que a unidade e constantes em todos os comprimentos de onda.

A lei de Kirchhoff mostra que, sob condições de equilíbrio termodinâmico, a razão entre a densidade de fluxo radiativo emitido e a absorptância de qualquer corpo é constante. Em se tratando de um corpo negro, o valor absorvido é o máximo possível, ou seja, a razão entre a emitância e a absorptância é igual a unidade.

]Todas essas leis que permeiam a emissividade basearam-se na existência de equilíbrio termodinâmico. Porém, a atmosfera, muitas vezes não se encontra em tal equilíbrio, pois o campo de radiação e a sua temperatura não são constantes em todos os pontos. Neste caso da atmosfera, para que ela seja considerada em equilíbrio termodinâmico, após a absorção de radiação, o tempo necessário para transferir energia entre as moléculas por colisão deve ser menor que o tempo para a ocorrência de emissão de radiação pelo próprio corpo absorvedor. Nesse caso, pode-se dizer que o sistema se encontra em equilíbrio termodinâmico local. Como

a concentração de gás na atmosfera decresce com a altura, esse princípio só é válido em altitudes menores que, aproximadamente, 40 km (YAMASOE e CORRÊA, 2016).

### 2.3. O papel das nuvens

As nuvens são um exemplo de comportamento de um corpo negro, como dito anteriormente, pois, dependendo da sua espessura óptica, elas absorvem toda a radiação emitida pela superfície da Terra, no infravermelho ( $4 \mu\text{m} < \lambda < 100 \mu\text{m}$ ). Como exemplo, uma camada estratiforme de 100 metros de espessura (geométrica), contendo 200 gotículas por centímetro cúbico, tendo essas gotículas um raio típico de  $10 \mu\text{m}$ , atua, praticamente, como um corpo negro, nessa faixa do espectro. Essa é a razão pela qual as noites nubladas não são tão frias quanto seriam, caso o céu estivesse descoberto (YAMASOE e CORRÊA, 2016; VIANELLO e ALVES, 2012).

As nuvens ocupam cerca de 40% a 60% da atmosfera do nosso planeta; refletem, absorvem e emitem radiação terrestre e refletem, absorvem e transmitem radiação solar. As nuvens baixas refletem significativamente a radiação solar, enquanto as mais altas tendem a reduzir a  $R_{\text{ol}}$  emitida para o espaço, visto que absorvem a radiação terrestre e reemitem à sua temperatura. Portanto, as nuvens desempenham um papel significativo sobre a temperatura do planeta. A reflexão da radiação global ( $R_{\text{g}}$ ) contribui para resfriá-lo, já que menos radiação atinge a superfície da Terra. Por outro lado, sua capacidade de absorver radiação terrestre contribui para aquecer o planeta. As nuvens quentes, que contêm água líquida e se encontram acima do  $0 \text{ }^{\circ}\text{C}$ , não absorvem radiação no visível, ou seja, elas praticamente não absorvem radiação nessa região espectral. Os modelos incorporam o efeito das nuvens quentes nos processos radiativos da atmosfera com base em parametrizações envolvendo algumas de suas propriedades. Uma das parametrizações mais simples envolve o conteúdo de água líquida ( $w$ ) (PRATA, 1996; LIOU, 2002; YAMASOE e CORRÊA, 2016).

Por outro lado, a partir do infravermelho próximo, a absorção torna-se importante devido ao aumento dos coeficientes de absorção da água tanto na fase líquida quanto na forma de vapor. Em média, sobre o espectro solar, as nuvens

refletem 74%, absorvem 10% e transmitem 16% da Rg total incidente (YAMASOE e CORRÊA, 2016).

A atmosfera, conceituada anteriormente, não é transparente a radiação infravermelha, interagindo assim principalmente com o gás carbônico e o vapor de água presente na atmosfera na faixa da radiação térmica. Porém, em todo o intervalo de 1 a 15  $\mu\text{m}$  existe pequenos intervalos conhecidos como janelas atmosféricas.

Na janela atmosférica do infravermelho (8,5  $\mu\text{m}$  a 12,5  $\mu\text{m}$ ), como o tamanho das gotas de nuvens quentes é da mesma ordem de magnitude do comprimento de onda, pode-se utilizar a teoria Mie para descrever suas propriedades ópticas. Dessa forma, quanto mais espessa a nuvem, maior o seu conteúdo de água líquida, maior será a sua aproximação do corpo negro (YAMASOE e CORRÊA, 2016).

As nuvens cirrus, constituídas por cristais de gelo de várias formas, impõem maiores dificuldades na obtenção de modelos matemáticos que representem suas propriedades ópticas, visto que exigem tratamento matemático que descreva a interação de radiação com partículas não esféricas, tais como colunas, hexágonos e formas assimétricas (YAMASOE e CORRÊA, 2016).

Como as nuvens, em geral, não são homogêneas, apresentando alta variabilidade espacial e temporal, o estudo de efeito sobre a meteorologia e o clima é bastante complexo. Um exemplo simples observado localmente é que a reflexão pelas laterais de nuvens cumulus pode levar, por alguns instantes, a valores de Rg maiores que em condições de atmosfera limpa (YAMASOE e CORRÊA, 2016).

#### **2.4. Balanço de radiação na superfície e a transmissividade atmosférica**

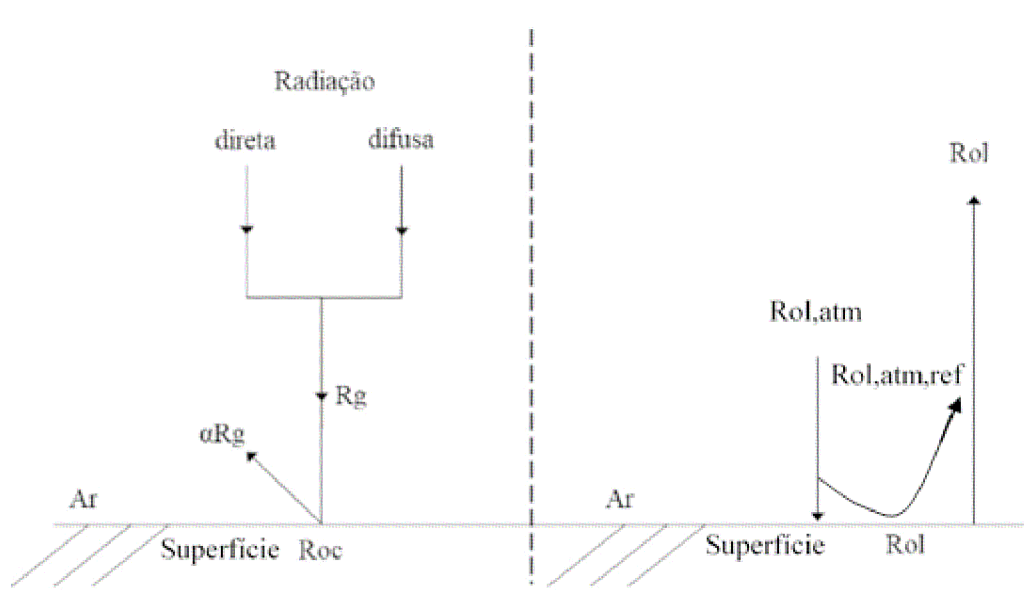
O balanço de radiação na superfície é a contabilização líquida de toda a energia radiante recebida e perdida pela superfície (VIANELLO e ALVES, 2012). Bisht et al. 2005, Silva et al. (2011), Souza et al. (2015) e Araújo et al. (2019) diz em o saldo de radiação é a sintetização da contabilidade dos fluxos radiativos descendentes e ascendentes, ou seja, o que entra e sai de onda curta, balanço de ondas curtas (Boc), e onda longa, Balanço de ondas longas (Bol), que interagem com a superfície terrestre. Sendo assim, o balanço de radiação é uma variável essencial em estudos do balanço de energia, onde têm grande importância no

monitoramento do clima, modelagem hidrológica, previsão de tempo e meteorologia agrícola.

A Figura 2 representa, esquematicamente, a superfície do solo sob trocas de radiação. À esquerda da linha tracejada, tem-se a representação da radiação de onda curta que chega ao solo,  $R_g$ , e a fração refletida  $\alpha R_g$ , sendo  $\alpha$  o albedo da superfície. À direita, representam-se a radiação de onda longa emitida pela superfície do solo,  $R_{ol}$ , e a radiação de onda longa atmosférica que chega ao solo também conhecida como contra radiação atmosférica,  $R_{ol,atm}$ .

O Bol compreende as componentes  $R_{ol}$ ,  $R_{ol,atm}$  e a Radiação de onda longa atmosférica refletida pela superfície ( $R_{ol,atm,ref}$ ). Onde  $R_{ol,atm}$  depende, basicamente, do perfil de temperatura do ar, da quantidade de vapor d'água presente na atmosfera e da cobertura de nuvens, e é de difícil determinação, enquanto  $R_{ol}$ , corresponde à emitância da superfície, que, por sua vez, depende da temperatura e da emissividade da superfície, sendo bem próxima de 1, uma vez que a superfície da Terra, em termos médios, comporta-se praticamente como um corpo negro, para a radiação no infravermelho termal, e  $R_{ol,atm,ref}$  é a contribuição da radiação refletida pela superfície (SILVA, 2011; LIOU, 2002).

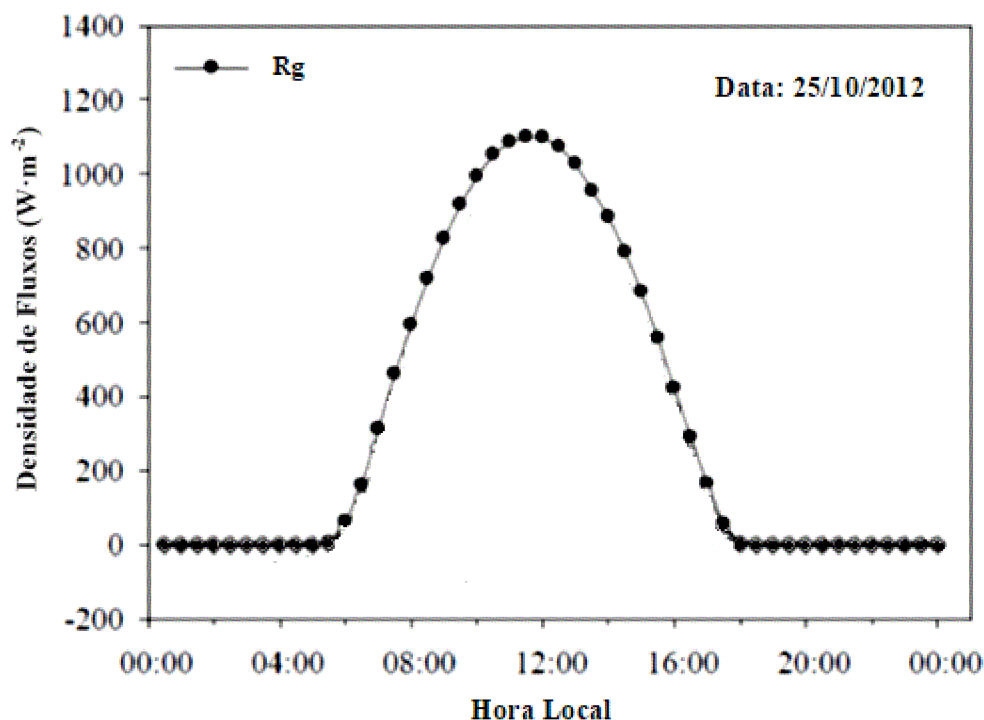
Na prática, quando não se dispõe de aparelhos de medida, o saldo radiômetro, uma alternativa seria o uso de equações empíricas para a estimativa do  $R_{ol,atm}$  (IDSO e JACKSON, 1969; SOBRINHO et al., 2013).



Fonte: Adaptada de Vianello e Alves, 2012;

Figura 2 - Saldo de radiação para a superfície do solo.

Em um trabalho publicado por Souza et al. (2015) mostra o comportamento senoidal da  $R_g$ , Figura 3, ao longo do dia em condições de céu limpo, o que fortemente poderá indicar a máxima transmissividade atmosférica, onde é melhor demonstrado usando dado deste estudo no capítulo 3.4 entre a radiação no topo da atmosfera e  $R_g$ .



Fonte: Adaptada de SOUZA et al., 2015

Figura 3 - Variação horária da radiação global em dias de céu limpo, no dia 25 do 10 de 2012, Petrolina-PE.

A transmissividade atmosférica ou o quanto a atmosfera é transparente é de suma importância no que implica presença de nuvens ou vapor d'água atmosfera. Pois como já foi dito a presença de vapor d'água é de suma importância para estimativa de  $R_{ol,atm}$ .

Tendo em vista que a radiação no topo da atmosfera não tem interação com a atmosfera e que se a mesma fosse inexistente essa seria a quantidade real de radiação que chegaria na superfície terrestre. A razão entre essas duas variáveis ( $R_g$  sobre a radiação no topo da atmosfera) indicaria o quanto essa atmosfera deixa passar de radiação. Ou seja, valores próximos a 1 indica uma atmosfera mais limpa e quanto maior for a presença de corpos que impeçam essa radiação de atravessar a atmosfera e chegar em superfície mais próximo ou tenderá a valores de 0. Claro

que, esse método só é possível de ser utilizado ao longo do período diurno. Sendo assim, essa razão é conhecida como  $kt$  e é amplamente utilizada por diversos autores para classificar as condições de céu, já que as observações de presença de nuvem são escassas em estações meteorológicas.

## **2.5. Variáveis normalmente utilizadas nos modelos empíricos na estimativa de $R_{ol,atm}$**

A atmosfera é uma “máquina térmica”, cuja principal fonte de calor é a energia solar. Essencialmente, essa máquina converte energia térmica em energia mecânica, com baixo rendimento. De forma direta, apenas 2% da energia solar recebida é convertida em energia mecânica, dando origem à circulação geral da atmosfera, isto é, aos ventos, nuvens, tempestades diversas, sendo assim, maior parte da energia gasta para esses movimentos são os calores latente e sensível e  $R_{ol}$  emitida pela superfície da Terra, que são decorrentes da energia solar (VAREJÃO-SILVA, 2000; DINIZ, 2006; VIANELLO e ALVES, 2012). Portanto, os gases que constituem a atmosfera estão sujeitos a constantes mudanças em suas variáveis de estado, quais sejam, temperatura, pressão e massa específica (ou densidade absoluta,  $\rho$ ,  $\text{kg/m}^3$ ) (VAREJÃO-SILVA, 2000; DINIZ, 2006; VIANELLO e ALVES, 2012).

Temperatura, por sua vez, é uma medida do grau de agitação das moléculas do gás, isto é, a energia cinética média de cada molécula do gás varia diretamente com sua temperatura absoluta (VAREJÃO-SILVA, 2000; DINIZ, 2006; VIANELLO e ALVES, 2012).

Massa Específica ou densidade absoluta de uma substância representa a massa dessa substância contida numa unidade de volume. Por exemplo, nas condições normais de temperatura e pressão ( $0^\circ\text{C}$  e 1 atm), a massa específica do ar atmosférico é de aproximadamente  $1,2 \text{ kg/m}^3$  (VAREJÃO-SILVA, 2000; DINIZ, 2006; VIANELLO e ALVES, 2012).

A temperatura do ar varia inversamente com a umidade relativa, isto é, quando uma cresce, a outra decresce. Esse comportamento é normal, a menos que ocorra significativo suprimento de vapor d'água para a atmosfera, em razão da precipitação de água, por exemplo. A umidade relativa (UR) do ar é adimensional representada em porcentagem (%), e pode ser obtida por uma equação simples da

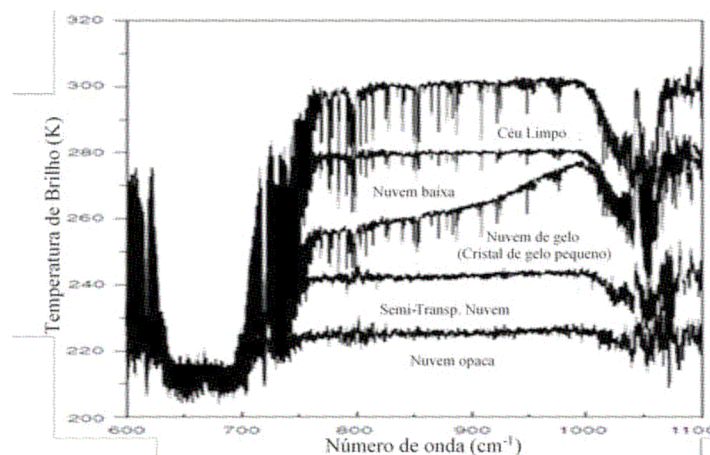
razão de  $e$  (pressão parcial do vapor d'água na atmosfera) por  $e_s$ , (pressão de saturação do vapor de d'água) multiplicado por 100, ou ainda ser obtido por estação que foi o caso deste trabalho.

Porém para a obtenção de  $e$  foi feita a seguinte remanejamento equacional:  $e = ((UR \cdot e_s)/100) \cdot 10^2$  (Pa), onde  $e_s$  é usualmente obtida por resultados experimentais, sendo seu predecessor mais conhecido Tetens (1930), sendo assim, a pressão parcial de vapor d'água ( $e$ ), pode ser obtido pela a equação:

$$e = \frac{UR \cdot \{6,1121 \exp[17,502T_a/(T_a+240,97)]\}}{100} \cdot 10^2 \quad (\text{Pa}) \quad (3)$$

temperatura do ar  $T_a$  for expressa em graus Celsius ( $^{\circ}\text{C}$ ), sendo a notação  $\exp\{x\}$  para indicar  $e^x$ , sendo  $e = 2,71828$  a base dos logaritmos naturais e UR (%) a umidade relativa (BARBOSA, 2003).

O comportamento da temperatura com a altura, o perfil de temperatura na camada Troposfera, bem como a concentração e a interação de alguns compostos são de suma importância para estimativa do  $R_{ol,atm}$ . A Figura 4 mostra que a temperatura do brilho (é a temperatura que considera  $\epsilon_*$  podendo ser obtida através do rearranjo da equação 1) em relação ao comprimento de onda muda de acordo com vários tipos de nuvens. O tipo de nuvem indicado para cada espectro é identificado a partir do Sistema Cloud Lidar a bordo do ER-2. O instrumento usado foi um espectrômetro infravermelho de alta resolução espectral da aeronave ER-2 em um domínio,  $37,1^{\circ}$ ,  $37,4^{\circ}$  N,  $95,0^{\circ}$ ,  $95,3^{\circ}$  O, em 21 de abril de 1996 (LIOU, 2002).



Fonte: Adaptada de Liou, 2002

Figura 4 - O tipo de nuvem indicado para cada espectro (dados retirados de Smith et al., 1998).



Em 1978 foi lançado, a bordo do satélite TIROS-N, o primeiro sensor capaz de produzir um perfil de temperatura da Troposfera e da baixa Estratosfera, o MSU (*Microwave Sounder Unit*). Desde o ano de 1980 havia a intenção de usar os perfis verticais obtidos através de satélites como um complemento às radiossondagens, usada para suporte aos modelos de previsão numérica. Um projeto que atendia a essas características foi então iniciado em uma parceria entre as agências NOAA e NASA. A proposta era combinar sensores com medidas na região espectral do infravermelho (com boa resolução vertical sob condição de céu claro) e das micro-ondas (que permite a observação na presença de nuvens). A sinergia desses sensores permitiu que perfis verticais de umidade e temperatura passassem a ser estimados em situações com até 80% de nebulosidade (COSTA, 2012).

Ao decorrer desses avanços, Qin et al. (2001) desenvolveram um estudo usando a banda termal do satélite Landsat e o código de transferência radiativa LOWTRAN7, onde ele aborda a prática de estimar a temperatura atmosférica média efetiva a partir da observação meteorológica em superfície. Em seu trabalho a proposta é que na falta de dados do perfil atmosférico em determinados locais (não disponíveis por satélite, o que também geralmente ocorre para as imagens antigas), seja utilizada uma equação para estimar temperatura atmosférica média efetiva, que dependa apenas da temperatura do ar medida nas estações meteorológicas. Essa equação pode ser usada para estimativa da  $R_{ol,atm}$  sob uma temperatura do ar corrigida. Foi proposto, assim, para a região tropical a seguinte equação para o cômputo de T referente as equações 1 e 2:

$$T_{atm} = 17,9769 + 0,91715T_a \quad (4)$$

## 2.6. Aplicações teóricas

A  $R_{ol,atm}$  é de grande importância para inúmeras aplicações que exigem radiação de superfície e balanço energético, incluindo a estimativa da evapotranspiração, derretimento de neve e ocorrência de geada. Estações meteorológicas raramente incluem sensores de  $R_{ol,atm}$ , assim, as medições da  $R_{ol,atm}$  geralmente não estão disponíveis para um determinado local e período de interesse. Por sua vez, os balanços radiativos de superfície podem ser calculados

com razoável precisão usando modelos complexos de transferência radiativa (EDWARDS e SLINGO, 1996; POPE et al., 2000; FLERCHINGER et al., 2009).

A  $R_{ol,atm}$  é comumente estimada a partir de algoritmos que usam observações meteorológicas mais prontamente disponíveis, como  $T_a$ , UR e  $R_g$ . Embora esses algoritmos mais simples possam ter maiores imprecisões em relação aos métodos mais complexos de transferência radiativa, esses métodos são necessários e são úteis para uma variedade de aplicações por profissionais não especialistas e também em aplicações de cunho disciplinar (FLERCHINGER et al., 2009).

Foram desenvolvidas várias parametrizações que produzem estimativas para a  $R_{ol,atm}$  usando observações sinópticas, por exemplo, Idso e Jackson (1969); Maykut e Church (1973); Jacobs (1978); Idso (1981); Aubinet (1994); Dilley e O'Brien (1998); Duarte et al. (2006) e Lhomme et al. (2007).

Duas das relações mais antigas e mais amplamente utilizadas deste tipo foram derivadas por Brunt (1932) e Ångström (1918, 1936). Cada um deles relacionou a radiação térmica atmosférica  $T_{atm}$  aos valores do nível do abrigo meteorológico da  $T_a$  e  $e$  (IDSO e JACKSON, 1969).

## 2.7. Modelo de Idso e Jackson (1969)

Este trabalho de Idso e Jackson (1969) apresenta considerações teóricas que demonstram que a emissão efetiva da atmosfera é dependente de  $T$  (K), não seguindo a forma implícita de Swinbank (1963) que também faz relação com a temperatura só que à 6ª potência. Essa relação parece ser muito geral, pois descreve com precisão dados experimentais em diversos locais, como o Alasca com dados de 30-30 min, o Arizona, a Austrália e o Oceano Índico com dados de 5-30 min. Através de uma análise estatística nos dados envolvidos, Idso e Jackson (1969) chegaram aos valores dos coeficientes  $c$  e  $d$ , que são respectivamente 0,261 e  $7,77 \times 10^{-4}$ , reunidos na equação para estimativa da  $\varepsilon$  referente a equação 2 :

$$\varepsilon = \{1 - c \exp[-d(273 - T)^2]\}$$

Chegando à conclusão de um modelo mais geral para dia de céu limpo (IDSO e JACKSON, 1969).

## 2.8. Modelos de Aubinet (1994)

Aubinet (1994) seguiu o raciocínio de Brunt (1932) e Ångström (1918), e fez várias correlações usando  $T_{atm}$  e a emissividade do céu ( $\varepsilon$ ) (termos dependentes) e as variáveis independentes  $T_a$ ,  $e_s$  e índice de claridade atmosférica ( $kt$ ), razão entre  $R_g$  ( $Wm^{-2}$ ) e a radiação solar no topo da atmosfera ( $R_o$ ) ( $Wm^{-2}$ ). Aubinet (1994) chegou a formular 8 equações através de correlações; todavia, nesta pesquisa adotou-se os modelos de Aubinet (1994) utilizados por Flerchinger et al. (2009) considerado pelo mesmo como as equações para todas as condições de céu nublado.

Foram escolhidas três equações para o cômputo de  $T_{atm}$  e uma para  $\varepsilon$ , sendo duas de duas variáveis e duas de três variáveis.

$$R_{ol, atm} = \sigma T_{atm}^4, \text{ onde, } T_{atm} = (-29 + 1,09T_a - 19,9kt) \quad (5)$$

$$R_{ol, atm} = \sigma T_{atm}^4, \text{ onde, } T_{atm} = (154 + 17,7 \ln(e) - 9,93kt) \quad (6)$$

$$R_{ol, atm} = \sigma T_{atm}^4, \text{ onde,} \\ T_{atm} = (94 + 12,6 \ln(e) - 13kt + 0,341T_a) \quad (7)$$

$$R_{ol, atm} = \varepsilon \sigma T_a^4, \text{ onde, } \varepsilon = (0,682 + 0,0352 \ln(e) + 0,133 \ln(1 - kt)) \quad (8)$$

sendo  $e$  em Pa,  $T_a$  em K, e  $kt$  adimensional.

## 2.9. Modelo de Prata (1996)

Prata (1996) fez um refinamento equacional mais profundo para condições de céu limpo, chegando na nova fórmula da emissividade, uma única variável que relaciona  $e$  e  $T_a$ , sendo a quantidade de água precipitável,  $u$ , mm, dada por:

$$u \approx 46,5 \left( \frac{e}{T_a} \right)$$

$$R_{ol, atm} = \varepsilon \sigma T_a^4, \text{ onde } \varepsilon = (1 - (1 + u) \exp(-(a_1 + a_2 u)^m))$$

- Sendo que quando  $u \rightarrow 0$ ,  $\varepsilon \rightarrow 1 - \exp(-(a_1)^m) = \text{constante}$ , pois,  $a_1=1,2$ ,  $a_2=3,0$ , são determinadas usando as medidas de Robinson (1947) e  $m = 0,5$  similar

em sua dependência ao modelo de bandas aleatórias de Lorentz (MALKMUS, 1967) sendo todas constantes, o que representaria uma atmosfera seca desprezando as flutuações em sua composição, ou seja, tratando-a em termos médios.

- Sendo também que  $\varepsilon > 1$  não pode ser usada, é uma restrição necessária assegurando que a  $R_{ol,atm}$  nunca exceda a de um corpo negro na mesma temperatura.

## 2.10. Modelo de Gabathule et al. (2001)

Gabathule et al. (2001) afirmam que sua equação é segura em qualquer condição de céu, altitude e estação do ano, visto que o modelo foi testado em áreas de montanhas e em condições de nevoeiro e em baixa altitude. A proposta se baseia em estimar a emissividade em função da  $UR$ ,  $Ta$  e  $kt$ , como segue:

$$R_{ol,atm} = \varepsilon \sigma T a^4, \text{ onde, } \varepsilon = \left( \frac{0,84(UR-68)}{\sigma T a^4} + \left( \frac{-21kt}{Ta} + 1 \right)^4 \right) \quad (9)$$

## 2.11. Modelos de Duarte et al. (2006)

O trabalho de Duarte et al. (2006) foi desenvolvido no Brasil, mais precisamente no estado do Paraná, com dados observado no período de um ano, entre 2003 e 2004. Os autores afirmam que normalmente os modelos de céu limpo superestimam os dados medidos e os modelos para céu nublado subestimam a  $R_{ol,atm}$ . Observaram ainda que o melhor modelo foi o de Brutsaert (1975) para condições de céu limpo e os modelos de Jacobs (1978) e Crawford e Duchon (1999), para condições de céu nublado. As parametrizações que geraram os melhores ajustes foram posteriormente calibradas localmente, fornecendo uma ferramenta útil para aplicações que exigem estimativas de radiação de ondas longas no Sul do Brasil. Não foram encontradas diferenças significativas entre a primavera / verão e o outono / inverno para os coeficientes da parametrização de céu limpo de Brutsaert, enquanto, que a sazonalidade está presente nos modelos de Jacobs, para parametrização de céu nublado.

Para condição de céu limpo o trabalho de Brutsaert foi calibrado localmente seguindo Sugita e Brutsaert (1993), sendo assim:

$$Rol, atm = \varepsilon \sigma T a^4, \text{ onde } \varepsilon = 0,625 \left( \frac{e}{Ta} \right)^{0,131}$$

Para a condição de céu nublado, foram escolhidos dois métodos para serem localmente calibrados, onde o primeiro tem por base no método de Jacobs e o segundo é com base no método de Crawford e Duchon, mostrados a seguir:

$$Rol, atm = Rol, atm_c (1 + 0,242c^{0,583});$$

$$Rol, atm = Rol, atm_c (1 - c^{0,671}) + 0,990c^{0,671} \sigma T a^4$$

A variável  $c$  é a cobertura de nuvem fracionária, obtido por observador.

## 2.12. Modelos de Lhomme et al. (2007)

Lhomme et al. (2007) calibraram seus dados para o altiplano dos Andes entre Bolívia e Peru. Sua metodologia é semelhante à de Duarte et al. (2006), tendo a primeira equação mostrada a seguir para condições de céu limpo e a segunda equação para condições de céu nublado, quais sejam:

$$Rol, atm = \varepsilon \sigma T a^4, \text{ onde, } \varepsilon = \left( 1,18 \left( \frac{e}{Ta} \right)^{\frac{1}{7}} \right)$$

$$Rol, atm = \varepsilon \sigma T a^4, \text{ onde, } \varepsilon = (-0,34s + 1,37) \cdot \left( 1,18 \left( \frac{e}{Ta} \right)^{\frac{1}{7}} \right)$$

onde  $s$  é dado por uma razão entre  $R_g$  no instante  $n$  medido, e o máximo  $R_g$  estimado para o mesmo instante  $n$  em uma área unitária, podendo ser calculada através de uma fórmula empírica, onde refere-se ao caminho óptico, um feixe de radiação espectral que o atravessa e sofre atenuação por absorção, espalhamento ou ambos os processos (ALLEN et al., 1998; YAMASOE e CORRÊA, 2016).

### 3. MATERIAL E MÉTODOS

#### 3.1. Áreas geográficas do Estudo

A partir do banco de dado de SONDA, estações meteorológicas e radiométricas instaladas no Brasil, selecionou-se quatro cidades em diferentes regiões do país, onde, no Nordeste (NE), a cidade de Petrolina; no Centro-oeste (CO) Brasília (DF); no Sudeste (SE), Cachoeira Paulista e na região Sul (S) Florianópolis. E assim, o desfecho geográfico das cinco regiões do Brasil, foram obtidos no banco de dados do ARM, no estado do Amazonas (AM) na região norte (N) a cidade de Manacapuru conforme mostra a Figura 5. Sendo assim, cada estação usada neste trabalho se diferencia quanto aos aspectos do regime de chuva, radiação solar, influência topográfica e uma maior variabilidade latitudinal.

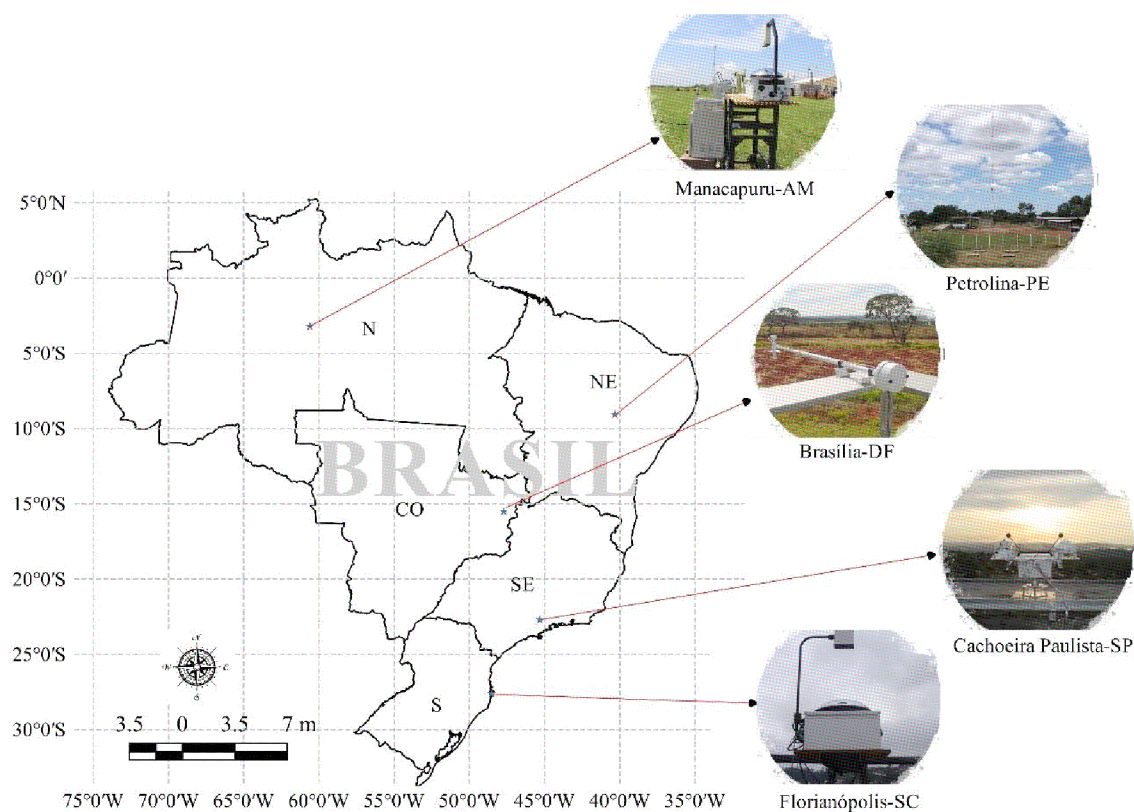
Na Tabela 1 encontra-se as descrições de cada estação, com suas respectivas coordenadas geográficas (Latitude, Longitude e Altitude) e período de estudo.

Tabela 1 – Descrição pontual de cada estação do SONDA e do GOAmazon-ARM.

Regiões	Estados	Cidades	Coordenadas	Altitudes (m)	Período
Centro-Oeste	Distrito Federal - DF	Brasília	15° 36' 03" S 47° 42' 47" O	1023	2014
Norte	Amazonas - AM	Manacapuru	3° 12' 46,70" S 60° 35' 53,0" O	50	2014
Nordeste	Pernambuco - PE	Petrolina	09° 04' 08" S 40° 19' 11" O	387	2014
Sudeste	São Paulo - SP	Cachoeira Paulista	22° 41' 22,65" S 45° 00' 22,28" O	574	2014 2015
Sul	Santa Catarina - SC	Florianópolis	27° 36' 6,1" S 48° 31' 4,2" O	31	2014

Fonte: Própria (2019)

A Figura 5 foi gerada a partir do shapefile do território nacional e suas respectivas regiões, obtidos no portal do IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística) disponível na página: <https://mapas.ibge.gov.br/escolares/ensino-medio/grandes-regioes.html>. As coordenadas das estações, melhor descrição na Tabela 1, sinalizados em estrelas azuis pontuais na Figura 5, foram fornecidos pelo SONDA e o projeto GOAmazon juntamente com fotos de cada uma das estações, usando o software Qgis 2.10.1.



Fonte: Própria (2019)

Figura 5 – Espacialização das estações do SONDA no território nacional.

### 3.1.1. Descrição breve da climatologia local das estações

#### 3.1.1.1. Região Centro-Oeste

A cidade de Brasília ( $15^{\circ} 36' 03''$  S e  $47^{\circ} 42' 47''$  W; 1023 m), localiza-se no Distrito Federal, DF, não sendo um estado, mas ainda assim uma unidade federativa. Possui clima tropical de altitude, 1023 m, característico de planaltos e serras. A região apresenta regime de precipitação bem definido. A estação chuvosa tem início em outubro e estende-se até março. A estação seca acontece no restante do ano, desde abril até setembro. A estação chuvosa é causada pelo forte aquecimento da atmosfera na Amazônia, que favorece o desenvolvimento de um sistema quase estacionário em altos níveis, a Alta da Bolívia. Como resultado dessa circulação, observa-se nos baixos níveis uma região de baixa pressão, chamada de Baixa do Chaco.

Essa região de baixa pressão e a convergência de ar são os principais fatores que provocam a precipitação neste período, responsável por 70% do total médio anual que é de aproximadamente 1700 mm (SONDA, 2018).

A umidade relativa do ar, no período seco, cai de valores superiores a 70% para 20%, atingindo no período mais quente, agosto e setembro, valores da ordem de 12% (valor típico de deserto) (SONDA, 2018). A temperatura média é em torno de 22°C, com o pico anual nos meses de primavera. Os meses de junho e julho são os que apresentam as temperaturas mais baixas do ano, em média 18°C (SONDA, 2018).

Tabela 2 - Normais climatológicas do Instituto Nacional de Meteorologia-Brasília

Variáveis	Brasília												Ano
	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	
<b>T max.</b>	26,50	27,00	26,70	26,60	25,90	25,00	25,30	26,90	28,40	28,20	26,70	26,30	26,60
<b>T min.</b>	18,10	18,00	18,10	17,50	15,60	13,90	13,70	15,20	17,20	18,10	18,00	18,10	16,80
<b>T média</b>	21,60	21,70	21,60	21,30	20,20	19,00	19,00	20,60	22,20	22,40	21,50	21,40	21,00
<b>UR</b>	76,2	74,7	76,8	72,2	66,2	58,7	52,7	46,8	50,3	62,8	74,5	78,0	65,8
<b>Pressão de Vapor (hPa)</b>	19,6	19,5	19,9	18,7	16,2	13,4	12,0	11,6	13,6	16,9	19,0	19,7	16,7
<b>Insolação</b>	4,87	5,68	5,37	6,82	7,73	8,48	8,67	8,53	7,02	5,91	4,66	4,09	6,49
<b>Precipitação</b>	209,4	183,0	211,8	133,4	29,7	4,9	6,3	24,1	46,6	159,8	226,9	241,5	1477,4

\*T média é compensada, UR é compensada, Insolação foi dividido por o total de dias correspondente ao mês e ao ano e a Precipitação é acumulada.

Fonte: INMET (2019)

### 3.1.1.2. Região Nordeste

A cidade Petrolina (09° 04' 08" S; 40° 19' 11" W; 378 m) localiza-se no estado de Pernambuco, PE, situado no semiárido do Nordeste Brasileiro - NEB. O NEB possui clima tropical, seco e quente na parte norte e quente e estépico na parte sul, que é caracterizada pela escassez e irregularidade pluviométrica, com chuvas e forte evaporação em consequência das altas temperaturas no verão. O total anual médio de precipitação



pluvial de Petrolina é da ordem de 560 mm. As chuvas ocorrem de janeiro a abril devido ao deslocamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) em direção ao Hemisfério Sul, que influencia na convergência de umidade e da convecção local. Março e agosto são os meses com a maior e a menor precipitação, com totais médios de 136 mm e 5 mm, respectivamente (SONDA, 2018).

Os meses mais úmidos, a UR varia entre 66% e 72% e os menos úmidos acontecem nos meses mais quentes, de setembro a novembro, quando a umidade do ar atinge valores abaixo de 55%. Os maiores valores se verificam em abril (fim do período chuvoso). A Temperatura médias do ar varia entre 24°C e 28°C, sendo julho o mês mais frio e novembro o mês mais quente do ano (SONDA, 2018).

\*T média é compensada, UR é compensada, Insolação foi dividido por o total de dias correspondente ao mês e ao ano e a Precipitação é acumulada.

Tabela 3 – Normais climatológicas em Petrolina

Variáveis	Petrolina												
	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Ano
T max.	33,30	33,00	32,60	32,20	31,40	30,00	29,70	30,70	32,70	34,10	34,20	33,90	32,30
T min.	23,30	23,30	23,40	23,00	22,10	20,60	20,00	20,10	21,10	22,50	23,00	23,50	22,20
T média	28,00	27,80	27,50	27,20	26,30	24,90	24,40	25,10	26,70	28,40	28,60	28,40	26,90
UR	54,0	57,6	59,9	60,1	58,5	60,2	58,3	53,0	47,4	43,8	47,3	51,4	54,3
Pressão de Vapor (hPa)	21,0	21,7	22,4	22,1	20,6	19,3	18,1	17,5	17,5	17,6	19,0	20,3	19,8
Insolação	8,02	7,99	7,53	7,82	7,49	7,29	7,82	8,73	9,21	9,22	8,81	8,51	8,20
Precipitação	91,0	90,7	114,1	44,0	12,6	5,5	4,0	1,4	2,7	10,6	52,0	54,0	482,6

Fonte: INMET (2019)

### 3.1.1.3. Região Norte

A cidade de Manacapuru (3° 12' 46,70" S e 60° 35' 53,0" W; 50 m), situada no estado do Amazonas – AM, favor do vendo em relação da capital Manaus (3 ° 6'47 "S, 60 ° 1'31" W) que usa petróleo com alto teor de enxofre como principal fonte de eletricidade, a capital é também uma

zona industrial de 3 milhões de habitantes e tem altas emissões de fuligem. O número de partículas e as concentrações de massa são 10 a 100 vezes maiores na pluma de poluição em comparação com as condições originais. A química da pluma também perturba a formação de oxidação de aerossóis orgânicos secundários derivados de emissões terrestres, incluindo as interações nuvem-aerossol-precipitação, são influenciados pelo escoamento de poluentes de uma megacidade tropical (KUHN, 2010; GOAmazon, 2019).

A Tabela 4 trata das normais climatológicas da estação de Manaus com 92 m de altitude, já que em Manacapuru não possui dados climatológicos, tendo em vista que Manacapuru faz parte da região metropolitana de Manaus, e que estão a uma distância de 71,36 km.

Tabela 4 – Normais climatológicas em Manaus

Variáveis	Manaus												
	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Ano
<b>T max.</b>	30,90	30,80	30,90	31,00	31,10	31,40	32,10	33,10	33,50	33,40	32,60	31,70	31,90
<b>T min.</b>	23,10	23,10	23,20	23,20	23,40	23,00	23,10	23,40	23,70	23,90	23,70	23,50	23,40
<b>T média</b>	26,30	26,30	26,30	26,40	26,60	26,70	27,00	27,60	28,00	28,00	27,60	26,90	27,00
<b>UR</b>	86,4	86,0	86,9	86,8	85,6	83,1	80,2	78,4	77,2	78,1	80,7	84,2	82,8
<b>Pressão de Vapor (hPa)</b>	30,0	30,0	30,3	30,5	30,6	30,2	29,6	30,1	30,4	30,9	31,0	30,7	30,4
<b>Insolação</b>	3,64	3,34	3,09	3,58	4,65	6,23	7,05	6,96	6,13	5,10	4,67	3,82	4,86
<b>Precipitação</b>	287,0	295,1	300,0	319,0	246,9	118,3	75,4	64,3	76,3	104,1	169,2	245,6	2301,2

\*T média é compensada, UR é compensada, Insolação foi dividido por o total de dias correspondente ao mês e ao ano e a Precipitação é acumulada.

Fonte: INMET (2019)

De acordo com Mendonça e Danni-Oliveira (2007), o clima predominante na porção Norte do Brasil, e conseqüentemente Manacapuru é controlado por sistemas atmosféricos equatoriais (Massa de ar Equatorial Continental – MEC, Massa de ar Equatorial Atlântica – MEA e Zona de Convergência Inter Tropical – ZCIT) e tropical.

### 3.1.1.4. Região Sudeste

A estação de Cachoeira Paulista ( 22° 41' 22,65" S 45° 00' 22,28" O, 574 m) ainda não possui normais climatológicas, portanto optou-se por demonstrar na Tabela 5 as normais climatológicas de Taubaté, levando em consideração que a estação de Taubaté possui uma altitude de 580 m e fica a uma distância de aproximadamente 68,88 km de Cachoeira Paulista.

Já cidade de Taubaté (23° 1' 51" S e 45° 32' 54" W; 580 m), situado no interior do estado de São Paulo - SP, tem normal climatológica (Tabela 5), que mostra um período mais frio de maio a agosto, uma umidade relativa sempre acima de 50%, por conta da proximidade marítima. O período mais seco encontra-se no período mais frio com menos concentração de vapor de água.

Tabela 5 – Normais climatológicas em Taubaté

Variáveis	Taubaté												Ano
	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	
<b>T max.</b>	30,60	31,20	30,10	28,50	25,40	24,70	24,90	26,70	27,30	29,00	29,50	30,40	28,20
<b>T min.</b>	19,40	19,10	18,60	16,60	13,00	10,90	10,70	11,50	14,10	16,30	17,30	18,50	15,50
<b>T média</b>	23,80	23,90	23,00	21,40	18,10	16,50	16,40	17,80	19,60	21,50	22,30	23,30	20,60
<b>UR</b>	79,9	79,3	79,9	78,9	80,0	79,7	77,5	72,8	74,1	74,0	75,2	76,6	77,3
<b>Pressão de Vapor (hPa)</b>	24,2	24,2	23,4	21,2	17,5	15,8	15,2	15,6	17,5	19,8	21,1	22,7	19,9
<b>Insolação</b>	4,80	5,51	5,11	5,95	5,54	5,98	5,92	6,38	4,57	4,75	5,07	5,25	5,40
<b>Precipitação</b>	238,1	197,3	163,6	78,6	55,8	26,7	37,9	26,4	79,6	118,2	160,7	178,0	1360,9

\*T média é compensada, UR é compensada, Insolação foi dividido por o total de dias correspondente ao mês e ao ano e a Precipitação é acumulada.

Fonte: INMET (2019)

### 3.1.1.5. Região Sul

O município de Florianópolis (27°36'6,1" S e 48°31'4,2" O), capital de Santa Catarina, SC, com altitude de 31 m (SONDA, 2018), por estar situado na região subtropical, tem um clima que é controlado por massas de ar tropical e polares, sendo assim considerado como subtropical úmido (MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007).

Uma das principais características que distingue o clima da região Sul do restante do País é a maior regularidade na distribuição anual da pluviometria (entre 1250 e 2000 mm), associada às baixas temperaturas do inverno. Essa característica é resultante da associação entre a posição geográfica da área, seu relevo e a atuação dos sistemas atmosféricos intertropicais e polares (MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007).

Tabela 6 – Normais climatológicas em Florianópolis

Florianópolis													
Variáveis	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Ano
<b>T max.</b>	28,90	29,30	28,70	26,60	23,90	21,90	21,00	21,50	22,00	23,90	26,00	28,00	25,10
<b>T min.</b>	21,40	21,60	20,80	18,50	15,30	13,50	12,90	13,40	15,20	17,20	18,60	20,30	17,40
<b>T média</b>	24,90	25,10	24,50	22,20	19,20	17,20	16,40	17,00	18,30	20,30	22,20	24,00	20,90
<b>UR</b>	80,0	80,4	80,0	80,1	81,1	82,1	83,2	81,3	80,3	80,2	78,2	77,7	80,4
<b>Pressão de Vapor (hPa)</b>	25,9	26,4	25,2	22,2	18,9	16,7	16,0	16,3	17,4	19,4	21,4	23,9	20,8
<b>Insolação</b>	5,70	5,89	5,94	5,73	5,65	5,05	4,91	5,05	4,35	4,66	6,13	6,13	5,43
<b>Precipitação</b>	250,6	201,6	179,7	123,5	132,5	75,7	118,0	74,0	141,0	148,9	150,6	172,5	1768,6

\*T média é compensada, UR é compensada, Insolação foi dividido por o total de dias correspondente ao mês e ao ano e a Precipitação é acumulada.

Fonte: INMET (2019)

## 3.2. Dados

### 3.2.1. SONDA

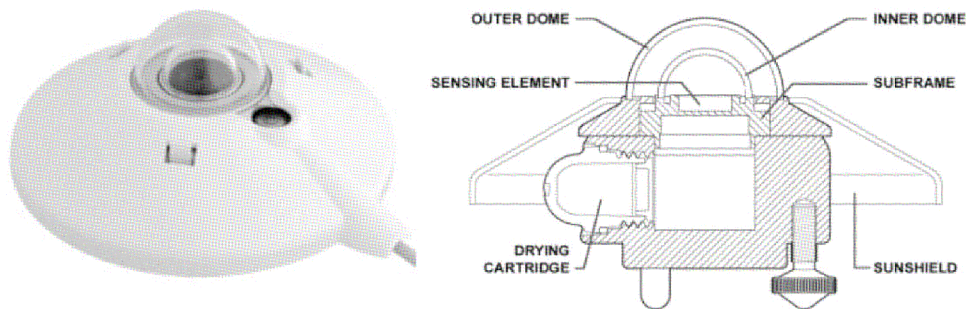
Os instrumentos abordados fornecem dados restritamente utilizados nos métodos empíricos escolhidos para este trabalho, são eles: Aubinet (1994), Equações 5, 6, 7 e 8 e Gabathule et al. (2001), Equação 9. Esses métodos foram escolhidos por terem  $k_t$  como indicativo de transparência atmosférica, conhecido como índice de claridade.

Os dados do SONDA dispõem dados mensais, com varreduras a cada 5 segundos e extração de médias a cada 1 minuto, em Tempo Universal Coordenado (UTC), tendo que ser transformado para um tempo solar médio (TS) de cada estação. As variáveis usadas são:  $R_g$ ,  $R_{ol,atm}$ ,  $T_a$  e  $UR$  (ao nível do abrigo meteorológico), ao longo do ano de 2014, sendo a variável pressão de vapor ( $e$ ) obtida pela eq. 3.

### 3.2.1.1. Instrumentos

#### 3.2.1.1.1. Piranômetro

O piranômetro (Figura 6, modelo CMP22 da Kipp & Zonen) é um instrumento que mede a irradiância solar global  $R_g$  ( $W/m^2$ ). Este tipo de instrumento pode ser utilizado para medir tanto a Radiação Global (Direta + Difusa) como a Radiação Difusa (LIRA et al. 2016).

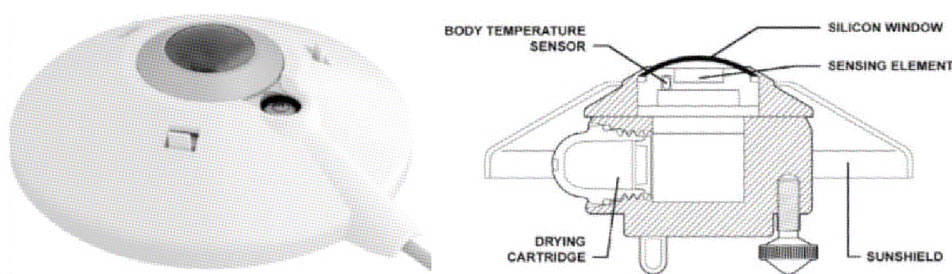


Fonte: Lira et al. (2016)

Figura 6 – Piranômetro Kipp & Zonen Série CPM

#### 3.2.1.1.2. Pirgeômetro

O Pirgeômetro (Figura 7, modelo CGR4 da Kipp & Zonen) também denominado Radiômetro Infravermelho de Precisão, é o instrumento utilizado para medir a  $R_{ol,atm}$ . A radiação medida pelo elemento sensível é a soma entre a  $R_{ol,atm}$  que atinge a sua cúpula e a  $R_{ol}$  emitida pelo próprio radiômetro. Desta forma é necessário medir a temperatura interna do sensor, para inferir apenas a  $R_{ol,atm}$  incidente (LIRA et al., 2016).



Fonte: Lira et al. (2016)

Figura 7 – Pirgeômetro Kipp & Zonen Modelo CGR 4

### 3.2.1.1.3. Termohigrômetro

O termohigrômetro (Figura 8, modelo 41382VC/VF,0-1 V – RMYOUNG) permite obter medidas da temperatura do ar e umidade relativa em um único instrumento. O sensor é capaz de medir a temperatura na faixa de  $-50^{\circ}\text{C}$  a  $50^{\circ}\text{C}$  e a umidade de 0 a 100%, sendo estas suas unidades conforme o SI. Este sensor possui uma proteção de plástico ou alumínio quando instalado a um abrigo meteorológico, evitando que fatores como chuva, vento e raios solares incidentes, interfiram no seu funcionamento correto. O abrigo do instrumento no lado direito da imagem possui um sistema de ventilação para garantir que a temperatura interna do abrigo seja igual à temperatura externa (LIRA et al., 2016).



Fonte: Lira et al. (2016)

Figura 8 – Sensor de temperatura umidade modelo 41382 e abrigo aspirado RMYOUNG.

### 3.2.2. ARM – GOAmazon

A GOAmazon (*Green Ocean Amazon*) foi um projeto vinculado ao ARM (*Atmospheric Radiation Measurement*). Este projeto se estendeu para as estações do ano, úmidas e secas, de janeiro de 2014 a dezembro de 2015 (ARM, 2019).

Foram usadas dados radiométricos e meteorológicos do Programa ARM do Departamento de Energia (U.S. Departamento of Energy) dos Estados Unidos, referentes ao laboratório instalado em Manacapuru - AM, parte da região metropolitana da cidade de Manaus – AM.

O programa ARM tem por objetivo desenvolver e testar parametrizações de diferentes processos atmosféricos, em particular processos radiativos e de formação de nuvens, para uso em modelos atmosféricos (STOKES, G. M. & SCHWARTZ, 1994).

### 3.2.2.1. Instrumentos

#### 3.2.2.1.1. Radiométricos (SKYRAD)



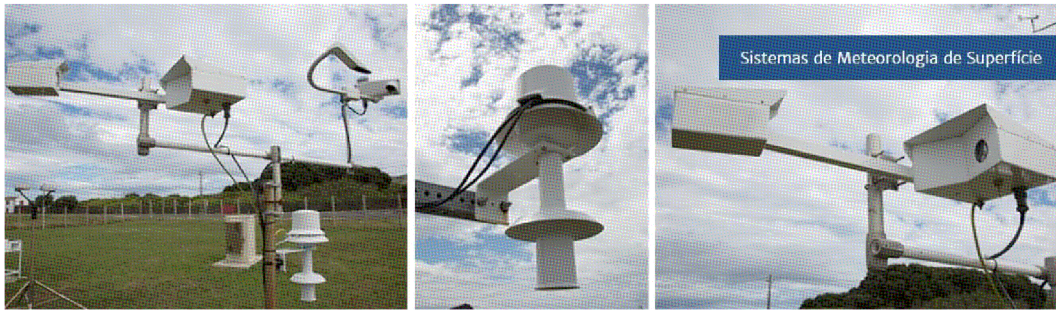
Fonte: ARM (2019 b)

Figura 9 – Radiômetros celestes em suporte para radiação descendente da coleção que o ARM denomina de SKYRAD.

Os sistemas de aquisição de dados SKYRAD usam o data logger CR3000 da Campbell Scientific, Inc, e esse mesmo foi usado para obter os dados do projeto da GOAmazon, sendo um data logger exclusivo para cada coleção, incluindo a SKYRAD. O piranômetro (Faixa espectral 0.3 a 3.0 micrômetros), utilizado foi pela *Eppley Laboratory, Inc*, modelo PSP (*Precision Spectral Pyranometer*), a montagem se deu sem sombra e ventilado, para obter  $R_g$  (ARM, 2019 b).

O Pirgeômetro (Faixa espectral 3,5 a 50 micrômetros), utilizado para medir  $R_{ol,atm}$  foi pela *Eppley Laboratory, Inc*, modelo PIR (*Precision Infrared Radiometer*), a montagem se deu com sombra e ventilado (ARM, 2019 b).

### 3.2.2.1.2. Meteorológicos de superfície (MET)



Fonte: ARM (2019 a)

Figura 10 – Instrumentação meteorológica de superfície segundo o ARM, denominada de coleção MET.

O instrumento usado para a medição de  $T_a$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) e UR (%) foi termohigrômetro da Vaisala HMP45D. A sonda  $T_a$ -UR é montada em um abrigo aspirado a uma altura de 2 m, o datalogger usado foi o CR23X, sendo disponibilizado no formato netCDF e CSV (ARM, 2019).

### 3.3. Manipulação dos dados

Os dados foram dispostos separadamente por estação e, em seguida, foi aplicada a correção referente a cada longitude de cada estação para o ajuste local, já que os dados estão em UTC. Para o cômputo de  $h$ , foi necessário antes computar o tempo solar médio (TS), para o ajuste dos minutos correspondente ao dia de cada estação, fazendo uso da seguinte equação:

$$TS = H_{UTC} - \left(\frac{|L|}{15}\right)$$

onde  $H_{UTC}$  é a hora em UTC,  $L$  é a longitude de cada estação, com essa equação é possível determinar quantos minutos do dia devem ser retirados e inseridos para o ajuste no banco de dados e posteriormente calcular  $h$  de cada ponto de estação:

$$h = ((12 - TS)15)$$

Foi também usada a fórmula instantânea para a obtenção da radiação do topo da atmosfera de minuto-minuto ( $R'$ ), como mostra a seguir:

$$R' = 1.367(\bar{D}/D_{DOA})^2 \cos Z \quad (\text{W/m}^2) \quad (10)$$

onde 1.367 é a constante solar ( $\text{W/m}^2$ ),  $(\bar{D}/D_{DOA})^2$  é a correção da excentricidade da órbita terrestre e  $Z$  é o ângulo zenital do Sol, como mostra na Figura 11 mais a



diante os dados de  $R'$ . Com a precisão boa optou-se então por fazer uso do VBA (*Virtual Basic for Applications*), e assim obter a média horária de todas as variáveis ( $R_g$ ,  $T_a$ ,  $UR$ ,  $R_{ol,atm}$  e  $R'$ ), incluindo a média horária da radiação no topo da atmosfera ( $R_0$ ) em  $MJ/m^2$ .

Já para a obtenção dos valores diários da radiação no topo da atmosfera ( $R_0$ ) foi usada a equação:

$$R_0 = 37,60(\bar{D}/D_{DOA})^2 (H \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \sin H) \quad (MJ/m^2)$$

onde 37,60 o fator que possibilita a expressar  $R_0$  em  $MJ/m^2$  e  $H$  é dado pela seguinte equação:

$$H = \arccos(-\operatorname{tg} \varphi \cdot \operatorname{tg} \delta) + 0,83^\circ$$

onde  $\varphi$  a latitude,  $\delta$  é da declinação solar considerada constante para um dia dada pela equação de Spencer (1971) e  $0,83^\circ$  é uma correção para o efeito do raio solar com relação ao astro solar para o nascer e pôr do Sol proposto por List (1971).

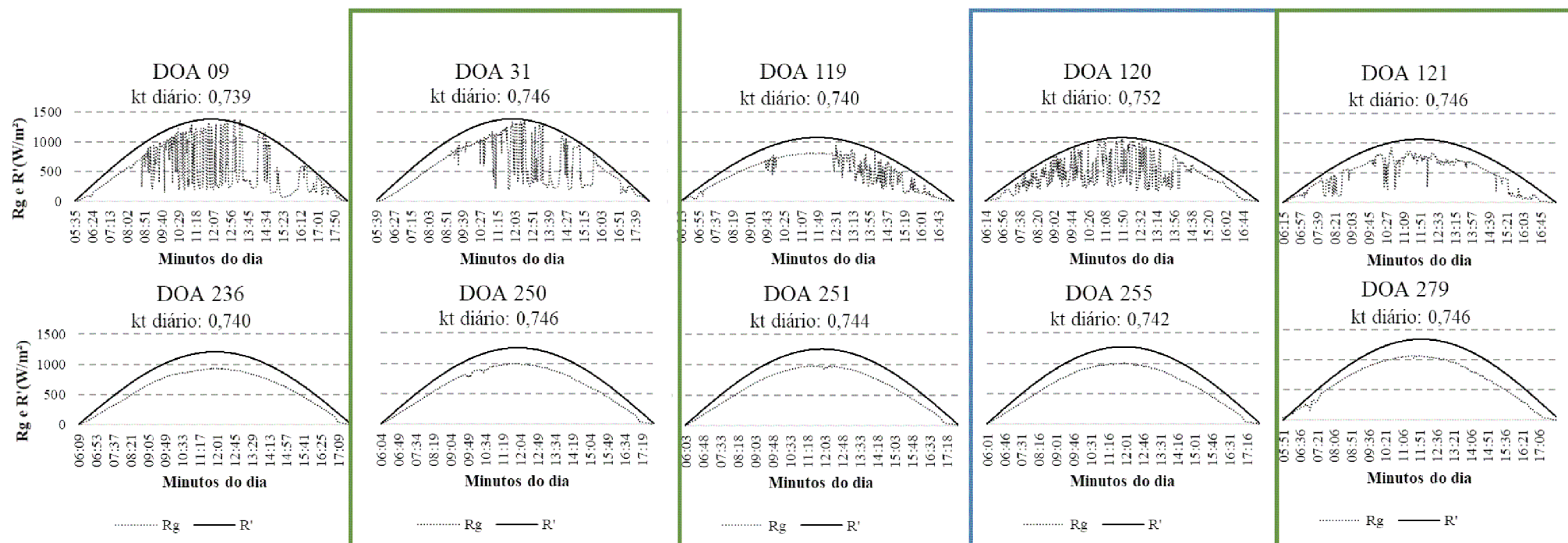
Os modelos aplicados neste trabalho para estimativa da  $R_{ol,atm}$  constam na Tabela 7.

Tabela 7 – Modelos aplicados na estimativa  $R_{ol,atm}$  na equação 2

	Modelos usados
Aubinet 1	$T_{atm} = (-29 + 1,09T_a - 19,9kt)$
Aubinet 2	$T_{atm} = (154 + 17,7 \ln(e) - 9,93kt)$
Aubinet 3	$T_{atm} = (94 + 12,6 \ln(e) - 13kt + 0,341T_a)$
Aubinet 4	$\varepsilon = (0,682 + 0,0352 \ln(e) + 0,133 \ln(1 - kt))$
Gabathule	$\varepsilon = \left( \frac{0,84(UR - 68)}{\sigma T_a^4} + \left( \frac{-21kt}{T_a} + 1 \right)^4 \right)$

### 3.3.1. Método para estimativa da nebulosidade noturna e diurna

Um dos métodos usados para aferir nebulosidade é a partir do cálculo da transmissividade atmosférica ( $kt$ ), dada pela razão da radiação global ( $R_g$ ) e a radiação no topo da atmosfera. Dadas as diferentes resoluções temporais, a radiação no topo da atmosfera e  $R_g$  podem ser demonstradas de minuto a minuto, de hora em hora e/ou diário. Usualmente para estimativa de  $R_{ol,atm}$  diversos autores usam o  $kt$  com uma resolução a nível diário mesmo os dados sendo a cada meia hora ou de 15 a 15 min.



Fonte: Própria (2019)

Figura 11 – Comportamento diário de minuto a minuto da radiação global ( $R_g$ ) e da Radiação no topo da atmosfera ( $R'$ ) na estação de Brasília-DF.

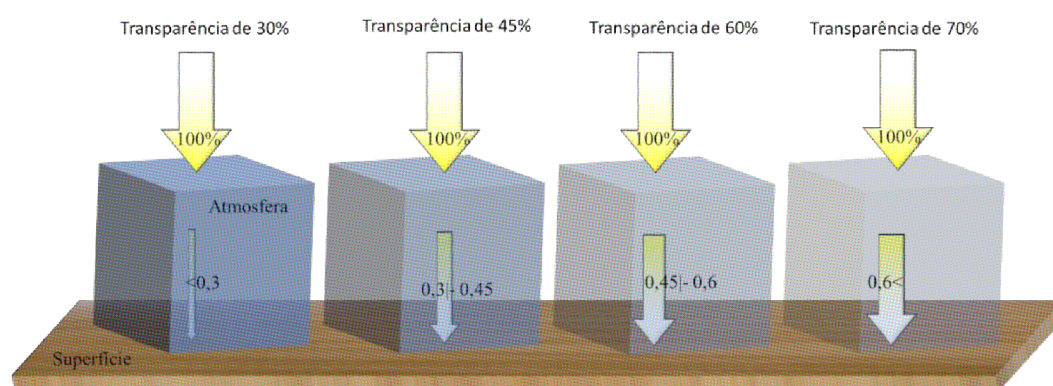
Dada a resolução temporal dos dados usados nesse trabalho, minuto a minuto, optou-se por verificar quais seriam as implicações de usar kt diário, como demonstra na Figura 11. Calculando valores da radiação no topo da atmosfera para cada minuto do dia ( $R'$ ) eq. (10), posteriormente integrando os 86400 valores de todas as variáveis usadas desse estudo, obtendo assim os valores diários.

Na Figura 11 nota-se uma presença maior de nebulosidade nos DOAs 9 à 121 (janeiro à maio, verão à outono), do que os DOAs 236 à 279 (agosto à outubro, inverno à primavera), que de acordo com a Tabela 2 corresponde o período chuvoso e o final do período seco, respectivamente. Ainda na Figura 11, há gráficos destacados em verde que correspondem a valores de kt diário iguais devido ao arredondamento, nota-se que mesmo os valores de kt diários iguais o comportamento de  $R_g$  é significativamente diferente, o que infere para má estimativa de  $R_{0l,atm}$ . Destacados em azul estão os gráficos que tiveram uma aproximação de valores, bem como, até uma inversão do que se é esperado do kt, já que o mesmo deveria sempre mostrar uma atmosfera mais transparente para transmissividade diária acima de 0,7. O DOA 255 mesmo não tendo o menor valor de kt diário ainda assim é um dos menores valores dos gráficos dispostos na Figura 11. Yamasoe e Correia (2016) explica que esse comportamento anômalo do que se se espera do kt diário acima de 0,7 é em decorrência ao efeito direcional das nuvens, bem como interações mostradas por Liou (2002) em virtude dos tipos de nuvens e o que as compõem demonstrado brevemente na Figura 4, como também a concentração de aerossóis. É ainda notado a interferência da época do ano e a declinação solar inferindo no fornecimento de energia, nos períodos maior energia (verão e outono) a energia é dissipada pela dinâmica atmosférica e já nos períodos de menor energia (inverno e primavera) a energia é atenuada pela declinação solar tendo assim uma dinâmica menor na atmosfera.

A separação dos dados no período diurno e diário foi usado o kt, diferente de Dallacort et al. (2004) e Sobrinho et al. (2013) que fazem uso de três intervalos distintos, sendo eles:  $0 \leq kt \leq 0.3$  céu nublado,  $0.3 \leq kt \leq 0.65$  parcialmente nublado e  $0.65 \leq kt$  seja considerado céu limpo, contudo, essa classificação feita por Dallacort et al. (2004) e Sobrinho et al. (2013) foi considerada desproporcional para o banco de dados deste trabalho. Tendo em vista que mesmo os valores altos de kt diário possam ter tamanha influência da nebulosidade ao longo do dia, e que

também a classe não segue um intervalo o mais próximo possível de partes iguais, portanto na Figura 12 é possível ver o que se espera compreender de transparência atmosférica em um intervalo novo de kt para atmosferas simplificadas que não leve em consideração o efeito direcional e seja uma atmosfera homogênea.

A Figura 12 foi criada através do software PowerPoint, onde os blocos elucidam parcelas de ar atmosféricas em uma área unitária e homogênea, submetida assim a uma transparência afim de aludir a transmissividade atmosférica. Portanto, é visível a importância de mais de uma categoria para o banco de dados usado neste trabalho, onde se fez necessário um rearranjo nos intervalos de kt e a complementação de mais intervalos como mostra na Tabela 8.



Fonte: Própria (2019)

Figura 12 – Visual do que se espera das condições de céu em cada condição proposta.

Tabela 8 – Classes de kt, para as diferentes condições de céu

Intervalos de kt	Condição de céu diurno
<0,30	Nublado
0,30 –0,45	Parcialmente nublado
0,45 –0,60	Moderadamente limpo
0,60 >	Céu limpo

A princípio foi aplicado as classes da Tabela 8 segundo a Figura 12 para todos os dados diários, conseqüentemente nas cinco estações usada neste estudo, posteriormente esses valores foram aplicados aos dados a níveis horários na estação de Brasília-DF, sendo a única estação a ser tratada a níveis horários, mesmo sabendo que não seria representativo visto o que foi mostrado na Figura 11, pois necessariamente teria que ser reajustados os valores por conta da nova resolução temporal, não sendo feito para manter um padrão de análise.

Já para as horas noturnas foi aplicado uma análise diferenciada, pois não seria possível classificar as horas noturna pelo kt, fez-se uma análise da

aproximação da  $\varepsilon$  para  $\varepsilon^*$  que indicaria a presença de nuvem, pois a atmosfera estaria se comportando como um corpo negro, sendo assim, em condição de céu nublado, já o afastamento indicaria o grau de transparência da atmosfera para esse comprimento de onda na dada temperatura.

Contudo, levando em consideração que a  $\varepsilon$  tem um comportamento proporcional a  $R_{01,atm}$  e que em análise para outras variáveis seja necessária um estudo de um comportamento inverso, mas semelhante ao  $k_t$ , foi aplicada então  $1 - \varepsilon$  (Figura 13 (b)) e investigar quais variáveis demonstram uma melhor relação positiva, levando em consideração que manterão o mesmo comportamento, embora que espelhado, como pode ser observado na Figura 13.

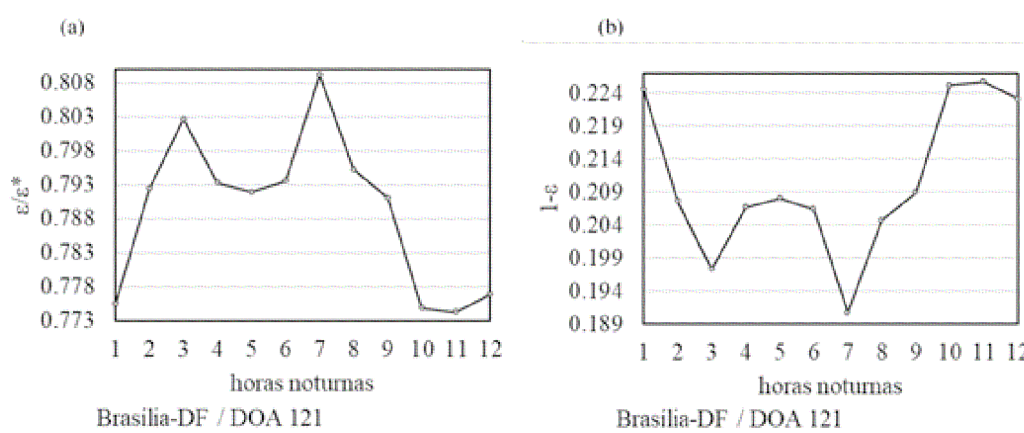


Figura 13 – Comportamentos de  $\varepsilon/\varepsilon^*$  e  $\varepsilon/\varepsilon^*$  ao longo das horas noturnas para método de diferenciação de condição de céu, onde a)  $\varepsilon/\varepsilon^*$  (emissividade medida) e b)  $1 - \varepsilon$  (um menos a emissividade medida) ambos ao longo das horas noturnas no DOA 121, estação de Brasília – DF.

Para a classificação noturna usando a razão  $\varepsilon/\varepsilon^*$  e/ou  $\varepsilon$  e  $1 - \varepsilon$ , tem-se as seguintes classificações:

Tabela 9 – Classes de  $1 - \varepsilon$  e  $\varepsilon$ , para as diferentes condições de céu noturno

Intervalos de $1 - \varepsilon$ e/ou	Intervalos de $\varepsilon$	Condição de céu noturno
<0,1	>0,9	Nublado
0,1 0,2	0,9 0,8	Parcialmente Nublado
>0,2	<0,8	Céu Limpo

Por fim, foram geradas para cada condição de céu diurno e noturno novos modelos com a ajuda do programa Excel usando dados horários. Foram elaboradas equações fazendo das variáveis:  $\varepsilon$ ,  $\varepsilon'$  (usando  $T_{atm}$ , Eq. 4),  $e/T_a$  e  $e'/T_{atm}$  (aplicando Eq. 4 na Eq.3 para obter  $e'$ ) e pelo princípio fundamental da contagem foram geradas 4 combinações que resultaram em quatro equações para cada condição.

### 3.4. Análise estatística

Para avaliar a confiabilidade dos valores de Rol,atm estimado com os observados no SONDA utilizou-se os seguintes indicadores estatísticos: Coeficiente de Determinação ( $R^2$ ), Equação 11, coeficiente de correlação de Pearson ( $r$ ), Equação 12, erro médio absoluto ( $EMA$ ), onde  $n$  é o número de dados, Equação 13 ( $Wm^{-2}$ ), raiz erro do quadrático médio ( $REQM$ ), Equação 14 ( $Wm^{-2}$ ), erro relativo médio ( $ERM$ ), Equação 15, índice de concordância de Willmott (1982) – ( $d$ ), Equação 16, índice de confiança ou de desempenho de Camargo & Sentelhas (1997) – ( $c$ ), Equação 17 :

$$R^2 = \left( \frac{\sum_{i=1}^n (y_i - y_m)(x_i - x_m)}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i - y_m)(x_i - x_m)^2}} \right)^2 \quad 11$$

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (y_i - y_m)(x_i - x_m)}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i - y_m)(x_i - x_m)^2}} \quad 12$$

$$EMA = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |y_i - x_i| \quad 13$$

$$REQM = \sqrt{\left( \frac{\sum_{i=1}^n (y_i - x_i)^2}{n} \right)} \quad 14$$

$$ERM = \frac{100}{n} \sum_{i=1}^n \left| \frac{y_i - x_i}{x_i} \right| \quad 15$$

$$d = 1 - \left( \frac{\sum_{i=1}^n (y_i - x_i)^2}{\sum_{i=1}^n (|y_i - y_m| + |x_i - x_m|)^2} \right) \quad 16$$

$$c = r \cdot d \quad 17$$

em que  $x_i$  representa os valores observados,  $x_m$  a média dos valores observados,  $y_i$  os valores estimados e  $y_m$  a média dos valores estimados.

Tabela 10 – Proposta de classificação para valores de  $r$

Valores de $\pm r$	Condição de correlação
0,00 a 0,19	Péssima
0,20 a 0,39	Ruim
0,40 a 0,69	Regular
0,70 a 0,89	Boa
0,90 a 1,00	Ótima

Fonte: Adaptado de Cohen (1988), Dancey e Reidy (2006) e Sobrinho (2013)

A precisão de um modelo se faz normalmente a partir coeficiente de correlação, o qual mede o grau de dispersão dos dados em relação à média, ou seja, o erro aleatório. A exatidão está relacionada ao afastamento dos valores estimados em relação aos observados. Matematicamente, essa aproximação é dada pelo índice de concordância ( $d$ ) (CAMARGO e SENTELHAS, 1997).

O  $c$  reúne as indicações dos dois coeficientes,  $r$  e  $d$ , corresponde à Equação 16, sendo o valor zero de  $c$  para confiança nula e 1 significando confiança perfeita (CAMARGO e CAMARGO, 2000).

Tabela 11 – Critério de desempenho dos modelos de estimativa do Rol,atm

Valores de $c$	Condição de desempenho
<0,40	Péssimo
0,41 a 0,50	Ruim
0,51 a 0,60	Sofrível
0,61 a 0,65	Regular
0,66 a 0,75	Bom
0,76 a 0,85	Muito Bom
>0,85	Ótimo

Fonte: Proposto por Camargo e Sentelhas (1997)

## 4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 4.1. Análise do desempenho dos modelos para dados diários

#### 4.1.1. Brasília – DF

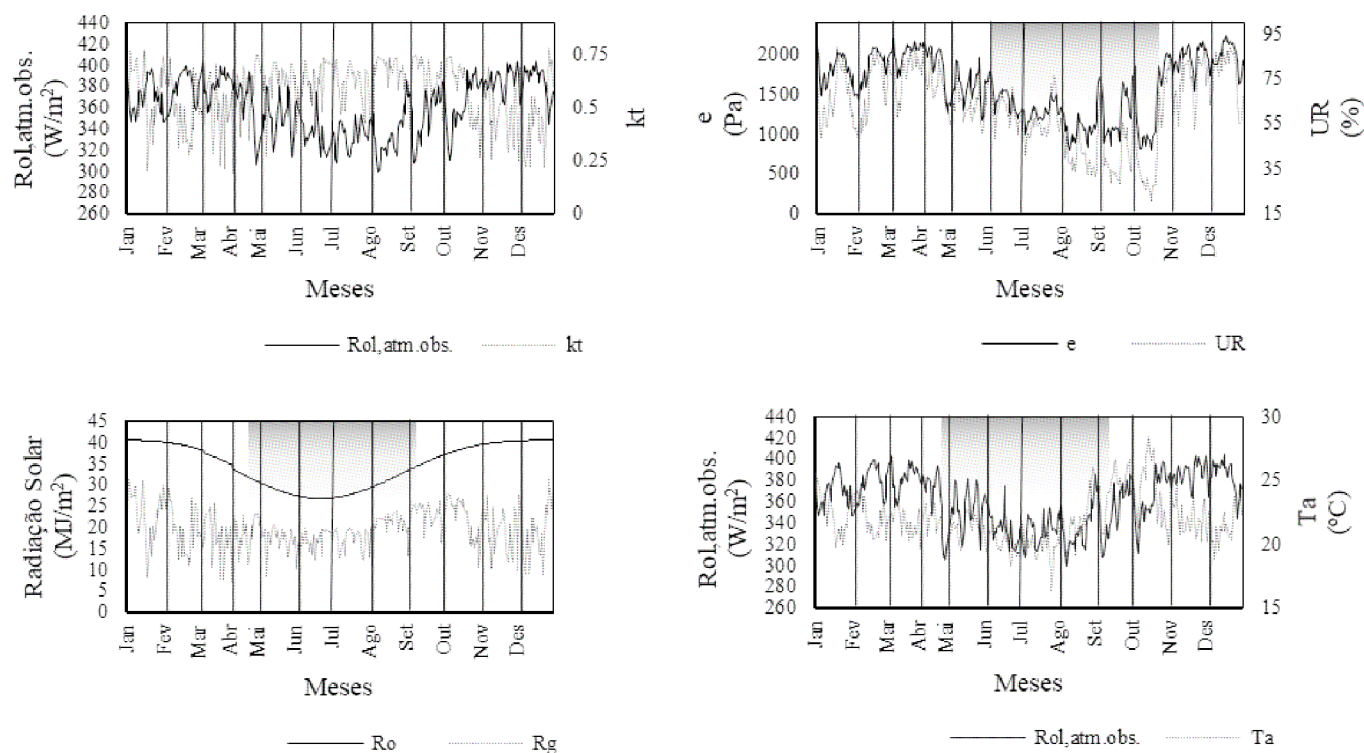


Figura 14: Gráficos da caracterização do ano de 2014 para dados diários das variáveis Rol,atm.obs., kt, Ta, e, UR, Rg e Ro para a estação de Brasília – DF.



A Figura 14 é uma composição de quatro gráficos, no primeiro é possível observar que o  $R_{ol,atm,obs.}$  ( $W/m^2$ ) é inverso ao comportamento do  $k_t$ , mostrando que em dias de céu claro há menor emissão de  $R_{ol,atm}$ . No segundo gráfico é possível observar o comportamento de  $e$  (Pa) e UR (%) e a área sombreada, que vai de junho a outubro, nesse gráfico representa o período mais seco na estação de Brasília no ano de 2014, um pouco deslocado com relação as normais climatológicas vistos na Tabela 2 que vão de maio à setembro. No terceiro gráfico foram plotados os dados de  $R_o$  e  $R_g$  ( $MJ/m^2$ ), sendo a área sombreada que vai de maio à setembro o período de menor incidência solar o que coincide com a área sombreada no quarto gráfico de menor incidência de  $R_{ol,atm,obs.}$  e menores  $T_a$  e no quarto gráfico é possível observar o comportamento de  $R_{ol,atm,obs.}$  ( $W/m^2$ ),  $k_t$  e  $T_a$  ( $^{\circ}C$ ) ao longo do ano de 2014 mostrando a relação entre essas duas variáveis.

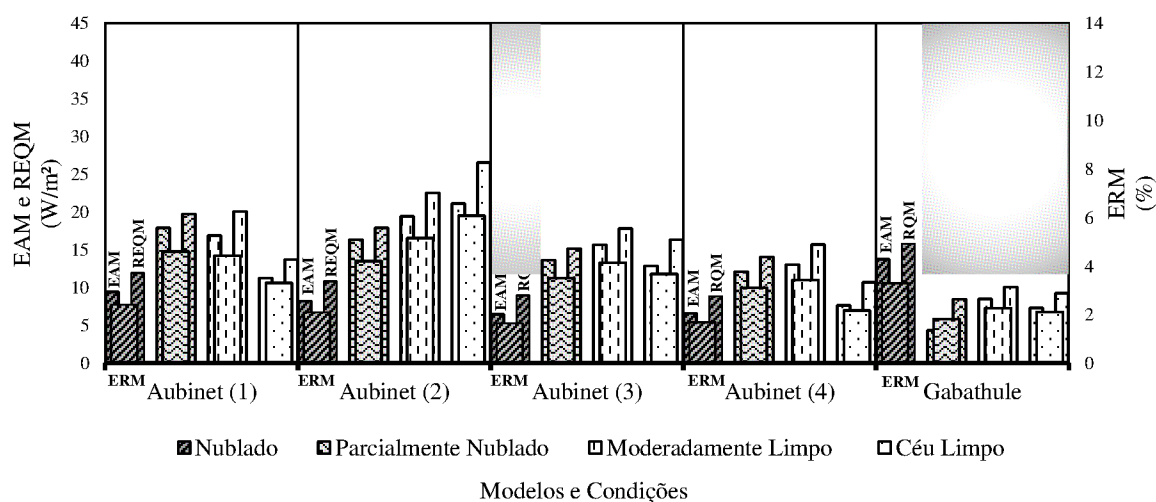


Figura 15 – Gráfico de EAM, ERQM e ERM dos dados diários de 2014 da estação de Brasília – DF com altitude de 1023m.

A Figura 15 é referente a estação Brasília na sede do DF, usando dados diários do ano de 2014 separados por modelos listados na Tabela 7, Aubinet (1), Aubinet (2), Aubinet (3), Aubinet (4), e Gabathule, em cada modelo tem-se as quatro condições de céu ao longo do dia como proposto na Tabela 8, Nublado (N) (linhas diagonais), Parcialmente Nublado (PN) (linhas vagonadas), Moderadamente Limpo (ML) (linhas tracejadas verticalmente) e Céu Limpo (CL) (pontilhado), cada condições de céu é formado por grupos de erros, o erro absoluto médio (EAM,  $W/m^2$ ) e raiz do erro quadrático médio (ERQM,  $W/m^2$ ) no eixo primário, erro relativo médio (ERM, %) no eixo secundário. Os sombreamentos sobre as condições de céu indicam os grupos de erro que tiveram menores valores de EAM,

ERM e REQM entre os modelos indicando assim o melhor modelo para cada condição.

Sendo assim, na Figura 15, demonstra que para condição de céu **N** o melhor modelo é Aubiet (3) e que para as demais condições de céu, **PN**, **ML** e **CL**, o modelo de Gabathule foi o que demonstrou melhor desempenho, ou seja, menores valores de EAM, ERM e REQM. Na Tabela 12 demonstra os dias usados para o cômputo de EAM, ERM e REQM em cada condições de céu que somados não completa os 365 dias como esperado, pois, ocorreram falhas entre os dias 65 a 69, ficando Brasília com 363 dias.

Tabela 12 – Número de dias para o cômputo de dos EAM, ERM e REQM, Brasília - DF

Condições de Céu	Número de dias, Brasília – DF
Nublado	17
Parcialmente Nublado	51
Moderadamente Limpo	113
Céu Limpo	182

A Figura 16 corresponde aos diagramas de dispersão e reta de regressão linear entre os dados observados (Rol,atm,obs.), e os estimados (Rol,atm,estim.) pelos diferentes modelos Aubinet (1), Aubinet (2), Aubinet (3), Aubinet (4) e Gabathule. Os resultados indicam que a correlação linear entre os dados estimados pelos modelos e os dados observados pela SONDA em Brasília, apresentaram bons ajustes, com correlações lineares oscilando ( $r$ )  $0,83 < r < 0,92$ , porém as melhores modelos foram Aubinet (4) e Gabathule ambos com valores de  $r$  acima de 0.92.

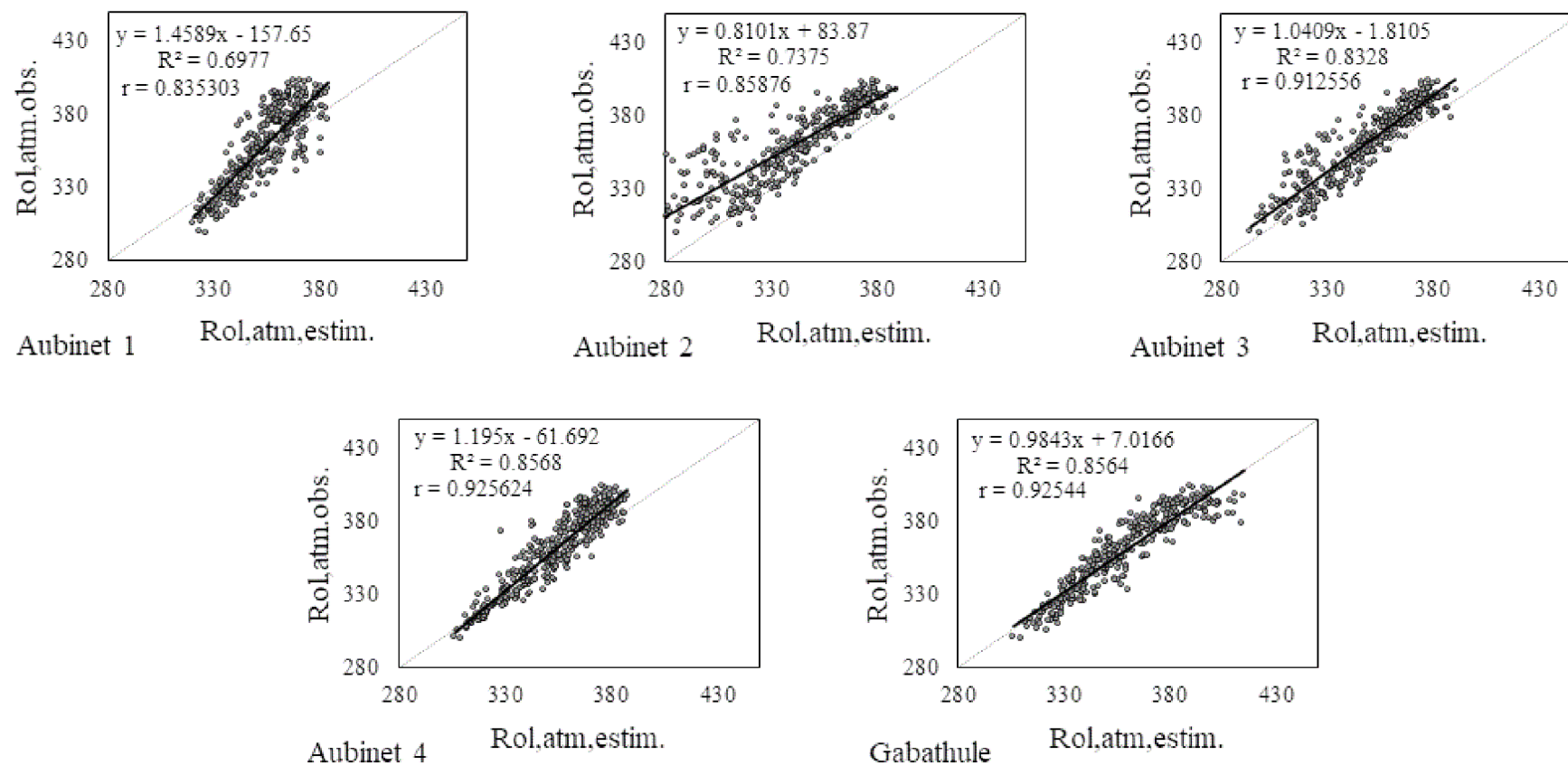


Figura 16 – Diagramas de dispersão diários de RoLatm,obs. e RoLatm,estim. para cada modelo usado para estação de Brasília – DF, ao longo do ano de 2014.

## 4.1.2. Petrolina – PE

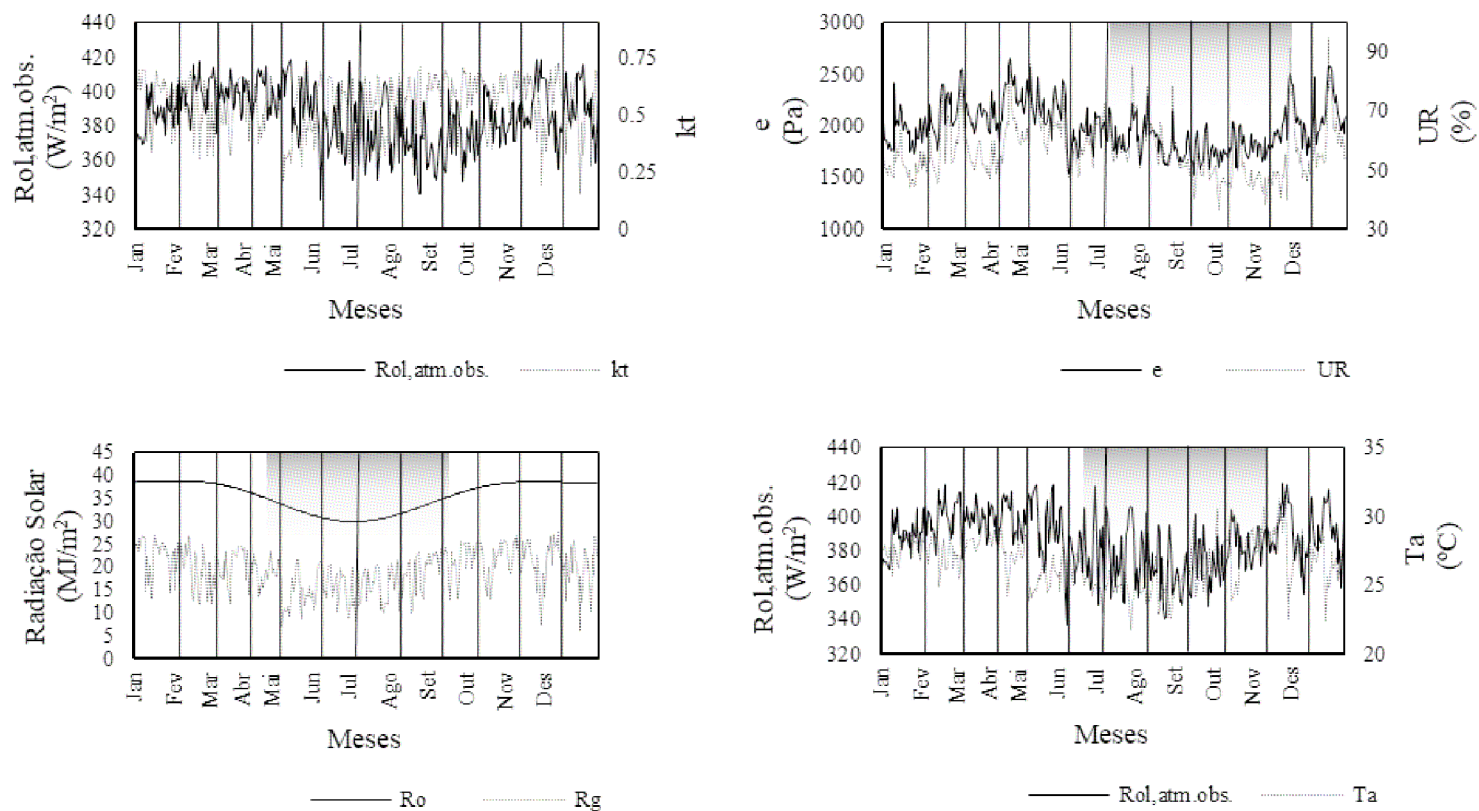


Figura 17 – Gráficos da caracterização temporal das variáveis em estudo no ano de 2014 para a estação de Petrolina -PE.

A Figura 17 é uma composição de quatro gráficos como mostrado na Figura 14 e a área sombreada no gráfico e UR, que vai de Julho a Novembro, nesse gráfico representa o período mais seco na estação de Petrolina no ano de 2014, um pouco deslocado com relação as normais climatológicas vistos na Tabela 3 que vão de Maio à Outubro, sendo que a estação de Brasília encontra-se a uma altitude de 1023m e Petrolina a 387m. No terceiro gráfico que trata radiação solar da Figura 17 é observado a área sombreada com a menor incidência de radiação. No último gráfico da Figura 17 é percebido uma semelhança maior nos meses que indicam menor radiação solar e período seco, mesmo que com uma leve defasagem da resposta de  $R_{ol,atm}$  e  $T_a$ .

A Figura 18 segue a lógica mostrada na Figura 15, destacado o melhor modelo para cada condição na área sombreada que mostraram os menores valores de EAM, ERM e REQM. Na Figura 18 para condição de céu N e CL o modelo Aubinet (4) demonstra ser o melhor, já em condições de céu PN e céu ML o modelo de Gabathule foi o que apresentou menores valores de EAM, ERM e REQM. Embora o modelo de Gabathule tenha apresentado menores erros em duas condições, PN e ML, nessas mesmas condições o modelo de Aubinet (4) mostra que as diferenças entre os modelos são pequenas. Outro modelo que demonstra uma boa resposta para todas as condições é o Aubinet (1).

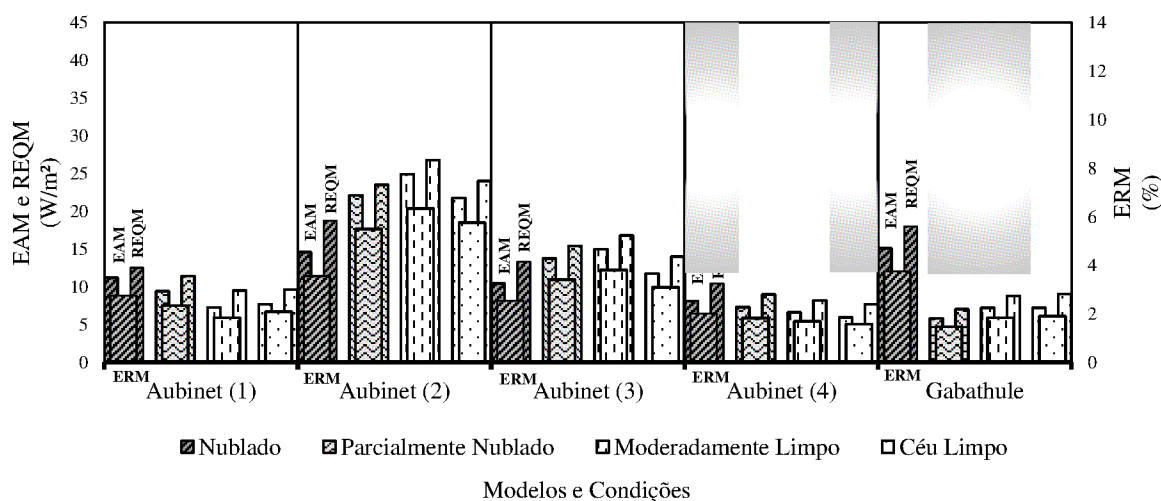


Figura 18 – Gráfico de EAM, ERM e REQM dos dados diários de 2014 da estação de Petrolina – PE com altitude de 387m.

A Tabela 13, a seguir, mostra os dias usados para o cômputo dos erros em cada condições de céu que somados completam os 365 dias do ano de 2014 na

estação de Petrolina -PE, sendo a condição de N o que apresenta menor quantidade de dias entre as cinco estações usada neste estudo.

Tabela 13 – Número de dias para o cômputo de dos EAM, ERM e REQM, Petrolina - PE

Condições de Céu	Número de dias, Petrolina - PE
Nublado	8
Parcialmente Nublado	81
Moderadamente Limpo	130
Céu Limpo	146

Na Figura 19 corresponde aos diagramas de dispersão e reta de regressão linear entre os dados Rol,atm,obs., e Rol,atm,estim. pelos diferentes modelos Aubinet (1), Aubinet (2), Aubinet (3), Aubinet (4) e Gabathule. É possível observar que diferente da Figura 18, onde os melhores modelos são Aubinet (4) para N e CL e G para PN e ML, a Figura 19 indica que os melhores modelos são Aubinet (3) e Aubinet (4) com a diferença do r de 0,0063. Sendo que Aubinet (3) apresentando uma subestimativa dos dados, já o modelo Aubinet (4) apresenta um melhor ajuste da reta e uma boa distribuição dos dados, mesmo que a diferença entre Aubinet (3) e Aubinet (4) indique que dispersão dos dados de Aubinet (4) seja um pouco maior que Aubinet (3).

É de suma importância salientar que Petrolina tem uma distribuição de dados voltados a sua atmosfera mais seca e de indicativos de poucas nuvens, não tendo, portanto, uma quantidade de dados em médias diárias para a condição de N tão satisfatória quanto as outras localidades situadas em outras regiões.

Portanto acredita-se que, os grandes pontos de interferências para os ajustes dos dados sejam devido a esses poucos pontos de dados na condição N. Devido a densidade de dados usados neste trabalho acredita-se também que Petrolina seja a localidade para um aprofundamento no estudo de Rol,atm, pois ela se aproxima uma atmosfera perfeita de pouca interferência de nuvens. Porém os efeitos entrópicos causados por presenças de nuvens e outros corpos como aerossóis na atmosfera para a estimativa de Rol,atm seja o de Manacapuru, que será visto posteriormente na Figura 22 em comparativos aos diagramas.

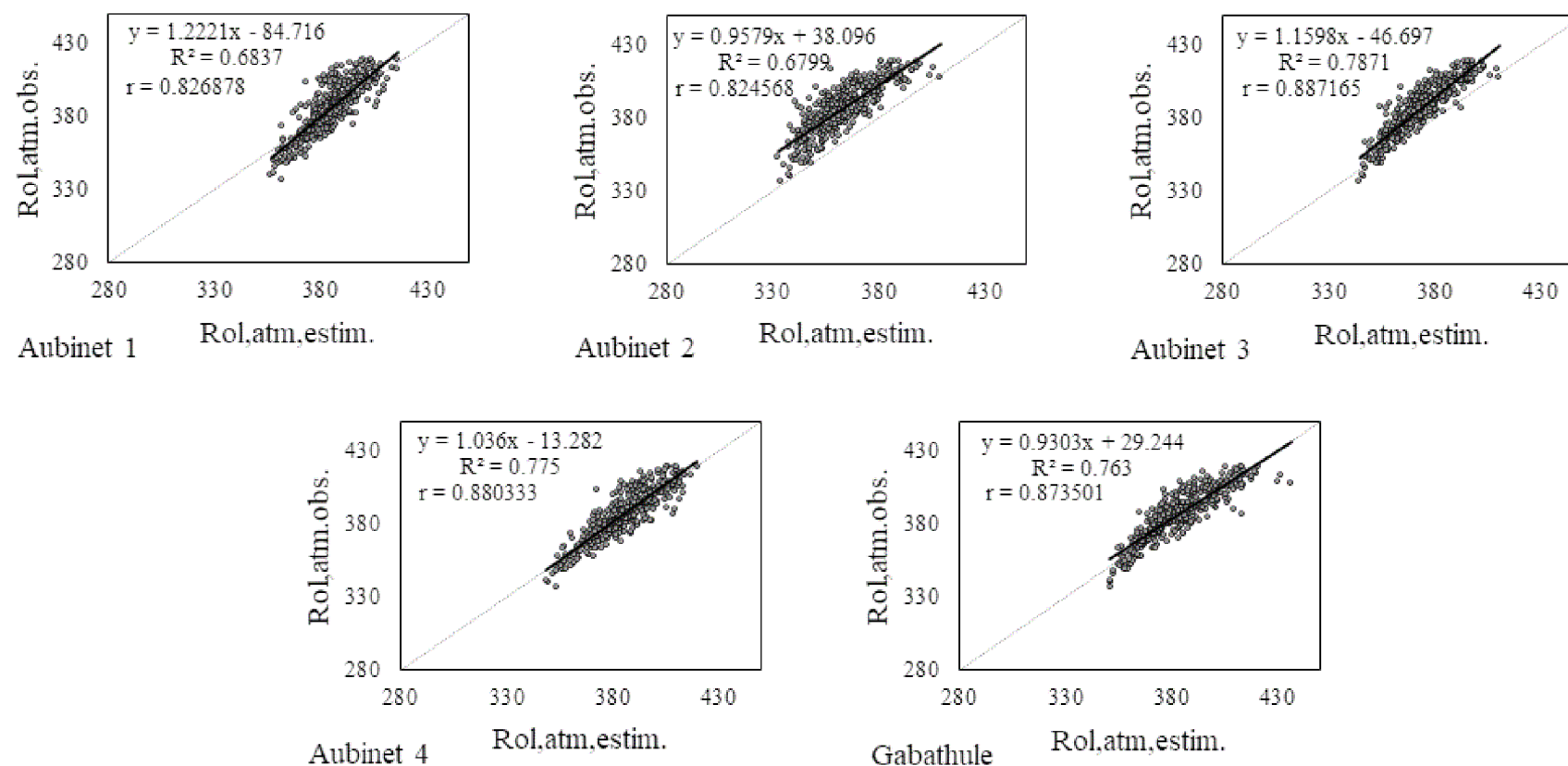


Figura 19 – Gráficos de dispersão diários de Rol,atm obs. e Rol,atm,estim. para cada modelo usado para estação Petrolina -PE, ao longo do ano de 2014.

#### 4.1.3. Manacapuru – AM

A Figura 20 é uma composição de quatro gráficos. No primeiro e no quarto gráfico é possível observar o comportamento de  $R_{ol,atm}$  Obs. ( $W/m^2$ ),  $kt$  e  $T_a$  ( $^{\circ}C$ ) ao longo do ano de 2014, no segundo gráfico é possível observar o comportamento de  $e$  (Pa) e UR (%) e a área sombreada, que vai de Julho a Outubro, nesse gráfico representa o período mais seco na estação de Manacapuru no ano de 2014, um pouco deslocado com relação as normais climatológicas vistos na Tabela 4 que vão de Junho à Outubro. No terceiro gráfico foram plotados os dados de  $R_o$  e  $R_g$  ( $MJ/m^2$ ), sendo a área sombreada que vai de Maio à Setembro o período de menor radiação solar. O quarto gráfico tem uma área sombreada coincidente ao segundo gráfico.

Na Figura 20 no primeiro gráfico é observado que valores menores de  $kt$  se tem maiores valores de  $R_{ol,atm}$  Obs. pois, o  $kt$  é um indicativo de presença de nuvem, porém os meses que melhor destacam essa diferença são os meses considerados mais chuvosos que vão de Janeiro a Maio e Novembro a Dezembro. No segundo gráfico pode-se observar o comportamento não semelhante de  $e$  e UR como observados nas Figuras 14 e 17, sendo que as estações de Brasília encontra-se a uma altitude de 1023m, Petrolina a 387m e Manacapuru a 50m e que outros fatores colaboram para esses comportamentos atípicos dessa estação, pois ela se encontra em uma região que recebe o transporte de poluentes de Manaus, servindo de núcleos de condensação bem como emissores de  $R_{ol,atm}$ , e ainda é a estação de menor latitude desse estudo. No terceiro gráfico da Figura 20 é possível observar que nos meses considerados com maior precipitação na estação de Manacapuru, corresponde os meses de maior radiação solar, pois há valores baixos de  $R_g$  o que indicaria presenças de nuvem, e que mesmo assim é possível observar um tênue comportamento semelhante entre  $R_o$  e  $R_g$ . No quarto e último gráfico da Figura 20 é possível perceber uma defasagem maior entre a  $R_{ol,atm}$  Obs. com a  $T_a$  em comparação ao quarto gráfico das Figuras 14 e 17, a área sombreada é a mesma que o segundo gráfico destacando os meses mais seco para esse ano de 2014.



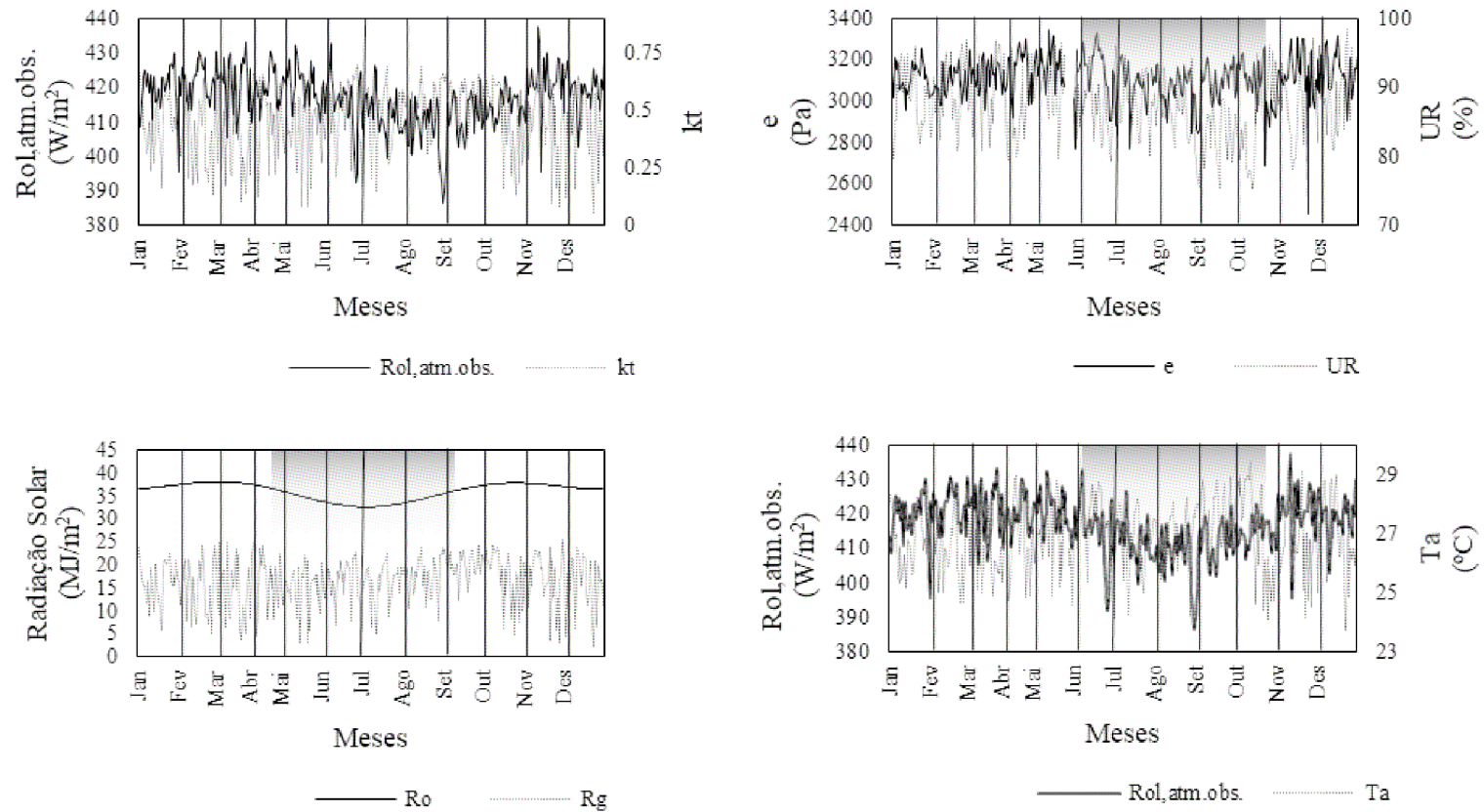


Figura 20 – Gráficos da caracterização temporal das variáveis em estudo no ano de 2014 para a estação de Manacapuru-AM, usando dados diários.

A Figura 21 a seguir é referente a estação situada em Manacapuru, no estado de AM, das Figuras 15 e 18, nota-se que os menores EAM, ERM e REQM dos modelos dadas as condições são: Para condição de céu N, linha diagonal melhor modelo Aubinet (4), já em condições de céu PN, linhas vagonadas, o modelo de Aubinet (2) foi o modelo que apresentou menores EAM, ERM e REQM, e em condições de ML e CL, linhas tracejadas verticalmente e pontilhada respectivamente, o modelo G apresentou melhores valores de EAM, ERM e REQM, com destaques sombreados.

Nota-se que os modelos Aubinet (2), Aubinet (3) e Aubinet (4), em condições de céu N, tem-se poucas diferenças nos valores de EAM, ERM e REQM em sequência, já para condição de céu PN, os melhores modelos foram Aubinet (2) e Aubinet (3) e para condições de céu ML e CL, os melhores modelos foram Aubinet (2), Aubinet (3) e G.

Os piores modelos, Figura 21, foram Aubinet (1) para condições de PN, ML e CL e para condições de céu N o pior modelo foi G.

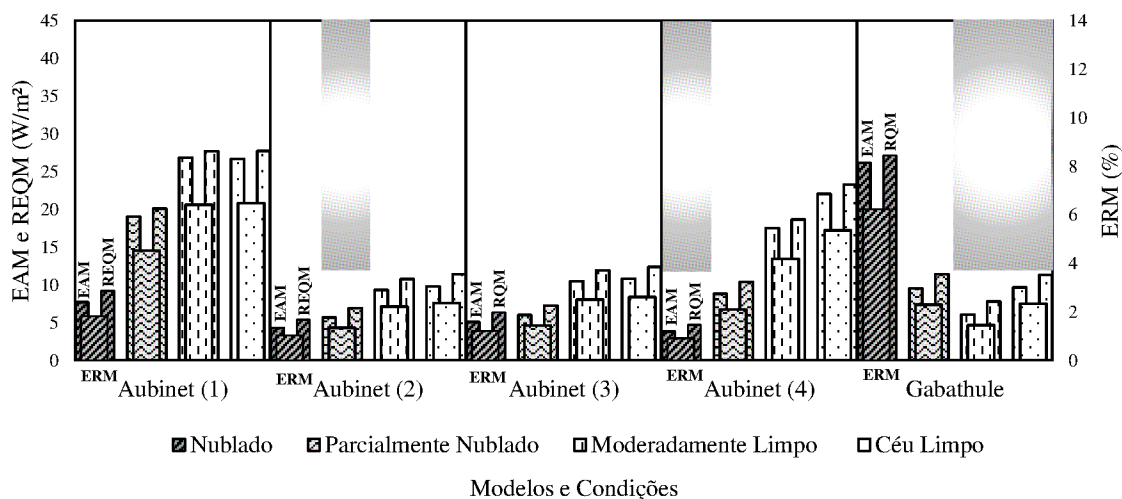


Figura 21 – Gráfico de EAM, ERM e REQM dos dados diários de 2014 da estação de Manacapuru-AM com altitude de 50m.

Na Tabela 14, a seguir, mostra os dias usados para o cômputo dos erros em cada condições de céu que somados não completa os 365 dias dos anos esperado, pois entre os dias 141,196, 132 a 137 e 315 seguindo DOA, ocorreu falta de dados.

Sendo assim, no ano de 2014 na estação de Manacapuru - AM a quantidades de dias para esse estudo foram de 355.

Tabela 14 – Número de dias para o cômputo de dos EAM, ERM e REQM, Manacapuru-AM

Condições de Céu	Número de dias, Manacapuru-AM
Nublado	59
Parcialmente Nublado	86
Moderadamente Limpo	152
Céu Limpo	58

Na Figura 22 corresponde aos diagramas de dispersão e reta de regressão linear entre os dados Rol,atm,obs., e Rol,atm,estim. pelos diferentes modelos Aubinet (1), Aubinet (2), Aubinet (3), Aubinet (4) e Gabathule. É possível observar que diferente da Figura 21, onde os melhores modelos são Aubinet (4) para N, Aubinet (2) para PN e Gabathule para ML e CL, a Figura 22 indica que o melhor modelo é Aubinet (2). Em geral para valores de r em comparação as estações demonstradas nas Figuras 16 e 19 deram muito ruins, como será visto na Tabela 19 mais a frente. O modelo Gabathule mostra que quase não existe relação ente o Rol,atm estimado e o Rol,atm Observado. Já o modelo Aubinet (2) foi o que demonstrou melhor ajuste da reta de regressão e uma melhor aproximação dos pontos, embora todos os modelos Aubinet (1), Aubinet (2), Aubinet (3) e Aubinet (4) demonstraram uma subestimativa dos modelos em geral.

Como foi elucidado anteriormente sobre o comportamento de kt com relação ao comportamento real de Rg na Figura 11, tem-se a ciência de que essa região de grade movimento convectivo e de taxa alta de aerossóis possa não estar em uma classificação favorável à sua dinâmica local. Entretanto a densidade de dados fornecidas pela GOAmazon se mostrou de grande significância aos valores obtidos de r.

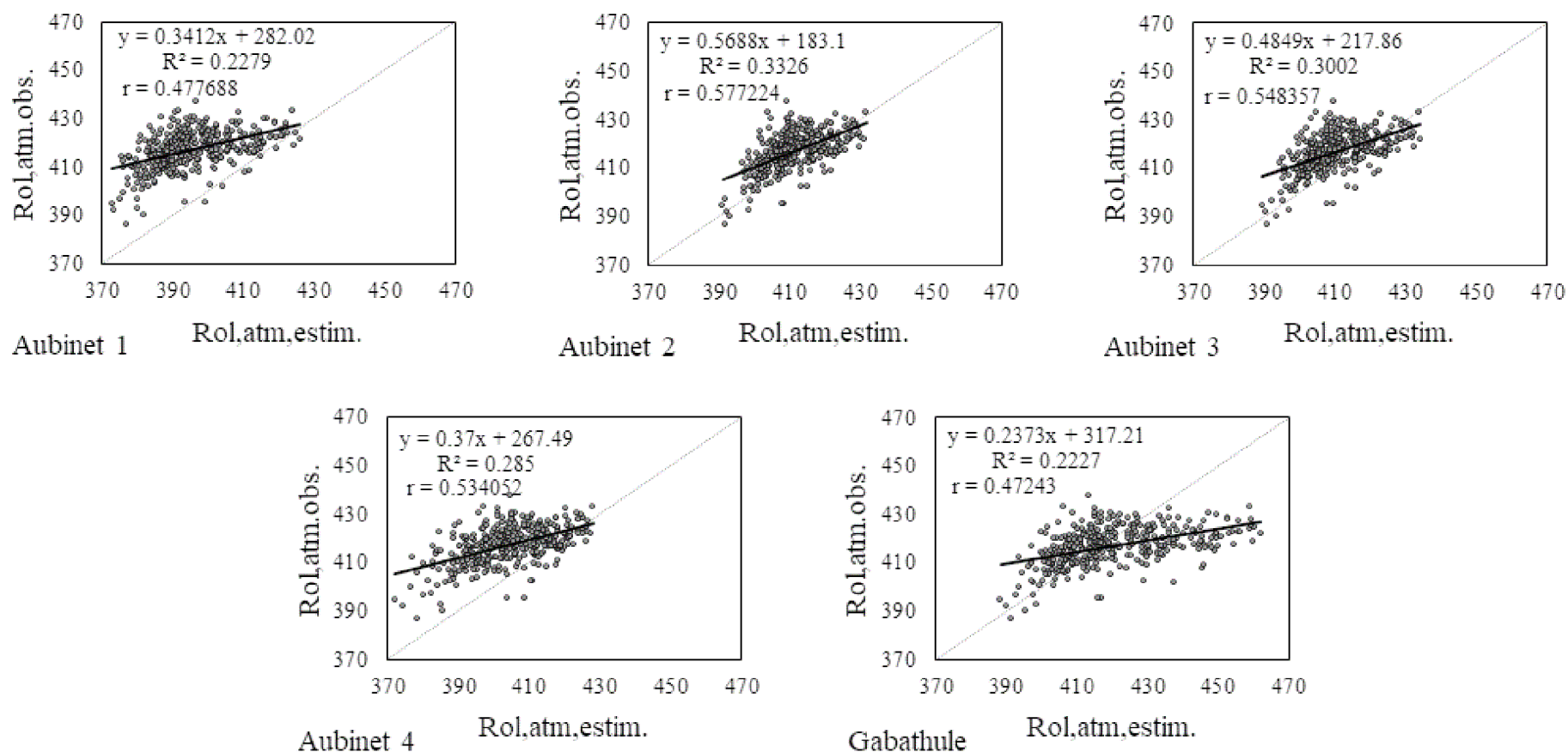


Figura 22 – Gráficos de dispersão diários de Rol,atm.obs. e Rol,atm.estim. para cada modelo usado para estação de Manacapuru-AM, ao longo do ano de 2014.

#### 4.1.4. Cachoeira Paulista – SP

A Figura 23 segue a mesma estrutura que as Figuras 14, 17 e 20 de quatro gráficos. No primeiro e no quarto gráfico é possível observar o comportamento de  $R_{ol,atm}$  Obs. ( $W/m^2$ ),  $kt$  e  $T_a$  ( $^{\circ}C$ ) ao longo do ano de 2014 a 2015, onde Janeiro e até o dia 20 de Fevereiro corresponde ao ano de 2015 e de 21 de Fevereiro a 31 de Dezembro o ano de 2014, no segundo gráfico é possível observar o comportamento de  $e$  (Pa) e UR (%) e a área sombreada, que vai de Junho a Outubro, nesse gráfico representa o período mais seco na estação de Cachoeira Paulista no ano de 2014, um pouco deslocado com relação as normais climatológicas vistos na Tabela 5 que vão de Maio à Setembro, porém essa Tabela 5 é referente a estação de Taubaté a 68,88km de Cachoeira Paulista com 580m de altitude. No terceiro gráfico foram plotados os dados de  $R_o$  e  $R_g$  ( $MJ/m^2$ ), sendo a área sombreada que vai de Maio à Setembro o período de menor incidência solar o que coincide com a área sombreada no quarto gráfico de menor incidência de  $R_{ol,atm}$ .obs. e menores  $T_a$ .

Na Figura 23 no primeiro gráfico é observado que valores maiores de  $kt$  se tem menores valores de  $R_{ol,atm}$ .obs. pois, o  $kt$  é um indicativo de presença de nuvem, porém os meses que melhor destacam essa diferença são os meses considerados mais secos que vai de Junho a Outubro. No segundo gráfico pode-se observar o comportamento bem semelhante de  $e$  e UR como observado nas Figuras 14 e 17, sendo que a estação de Brasília se encontra a uma altitude de 1023m, Petrolina a 387m e Cachoeira Paulista a uma altitude de 574m, ou seja, a latitude entre essas estações interfere mais para condições climáticas distintas que as diferenças de altitude, na área sombreada que vai de Junho a Outubro são os meses mais seco nesse anos de 2014, um pouco defasado com relação as normais climatológicas da estação de Taubaté a 68,88 km de distância de Cachoeira Paulista com uma altitude de 580m. No terceiro gráfico da Figura 23 é possível observar que nos meses considerados com menor precipitação na estação de Cachoeira Paulista, corresponde os meses de menor radiação solar com menos de 1 mês de diferença. Há valores baixos de  $R_g$  o que indicaria presenças de nuvem, e que mesmo assim é possível observar um comportamento semelhante entre  $R_o$  e  $R_g$  bem definido e com mais destaque do que observados nas Figuras 14, 17 e 20.

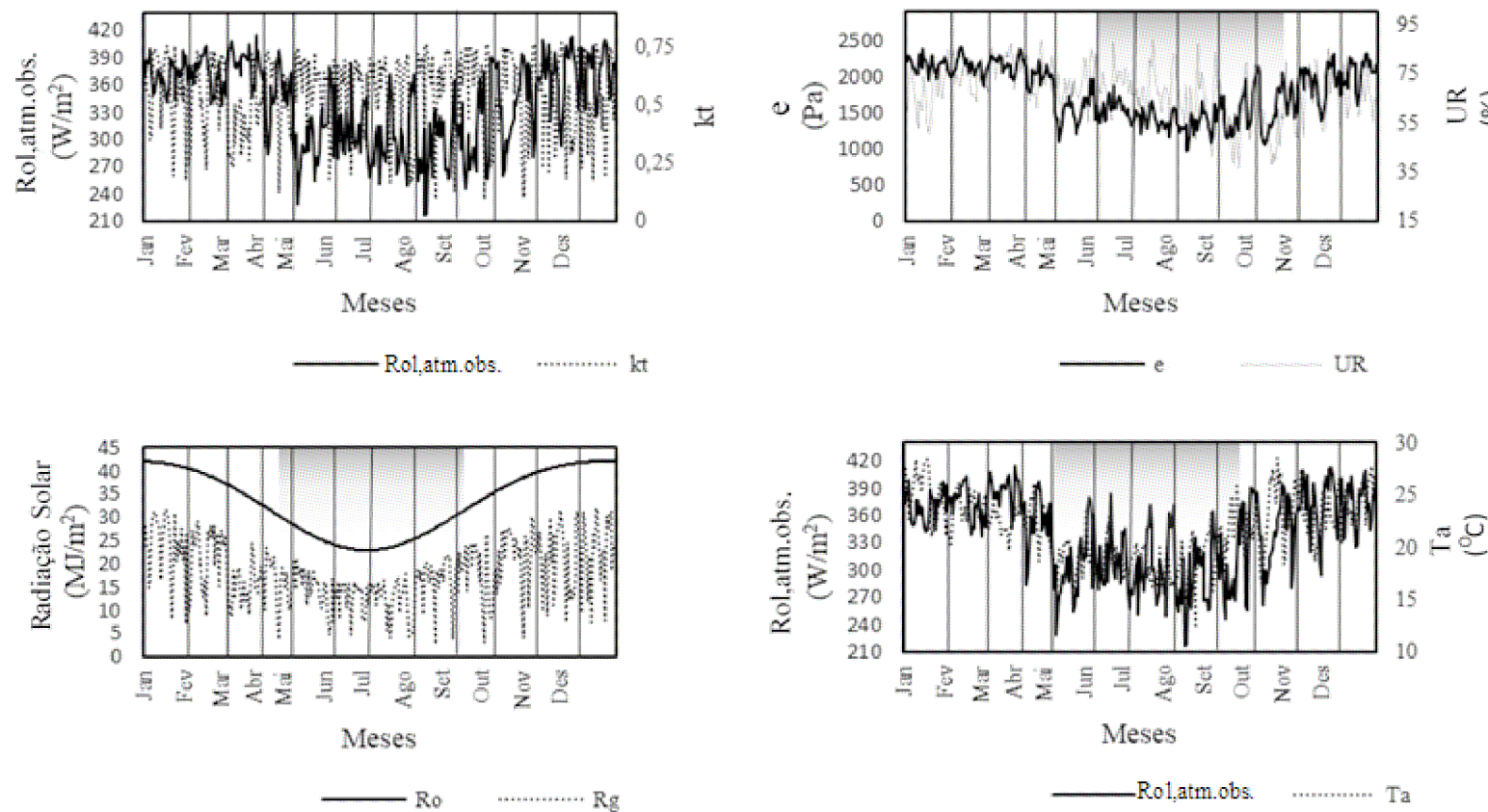


Figura 23 – Gráficos da caracterização temporal das variáveis em estudo nos anos de 2014 e 2015 para a estação de Cachoeira Paulista – SP.

No quarto e último gráfico da Figura 23 é possível perceber uma semelhança entre as variáveis ao longo de quase todo ano, contudo o melhor casamento se destaca nos meses que indicam menor radiação solar e período seco  $R_{ol,atm.obs}$  e  $T_a$ .

A Figura 24 é referente a estação situada em Cachoeira Paulista, no estado de SP, sendo dados diários do ano de 2014 separados por modelos listados na Tabela 15, seguindo o padrão de organização das Figuras 15, 18 e 21, mostra que os menores valores de EAM, ERM e REQM nos modelos dadas as condições são: Para condição de céu N, linha diagonal, o modelo de Aubinet (4) demonstra ser o melhor modelo, já em condições de céu PN, linhas vagonadas, céu ML, linhas tracejadas verticalmente e CL, pontilhado, o modelo de Aubinet (2) foi o que apresentou menores valores de EAM, ERM e REQM. Embora o modelo de Aubinet (2) tenha apresentado menores erros nas condições PN, ML e CL as diferenças entre os modelos Aubinet (2), Aubinet (3) e Aubinet (4) são pequenas. O pior modelo para essa estação de Cachoeira Paulista foi Gabathule em todas as condições de céu.

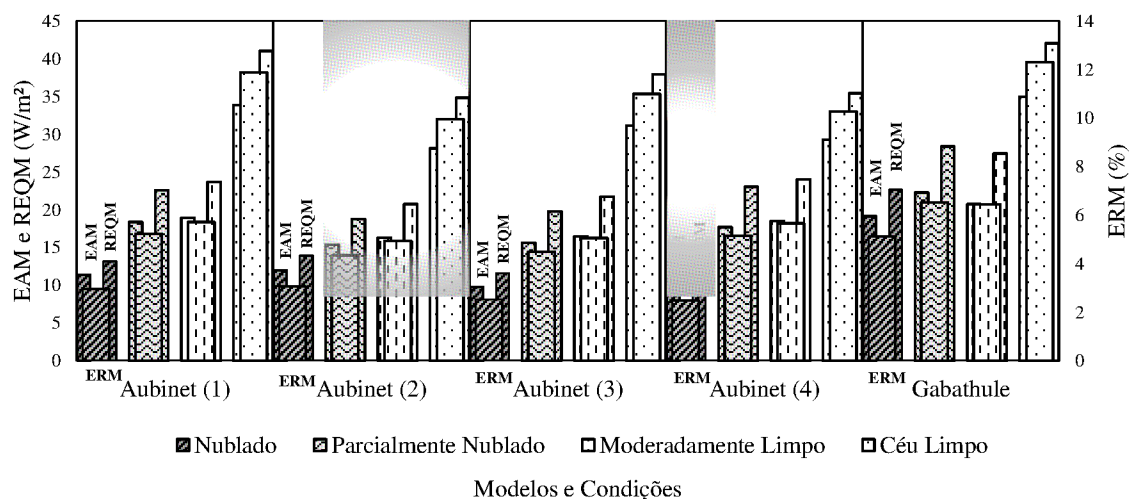


Figura 24 – Gráfico de EAM, ERM e REQM dos dados diários de 2014 e 2015 da estação de Cachoeira Paulista - SP com altitude de 574m.

Na Tabela 15, a seguir, mostra os dias usados para o cômputo dos erros em cada condições de céu que somados completam os 365 dias do ano de 2014 na estação de Cachoeira Paulista - SP.

Tabela 15 – Número de dias para o cômputo de dos EAM, ERM e REQM, Cachoeira Paulista - SP

Condições de Céu	Número de dias, Cachoeira Paulista - SP
Nublado	42
Parcialmente Nublado	54
Moderadamente Limpo	89
Céu Limpo	180

Na Figura 25 corresponde aos diagramas de dispersão e reta de regressão linear entre os dados  $R_{ol,atm,obs.}$ , e  $R_{ol,atm,estim.}$  pelos diferentes modelos Aubinet (1), Aubinet (2), Aubinet (3), Aubinet (4) e Gabathule. É possível observar que diferente da Figura 24, onde os melhores modelos são Aubinet (2) para PN, ML e CL e Aubinet (4) para N, a Figura 25 indica que os melhores modelos são Aubinet (2) e Aubinet (3) com a diferença do  $r$  de 0,0098. Sendo que todos os modelos apresentaram uma superestimativa dos dados com inclinação muito acentuada da reta de regressão tendo Aubinet (3) uma menor dispersão dos dados em relação a reta de regressão.



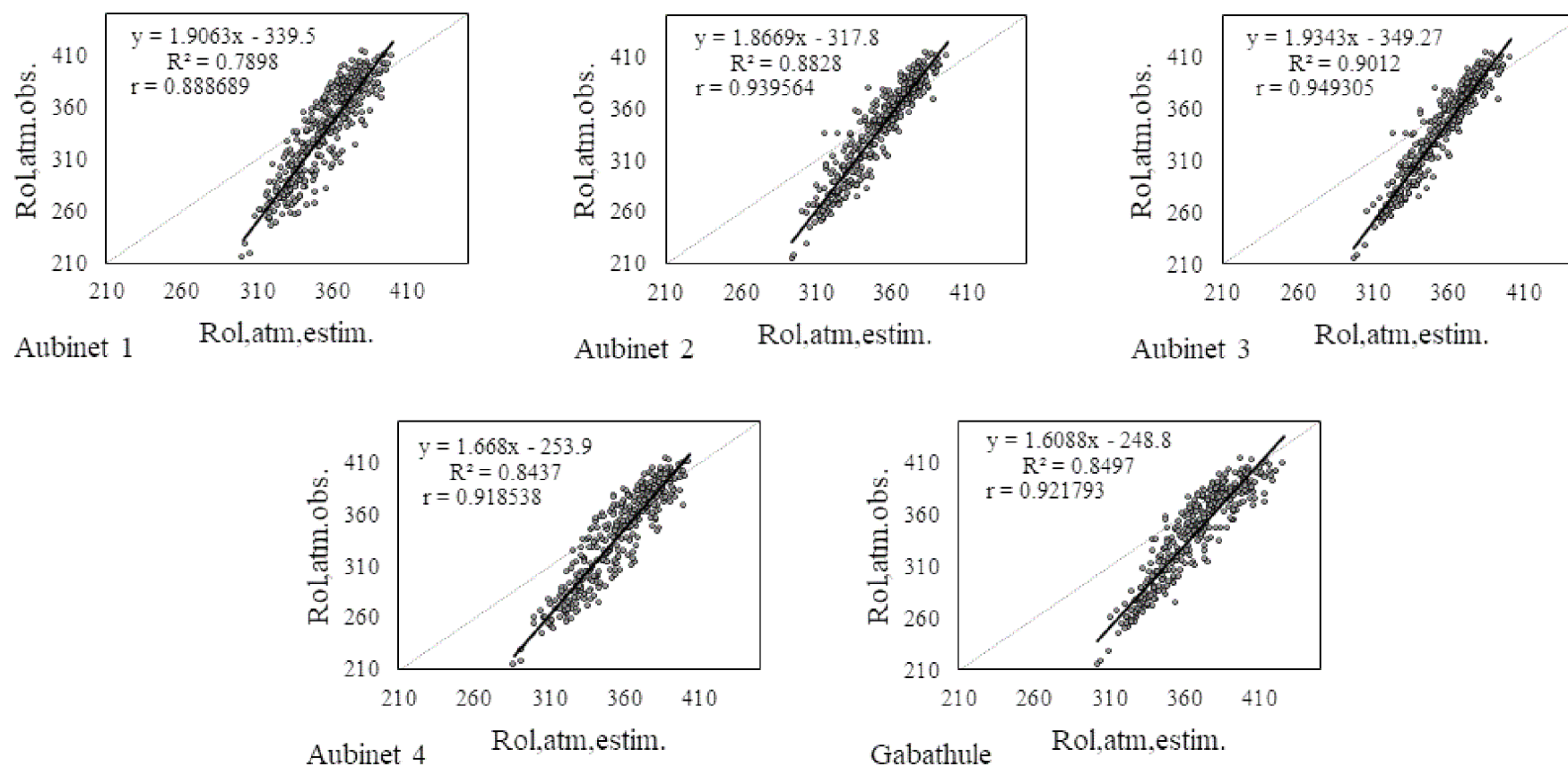


Figura 25 – Gráficos de dispersão diários de Rol,atm.obs. e Rol,atm.estim. para cada modelo usado para estação de Cachoeira Paulista - SP, ao longo dos anos de 2014 e 2015.

#### 4.1.5. Florianópolis – SC

A Figura 26 segue a mesma estrutura que as Figuras 14, 17, 20 e 23 de quatro gráficos. No primeiro e no quarto gráfico é possível observar o comportamento de  $R_{ol,atm} \text{ Obs. (W/m}^2\text{)}$ ,  $kt$  e  $T_a$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) ao longo do ano de 2014. No segundo gráfico é possível observar o comportamento de  $e$  (Pa) e UR (%) e a área sombreada, que vai de Junho a Outubro, nesse gráfico representa o período mais seco na estação de Florianópolis no ano de 2014, um pouco deslocado com relação as normais climatológicas vistos na Tabela 6 que vão de Abril à Agosto. No terceiro gráfico foram plotados os dados de  $R_o$  e  $R_g$  ( $\text{MJ/m}^2$ ), sendo a área sombreada que vai de Maio à Setembro o período de menor incidência solar o que coincide com a área sombreada no quarto gráfico de menor incidência de  $R_{ol,atm} \text{ Obs.}$  e menores  $T_a$ .

Na Figura 26 no primeiro gráfico é observado que valores menores de  $kt$  se tem maiores valores de  $R_{ol,atm. obs.}$  pois, o  $kt$  é um indicativo de presença de nuvem, porém os meses que melhor destacam essa diferença são os meses considerados mais úmidos que vai de Janeiro a Junho e de Outubro a Dezembro. No segundo gráfico pode-se observar o comportamento considerado típico entre  $e$  e UR diferente do que foi observados nas Figuras 14, 17, 20 e 23, pois leva a crê que quando diminui  $e$  há um aumento de UR, quando o que realmente ocorre é que a UR não indica conteúdo de água presente, ela é relativa e em função da sede atmosféricas, essa inversão corre na estação seca e fria bem mais acentuada que em Cachoeira Paulista e difere das outras localidades, que por condição de latitude recebem mais radiação solar ao longo do ano, sendo também que a estação de Brasília se encontra a uma altitude de 1023m, Petrolina a 387m, Manacapuru a 50m, Cachoeira Paulista a 574m e Florianópolis a estação mais próxima do nível médio do mar se encontra a uma altitude de 31m, ou seja, a latitude juntamente com a altitude difere essa estação das outras, dando uma característica climáticas mais distintas que as outras, na área sombreada que vai de Junho a Outubro são os meses mais seco nesse anos de 2014, um pouco defasado com relação as normais climatológicas da estação de Florianópolis - SC.

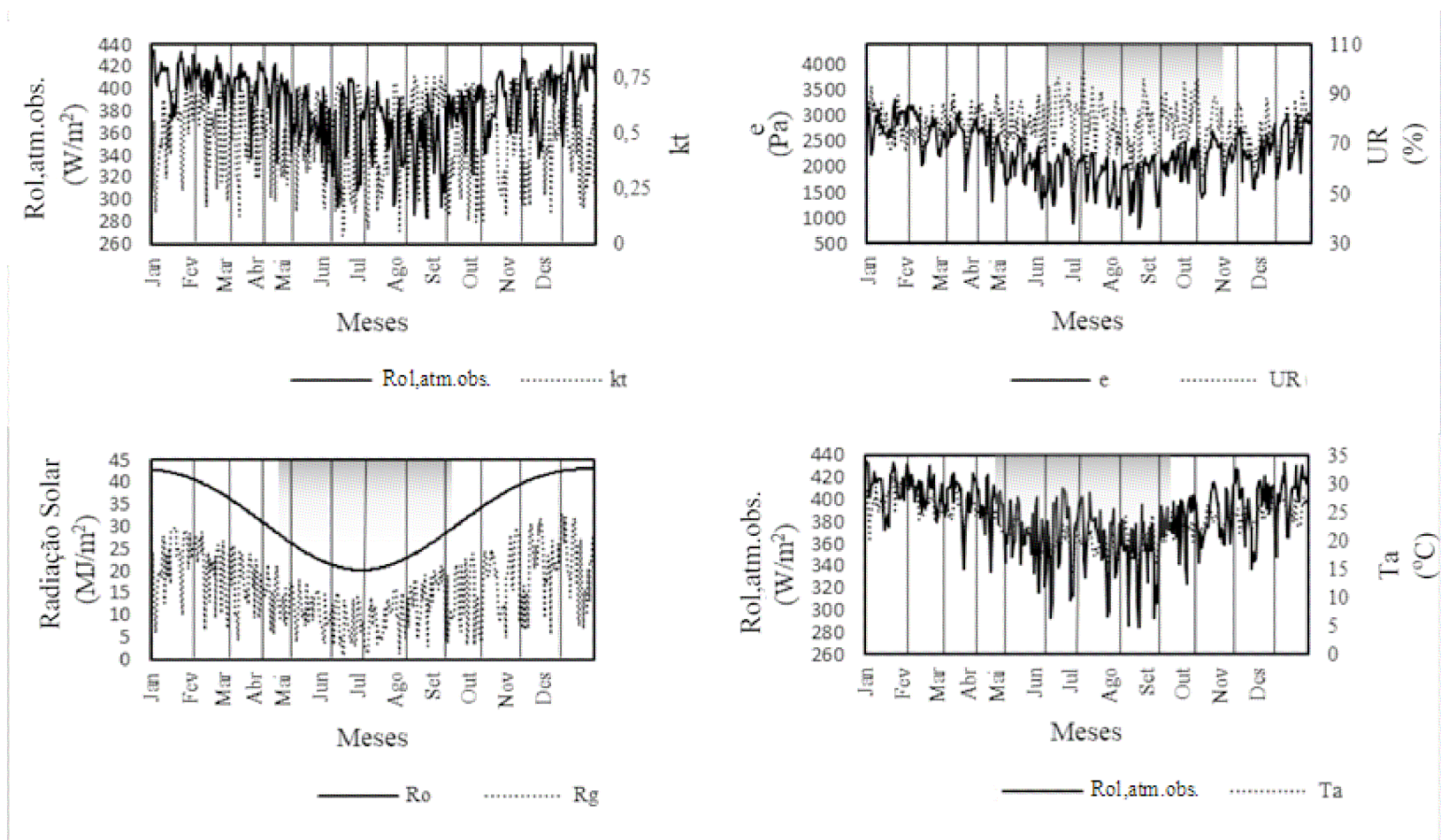


Figura 26 – Gráficos da caracterização temporal das variáveis em estudo nos anos de 2014 e 2015 para a estação de Florianópolis - SC.

No terceiro gráfico da Figura 26 é possível observar que nos meses considerados com menor precipitação na estação de Florianópolis, corresponde os meses de menor radiação solar com menos de 1 mês de diferença. Há valores baixos de  $R_g$  o que indicaria presenças de nuvem, e que mesmo assim é possível observar um comportamento semelhante entre  $R_o$  e  $R_g$  bem definido e com mais destaque do que observados nas Figuras 14, 17, 20 e 23. No quarto e último gráfico da Figura 23 é possível perceber uma semelhança entre as variáveis ao longo de quase todo ano, semelhança essa muito superior a qualquer outra estação neste estudo, portanto nem sendo possível definir em qual período mostra uma melhor relação entre  $R_{o,atm.obs}$  e  $T_a$ .

A Figura 27 é referente a estação situada em Florianópolis, no estado de SC, sendo dados diários do ano de 2014 separados por modelos listados na Tabela 16, seguindo o padrão de organização das Figuras 15, 18, 21 e 24, mostra que os menores valores de EAM, ERM e REQM nos modelos dadas as condições são: Para condição de céu N, linha diagonal, e PN, linhas vagonadas, o modelo de Aubinet (4) demonstra ser o melhor modelo, já em condições de céu ML, linhas tracejadas verticalmente, o modelo de Gabathule apresentou melhores valores e condições de CL, pontilhado, o modelo de Aubinet (3) foi o que apresentou menores valores de EAM, ERM e REQM. Embora os modelos de Aubinet (3), Aubinet (4) e Gabathule tenham apresentados menores erros nas condições N, PN, ML e CL as diferenças entre os modelos Aubinet (2), Aubinet (3), Aubinet (4) e Gabathule para as condições PN, ML e CL são pequenas e para condição de céu N, os modelos Aubinet (1), Aubinet (2), Aubinet (3) e Aubinet (4) são bem semelhantes.

O pior modelo para essa estação de Florianópolis, de acordo com a Figura 27, foi o Aubinet (1) para as condições NP, ML e CL, e para condição N o pior modelo foi Gabathule.

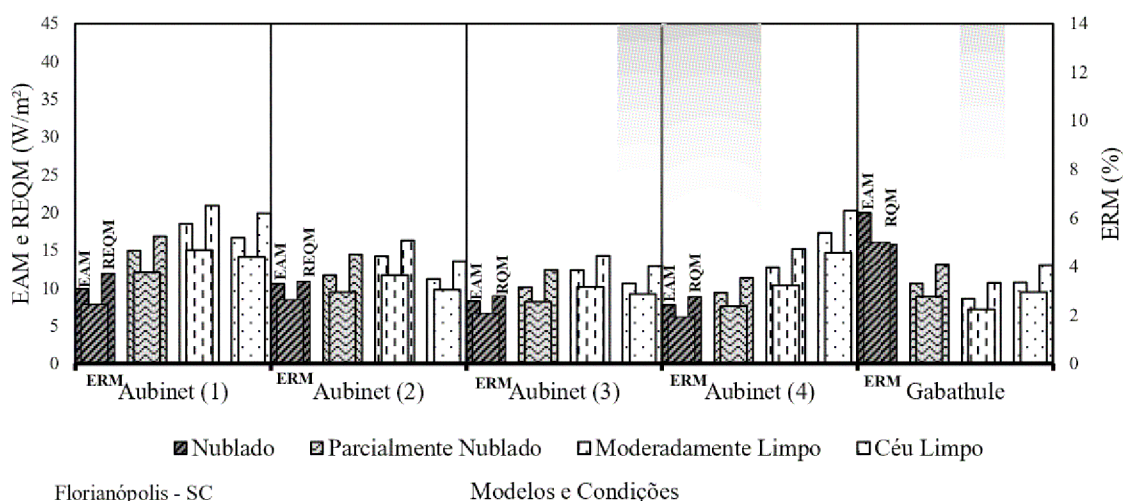


Figura 27 – Gráfico de EAM, ERM e REQM dos dados diários de 2014 da estação de Florianópolis - SC com altitude de 31m.

Na Tabela 16, a seguir, mostra os dias usados para o cômputo dos erros em cada condições de céu que somados completam os 365 dias do ano de 2014 na estação de Cachoeira Paulista – SP, sendo que para condição de céu nublado é a estação que apresenta maior quantidade de dias entre todas as estações deste estudo.

Tabela 16 – Número de dias para o cômputo de dos EAM, ERM e REQM, Florianópolis - SC

Condições de Céu	Número de dias, Florianópolis - SC
<b>Nublado</b>	71
<b>Parcialmente Nublado</b>	76
<b>Moderadamente Limpo</b>	89
<b>Céu Limpo</b>	129

Na Figura 28 corresponde aos diagramas de dispersão e reta de regressão linear entre os dados Rol,atm,obs., e Rol,atm,estim. pelos diferentes modelos Aubinet (1), Aubinet (2), Aubinet (3), Aubinet (4) e Gabathule. É possível observar que diferente da Figura 27, onde os melhores modelos são Aubinet (3), Aubinet (4) e Gabathule, a Figura 28 indica que o melhor modelo é Aubinet (3). Sendo este modelo Aubinet (3) que apresenta o melhor ajuste da reta de regressão e de dispersão dos valores considerando visivelmente bem distribuídos em comparação aos outros modelos. Entretanto todos os modelos tiveram bom desempenho sendo que os modelos Aubinet (1), Aubinet (2), Aubinet (3) e Aubinet (4) mostram uma leve subestimativa dos valores estimados enquanto que Gabathule apresenta uma leve superestimativa.

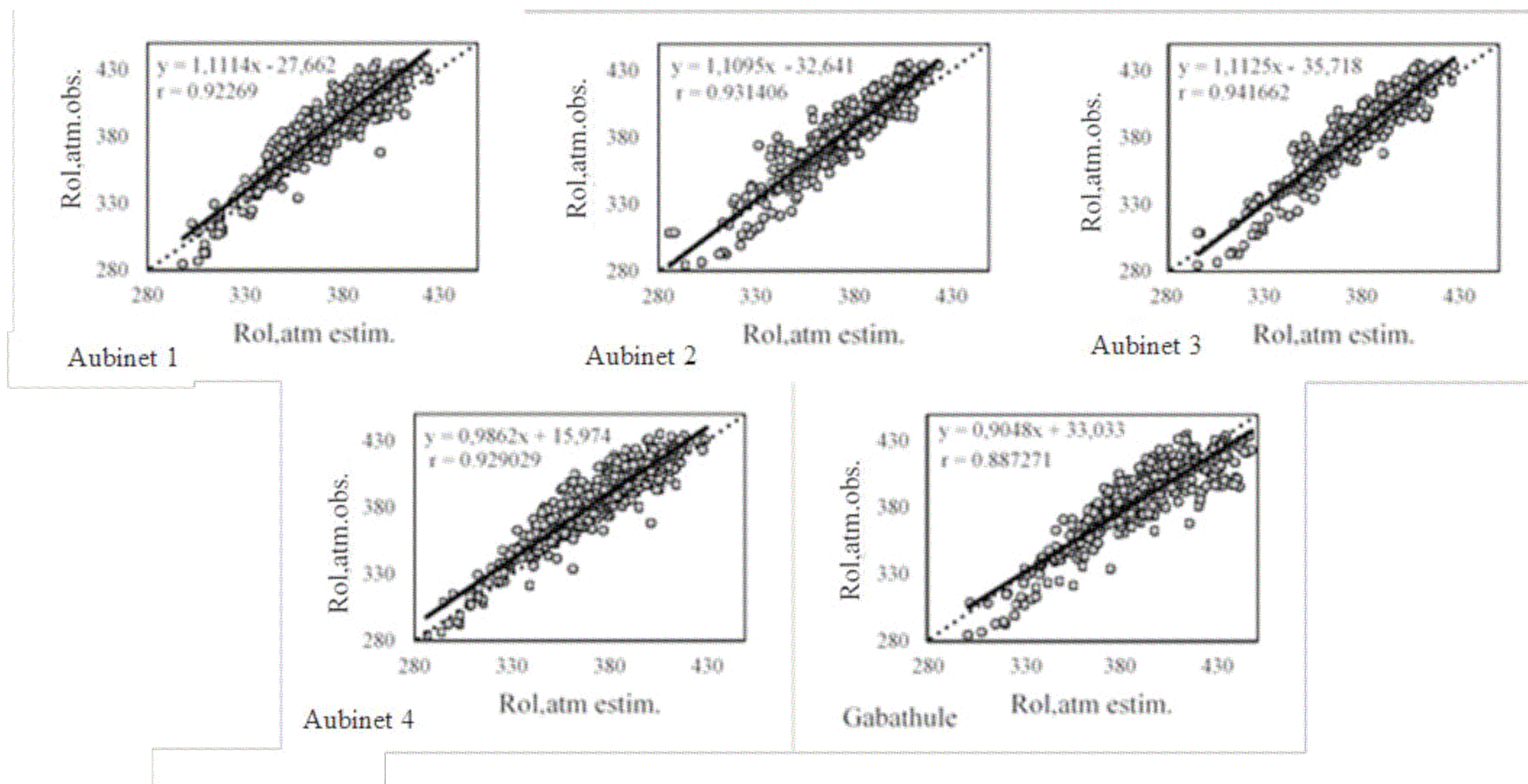


Figura 28 – Diagrama de dispersão diários de Rol,atm.obs. e Rol,atm,estim. para cada modelo usado para estação de Florianópolis - SC, ao longo do ano de 2014.



encontram-se os melhores valores para cada estação de acordo com as condições de céu usadas neste trabalho, N, PN, ML e CL. Em destaque em azul encontra-se os melhores resultados tanto em r como em c referente aos modelos e as condições de cada estação de estudo.

A Tabela 17 mostra os erros EAM, ERM e REQM, resultados dos dados usados nas Figuras 16, 19, 22, 25 e 28. Em destaque na Tabela 17 é possível observar em vermelho os piores valores dos erros por modelos e estação e em azul com negrito os melhores valores. A estação de Cachoeira Paulista, situada no estado de SP, como foi possível observar na Figura 24 foi o que demonstrou os maiores lares de EAM, ERM e REQM, sendo os piores valores 22,80 W/m<sup>2</sup>, 5, 85% e 24,80 W/m<sup>2</sup> respectivamente. A estação de Petrolina situada no estado de PE foi a estação que apresentou menores valores de EAM, ERM e REQM, sendo os melhores valores 6,51 W/m<sup>2</sup>, 1,68% e 8,23 W/m<sup>2</sup> respectivamente.

Tabela 17 – Modelos e EAM, ERM e REQM de cada modelo por estação em todas as condições ao longo dos períodos de estudo para cada estação.

Estações	Aubnet 1			Aubnet 2			Aubnet 3			Aubnet 4			Gabathule et al.		
	EAM (W/m <sup>2</sup> )	ERM (%)	REQM (W/m <sup>2</sup> )	EAM (W/m <sup>2</sup> )	ERM (%)	REQM (W/m <sup>2</sup> )	EAM (W/m <sup>2</sup> )	ERM (%)	REQM (W/m <sup>2</sup> )	EAM (W/m <sup>2</sup> )	ERM (%)	REQM (W/m <sup>2</sup> )	EAM (W/m <sup>2</sup> )	ERM (%)	REQM (W/m <sup>2</sup> )
<b>DF</b>	13,89	3,80	16,71	19,40	5,37	23,77	13,57	3,70	16,37	9,90	2,66	12,81	<b>8,01</b>	<b>2,20</b>	<b>9,94</b>
<b>AM</b>	22,73	5,20	23,79	<b>7,67</b>	<b>1,83</b>	<b>9,32</b>	8,56	2,04	10,24	13,86	3,32	16,33	10,83	2,59	14,17
<b>PE</b>	7,98	2,15	10,09	22,80	5,85	24,80	13,32	3,39	15,35	<b>6,51</b>	<b>1,68</b>	<b>8,23</b>	7,08	1,82	8,85
<b>SP</b>	25,30	8,36	32,56	<b>21,48</b>	<b>7,10</b>	<b>27,87</b>	22,78	7,60	29,94	22,62	7,48	29,17	27,76	9,18	35,10
<b>SC</b>	15,44	3,94	18,27	11,88	3,08	14,31	<b>10,45</b>	<b>2,71</b>	<b>12,67</b>	12,67	3,26	15,65	11,97	3,13	14,93

A Tabela 18 descreve as condições de desempenhos nos dados usados para a elaboração das Figuras 16, 19, 22, 25 e 28. Em destaque na Tabela 18 é possível observar em vermelho os piores valores de desempenho c por modelos e estação, e em azul com negrito os melhores valores. A estação de Manacapuru, situada no estado de AM, como é possível observar na Figura 22, foi o que demonstrou os piores valores tendo um Péssimo desempenho, com -0,4217. A estação de Florianópolis, situada no estado de SC, foi a estação que apresentou melhor desempenho, tendo um desempenho Ótimo com 0,8901



Tabela 18 – Desempenho (c) de cada modelo por estação em todas as condições ao longo dos períodos de estudo para cada estação.

Estações	Aubnet 1		Aubnet 2		Aubnet 3		Aubnet 4		Gabathule et al.	
	c	Desempenho	c	Desempenho	c	Desempenho	c	Desempenho	c	Desempenho
DF	0,687	Bom	0,678	Bom	0,805	Muito Bom	0,852	Ótimo	<b>0,888</b>	Ótimo
AM	-0,422	Péssimo	<b>0,346</b>	Péssimo	0,309	Péssimo	0,088	Péssimo	0,273	Péssimo
PE	0,720	Bom	0,364	Péssimo	0,652	Regular	<b>0,819</b>	Muito Bom	0,809	Muito Bom
SP	0,662	Bom	<b>0,775</b>	Muito Bom	0,755	Bom	0,752	Bom	0,687	Bom
SC	0,814	Muito Bom	0,866	Ótimo	<b>0,890</b>	Ótimo	0,858	Ótimo	0,827	Muito Bom

A Tabela 19 descreve as condições de Correlações nos dados usados para a elaboração das Figuras 16, 19, 22, 25 e 28. Em destaque na Tabela 19 é possível observar em vermelho os piores valores de correlação r por modelos e estação, e em azul com negrito os melhores valores. A estação de Manacapuru, situada no estado de AM, como é possível observar na Figura 22, foi o que demonstrou os piores valores tendo uma correlação Regular, com 0,4724. A estação de Cachoeira Paulista, situada no estado de SP, foi a estação que apresentou melhor correlação, tendo uma correlação Ótima com 0,9493.

Tabela 19 – Correlação (r) de cada modelo por estação em todas as condições ao longo dos períodos de estudo para cada estação.

Estações	Aubnet 1		Aubnet 2		Aubnet 3		Aubnet 4		Gabathule et al.	
	± r	Correlação	± r	Correlação	± r	Correlação	± r	Correlação	± r	Correlação
DF	0,8353	Boa	0,8587	Boa	0,9125	Ótima	<b>0,9256</b>	Ótima	<b>0,9254</b>	Ótima
AM	0,4777	Regular	<b>0,5772</b>	Regular	0,5484	Regular	0,5340	Regular	0,4724	Regular
PE	0,8268	Boa	0,8245	Boa	<b>0,8871</b>	Boa	0,8803	Boa	0,8735	Boa
SP	0,8886	Boa	0,9395	Ótima	<b>0,9493</b>	Ótima	0,9185	Ótima	0,9217	Ótima
SC	0,9226	Ótima	0,9314	Ótima	<b>0,9416</b>	Ótima	0,9290	Ótima	0,8872	Boa

## 4.2. Análise do desempenho dos modelos para os dados diurno horário

A seguir usando a mesma metodologia empregada na sessão 4.1 para os dados diários, fez-se a análise de desempenho dos modelos no período diurno horário para estação de Brasília. No gráfico 29 são apresentados a análise estatística do desempenho dos modelos para os dados diurno horário estimados pelo modelo e observados pela SONDA para as diferentes condições de nebulosidade (céu) para Brasília. Os resultados obtidos mostraram que os melhores modelos destacados por sombreamento, apresentaram desempenho similar aos diários, como pode ser visto na Figura 15 (sessão 4.1) ou seja, modelo Aubinet (3) o melhor modelo para condição de céu N e G o melhor modelo para condições de céu PN, ML e CL.

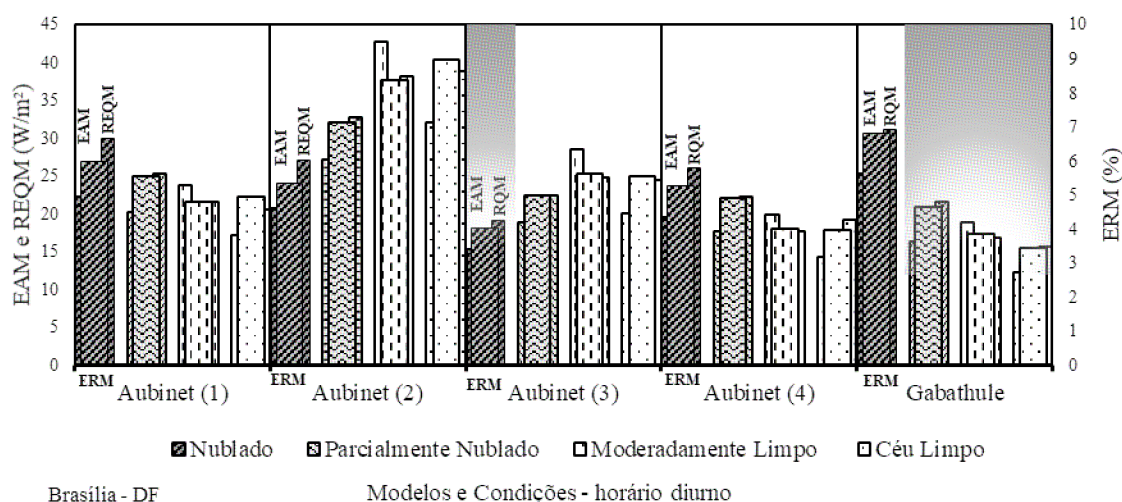


Figura 29 – Gráfico de EAM, ERM e REQM dados horários diurno de 2014 da estação de Brasília – DF com altitude de 1023m.

Porem os valores dos EAM, ERM e REQM na Figura 29 apresentaram maiores valores que dados diários na Figura 15 com acréscimo de quase 30 W/m<sup>2</sup> nos EAM e REQM e 3% para ERM.

Na Figura 30 apresenta o diagrama de dispersão e reta de regressão linear dos dados para diferentes condições de nebulosidade para modelo. É possível observar tanto na Figura 15 como na Figura 29 o melhor modelo é o Aubinet (3). Os modelos Aubinet (2) e Aubinet (3) mostraram uma leve subestimativa dos dados, já os modelos Aubinet (1), Aubinet (4) e Gabathule uma superestimativa. Em geral todos os modelos apresentaram grande dispersão dos dados entre os dados estimados e observados, o que motivou separar cada gráfico por condições de nebulosidade.

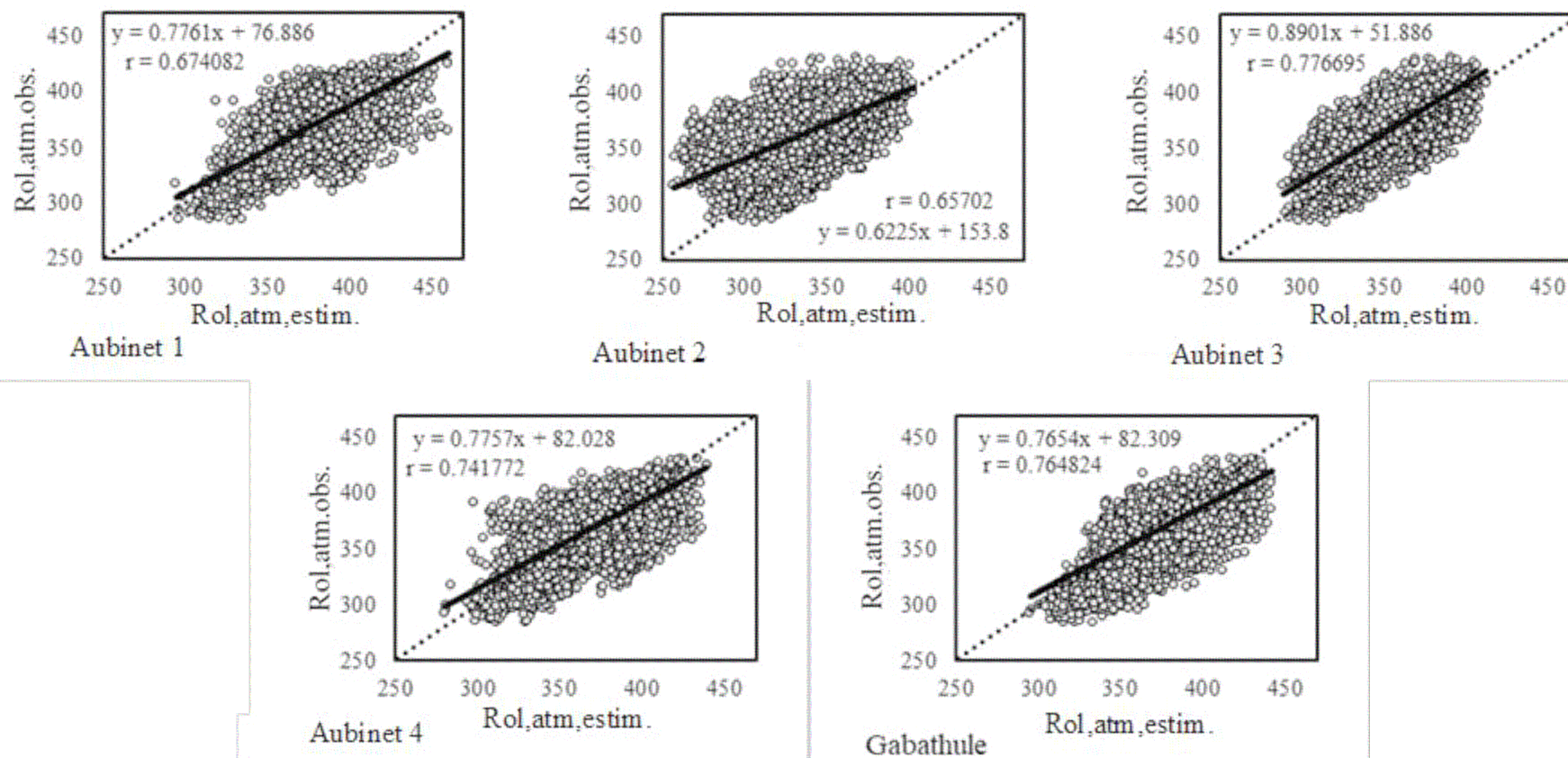


Figura 30 – Diagrama de dispersão horária diurna de Rol,atm obs. Pelo SONDA e Rol,atm estim pelos modelos para estação de Brasília – DF para o ano 2014.

#### 4.2.1. Nublado

Com 999 pares de dados foram plotados os valores que compõem anexo (Figura 1 a) para condição de céu Nublado, nela é possível perceber a complexidade de uma atmosfera com presença de nuvem e outros processos que demonstram grande ruído nos modelos para estimativa de  $R_{ol,atm}$ . É possível perceber também que nessa condição está de acordo com a Figura 30, onde o melhor modelo é Aubinet(3). Os modelos Aubinet (2) e Aubinet (3) demonstraram uma leve subestimativa dos dados, já os modelos Aubinet (1), Aubinet (4) e Gabathule apresentaram uma superestimativa. É possível observar também uma concentração dos dados entre 300 a 400  $W/m^2$  nessa condição e uma dispersão não tão aleatória, mas de um comportamento com tendência circular, o que possa inferir um acréscimo de outras variáveis tais como o movimento aparente do sol ao longo do dia.

#### 4.2.2. Parcialmente Nublado

Para os gráficos em condições Parcialmente Nublados como mostra no anexo (Figura 2 a), usando 605 pares de dados é possível observar uma variação maior ao longo da reta de regressão e o melhor ajuste do modelo Gabathule para esse tipo de condição, mesmo com uma superestimativa dos valores, é o modelo de melhor resposta. O modelo que melhor se ajusta a reta 1:1 é o modelo Aubinet (4) e de menor valor de  $r$  é o Aubinet (1), sendo esse último modelo considerado de uma resposta ruim.

#### 4.2.3. Moderadamente Limpo

Com 820 pares de dados foram plotados os valores que compõem no anexo (Figura 3 a) para condição de céu ML, nela é possível perceber a complexidade de uma atmosfera com possível presença de nuvem e outros processos que demonstram grande ruído nos modelos para estimativa de  $R_{ol,atm}$ , como demonstrado nas Figuras 1 a e 2 a. É possível perceber também que nessa condição está de acordo com a Figura 30, onde o melhor modelo é Gabathule. O modelos Aubinet (2) demonstrou uma subestimativa dos dados, bem como o pior modelo para estimativa de  $R_{ol,atm}$  para essa condição de céu. Já o modelo Aubinet (4) apresentou um ajuste muito bom para a reta de 1:1, porém uma maior dispersão dos dados com relação ao melhor modelo Gabathule. É possível observar também uma

concentração dos dados entre 300 a 400 W/m<sup>2</sup> nessa condição e uma dispersão não tão aleatória, mas de um comportamento com tendência retilínea, o que possa inferir uma que para uma atmosfera mais limpa possível o  $R_{ol,atm,estim.}$  ter um bom desempenho.

#### 4.2.4. Céu Limpo

Para os gráficos em condições CL como mostra no anexo (Figura 4 a), usando 2007 pares de dados é possível observar uma variação maior ao longo da reta de regressão, bem como uma maior dispersão dos valores no geral, visto que a quantidade de horas do dia usado para essa estimativa é bem volumosa em comparação as outras condições. O melhor ajuste do modelo de Gabathule com o maior valor de  $r$  indicando uma menor dispersão dos dados, mesmo que com leve subestimativa. No geral, o comportamento dos dados para o modelo Gabathule vem se mantendo semelhante para quase todas as condições, como foi possível observar nas Figuras 1 a, 2 a e 3 a. Para o melhor ajuste dos dados para a reta de 1:1 é o modelo Aubinet (4), mesmo com uma subestimativa dos dados e uma maior dispersão desses valores estimados. Foi especulado que os valores tivessem um melhor comportamento para as condições de céu mais limpa, porem como os limites de  $k_t$ , usados para a seleção deste trabalho tenha sido o mesmo para condição de céu diário é esperado que essa resposta não tenha sido tão boa quanto pudesse, como é demonstrado na Figura 11 que nem sempre um valor de  $k_t$  alto signifique céu limpo. Portanto é de suma importância uma calibração local, tanto para melhor inferir valores de  $a$  e  $b$  que melhor descrevem o  $R_{ol,atm}$  localmente como testar a Equação 4 (Qin et al. 2001).

### 4.3. Análise do desempenho dos modelos para os dados noturno horário

Para os dados horários noturnos foram feitas as separações de condições de céu usando os intervalos demonstrados na Tabela 9, os valores da  $\varepsilon$  obtido por um arranjo da Equação 2, fazendo uso de dados medidos  $T_a$  a nível da estação.

Para estimativa de  $R_{ol,atm}$  no período noturno é mais difícil por não ter como classificar a condição de céu, e que se tem a medição de  $R_{ol,atm}$  é ilógico sua estimativa já que o mesmo é medido. Ou seja, da mesma forma que o  $k_t$  não representa uma atmosfera livre de ruídos para estimativa de  $R_{ol,atm}$  foi então

colocado a UR para tentar caracterizar o estado atmosférico a noite. Como pode ser visto na Figura 31.

#### 4.3.1. Nublado

Foram selecionados dentro de uma condição de céu nublado 3 dias de ordem do ano distintos com 12h completos no mesmo dia que pudesse caracterizar uma resposta atmosférica usando a comparação da  $\varepsilon$  e da UR/100. Na Figura 35 é possível vê no DOA 19 uma resposta com uma defasagem aparente entre a  $\varepsilon$ , tracejado vermelho, e a UR/100, linha preta, no DOA 45 é possível observar uma aproximação das 6 primeiras horas noturnas e um com um afastamento do comportamento nas outras 6h seguintes e no DOA 47 é possível observar um comportamento em fase da  $\varepsilon$  com a UR/100.

Visto que as três condições de comportamento de  $\varepsilon$  e UR/100 reais e são encontradas na atmosfera, no DOA 19, tem-se uma resposta defasada com relação a  $\varepsilon$ , pois os corpos que emitem  $R_{ol,atm}$  possam ter um tempo de resposta para aquecer o ar em voltar e que possam ser deformado pela velocidade do vento e assim proporcionar uma conteúdo de UR/100 que depende da temperatura e consequentemente demonstra a sede atmosférica. O que remete ao DOA 45, onde é possível ter concentrações de gases do efeito estufa, porém pouco contudo de água presente na atmosfera, pois as plantas que ao longo do dia respiram  $CO_2$  e liberam  $O_2$  fazem o processo inverso. Como também a atmosfera possa tá em tal equilíbrio onde proporcione a fase entre  $\varepsilon$  e UR/100.

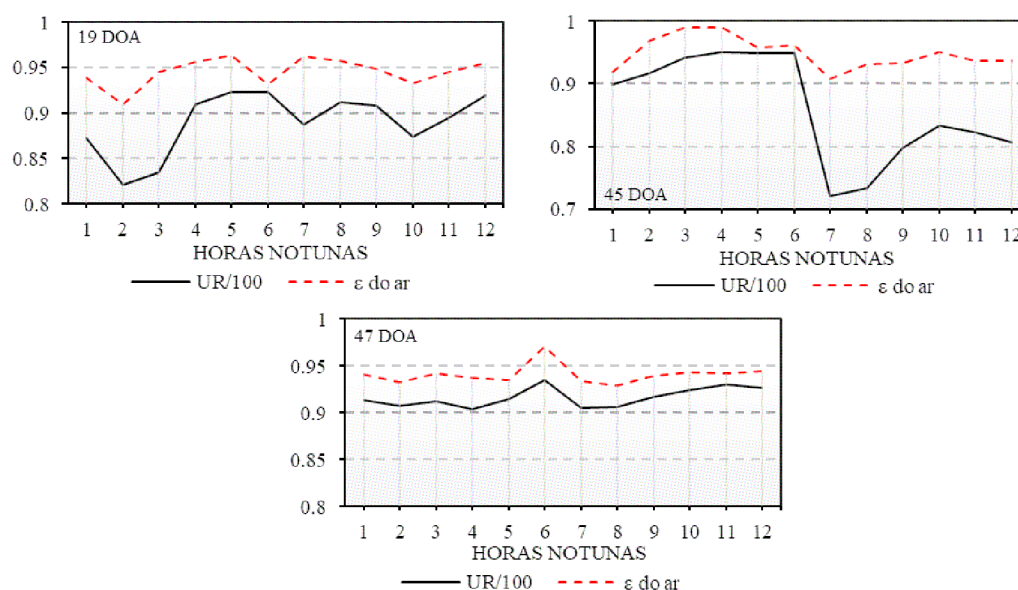


Figura 31 – Gráficos horária noturna mostrando as variações da  $\varepsilon$  atmosférica e da UR/100 (umidade relativa variando de 0 – 1) ao longo das horas noturnas em três diferentes DOA em condição de céu Nublado, estação de Brasília – DF.

Separado os dados com base na Tabela 9, foi plotado ao longo do DOA as variáveis de  $\varepsilon$ , pontos vermelhos, e UR/100, pontos pretos, Figura 5 a para condição de céu Nublado. Onde é possível notar que onde ocorre mais pontos vermelhos é caracterizado como período mais úmido, conseqüentemente maiores ocorrências de valores de UR/100 e conseqüentemente maiores dias de ocorrência de um comportamento do DOA 47, demonstrado na Figura 1 a. Na Figura 5 a a área sombreada indica o período mais seco, que vão dos DOAs 120 a 280.

Na Figura 6 a (a) foram plotados os dados 1140 valores de  $\varepsilon$  e 1140 valores de UR/100, em um gráfico de 1:1, que demonstra nenhuma ou quase nenhuma relação entre os valores estatisticamente. Porém, tem-se que levar em consideração que os valores de  $\varepsilon$  para condição de céu Nublado variam com valores  $>0,9$ , e que mesmo os valores de UR/100 terem majoritariamente os valores nessa condição entre 0,7 a 1, como pode ser visto nas Figuras 5 a e 6 a (b) é ainda uma variação muito maior que da  $\varepsilon$ . Portanto, a Figura 6 a (b) é um gráfico deformado, porém linear entre as variações de  $\varepsilon$  e UR/100 e calculado a reta de regressão entre as variáveis e obtido assim uma nova equação para a obtenção de uma nova  $\varepsilon$  para o cômputo de Rol,atm.

A Figura 6 a (b) revela que mesmo que existe uma leve relação positiva entre a  $\varepsilon$  e a UR/100. Aplicando a Equação obtida na Figura 6 a (b) e fazendo a estimativa da Rol,atm, como mostra na Figura 6 a (c), obtendo uma reta de regressão bem ajustada e r de 0,56.

#### 4.3.2. Parcialmente Nublado

Foram selecionados dentro de uma condição de Parcialmente Nublado 3 dias de ordem do ano distintos com 12h completos que pudesse caracterizar uma resposta atmosférica usando a comparação da  $\varepsilon$  e da UR/100. Na Figura 32 é possível visualizar no DOA 10 uma resposta com uma defasagem aparente entre a  $\varepsilon$ , tracejado vermelho, e a UR/100, linha preta, no DOA 13 é possível observar uma aproximação das 6 primeiras horas noturnas e um com um afastamento do comportamento nas outras 6h seguintes e nos DOAs 11-12 é possível observar uma

aproximação maior entre a  $\varepsilon$  com a UR/100, como também encontrados na Figura 31. Visto que as três condições de comportamento de  $\varepsilon$  e UR/100 reais e são encontradas na atmosfera, como foi elucidado na Figura 31.

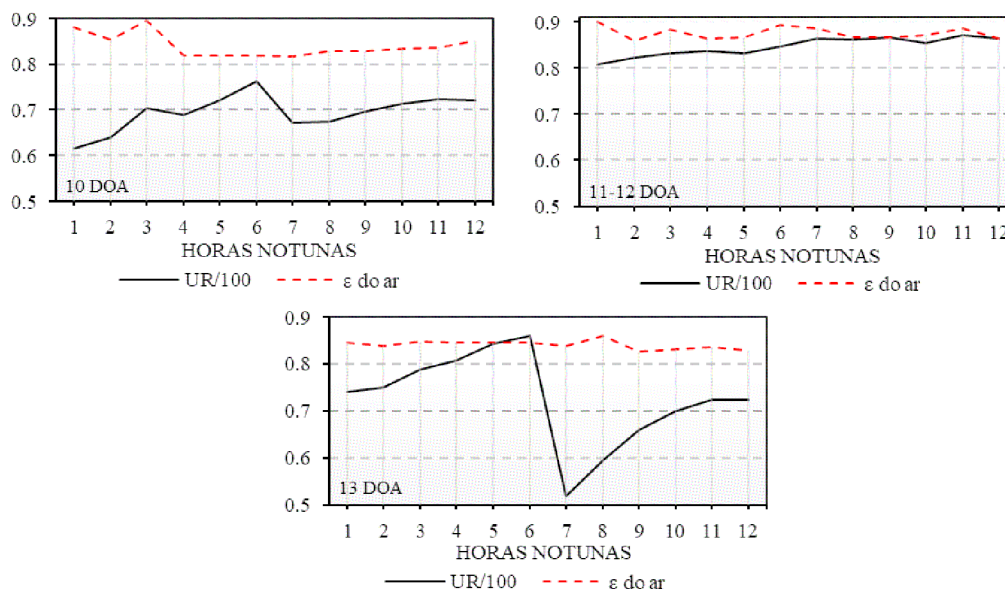


Figura 32 – Gráficos horária noturna mostrando as variações da  $\varepsilon$  atmosférica e da UR/100 (umidade relativa variando de 0 – 1) ao longo das horas noturnas em três diferentes DOA em condição de céu Parcialmente Nublado, estação de Brasília – DF.

Separado os dados com base na Tabela 9, foi plotado ao longo do DOA as variáveis de  $\varepsilon$ , pontos vermelhos, e UR/100, pontos pretos, Figura 7 a para condição de céu Parcialmente Limpo. Onde é possível notar que onde ocorre pontos vermelhos ao longo de todo DOA, visto que essa é uma condição intermediária entre Nublado e Céu Limpo não podendo, assim, ser caracterizado como período mais úmido ou mais seco. Também é possível notar que o comportamento de UR/100 na Figura 7 a tende uma semelhança com o UR/100 na Figura 5 a, porém com uma amplitude maior entre os valores de UR/100.

Na Figura 8 a (a) foram plotados os dados 1783 valores de  $\varepsilon$  e 1783 valores de UR/100, em um gráfico de 1:1, que demonstra nenhuma ou quase nenhuma relação entre os valores estatisticamente. Porém, tem-se que levar em consideração que os valores de  $\varepsilon$  para condição de céu Parcialmente Nublado variam entre valores 0,91-0,8, e que mesmo os valores de UR/100 terem majoritariamente os valores nessa condição entre 0,5 a 1, como pode ser visto nas Figuras 7 a e 8 a (b) é ainda uma variação muito maior que da  $\varepsilon$ . Portanto, a Figura 8 a (b) é um gráfico



deformado, porém linear entre as variações de  $\varepsilon$  e UR/100 e calculado a reta de regressão entre as variáveis e obtido assim uma nova equação para a obtenção de uma nova  $\varepsilon$  para o cômputo de Rol,atm.

A Figura 8 a (b) revela que mesmo que existe uma leve relação positiva entre a  $\varepsilon$  e a UR/100. E aplicando a Equação obtida na Figura 8 a (b) e fazendo a estimativa da Rol,atm, como mostra na Figura 8 a (c), obtendo uma reta de regressão com relação positiva, porém indica que a maior parte dos dados subestima os valores de Rol,atm,obs, mesmo assim tem-se um r de 0,82.

### 4.3.3. Céu Limpo

Foram selecionados dentro de uma condição de Céu Limpo 3 dias de ordem do ano distintos com 12h completos que pudesse caracterizar uma resposta atmosférica usando a comparação da  $\varepsilon$  e da UR/100, como feitos para condição de céu Nublado, Figura 31 e Parcialmente Nublado, Figura 32. Porém na Figura 33 não foi possível fazer essa análise já que a variação da emissividade é menor que a da UR/100.

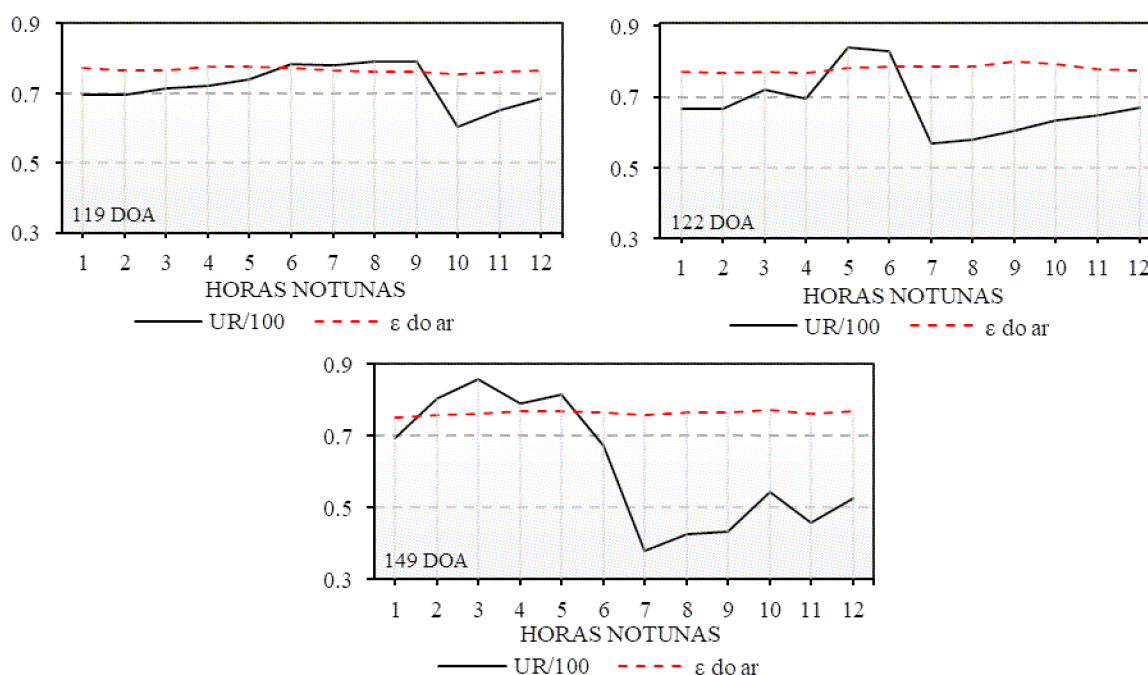


Figura 33 – Gráficos horária noturna mostrando as variações da  $\varepsilon$  atmosférica e da UR/100 (umidade relativa variando de 0 – 1) ao longo das horas noturnas em três diferentes DOA em condição de céu Parcialmente Nublado, estação de Brasília – DF.

Separado os dados com base na Tabela 9, foi plotado ao longo do DOA as variáveis de  $\varepsilon$ , pontos vermelhos, e UR/100, pontos pretos, Figura 9 a para a

condição de Céu Limpo. Onde é possível notar que onde ocorre pontos vermelhos sendo bem claro os períodos mais secos, as áreas sombreadas indicam o período úmido, Figura 5 a ou ainda os em relação aos pontos intermediários Figura 7 a. Também é possível notar que o comportamento de UR/100 na Figura 9 a é bem particular tendo em vista sua diferença entre as outras condições, como também a  $\varepsilon$  que majoritariamente se encontra entre 0,80 a 0,77.

Na Figura 10 a (a) foram plotados os dados 1203 valores de  $\varepsilon$  e 1203 valores de UR/100, em um gráfico de 1:1, que demonstra nenhuma ou quase nenhuma relação entre os valores estatisticamente. Porém, tem-se que levar em consideração que os valores de  $\varepsilon$  para condição de Céu Limpo variam para valores  $<0,8$ , e que mesmo os valores de UR/100 terem majoritariamente os valores nessa condição entre 0,3 a 0,6, como pode ser visto nas Figuras 9 a e 10 a (b) é ainda uma variação muito maior que da  $\varepsilon$ , que majoritariamente se concentra entre 0,75 a 0,79. Portanto, a Figura 10 a (b) é um gráfico deformado, porém linear entre as variações de  $\varepsilon$  e UR/100 e calculado a reta de regressão entre as variáveis e obtido assim uma nova equação para a obtenção de uma nova  $\varepsilon$  para o cômputo de Rol,atm.

A Figura 10 a (b) revela que mesmo que existe uma leve relação positiva entre a  $\varepsilon$  e a UR/100. E aplicando a Equação obtida na Figura 10 a (b) e fazendo a estimativa da Rol,atm, como mostra na Figura 10 a (c), obtendo uma reta de regressão com relação positiva porém com um leve subestimativa dos dados e r de 0,93.

#### 4.4. Modelos gerados com SPSS

Com auxílio do programa SPSS, foram geradas regressões exponenciais entre as variáveis  $\varepsilon$ , calculada com o arranjo da Equação (2) usando  $T_a$  obtido pela estação,  $\varepsilon'$ , calculada com o arranjo da Equação (2) usando  $T_{atm}$  proposto por Quin et al. (2001) Equação (4),  $e/T_a$ , onde  $e$  é obtida pela Equação (3) usando  $T_a$  e UR obtidos na estação meteorológica, e  $e'/T_{atm}$ , onde  $e$  é obtida pela Equação (3) usando  $T_{atm}$  obtido pela Equação (4) e UR obtido na estação e pelo princípio fundamental da contagem foram geradas 4 combinações que resultaram em quatro equações para cada condição de céu no período diurno e noturno.

##### 4.4.1. Período diurno

###### 4.4.1.1. Céu Limpo

Para a Figura 11 a o melhor modelo foi o modelo 3 que usa a equação gerada pelas  $\varepsilon'$  e a  $e/Ta$ , porém com uma pequena diferença entre o modelo 1 entre os valores de r, cuja diferença é de 0,002. O modelo 1 demonstra um melhor ajuste na reta de um 1:1, já o modelo 3 resulta numa superestimativa dos dados.

Na Tabela 20 é possível observar os valores dos coeficientes a e b gerados pela regressão exponencial no programa SPSS, cuja os valores foram usados para demonstrar em diagrama de dispersão 1:1 o ajuste de estimativa de Rol,atm.

Tabela 20 – Modelos gerados pelo SPSS, diurno para condição de Céu Limpo.

Modelos para estimativa da $\varepsilon$ e $\varepsilon'$	
Modelo 1	$\varepsilon = 0,665 \cdot \exp(0,035 \cdot e/Ta)$
Modelo 2	$\varepsilon = 0,666 \cdot \exp(0,051 \cdot e'/Tatm)$
Modelo 3	$\varepsilon' = 0,730 \cdot \exp(0,034 \cdot e/Ta)$
Modelo 4	$\varepsilon' = 0,731 \cdot \exp(0,050 \cdot e'/Tatm)$

#### 4.4.1.2. Moderadamente Limpo

Para a Figura 12 a, o melhor modelo foi o modelo 3 que usa a equação gerada pela  $\varepsilon'$  e a  $e/Ta$ , porém com uma pequena diferença entre o modelo 1 entre os valores de r, cuja diferença é de 0,001. O modelo 1 demonstra um melhor ajuste na reta de um 1:1, já o modelo 3 resulta numa superestimativa dos dados.

Na Tabela 21 é possível observar os valores dos coeficientes a e b gerados pela regressão exponencial no programa SPSS, cuja os valores foram usados para demonstrar em diagrama de dispersão 1:1 o ajuste de estimativa de Rol,atm.

Tabela 21 – Modelos gerados pelo SPSS, diurno para condição Moderadamente Limpo.

Modelos para estimativa da $\varepsilon$ e $\varepsilon'$	
Modelo 1	$\varepsilon = 0,688 \cdot \exp(0,035 \cdot e/Ta)$
Modelo 2	$\varepsilon = 0,690 \cdot \exp(0,051 \cdot e'/Tatm)$
Modelo 3	$\varepsilon' = 0,757 \cdot \exp(0,034 \cdot e/Ta)$
Modelo 4	$\varepsilon' = 0,758 \cdot \exp(0,050 \cdot e'/Tatm)$

#### 4.4.1.3. Parcialmente Nublado

Para a Figura 13 a, os melhores modelos foram os modelos 1 e 3 que usaram as equações geradas pelas variáveis  $\varepsilon$ ,  $\varepsilon'$ ,  $e/Ta$  e a  $e'/Tatm$ , porém com uma pequena diferença em melhor ajuste na reta de um 1:1, onde modelo 3 resulta numa superestimativa dos dados e o modelo 1 é bem ajustado.

Na Tabela 22 é possível observar os valores dos coeficientes a e b gerados pela regressão exponencial no programa SPSS, cuja os valores foram usados para demonstrar em diagrama de dispersão 1:1 o ajuste de estimativa de  $R_{ol,atm}$ .

Tabela 22 – Modelos gerados pelo SPSS, diurno para condição Parcialmente Nublado.

Modelos para estimativa da $\varepsilon$ e $\varepsilon'$	
Modelo 1	$\varepsilon = 0,685 \cdot \exp(0,040 \cdot e/Ta)$
Modelo 2	$\varepsilon = 0,687 \cdot \exp(0,059 \cdot e'/T_{atm})$
Modelo 3	$\varepsilon' = 0,750 \cdot \exp(0,040 \cdot e/Ta)$
Modelo 4	$\varepsilon' = 0,751 \cdot \exp(0,058 \cdot e'/T_{atm})$

#### 4.4.1.4. Nublado

Para a Figura 14 a, os melhores modelos foram os modelos 2 e 4 que usaram as equações geradas pelas variáveis  $\varepsilon$ ,  $\varepsilon'$  e  $e'/T_{atm}$ , porém com uma pequena diferença em melhor ajuste na reta de um 1:1, onde modelo 2 resulta numa subestimativa dos dados e o modelo 4 é bem ajustado. Há também uma diferença pequena nos valores de r de 0,001, onde o modelo 2 se sobressai.

Na Tabela 23 é possível observar os valores dos coeficientes a e b gerados pela regressão exponencial no programa SPSS, cuja os valores foram usados para demonstrar em diagrama de dispersão 1:1 o ajuste de estimativa de  $R_{ol,atm}$ .

Tabela 23 – Modelos gerados pelo SPSS, diurno para condição de céu Nublado.

Modelos para estimativa da $\varepsilon$ e $\varepsilon'$	
Modelo 1	$\varepsilon = 0,678 \cdot \exp(0,045 \cdot e/Ta)$
Modelo 2	$\varepsilon = 0,679 \cdot \exp(0,066 \cdot e'/T_{atm})$
Modelo 3	$\varepsilon' = 0,747 \cdot \exp(0,044 \cdot e/Ta)$
Modelo 4	$\varepsilon' = 0,747 \cdot \exp(0,065 \cdot e'/T_{atm})$

#### 4.4.2. Período Noturno

##### 4.4.2.1. Céu Limpo

Para a Figura 15 a, os melhores modelos foram os modelos 1 e 3 que usaram as equações geradas pelas variáveis  $\varepsilon$ ,  $\varepsilon'$  e  $e/Ta$ , porém com uma pequena diferença em melhor ajuste na reta de um 1:1, onde modelo 3 resulta numa superestimativa dos dados e o modelo 1 é bem ajustado. Há também uma diferença pequena nos valores de r de 0,0002, onde o modelo 3 se sobressai.

Na Tabela 24 é possível observar os valores dos coeficientes a e b gerados pela regressão exponencial no programa SPSS, cuja os valores foram usados para demonstrar em diagrama de dispersão 1:1 o ajuste de estimativa de Rol,atm.

Tabela 24 – Modelos gerados pelo SPSS, noturno para condição de Céu Limpo.

Modelos para estimativa da $\varepsilon$ e $\varepsilon'$	
Modelo 1	$\varepsilon = 0,724 \cdot \exp(0,017 \cdot e/Ta)$
Modelo 2	$\varepsilon = 0,725 \cdot \exp(0,025 \cdot e'/Tatm)$
Modelo 3	$\varepsilon' = 0,792 \cdot \exp(0,016 \cdot e/Ta)$
Modelo 4	$\varepsilon' = 0,793 \cdot \exp(0,023 \cdot e'/Tatm)$

#### 4.4.2.2. Parcialmente Nublado

Para a Figura 16 a, o melhor modelo foi o modelo 1 que usa a equação gerada pelas variáveis da  $\varepsilon$  e a  $e/Ta$ , porém com uma pequena diferença entre os modelos 2, 3 e 4, onde a maior diferença entre os valores de r é da casa 0,0006 entre os modelos. Os modelos 1 e 4 demonstram os melhores ajustes na reta de um 1:1, já o modelo 2 e 3 resulta numa subestimativa e em uma superestimativa dos dados respectivamente.

Na Tabela 25 é possível observar os valores dos coeficientes a e b gerados pela regressão exponencial no programa SPSS, cuja os valores foram usados para demonstrar em diagrama de dispersão 1:1 o ajuste de estimativa de Rol,atm.

Tabela 25 – Modelos gerados pelo SPSS, noturno para condição Parcialmente Nublado.

Modelos para estimativa da $\varepsilon$ e $\varepsilon'$	
Modelo 1	$\varepsilon = 0,771 \cdot \exp(0,016 \cdot e/Ta)$
Modelo 2	$\varepsilon = 0,771 \cdot \exp(0,024 \cdot e'/Tatm)$
Modelo 3	$\varepsilon' = 0,840 \cdot \exp(0,016 \cdot e/Ta)$
Modelo 4	$\varepsilon' = 0,840 \cdot \exp(0,024 \cdot e'/Tatm)$

#### 4.4.2.3. Nublado

Para a Figura 17 a, os melhores modelos foram os modelos 2 e 4 que usam as equações geradas pelas variáveis da  $\varepsilon$ ,  $\varepsilon'$  e a  $e'/Tatm$ , porém com uma única diferença, o ajuste da reta de regressão. Enquanto o modelo 2 subestima os valores o modelo 4 tem um bom ajuste na reta de 1:1, mesmo que com uma leve inclinada.

Na Tabela 25 é possível observar os valores dos coeficientes  $a$  e  $b$  gerados pela regressão exponencial no programa SPSS, cuja os valores foram usados para demonstrar em diagrama de dispersão 1:1 o ajuste de estimativa de  $R_{ol,atm}$ .

Tabela 26 – Modelos gerados pelo SPSS, noturno para condição de céu Nublado.

Modelos para estimativa da $\varepsilon$ e $\varepsilon'$	
Modelo 1	$\varepsilon = 0,868 \cdot \exp(0,012 \cdot e/Ta)$
Modelo 2	$\varepsilon = 0,866 \cdot \exp(0,018 \cdot e'/T_{atm})$
Modelo 3	$\varepsilon' = 0,947 \cdot \exp(0,012 \cdot e/Ta)$
Modelo 4	$\varepsilon' = 0,945 \cdot \exp(0,018 \cdot e'/T_{atm})$

## 5. CONCLUSÕES

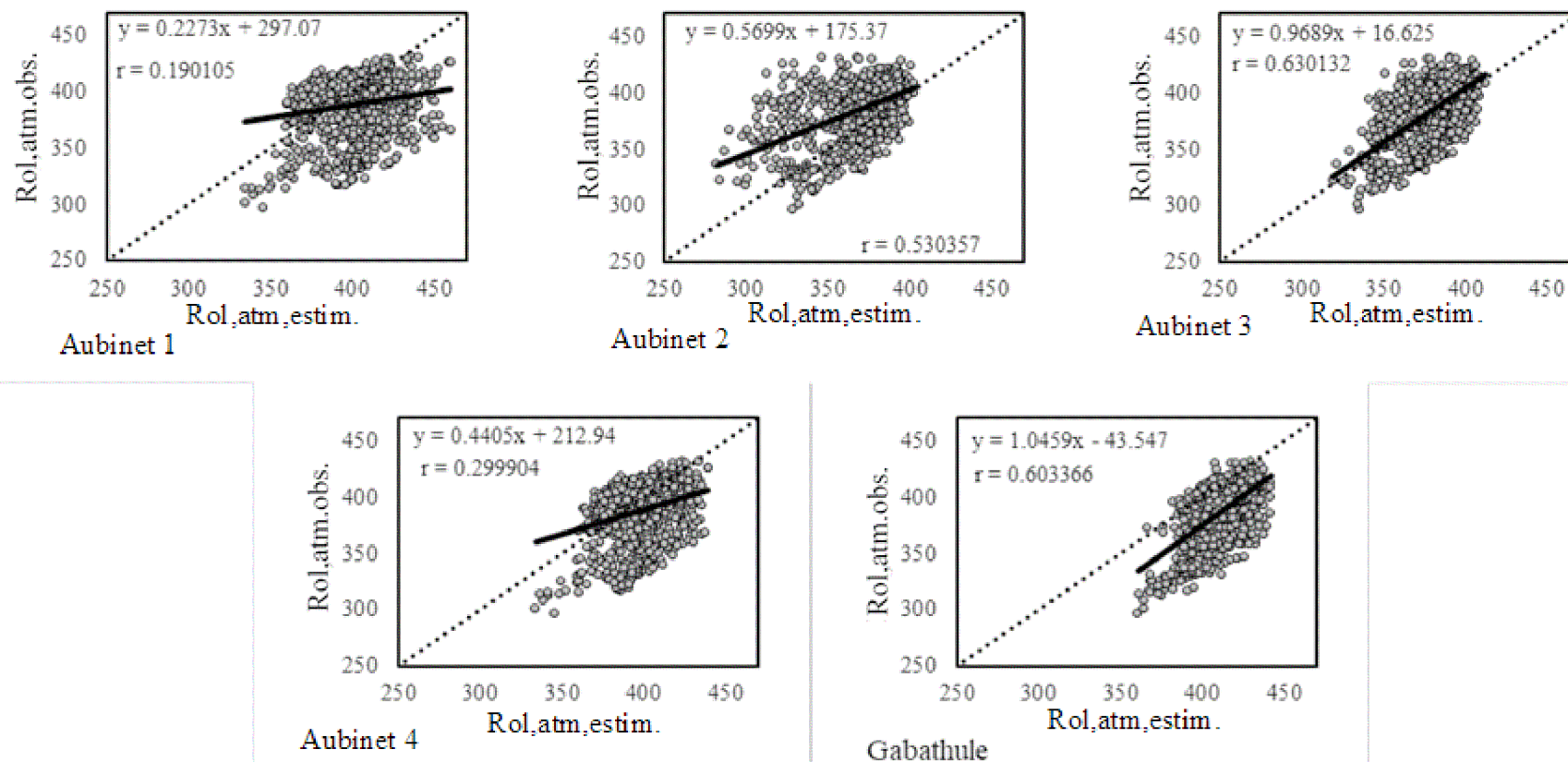
Os modelos respondem melhor próximos das latitudes médias em dados diários separados por condições de nebulosidade, talvez pela quantidade maior de dias nublados e de as fórmulas em si como Aubnet (1), Aubnet (2), Aubnet (3), Aubnet (4) e Gabathule et al. terem sido desenvolvidas e calibradas nas latitudes médias.

Melhor correlação para a estação de Brasília é o obtido pelo modelo de Aubnet (4), e Gabathule et al., onde esse último modelo também representa os menores valores de EAM, ERM e REQM. Para a Petrolina a melhor correlação se dá pelo modelo Aubnet (3), que também melhor responde nas estações de Cachoeira Paulista e Florianópolis. Na estação de Petrolina o coeficiente de c de desempenho mostra melhor resultado com o modelo Aubnet (4), onde também é possível encontrar os menores valores de EAM, ERM e REQM.

Em Cachoeira Paulista o coeficiente de desempenho mostra melhor resultado com o modelo Aubnet (2), onde também mostra os menores valores de EAM, ERM e REQM. Já em Florianópolis é a única região que tanto r, c e EAM, ERM e REQM são bem demonstrados em um único modelo Aubnet (3).

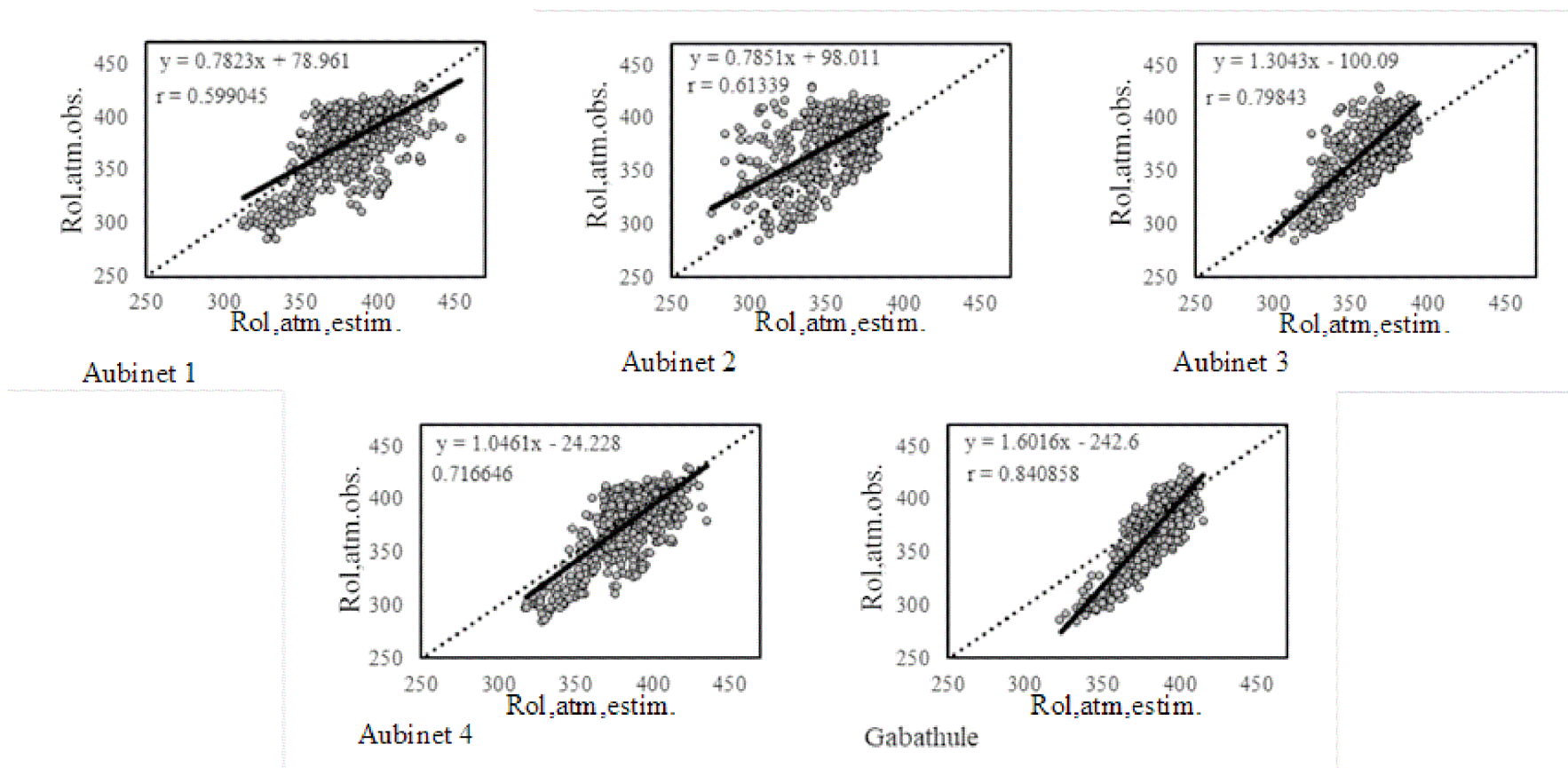
Para a estimativa de  $R_{ol,atm}$  noturno foi percebido que uma correção da temperatura atmosférica demonstra maior relevância para condições de céu Nublado em especial, já que nessas condições houveram melhores ajustes dos dados. Já a separação de horas noturnas usando uma separação dos valores de UR/100 demonstraram ser um meio viável, já que mesmos os valores testados com a razão entre  $e/T_a$  demonstraram comportamento semelhantes nos gráficos de dispersão, sendo assim podendo classificar a condição de céu noturna pelo o tanto que UR tende a saturação ou seja 100, ressaltando que como visto UR e e terão um comportamento semelhante em quase todas as estações deste estudo menos em Florianópolis, podendo assim não ser aplicável nessa estação.

## 6. ANEXO

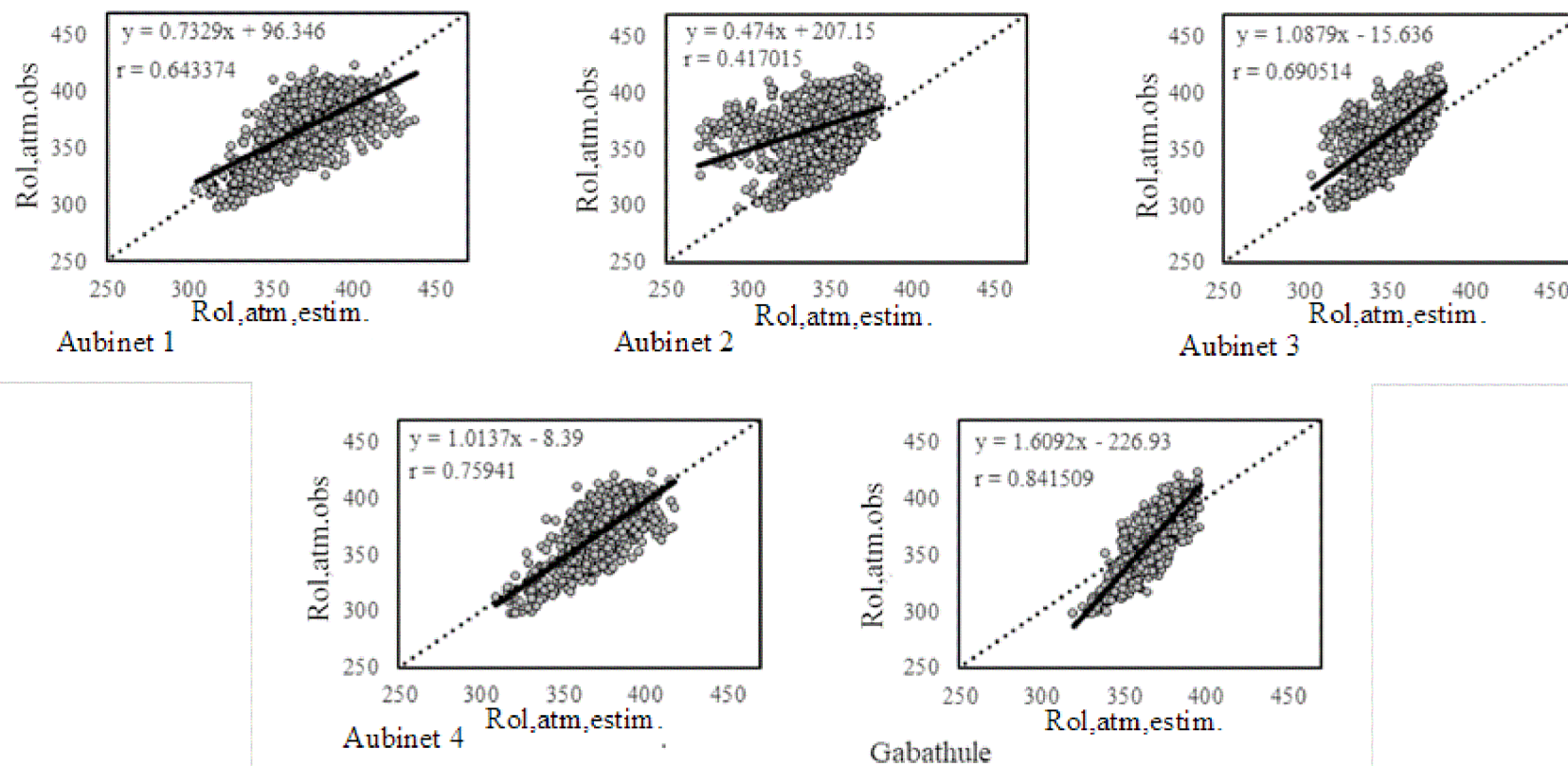


(Figura 1 a) – Diagrama de dispersão horária diurna para condição de céu Nublado de Rol,atm.obs. e Rol,atm.estim. para cada modelo usado para estação de Brasília – DF no ano de 2014.

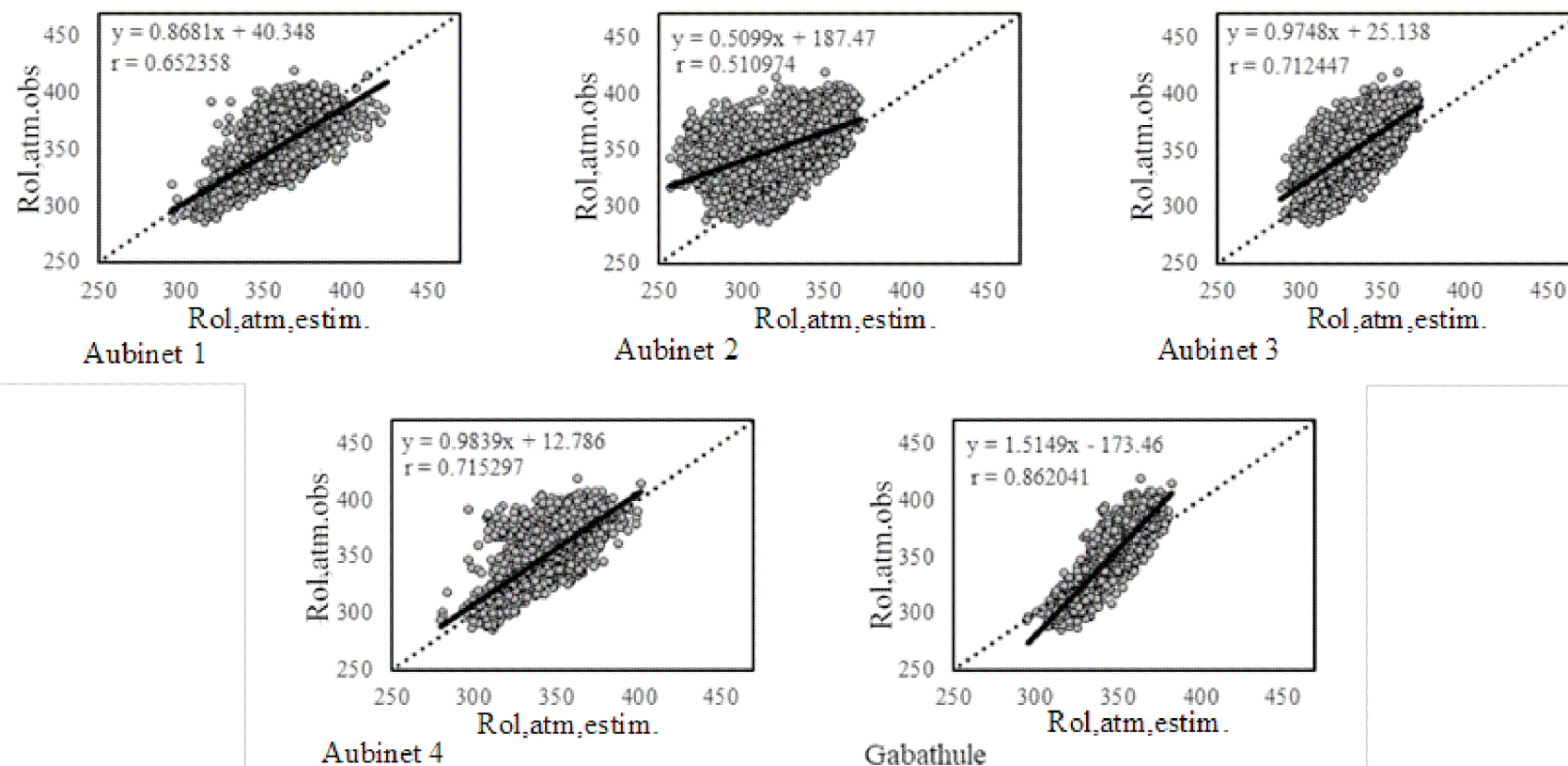




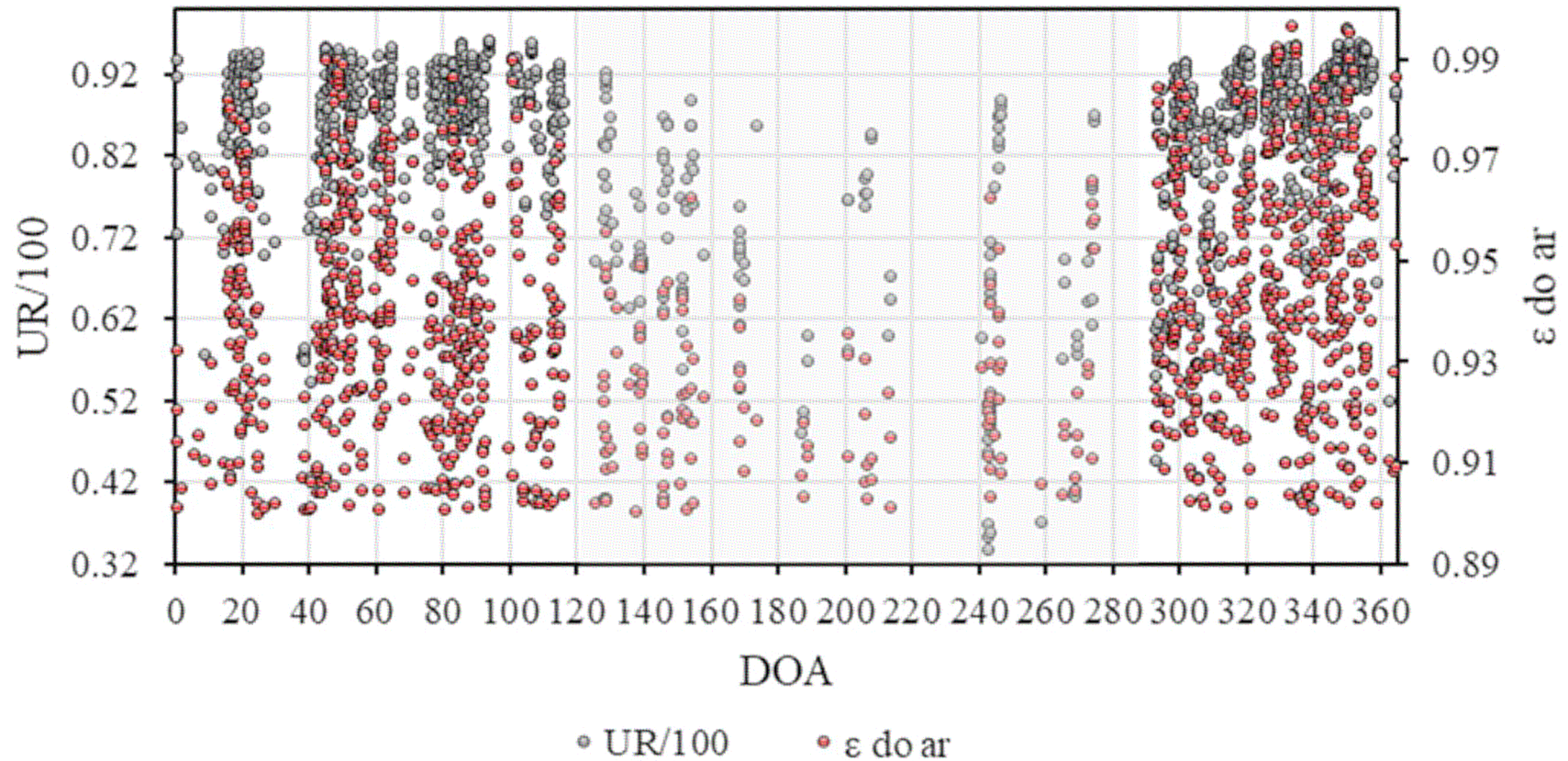
(Figura 2 a) – Gráficos de dispersão horária diurna para condição de céu Parcialmente Nublado de Rol,atm.obs. e Rol,atm,estim. para cada modelo usado para estação de Brasília – DF, ao longo do ano de 2014.



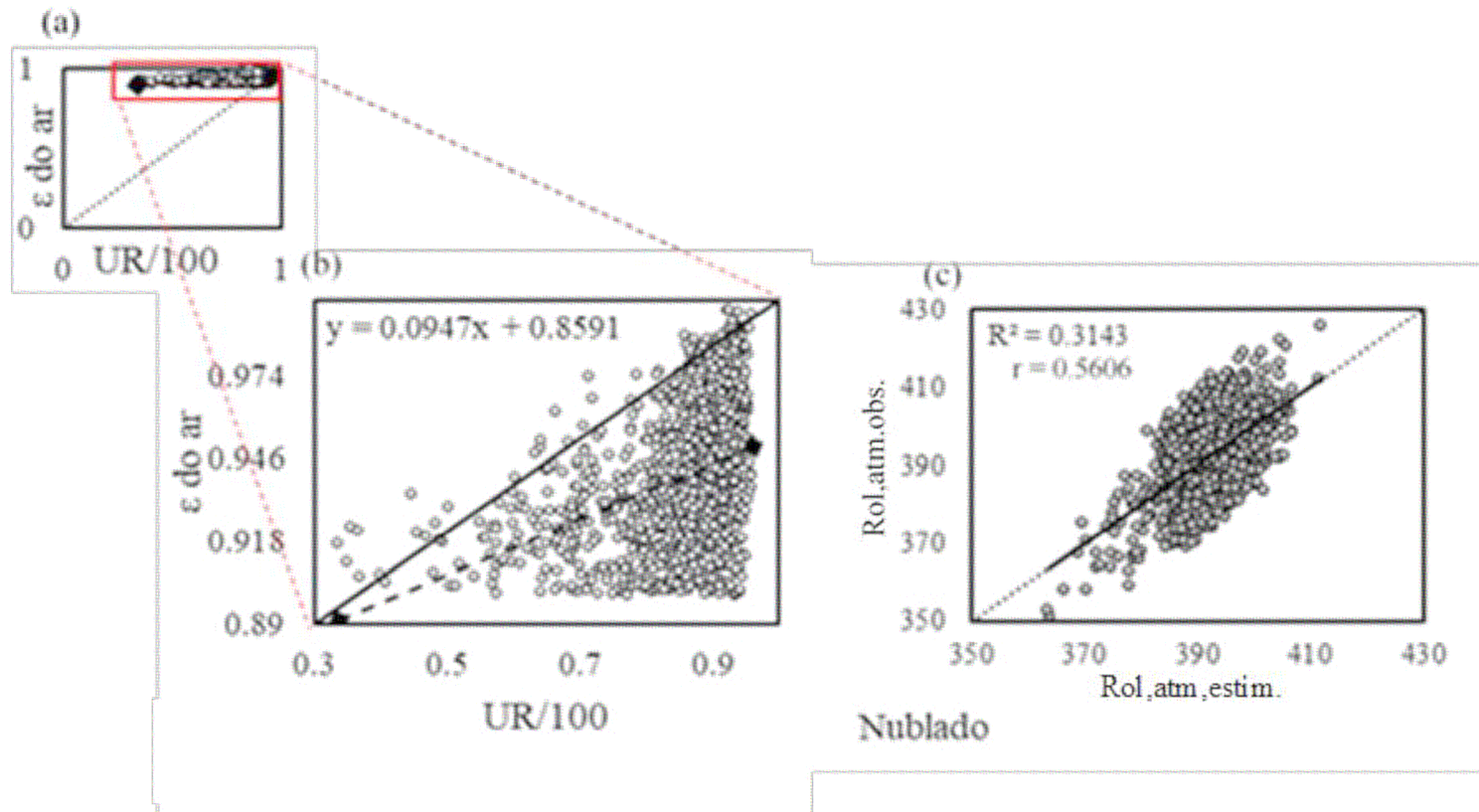
(Figura 3 a) – Gráficos de dispersão horária diurna para condição de céu Moderadamente Limpo de Rol,atm.obs. e Rol,atm.estim. para cada modelo usado para estação de Brasília – DF, ao longo do ano de 2014.



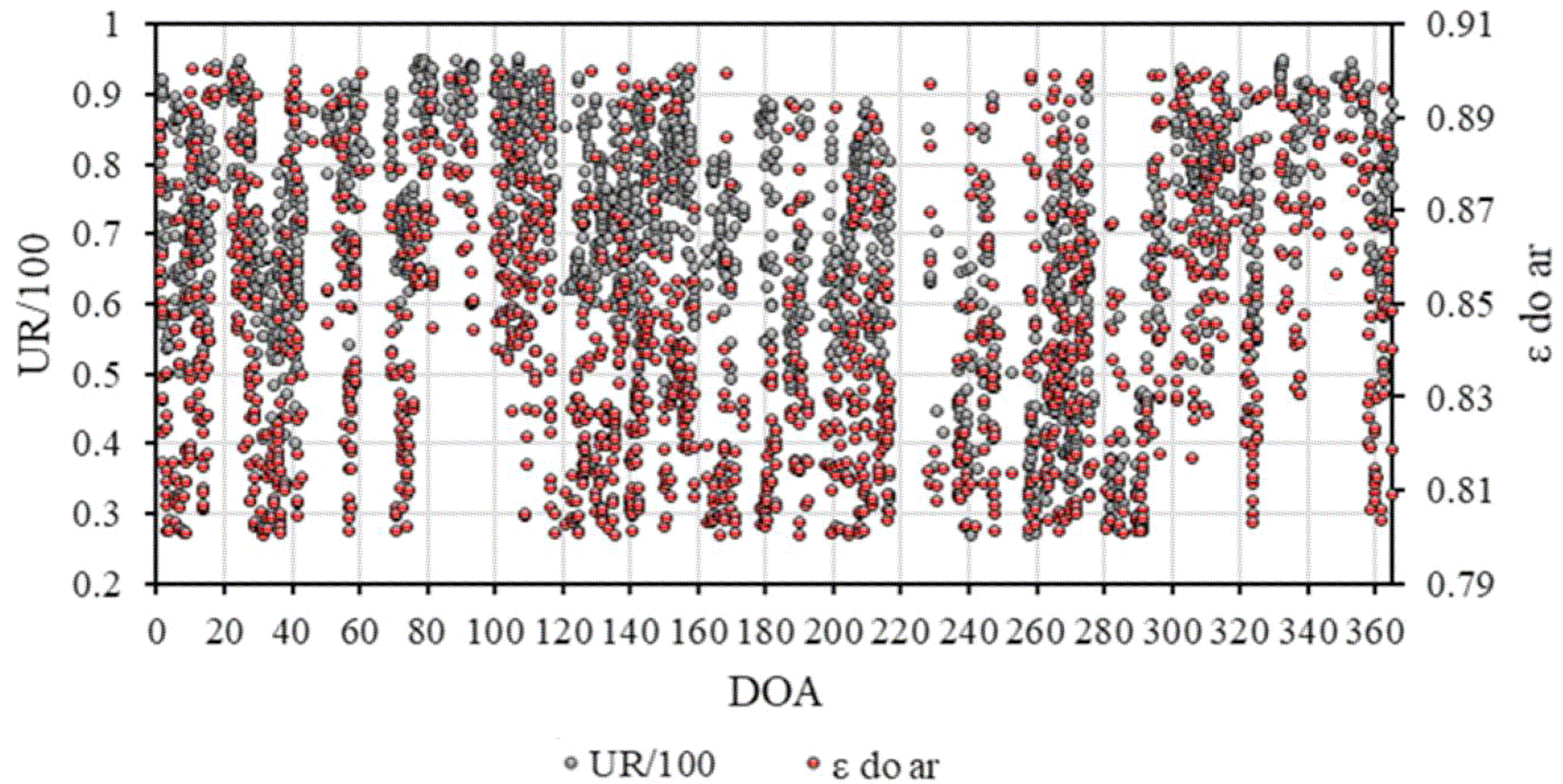
(Figura 4 a) – Gráficos de dispersão horária diurna para condição de Céu Limpo de Rol,atm.obs. e Rol,atm.estim. para cada modelo usado para estação de Brasília – DF, ao longo do ano de 2014.



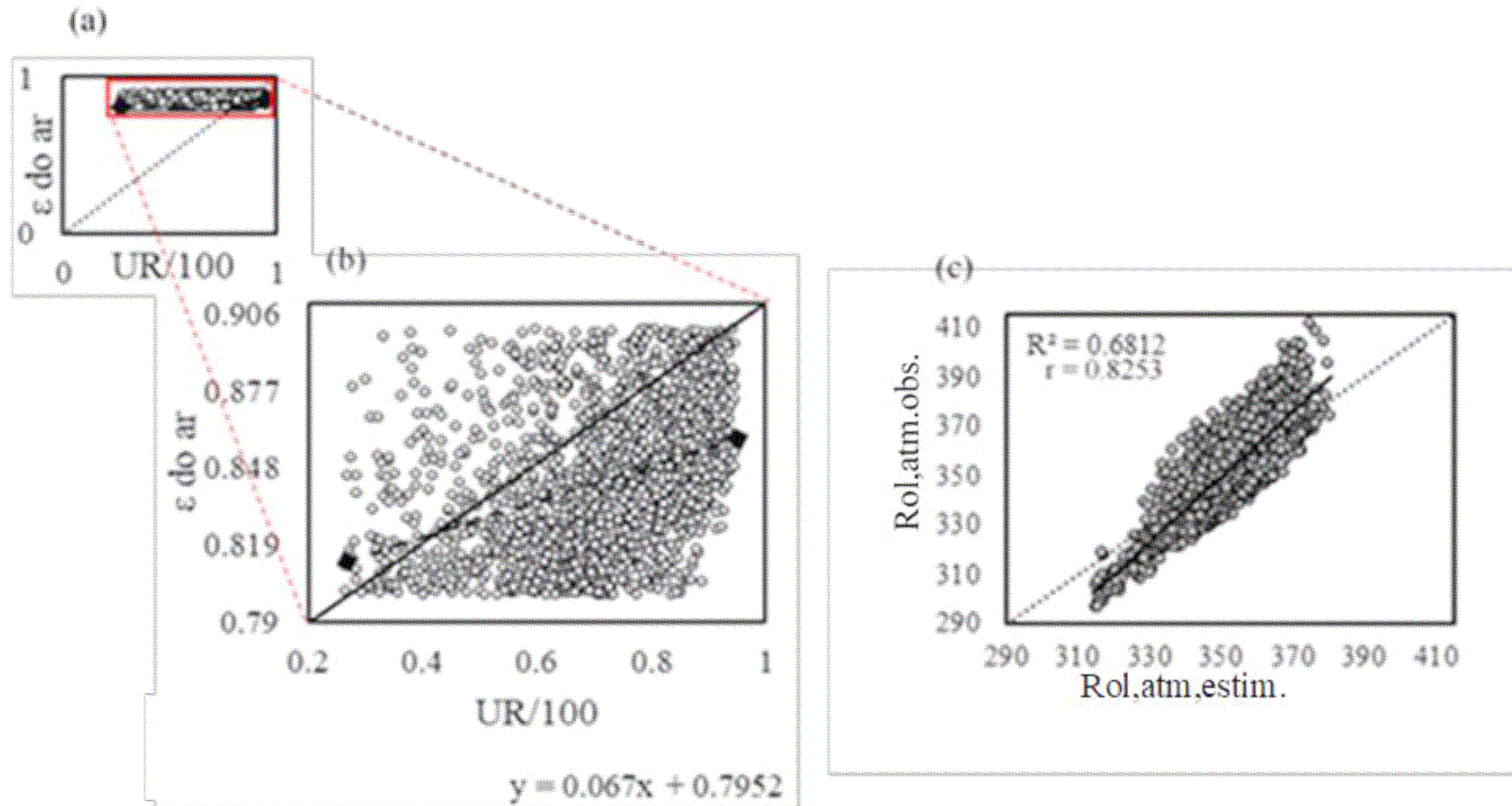
(Figura 5 a) – Gráfico de horária noturna dispostas em DOA, ao longo do ano de 2014 mostrando as variações da  $\epsilon$  atmosférica e da UR/100 (umidade relativa variando de 0 – 1) para as condições noturnas de céu Nublado, estação de Brasília – DF.



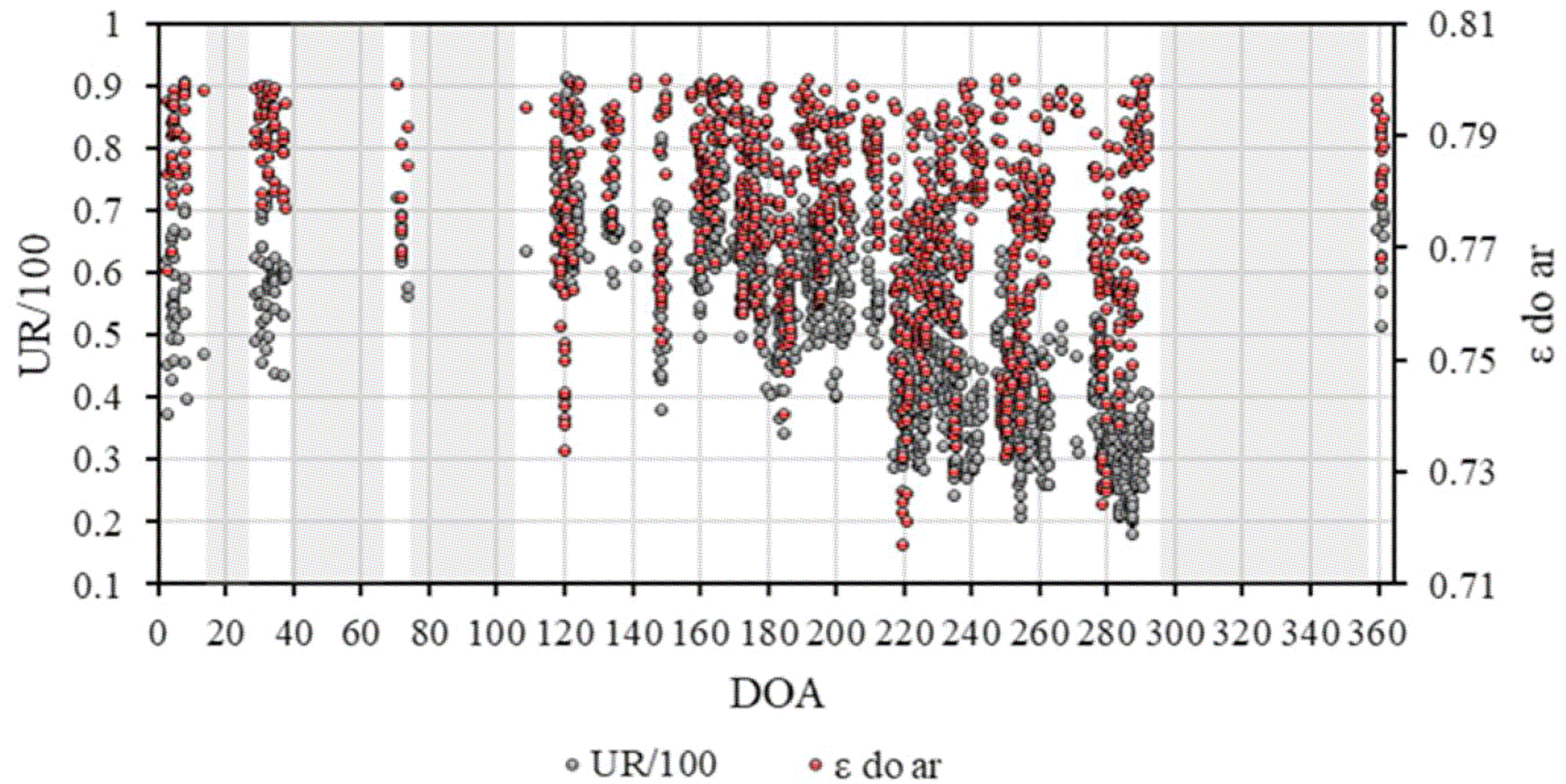
(Figura 6 a) – Gráficos de horária noturna (a); gráfico de 1:1 entre a  $\epsilon$  do ar e UR/100, (b); gráfico linearizado para observar melhor a disposição dos dados e (c); Aplicação da equação obtida no gráfico (b) para estimativa da  $\epsilon$  aplicada a equação (2) para obtenção de Rol,atm,estim. relacionado ao Rol,atm.obs., estação de Brasília – DF.



(Figura 7 a) – Gráfico de horária noturna dispostas em DOA, ao longo do ano de 2014 mostrando as variações da  $\epsilon$  atmosférica e da UR/100 (umidade relativa variando de 0 – 1) para as condições noturnas de céu Parcialmente Nublado, estação de Brasília –

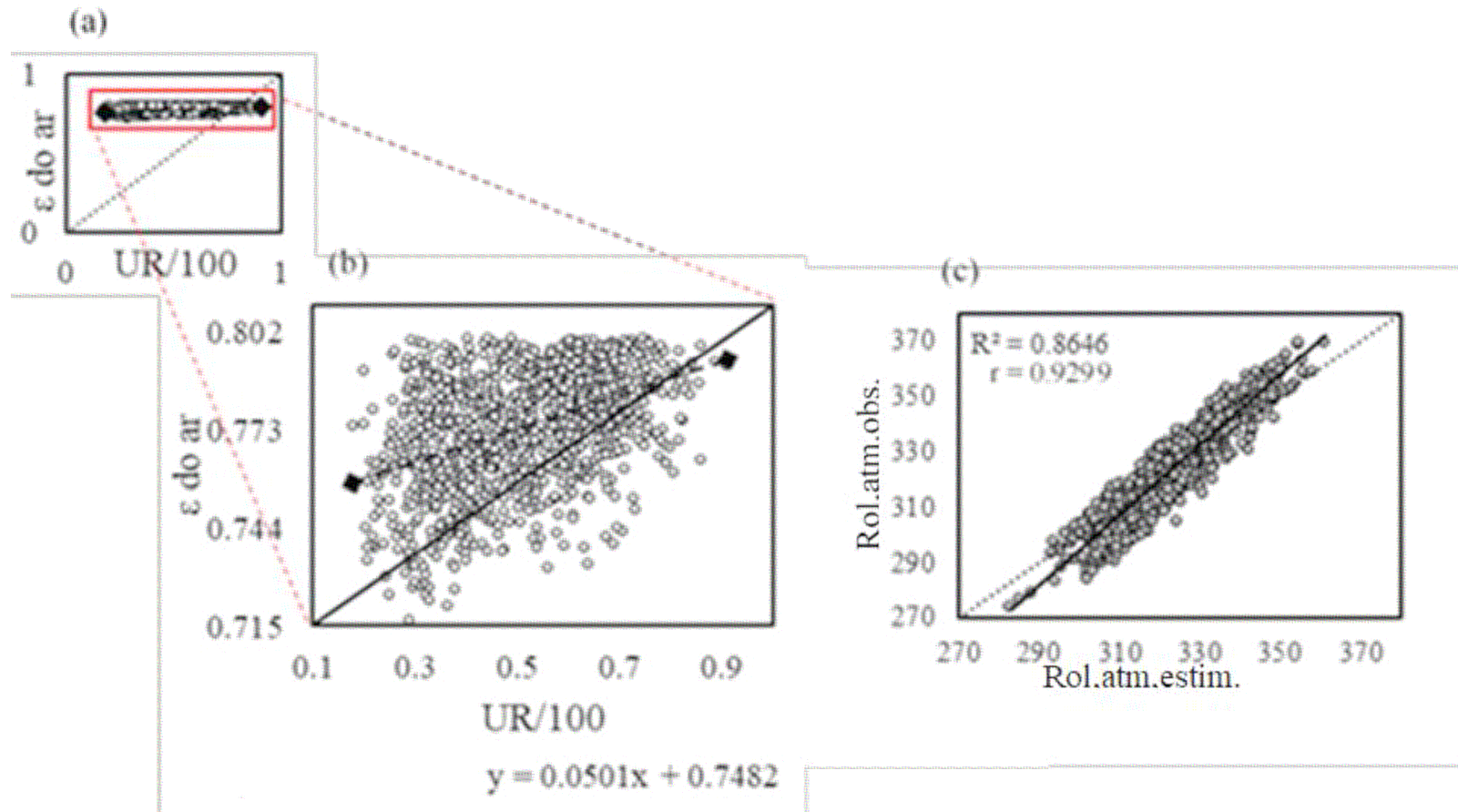


(Figura 8 a) – Gráficos de horária noturna (a); gráfico de 1:1 entre a  $\epsilon$  do ar e UR/100, (b); gráfico linearizado para observar melhor a disposição dos dados e (c); Aplicação da equação obtida no gráfico (b) para estimativa da  $\epsilon$  aplicada a equação (2) para obtenção de Rol,atm estim. relacionado ao Rol,atm obs., estação de Brasília – DF.

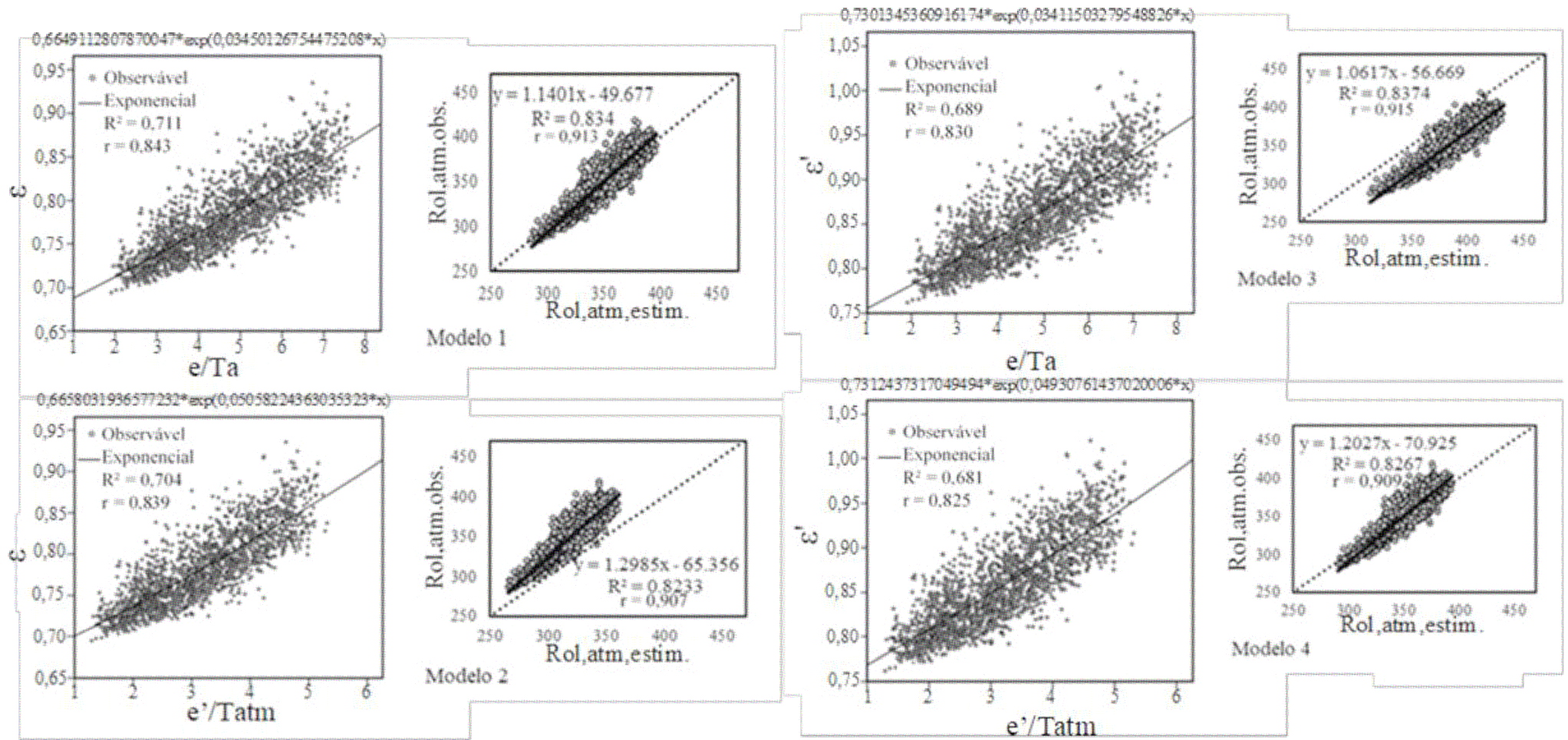


(Figura 9 a) – Gráfico de horária noturna dispostas em DOA, ao longo do ano de 2014 mostrando as variações da  $\epsilon$  atmosférica e da UR/100 (umidade relativa variando de 0 – 1) para as condições noturnas de céu Parcialmente Nublado, estação de Brasília – DF.

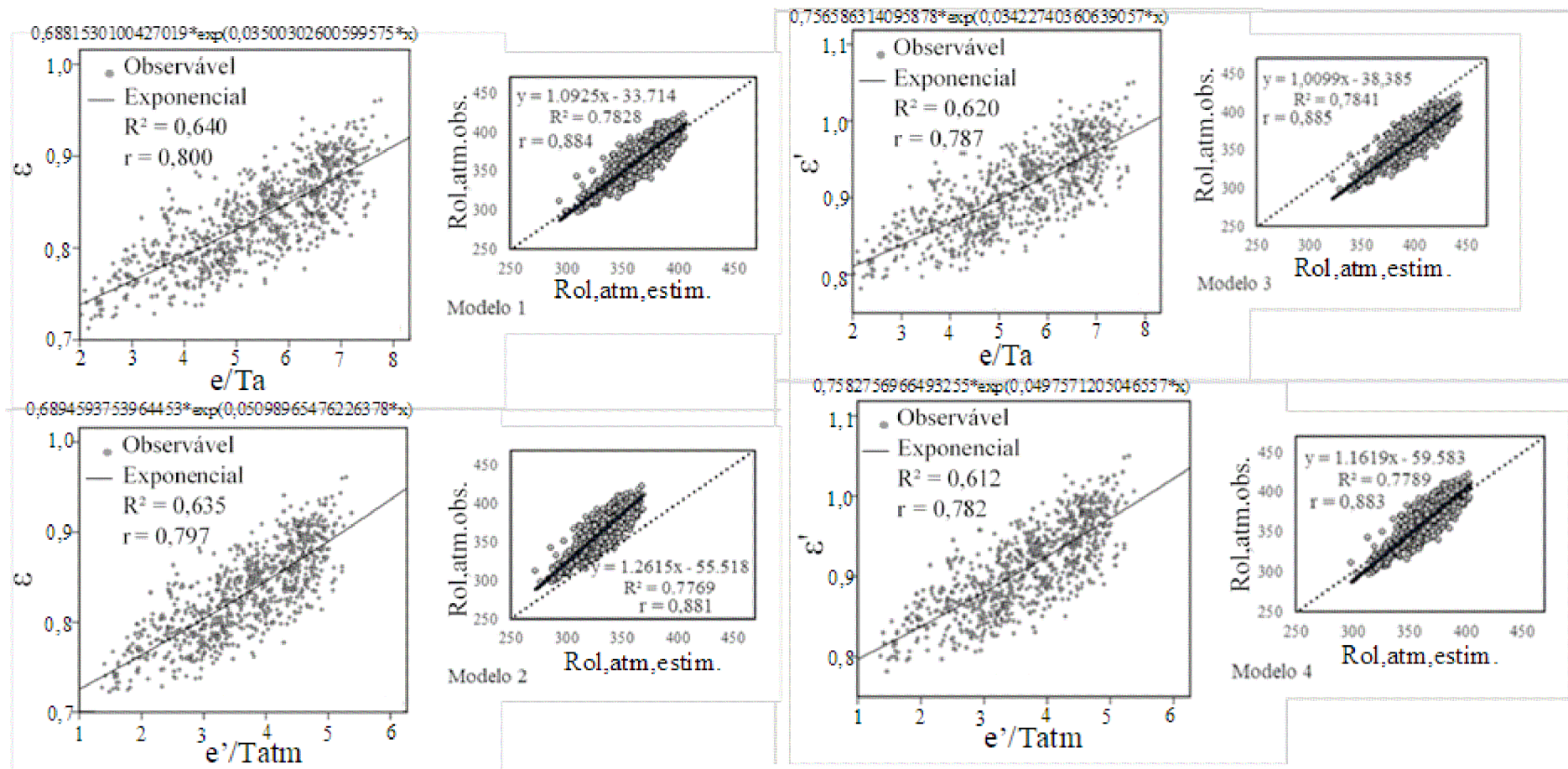




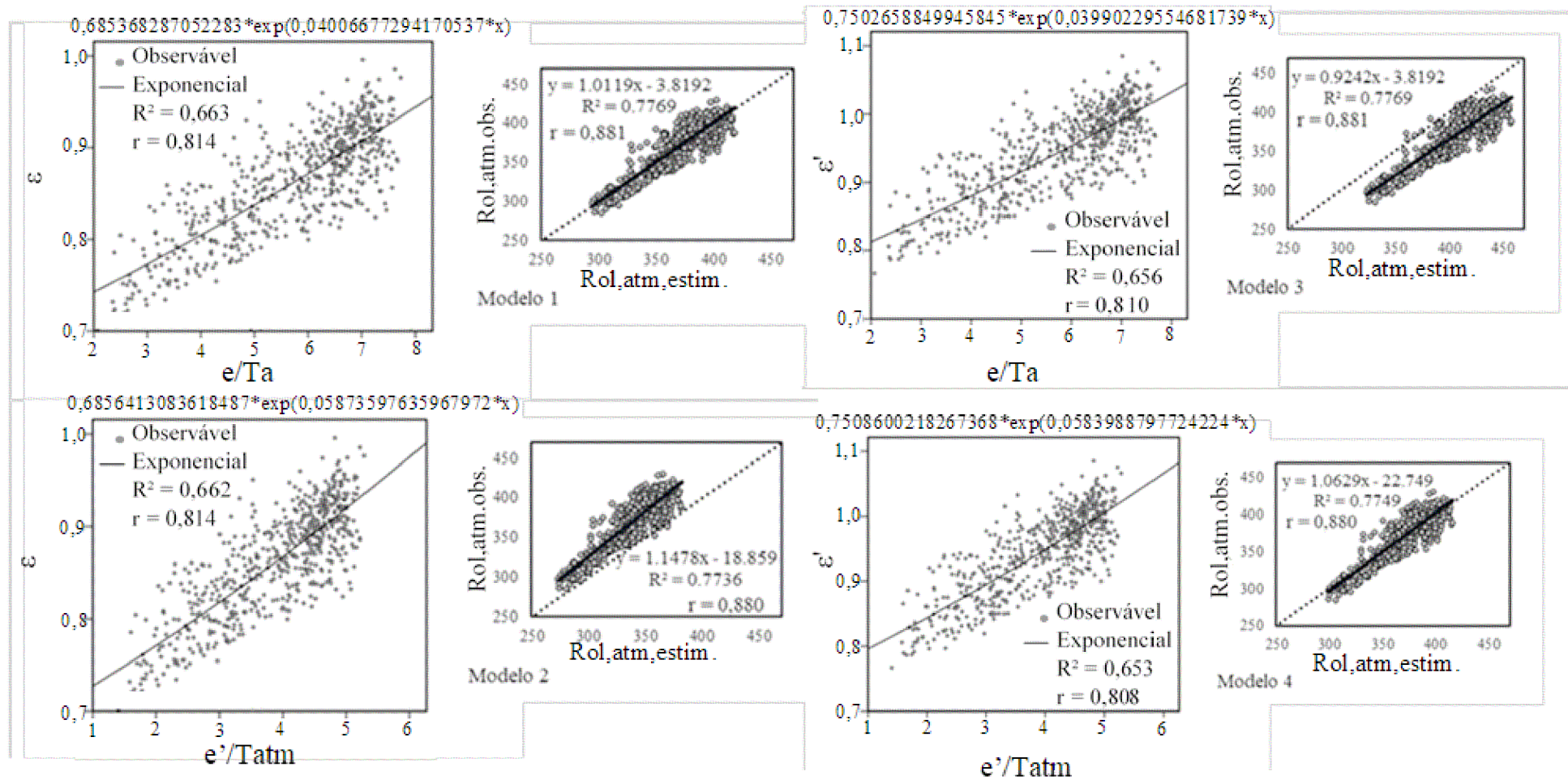
(Figura 10 a) – Gráficos de horária noturna (a); gráfico de 1:1 entre a  $\epsilon$  do ar e UR/100, (b); gráfico linearizado para observar melhor a disposição dos dados e (c); Aplicação da equação obtida no gráfico (b) para estimativa da  $\epsilon$  aplicada a equação (2) para obtenção de Rol,atm estim. relacionado ao Rol,atm obs., estação de Brasília – DF.



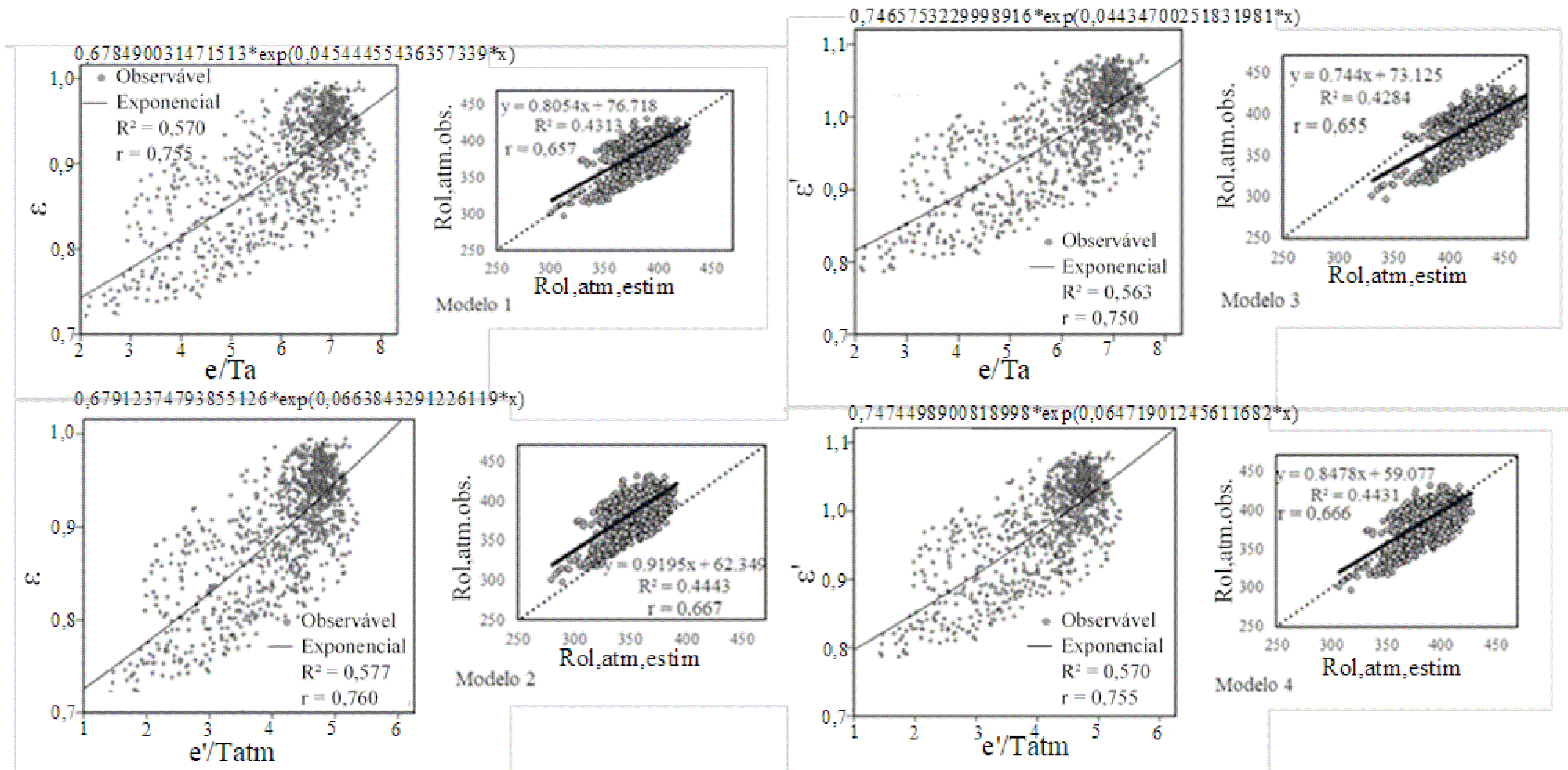
(Figura 11 a) – Diagramas de dispersão para condição de Céu Limpo no período diurno para a estação de Brasília-DF, com 2007 pares.



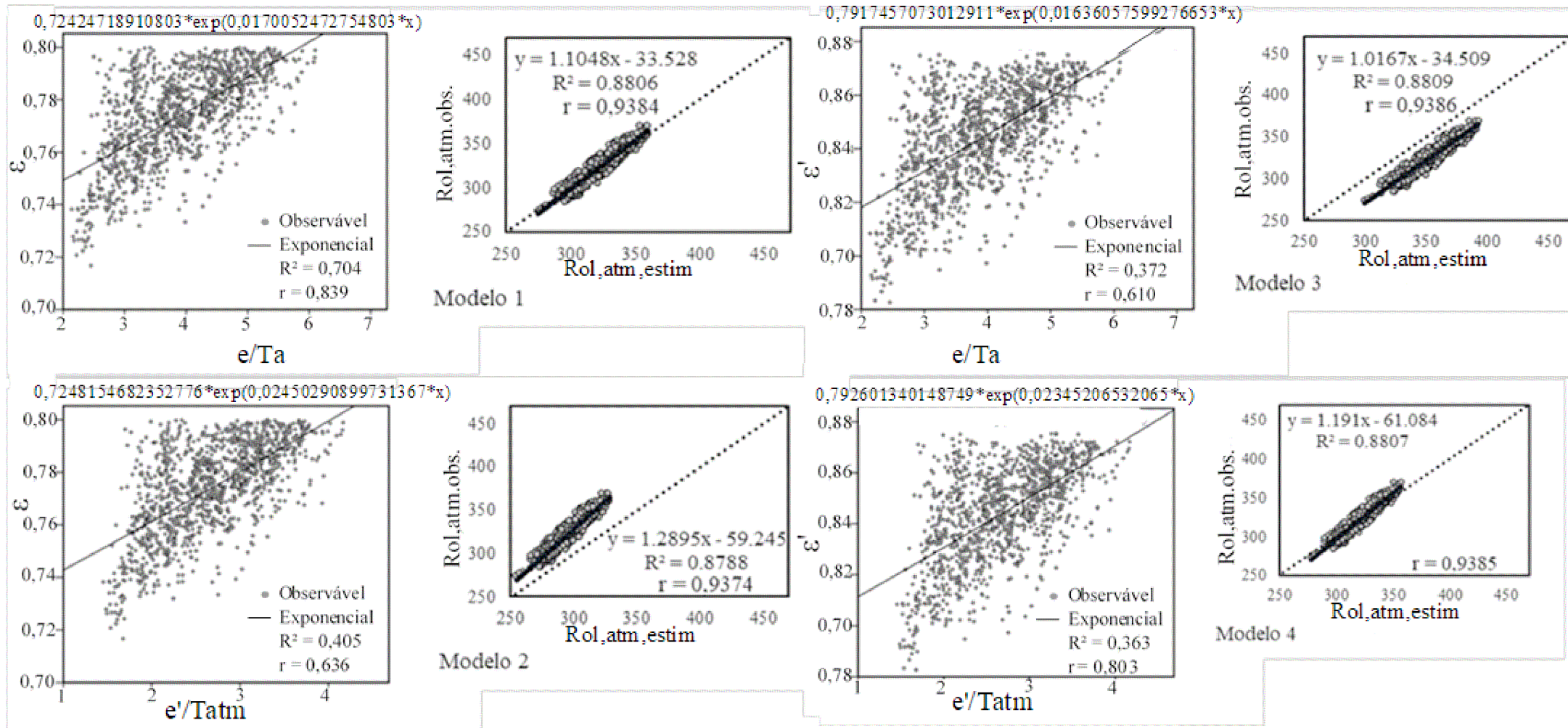
(Figura 12 a) – Diagramas de dispersão para condição de Moderadamente Limpo no período diurno para a estação de Brasília-DF, com 820 pares



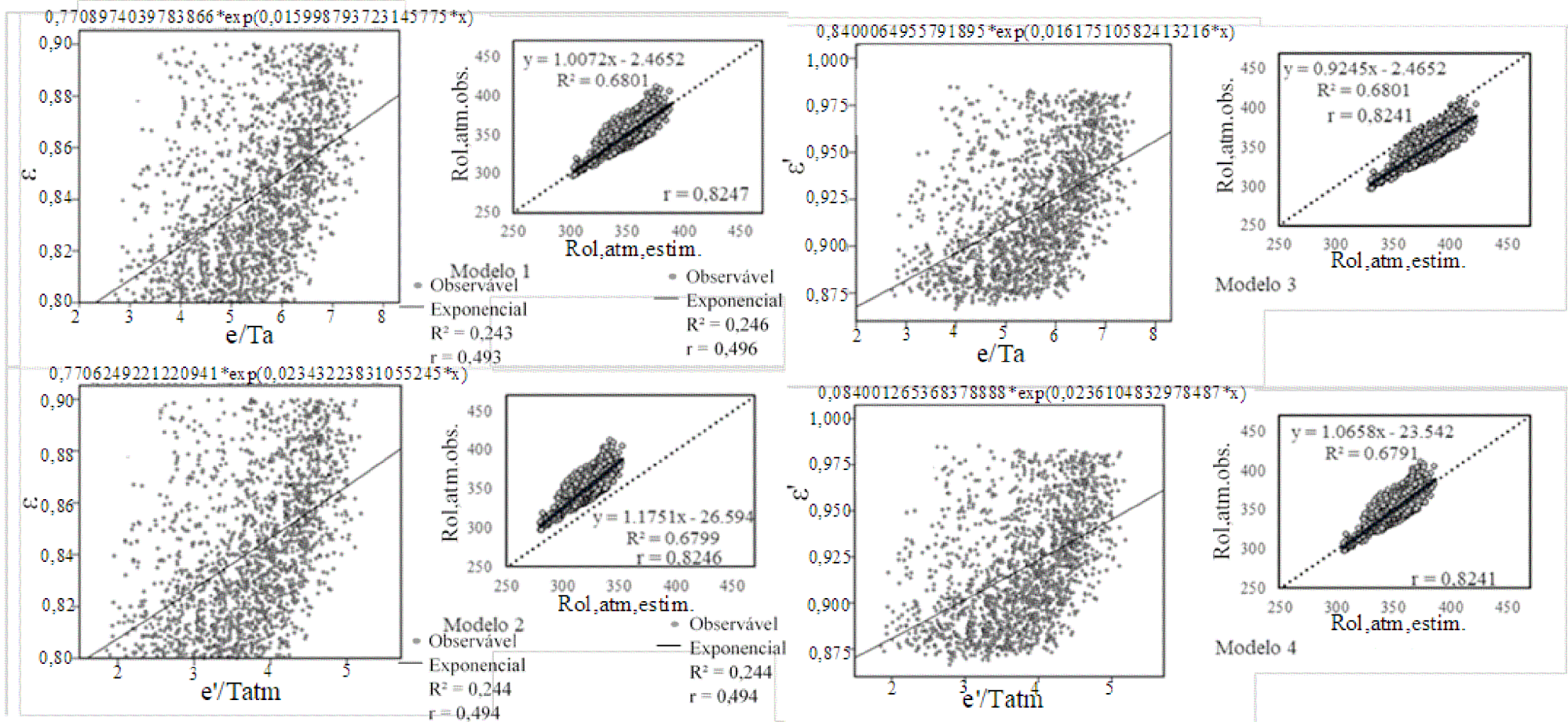
(Figura 13 a) – Diagramas de dispersão para condição de Parcialmente Nublado no período diurno para a estação de Brasília-DF, com 605 pares de dados.



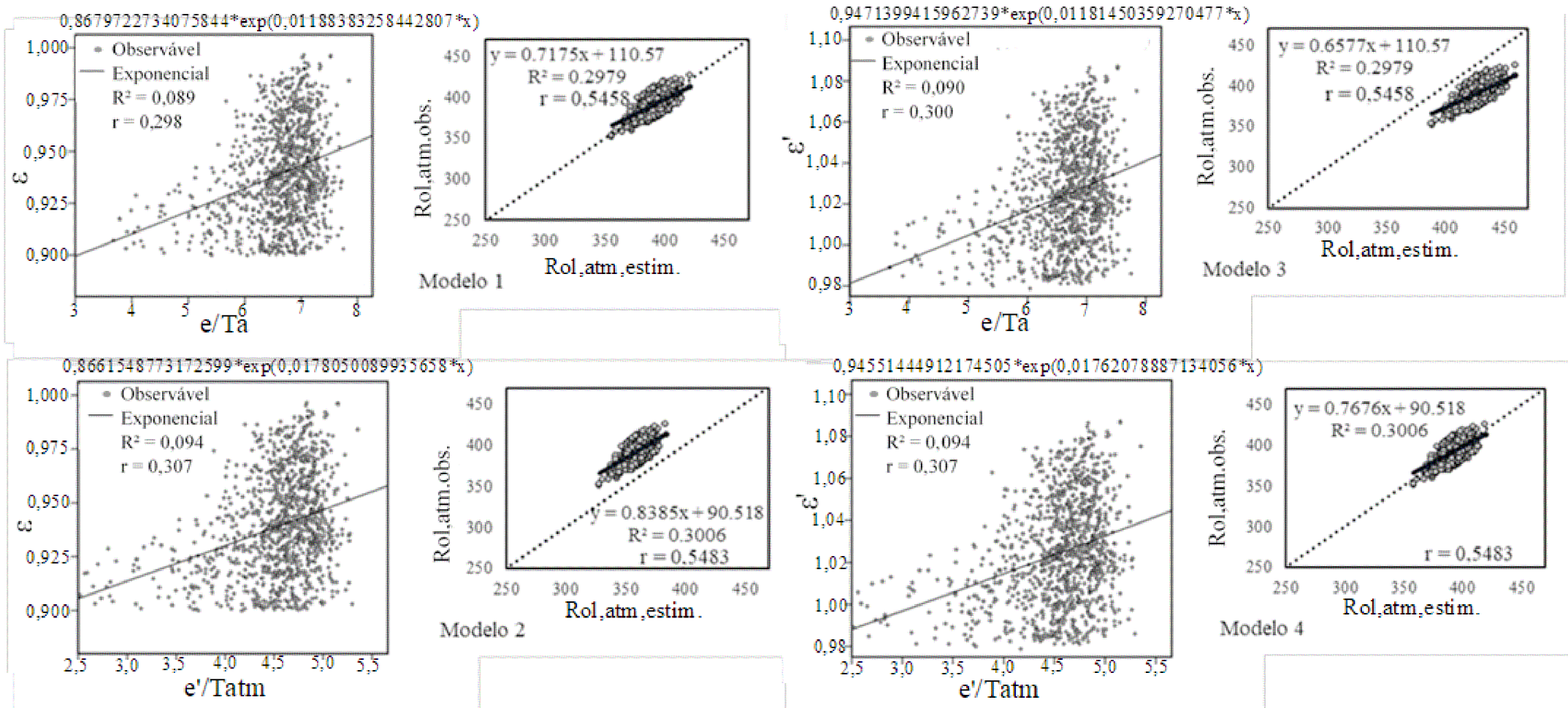
(Figura 14 a) – Diagramas de dispersão para condição de céu Nublado no período diurno para a estação de Brasília-DF, com 999 pares de dados.



(Figura 15 a) – Diagramas de dispersão para condição de Céu Limpo no período noturno para a estação de Brasília-DF, com 1203 pares de dados.



(Figura 16 a) – Diagramas de dispersão para condição Parcialmente Nublado no período noturno para a estação de Brasília-DF, com 1783 pares de dados.



(Figura 17 a) – Diagramas de dispersão para condição de céu Nublado no período noturno para a estação de Brasília-DF, com 1783 pares de dados.



## 7. REFERÊNCIAS

- ANDRADE, A. M. D. DE, Estimativa da radiação de ondas longas incidente na Amazônia: uma análise espectral. Tese (Doutorado em Meteorologia) Universidade de Campina Grande -UFCG/PB p. 85, 2016.
- AGUIAR, L. J. G., COSTA, J. M. N. DA, FISCHER, G. R., AGUIAR, R. G., COSTA, A. C. L. DA, FERREIRA, W. P. M. Estimativa da radiação de onda longa atmosférica em áreas de floresta e de pastagem no sudoeste da Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.26, n.2, 215 - 224, 2011.
- ALLEN, R. G. et al. Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56, La caratterizzazione climatica della Regione Veneto, Quaderni per. **Geophysics**, v. 156, p. 178, 1998.
- ATMOSPHERIC RADIATION MEASUREMENT (ARM) user facility (a). 1993, updated daily. Tropical Atmosphere Ocean from Buoys (10TAOMET165E5N). 2014-01-01 to 2014-12-31, ARM Mobile Facility (MAO) Manacapuru, Amazonas, Brazil; MAOS (S1). Compiled by A. Cialella, A. Moyes, A. Sedlacek, B. Behrens, C. Kuang, C. Salwen, D. Billesbach, D. Cook, D. Dexheimer, D. Hageman, D. Holdridge, E. Andrews, F. Mei, G. Senum, J. Hubbe, J. Kyrouac, J. Uin, L. Gregory, M. Bartholomew, M. Boyer, M. Dubey, M. Kutchenreiter, M. Sengupta, S. Biraud, S. Chan, S. Smith, S. Springston, T. Watson and Y. Shi. ARM Data Center. Data set accessed 2019-02-05.
- ATMOSPHERIC RADIATION MEASUREMENT (ARM) user facility (b). 1996, updated daily. Sky Radiometers on Stand for Downwelling Radiation (SKYRAD20S). 2014-01-01 to 2014-12-31, ARM Mobile Facility (MAO) Manacapuru, Amazonas, Brazil; AMF1 (M1). Compiled by A. Andreas, A. Habte, I. Reda, K. Gaustad, L. Riihimaki, M. Kutchenreiter, M. Sengupta, V. Morris and Y. Xie. ARM Data Center. Data set accessed 2019-02-05 at <http://dx.doi.org/10.5439/1025280>.
- ÅNGSTRÖM, A. A study of the radiation of the atmosphere. **Smithsonian Miscellaneous Collection**, v. 65, n. 3, p. 159, 1918.

- ÅNGSTRÖM. Effective radiation during the second international Polar Year, *Medd. Statens. Meteorol. Hydrogr. Anst.*, v. 6, n. 8, 1936
- AUBINET, M. Longwave sky radiation parametrizations. *Solar Energy*, v. 53, n. 2, p. 147-154, 1994.
- BRUNT, D. Notes on radiation in the atmosphere. *Quarterly Journal Royal Meteorological Society*, v. 58, n. 247, p. 389-418, 1932.
- BRUTSAERT, W. On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. *Water Resources Research* v. 11, p. 742-744, 1975.
- CAMARGO, A. P., SENTELHAS, P. C. Avaliação do desempenho de diferentes métodos de estimativa da evapotranspiração potencial no estado de São Paulo, Brasil. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, v.5, n.1, p.89-97, 1997.
- CHAPMAN, S. A Theory of Upper-Atmospheric Ozone, *Memories of Royal Meteorological Society*, v. III, n. 26, p.103-125, 1930.
- COHEN, J. *Statistical Power Analysis for the Behavioral Sciences*. Lawrence Erlbaum Associates, Hillsdale, 2<sup>nd</sup> edition, 1988.
- CRAWFORD, T.M., DUCHON, C.E. An improved parameterization for estimating effective atmospheric emissivity for use in calculating daytime downwelling longwave radiation. *Journal Applied Meteorology*, v. 38, p. 474-480, 1999.
- DALLACORT, R., RICIERI, R. P., SILVA, S. L., FREITAS, P. S. L., SILVA, F. F. Análise do comportamento de um actinógrafo bimetalico (R. Fuess-Berlin-Steglitz) em diferentes tipos de cobertura do céu. *Acta Scientiarum Agronomy*, v. 26, n. 4, p. 413-419, 2004.
- DANCEY, C.; REIDY, J. *Estatística Sem Matemática para Psicologia: Usando SPSS para Windows*. Artmed, 2006.
- DILLEY, A. C., O'BRIEN, D. M. Estimating downward clear sky long-wave irradiance at the surface from screen temperature and precipitable water. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 124, n. 549, Part A. p.1391-1401, 1998.
- DINIZ, G. B. *Meteorologia Física. Universitária Universidade Federal de Pelotas-UFPEL*, 2006.
- DUARTE, H. F., DIAS, N. L., MAGGIOTTO, S. R. Assessing day time downward longwave radiation estimates for clear and cloudy skies in Southern Brazil. *Agricultural Forest Meteorology.*, v. 139, p. 171-181, 2006.

- EDWARDS, J. M. SLINGO, A. Studies with a flexible new radiation code I: Choosing a configuration for a large-scale model. **Quarterly Journal Royal Meteorological Society**, v.122, n. 531, Part A. p. 689-719, 1996.
- FERREIRA, A. G. **Meteorologia prática**. Oficina de Textos, 2006.
- FLERCHINGER, G. N., XAIO, W., MARKS, D., SAUER, T. J., YU, Q. Comparison of algorithms for incoming atmospheric long-wave radiation. **Water Resources Research**, v. 45, n. 3, p. 1-13, 2009.
- GABATHULER, M; MARTY, C. A.; HANSELMANN, K. W. Parameterization of incoming longwave radiation in high-mountain environments. **Physical Geography**, v. 22, n. 2, p. 99-114, 2001.
- GALVÃO, J. A. C.; FISCH, G. Balanço de radiação em área de pastagem na Amazônia. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 8, n. 1, p. 1-10, 2000.
- GOAmazon Green Ocean Amazon 2014-2015. <https://campaign.arm.gov/goamazon2014/science/>. Último acesso 29 de abril de 2019.
- IBGE Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística 2018. <https://mapas.ibge.gov.br/escolares/ensino-medio/grandes-regioes.html>. último acesso 14 de setembro 2018.
- IDSO, S. B., JACKSON, R. D. Thermal radiation from the atmosphere. **Journal of Geophysical Research**, v. 74, p. 5397–5403, 1969.
- IDSO, S. B. A set of equations for full spectrum and 8 to 14  $\mu\text{m}$  and 10.5 to 12.5  $\mu\text{m}$  thermal radiation from cloudless skies. **Water Resources Research** v. 17, p. 295–304. 1981.
- INMET Instituto Nacional de Meteorologia. 2013. BDMEP - Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa. <http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=bdmep/bdmep>. último acesso 14 setembro 2018.
- JACOBS, J.D. **Radiation climate of Broughton Island**. In: Barry, R.G., Jacobs, J.D. (Eds.), Energy Budget Studies in Relation to Fast-ice Breakup Processes in Davis Strait. Inst. of Arctic and Alp. Res. Occas. Paper n. 26, p. 105–120. 1978.
- KUHN, U.; GANZVELD, L.; THIELMANN, A.; DINDORF, T.; WELLING, M.; SCIARE, J.; ROBERTS, G.; MEIXNER, F. X.; KESSELMEIER, J.; LELIEVELD, J.; CICCIOLO, P.; KOLLE, O.; LLOYD, J.; TRENTMANN,

- J.; ARTAXO, P.; ANDREAE, M. O. **Impact of Manaus City on the Amazon Green Ocean atmosphere: Ozone production, precursor sensitivity, and aerosol load.** *Atmos. Chem. Phys.* 2010, 10, 9251-9282.
- LEITÃO, M. M. V. B. R. **Balço de Radiação em três ecossistemas da Floresta Amazônica: campina, campinarana e mata densa** Dissertação (Mestrado em Meteorologia). p. 135, 1994. (INPE 5587 - TDI/549).
- LHOMME, J. P., VACHER, J. J., ROCHETEAU, A. Estimating downward long-wave radiation on the Andean Altiplano. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 145, n. 3-4, p. 139-148, 2007.
- LIU, K. N. **An introduction to atmospheric radiation.** San Diego, California: Academic press, 2002.
- LIRA, A. L. O.; SOARES, B. L.; SANTOS, S. A. Estação solarimétrica de referência–instalação, operação e manutenção. **Revista Brasileira de Energia Solar**, v. 7, n. 2, p. 132-139, 2016.
- MALKMUS, W. Random Lorentz band model with exponential-tailed  $S^{-1}$  line-intensity distribution function. **JOSA**, v. 57, n. 3, p. 323-329, 1967.
- MAYKUT, G. A., CHURCH, P. E. Radiation climate of Barrow, Alaska. **Journal Applied Meteorology**, v. 12, p. 620–628. 1973.
- PARKER, S. P. **Encyclopedia of ocean and atmospheric sciences.** New York: McGraw-Hill, 580 p. 1980.
- POPE, V. D., M. L. GALLANI, P. R. ROWNTREE, and R. A. STRATTON, The impact of new physical parameterizations in the Hadley Centre climate model: HadAM3, **Climate Dynamics**, v. 16, p. 123– 146. 2000.
- PRATA, A. J. A new long-wave formula for estimating downward clear-sky radiation at the surface. **Quarterly Journal Royal Meteorological Society**. v. 122, p. 1127–1151. 1996.
- QUERINO, C. A. S. **Estimativa da radiação de onda longa atmosférica horária no estado de Mato Grosso.** Cuiabá, 2016, 85f. Tese (Doutorado em Física Ambiental) – Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso.
- ROBINSON, G. D. Notes on the measurement and estimation of atmospheric radiation. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 73, n. 315-316, p. 127-150, 1947.

- SOBRINHO, F. J. C., Carrilho, S. B. P., Nogueira, J. S., Pinto Junior, O. B. Modelos para estimativa da radiação de onda longa atmosférica no cerrado Mato-Grossense. **Revista Monografias Ambientais**, v. 12, n. 12, p. 2734-2748, 2013.
- SUGITA, M., BRUTSAERT, W. H. Cloud effect in the estimation of instantaneous downward longwave radiation. **Water Resources Research**. v. 29, p. 599–605, 1993.
- SWINBANK, W. C. Long-wave radiation from clear skies. **Quarterly Journal Royal Meteorological Society**. v. 89, p. 339–348, 1963.
- TETENS, O. Über einige meteorologische Begriffe. **Z. geophys**, v. 6, p. 297-309, 1930.
- TODAMATERIA - <https://www.todamateria.com.br/espectro-eletromagnetico/>- último acesso 14 setembro 2018.
- VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e Climatologia**. Versão digital. Brasília: INMET. p. 463, 2006.
- VIANELLO, R.L.; ALVES, A.R. **Meteorologia básica e aplicações**. 2ª ed. Viçosa: UFV, 2012.
- VILANI, Maricéia Tatiana et al. Estimativa da radiação de onda longa incidente em uma floresta semidecídua tropical da Bacia Amazônica. **Ciência e Natura**, v. 32, n. 1, 2010.
- VON RANDOW, R. C. S.; ALVALÁ, R. C. S. Estimativa da radiação de onda longa atmosférica no Pantanal Sul Mato-Grossense durante os períodos secos de 1999 e 2000. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3b, p. 398-412, 2006.
- WILLMOTT, C. J. Some comments on the evaluation of model performance. **Bulletin American Meteorological Society**, v.63, n. 11, p. 1309-1313, 1982.
- YAMASOE, M. A.; CORRÊA, M. P. **Processos radiativos na atmosfera – fundamentos**. 1ª ed. Oficina de Textos, 2016.