

UNIVERSIDADE PRESBITERIANA MACKENZIE
CRAAM – Centro de Rádio Astronomia e Astrofísica Mackenzie
Programa de Pós-Graduação em Ciências e Aplicações Geoespaciais

Deysi Veronica Cornejo Espinoza

**Opacidade Atmosférica em Ondas
Sub-milimétricas: O papel do Conteúdo de
vapor de água (PWV)**

São Paulo - Brasil
2022

Deysi Veronica Cornejo Espinoza

Opacidade Atmosférica em Ondas Sub-milimétricas: O papel do Conteúdo de vapor de água (PWV)

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciências e Aplicações Geoespaciais da Universidade Presbiteriana Mackenzie, como requisito parcial para à obtenção do título de Doutor em Ciências e Aplicações Geoespaciais.

Orientador: Prof. Dr. Jean-Pierre Raulin

São Paulo - Brasil

2022

A minha adorada avó Domitila Espinoza.

Agradecimentos

Um agradecimento especial a minha querida avó, Domitila Purilla (*in memoriam*) e a minha querida amiga Celi Passarelli (*in memoriam*) minha gratidão. Obrigada por todo o carinho, ensinamentos, por sempre acreditar em mim e sobre tudo por ensinar me a nunca desistir diante as adversidades.

Aos meus pais, Elder Cornejo e Carmen Espinoza, meus maiores exemplos e minha motivação. Agradeço por todo carinho, conselhos e apoio incondicional. Também, um agradecimento especial a meu vovô, um homem maravilhoso, Jesus Espinoza, obrigada por sempre estarem comigo e por acreditar em mim.

As minhas irmãs Carolina e Thalia, por seu apoio incondicional e por estarem sempre comigo em todos os momentos.

Um agradecimento especial a meu orientador professor Dr. Jean-Pierre Raulin, pelo voto de confiança, pela paciência e dedicação ao me orientar durante meu mestrado e doutorado e também, por suas críticas construtivas e discussões que foram fundamentais para o desenvolvimento deste trabalho.

Um agradecimento especial ao professor Dr. Pierre Kaufmann (*in memoriam*), pessoa pela qual tive o privilégio de conhecer e compartilhar de seus conhecimentos, um grande mestre na radioastronomia.

Aos professores do programa de Pós-Graduação em Ciências e Aplicações Geoespaciais da Universidade Presbiteriana Mackenzie.

Aos meus colegas, Douglas Felix, Ray Hidalgo, Jorge F. Valle e Josué minha gratidão pelas dicas, discussões e apoio que recebi durante este tempo.

Aos meus amigos de curso e colegas Lady, Luís Tiago, Carol, Mirna, Eduardo, Odilon, Jordi, Kely, Fernando, José, Cláudio, Fabian, Antonio, Edith, Ricardo, Amauri, Tiago, Ernesto, Yuri, e a todo meus amigos antigos e recentes. Obrigada pelo companheirismo e apoio ao longo desse tempo.

Um especial agradecimento a Carol, Lucíola e Valdomiro, por ajudarem sempre em todos os trâmites burocráticos, e sobre tudo pela amizade sincera que recebi deles desde o primeiro dia que cheguei ao CRAAM. A todos eles minha infinita gratidão!

A meus grandes amigos, Monica, Viviana, Rosita, Maria, Camila, Carmen, Miriam, Vera e Elva, que estão sempre a meu lado independente da distância.

Um agradecimento especial ao grupo de observadores do SST, ao Prof. Dr. Carlos Guillermo Gimenez de Castro e Ray Hidalgo pela operação e observação do SST.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001. Também, baseia-se em dados adquiridos no Complexo Astronômico “El Leoncito”, operado sob acordo entre o *Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas de la República Argentina* e as Universidades Nacionais de *La Plata, Córdoba e San Juan*. Por último, um agradecimento ao Dr. Eduardo Quel pela implantação e manutenção da estação AERONET no CASLEO.

“Você não pode mudar o vento, mas pode ajustar as velas do barco para chegar onde quer.”
(Confucio)

Resumo

A compreensão dos mecanismos que geram rádio-emissões em altas frequências durante as explosões solares, depende da interpretação do espectro da densidade de fluxo (S) nessa faixa de frequência. Para esse propósito, uma estimativa confiável de S é essencial. Os radiotelescópios terrestres que observam em comprimentos de onda milimétricos/sub-milimétricos precisam corrigir o sinal recebido pela atenuação atmosférica, para estimar a verdadeira temperatura de brilho da fonte. O vapor de água é o principal responsável por essa atenuação em altas frequências. Neste trabalho, reportamos medidas de opacidades zenitais em 212 GHz, τ_{212} e 405 GHz, τ_{405} , usando o método da brilhância do Sol. Para isso, foram utilizadas 41 106 varreduras solares registradas pelo Telescópio Solar para ondas Sub-milimétricas (SST, CASLEO, 2550 m de altitude), em dias de observação com céu aberto, entre 2006 e 2019. Uma comparação entre as medidas simultâneas de τ_{405} e τ_{212} mostra que ambas as quantidades estão bem correlacionadas, com um coeficiente de correlação linear de $R = 0,87$. Também encontramos que a razão $\tau_{405}/\tau_{212} \sim 7$, valor próximo ao valor previsto pelos modelos de transmissão atmosférica. Outro resultado relevante desta análise, foi a obtenção de baixos valores de τ ($\tau_{212} < 0,16$ Np) para o CASLEO em comparação com medidas realizadas na mesma faixa de frequência 210–230 GHz em outros observatórios de maior altitude. Para ter um melhor entendimento da variabilidade da opacidade atmosférica foi feita uma análise estatística das médias de τ_{212} em diferentes escalas temporais (anual, mensal e diária). Também, foi realizado um estudo de periodicidade nas medidas de τ_{212} . O resultado desta análise espectral mostra alguns períodos significativos de 0,15 (~ 2 meses); 0,27 (~ 3 meses); 1; 2,4 e 3 anos. O período de 0,27 anos (~ 3 meses) pode ser interpretado como oscilações sazonais, enquanto ao período de 1 ano é interpretado como uma oscilação anual. O período de 2,4 e 3 anos, podem estar associados a uma oscilação Quase-bienal (QBO). Seguidamente, foi feita uma análise estatística das medidas de PWV registradas pela rede de AERONET no CASLEO entre janeiro de 2011 e julho de 2014. Similar ao caso anterior foi estimada a periodicidade do PWV, onde foi encontrado que a oscilação anual é o período mais significativo em toda amostra. Uma comparação entre as medidas observadas de PWV e τ_{212} , confirmaram a forte correlação entre ambas as quantidades, com $R = 0,97$. Por outro lado, os valores de PWV, também podem ser calculados a partir das medidas de temperatura e umidade relativa registradas *in situ*. A diferença do método anterior, este modelo supõe que o PWV decai exponencialmente com a altitude para uma determinada altura de escala (H_{PWV}). Por último, foi encontrado uma relação entre as medidas observadas de espessura óptica do Aerossol (AOT) em 340 nm e as medidas observadas de PWV e τ_{212} .

Palavras-chaves: Opacidade atmosférica Sub-milimétrica, determinação da absorção atmosférica, Conteúdo de vapor de água precipitável (PWV): métodos, altura de escala do PWV.

Abstract

Understanding the mechanisms that generate radio-emissions at high frequencies during solar flares depends on the interpretation of the flux density spectrum (S) in this frequency range. For this purpose, a reliable estimate of S is essential. For this purpose, a reliable estimation of S is essential. Ground-based radio-telescopes observing at millimeter/sub-millimeter wavelengths need to correct the received signal by the atmospheric attenuation to estimate the true source brightness temperature. The water vapor is the main responsible for this attenuation at high frequencies. In this work, we reported the measurement of the zenith opacity at 212 GHz, τ_{212} and 405 GHz, τ_{405} , using the Solar brightness method. For this, we have used $\sim 41\,106$ solar scans recorded by the Sub-millimeter Solar Telescope (SST, CASLEO, 2550 m altitude), on clear observation days, between 2006 and 2019. A comparison between the simultaneous measurements of τ_{405} and τ_{212} shows that both quantities are well correlated, with a linear correlation coefficient of $R = 0.87$. We also found that the ratio $\tau_{405}/\tau_{212} \sim 7$, a value close to the value predicted by atmospheric transmission models. Another relevant result of this analysis was obtaining low values of τ ($\tau_{212} < 0.16$ Np) for CASLEO, compared to measurements performed in the same band of 210–230 GHz in other higher altitude observatories. In order to have a better understanding of the atmospheric opacity variability, a statistical analysis of the mean values τ_{212} in different temporal scales (annual, monthly, and daily) was performed. Also, a periodicity study was carried on the measures of τ_{212} . The result of this spectral analysis shows some significant periods of 0.15 (~ 2 months); 0.27 (~ 3 months); 1; 2.4 and 3 years. The 0.27 year period (~ 3 months) can be interpreted as seasonal oscillation, while the 1 year period is interpreted as an annual oscillation. The period of 2.4 and 3 years may be associated with a Quasi-biennial oscillation (QBO). Then, a statistical analysis of the PWV measurements recorded by the AERONET network at CASLEO was performed, between January 2011 and July 2014. Similar to the previous case, the PWV periodicity was estimated, where it was found that the annual oscillation is the most significant period in the whole database. A comparison between the observed measures of PWV and τ_{212} confirmed the strong correlation between both quantities, with $R = 0.97$. On the other hand, the PWV values can also be calculated from the recorded temperature and relative humidity measurements *in situ*. Unlike the previous method, this model assumes that the PWV decays exponentially with altitude for a given scale height (H_{PWV}). Finally, a relationship was found between the observed measurements of Aerosol Optical Thickness (AOT) at 340 nm and the observed measurements of PWV and τ_{212} .

Keywords: Submillimeter atmospheric opacity, determination of the atmospheric absorption, precipitable water vapor content (PWV); methods, scale height of PWV.

Listas de ilustrações

Figura 1 – A opacidade atmosférica em função do comprimento de onda. Fonte: NASA.	17
Figura 2 – Distribuição Vertical da atmosfera neutra com base no perfil de temperatura, composição, estado da mescla e ionização. Adaptado de (HARGREAVES J. K., 1992).	23
Figura 3 – Derivação da equação Clausius-Clapeyron: A curva de coexistência de dois estados $g_v = g_l$ que determina quanta pressão do vapor é necessário para mudar de quando a temperatura é alterada dT . Adaptado de AMBAUM, MAARTEN H. P. (2010)	27
Figura 4 – Geometria da aproximação de planos paralelos. Adaptado de MELO et al. (2003).	35
Figura 5 – Modelo de transmissão atmosférica para o CASLEO. Este modelo foi simulado para diferentes valores de PWV, onde a linha vertical laranja indica a frequência de observação do instrumento.	35
Figura 6 – No painel superior: mostra uma varredura do céu (variando de O a 90 graus) feito pelo SST em 212 GHz. O <i>scan tau</i> observado foi obtido entre o zênite e o horizonte. No painel inferior: curva de melhor ajuste (linha contínua vermelha) ao <i>scan tau</i> observado (linha contínua preta), em 212 e 405 GHz.	37
Figura 7 – Exemplo de um <i>scan solar</i> observado pelo SST. Esta medida é realizada na direção azimute, passando pelo centro do disco solar na elevação, deste modo, registra os valores correspondentes à temperatura do Sol, e logo são afastados do disco solar registrando valores correspondentes à temperatura do céu.	38
Figura 8 – Exemplo de dois <i>scans</i> solares consecutivos obtidos pelo SST.	39
Figura 9 – A antena Cassegrain de 1,5 m do SST instalada no Complexo Astronômico "El Leoncito", nos Andes Argentinos. O painel superior direito mostra os seis feixes de antena apontando para uma região solar ativa (8 de fevereiro de 2010) (KAUFMANN, 2012).	41

Figura 10 – (a) Diagrama do arranjo focal dos seis receptores projetados no disco solar. (b) Vista interna da caixa contendo os radiômetros do SST: (1) espelho plano rotativo apontado ao sub-refletor ou para a fonte de temperatura ambiente (5) ou quente (6); (2) grade polarizadora permitindo um plano de polarização nos dois radiômetros de 405 GHz (3) e outro plano nos 4 radiômetros de 212 GHz (4)(KAUFMANN et al., 2008).	43
Figura 11 – Exemplo de caso da rutina observacional do SST.	43
Figura 12 – Vista do local da instalação do SST e da estação meteorológica, no CASLEO.	45
Figura 13 – Variação mensual do valor médio dos parâmetros atmosféricos: pressão atmosférica, temperatura, umidade relativa e velocidade do vento. Esses parâmetros foram medidos no CASLEO entre 2018 e 2019. A barra de erro representa o tamanho do desvio padrão (1σ).	46
Figura 14 – Variação diária dos parâmetros atmosféricos para uma média de 121 dias de verão (Dezembro-Janeiro- Fevereiro) entre 2018 e 2019. A barra de erro representa um desvio padrão das medidas (1σ).	47
Figura 15 – Como a figura 14 mas para a média de 173 dias registradas no inverno, entre 2018 e 2019.	48
Figura 16 – A rosa-dos-ventos medidas para os períodos de manhã, tarde e noite no CASLEO, para os anos de 2018 e 2019.	49
Figura 17 – Radiômetro solar CIMEL CE318 instalado no CASLEO e utilizado para medir o conteúdo de vapor de água precipitável (PWV). Fonte: < https://aeronet.gsfc.nasa.gov/ >	51
Figura 18 – Serie temporal das medidas de P derivadas para os seis feixes do SST, entre 2006 e 2019. A linha vermelha corresponde ao valor \bar{P} para cada feixe do SST obtido por CORNEJO (2017). Ao longo dos anos, observa-se uma pequena variação do valor de P , com um forte incremento registrado no 2018 em 212 GHz. Enquanto 405 GHz, observa-se uma maior variação de P	53
Figura 19 – Comparação entre as opacidades obtidas nos feixes 3 vs 2(a), e 4 vs 2(b). A linha azul representa uma reta 1:1.	55
Figura 20 – Correlação entre τ_{405} e τ_{212} . Essas medidas foram obtidas usando o método da brilhância do Sol entre 2006 e 2014. A linha vermelha corresponde a curva de melhor: $\tau_{405} = 0,01 + 6,98 \cdot \tau_{212}$, usando 2734 medidas.	56
Figura 21 – Histograma da frequência normalizada das medidas de τ_{212} (a) e τ_{405} (b) e seus correspondentes distribuições acumuladas. Os dados utilizados correspondem à Figura 20	57

Figura 22 – Serie temporal das opacidades atmosférica em 212 e 405 GHz. Essas medidas foram derivadas pelo método da brilhância do Sol entre 2006 e 2019.	59
Figura 23 – Variação mensal da média de τ_{212} (painei superior) e τ_{405} (painei inferior) observado no observatório CASLEO, para o período de 2006–2014. Os diamantes vermelhos aqui representam o valor promédio total de τ_{212} e τ_{405} , obtido para cada mês, do nosso período de estudo. Sendo a região sombreada o tamanho de seu desvio padrão (1σ) de cada medida.	61
Figura 24 – Variação das medidas de τ_{212} para cada mês entre 2006 e 2014. A linha vermelha indica a tendência das medidas de τ_{212} . O valor médio da pendente para todos os meses é $0,004 \pm 0,003$	62
Figura 25 – Painel esquerdo: mostra a variação diurna mensal das medidas de τ_{212} obtidas ao longo do período 2006–2014, e o painel direito: mostra a mesma variação de τ_{212} mas para os melhores meses de observação. Sendo o diamante vermelho o valor promédio cada dado e a região sombreada indica o tamanho da barra de erro de cada medida.	62
Figura 26 – Variações sazonais das opacidades em 212 GHz, obtida entre 2006 e 2014. A linha azul tracejada representa o valor médio de τ_{212} em cada estação.	63
Figura 27 – Variação das médias anuais das opacidades em 212 GHz (a) e 405 GHz (b) durante 2006–2014.	63
Figura 28 – Variação da média horaria de τ_{212} no CASLEO, entre 2006 e 2019. As lacunas de dados nesse gráfico correspondem a dias nublados e as manutenções realizadas no radiotelescópio. (b) Espectro de potência <i>wavelet</i> . A região hachurada representa o cone de influênciia (COI). (c) Espectro de potência global (linha azul). Linha tracejada laranja representa o nível de significânciia de 95% para o espectro global.	65
Figura 29 – Correlação entre as medidas simultâneas das opacidades em 405 e 212 GHz. As medidas das opacidades zenitais foram derivadas pelo método de extinção, durante o período de 2006 a 2018.	67
Figura 30 – Perfil temporal das medidas de PWV, registradas por uma estação de AERONET no CASLEO, entre 2011 e 2014/07. A linha tracejada vermelha representa o valor da mediana de PWV.	68
Figura 31 – Histogramas sazonais das medidas de PWV (a), para o período de 2011–2014/07 e seus correspondentes distribuições acumuladas (b). Cada histograma foi normalizado ao número total de pontos disponíveis em cada estacão.	69

Figura 32 – Painel superior: variação do valor da mediana de PWV obtidos para os seis locais de observação em função da altitude. Os diferentes símbolos neste figura correspondem aos diferentes locais de observação, utilizadas para a comparação. A linha azul representa a função exponencial de melhor ajuste encontrada por OTAROLA et al. (2010) considerando os locais de Tolar, San Pedro Martin, Amazones, Mauna Kea, Tolonchar. A linha verde representa a curva de melhor ajuste considerando todos os seis locais de estudo. Painel inferior: variação sazonal do valor da mediana de PWV obtidos para os mesmo locais de observação dito acima em função da altitude.	71
Figura 33 – Variação dos valores da mediana de PWV obtidos para os diferentes locais de observação da rede AERONET, incluindo os locais estudados por OTAROLA et al. (2010), em função da altitude. Cada simbolo nesta figura representa um local de observação.	72
Figura 34 – Variação mensal das médias de PWV registradas entre 2011 e 2014/07. Os diamantes vermelhas representam o valor promédio de cada medida por mês, e sua respectiva barra de error.	73
Figura 35 – (a) Variação da média horaria de PWV no CASLEO, entre 2011 e 2014/07. (b) Espectro de potência <i>wavelet</i> . A região hachurada representa o cone de influência (COI). (c) Espectro de potência global (linha azul). Linha tracejada laranja representa o nível de significância de 95% para o espectro global. As linhas pretas aqui representam os períodos encontrados para amostra em estudo.	74
Figura 36 – Relação entre a opacidade do zênite em 212 GHz e PWV para o site CASLEO. A linha sólida vermelha representa o melhor ajuste linear entre às duas quantidades.	75
Figura 37 – Distribuição de frequência para a opacidade atmosférica em 212 GHz (painel esquerdo) e PWV (painel direito) e sua distribuição cumulativa correspondente, obtida da Figura 36. O eixo vertical do lado esquerdo é para os histogramas (distribuição de frequência), e do lado direito é para a distribuição cumulativa para cada medida de τ_{212} e PWV.	76
Figura 38 – Serie temporal das medidas de PWV estimada a partir dos valores de τ_{212} e a relação encontrada, para o período de 2006 a 2014.	76
Figura 39 – Painel superior: variação mensal das medidas de PWV obtida para os 9 anos. Os diamantes correspondem aos valores promédios de PWV para cada mês e o tamanho da barra de error e representada pela região cinza (1σ). Painel inferior: distribuição acumulativa mensal das medidas de PWV.	77

Figura 40 – Similar à figura 24, mas para as variações do PWV. Os asteriscos verde representam a variação por mês das medidas de PWV obtidas pela estação de AERONET.	78
Figura 41 – Painel superior: série temporal das medidas de PWV registradas pela estação AERONET (linha preta). A linha azul representa o PWV derivado dos parâmetros meteorológicos, para uma $H_{PWV} = 1,46$ km. Painel inferior: mostra o resíduo entre ambas medidas, sendo a linha vermelha representa a linha base.	80
Figura 42 – Diagrama de dispersão entre PWV derivados das variáveis meteorológicas e o PWV medido pelo estação de AERONET, para o período de 01/2011–07/2014. A linha tracejada vermelha representa uma reta 1:1.	80
Figura 43 – Painel superior: série temporal das medidas das opacidades atmosféricas em 212 GHz, obtido entre 2006 e 2019. Painel intermédio: PWV derivado a partir dos valores τ_{212} e painel inferior: PWV derivado a partir dos parâmetros meteorológicos de T e RH no período de 2007 a 2019.	81
Figura 44 – Serie temporal das medidas de espessura óptica do aerossol nos comprimentos de onda $\lambda = 1020, 870, 675, 500, 440, 380$ e 340 nm. Esses valores foram obtidas durante o período de 2011 a 2014 pela estação de AERONET instalada no CASLEO.	84
Figura 45 – (a) Gráfico de dispersão entre as medidas da espessura óptica do aerossol em todos os comprimentos de ondas e PWV, e seu correspondentes coeficientes de correlação R. (b) Similar ao gráfico (a) em função da τ_{212} e seu respectivo R. Para ambos casos é observado uma correlação linear de AOT em 340 com PWV e τ_{212} , com um alto coeficiente de correlação de $R = 0,63$ e $R = 0,60$, respectivamente.	85
Figura 46 – Variação das médias mensais da espessura óptica do aerossol (AOT) para os diferentes λ e das médias mensais de PWV e τ_{212} obtida pelo método da brilhância do Sol, para o período de 2011–2014/07.	85

Lista de tabelas

Tabela 1 – Principais características técnicas do SST.	42
Tabela 2 – Valores de \bar{P} para os seis feixes do SST.	52
Tabela 3 – Valores da mediana e média das opacidades em τ_{212} e τ_{405} . Esses valores foram determinados por meses e estações durante 2006–2014.	60
Tabela 4 – Valores da mediana do PWV obtida para diferentes locais de observação, segundo OTAROLA et al. (2010), incluindo o CASLEO.	69

Sumário

1	Introdução	16
1.1	Objetivos	19
1.1.1	Objetivos gerais	20
1.2	Justificativa	20
2	Atmosfera Terrestre	22
2.1	Introdução	22
2.2	O vapor de água na Atmosfera	23
2.3	equação Clausius-Claperyon	24
3	Transferência Radiativa e a opacidade atmosférica	30
3.1	Formulação básica da radiação e da equação de transferência radiativa	30
3.2	Radiação em equilíbrio termodinâmico	32
3.3	Atenuação Atmosférica	34
3.3.1	Métodos para determinar a opacidade atmosférica	36
4	Instrumentação e Metodologia	40
4.1	O Telescópio Solar para Ondas Sub-milimétricas (SST)	40
4.1.1	Observações e redução de dados	43
4.1.2	Estação meteorológica	44
4.2	Base de dados da rede AERONET	48
4.3	Metodologia	50
4.3.1	Estimação do produto em 212 e 405 GHz	50
5	Resultados e discussões	54
5.1	Opacidade atmosférica em ondas sub-milimétricas	54
5.1.1	Opacidade atmosférica pelo método da brilhância do Sol	54
5.1.2	Variabilidade da opacidade atmosférica sobre o CASLEO	58
5.1.3	Periodicidade da opacidade atmosférica	61
5.2	Opacidade atmosférica pelo método de Extinção	65
5.3	Conteúdo de vapor de água precipitável (PWV) e sua relação com a opacidade atmosférica	66
5.3.1	O conteúdo de vapor de água (PWV) no CASLEO	67
5.3.2	Periodicidade do conteúdo de vapor de água (PWV) no CASLEO	72
5.3.3	PWV e sua relação com a opacidade em 212 GHz	74
5.4	Modelagem do PWV a partir dos parâmetros meteorológicos	78

5.5	Efeitos de Aerossóis	82
6	Conclusões	86
	Referências	90

Capítulo 1

Introdução

O Sol é a fonte principal da radiação eletromagnética na Terra. Esta radiação constantemente bombardeia à Terra. A atmosfera terrestre bloqueia parcial ou totalmente seções do espectro eletromagnético que contem informação sobre o Sol e/ou outros objetos astronômicos (BUSTOS et al., 2014). A Figura 1 mostra como a radiação vinda de uma fonte externa é bloqueada pela atmosfera, em função do seu comprimento de onda. As observações em Terra podem ser feitas em certas regiões do espectro eletromagnético, chamadas janelas atmosféricas¹. A janela óptica estende-se desde $\sim 0,4$ até $0,8 \mu\text{m}$ (a luz visível pode ser vista sem auxílio de instrumentos), enquanto a banda de rádio estende-se de alguns cm até 10 m. Abaixo de 0,5 mm, a radiação é quase totalmente absorvida. Na faixa de 0,05 a 3 cm, existem algumas regiões de absorção devido principalmente à presença do oxigênio (O_2) e vapor de água (H_2O) (ULICH, 1980), separados por janelas de transparência variável. O vapor de água tem bandas de absorção localizadas nas frequências de $\nu = 22,2; 183; 325; 380; 448; 475; 557; 621; 752; 988$ e 1097 GHz . Enquanto, O_2 tem bandas extremamente forte em $50\text{--}60, 119$ e $368,49 \text{ GHz}$. Há no outro extremo do espectro eletromagnético, a radiação em comprimentos de onda superiores $\sim 20 \text{ m}$, a atmosfera deixa de ser transparente devido aos elétrons livres na ionosfera. Portanto, a transmissão através da atmosfera não é possível se a frequência da radiação estiver abaixo da frequência do plasma ν_p , definido como: $\nu_p = \sqrt{\frac{N_e e^2}{m \epsilon_0}}$, onde N_e é a densidade eletrônica do plasma; e é a carga do elétron; m é a massa do elétron e ϵ_0 é a permissividade do vácuo. Além disso, a densidade eletrônica da ionosfera depende da atividade solar. Por outro lado, nos comprimentos de onda do Infravermelho (IR), ultravioleta, raios-X e raios- γ , a radiação vinda é absorvida pela atmosfera terrestre. Por esse motivo, as observações astronômicas nestes λ não podem ser realizadas em Terra.

A absorção atmosférica é a principal razão pela qual as observações astronômicas

¹ As janelas atmosféricas são regiões relativamente bem definidas e estáveis para a maioria das observações em latitudes e elevações moderadas acima do nível do mar.

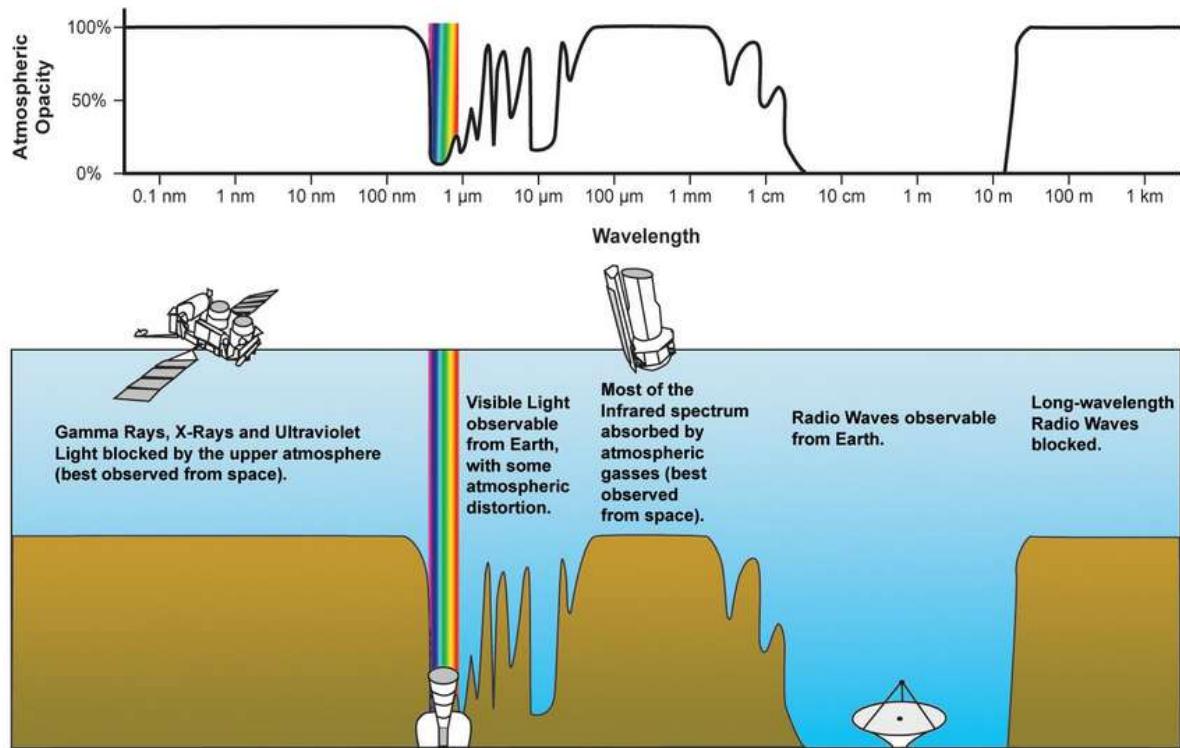


Figura 1 – A opacidade atmosférica em função do comprimento de onda. Fonte: NASA.

em ondas de rádio, baseadas no solo são feitas apenas em certas janelas atmosféricas semitransparentes entre as linhas telúricas. A fonte dominante desta absorção é o vapor de água. A opacidade, que é uma medida da atenuação atmosférica, nessas janelas é devida às transições de alargamento por pressão das linhas moleculares. Em particular, o alargamento por pressão das linhas de transições de vapor de água que é a fonte dominante dessa atenuação, no entanto, outros constituintes atmosféricos, como oxigênio e ozônio podem contribuir significativamente. Dentro dessas janelas, as asas das linhas absorvem a radiação eletromagnética vinda e emitem termicamente ([PENZIAS; BURRUS, 1973; J.W. WATERS, 1976; ULICH, 1980; MASSON, 1994; RADFORD; HOLDAWAY, 1998](#)).

A transmissão atmosférica sub-milimétrica pode ser caracterizada principalmente por duas componentes: a componente seca dominada pelas linhas telúricas, como o oxigênio, e a componente úmida dominada pelo vapor de água (líquido) na atmosfera. Em grande parte, a componente seca é uma função da altitude, enquanto as contribuições da componente úmida pode-se reduzir escolhendo locais com baixos valores do conteúdo de vapor de água atmosférico. Essa quantidade pode ser expresso como o vapor de água precipitável (PWV), que é equivalente à profundidade do vapor de água total existente em uma coluna vertical de uma unidade de área transversal na atmosfera e expressa em unidades de mm ([TORIBIO et al., 2021](#)). Para reduzir os efeitos atmosféricos devido principalmente ao vapor de água, os observatórios astronômicos

para ondas milimétricas, sub-milimétricas e infravermelho médio precisam de baixa emissão no céu e alta transmissão atmosférica (isso quer dizer, locais com maior altitude possível e secos) (OTÁROLA et al., 2015; RADFORD, 2011).

As observações nestes comprimentos de onda são importantes porque nos permitem estudar objetos astrofísicos, tais como: Sol, planetas, nuvens moleculares, região do Centro da Galáxia, galáxias com alto *redshift*, entre outros. Embora, as observações solares observadas na faixa de rádio, podem brindar-nos uma melhor compreensão dos processos físicos envolvidos durante as explosões solares, que depende da interpretação do espectro da densidade de fluxo (S) nessa frequência observada. Assim, para calibrar os dados das observações nesta faixa, a medida da opacidade atmosférica (τ_ν) é essencial, portanto, deve ser medida com frequência e com precisão. A magnitude desta absorção pode mudar em uma escala de tempo curta devido às variações rápidas do conteúdo de vapor de água na atmosfera. Para estimar τ_ν diferentes métodos e instrumentos tem sido utilizados. Por exemplo, DICKE et al. (1946) determinou pela primeira vez a absorção atmosférica usando a emissão do céu para diferentes ângulos de elevação, nos comprimentos de onda de 1; 1,25; e 1,50 cm. Parte dessas medidas foram utilizadas para o estudo das propriedades da linha de absorção do vapor de água, usando um radiotelescópio.

Por outro lado, o vapor de água é um dos constituintes mais importantes da atmosfera terrestre, que equivale cerca de 99,5% da água total na atmosfera (STEVENS; BONY, 2013). Além de que é a fonte mais importante de precipitação e é a variável-chave para a formação de névoa e orvalho (BÖHM et al., 2020). Como dito previamente, a quantidade de H_2O na atmosfera pode ser estimada medindo-se a quantidade de vapor de água precipitável (PWV). A quantidade de PWV atmosférico não só depende da altitude e latitude geográfica, senão também dos parâmetros meteorológicos (PEIXOTO; OORT, 1996; ÖZDEMİR et al., 2018). Para medir o PWV tem sido usados diferentes técnicas, tais como o uso de balões de radiossondas, medições radiômetros no solo, receptores GPS (Global Positioning System), sensoriamento remoto por satélite, medições fotométricas, etc. Embora outros estudos realizados por OTAROLA et al. (2010), OTAROLA, QUEREL e KERBER (2011) e VOZIAKOVA, O. V. (2012) propõem que o conteúdo de PWV, também, pode ser determinado a partir das medidas meteorológicas feitas em Terra tais como: a temperatura superficial e a umidade relativa. Posteriormente, estudos realizados por PLAMBECK (1978), ZAMMIT e ADE (1981), CHAMBERLIN, R. A. AND BALLY, J. (1995), OTÁROLA, HIRIART e PÉREZ-LEÓN (2009) mostraram que as opacidades milimétricas e sub-milimétricas estão bem correlacionadas com o conteúdo de vapor de água precipitável (PWV). Assim, quando ambas quantidades são medidas simultaneamente esta relação é esperada.

Estudos realizados no complexo astronômico “*El Leoncito*” (CASLEO), situado

na Província de San Juan, Argentina, mostra que o CASLEO é um bom local para as observações astronômicas, especialmente na faixa milimétrica/sub-milimétrica. Desde 2002, as observações solares têm sido realizadas continuamente pelo Telescópio Solar para ondas Sub-milimétricas, SST, (KAUFMANN et al., 2008). Este instrumento opera nas frequências de 212 e 405 GHz. O primeiro estudo da transmissão atmosférica sub-milimétrica em 212 e 405 GHz foi reportado por MELO et al. (2003). O uso do SST permitiu estimar a absorção atmosférica usando três métodos diferentes: (1) o método *tipping* ou *sky-dip* (DICKE et al., 1946), esta técnica é baseada nas variações da temperatura de antena observada para diferentes ângulos de elevação, e supõe um modelo de atmosfera plano-paralela; o (2) e (3) método dependem da medida do excesso de temperatura produzida com um feixe fino do radiotelescópio, durante um scan solar². A vantagem do método da brilhância solar é que permite estimar τ até valores consideravelmente altos, e só depende do cálculo preciso do parâmetro P . Este parâmetro P é conhecido como o "*produto*", e definido como o produto da temperatura de brilho do Sol (T_{\odot}) vezes a eficiência do feixe do radiotelescópio (η). Embora T_{\odot} e η não sejam bem conhecidos, o valor de P deve ser constante.

Um estudo posterior da profundidade óptica em 212 e 405 GHz, no CASLEO, usando o método da brilhância do Sol foi reportada por CORNEJO (2017). Nesse mesmo trabalho foram reportadas as medidas dos valores de P , para cada feixes do SST. Seguidamente, VALLE-SILVA et al. (2019) reportou as medidas da profundidade óptica milimétrica em 45 e 90 GHz, usando o rádio polarímetro POEMAS (VALIO et al., 2013). Essas medidas foram determinadas mediante o método tipping. A mediana de τ_{45} e τ_{90} são 0,0675 e 0,0535 neper, respectivamente. Um resultado importante encontrado nesse estudo foi a forte dependência da absorção atmosférica milimétrica com o conteúdo de vapor de água (PWV) sobre o "*El Leoncito*". Esta mesma relação em ondas sub-milimétricas foi observada e discutida em CASSIANO et al. (2018). Com base nesse resultado, o PWV pode ser estimado para dias onde não é possível ser medido ou vice-versa. De fato, as medidas de opacidade e PWV de longo prazo são essenciais para a caracterizar o local de observação, e também esses dados pode fornecer alguma informação acerca de alguma tendência.

1.1 Objetivos

O presente trabalho tem como foco principal, entender o papel que desempenha o vapor de água nas observações sub-milimétricas no sítio de "*El Leoncito*" e juntamente, dar a continuidade da determinação da opacidade atmosférica em 212 e 405 GHz, usando o método da brilhância do Sol.

² Scan solar ou varredura azimutal é um processo observacional, onde o radiotelescópio realiza uma varredura na direção azimute, passando pelo centro del disco solar na elevação.

1.1.1 Objetivos gerais

1. Determinar a opacidade atmosférica em 212 e 405 GHz mediante o método da brilhância do Sol.
 - a. Monitorar o produto P para os seis feixes do SST até a atualidade. Um estudo prévio dessas medidas foram reportadas por CORNEJO (2017).
 - b. Baseados nos produtos médios (\bar{P}) obtidos por CORNEJO (2017) e usando o método da brilhância do Sol, estimar a opacidade atmosférica em 212 e 405 GHz em dias de observação de céu aberto.
 - c. Estudar a variabilidade de τ em diferentes escalas temporais (anual, mensual e diária), e a sua vez estudar a periodicidade.
2. Determinar a opacidade atmosférica usando o método de extinção.
 - a. Baseada nas observações recentes das varreduras solares próximas, estimar a opacidade atmosférica para ambas as frequências.
 - b. Obter a correlação entre as opacidades atmosféricas em 405 e 212 GHz, e logo comparar essa razão τ_{405}/τ_{212} com a razão obtida pelo método da brilhância do Sol.
3. Determinar o conteúdo de vapor de água precipitável (PWV) no CASLEO.
 - a. Estudar a variabilidade das medidas de PWV registradas pela rede AERONET, no CASLEO, entre 2011 e 2014, e também estimar sua periodicidade.
 - b. Com base à relação encontrada entre τ_ν e PWV (CASSIANO et al., 2018), estimar o valor do PWV para todo o período de estudo.
 - c. Analisar as influências de largo e curto prazo nas medidas de PWV e também, a influência local, tais como aerossol.
 - d. Determinar o conteúdo de vapor de água (PWV_{simul}) a partir dos parâmetros meteorológicos, segundo o modelo proposto por OTAROLA et al. (2010), e a sua vez estimar a altura de escala do PWV (H_{PWV}) para o local de observação.
 - e. Comparar as medidas de PWV obtidas com a relação τ_{212} com as obtidas pelo modelo (PWV_{simul}).

1.2 Justificativa

Os radiotelescópios terrestres que observam em comprimentos de onda milimétricos/submilimétricos precisam ter informação sobre a opacidade zenithal (τ_ν), para recuperar a verdadeira temperatura de brilho da fonte. O vapor de água (H_2O) é a

causa principal da atenuação atmosférica nesses comprimentos de onda. Assim, para fins solares, um estudo detalhado dos mecanismos que geram radio-emissões em altas frequências durante as explosões solares, depende da interpretação da resposta espectral da densidade de fluxo (S), nessa faixa de frequência. Para esse propósito, uma estimativa confiável de S é essencial. Embora, na prática, a determinação de τ_ν é crítica em altas frequências. A presente tese tem como foco principal entender o papel que cumpre o vapor de água nas observações sub-milimétricas no CASLEO. Da mesma forma, estudar os efeitos de largo e curto prazo nas medições de PWV, e também estudar as variações das opacidades atmosféricas.

Capítulo 2

Atmosfera Terrestre

2.1 Introdução

A atmosfera terrestre é uma camada gasosa que envolve à Terra graças à ação do campo gravitacional. Esta camada gasosa é composta principalmente de nitrogênio (N_2) e oxigênio (O_2), e pequenas quantidades de outros gases, tais como vapor de água (H_2O) e dióxido de carbono (CO_2). Embora, a mistura dos gases é praticamente constante até uma altura de ~ 100 km, ou seja, para qualquer altura nos primeiros 100 km de atmosfera, a concentração volumétrica dos gases permanece estável, com 21% de oxigênio, 78% de nitrogênio e 1% dos demais gases. Após desta altura, os gases distribuem-se de acordo com suas propiás escalas de altura, portanto, não há mais a mistura proporcional.

A atmosfera terrestre pode ser classificada e esquematizada de acordo com a variação dos diferentes parâmetros de estudo com a altura, por exemplo, esquemas baseados nas variações de temperatura, composição química, estado de mistura e ionização. A Figura 2 mostra os parâmetros mais usados na classificação das regiões atmosféricas. De acordo a seu gradiente de temperatura: a troposfera que é sua camada mais próxima da superfície, estende-se aproximadamente até uma altura de 10–18 km, onde a temperatura diminui com a altura. A estratosfera situada ~ 50 km (desde a tropopausa até a estratopausa), onde a temperatura aumenta com a altura, devido à absorção do ozônio da luz solar. A mesosfera estende-se até ~ 80 km (da estratopausa à mesopausa), onde a temperatura diminui novamente com a altura, e a termosfera que se estende ao longo da mesopausa, onde a temperatura aumenta com a altura. A maioria dos componentes atmosféricos que atenuam a radiação eletromagnética está concentrado na troposfera e estratosfera. Aerossóis, nuvens e vapor de água estão quase completamente confinados à troposfera, com algumas exceções (PIACENTINI et al., 2016). Além disso, na troposfera, o vapor de água desempenha um papel importante na propagação das ondas de rádio e sua concentração é dado pela razão de mistura r que

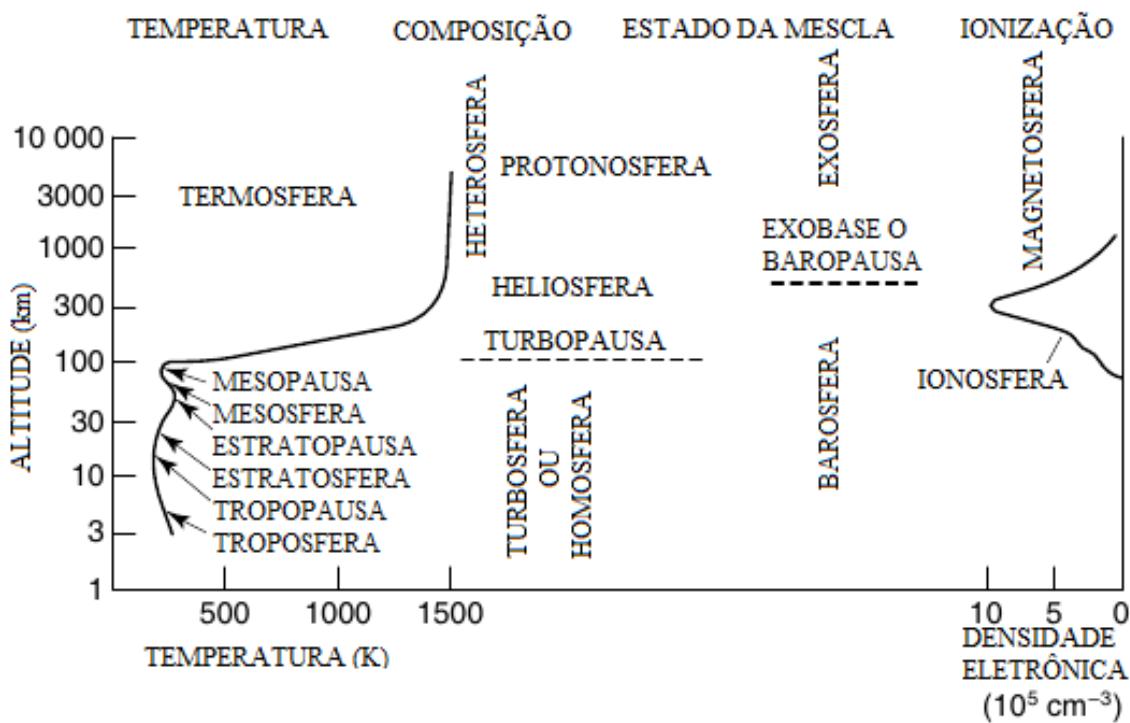


Figura 2 – Distribuição Vertical da atmosfera neutra com base no perfil de temperatura, composição, estado da mescla e ionização. Adaptado de ([HARGREAVES J. K., 1992](#)).

varia irregularmente com as condições climáticas locais e com a altitude.

2.2 O vapor de água na Atmosfera

Na atmosfera, a água existe em 3 fases: como estado gasoso (vapor de água, H_2O , por evaporação), como estado líquido (gotículas de chuva, garoa, orvalho e água líquida) e como estado sólido (neve, granizo e gelo). Durante a primeira fase (gasoso), o vapor de água na atmosfera comporta-se como um gás ideal. Por esse motivo, H_2O é normalmente tratado como uma componente separada do resto dos gases bem misturadas que compõem a atmosfera, como o nitrogênio, oxigênio e argônio. Sua importância encontra-se principalmente no fato de que pode mudar de fase, sob certas condições de temperatura e pressão.

Um resultado das transições de fase é o ciclo hidrológico. A mudança da fase de estado líquido para o gasoso ocorre quando a água presente na superfície terrestre, como em lagos, rios, oceanos e solo úmido, é aquecida pela radiação solar e transformada em vapor de água. Desta forma, o vapor de água umedece e aquece o ar ao seu redor formando uma massa de ar quente, que sobe na atmosfera por turbulência e/ou convecção. À medida que essa massa de ar quente sobe, ela se resfria adiabaticamente e se condensa, formando nuvens, que dão origem a precipitações como chuva (fase líquida) e às vezes neve, gelo ou granizo (fase sólida) dependendo da localização geográfica. Esta mudança de fase do vapor de água pode-se explicar mediante a equação

de *Clausius-Clapeyron*, que é usado para determinar a variação da pressão de vapor de saturação com a temperatura e prever onde ocorrerá uma transição de fase em um sistema onde a fase líquida e o vapor estão em equilíbrio dinâmico. Além disso, medindo a temperatura em que ocorre a saturação, podemos calcular o conteúdo de vapor de água no ar. No entanto, para cada mudança de fase, há uma grande quantidade de calor (calor latente), que é liberada e transferência para a atmosfera. O efeito de resfriamento ou aquecimento sobre o meio ambiente desempenha um papel dominante na termodinâmica da atmosfera. Portanto, o vapor de água desempenha um papel importante nos processos de equilíbrio radiativo e térmico do sistema Terra-atmosfera e em vários processos químicos e biológicos ([KSHUDIRAM, 2008](#); [AMBAUM, MAARTEN H. P., 2010](#)).

O vapor de água, às vezes, é confundido como ar ou vapor úmido. O vapor de água é um gás composto de moléculas de H_2O , e o ar úmido é uma mistura de ar seco e vapor de água. O vapor úmido é tecnicamente um vapor a alta temperatura (acima do ponto de ebulição) e pressão.

2.3 equação Clausius-Claperyon

Consideremos um sistema fechado onde coexistem a fase líquida e o vapor de uma substância a uma determinada temperatura. Continuamente, algumas das moléculas da fase líquida evapora-se e algumas das moléculas da fase gasosa condensase. Esta situação somente será equilibrado quando o excesso de moléculas da fase líquida transforma-se em vapor; este processo irá gerar um aumento na pressão de vapor e consequentemente um aumento no número de moléculas que se condensam, reduzindo assim a pressão de vapor até atingir o equilíbrio dinâmico entre às duas fases do sistema. Para este sistema de equilíbrio, as funções de Gibbs, g_l e g_v nas fases líquida e vapor, respectivamente, são as mesmas. Esta igualdade determina como a pressão de vapor muda com a temperatura, conforme descrito pela equação de *Clausius-Clapeyron*.

Para uma melhor análise, consideramos um cilindro com um pistão, com um líquido e seu vapor a uma temperatura (T) e pressão (e). Como o sistema é mantido pela pressão e temperatura constante, a função *Gibbs* para todo o sistema é definida como:

$$G = U - TS + eV \quad (2.1)$$

sendo G a energia livre de Gibbs, que é a energia máxima de um sistema, disponível para execução de trabalho, U a energia interna, que é a energia necessária para criar o sistema (soma da energia cinética dos átomos e moléculas do sistema), o termo TS é a energia extraída do entorno do sistema por aquecimento (o ambiente a uma temperatura constante T , contribuirá para o sistema com uma quantidade de energia TS), eV é o trabalho realizado pelo sistema ao passar de um estado para outro, S é a entropia (mede

o grau de desorganização de um sistema ao receber energia e mudar de estado), e V o volume do sistema.

Além disso, a função total de *Gibbs*, também pode ser definida como a soma das contribuições do líquido e do vapor:

$$G = M_l g_l + M_v g_v \quad (2.2)$$

onde M_l e M_v são as masas do líquido e do vapor, respectivamente; g_l e g_v representam as funções específicas de *Gibbs* para o líquido e vapor. Se há alguma flutuação, certa quantidade de massa δM do líquido evapora-se para vapor. Neste caso, a função total de *Gibbs* é reescrita como:

$$\begin{aligned} \delta G &= M_l \delta g_l + M_v \delta g_v + (g_v - g_l) \delta M \\ \delta G &= M_l (-s_l \delta T + v_l \delta e) + M_v (-s_v \delta T + v_v \delta e) + (g_v - g_l) \delta M \end{aligned} \quad (2.3)$$

Como a função total de *Gibbs* é constante, sua variação de primeira ordem desaparece, então a equação acima fica: $\delta G = 0$. Agora, consideremos que $\delta T = 0$ e $\delta e = 0$, a equação 2.3 reduz-se:

$$g_v = g_l \quad (2.4)$$

esta igualdade, em condições de equilíbrio, mostram que as funções específicas de *Gibbs* de cada fase são iguais.

Agora, suponhamos o caso que o pistão está fixo, e que o sistema está a uma temperatura T e volume V constante. A energia livre total de *Helmholtz* para este sistema é definido como:

$$F = U + TS \quad (2.5)$$

onde U é a energia interna, T é a temperatura e S é a entropia do sistema. Usando o mesmo argumento da equação 2.3, onde $F = M_l f_l + M_v f_v$, temos:

$$\begin{aligned} \delta F &= M_l \delta f_l + M_v \delta f_v + (f_v - f_l) \delta M \\ \delta F &= M_l (-s_l \delta T - e \delta v_l) + M_v (-s_v \delta T - e \delta v_v) + (f_v - f_l) \delta M \end{aligned} \quad (2.6)$$

dado que o volume total (V) é constante, os volumes específicos v_l e v_v podem mudar se houver uma transferência de massa (δM) desde a fase líquida para a fase de vapor. Neste caso temos:

$$\begin{aligned} M_l \delta v_l &= \delta V_l - v_l \delta M_l \\ M_v \delta v_v &= \delta V_v - v_v \delta M_v \end{aligned} \quad (2.7)$$

substituindo a equação 2.7 na equação 2.6, temos:

$$\begin{aligned} \delta F &= -(M_l s_l + M_v s_v) \delta T - e (\delta V_l + \delta V_v) + (f_v + e v_v - f_l - e v_l) \delta M \\ \delta F &= -(M_l s_l + M_v s_v) \delta T - e \delta V + (g_v - g_l) \delta M \end{aligned} \quad (2.8)$$

sendo $g_v = f_v + ev_v$ e $g_l = f_l + ev_l$.

Como a energia livre mantém-se constante, então, $\delta F = 0$. A temperatura e o volume serão: $\delta V = 0$ e $\delta T = 0$. Tendo como resultado novamente $g_v = g_l$, portanto, as funções específicas de Gibbs de cada fase são as mesmas se coexistirem.

Como dito acima, quando as fases coexistem, suas funções específicas de Gibbs devem ser iguais. Agora, suponhamos o caso onde a temperatura do cilindro varia com um dT . Essa variação de temperatura levará uma mudança na pressão do vapor de água *de* (como é representado na Figura 3). Ao mudar e e T , as funções específicas de Gibbs é dado por:

$$\begin{aligned} dg_l &= v_l de - s_l dT \\ dg_v &= v_v de - s_v dT \end{aligned} \quad (2.9)$$

como as duas fases coexistem, então, as funções específicas de Gibbs g_l e g_v são as mesmas. Igualando ambas equações, $dg_l = dg_v$ temos:

$$\frac{de}{dT} = \frac{s_v - s_l}{v_v - v_l} \quad (2.10)$$

A diferença de entropia entre o líquido e o vapor está relacionado com o calor necessário para que certa quantidade de δM evapora-se de líquido para vapor. Em condições de equilíbrio:

$$\begin{aligned} g_v &= g_l \\ h_v - Ts_v &= h_l - Ts_l \\ L &= T(s_v - s_l) \end{aligned} \quad (2.11)$$

sendo h_v e h_l a entalpia do vapor e do líquido, respectivamente; e L o calor latente de vaporização. Logo, substituindo a equação 2.11 na equação 2.10 obtemos a equação de *Clausius-Clapeyron*:

$$\boxed{\frac{de_s}{dT} = \frac{L}{T(v_v - v_l)}} \quad (2.12)$$

Esta equação expressa a mudança da pressão do vapor quando a temperatura varia. Como $v_v > v_l$ e $L > 0$, a pressão do vapor saturado (e_s) será uma função crescente da temperatura, portanto, para temperaturas mais altas, mais moléculas podem escapar do potencial de atração do líquido.

Agora, assumindo que o vapor de água age como um gás ideal, temos que $e_s v_v = R_v T$, com R_v como a constante de gás ideal (no caso de vapor de água, $R_v = 461.5 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$). Também temos que $v_v \gg v_l$ fora da temperatura crítica. Sob essas condições a equação 2.12 se reduz a:

$$\frac{de_s}{dT} = \frac{L}{T v_v} = \frac{L e_s}{R_v T^2} \quad (2.13)$$

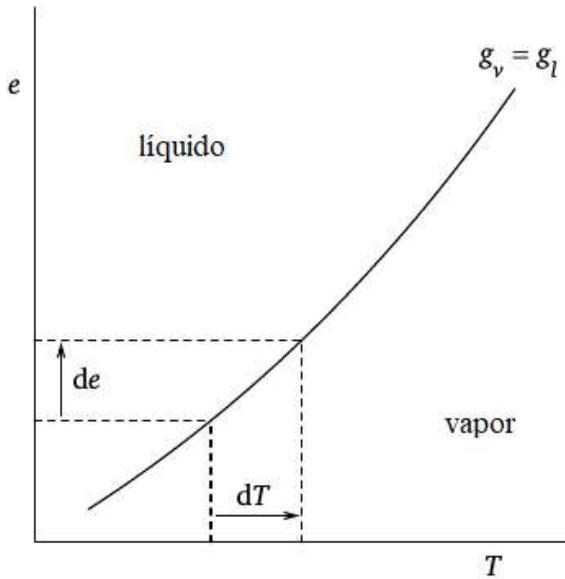


Figura 3 – Derivação da equação Clausius-Clapeyron: A curva de coexistência de dois estados $g_v = g_l$ que determina quanta pressão do vapor é necessário para mudar de quando a temperatura é alterada dT . Adaptado de AMBAUM, MAARTEN H. P. (2010)

Logo, assumindo que o Calor latente de vaporização (L) é constante, podemos integrar a equação acima, cuja solução temos:

$$e_s = e_{s_0} \exp\left[\frac{L}{R_v}\left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T}\right)\right] \quad (2.14)$$

Nota-se que a pressão do vapor saturado é uma função fortemente crescente da temperatura. Sendo independente da presença de quaisquer outros gases ao lado do vapor. Pela *Lei de Dalton*, a pressão total de uma mistura é a soma das pressões parciais dos constituintes. A pressão parcial do vapor acima da superfície do líquido é determinada pela equação de *Clausius-Clapeyron*, independente de qualquer outro gás presente. Se a pressão do vapor for igual à pressão atmosférica, o líquido atinge a seu ponto de ebulação. Acima do ponto de ebulação, o vapor não pode coexistir com o líquido, devido que sua pressão de vapor de equilíbrio é maior do que a pressão prescrita no sistema. Da equação de *Clausius-Clapeyron*, segue-se que o ponto de ebulação de um líquido é reduzido se a pressão ambiente for reduzida. O ponto de ebulação da água é 100 °C, a essa temperatura a pressão de vapor é igual à pressão atmosférica padrão de 1 013,25 hPa.

Uma solução simplificada para obter a pressão de vapor saturado (e_s) é dada pela seguinte expressão:

$$e_s = 6,112 \exp\left(\frac{17,67 T}{T + 243,5}\right) \quad (2.15)$$

onde e_s tem unidade de hPa e T esta expressa em unidade de °C.

Na física atmosférica, para descrever a quantidade de vapor de água, são normalmente utilizadas diferentes variáveis dependendo do contexto, e aqui reunimos as mais co-

mundos. A primeira variável é a concentração de massa de vapor de água, geralmente chamada umidade específica q :

$$q = \frac{\rho_v}{\rho_d + \rho_v} \quad (2.16)$$

sendo q uma variável adimensional, ρ_v e ρ_d são as densidades de vapor de água e do ar seco, respectivamente. Outra variável relacionada com as densidades, é a razão da mistura de massa r_v definido como:

$$r_v = \frac{\rho_v}{\rho_d} \quad (2.17)$$

As Equações 2.16 e 2.17 podem ser transformadas como:

$$\begin{aligned} r_v &= \frac{q}{(1 - q)} \\ q &= \frac{r_v}{(1 + r_v)} \end{aligned} \quad (2.18)$$

geralmente $q \ll 1$, portanto $r_v \approx q$.

A partir da lei dos gases ideais, $p = \rho RT$, podemos relacionar as densidades parciais ρ_v e ρ_d , e as pressões parciais do vapor de água (e) e do ar úmido ($p - e$), sendo p a pressão total, como:

$$\begin{aligned} q &= \frac{e}{(\mu_d/\mu_v)(p - e) + e} \\ r_v &= \frac{e}{(\mu_d/\mu_v)(p - e)} \end{aligned} \quad (2.19)$$

onde μ_d e μ_v são as massas molares efetivas do ar seco e do vapor de água, respectivamente. Assim, $(\mu_d/\mu_v) = (R_v/R_d) = 1,61$.

Por outro lado, a umidade relativa (RH) é definida como a razão entre a pressão do vapor atual (e) e a pressão do vapor saturado (e_s) para uma determinada temperatura (T):

$$RH = \frac{e}{e_s(T)} \quad (2.20)$$

A umidade relativa é adimensional, mas comumente é expressa em porcentagem. Como e_s aumenta com a temperatura, a umidade relativa do ar diminui com o aumento da temperatura.

Outra variável de umidade comumente usada é a temperatura do ponto de orvalho (T_d) definido como a temperatura máxima à qual o vapor de água contido no ar tem que ser esfriado isobáricamente para começar a condensar (atingir a saturação), produzindo orvalho, névoa ou nuvem.

A pressão do vapor (e) definida na equação 2.19 permanece constante, se r_v é o mesmo. Assim, a temperatura do ponto de orvalho T_d é definida como:

$$e_s(T_d) = e \quad (2.21)$$

dessa maneira, a pressão do vapor (e) é igual à pressão do vapor saturado (e_s) na temperatura do ponto de orvalho. A umidade relativa também pode ser expressa como:

$$RH = \frac{e_s(T_d)}{e_s(T)} \quad (2.22)$$

A diferença entre a temperatura real e a temperatura do ponto de orvalho ($T - T_d$), é conhecida como a depressão do ponto de orvalho. Assim, o ar com baixa umidade relativa apresenta uma maior depressão no ponto de orvalho; o ar a 100% de umidade relativa apresenta uma depressão no ponto de orvalho de 0 °C ([AMBAUM, MAARTEN H. P., 2010](#)).

Capítulo 3

Transferência Radiativa e a opacidade atmosférica

Os processos de interação entre radiação eletromagnética e matéria são formalmente descritos através da equação da transferência radiativa. Em radioastronomia, esse formalismo utiliza a intensidade da radiação como uma quantidade básica, que está relacionada a quantidades mensuráveis, tais como a brilhância, a densidade de fluxo, o efeito do padrão da antena de um radiotelescópio, entre outros.

3.1 Formulação básica da radiação e da equação de transferência radiativa

A radiação eletromagnética que se propaga através de um meio, como a atmosfera da Terra, pode ser influenciada por diferentes efeitos atmosféricos, como absorção, emissão e dispersão. Tais efeitos podem ser descritos pela quantidade de energia de radiação dE_ν , que passa através de uma superfície de área dA , por unidade de tempo dt , num intervalo de frequência $(\nu, \nu + d\nu)$, por unidade de ângulo sólido $d\Omega$ na direção que forma um ângulo θ com a normal, é definida como:

$$dE_\nu = I_\nu \cos \theta dA d\Omega d\nu dt \quad (3.1)$$

sendo I_ν a intensidade específica, em unidades $ergs s^{-1} cm^{-2} Ster^{-1} Hz^{-1}$.

Em ausência de processos de absorção ou emissão, a intensidade específica do feixe de radiação (I_ν) conserva-se ao longo do caminho (s), com a relação

$$\frac{dI_\nu}{ds} = 0 \quad (3.2)$$

I_ν mudará apenas se a radiação for absorbida ou emitida. Essa mudança na intensidade ao longo da linha de visão, ou seja, a perda ($dI_{\nu-}$) e ganho ($dI_{\nu+}$), pode ser descrita pela equação de transferência radiativa (CHANDRASEKHAR, 1960), onde:

$$dI_{\nu+} = j_{\nu} ds \quad (3.3)$$

$$dI_{\nu-} = -\kappa_{\nu} I_{\nu} ds \quad (3.4)$$

sendo κ_{ν} [cm^{-1}] o coeficiente de absorção, que representa a perda da intensidade de um feixe de fótons a uma distância ds , e seu inverso é o caminho livre médio, $l_{\nu} = 1/\kappa_{\nu}$. j_{ν} [$erg\ cm^{-3}\ s^{-1}\ ster^{-1}\ Hz^{-1}$] é o coeficiente de emissão definido como a energia emitida por unidade de tempo, por unidade de ângulo sólido e por unidade de volume, e depende da direção onde a emissão ocorre. Então, considerando os processos de emissão (j_{ν}) e absorção (κ_{ν}) em conjunto, obtemos a equação de transferência radiativa:

$$\boxed{\frac{dI_{\nu}}{ds} = j_{\nu} - \kappa_{\nu} I_{\nu}} \quad (3.5)$$

a equação de transferência radiativa pode ser re-escrita

$$\frac{dI_{\nu}}{\kappa_{\nu} ds} = S_{\nu} - I_{\nu}, \quad S_{\nu} = \frac{j_{\nu}}{\kappa_{\nu}} \quad (3.6)$$

onde S_{ν} é chamada função fonte, definida como a razão entre o coeficiente de emissão e o coeficiente de absorção, e representa a emissão do meio, enquanto I_{ν} representa a emissão que entra no meio.

A solução da equação de transferência radiativa (Eq. 3.5) para os dois casos limitantes:

1. Considerando só emissão ($\kappa_{\nu} = 0$): a equação 3.5 fica:

$$\frac{dI_{\nu}}{ds} = j_{\nu}$$

cuja solução é dado por:

$$I_{\nu}(s) = I_{\nu}(s_0) + \int_{s_0}^s j_{\nu}(s') ds' \quad (3.7)$$

Esta equação indica que o aumento da intensidade é igual ao coeficiente de emissão integrado ao longo da linha de visão.

2. Considerando só absorção ($j_{\nu} = 0$): nesse caso temos:

$$\frac{dI_{\nu}}{ds} = -\kappa_{\nu} I_{\nu}$$

a solução da equação de transferência radiativa indica que a intensidade diminui ao longo do raio pelo exponencial do coeficiente de absorção integrado ao longo da linha de visão.

$$\begin{aligned} I_{\nu}(s) &= I_{\nu}(s_0) \exp\left[-\int_{s_0}^s \kappa_{\nu}(s') ds'\right] \\ I_{\nu}(s) &= I_{\nu}(s_0) e^{\tau_{\nu}} \end{aligned} \quad (3.8)$$

sendo

$$\tau_\nu = \int_{s_0}^s \kappa_\nu(s') ds', \quad d\tau_\nu = \kappa_\nu ds \quad (3.9)$$

onde τ_ν é a profundidade óptica do meio ou opacidade, expresso em unidades de Neper (Np) ou decibéis. Este parâmetro é medido ao longo da trajetória do raio e caracterizado por seu coeficiente de absorção no meio.

Se $\tau_\nu \ll 1$, indica que o meio é transparente ou opticamente fino, enquanto, $\tau_\nu \gg 1$ indica que o meio é opaco ou oticamente espesso.

Logo, substituindo a equação acima na equação 3.6

$$\boxed{\frac{dI_\nu}{d\tau_\nu} = S_\nu - I_\nu} \quad (3.10)$$

a equação acima tem como solução:

$$I_\nu(\tau_\nu) = I_\nu(0) e^{-\tau_\nu} + \int_0^{\tau_\nu} S_\nu(\tau'_\nu) e^{-(\tau_\nu - \tau'_\nu)} d\tau'_\nu \quad (3.11)$$

Se S_ν não depende de τ_ν , a equação acima reduz-se:

$$I_\nu(\tau_\nu) = I_\nu(0) e^{-\tau_\nu} + S_\nu(1 - e^{-\tau_\nu}) \quad (3.12)$$

Quando $\tau_\nu \ll 1$ temos $I_\nu(\tau_\nu) \rightarrow I_\nu(0)$, neste regime o meio não absorve nem emite o suficiente para ser detectado, portanto, a fonte é observada sem distorção, enquanto se $\tau_\nu \gg 1$, $I_\nu(\tau_\nu) \rightarrow S_\nu$, neste caso só estamos observando o meio emissor.

3.2 Radiação em equilíbrio termodinâmico

O estudo da interação entre matéria e radiação em equilíbrio termodinâmico (ET) começa com a discussão de Kirchhoff acerca dos processos envolvidos, dando assim a origem à Lei de Kirchhoff e, posteriormente, à distribuição de Planck. Em 1859, Gustav Kirchhoff mostrou que um bom absorvedor de energia eletromagnética, também é um bom radiador. Esse objeto é conhecido como um corpo negro: o corpo absorve toda a radiação a incidir sobre ele, e a radiação proveniente dele está em função da temperatura (T) e do comprimento de onda (λ). Se o objeto está em equilíbrio termodinâmico com a radiação, a potência emitida será proporcional à potência absorvida. Segundo a Lei de Kirchhoff temos:

$$j_\nu(T) = \kappa_\nu(T) B_\nu(T) \quad (3.13)$$

Substituindo a equação acima na equação 3.10 para a radiação térmica temos:

$$\frac{dI_\nu}{d\tau_\nu} = B_\nu(T) - I_\nu \quad (3.14)$$

Segundo a Lei de Planck, a distribuição espectral da radiação emitida por um absorvedor ideal em equilíbrio termodinâmico a uma temperatura T , em termos da frequência é expressa como:

$$B_\nu(T) = \frac{2 h \nu^3 / c^2}{e^{h \nu / \kappa_B T} - 1} \quad (3.15)$$

onde $B_\nu(T)$ é uma função que descreve a distribuição da radiação (em comprimento de onda ou frequência) em estado de equilíbrio termodinâmico, h é a constante de Planck, ν é a frequência, c é a velocidade da luz, κ_B é a constante de Boltzmann e T é a temperatura.

A Lei de Planck, pode ser simplificada nos casos extremos:

1. Se $h\nu/\kappa_B T \ll 1$, a exponencial fica:

$$e^{h\nu/\kappa_B T} - 1 \simeq 1 + \frac{h\nu}{\kappa_B T} - 1 = \frac{h\nu}{\kappa_B T}$$

A lei de Planck se reduz à seguinte equação:

$$B_\nu^{RJ}(T) = \frac{2\kappa_B T}{c^2} \nu^2 \quad (3.16)$$

A equação acima é conhecida como a aproximação de Rayleigh-Jeans, e usado em baixas frequências (na faixa de rádio), onde quanto maior a frequência, maior a intensidade de radiação.

2. Se $h\nu/\kappa_B T \gg 1$, neste caso $e^{h\nu/\kappa_B T} \gg 1$, a Lei de Planck será:

$$B_\nu^W(T) = \frac{2h\nu^3}{c^2} e^{-h\nu/\kappa_B T} \quad (3.17)$$

esta equação é conhecida como a *aproximação de Wien*, e diminui exponencialmente com a frequência. Isto indica que a intensidade da radiação diminui rapidamente com a frequência, após atingir a intensidade máxima.

No regímen de Rayleigh-Jeans, a brilhância (intensidade específica) é proporcional à temperatura do corpo negro, pela relação:

$$I_\nu = B_\nu(T_b) \quad (3.18)$$

onde T_b é chamada a temperatura de brilho. Em termos da temperatura, a aproximação de Rayleigh-Jeans é re-escrita:

$$T_b = \frac{c^2}{2\nu^2 \kappa_B} I_\nu \quad (3.19)$$

Em radioastronomia, a intensidade é expressa em termos da temperatura da antena (T_a), que é o promédio da temperatura de brilho sobre o feixe da antena, incluindo o ruído instrumental caracterizado pela temperatura de ruído. Para a radiação térmica

no regime de Rayleigh-Jeans, a equação de transferência radiativa (Eq. 3.14), pode ser re-escrita em termos da temperatura de brilho (T_b) como:

$$\frac{dT_b}{d\tau_\nu} = T - T_b \quad (3.20)$$

onde T é a temperatura do meio, e quando T é constante temos:

$$T_b = T_b e^{-\tau_\nu} + T(1 - e^{-\tau_\nu}) \quad (h\nu \ll \kappa_B T) \quad (3.21)$$

Quando $\tau \gg 1$, a temperatura de brilho da radiação dada na equação acima é aproximadamente igual à temperatura do meio ($T_b = T$). Em caso contrário, se $\tau \ll 1$, a temperatura de brilho é expressa como $T_b = T_b(0)(1 - \tau_\nu) + \tau_\nu T$.

3.3 Atenuação Atmosférica

Para frequências altas ($\nu > 10$ GHz), a absorção da atmosfera terrestre pode afetar fortemente a propagação da radiação de uma fonte externa. Na região sub-milimétrica, o vapor de água é o principal responsável por aquela atenuação (opacidade atmosférica). Esta atenuação aumenta com a frequência de observação, e pode ser calculada através de modelos teóricos, a partir da absorção κ_ν . Para entender e interpretar essas medições, é usada a equação de transferência radiativa.

Supondo um modelo de atmosfera plano-paralelo (como ilustrada na Figura 4), e considerando a aproximação de Rayleigh-Jeans em ondas de rádio, a temperatura observada (T_{obs}) de uma fonte externa com um ângulo de elevação (El) pode ser expressa em função da equação de transferência radiativa (Eq. 3.21) como:

$$T_{obs} = T_{source} e^{-\tau_\nu / \sin(El)} + T_{sky}(1 - e^{-\tau_\nu / \sin(El)}) \quad (3.22)$$

sendo T_{source} a temperatura da fonte observada fora da atmosfera, T_{sky} a temperatura da atmosfera e τ_ν a opacidade zenital ou profundidade óptica. Esta equação representa a contribuição da atenuação do sinal na atmosfera terrestre (do lado esquerdo) e a emissão da atmosfera contida ao longo da linha de visão (do lado direito).

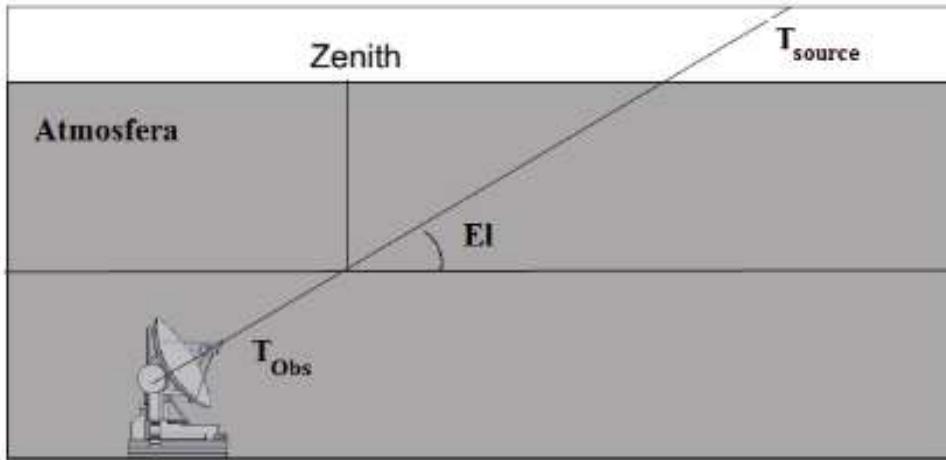


Figura 4 – Geometria da aproximação de planos paralelos. Adaptado de MELO et al. (2003).

Existem vários modelos atmosféricos que permitem determinar a opacidade atmosférica em função de diferentes variáveis. Por exemplo, o modelo ATM (Atmospheric Transmission at Microwaves) desenvolvido por Pardo, Cernicharo e Serabyn (2001) e pode ser usado ate 2,0 THz. Um exemplo dos resultados da simulação de transmissão atmosférica para diferentes valores do conteúdo de vapor de água precipitável (PWV) é mostrado na Figura 5. A linha vertical laranja indica a frequência de observação no presente estudo. Nota-se que a transmissão atmosférica é mais critica para frequências altas.

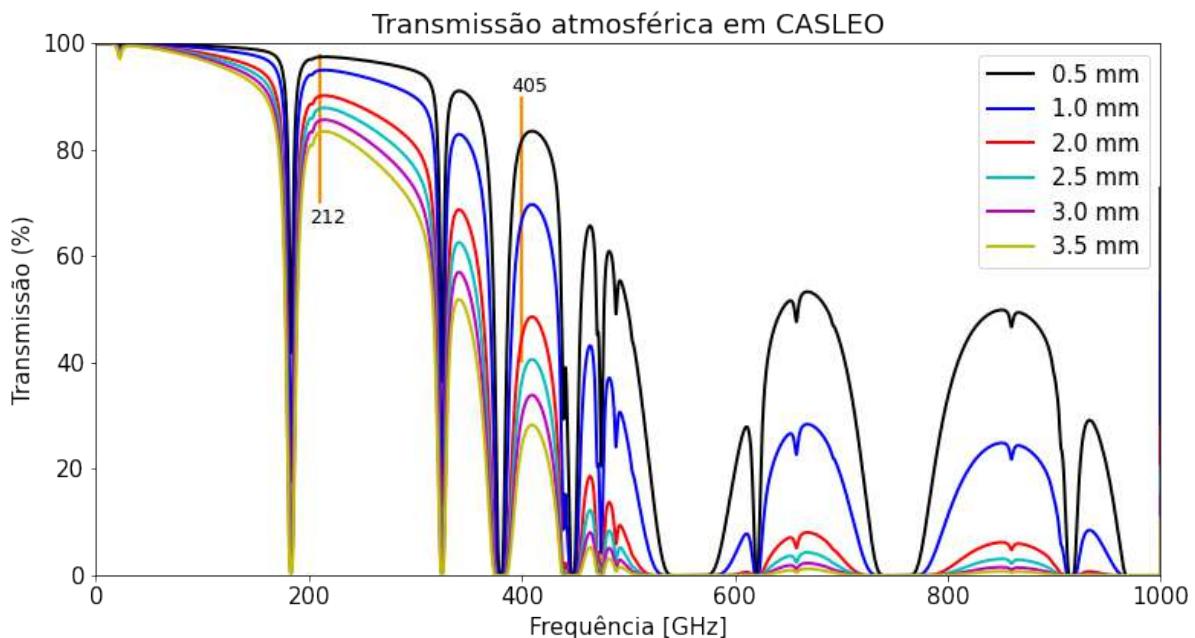


Figura 5 – Modelo de transmissão atmosférica para o CASLEO. Este modelo foi simulado para diferentes valores de PWV, onde a linha vertical laranja indica a frequência de observação do instrumento.

3.3.1 Métodos para determinar a opacidade atmosférica

A opacidade atmosférica (τ_ν) pode ser estimada a partir dos seguintes métodos:

1. Método *tipping* ou *sky-dip*:

A calibração *tipping* é uma técnica importante para a calibração absoluta dos radiômetros de micro-ondas terrestres. Esta calibração é usualmente aplicada sob as condições de céu claro e supondo uma atmosfera horizontalmente estratificada. [DICKE et al. \(1946\)](#) introduz por primeira vez este método, logo foi aprimorado por [Mätzler \(1992\)](#), e posteriormente, [Han e Westwater \(2000\)](#) aprimorou este método considerando alguns efeitos, tais como: o efeito da curvatura da Terra, a largura do feixe da antena, o ângulo de apontamento do radiômetro, temperatura média de radiação, etc. Sob essas correções, as incertezas na calibração podem ser amplamente reduzidas ou evitadas. Embora, este método de calibração pode fornecer uma precisão absoluta de $\sim 0,5\text{K}$.

Usando este método, a atenuação atmosférica (τ_ν) é derivada a partir das medições da brilhância do céu para diferentes elevações, isto é entre o horizonte e o zênite (variando entre 0 e 90 graus) ([DICKE et al., 1946; THEISSING; CAPLAN, 1956; WULFSBERG, 1967; SHIMABUKURO, 1966; PENZIAS; BURRUS, 1973; MCMILLAN; GALLAGHER; COOK JR., 1977; PLAMBECK, 1978; LANE, 1998; HAN; WESTWATER, 2000; PARDO; CERNICHARO; SERABYN, 2001](#)). Em ausência de uma fonte e supondo uma atmosfera homogênea de plano-paralela, a equação 3.22 se reduz a:

$$T_{obs} = T_{sky}(1 - e^{-\tau_\nu / \sin(El)}) + T_{off} \quad (3.23)$$

sendo T_{off} a temperatura *offset*, e representa a temperatura residual das contribuições parasitas.

Para estimar τ_ν é usada a equação acima e também um *scan tau* observado. Um exemplo de uma varredura do Céu ("tipping") é mostrada no painel superior da Figura 6. O valor de τ_ν obtido para uma frequência dada é derivado a partir da curva de melhor ajuste (dada pela Eq. 3.23) ao "tipping" observado. Um exemplo deste ajuste é mostrado no painel inferior desta Figura. Sendo a curva de cor vermelho a curva de melhor ajuste.

No entanto, na prática, este método apresenta algumas desvantagens. Por exemplo: (i) para baixos ângulos de elevação, o método contém algumas incertezas na determinação de temperatura do céu (T_{sky}), porem as medidas de τ podem conter algumas contribuições parasitárias não bem conhecidas, tais como *spillover*, reflexões e contribuições no solo ([MELO et al., 2003; HAN; WESTWATER, 2000; JEWELL, 2002; CALISSE, 2004; MELO et al., 2005](#)), (ii) em condições opacas, este método produz grandes erros na determinação de τ , como foi reportado por

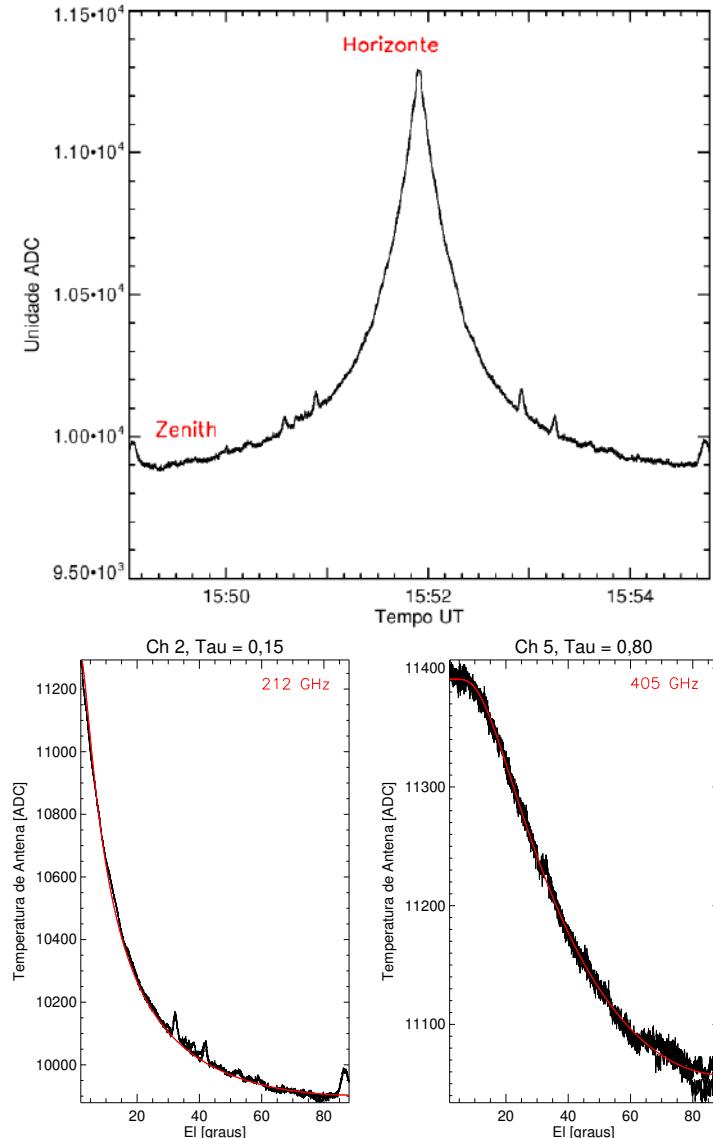


Figura 6 – No painel superior: mostra uma varredura do céu (variando de 0 a 90 graus) feito pelo SST em 212 GHz. O $\text{scan } \tau_{\text{a}}$ observado foi obtido entre o zênite e o horizonte. No painel inferior: curva de melhor ajuste (linha contínua vermelha) ao $\text{scan } \tau_{\text{a}}$ observado (linha contínua preta), em 212 e 405 GHz.

[MELO et al. \(2005\)](#) e [CORNEJO \(2017\)](#). A vantagem de usar este método é que não depende da calibração em temperatura do instrumento e que o modelo de atmosfera supõe que o κ_{ν} é a mesma em qualquer direção de observação.

2. Método da brilhância do Sol ou Scan-Solar:

Outra forma de estimar a opacidade atmosférica, é observando uma fonte externa, onde a T_{obs} é a adição da fonte atenuada pela atmosfera e a do Céu. Uma solução da equação de transparência radiativa para a T_{obs} é mostrada na equação 3.22. Usando este método, a opacidade zenithal pode ser computada a partir da diferença de temperatura da antena (ΔT_{ant}) observada entre o Sol calmo e o Céu, quando a

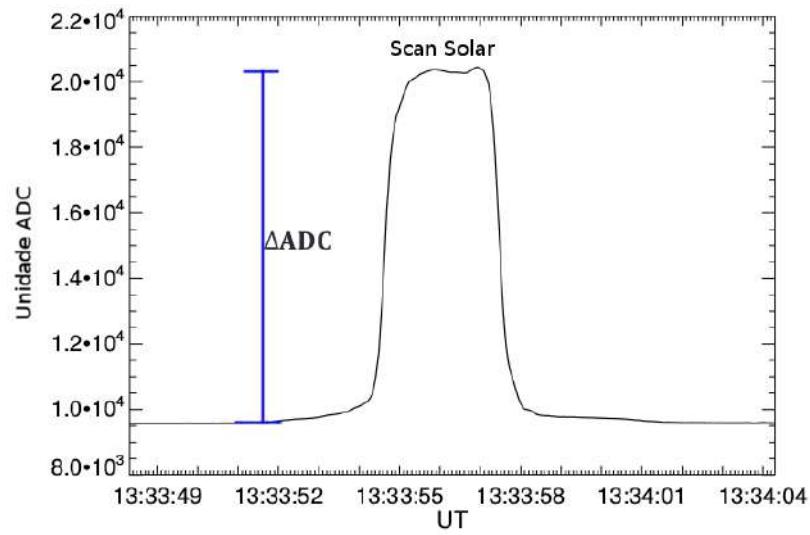


Figura 7 – Exemplo de um *scan solar* observado pelo SST. Esta medida é realizada na direção azimute, passando pelo centro do disco solar na elevação, deste modo, registra os valores correspondentes à temperatura do Sol, e logo são afastados do disco solar registrando valores correspondentes à temperatura do céu.

antena realiza um *scan solar*¹ obtida em qualquer ângulo de elevação El (MELO et al., 2005). Um exemplo de um *scan solar* é ilustrado na Figura 7. O ΔT_{ant} é definido como:

$$\Delta T_{ant} = \frac{\Delta ADC}{K} = P e^{-\tau / \sin(El)} \quad (3.24)$$

sendo ΔADC a diferença de nível entre Sol calmo e o Céu obtida em qualquer ângulo de elevação El e medido em unidades ADC². K é o fator em temperatura da voltagem para a antena, expresso em unidades [ADC/K], e P é o parâmetro chamado "produto" e definido como a eficiência do feixe do radiotelescópio (η) vezes a temperatura de brilhância do Sol (T_{\odot}). Embora, as quantidades η e T_{\odot} não sejam bem conhecidas, o valor do produto P deve ser constante (MELO et al., 2005; RAULIN et al., 2014).

Para determinar τ é necessário estimar com antecedência o valor de P (um estudo mais detalhado será mostrado na secção 4.3.1). No entanto, o valor P é sensível ao valor de K .

Re-escrevendo a equação 3.24 em função de τ temos:

$$\tau = \sin(El) [\ln P - \ln(\frac{\Delta ADC}{K})] \quad (3.25)$$

¹ Uma varredura solar ou *scan solar* consiste quando os feixes do radiotelescópio, neste caso o SST, realizam uma varredura na direção azimute, passando pelo centro do disco solar na elevação El .

² ADC é acrônimo de conversão analógica para digital

Este método têm as seguintes vantagens: (i) o método não supõe um modelo de atmosfera homogênea, portanto, τ pode ser calculado na direção de observação; (ii) o método permite estimar τ até valores altos e depende apenas do valor P (MELO et al., 2005; RAULIN et al., 2014; CORNEJO, 2017) e (iii) o tempo que leva a antena realizar um *scan solar* é mais rápido (~ 40 seg) do que o tempo transcorrido para realizar um *scan tau* (~ 7 min).

3. Método de Extinção ou Duplo-Scan Solar:

A opacidade atmosférica, também, pode ser determinada diretamente a partir das observações de dois *scans solares* próximos, obtidos com baixos ângulos de elevação El_1 e El_2 (como ilustrado na Figura 8). Este método é independente do fator de calibração em temperatura do instrumento, e supõe que as condições atmosféricas não tenham mudado no tempo transcorrido entre uma medição e a seguinte (MELO et al., 2005; TOLBERT; STRAITON, 1961, Apêndice A).

Para os dois *scans solares* próximos, a opacidade atmosférica é obtida com a seguinte relação:

$$\tau = \frac{\ln(\Delta ADC_1 / \Delta ADC_2)}{(1/\sin(El_2)) - (1/\sin(El_1))} \quad (3.26)$$

sendo ΔADC_1 e ΔADC_2 as diferenças do nível Sol-céu de cada *scan solar* em qualquer angulo de elevação, El_1 e El_2 , respectivamente.

A vantagem deste método é que τ não depende do valor do produto (P), nem da eficiência do feixe (η). Não obstante, este método apresenta duas limitações: (i) as observações dos *scans solares* próximos devem ser feitos com baixos ângulos de elevação, pois, se forem feitas com ângulos de elevação altos, as diferenças entre as temperaturas de antena tornam-se muitas pequenas para a precisão das medições; (ii) na presença de nuvens, as diferenças observadas na temperatura da antena solar pode tornar-se muito pequena, adicionando maiores erros na determinação de τ (MELO et al., 2003; MELO et al., 2005).

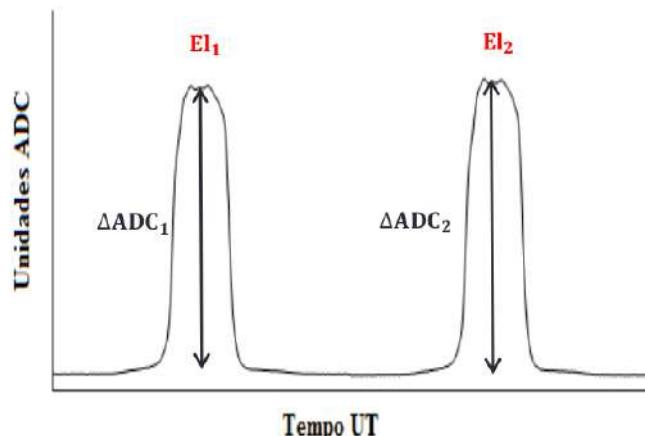


Figura 8 – Exemplo de dois *scans* solares consecutivos obtidos pelo SST.

Capítulo 4

Instrumentação e Metodologia

4.1 O Telescópio Solar para Ondas Sub-milimétricas (SST)

Neste trabalho foram utilizados os dados registrados pelo Telescópio Solar para Ondas Sub-milimétricas (SST, KAUFMANN et al. (2008)). Este instrumento foi instalado, otimizado e opera no Complexo Astronômico “*El Leoncito*” (CASLEO: 31,7989°S 69,3058°W), San Juan, Argentina, e fica localizado a uma altitude de 2550 m acima do nível do mar. Este instrumento foi concebido para operar em 212 (0,2 THz) e 405 GHz (0,4 THz), com o objetivo de preencher a lacuna observacional acima de 100 GHz. As observações de explosões solares nessas frequências são essenciais porque nos permite ter uma melhor compreensão dos processos físicos envolvidos durante as explosões solares, que depende da interpretação do espectro da densidade de fluxo (*S*) nessa frequência. Além de ser usado em medições de atividade solar, o instrumento também pode medir a transmissão atmosférica (MELO et al., 2003; MELO et al., 2005).

O SST consiste em uma antena do tipo Cassegrain de 1,5 m de diâmetro e uma razão focal $f/D = 8$, montado sobre uma montagem altazimutal, dentro de uma redoma feita de *Gore-Tex* de 3 m de diâmetro (ver Figure 9). A redoma possui uma transmitância de 92% e 96% em 212 e 405 GHz, respectivamente, que atua como filtro e protege ao instrumento. O SST observa ao Sol, através de seis radiômetros independentes; sendo os receptores de 1 a 4 em 212 GHz e os receptores 5 e 6 em 405 GHz, que operam simultaneamente. A Figura 10(a), mostra os receptores projetados no disco solar. O arranjo focal dos receptores produz um *cluster* de quatro feixes; sendo os feixes 2, 3, 4 e 5, com uma largura a meia potência (HPWB¹) de aproximadamente 4' e 2' em 212 e 405 GHz, respectivamente. Além desse conjunto de feixes, o SST possui dois feixes concêntricos adicionais (1 e 6) que estão localizados $\sim 7'$ do arranjo principal. Os feixes 2, 3 e 4 estão parcialmente sobrepostos e trabalham com um *tapering* de 3 dB, permitindo desta forma a comparação da temperatura de antena durante uma

¹ HPWB: Half Power Beam Width

explosão solar com a finalidade de determinar a posição da fonte de emissão utilizando a técnica dos multi-feixes ([HERRMANN et al., 1992](#); [COSTA et al., 1995](#); [CASTRO et al., 1999](#)), como ilustrado na Figura 9. Enquanto, que os feixes em 405 GHz foram configurados para trabalhar com um *tapering* de 8 dB. A Figura 10(b), mostra a caixa que contem os receptores e está instalada na parte posterior da antena. Os radiômetros foram fabricados pela *Radiometer-Physics*, Meckenheim, Alemanha. Mais detalhes acerca da instrumentação é mostrado na tabela 1 e em [KAUFMANN et al. \(1994\)](#), [KAUFMANN et al. \(2008\)](#).

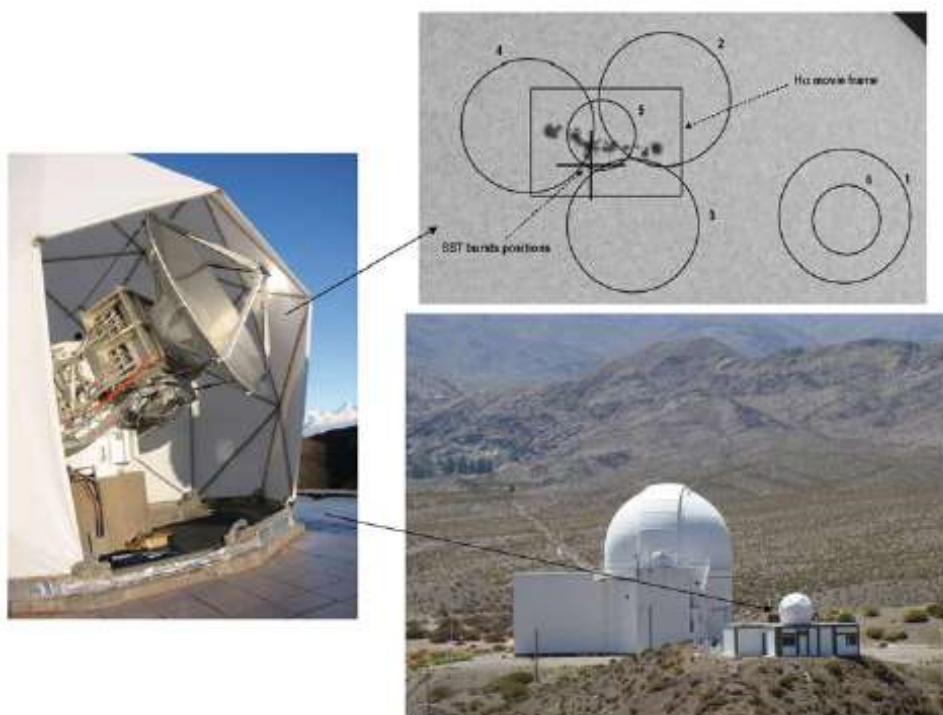


Figura 9 – A antena Cassegrain de 1,5 m do SST instalada no Complexo Astronômico "El Leoncito", nos Andes Argentinos. O painel superior direito mostra os seis feixes de antena apontando para uma região solar ativa (8 de fevereiro de 2010) ([KAUFMANN, 2012](#)).

Desde sua instalação em 1999, o SST começou a operar em campanhas curtas, passando por uma série de testes e ajustes. Desde o 2002, o SST começou a operar continuamente. O resultado mais importante obtido pelo SST foi a descoberta de uma nova componente espectral com fluxos crescentes em frequências sub-THz que aparece junto ou/mais separado da componente de emissão bem conhecida nas frequências de micro-ondas ([KAUFMANN et al., 2004](#); [KAUFMANN et al., 2009](#)). O último conserto e ajuste realizado no radiotelescópio foi no 2006; onde foram feitas importantes melhorias na performance do instrumento, além de ajustar a superfície do prato da antena ([KAUFMANN et al., 2008](#)).

Subsistema	Descrição	Fabricante	Observação
Refletor	1,5 m Cassegrain, f/D = 8, superfície de alumínio, estrutura posterior e anel de interface térmica. Construído usando a técnica "Slumping".	Obs. Steward, Univer. do Arizona, Tucson, AZ, EUA.	Sub-refletor com movimentação axial para focar.
Receptores 405 GHz	2 receptores, temp. de sistema < 3000 K, largura de banda em IF: 0,5 - 1,5 GHz.	RPG Radiometer physics, Meckenheim, Germany.	HPBW de ~2 arcmin.
Receptores 212 GHz	4 receptores, um deles com o taper otimizado e os 3 restantes em bloco com os feixes superpostos ao nível de meia potência, temp. de sistema <3000 K, Banda Lateral Dupla (DSB), largura de banda em IF: 0,5 - 1,5 GHz.	RPG Radiometer physics, Meckenheim, Germany.	HPBW de ~4 arcmin.
Posicionador	Montagem Altazimutal, controle com posicionadores angulares indutivos (inductosyn), exatidão 3,6 arcsec, repetibilidade 12 arcsec, veloc. max. 2 graus/sec, aceleração max. 2 graus/sec ² .	ORBIT Advanced Technologies Netanya, Israel.	Calibrações astronômicas de apon-tamento poderiam ajudar no aprimora-mento das especifi-cações.
Redoma	Membrana de Gore-Tex com grade metálica, altura 2,7 m, diâmetro 3,3 m.	ESSCO Concord, MA, USA.	Alta transparência na faixa sub-milimé-trica.

Tabela 1 – Principais características técnicas do SST.

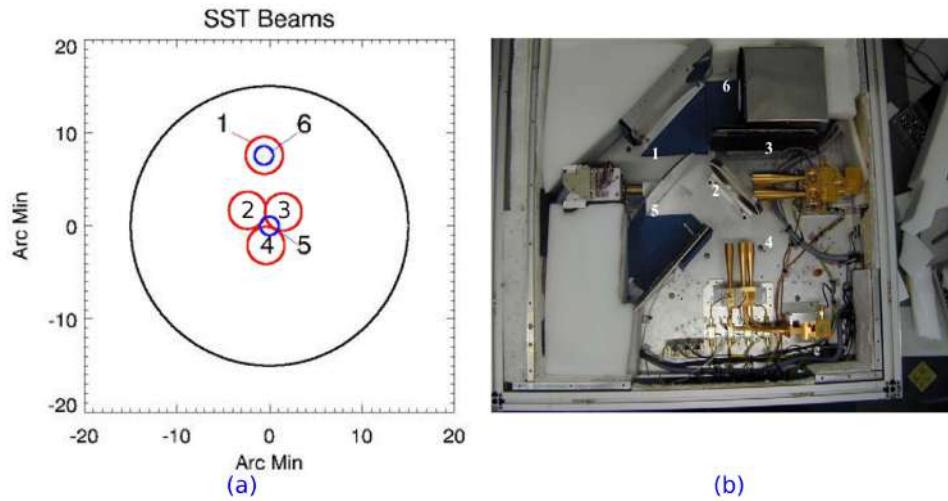


Figura 10 – (a) Diagrama do arranjo focal dos seis receptores projetados no disco solar. (b) Vista interna da caixa contendo os radiômetros do SST: (1) espelho plano rotativo apontado ao sub-refletor ou para a fonte de temperatura ambiente (5) ou quente (6); (2) grade polarizadora permitindo um plano de polarização nos dois radiômetros de 405 GHz (3) e outro plano nos 4 radiômetros de 212 GHz (4)(KAUFMANN et al., 2008).

4.1.1 Observações e redução de dados

O SST realiza diferentes procedimentos automáticos, tais como calibração do sinal, mapas solares, *scan tau*, *scan solar* e rastreamento do centro do Sol e de regiões ativas. Um exemplo da rutina de observação do SST é mostrado na figura 11. Este procedimento observational é realizado diariamente, sendo esta rutina executada remotamente pela *internet*.

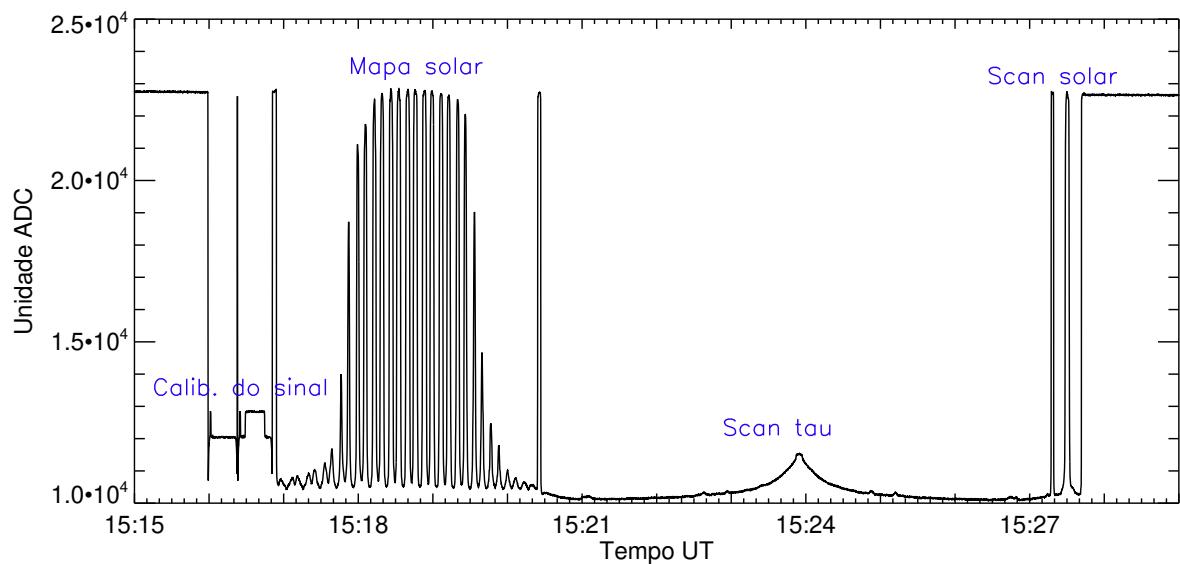


Figura 11 – Exemplo de caso da rutina observational do SST.

O processo da calibração do sinal em unidades de ADC é realizado quando as cornetas do SST são iluminadas por uma fonte interna fria ($T_{Cold} \approx 300$ K) e por uma fonte interna quente ($T_{Hot} \approx 430$ K). Assim, o coeficiente de calibração (K) para cada feixe do SST é definido como:

$$K = \frac{T_{Hot} - T_{Cold}[ADC]}{T_{Hot} - T_{Cold}[K]} = \frac{\Delta T_{ADC}}{\Delta T} \quad [ADC/K] \quad (4.1)$$

onde ΔT_{ADC} é a diferença dos sinais ao apontar as fontes T_{Hot} e T_{Cold} em ADC e ΔT é a diferença das temperaturas das duas fontes calibradoras T_{Hot} e T_{Cold} expressa em graus Kelvin.

Além de observar ao Sol, o SST também mede a transmissão atmosférica em ambas as frequências. Essa medição é feita entre três a cinco vezes por dia, usando o método *tipping*, como foi explicado em capítulos anteriores. As medidas de absorção atmosférica derivadas através deste método são obtidas mediante a rotina chamada "fittau". Esta rotina está baseada na equação 3.23 e escrita na linguagem de programação de IDL², além disso, os valores de τ são armazenadas nos arquivos de adquisição do instrumento (bi e rs). O uso do instrumento, também, permite estimar a opacidade zenital usando outros dois métodos (e.g o método da brilhância do Sol e o método do duplo scan solar), como foi reportado por MELO et al. (2003), MELO et al. (2005). Neste trabalho será utilizado o método da brilhância do Sol para estimar a opacidade atmosférica em ambas as frequências, e a metodologia utilizada neste trabalho será discutida nas próximas seções. Por último, o SST realizou um total de 121 588 varreduras solares registrados em um total de 2967 dias de observação, entre junho de 2006 e dezembro de 2019.

4.1.2 Estação meteorológica

Como dito anteriormente, o vapor de água atmosférico é a principal causa da transparência atmosférica em ondas milimétricas e sub-milimétricas. Para reduzir os efeitos atmosféricos principalmente devido ao vapor de água, as observações astronômicas devem ser realizadas em locais astronômicos onde a emissão do céu é baixa e a transmissão atmosférica é alta (RADFORD, 2011). Por outro lado, o monitoramento dos parâmetros meteorológicos no local de observação é fundamental. A temperatura e a velocidade de vento são parâmetros essenciais a considerar devidos que eles podem afetar a resposta mecânica do instrumento quando é exposto as condições ambientais.

A começos de março de 2018, uma estação meteorológica foi instalada no CAS-LEO. Este instrumento fica ao lado do SST, como é ilustrado na Figura 12, com uma resolução de 1 min. Uma estatística dos dados meteorológicos nos últimos dois anos

² IDL: Interactive Data Language

(891 394 medidas) mostram que os valores das medianas das medidas de temperatura superficial, umidade relativa, pressão atmosférica e velocidade do vento para o CASLEO são 11, 60°C; 20%; 754,30 hPa e 8 m/s, respectivamente.



Figura 12 – Vista do local da instalação do SST e da estação meteorológica, no CASLEO.

A Figura 13 mostra a variação mensual dos parâmetros meteorológicos registrados entre 2018 e 2019 pela estação CASLEO. A barra de erro representa um desvio padrão de cada medida. No painel superior (a) é observada uma anti-correlação entre as medidas observadas de pressão atmosférica e temperatura. Enquanto no painel inferior (b) mostra-se uma comparação entre as medidas observadas dos parâmetros de Velocidade de vento, temperatura e umidade relativa. Nota-se que a medida que a temperatura diminui e observado um incremento na velocidade do vento e vice-versa. Também é observado no período 2018, uma anti-correlação entre a temperatura e a umidade relativa, enquanto para 2019 não é observado.

A Figura 14 mostra a variação diária dos parâmetros atmosféricos para 2018–2019. Para ter uma melhor compreensão da contribuição sazonal destes parâmetros, foi escolhido uma sub-mostra para o período de verão (Dezembro–Janeiro–Fevereiro) e outra para os meses de inverno (Junho–Julho–Agosto). O estudo para o período de verão foi realizado em um total de 121 dias (174 238 medidas) registrados entre 2018 e 2019. No painel superior da Figura 14(a) mostra-se a variação diurna dos parâmetros de pressão atmosférica e temperatura. Nota-se que a temperatura começa a aumentar após o nascer do Sol (~ 10 UT), atingindo um valor máximo entorno das 19UT. A medida que aumenta a temperatura observa-se uma diminuição na pressão atmosférica, atingindo valores mínimos em torno das 19-21UT. Após desse período a pressão começa a aumentar novamente. Nota-se também uma pequena variação da pressão em torno

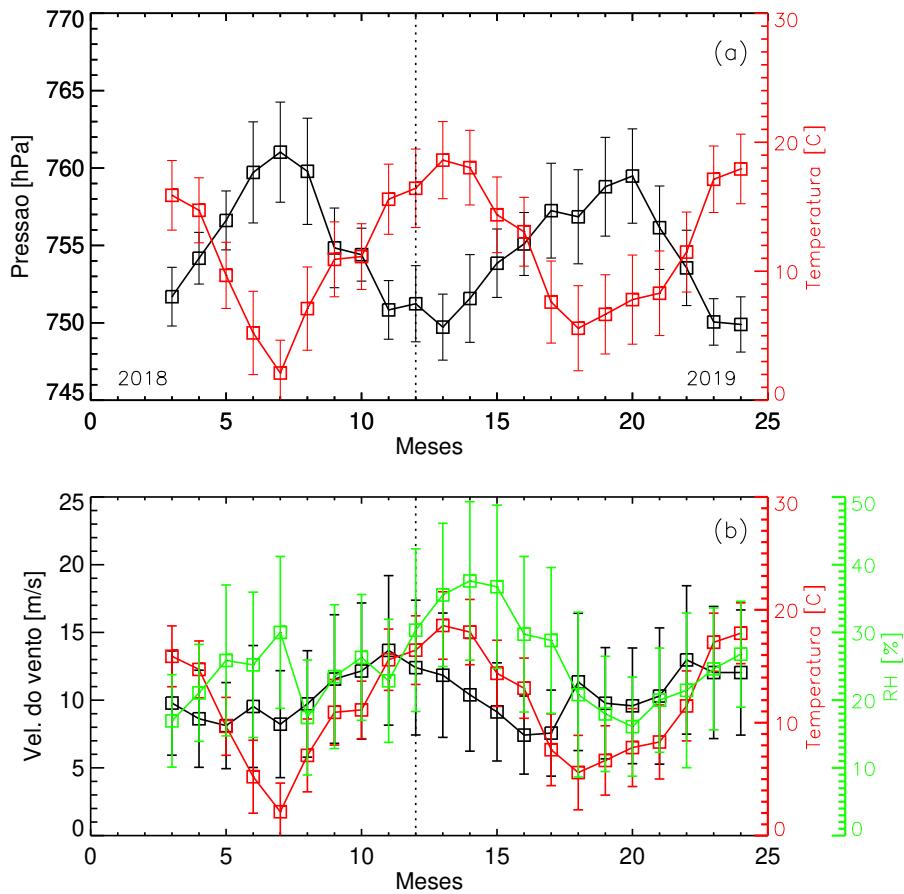


Figura 13 – Variação mensual do valor médio dos parâmetros atmosféricos: pressão atmosférica, temperatura, umidade relativa e velocidade do vento. Esses parâmetros foram medidos no CASLEO entre 2018 e 2019. A barra de erro representa o tamanho do desvio padrão (1σ).

das 4-10 UT. No painel inferior da Figura 14 (b), observa-se também que a temperatura está anti-correlacionada com a umidade relativa. Os valores da umidade atmosférica começam a diminuir após das 10UT. Por outro lado, a velocidade do vento diminui em torno das 6-10UT, com valores menores a 5 m/s e o resto do dia os valores estão entre 6 e 20 m/s, excepto durante 00-02 UT e 13-24 UT quando os valores estão entre 9 e 25 m/s.

Uma análise similar é mostrado na Figura 15 para o período de inverno (JJA). Esse analise foi feito em um total de 173 dias (244 515 medidas). Como é esperado uma variação diária é observada para todos os parâmetros atmosféricos. O valor da temperatura começa a aumentar por volta das 11UT até as 18UT, atingindo depois seu valor máximo. Enquanto a pressão atmosférica, apresenta uma pequena variação ao longo do dia, atingindo o valor mínimo em torno das 18-20UT. Comparado com o período do verão, a pressão atmosférica no CASLEO é maior durante o inverno, isso devido que nesse período a temperatura é menor. Por outro lado, o painel inferior da Figura 15 (b), mostra uma anti-correlação entre a temperatura e a umidade relativa. O valor da temperatura começa incrementar-se por volta das 12UT, a medida que aumenta

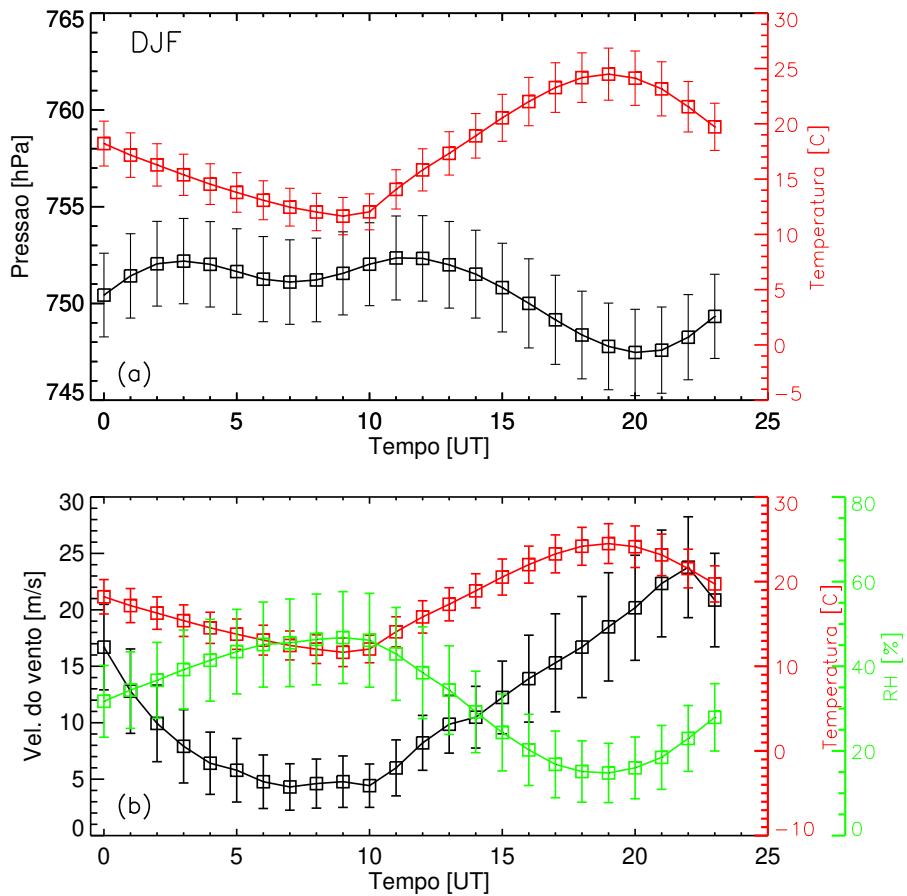


Figura 14 – Variação diária dos parâmetros atmosféricos para uma média de 121 dias de verão (Dezembro- Janeiro- Fevereiro) entre 2018 e 2019. A barra de erro representa um desvio padrão das medidas (1σ).

a umidade relativa vai diminuindo. Embora, a velocidade do vento registra valores mínimos de 8 m/s entre as 02 e 12 UT, e o resto do tempo a velocidade do vento esta entre 9 e 17 m/s em torno das 14 e 23UT.

Na Figura 16 mostra a rosa-dos-ventos para o período do dia: manhã, tarde e noite no CASLEO. Para entender melhor essa variação foi definido o período de manhã entre os horários das 06 AM a 11 AM no horário local, a tarde entre as 12 PM a 05 PM e a noite entre os horários das 18 PM e 05 AM. Os valores da mediana da velocidade do vento para os três períodos são $202,50^\circ$; 270° ; $157,50^\circ$, respectivamente, e os valores da média são $184^\circ \pm 60$; $257^\circ \pm 30$ e $171^\circ \pm 50$, para manhã, tarde e noite, respectivamente. A rosa-dos-ventos mostra que a direção predominante durante a manhã está em direção W-NW e E-NE, para o período da tarde esta na direção W-NW e durante a noite está na direção E-NE; S-SE e W-NW.

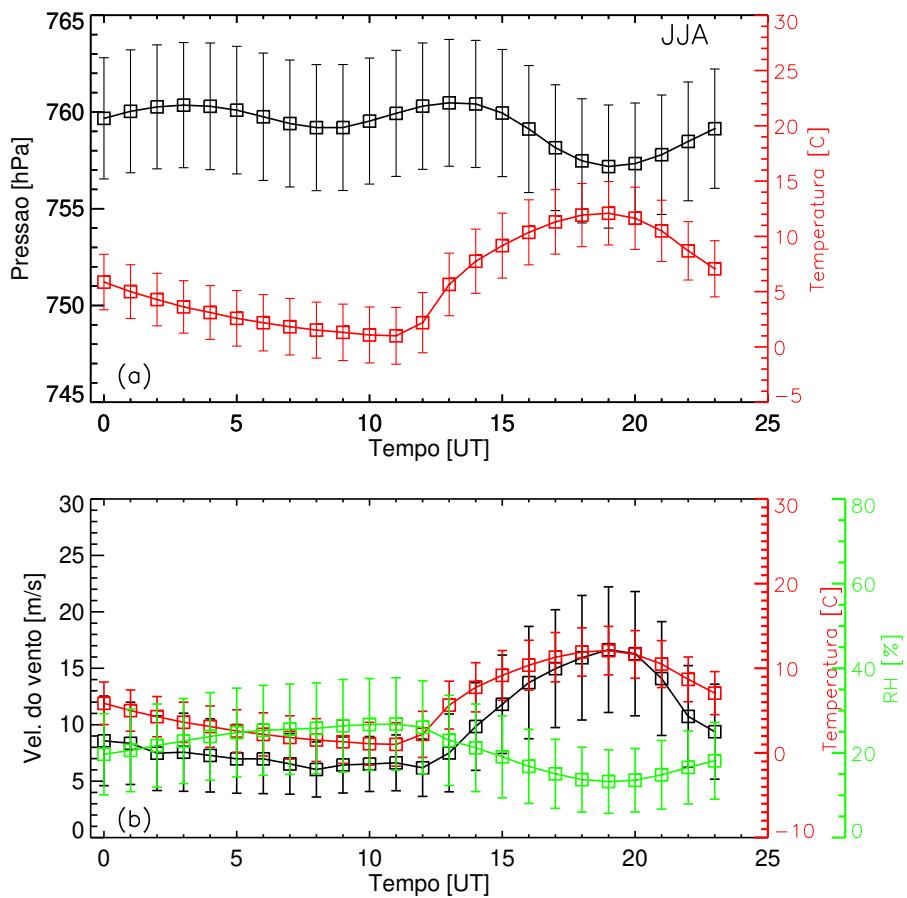


Figura 15 – Como a figura 14 mas para a média de 173 dias registradas no inverno, entre 2018 e 2019.

4.2 Base de dados da rede AERONET

A rede AERONET (Aerosol Robotic Network, (HOLBEN et al., 1998)) é um projeto iniciado pela National Aeronautics and Space Administration (NASA) em cooperação com diversas instituições internacionais de pesquisa. Essa rede de radiômetros solares forma um sistema de base terrestre para monitorar os aerossóis na atmosfera, oferecendo um padrão de monitoramento e análises em escala local a global (HOLBEN et al., 1998; SMIRNOV et al., 2000; HOLBEN et al., 2001).

A rede, também, fornece dados de vapor de água, espessura óptica dos aerossóis (AOD), dentre outros parâmetros. Ademais, a rede possui uma padronização e calibração dos instrumentos, além do processamento dos dados. Os dados disponibilizados pela rede estão categorizados em três níveis de qualidade: (1) o nível 1,0, as medidas não sofrem nenhum processamento, ou seja, medidas brutas, (2) o nível 1,5, as medidas sofreram um processamento por meio de algoritmos onde foi eliminada a nebulosidade, e (3) o nível 2,0 possui medidas de maior qualidade (sem a nebulosidade e com uma calibração do instrumento após um período de medições na estação (12 meses)) (HOLBEN et al., 1998; HOLBEN et al., 2001; GILES et al., 2019). Todos esses dados estão

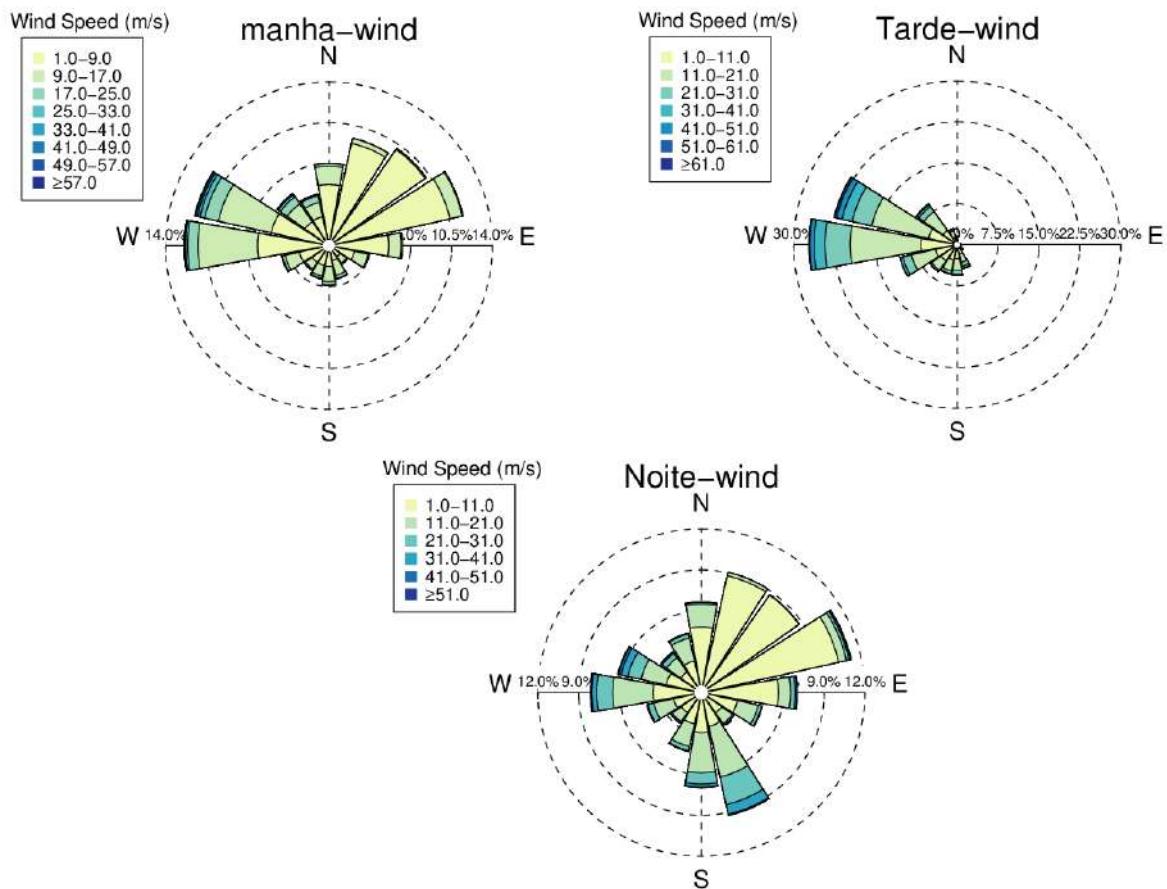


Figura 16 – A rosa-dos-ventos medidas para os períodos de manhã, tarde e noite no CASLEO, para os anos de 2018 e 2019.

disponibilizados na website <<https://aeronet.gsfc.nasa.gov/>>.

O instrumento utilizado pela rede AERONET é o fotômetro solar CIMEL (Figura 17). Este instrumento opera em diferentes comprimentos de onda, e tem um campo de visão de aproximadamente $1,2^\circ$ e consta de dois tubos colimadores que medem a radiação direta do Sol e do céu. As medições diretas do Sol são feitas em oito faixas espectrais, centradas em 340; 380; 440; 500; 675; 870; 940 e 1020 nm, a cada 15 min, como detalhado em HOLBEN et al. (1998). A largura de banda desses filtros variam entre 2,5 nm, para os comprimentos de onda de 340 e 380 nm, e 10 nm para os demais canais. As medições do céu são feitas, a cada hora, nos canais de 440; 670; 870 e 1020 nm. As medidas da extinção solar são usadas para calcular a espessura óptica dos aerossóis em cada comprimento de onda ($\tau_a(\lambda)$), excepto para o canal 940 nm, que é usado para medir o conteúdo de vapor de água precipitável (PWV) em cm. Como a radiação solar é atenuada pela atmosfera e utilizada a lei da extinção de Bouget-Lambert. Particularmente, no espectro do infravermelho próximo, em torno de 940 nm, há uma forte absorção pelo vapor de água e a resposta do instrumento V (940 nm) à luz nesta região espectral é dada pela seguinte expressão (MICHALSKY; LILJEGREN; HARRISON, 1995; HALTHORE et

al., 1997):

$$V(940 \text{ nm}) = V_0(940 \text{ nm})d^{-2} \exp(-m_r\delta_{atm}(940 \text{ nm})) T_w(940 \text{ nm}) \quad (4.2)$$

onde $V_0(940 \text{ nm})$ é a constante de calibração do instrumento, d é a distância Sol-Terra no momento da observação (em unidades astronômicas), m_r é a massa de ar relativa, $\delta_{atm}(940 \text{ nm})$ é a profundidade óptica total (excluindo a absorção do vapor de água), e $T_w(940 \text{ nm})$ é a transmissão do vapor de água entorno da banda de 940 nm. Para estimar a profundidade óptica em 940 nm devido ao espalhamento molecular ($\delta_{atm}(940 \text{ nm})$), a absorção do gás (principalmente nas bandas de absorção mais fracas de O_3 e NO_2), e o aerossol (profundidade óptica do aerossol (AOD)) são calculadas seguindo o procedimento da AERONET, segundo [HOLBEN et al. \(1998\)](#). De fato, esta rede utiliza a variável $T_w(940 \text{ nm})$ simplificada ([SCHMID et al., 2001](#); [SMIRNOV et al., 2000](#)), que é dada por:

$$T_w(940 \text{ nm}) = \exp(-a(m_w W))^b \quad (4.3)$$

onde m_w é a massa de ar do vapor de água, e a e b são os coeficientes e dependem da posição central de λ , da largura e forma da função do filtro do fotômetro. Logo, com os instrumentos calibrados, a AERONET estima o conteúdo de vapor de água (W^b) segundo a equação proposta por [REAGAN et al. \(1986\)](#), [BRUEGGE et al. \(1992\)](#):

$$W^b = \frac{\ln V_0(940 \text{ nm}) - \ln V(940 \text{ nm}) - \delta_{atm}(940 \text{ nm})m_r}{am_w^b} \quad (4.4)$$

Dentre as fontes de incerteza que podem influenciar na estimativa PWV temos: (1) incertezas associadas ao processo de medição e (2) incertezas associadas à metodologia usada pela AERONET (por exemplo, incertezas na determinação dos coeficientes a e b ; a base de dados espectrais utilizada para a determinação da transmitância de vapor de água).

No presente estudo serão utilizados os dados do tipo Level2 V3 ([GILES et al., 2019](#)) da rede AERONET. Esses dados foram fornecidos pela estação de AERONET instalada no CASLEO, que operou entre janeiro de 2011 e julho de 2014.

4.3 Metodologia

Nesta secção é descrita a metodologia adotada segundo [CORNEJO \(2017\)](#) para a determinação do valor do Produto (P), que é uma medida subsequente na determinação das opacidades atmosféricas em 212 e 405 GHz, usando o método da brilhância do Sol.

4.3.1 Estimação do produto em 212 e 405 GHz

Este estudo foi realizado em um total de 2 162 dias de observação registrados pelo SST no CASLEO. A base de dados escolhida para esse analise vai de junho de 2006



Figura 17 – Radiômetro solar CIMEL CE318 instalado no CASLEO e utilizado para medir o conteúdo de vapor de água precipitável (PWV). Fonte: <<https://aeronet.gsfc.nasa.gov/>>

ate dezembro de 2019 que correspondem a dias claros e boas condições atmosféricas. Durante este período, o SST registrou um total de 41 106 scans solares (33,8% do total de scan solar registrado). Para cada feixe do SST, calculamos o valor do produto (P) usando a equação 3.24. Para estimar o valor de P , um valor inicial de τ_{input} é necessário, e para isso, usamos o método de *tipping* apenas em condições de céu claro. Além disso, cada medida de P foi calculada sob os critérios: (i) em condições de céu aberto, ou seja, dias sem presença de passagem de nuvens o sem chuva, e (ii) o tempo de medição de um *scan tau* subsequente de um *scan solar* deve estar dentro de um intervalo de tempo menor a 30 min.

O próximo passo é determinar o valor \bar{P} para cada feixe do SST. Para isso, foi escolhido um subconjunto de dados observados entre junho de 2006 e maio de 2008. Um estudo mais detalhado das medidas \bar{P} foi reportado por CORNEJO (2017) e esses valores são mostrados na tabela 2. De fato, esse período foi escolhido porque corresponde ao período onde as fontes calibradoras tinham um comportamento mais estável. Segundo CORNEJO (2017), apos deste período, o valor do produto (P) teve algumas mudanças, atingindo assim a grandes valores de P (de um fator 2), a começo de 2010/03. Esse efeito foi observado em todas medidas de P registradas nos seis feixes do SST, como mostrado na Figura 10 do mesmo trabalho. Ademais, esse incremento no valor de P deve-se a uma queda severa do fator de calibração. Assim, para corrigir esse efeito nas medidas P , apos desse período, foi adotado um novo valor de K' derivado das medidas de K . A Figura 18, mostra as medidas de P corrigidas para os seis feixes do SST, entre 2006 e 2019. Cada valor de P foi estimado usando a equação 3.24. A lacuna de dados neste gráfico correspondem a dias nublados, desligamento do instrumento e/ou conserto realizado no radiotelescópio. A linha vermelha em cada sub-plot representa o valor \bar{P} obtida sub os seguintes critérios: para 212 GHz, foram consideradas as medidas de P

Tabela 2 – Valores de \bar{P} para os seis feixes do SST.

Frequência	feixes do SST	\bar{P} (K)
212 GHz	1	2450 ± 150
	2	2470 ± 190
	3	2520 ± 240
405 GHz	4	2330 ± 210
	5	3280 ± 330
	6	3320 ± 280

com $\tau_{212} \leq 0,10$ Np e ângulos de elevação $El > 25$ graus (quadrados azuis), enquanto em 405 GHz foram consideradas as medidas de P com $\tau_{405} \leq 0,80$ Np e com $El > 35$ graus (quadrados azuis). Os pontos pretos aqui indicam as medidas de P obtidas para diferentes valores de τ e ângulos de elevação. Para os quatro feixes em 212 GHz, nota-se, uma pequena variação de P respeito ao valor \bar{P} ao longo dos anos. Embora esta variação é mais notável no período de 2018, sendo este aumento mais pronunciado no feixe 3 do que nos outros três feixes. Argumentamos, que esta variação em P seja devido a uma mudança do valor de K' , dado que o produto deve ser constante.

Por outro lado, para os dois feixes em 405 GHz é observada essa mesma variação no valor de P corregido com respeito ao valor \bar{P} . Assumimos, que essa diminuição do valor de P , medida nos últimos anos, pode ser devido à deterioração física do radiômetro nessa frequência. Sendo as últimas observações registradas no 2018/08 (feixe 5) e 2019/08 (feixe 6).

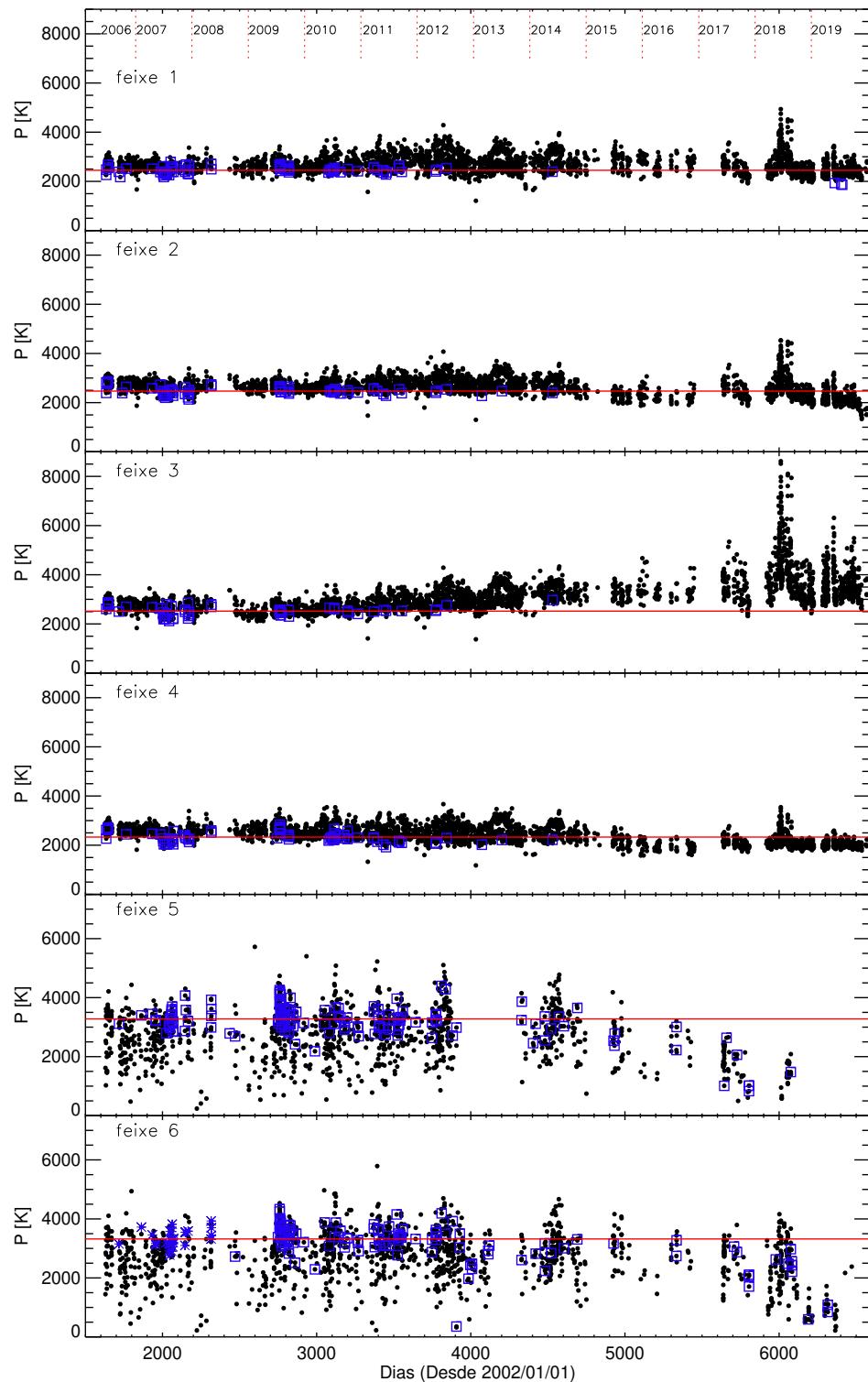


Figura 18 – Serie temporal das medidas de P derivadas para os seis feixes do SST, entre 2006 e 2019. A linha vermelha corresponde ao valor \bar{P} para cada feixe do SST obtido por [CORNEJO \(2017\)](#). Ao longo dos anos, observa-se uma pequena variação do valor de P , com um forte incremento registrado no 2018 em 212 GHz. Enquanto 405 GHz, observa-se uma maior variação de P .

Capítulo 5

Resultados e discussões

Neste capítulo serão apresentados os resultados das opacidades zenitais em 212 e 405 GHz, usando o método do Scan-Solar. Uma estatística das médias anuais, mensais, sazonais e diárias das opacidades serão apresentadas e discutidas aqui. Da mesma forma, serão discutidos os resultados obtidos da relação entre a profundidade óptica e o PWV. Como segunda parte, será discutido um segundo método usado na determinação de PWV. A diferença das outras técnicas, o método permite estimar o PWV a partir dos parâmetros meteorológicos como temperatura e umidade relativa. A vantagem deste método é que permite ter uma estimativa da altura de escala do vapor de água (H_{PWV}), para a altitude do CASLEO. Também, foi feito um estudo adicional entre as medidas de PWV e τ_{212} com as medidas das espessuras ópticas de aerossóis (AOD).

5.1 Opacidade atmosférica em ondas sub-milimétricas

5.1.1 Opacidade atmosférica pelo método da brilhância do Sol

Como dito anteriormente, a opacidade atmosférica sub-milimétrica em 212 (τ_{212}) e 405 GHz (τ_{405}) é determinada usando o método de brilhância do Sol. A base de dados usada neste estudo correspondem as medidas registradas desde 2006 ate 2019, em condições de céu limpo. Para calcular a opacidade atmosférica em cada feixe do SST, é utilizado o valor de \bar{P} obtido por CORNEJO (2017) e logo substitui-se \bar{P} na equação 3.25. Para entender algumas mudanças nas medidas τ , o presente estudo é dividido em 2 períodos: (i) 2006–2014 e (ii) 2015–2019, como mostrado na Figura 22.

Para o primeiro período, foi utilizado um total de 28 597 scans solares (~36% do total dos scans solares realizadas pelo SST) em um total de 1686 dias (~51% do total de dias de observação disponíveis entre 2006 e 2014). O 64% do total das varreduras solares realizadas pela antena, não foram considerados nesta análise porque esses dados

correspondem a dias opacos e/ou com problemas instrumentais.

A opacidade zenithal em 212 GHz é obtida a partir do promédio das opacidades medidas nos feixes 2 e 4, enquanto para 405 GHz, apenas é considerada as medidas obtidas no feixe 5. Para este cálculo, não incluímos as medidas obtidas nos feixes 1 e 6 porque esses feixes estão localizados a uma distância de 7' do arranjo principal (como mostrado na Figura 10a), e também, não foram consideradas as medidas obtidas no feixe 3. Este ultimo, ao longo dos anos apresentou algumas irregularidades e mudança no valor de K' . Na prática, os três feixes em 212 GHz deveriam ter medidas semelhantes devido que o radiotelescópio está observado a mesma fonte (ou seja, o céu), mas isso não é observado em nossos dados. Para compreender melhor esse comportamento, foram comparados as opacidades obtidas nos feixes 3 (a) e 4 (b) com as obtidas no feixe 2, e mostrado na Figura 19. Na parte (a) desta Figura, é notável que as medidas de τ obtidas para o feixe 3 são bem menores que as obtidas para o feixe 2. Argumentamos que isso deve-se à variação do valor do fator de calibração (K') nesse feixe, como dito acima. Esse mesmo efeito, também, é observado nos valores P (veja Figura 18, feixe 3). Enquanto na parte (b) desta Figura, observa-se uma boa correlação entre ambas opacidades. Por esse motivo, neste estudo, para 212 GHz nos consideramos somente os τ obtidos nos feixes 2 e 4.

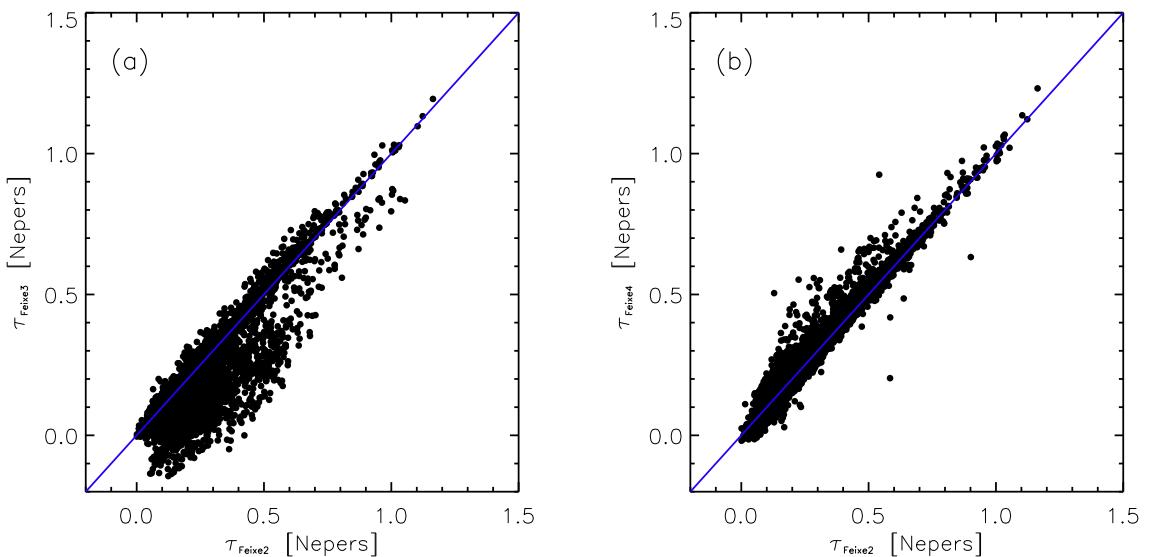


Figura 19 – Comparação entre as opacidades obtidas nos feixes 3 vs 2(a), e 4 vs 2 (b). A linha azul representa uma reta 1:1.

Posteriormente, uma comparação entre as observações simultâneas das opacidades zenitais em 405 e 212 GHz é mostrada na Figura 20. Para esta análise, utilizamos um total de 3 704 medições registradas em 1 133 dias com boas condições atmosféricas. O limite mínimo das opacidades atmosféricas obtidas pelo método da brilhância do Sol é 0,004 e 0,17 Np, em 212 e 405 GHz, respectivamente, enquanto que, o limite superior

encontrado para τ_{212} e τ_{405} são 0,62 e 4,63 Np, respectivamente. Da mesma forma, o 24,11% das medições simultâneas de τ_{212} estão abaixo de 0,10 Np e o 18,12% das opacidades a 405 GHz estão abaixo de 0,7 Np. Além disso, existem alguns valores altos com $\tau_{212} \geq 0,5$ Np que contribuem o 0,49% do total das medições simultâneas e o 0,22% contribuem para os valores altos de $\tau_{405} \geq 4$ Np. Uma regressão linear foi aplicada entre as medidas de τ_{405} e τ_{212} : $\tau_{405} = 0,01 + 6,98 \tau_{212}$. Como esperado, este resultado mostra que τ_{405} está bem correlacionado com τ_{212} , com um coeficiente de correlação de $R = 0,87$. Assim, com base nesta relação, podemos calcular os valores de τ_{405} para os dias em que não é possível obter esta medida.

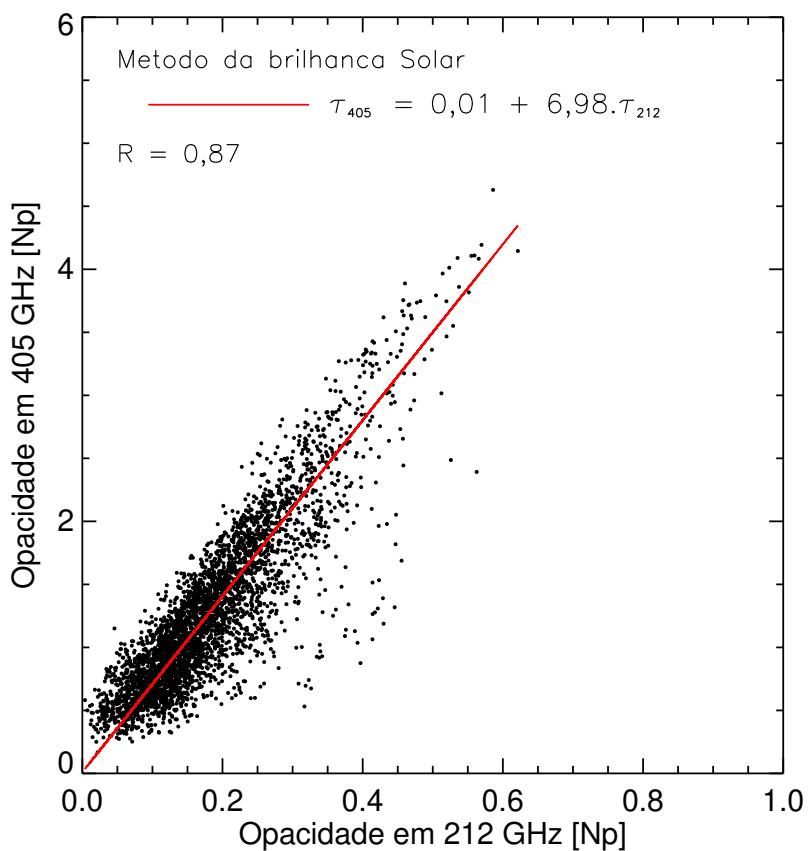


Figura 20 – Correlação entre τ_{405} e τ_{212} . Essas medidas foram obtidas usando o método da brilhância do Sol entre 2006 e 2014. A linha vermelha corresponde a curva de melhor: $\tau_{405} = 0,01 + 6,98 \cdot \tau_{212}$, usando 2734 medidas.

Um estudo semelhante das medidas de profundidade óptica sobre CASLEO foi reportado pela primeira vez por [MELO et al. \(2003\)](#) e posteriormente por [MELO et al. \(2005\)](#). Esse ultimo estudo foi realizado no período de março de 2002 ate fevereiro de 2003, empregando o mesmo método usado neste trabalho, mas com uma metodologia diferente. O resultado obtido pelos autores aponta para uma razão τ_{405}/τ_{212} de 4,43. Nesse mesmo artigo, também, confirmaram que o método do solar-scan é mais confiável e permite estimar τ ate valores altos, em comparação com outros métodos.

Também, os autores reportaram que os valores de τ derivados pelo modelo de transmissão atmosférica são maiores aos observados. Assim, com a finalidade de verificar o resultado de τ derivado pelo modelo de transmissão atmosférica, um estudo adicional foi realizado por [VALLE-SILVA \(2016, seção 3.2, paginas 42-46\)](#). Para essa análise, o autor utilizou o modelo *Atmospheric Transmission at Microwaves* (ATM) e modelou a τ_{212} e τ_{405} para diferentes valores de conteúdo de vapor de água precipitável (PWV). O resultado derivado dos valores simulados aponta para uma razão (τ_{405}/τ_{212}) acima de 6,7. Logo, uma comparação entre a razão simulada (τ_{405}/τ_{212}) e a observada, mostra que o resultado obtido neste trabalho ($\tau_{405}/\tau_{212} \sim 7$), é próximo ao valor derivado pelo modelo ATM. Argumentamos, também, que o aumento no valor da razão τ_{405}/τ_{212} obtida neste trabalho e comparada com trabalhos anteriores, deve-se aos últimos ajustes realizados na antena, conforme detalhado em [KAUFMANN et al. \(2008\)](#).

A Figura 21 mostra o histograma das distribuições da frequência normalizada das opacidades em 212 (a) e 405 GHz (b) e suas correspondentes distribuições acumuladas (c) e (d). Os picos de maior ocorrência das opacidades estão em torno de 0,12 a 0,15 Np (86–89% da transmissão) em 212 GHz e 0,78 a 1 Np (37–46% da transmissão) em 405 GHz. Entretanto, as distribuições acumuladas das opacidades indicam que 50% do tempo $\tau_{212} < 0,16$ Np (ou transmissão >85%) e $\tau_{405} < 1,12$ Np (ou transmissão >33%).

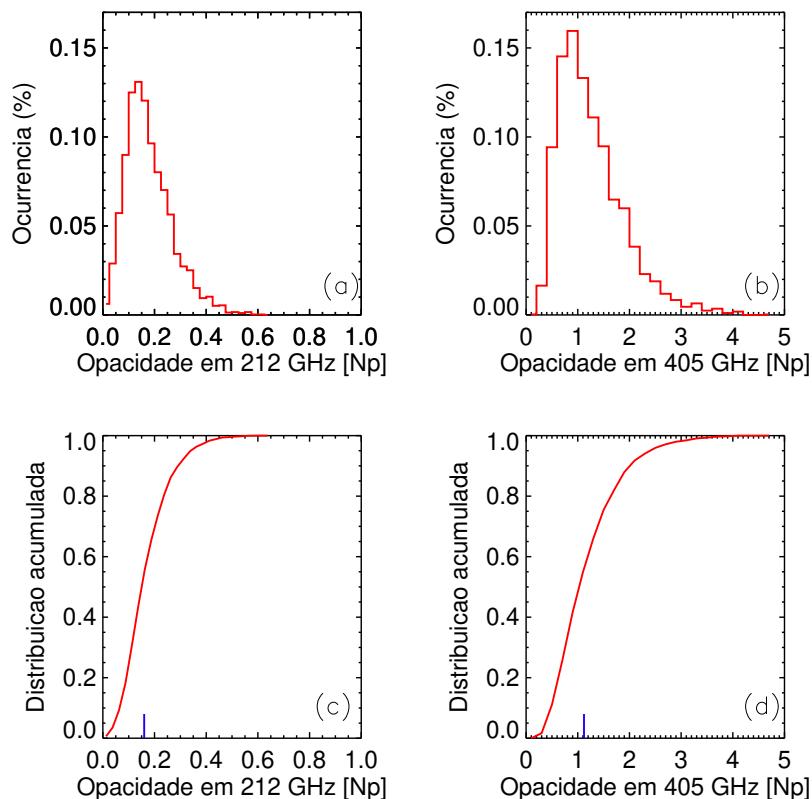


Figura 21 – Histograma da frequência normalizada das medidas de τ_{212} (a) e τ_{405} (b) e seus correspondentes distribuições acumuladas. Os dados utilizados correspondem à Figura 20

Assim, o estudo realizado a longo prazo das medidas das opacidades atmosféricas, usando o método do Scan-Solar, permitiu encontrar baixos valores de τ ($\tau_{212} < 0,16$ Np) para a altitude do CASLEO (2550 m), em comparação com outros locais de observação de altitudes semelhantes, e que observam na faixa de 210–230 GHz. Por exemplo, [WHITE et al. \(2017\)](#) reportou que as medidas das opacidades em 230 GHz no ALMA (Chajnantor Plateau (5000 m)) estão na faixa de 0,04 a 0,15 Np; outro estudo reportado por [NINGOMBAM et al. \(2020\)](#) no IAO-Hanle (4500 m), mostra que a mediana das opacidades atmosféricas em 220 GHz é 0,090 Np nos melhores meses de observação (Dec-Fev), enquanto nos piores meses (Jul-Set) a mediana está em torno de 0,360 Np. Isto confirma que o CASLEO é um bom local para as observações astronômicas em ondas sub-milimétricas, apesar de ter uma baixa altitude.

A Figura 22 mostra a série temporal das medidas das opacidades diurnas em 212 (a) e 405 GHz (b) no CASLEO, para o período de 2006 a 2019. A linha verde tracejada indica a linha de separação para cada período de estudo: i) 2006–2014 e ii) 2015–2019 (como dito acima). Para os dias onde as medidas τ_{405} não estão disponíveis, foi usada a relação encontrada ($\tau_{405}/\tau_{212} = 6,98$). As lacunas de dados no primeiro período (2006–2014) são devido a problemas com o radiotelescópio e, também, a dados descartados para dias nublados, o que contribuem ao 49% do total de dias registrado entre 2006 e 2014. Enquanto ao segundo período que vai desde 2015 a 2019, nota-se maiores lacunas de dados isso devido a que o radiotelescópio esteve a maior parte do tempo desligado por problemas com a instrumentação. Portanto, nesse período somente foi possível medir a opacidade em 426 dias. Observa-se, também, um claro comportamento sazonal das medidas das opacidades atmosféricas ao longo dos anos, sendo mais pronunciado nos primeiros nove anos. Portanto, no presente estudo nos enfocaremos mais no primeiro período (2006–2014).

5.1.2 Variabilidade da opacidade atmosférica sobre o CASLEO

Para ter uma melhor compreensão da variabilidade da opacidade atmosférica, dividimos a base de dados das opacidades (Figura 22) em quatro amostras diferentes por estação (ou seja, "verão" é tratado como dezembro–janeiro–fevereiro (DJF), "outono" é março–abril–maio (MAM), "inverno" é junho–julho–agosto (JJA) e "primavera" é setembro–outubro–novembro (SON)). A opacidade atmosférica mínima em 212 e 405 GHz é observada em julho com valores da mediana(média) de $0,13(0,15 \pm 0,05)$ Np e $0,91(1,07 \pm 0,30)$ Np, respectivamente. Os valores altos das opacidades são observados durante janeiro e fevereiro com valores da mediana(média) de $0,40(0,43 \pm 0,12)$ e $0,36(0,38 \pm 0,11)$ Np em 212 GHz, respectivamente, e para 405 GHz são $2,86(3,03 \pm 0,85)$ e $2,57(2,69 \pm 0,72)$ Np, respectivamente. As melhores condições atmosféricas sobre CASLEO são observadas durante os meses de inverno (JJA), com valores da

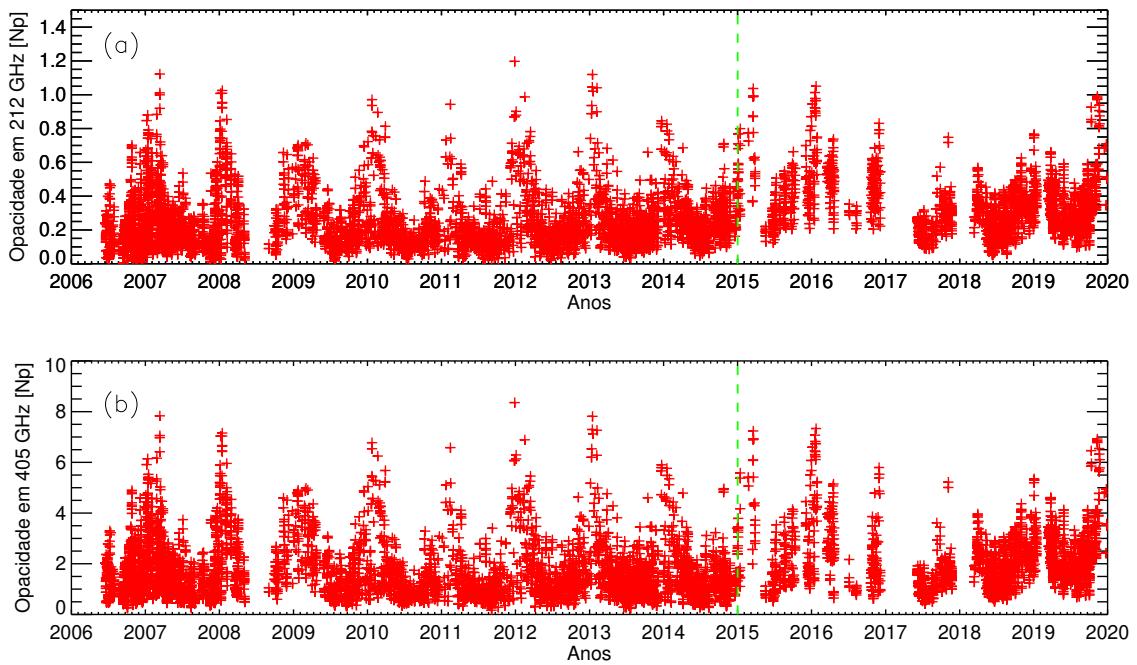


Figura 22 – Serie temporal das opacidades atmosférica em 212 e 405 GHz. Essas medidas foram derivadas pelo método da brilhância do Sol entre 2006 e 2019.

mediana(média) de $0,15(0,17 \pm 0,04)$ Np e $1,11(1,11 \pm 0,29)$ Np para 212 e 405 GHz, respectivamente. No entanto, essas condições se deterioraram durante os meses de verão (DJF), com altos valores da mediana (média): $\tau_{212} = 0,26(0,33 \pm 0,11)$, e $\tau_{405} = 1,95(2,36 \pm 0,76)$, respectivamente. Todos esses valores são mostrados na tabela 3.

A Figura 23 mostra as variações das médias mensais das opacidades atmosféricas em 212(a) e 405 GHz(b) entre 2006 e 2014. Os diamantes vermelhos nesta figura correspondem aos valores promédios de todas as medidas de τ_{212} e τ_{405} obtidas para cada mês e a região em cinza representa o tamanho das barras de erro de cada medida, isso corresponde a um desvio padrão (1σ). Como dito acima, note-se que as melhores condições atmosféricas sobre CASLEO são registradas entre junho a agosto (ou seja, baixa opacidade e menor dispersão entre cada medida), enquanto essas condições se deterioraram durante a temporada de verão (ou seja, alta opacidade e maior dispersão). Com a finalidade de verificar algumas tendências nas medidas de τ_{212} foi feito um estudo para cada mês, como mostrado na Figura 24. Cada subplot nesta figura corresponde a um único mês e os pontos azuis correspondem ao valor médio de τ_{212} calculado naquele mês. Um ajuste linear em função do tempo é aplicado, isso para verificar alguma tendência em cada mês. A análises por mês não mostra uma tendência clara, ou seja, um aumento ou diminuição significativo a longo prazo. Embora, é observado um pequeno incremento nas medidas de τ_{212} para os meses de setembro, novembro e dezembro em comparação com os outros meses, mas não é significativo. Esse pequeno aumento também é observado em suas correspondentes pendentes.

Tabela 3 – Valores da mediana e média das opacidades em τ_{212} e τ_{405} . Esses valores foram determinados por meses e estações durante 2006–2014.

Meses de obs.	Dias de obs.	No. de obs.	mediana τ_{212} [Np]	media τ_{212} [Np]	mediana τ_{405} [Np]	media τ_{405} [Np]
Jan	127	313	0,40	$0,43 \pm 0,12$	2,86	$3,03 \pm 0,85$
Feb	98	253	0,36	$0,38 \pm 0,11$	2,57	$2,69 \pm 0,72$
Mar	140	416	0,26	$0,30 \pm 0,09$	1,88	$2,19 \pm 0,61$
Apr	158	499	0,24	$0,24 \pm 0,06$	1,65	$1,75 \pm 0,41$
May	136	437	0,18	$0,19 \pm 0,04$	1,28	$1,34 \pm 0,55$
Jun	160	447	0,16	$0,18 \pm 0,04$	1,04	$1,19 \pm 0,28$
Jul	170	496	0,13	$0,15 \pm 0,05$	0,91	$1,07 \pm 0,30$
Aug	135	418	0,15	$0,16 \pm 0,04$	0,93	$1,07 \pm 0,27$
Sep	128	414	0,16	$0,17 \pm 0,05$	1,10	$1,19 \pm 0,29$
Oct	172	638	0,19	$0,21 \pm 0,06$	1,32	$1,46 \pm 0,37$
Nov	136	462	0,19	$0,22 \pm 0,07$	1,26	$1,50 \pm 0,44$
Dec	126	451	0,17	$0,23 \pm 0,09$	1,31	$1,72 \pm 0,58$
DJF	351	1017	0,26	$0,33 \pm 0,11$	1,95	$2,36 \pm 0,76$
MAM	434	1352	0,21	$0,25 \pm 0,05$	1,75	$1,75 \pm 0,48$
JJA	465	1361	0,15	$0,17 \pm 0,04$	1,11	$1,11 \pm 0,29$
SON	436	1514	0,18	$0,20 \pm 0,05$	1,40	$1,40 \pm 0,38$
All	1686	5544	0,19		1,30	

Seguidamente, foi feito uma análise das variações diárias das opacidades em 212 GHz, como mostrado na Figura 25. Esse analise foi realizado para cada mês (painel superior). Lembrando que durante um dia de observação, o SST realiza mais de 5 varreduras solares, começando a observar aproximadamente desde às 10 até às 21 (UT). As variações mais pronunciadas são registradas em janeiro e fevereiro. Os perfis mensais, também, mostram que durante a manhã a opacidade é alta, logo após das 13UT (10 hr local) a opacidade começa a diminuir ate em torno das 15UT (12hr local). A medida que a tarde avança, há uma ligeira variação da opacidade até às 16 horas (19UT), após este tempo, a opacidade começa a aumentar. Esta diminuição nas medidas da atenuação atmosférica pode ser devido à influência da camada de inversão *in situ*, ou seja, conforme o dia avança, o Sol aquece o solo, desencadeando convecção e sublimando o gelo de água da superfície do solo. A combinação desses processos aumenta a umidade e ajuda a elevar essa umidade a níveis mais elevados na atmosfera, portanto, aumenta a atenuação atmosférica afetando as bandas de alta frequência. Enquanto, ao pôr do sol, a falta de radiação solar interrompe o mecanismo de convecção (OTAROLA et al., 2019). Note-se, que as melhores condições atmosféricas são observadas entre maio e outubro, como mostrado no painel direito.

As Figuras 26 e 27 mostram as variações sazonais e anuais das opacidades zenitais. Observa-se, que as melhores condições atmosféricas são registradas durante as

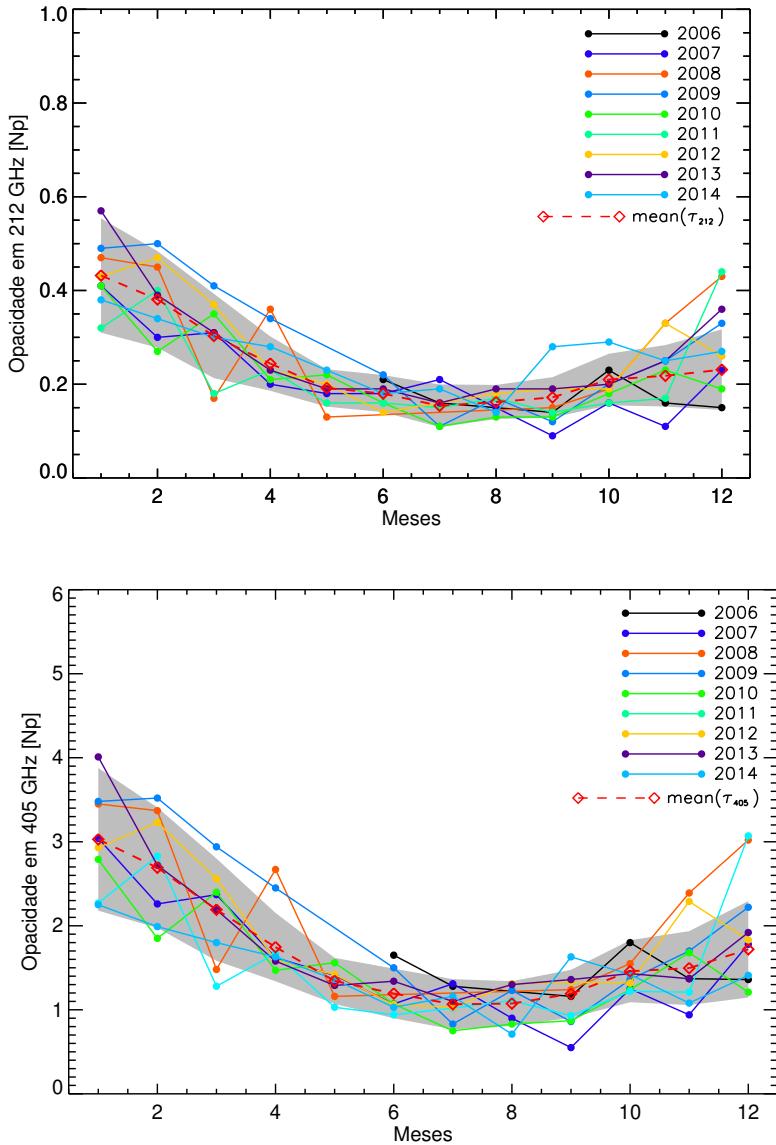


Figura 23 – Variação mensal da média de τ_{212} (painel superior) e τ_{405} (painel inferior) observado no observatório CASLEO, para o período de 2006–2014. Os diamantes vermelhos aqui representam o valor promédio total de τ_{212} e τ_{405} , obtido para cada mês, do nosso período de estudo. Sendo a região sombreada o tamanho de seu desvio padrão (1σ) de cada medida.

estações de outono, inverno e primavera, enquanto que os meses de verão é observado uma variação maior, como foi dito acima. Por outro lado, as variações anuais das opacidades mostram um leve aumento, mas no significativo, no 2008, de 0,09 Np e 0,72 Np em 212 e 405 GHz em comparação com outros anos.

5.1.3 Periodicidade da opacidade atmosférica

Com o intuito de recuperar algumas oscilações importante na variabilidade da opacidade atmosférica foi usada todas as medidas de τ_{212} , registradas entre 2006 e 2019. Para esse analise, utilizamos a transformada *wavelet*. Esta transformada surge como uma

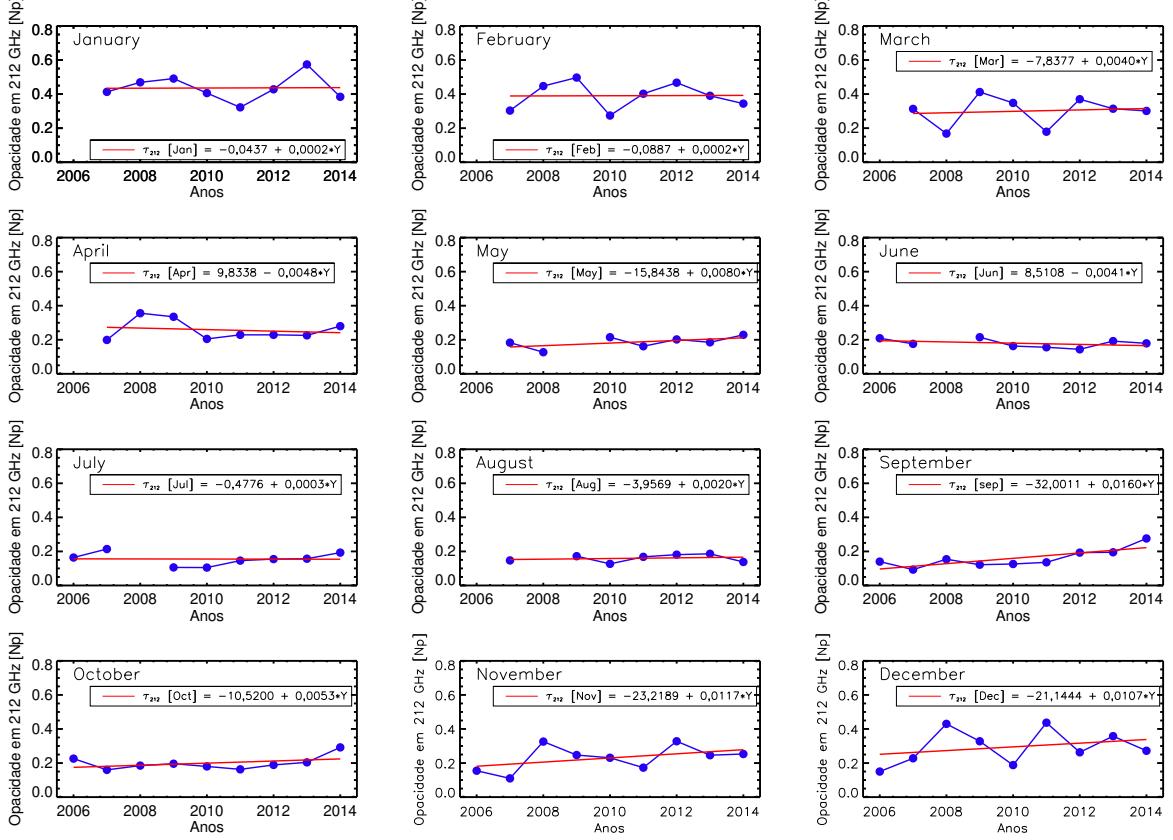


Figura 24 – Variação das medidas de τ_{212} para cada mês entre 2006 e 2014. A linha vermelha indica a tendência das medidas de τ_{212} . O valor médio da pendente para todos os meses é $0,004 \pm 0,003$.

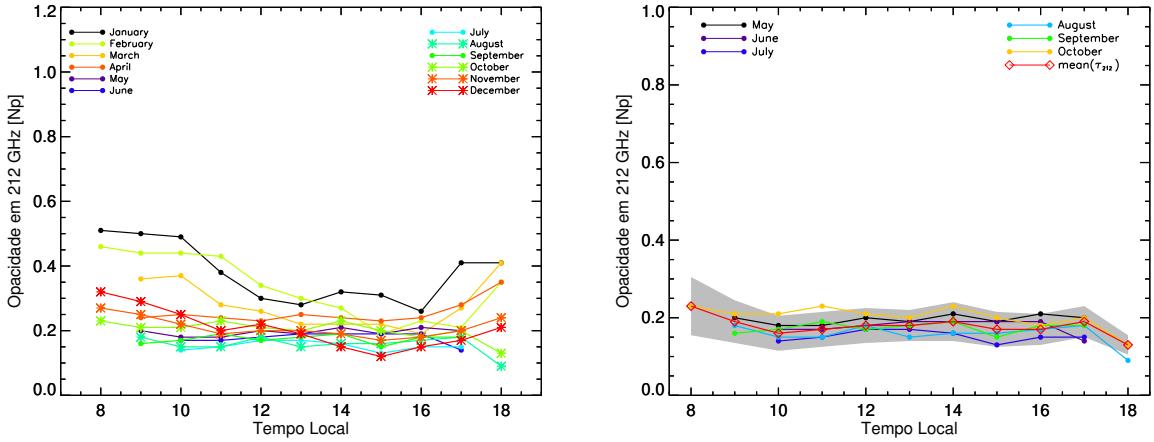


Figura 25 – Painel esquerdo: mostra a variação diurna mensal das medidas de τ_{212} obtidas ao longo do período 2006–2014, e o painel direito: mostra a mesma variação de τ_{212} mas para os melhores meses de observação. Sendo o diamante vermelho o valor promédio cada dado e a região sombreada indica o tamanho da barra de erro de cada medida.

evolução da conhecida transformada de *Fourier*. Bem, este último foi projetado para ser aplicado a sinais estacionários, periódicos e finitos, o que descarta grande parte dos sinais que poderiam ser capturados em um ambiente mais real. A *transformada de Fourier* consiste em decompor um sinal em ondas senoidais de diferentes frequências, enquanto

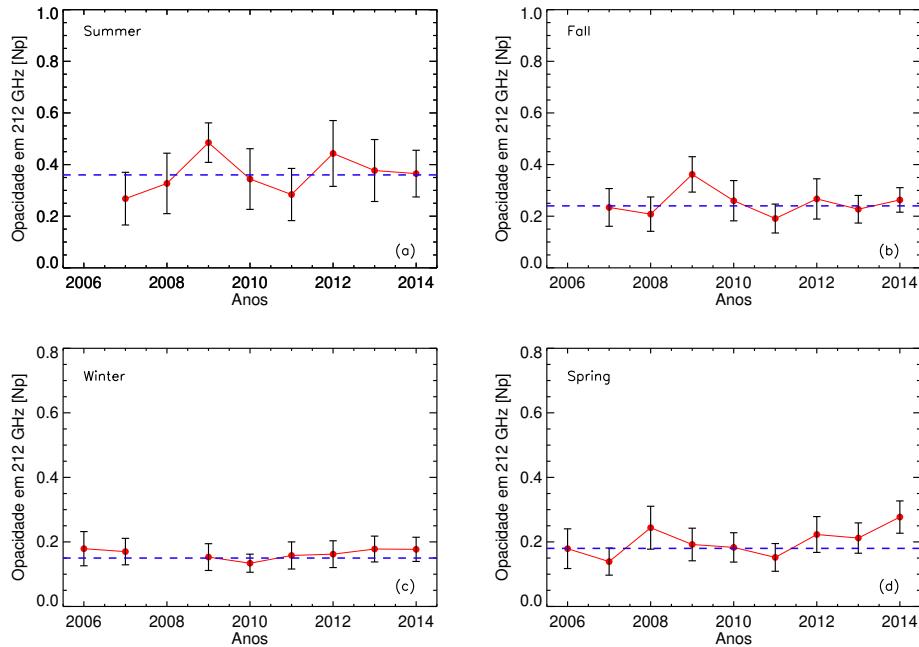


Figura 26 – Variações sazonais das opacidades em 212 GHz, obtida entre 2006 e 2014. A linha azul tracejada representa o valor médio de τ_{212} em cada estação.

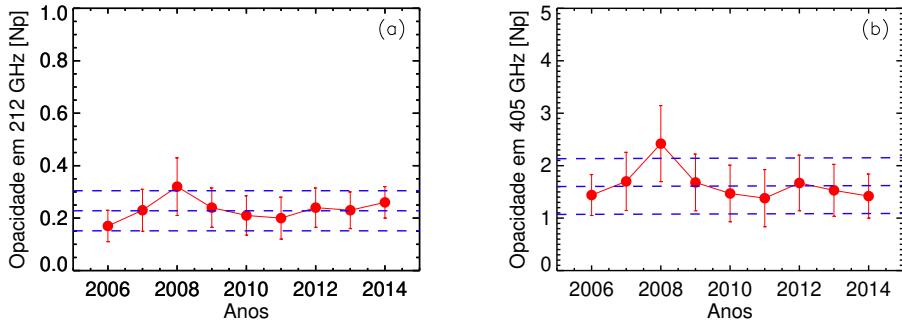


Figura 27 – Variação das médias anuais das opacidades em 212 GHz (a) e 405 GHz (b) durante 2006–2014.

a transformada *wavelet* consiste em decompor um sinal em versões escalonadas e deslocadas de uma *wavelet* que chamamos *wavelet mãe*, dentro da qual está a função MORLET que é uma função complexa dividida em uma parte real e outra imaginária, o que permite analisar a fase e o módulo do sinal decomposto, sendo a mais adequada para o estudo de fenômenos físicos como é nosso caso. A transformada *wavelet* é uma técnica que nos permite determinar tanto os modos dominantes das oscilações (*wavelets*), e como eles variam com o tempo (TORRENCE; COMPO, 1998). Para esta análise, foi empregada o pacote *waveletfunctions* escrita em Python e disponível no URL:<<https://paos.colorado.edu/research/wavelets/>>.

Para aplicar a transformada *wavelet* em nossa base de dados foi necessário ter intervalos constantes de tempo entre cada medida em nossa amostra. Para definir

esses intervalos constantes, fizemos uma média horária das medidas de τ_{212} a fim de obter um valor representativo para cada hora. No caso de lacunas em certas horas por falta de dados, foram preenchidas com zero. Após finalizar esse processo, aplicamos a transformada *wavelet contínua* à nossa série temporal de dados, por meio da ferramenta *waveletfunctions*, que utiliza a *wavelet de MORLET* como sua função base analisadora. Tudo isso para encontrar os modos dominantes ou periodicidade de nossas medições de τ_{212} . A região hachurada delimitada por uma linha preta é conhecida como o cone de influência (COI). O cone de influência nos permite delimitar os efeitos de borda que se originam no início e no final da série temporal; isso porque o sinal ou série temporal com que trabalhamos é finito. Portanto, a solução para esses efeitos é preencher o final da série temporal com zeros até chegar a um número que seja uma potência de dois. No entanto, a introdução de zeros na transformada implica uma redução da amplitude próximo às bordas da série. Assim, em um diagrama de tempo-frequência, a área onde esses efeitos de borda são significativos é conhecida como o “cone de influência (U)”. A área do espectro fora do cone de influência não deve ser usada para tirar conclusões sobre as séries temporais. Ademais, a confiabilidade dentro do cone de influência no espectro global do *wavelet* é definida com o 95% de confiança nos dados analisados. A Figura 28(b) mostra o espectro de potência *wavelet* das médias horárias de τ_{212} , o eixo vertical representa o período (em escala de anos) e o eixo horizontal representa os anos de estudo (2006–2019). As áreas com contornos pretos representam regiões de maior significância estatística com um nível de confiança de 95%. A barra de cores que vai desde preto para branco é muito importante para identificar os períodos de maior à menor intensidade.

A Figura 28(c) representa o espectro global de potência *wavelet*, estimado a partir do promédio do espectro de potência *wavelet*, isso com o objetivo de encontrar períodos significativos na amostra de estudo. A linha tracejada laranja nesta figura indica o nível de confiança de 95% do espectro global de potência *wavelet*. As potências acima desta linha são consideradas significativas e cujos máximos estão indicados pelas linhas horizontais pretas. O resultado derivado desta análise espectral mostram alguns períodos significativos como: 0,15(A):~ 2 meses; 0,27(B): ~ 3 meses; 1(C); 2,4(D) e 3(E) anos. Sendo, o período mais pronunciado de 1 ano, observa-se, também, outras duas oscilações interessantes de 2,4 e 3 anos. Assumimos que estes dois últimos períodos podem estar associadas com a Oscilação Quase-Bienal (QBO), que ocorre entorno a uma média de 28 meses. Assim, para confirmar esta suposição é necessário fazer um estudo mais detalhado sobre o assunto. A QBO é uma oscilação quase periódica do vento zonal tropical que ocorre na estratosfera (~ 16 – 50 km), e está relacionada ao processo de transferência de energia associada à chuva, principalmente da região equatorial, onde está a zona de convergência intertropical (ZCIT¹). Nesta região, durante a transição

¹ A ZCIT geralmente ocorre em baixas latitudes, isso é entre 30° N e 30° S, e é uma região com muitas

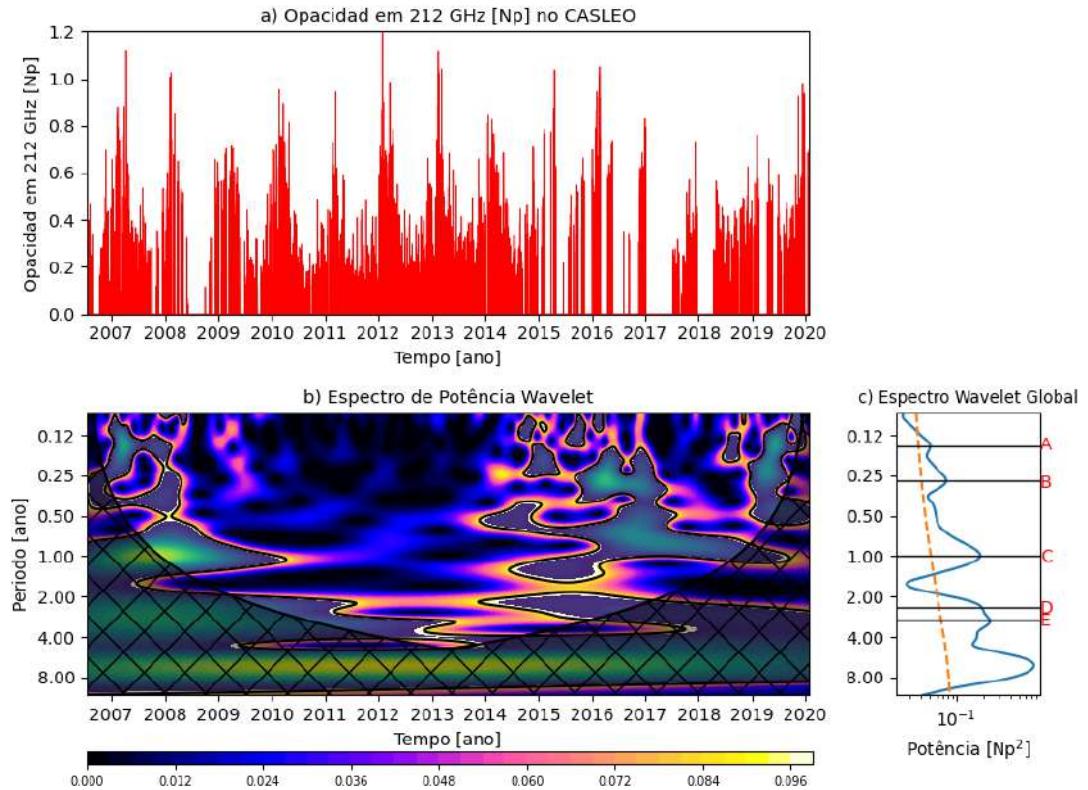


Figura 28 – Variação da média horaria de τ_{212} no CASLEO, entre 2006 e 2019. As lacunas de dados nesse gráfico correspondem a dias nublados e as manutenções realizadas no radiotelescópio. (b) Espectro de potência wavelet. A região hachurada representa o cone de influência (COI). (c) Espectro de potência global (linha azul). Linha tracejada laranja representa o nível de significância de 95% para o espectro global.

de fase do vapor de água para a fase líquida, há uma maior liberação de energia do que em outras regiões, causando movimentos na atmosfera em forma de ondas que se propagam na direção horizontal e vertical. Sendo a propagação vertical a responsável da origem desta oscilação (QBO) (BALDWIN et al., 2001). Como dito anteriormente, a causa principal do QBO é a chuva no ZCIT, e a intensidade dessa chuva define quanta energia sobe para a estratosfera, então há uma certa relação do QBO com a ocorrência do fenômeno "*El Niño*", pois quando temos esse fenômeno, a posição da chuva na região do Pacífico muda e se intensifica, ou seja, o ZCIT fica mais ativo, o que significa que há mais chuva, e isso acaba impactando na estrutura da estratosfera e do QBO.

5.2 Opacidade atmosférica pelo método de Extinção

Para verificar a relação encontrada (τ_{405}/τ_{212}) na seção anterior, foi utilizado o método de duplo-scan solar. A diferença dos outros dois, este método é prático, e

nuvens e chuvas devido à convergência dos ventos alísios que transportam o ar quente e úmido para regiões mais altas da atmosfera para formar nuvens de tipo cúmulos-nimbos. A ZCIT é responsável pela distribuição de chuva na Terra.

não depende do valor de P nem do fator de calibração K . No entanto, as observações solares devem ser realizadas com baixos ângulos de elevação, como foi discutido na subseção 3.3.1. Para estimar a opacidade atmosférica usando este método é requerido ter duas observações de varreduras solares próximas. Com essa intenção, desde 2017, foram adicionadas nas rotinas de observação do SST a realização de scans solares consecutivas. Antes do 2017, foi feita uma busca meticulosa de varreduras solares próximas, isso com o objetivo de ter uma amostra mais contínua em estudo. O critério adotado nesta análise foi: (i) o tempo transcorrido entre um *scan solar* e o próximo deve ser de 10 min, (ii) considerar somente as medidas realizadas nos horários das 11–13 UT e após das 19 UT, porque correspondem aos períodos do tempo nos quais as observações são realizadas com baixos ângulos de elevação.

Os valores de τ_{212} e τ_{405} foram estimados a partir da equação 3.26. Logo, uma comparação entre as medidas simultâneas de τ_{405} e τ_{212} foi realizada. Para isso, foram utilizadas 226 medidas registradas em 48 dias, desde 2006 até 2018. O limite mínimo de τ obtidas por este método são 0,011 e 0,148 Np, em 212 e 405 GHz, respectivamente; e o limite superior de τ estão em torno de 0,57 e 4,74 Np, em 212 e 405 GHz, respectivamente. O resultado mostra que o 28,32% das medições simultâneas (64/226) de τ_{212} estão abaixo de 0,10 Np, enquanto que, o 20,35% das medidas (46/226) de τ_{405} estão abaixo de 0,63 Np. Também existem alguns valores altos com $\tau_{212} \geq 0,4$ Np que contribuem ao 2,21% do total das medidas simultâneas (5/226) e um 2,65% (6/226) corresponde a $\tau_{405} \geq 3$ Np. Por outro lado, também é importante ter uma estimativa do erro nas medidas de τ . Para isso, foi feito uma propagação das incertezas nas medidas de ΔADC_1 , ΔADC_2 , Ele_1 e Ele_2 . O erro relativo de τ derivado a partir dessa propagação é aproximadamente 10% em 212 e 405 GHz. Também, aplicamos um ajuste linear nos dados: $\tau_{405} = 0,02 + 6,34 \tau_{212}$, com $R = 0,82$, como mostrado na Figura 29. O resultado mostra que a opacidade em 405 GHz é 6,34 vezes maior do que em 212 GHz, e próximo ao valor obtido pelo método da brilhância do Sol. Embora, a maior contribuição na incerteza de τ usando este método é a medição do nível do Sol calmo em uma varredura solar, porque alguns deles pode conter uma região ativa.

5.3 Conteúdo de vapor de água precipitável (PWV) e sua relação com a opacidade atmosférica

É conhecido que a opacidade total é a soma das opacidades devido ao conteúdo de vapor de água e água líquida (nuvem ou névoa) na atmosfera. A magnitude da absorção devida ao vapor de água é mais forte em comprimentos de ondas submilimétricas do que na região milimétrica. Estudos encontrados na literatura mostraram que o conteúdo de vapor de água e a profundidade óptica estão bem correlacionados

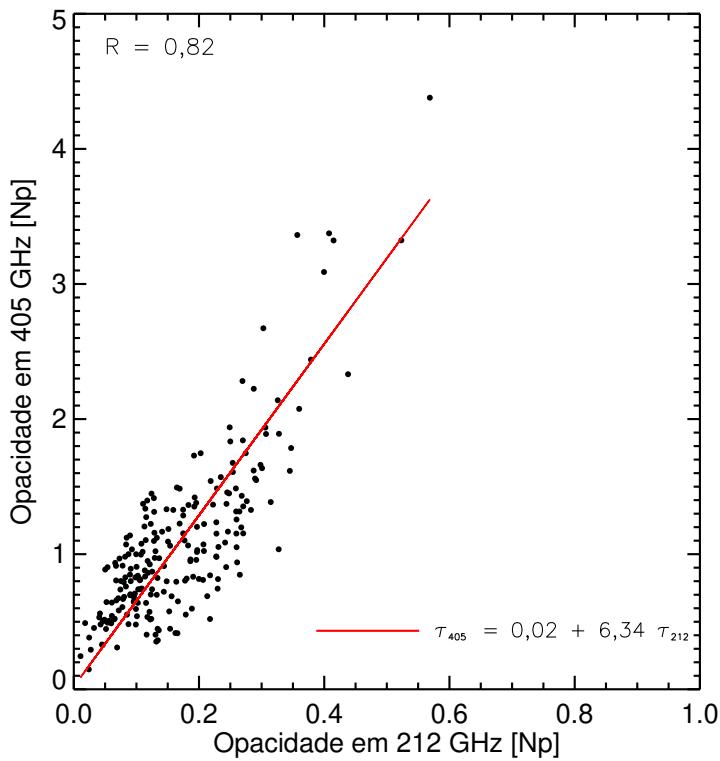


Figura 29 – Correlação entre as medidas simultâneas das opacidades em 405 e 212 GHz. As medidas das opacidades zenitais foram derivadas pelo método de extinção, durante o período de 2006 a 2018.

(PLAMBECK, 1978; ZAMMIT; ADE, 1981; CHAMBERLIN, R. A. AND BALLY, J., 1995; OTÁROLA; HIRIART; PÉREZ-LEÓN, 2009). Portanto, quando ambas as quantidades são medidas simultaneamente, essa relação é esperada.

5.3.1 O conteúdo de vapor de água (PWV) no CASLEO

Neste estudo foram utilizadas as medidas de PWV registradas pela rede AERONET, no CASLEO. A estação começou a operar desde janeiro de 2011 ate julho de 2014, como mostrado na Figura 30. Durante o período de observação, o instrumento realizou 46 262 medidas registradas em 1 081 dias. Os valores da mediana(média) de PWV para todo o período de estudo é $2,98(3,78 \pm 1,31)$ mm. Um claro comportamento sazonal das medidas de PWV é observado de ano a ano, registrando altos valores de PWV no verão e baixos valores de PWV no inverno. Para compreender melhor a variabilidade do PWV, dividimos amostra em 4 sub-amostras diferentes, cada um delas correspondendo a cada estação do ano (verão, outono, inverno e primavera). Os valores médios das medidas de PWV para cada estação são $5,87 \pm 1,60$ mm no verão; $3,72 \pm 1,10$ mm no outono; $2,15 \pm 0,56$ mm no inverno e $2,89 \pm 0,83$ mm na primavera.

A Figura 31 mostra o histograma das medidas de PWV e sua correspondente distribuição acumulada, para o período de 2011–2014/07. Nessa mesma Figura, também

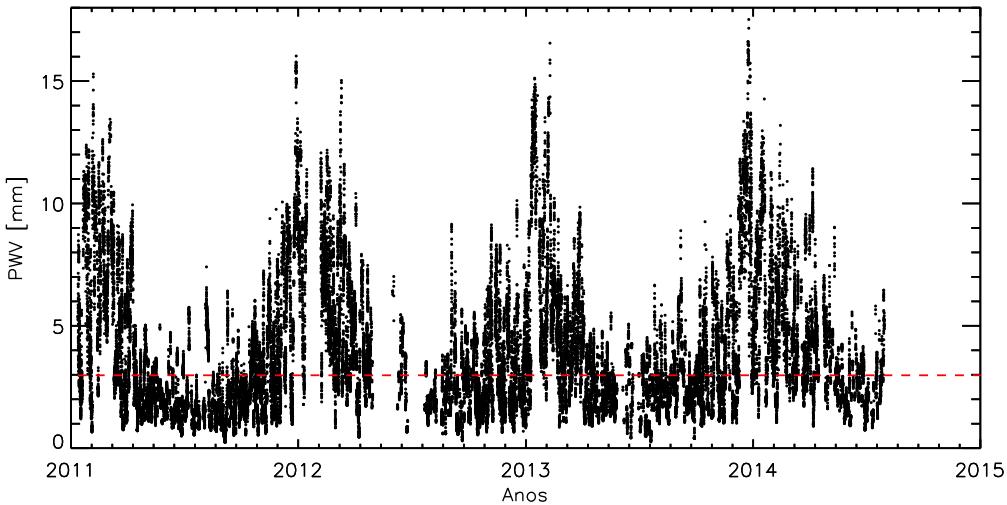


Figura 30 – Perfil temporal das medidas de PWV, registradas por uma estação de AERONET no CASLEO, entre 2011 e 2014/07. A linha tracejada vermelha representa o valor da mediana de PWV.

é mostrada os histogramas para cada estação do ano (a), assim como suas respectivas distribuições acumuladas (b). As formas de cada histograma evidenciam algumas diferenças das condições atmosféricas no CASLEO. A maior ocorrência registrada nas medidas de PWV durante o verão esta em torno de 1,74-2,42 mm (linha vermelha); 1,49-2,53 mm no outono (linha amarela); 1,51-1,75 mm no inverno (linha azul) e 1,19-1,60 mm na primavera (linha verde), como mostrado na Figura 31(a). Observa-se, também, que as condições atmosféricas durante o verão são mais variáveis e úmidas, portanto, é observado um segundo pico no histograma em torno de 8,43-9,04 mm, enquanto que as condições atmosféricas mais secas são registradas no inverno. A Figura 31(b) mostra a distribuição acumulada para cada caso. O 50% das medidas de PWV estão abaixo de 5,40 mm no verão, 3,17 mm no outono, 1,83 mm no inverno e 2,48 mm na primavera.

Seguidamente, os valores sazonais das medidas de PWV obtidas para o CASLEO foram comparadas com os resultados obtidos para outros locais de observação (ex. Tolar, San Pedro Martín, Armazones, Mauna Kea e Tolonchar). Essa análise estadística das medidas de PWV para os diferentes locais de observação foi reportada e discutida por OTAROLA et al. (2010). A tabela 4 mostra os valores da mediana de PWV obtida para os seis locais de observação e para cada estação do ano, assim como para toda amostra de estudo. Observa-se que os locais de San Pedro Martin e de Armazones são bastante semelhantes segundo seus valores de PWV registrados para as estações de inverno e outono. Além disso, os valores da mediana de PWV para o local de Tolonchar estão abaixo de 2 mm para as estações de outono, inverno e primavera, e estatisticamente melhor que do Mauna Kea. Embora, as condições atmosféricas em Mauna Kea são mais secas durante a temporada de verão do que em Tolonchar, isso devido que Tolonchar é afetado pelo ar úmido movendo-se para a região devido à mudança na circulação regional.

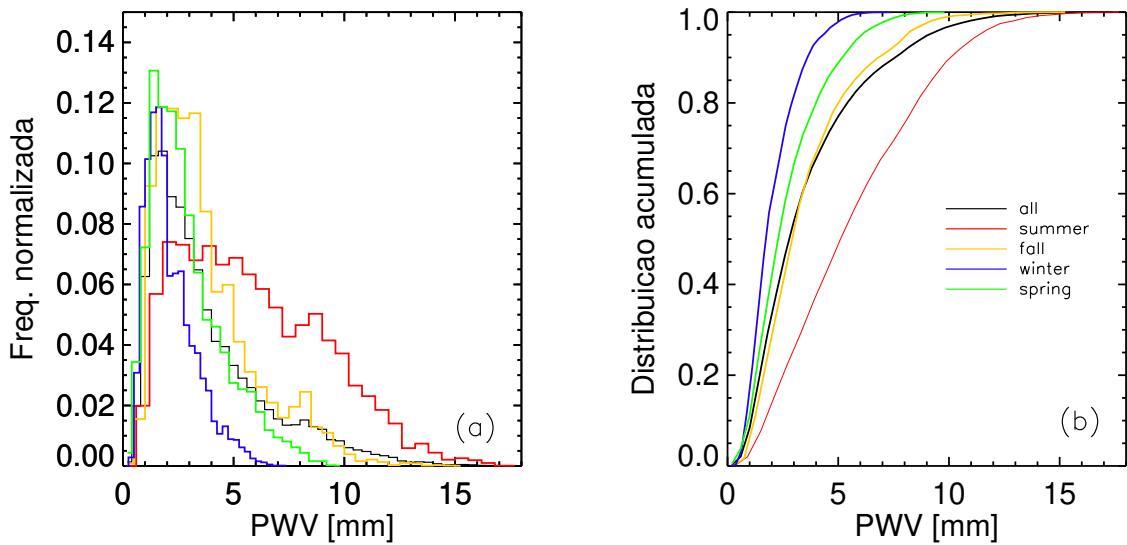


Figura 31 – Histogramas sazonais das medidas de PWV (a), para o período de 2011–2014/07 e seus correspondentes distribuições acumuladas (b). Cada histograma foi normalizado ao número total de pontos disponíveis em cada estação.

nal, segundo reportado por [OTAROLA et al. \(2010\)](#). No caso de CASLEO, a estadística mostra que os valores da mediana de PWV estão abaixo de 2,98 mm para as estações de inverno e primavera, enquanto que no verão esta abaixo de 5,40 mm. O resultado interessante desta comparação é que apesar que o local de CASLEO este situado a baixa altitude, ele apresenta melhores condições atmosférica em comparação com Tolar e San Pedro Martin, isso provavelmente é devido às condições topográficas e meteorológicas do CASLEO. Nota-se, também que o inverno é bastante semelhante ao registrado no local de Mauna Kea.

Estação	Tolar 2290 m	CASLEO 2550 m	San Pedro Martín 2830 m	Armazones 3064 m	Mauna Kea 4050 m	Tolonchar 4480 m
verão	7,5	5,40	7,9	4,9	2,4	3,2
outono	4,7	3,17	3,7	3,5	2,4	1,9
inverno	3,7	1,83	2,2	2,5	1,8	1,3
primavera	4,0	2,48	3,1	2,7	1,8	1,6
total	4,7	2,98	3,4	3,2	2,1	1,8

Tabela 4 – Valores da mediana do PWV obtida para diferentes locais de observação, segundo [OTAROLA et al. \(2010\)](#), incluindo o CASLEO.

A Figura 32 (painel superior) mostra a variação dos valores da mediana do PWV obtido para os seis locais de observação em função da altitude. Os valores da mediana de PWV são mostrados na tabela 4, e variam entre 1,8 a 4,7 mm. A linha azul representa a função exponencial de melhor ajuste ($PWV(z) = 12.e^{-\frac{z(km)}{2,3km}}$) obtido por

[OTAROLA et al. \(2010\)](#), que considerou todos os locais de observação com exceção de CASLEO, enquanto que a linha verde representa a curva de melhor ajuste para todos os locais, e é representado pela equação: $PWV(z) = 26,06 \cdot e^{-\frac{z(km)}{1,87km}}$. Segundo os resultados reportados por [OTAROLA et al. \(2010\)](#), nos esperaríamos que o valor da mediana de PWV medido no CASLEO seguisse a tendência da linha azul, mais isso não é observado. Nossa resultado exibe um valor da mediana de PWV menor do esperado, pois para uma altitude de 2,55 km se esperaria ter um valor de PWV maior a 4 mm como é observado para o local de Tolar (2,29 km). Seguidamente, para os mesmos locais mencionados acima foi feito uma comparação sazonal dos valores da mediana do PWV, como mostrado no painel inferior da Figura 32. Nesta comparação, também é observado que o valor de PWV medido no CASLEO é menor ao valor esperado.

Com base nestes resultados podemos dizer que o local de CASLEO é um bom local para as observações sub-milimétricas, pois registra um menor conteúdo de vapor de água para sua altitude em comparação com outros observatórios. O resultado obtido neste trabalho reforça a ideia sugerida por [MELO et al. \(2005\)](#) que o baixo conteúdo de vapor de água é devido à localização geográfica do CASLEO, pois este está situada entre duas grandes cadeias montanhosas dos Andes.

Com a finalidade de ter um melhor entendimento respeito ao baixo conteúdo de vapor de água medido no CASLEO (como dito acima) foi feito uma comparação de nossos resultados com as medições de PWV obtidas por outras estações da rede AERONET. Para isso, foi feita uma busca minuciosa de locais de observação onde a rede AERONET opera. Assim, para ter melhores resultados, adotamos o critério que a estação a escolher deve estar no mesmo hemisfério do local de estudo (ou seja, hemisfério sul), assim como estar situada em uma região montanhosa, onde a altitude seja maior de 2 km. Segundo essas condições foram escolhidas quatro locais de observação: a) Paranal CTA (2,154 km), Chile; b) Huancayo (3,313 km), Perú; c) La paz (3,439 km), Bolívia e d) El alto Altiplano (4,050 km), Bolívia. Os valores da mediana de PWV estimada para as quatro estações são 1,62 mm para Paranal (2015/11/22 - 2019/11/28); 7,61 mm para Huancayo (2015/03/19 - 2021/11/08); 5,78 mm para La Paz (2006/01/01 - 2021/11/04) e 3,87 mm para El alto Altiplano (2017/01/01 e 2019/12/31).

A Figura 33 mostra a variação dos valores da mediana de PWV medido para as diferentes estações de AERONET em função de sua altitude. Nesse mesmo gráfico, também foram incluídas as medidas dos valores da mediana de PWV obtido por [OTAROLA et al. \(2010\)](#). O valor da mediana de PWV para as quatro estações da rede AERONET variam entre 7,61 mm para locais mais baixos e 3,87 mm para locais mais altos, isso com exceção de Paranal CTA. Observa-se que os locais de Huancayo, La Paz e altiplano seguem o padrão que quanto mais alto é o local, mais seco será. Embora esse mesmo comportamento, não é observado para o local de Paranal CTA (2,154 km),

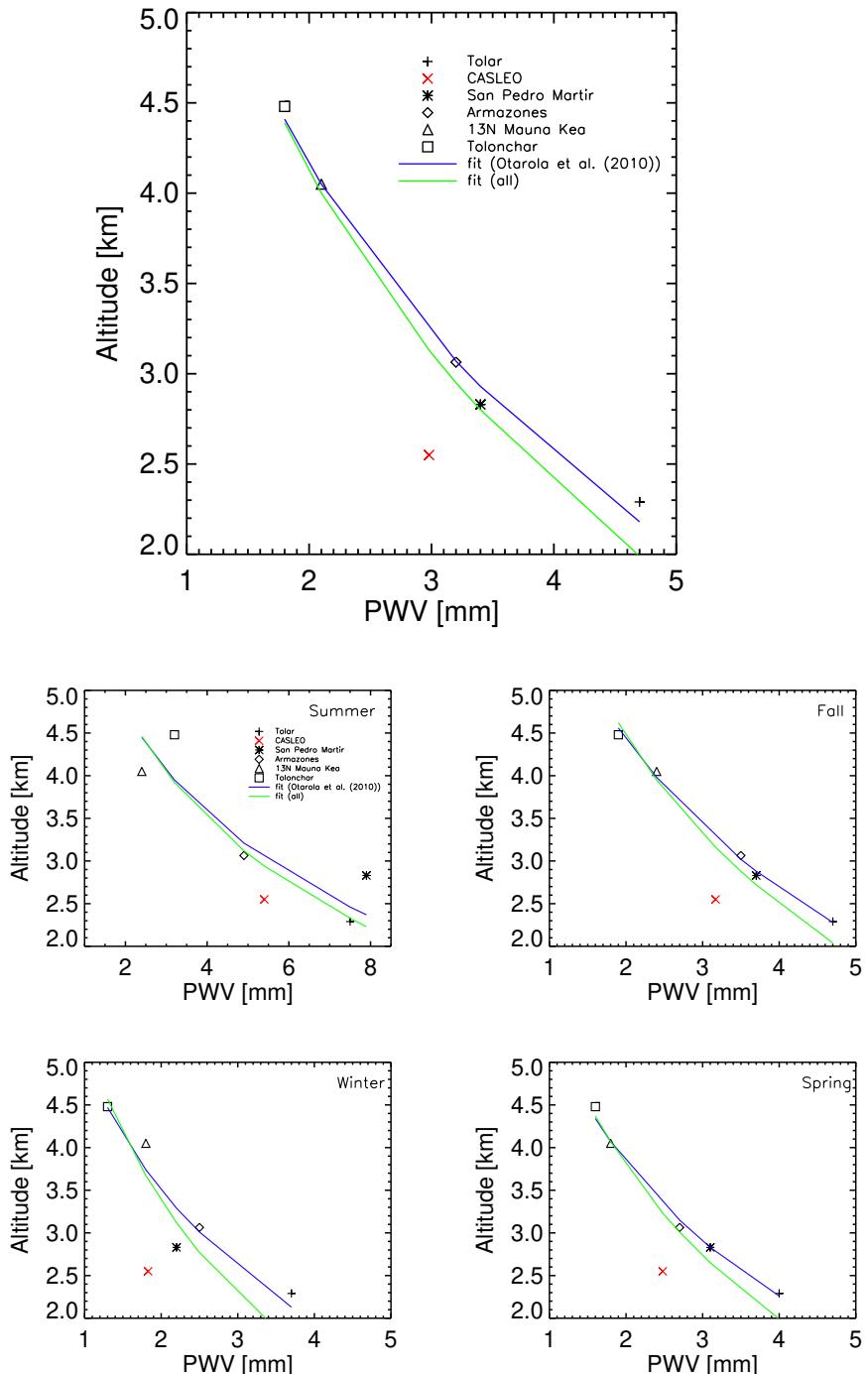


Figura 32 – Painel superior: variação do valor da mediana de PWV obtidos para os seis locais de observação em função da altitude. Os diferentes símbolos neste figura correspondem aos diferentes locais de observação, utilizadas para a comparação. A linha azul representa a função exponencial de melhor ajuste encontrada por OTAROLA et al. (2010) considerando os locais de Tolar, San Pedro Martín, Amazones, Mauna Kea, Tolonchar. A linha verde representa a curva de melhor ajuste considerando todos os seis locais de estudo. Painel inferior: variação sazonal do valor da mediana de PWV obtidos para os mesmo locais de observação dito acima em função da altitude.

isso devido que o valor da mediana de PWV foi estimado nos períodos de inverno e primavera. O resultado desta comparação mostra que o CASLEO é um bom local para as observações astronômicas. Pois, nas mesmas condições geográficas com outros locais de observação, ou seja, altitudes semelhantes; no local de CASLEO observa-se menor conteúdo de PWV.

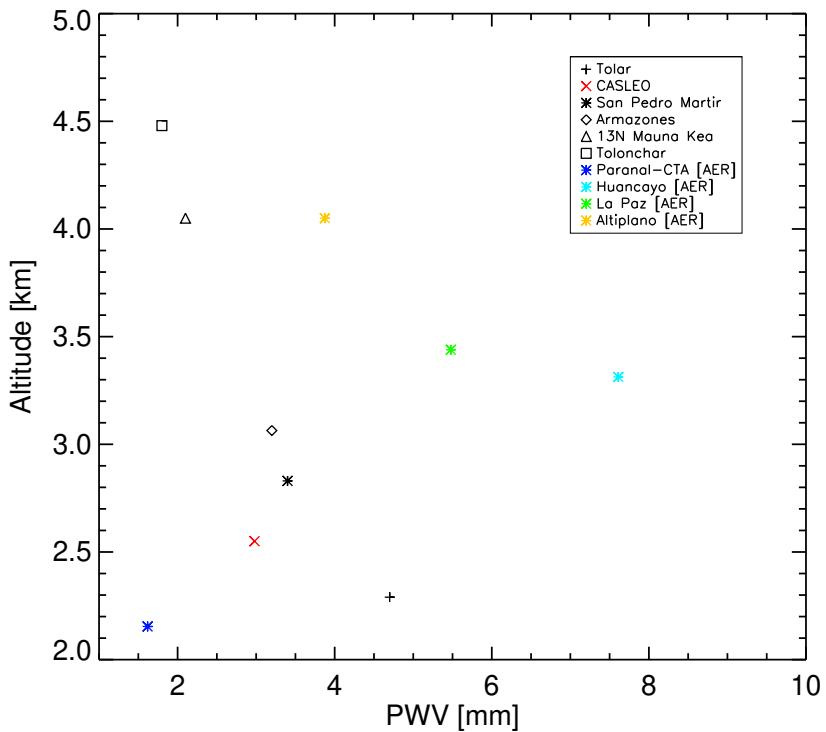


Figura 33 – Variação dos valores da mediana de PWV obtidos para os diferentes locais de observação da rede AERONET, incluindo os locais estudados por [OTAROLA et al. \(2010\)](#), em função da altitude. Cada símbolo nesta figura representa um local de observação.

Por último, na Figura 34 é mostrado a variação mensal do valor médio de PWV para o CASLEO, obtido entre 2011 e 2014/07. Os diamantes nesta figura correspondem aos promédios mensais das medidas de PWV e suas correspondentes barras de erro. Como foi dito anteriormente, as melhores condições atmosféricas ocorrem entre maio a setembro, registrando baixos valores de PWV, e valores altos durante o verão.

5.3.2 Periodicidade do conteúdo de vapor de água (PWV) no CASLEO

Para recuperar algumas oscilações importante na variabilidade do PWV, foi feito um estudo similar às de τ_{212} . Para este estudo utilizamos a transformada *wavelet*. Antes de aplicar esta transformada, é necessário ter intervalos tempos constantes entre cada medida. Por esse motivo, foi feita uma média horaria nas medidas de PWV, e as regiões com ausência de dados foram preenchidas com zero, como mostrado na Figura 35(a). Após de finalizar este processo, foi aplicado a transformada de *wavelet* à

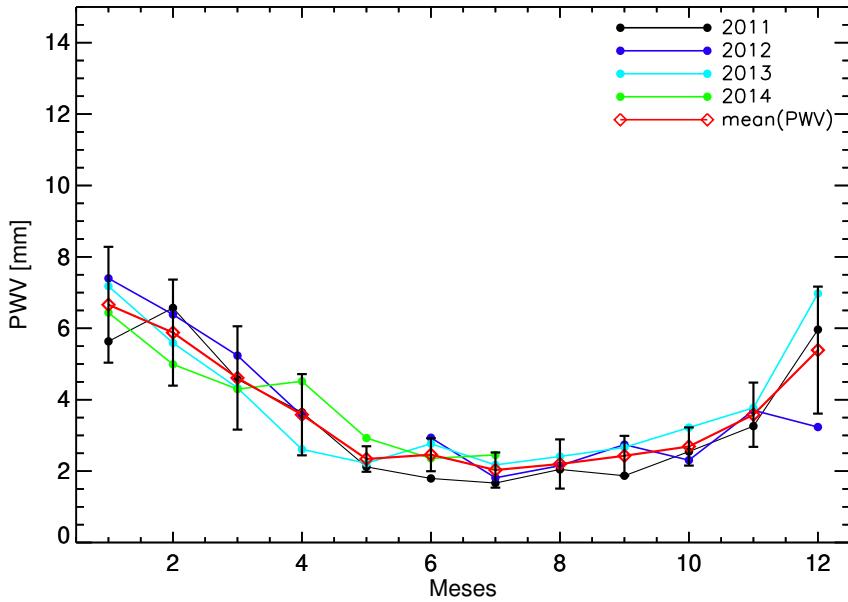


Figura 34 – Variação mensal das médias de PWV registradas entre 2011 e 2014/07. Os diamantes vermelhos representam o valor promédio de cada medida por mês, e sua respectiva barra de erro.

base de dados em estudo. Para aplicar a transformada *wavelet* foi utilizada a ferramenta *wavetfunctions* escrito em Python. O resultado dessa análise é mostrado na Figura 35(b). Nesta Figura mostramos o espectro de potência *wavelet* das médias horárias de PWV, o eixo vertical representa o período (em escala de anos) e o eixo horizontal representa os anos de estudo (2011-2014). As áreas com contornos pretos representam regiões de maior significância estatística com um nível de confiança de 95%. A barra de cores que vai desde roxo para vermelho é muito importante para identificar os períodos de maior à menor intensidade. Por último, na Figura 35(c) é mostrado o espectro de potência *wavelet*. Este espectro foi calculado a partir do promédio do espectro de potência *wavelet*, isso com a finalidade de encontrar regiões com maior potência (ou seja, períodos significativos) durante nosso período de estudo. A linha laranja tracejada nesta figura indica o nível de confiança de 95% do espectro global de potência *wavelet*. As potências acima desta linha são consideradas significativas e cujos máximos são indicados pelas linhas horizontais pretas. Com base nesta análise espectral para nosso estudo foram encontrados alguns períodos predominantes, do qual sobressai o período anual (F). Também foram encontrados outras pequenas oscilações em torno de 0,04 (A): ~ 15 dias; 0,10 (B): ~ 1 meses; 0,17 (C): ~ 2 meses; 0,30 (D): ~ 4 meses) e 0,48(E): ~ 6 meses).

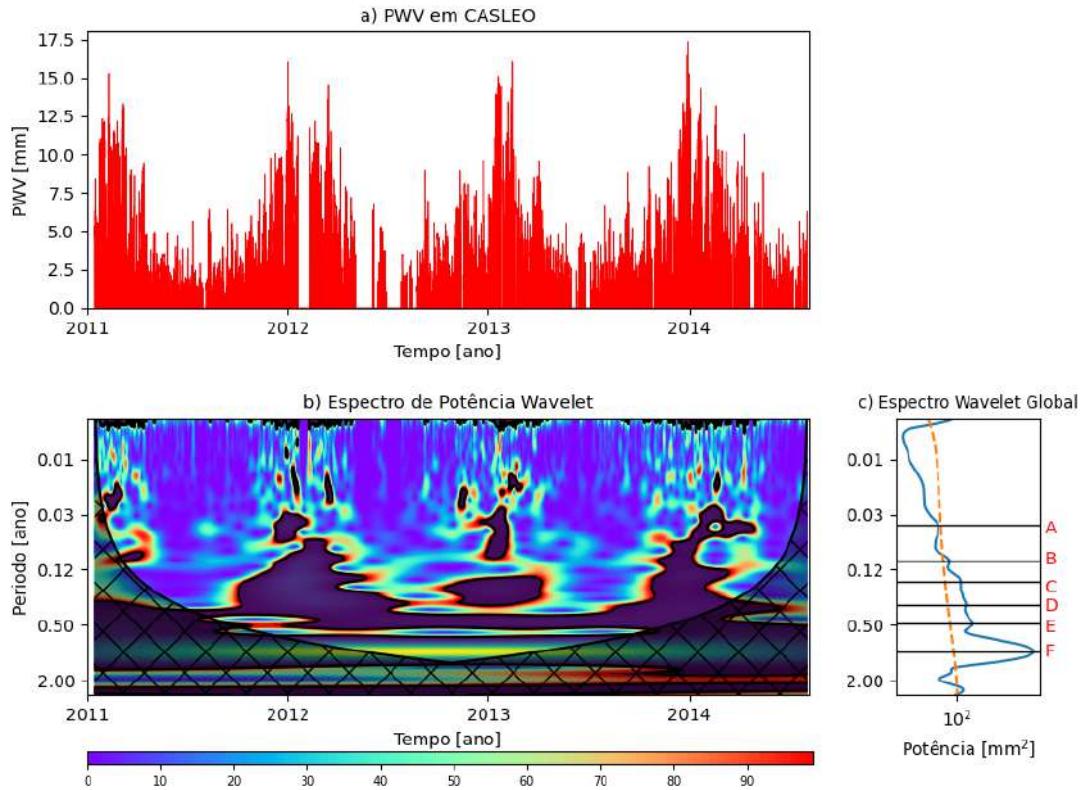


Figura 35 – (a) Variação da média horaria de PWV no CASLEO, entre 2011 e 2014/07. (b) Espectro de potência wavelet. A região hachurada representa o cone de influência (COI). (c) Espectro de potência global (linha azul). Linha tracejada laranja representa o nível de significância de 95% para o espectro global. As linhas pretas aqui representam os períodos encontrados para amostra em estudo.

5.3.3 PWV e sua relação com a opacidade em 212 GHz

Os primeiros estudos sobre esta correlação em ondas sub-milimétricas e milimétricas no CASLEO foram reportados e discutidos por [CASSIANO et al. \(2018\)](#) e [VALLE-SILVA et al. \(2019\)](#). Para verificar a forte tendência encontrada entre PWV e τ_{212} , foram utilizadas as medidas de PWV registradas pela rede AERONET, no CASLEO. A fim de minimizar os efeitos das variações rápidas do vapor de água, foi feita uma comparação das medidas simultânea de PWV e τ_{212} . Também, foi adotado o critério que o tempo transcorrido entre uma e outra quantidade não deve ser maior de 20 min. A comparação entre ambas quantidades medidas simultâneas é mostrada na Figura 36. Esse estudo foi feito em um total de 668 dias (1362 medições) registrados no período de janeiro de 2011 ate julho de 2014. Logo, um ajuste linear é aplicado entre às duas quantidades dado por: $PWV [mm] = -0,17 + 13,62 \cdot \tau_{212} [Np]$, com um coeficiente de correlação $R = 0,97$. Este resultado confirma a forte correlação entre ambas quantidades observadas. Usando esta relação e o banco de dados de τ_{212} , podemos estimar indiretamente o PWV, quando estas medidas não são disponíveis ou vice-versa, como mostrado na Figura 38.

A Figura 37 mostra as distribuições de frequência dos parâmetros de τ_{212} (paineis

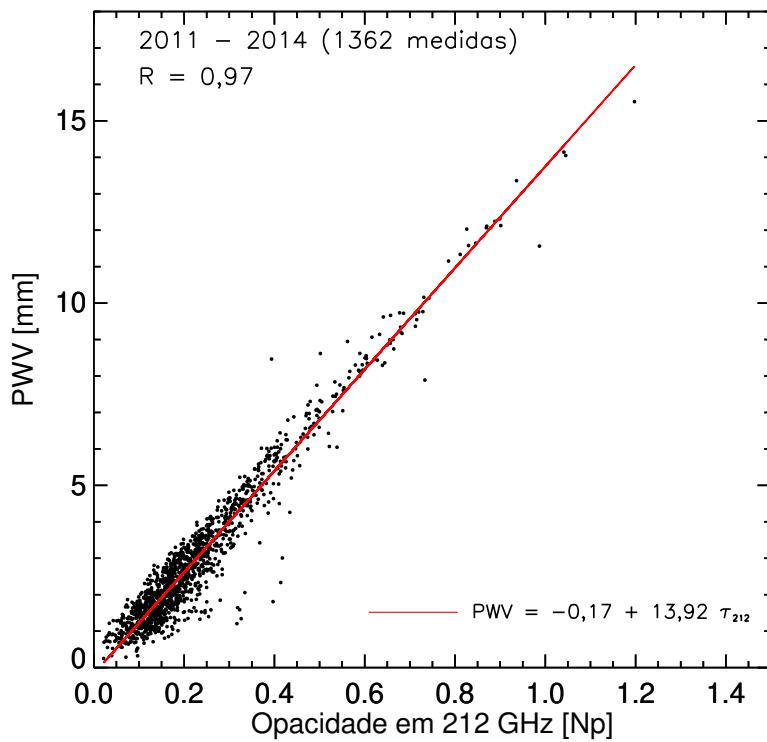


Figura 36 – Relação entre a opacidade do zênite em 212 GHz e PWV para o site CASLEO. A linha sólida vermelha representa o melhor ajuste linear entre às duas quantidades.

esquerdo) e PWV (painel direito), e suas correspondentes distribuições acumuladas da Figura 36. Os picos de maior frequência de τ_{212} estão em torno de 0,15-0,17 Np e 1,40-1,83 mm em PWV. Embora, o 50% do tempo das medidas simultâneas estão $\tau_{212} < 0,19$ Np e $PWV < 2,47$ mm, para o período 2011–2014/07.

Para compreender o comportamento a longo prazo do PWV, no CASLEO, foram utilizadas as medidas de τ_{212} e a relação encontrada ($PWV/\tau_{212} = 13,92$), o resultado disso é mostrada na Figura 38 e sua variação mensal do PWV é mostrado na Figura 39. Note-se um claro comportamento sazonal nas medidas de PWV, confirmando assim, que os melhores meses registrados no CASLEO estão entre maio e setembro, enquanto as condições atmosféricas vão piorando a medida que chega o verão (janeiro, fevereiro e março), como mostrado no diagrama da distribuição acumulada. Um estudo similar à tendência mensal apresentada para τ_{212} , foi aplicada para as medidas de PWV e mostrado na Figura 40. Esta análise nos permitira avaliar a evolução do PWV para cada mês ao longo dos anos (2006–2014). Cada sub-amostra neste figura corresponde a um único mês, onde foi aplicado uma regressão linear. Todas as pendentes obtidas são pequenas, excepto para os meses de setembro, novembro e dezembro que é observado um pequeno acréscimo. Além disso, neste mesmo gráfico também foram adicionadas para cada mês, as medidas de PWV registradas pela rede AERONET (asteriscos verdes),

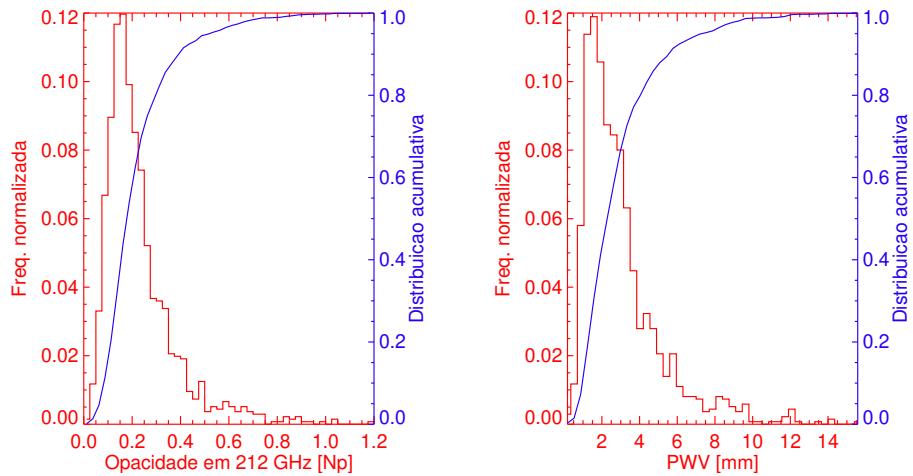


Figura 37 – Distribuição de frequência para a opacidade atmosférica em 212 GHz (painei esquerdo) e PWV (painei direito) e sua distribuição cumulativa correspondente, obtida da Figura 36. O eixo vertical do lado esquerdo é para os histogramas (distribuição de frequência), e do lado direito é para a distribuição cumulativa para cada medida de τ_{212} e PWV.

PWV_{AER} . Isso com a finalidade de avaliar a boa correlação entre PWV e τ_{212} . Nota-se que os valores de PWV registrado pela rede AERONET estão bem correlacionados com os valores de PWV derivados pelas medidas de τ_{212} . Embora, é observado para alguns meses que PWV_{AER} é maior que PWV (derivado das medidas τ_{212}). Esses pequenos incrementos foram observados nos meses de janeiro, março e dezembro, sendo mais pronunciado em março e dezembro. Assumimos que esse comportamento nas medidas de PWV (derivado das medidas τ_{212}) este associado à variação de τ_{212} .

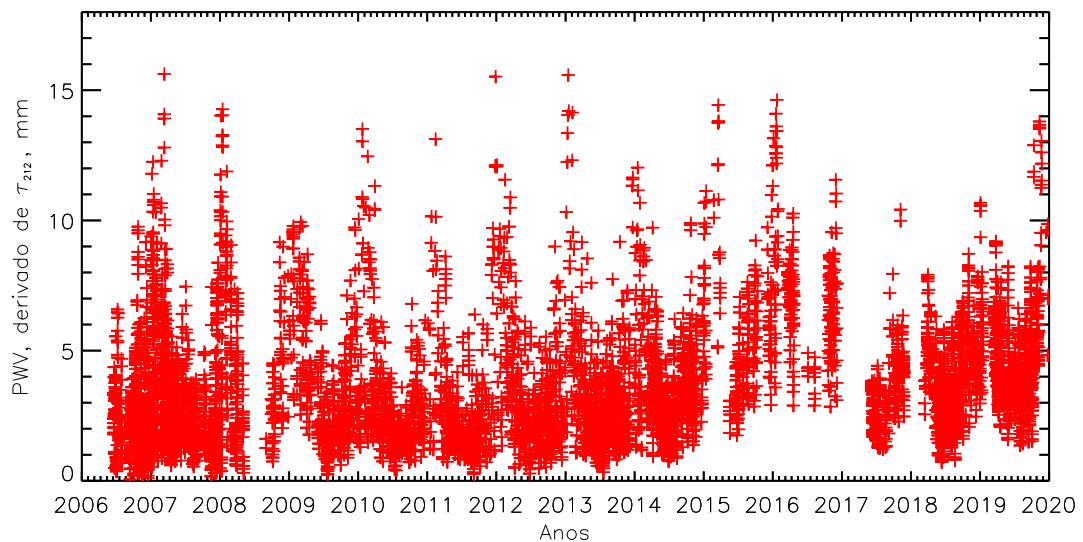


Figura 38 – Serie temporal das medidas de PWV estimada a partir dos valores de τ_{212} e a relação encontrada, para o período de 2006 a 2014.

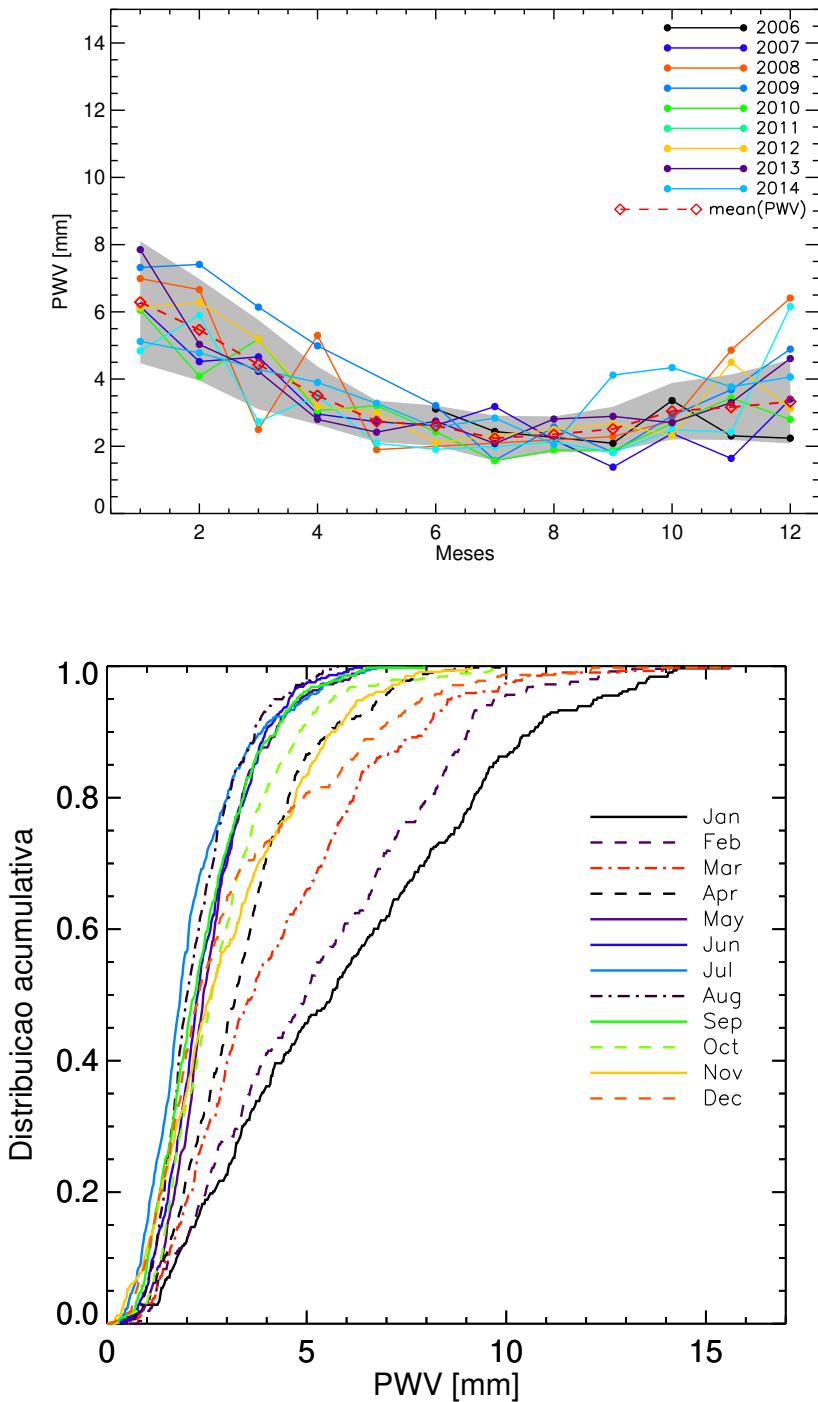


Figura 39 – Painel superior: variação mensal das medidas de PWV obtida para os 9 anos. Os diamantes correspondem aos valores promédios de PWV para cada mês e o tamanho da barra de erro é representada pela região cinza (1σ). Painel inferior: distribuição acumulativa mensal das medidas de PWV.

Adicionalmente, aplicamos a transformada *wavelet* ao PWV derivado de τ_{212} para encontrar sua periodicidade, onde os resultados mostraram períodos semelhantes, mas com valores de potência mais altos do que a Figura 28. Os períodos encontrados são de: ~ 2 meses; ~ 3 meses; 1 ano; $\sim 2, 4$ anos e ~ 3 anos. Sendo, o período mais pronunciado de 1 ano, observa-se, também, outros períodos interessantes de 2,4 e 3 anos que podem

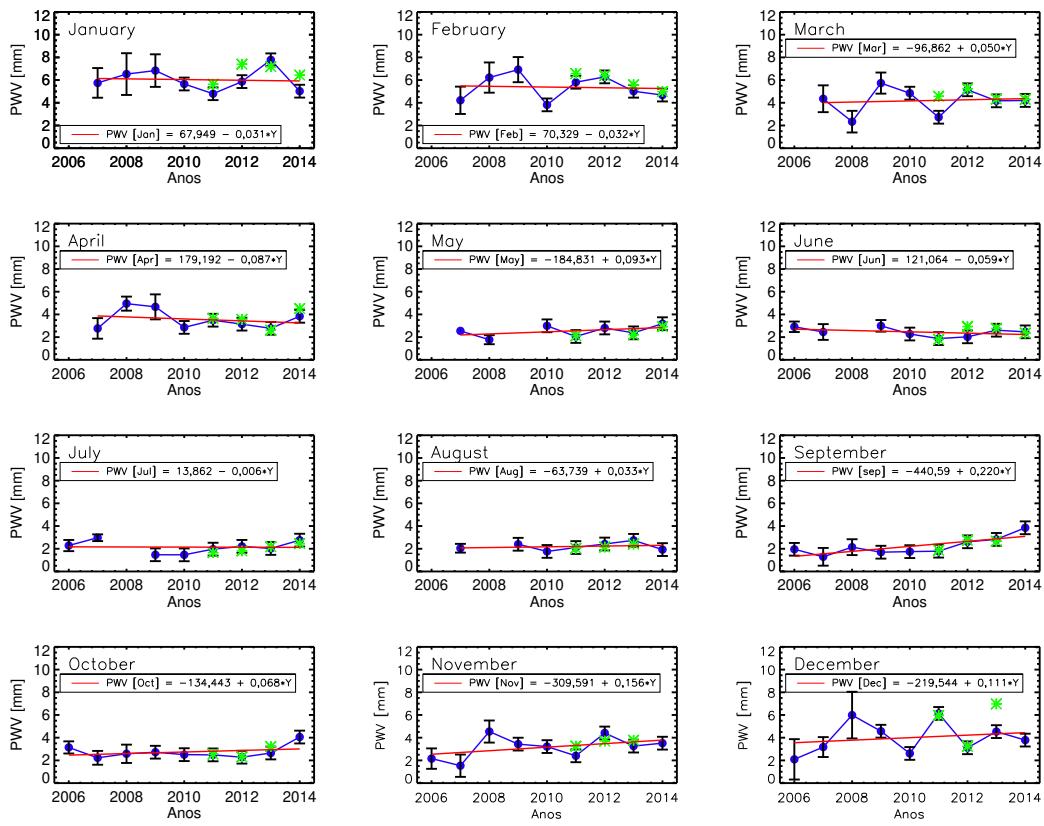


Figura 40 – Similar à figura 24, mas para as variações do PWV. Os asteriscos verde representam a variação por mês das medidas de PWV obtidas pela estação de AERONET.

estar associadas a QBO, conforme foi explicado anteriormente na subsecção 5.1.3.

5.4 Modelagem do PWV a partir dos parâmetros meteorológicos

Como dito anteriormente, o conteúdo do PWV na atmosfera pode ser medido usando diferentes técnicas, como: 1) o uso de balões de radiossondas; 2) medições radiômetros no solo; 3) receptores, GPS (*Global Positioning System*); 4) sensoriamento remoto por satélite; 5) medições fotométricas, etc. Uma comparação de tais técnicas e incluindo as vantagens e desvantagens foram apresentadas e discutidas por NIELL et al. (2001). Embora, outros estudos encontrados na literatura tem mostrado que o conteúdo de PWV, também, pode ser computado a partir dos registros dos parâmetros meteorológicos, tais como temperatura e umidade relativa. Um estudo baseado nessas medidas foram apresentadas e discutidas por OTAROLA et al. (2010), OTAROLA, QUEREL e KERBER (2011) e VOZIAKOVA, O. V. (2012).

Assim, com a tentativa de encontrar o valor da altura de escala do vapor de água

(H_{PWV} ²) no CASLEO, foram utilizadas as medidas dos parâmetros meteorológicos. Segundo OTAROLA et al. (2010), o vapor de água (PWV) integrado na atmosfera, para uma determinada H_{PWV} poder ser computado a partir das observações dos parâmetros meteorológicas de superfície (temperatura e umidade relativa), usando o seguinte modelo:

$$e_s = 611,21 \cdot \exp(18,678 - (\frac{T}{234,5}))(\frac{T}{257,14 + T}) \quad (5.1)$$

$$e_0 = e_s \frac{RH}{100} \quad (5.2)$$

$$\rho_{V_0} = \frac{e_0}{R_V \cdot T} \quad (5.3)$$

$$\rho_{V_z} = \rho_{V_0} \cdot e^{-\frac{(z-z_0)}{H_{PWV}}} \quad (5.4)$$

$$PWV = \int_{z_0}^{z_{max}} \rho_{V_0} \cdot e^{-\frac{(z-z_0)}{H_{PWV}}} \cdot dz \quad (5.5)$$

$$PWV = \rho_{V_0} \cdot H_{PWV} \cdot 1000 \cdot (1 - e^{-\frac{(z-z_0)}{H_{PWV}}}) \quad (5.6)$$

onde e_0 [Pa] é a pressão parcial do vapor de água ao nível da superfície; e_s [Pa] é a pressão parcial do vapor de água saturação em função da temperatura do ar (T), e usado em graus Celsius onde é indicado; RH [%] é a umidade relativa da superfície; ρ_{V_0} [kg m^{-3}] é a densidade do vapor de água de superfície; ρ_{V_z} [kg m^{-3}] é a densidade do vapor de água na altitude z acima do nível do mar; R_V [$J \text{kg}^{-1} \text{K}^{-1}$] é a constante do vapor de água, cujo valor é 461,90; H_{PWV} [km] é a altura da escala do vapor de água; z_0 [km] é a elevação geográfica do local; e z_{max} é a altitude máxima na atmosfera, que é considerada para a integração do perfil de densidade do vapor de água, neste caso $z_{max} = 12$ km.

Com base neste modelo e o uso das medidas dos parâmetros meteorológicos de temperatura (T) e umidade relativa (RH) foram estimados os valores de PWV, (PWV_{SST}). Para esta estimativa, foram utilizadas as medições de T e RH, coletadas pela estação meteorológica de Burek, que é uma estação próxima ao local de observação (1,5 km). De fato, este analise foi feito no mesmo período que operou a estação de AERONET (2011/01-2014/07), no CASLEO, isso com a finalidade de ter medidas mais confiáveis de PWV_{SST} . Para avaliar o resultado obtido através deste modelo, foram realizados diferentes testes para diferentes valores de H_{PWV} , e logo foram comparados essas medidas com os PWV observados (PWV_{Aer}). O resultado desta comparação apontam para uma $H_{PWV} = 1,46$ km no CASLEO, e pode variar entre 1,44 e 1,55 km. A Figura 41(a) mostra a série temporal das medidas de PWV_{Aer} observadas (linha preta) no período de 2011 a 2014/07 e também os valores de PWV_{SST} simulado (linha azul) para uma $H_{PWV} = 1,46$ km. Na parte inferior desta figura é mostrado o resíduo

² A altura de escala do PWV, (H_{PWV}), é a altura acima de um local de referência, onde a densidade de vapor de água cai em $1/e$ da densidade do vapor de água medida na altitude de referência.

derivado da comparação entre ambas quantidades. A Figura 42 mostra o diagrama de dispersão entre PWV_{SST} obtida para $H_{PWV} = 1,46$ km e PWV_{Aer} . Essa análise foi feita para um total de 668 dias, e mostra uma boa consistência entre ambas medidas ao serem comparadas, com uma tendência lineal e um coeficiente lineal de $R = 0,87$.

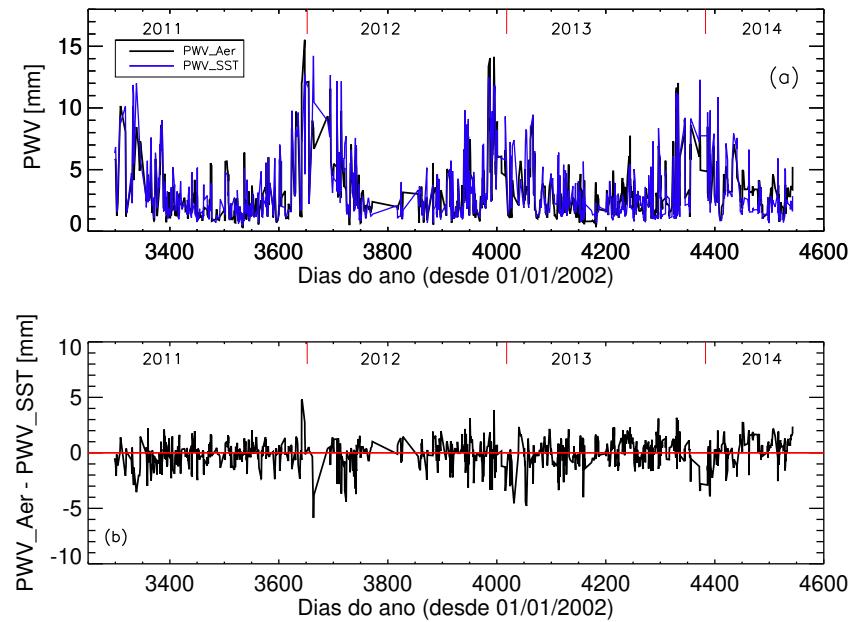


Figura 41 – Painel superior: série temporal das medidas de PWV registradas pela estação AERONET (linha preta). A linha azul representa o PWV derivado dos parâmetros meteorológicos, para uma $H_{PWV} = 1,46$ km. Painel inferior: mostra o resíduo entre ambas medidas, sendo a linha vermelha representa a linha base.

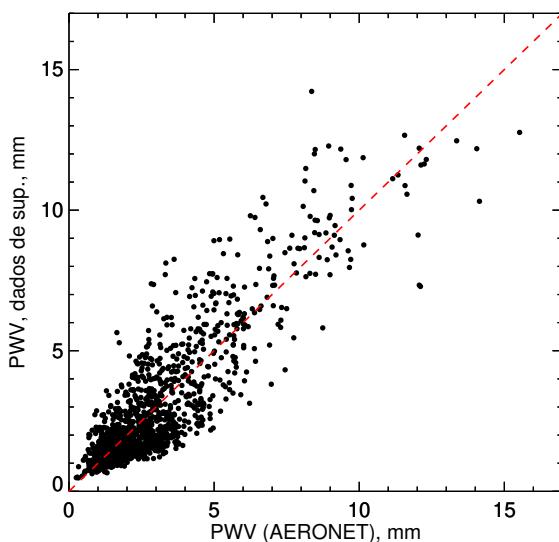


Figura 42 – Diagrama de dispersão entre PWV derivados das variáveis meteorológicas e o PWV medido pelo estação de AERONET, para o período de 01/2011–07/2014. A linha tracejada vermelha representa uma reta 1:1.

A Figura 43 mostra a série temporal das medidas de τ_{212} (paineis superior), PWV derivado das medidas de τ_{212} (paineis intermeio) e PWV derivado dos parâmetros meteorológicos (paineis inferiores) para uma $H_{PWV} = 1,46$ km. Como dito acima, para estimar PWV_{SST} foram utilizadas as medidas das variáveis meteorológicas registradas pela estação de Burek, entre 2007 e 2019. Observa-se, um comportamento semelhante entre as medidas de PWV (derivado das medidas de τ_{212}) com as obtidas pelo modelo (PWV_{SST}). Embora, o resultado derivado dos parâmetros meteorológicos produz valores de PWV_{SST} menores a 15 mm do que o outro método. Após 2015, é observado um aumento no valor de PWV (derivado das medidas de τ_{212}), em comparação com os valores de PWV_{SST} . Assumimos que o aumento nos valores de PWV estão associados às variações de τ_{212} .

Por outro lado, um teste adicional foi realizado nas medidas de PWV_{SST} , isso com a finalidade de verificar as tendências encontradas. Assim, ao aplicar a transformada de *wavelet* nos dados de PWV_{SST} , foram encontrados os mesmos períodos reportados na subseção 5.1.3, Figura 28. Também, foi feito um estudo semelhante ao mostrado na Figura 40, neste caso para os valores de PWV_{SST} . Esse tipo de análise mostra a evolução do PWV para cada mês na amostra de estudo. Uma tendência clara não é observado nos valores médios de PWV_{SST} . Ademais, o resultado derivado da comparação entre as medidas de PWV observadas (AERONET) e as medidas de PWV_{SST} mostram uma boa correlação entre ambas quantidades. Embora, é observado uma diminuição de PWV_{SST} respeito ao PWV_{AER} em dezembro de 2013.

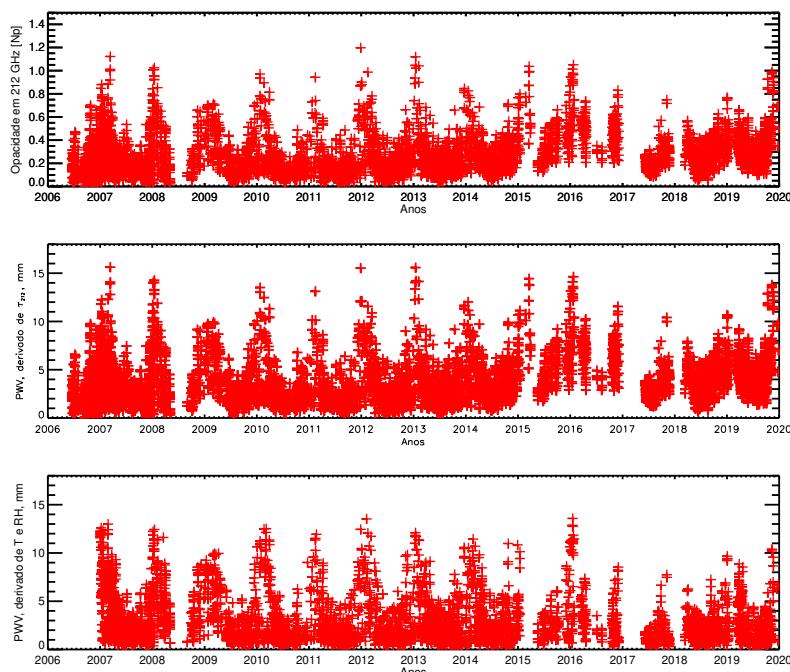


Figura 43 – Painel superior: série temporal das medidas das opacidades atmosféricas em 212 GHz, obtido entre 2006 e 2019. Painel intermédio: PWV derivado a partir dos valores τ_{212} e painel inferior: PWV derivado a partir dos parâmetros meteorológicos de T e RH no período de 2007 a 2019.

Por outro lado, para caracterizar a transmissão atmosférica em um local de interesse, diversos métodos tem sido utilizados, como foi mencionado acima. Um desse método é o modelo de densidade de vapor de água de superfície (como descrito acima), que é usado para estimar o vapor de água integrado na coluna atmosférica. O modelo supõe que o vapor de água diminui exponencialmente com a altitude para uma determinada altura de escala H_{PWV} . [OTAROLA et al. \(2010\)](#) estimou H_{PWV} para os diferentes locais de observação, mostrados na tabela 4. Os valores estimados da altura de escala (H_{PWV}) para os locais de Armazones e Tolar são 1,55 km no verão e para as outras estações do ano foi 1,74 km. Esses valores foram obtidas através da análise dos perfis de radiossonda, medidos na estação de *Antofagasta*. Para locais de maior altitude, como Tolonchar, o valor da H_{PWV} foi de 1,13 km, segundo o reportado por [Giovanelli et al. \(2001\)](#), e H_{PWV} para Mauna Kea é 1,10 km.

Com a intenção de compreender melhor o papel que cumpre a altura de escala do vapor de água (H_{PWV}) no local de CASLEO, foram realizados um conjunto de testes com a finalidade de avaliar nosso resultado obtido. Assim, com base na literatura, alguns autores reportam os valores de H_{PWV} para alguns locais de observação. Para este estudo consideraremos os valores de H_{PWV} reportados por [OTAROLA et al. \(2010\)](#), e dito acima. Para isso, foram feitas um conjunto de teste, nas quais simulamos o PWV para diferentes valores de H_{PWV} , isso nos permitirá ter uma ideia de como seria as condições atmosféricas se nosso local de estudo tivera essa H_{PWV} . Logo, esse valores simulados foram comparados com as medidas PWV registradas pela rede AERONET (2011-2014/07). Se o CASLEO tivera uma $H_{PWV} = 1,10$ km, como Mauna Kea, apontaria que o conteúdo de vapor de água simulado seja menor que o PWV medido pela AERONET. Por tanto, esse valor de H_{PWV} não mostra um cenário realista para a altitude do CASLEO. Agora, suponhamos o caso que CASLEO tivera uma $H_{PWV} = 1,13$ km (como o caso de Tolonchar), o resultado apontaria para um PWV simulado menor ao observado e um pouco maior do que o caso anterior. No caso que o CASLEO tivera uma $H_{PWV} = 1,74$ km (como o caso de Armazones, H_{PWV} calculado para todas as estações do ano com exceção de verão), o resultado desta simulação mostra que o um PWV obtido é maior que o PWV observado (AERONET). Esse mesmo comportamento é observado se a $H_{PWV} = 2$ km. Por tanto, isso confirmaria que o CASLEO é um bom local de observação.

5.5 Efeitos de Aerossóis

Como dito anteriormente, a atmosfera é constituída por moléculas de gás, e também por pequenas partículas sólidas e líquidas suspensas no ar chamadas aerossóis. Sendo estas partículas de diferentes tamanhos, formas, composições químicas e propriedades físicas. Os aerossóis podem ter origem de fontes naturais (ex. poeira do

deserto, partículas marinhas, erupção vulcânica, incêndios florestais, sal marinho), e fontes antropogênicas (ex., queimadas, queimadas de combustíveis fosseis, poluição industrial). Ademais, os aerossóis desempenham um papel fundamental no clima, e também participam do balanço radiativo devido a sua interação com a radiação solar, espalhando e/ou absorvendo a radiação solar e terrestre. Sua distribuição e composição na atmosfera variam no espaço e tempo, também, dependem das condições meteorológicas e das fontes de aerossóis (HARRISON; JONES; LAWRENCE, 2004; MUYIMBWA et al., 2015). Além disso, eles podem interagir na atmosfera de duas formas diferentes: i) quando as partículas interagem com a radiação solar mediante o espalhamento e/ou absorção, afetando dessa forma o fluxo de radiação solar na atmosfera, resultando no aquecimento da atmosfera ou resfriamento da superfície, dependendo da concentração e das propriedades intrínsecas das partículas e da refletância da superfície; e ii) quando estas partículas interagirem indiretamente com a radiação solar, atuando como núcleos de condensação de nuvens (CCN, *Cloud Condensation Nuclei*). Sendo o CCN a base para a formação de nuvens, pois cada gotícula de nuvem requer uma partícula de aerossol para condensar-se durante o processo de formação de nuvens, caso contrário, as nuvens não se poderiam formar (TWOMEY, 1991). De fato, a interação entre os aerossóis e a radiação solar depende fortemente da relação entre o comprimento de onda da radiação incidente (λ) e o tamanho das partículas de aerossol.

Os aerossóis podem ser medidos usando instrumentos abordos de satélites e aeronaves, ou no solo. Assim, para monitorar o aerossol num local de interesse é necessário medir a espessura óptica do aerossol (AOT), que é uma medida da atenuação da radiação solar numa coluna de aerossóis atmosféricos, e a coluna de vapor de água precipitável (PWV). Com base nas observações globais de AOT e PWV é possível estimar as propriedades ópticas do aerossol, assim como avaliar a influência destas partículas no *budget* global da radiação e nas mudanças climáticas.

A fim de compreender a influência destas partículas no local de observação, neste estudo também foram utilizados as medidas de espessura óptica do aerossol (AOT) fornecidas pela rede de AERONET. Como dito anteriormente, além de monitorar o PWV, a rede também monitora o AOT em oito comprimentos de onda: 340, 380, 440, 500, 675, 870 e 1020 nm, como mostrado na Figura 44. Um comportamento sazonal das medidas de AOT é observado ao longo do período de observação, com altos valores registrados nos meses do verão e baixos no inverno. Esse padrão é mais evidente nos comprimentos de ondas curtos. Por outro lado, estudos realizados por MARTINS et al. (2017) tem mostrado que o local de CASLEO registra baixo valores de aerossol em comparação com outros locais de observação da rede AERONET (em América do Sul). Os mesmos autores também reportaram que a concentração de aerossol no local de observação possível está relacionada ao transporte de poeira mineral. Embora, a contribuição de aerossóis por fontes antropogênicas, ou seja, poluição, é descartado,

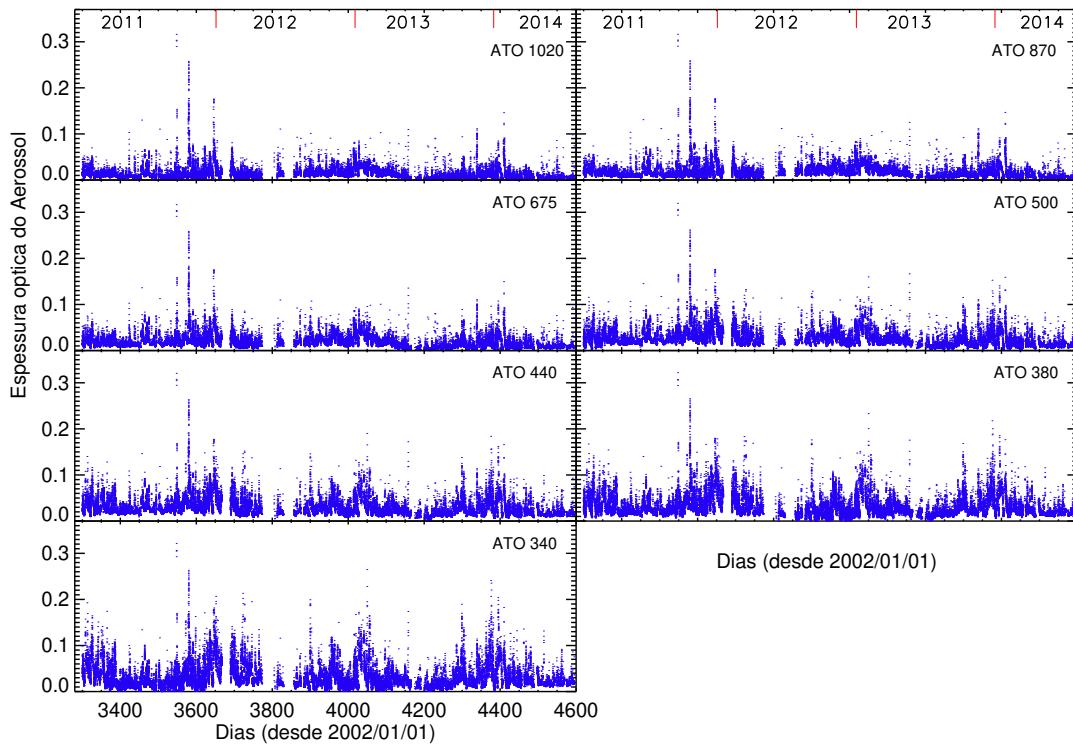


Figura 44 – Serie temporal das medidas de espessura óptica do aerossol nos comprimentos de onda $\lambda = 1020, 870, 675, 500, 440, 380$ e 340 nm. Esses valores foram obtidas durante o período de 2011 a 2014 pela estação de AERONET instalada no CASLEO.

pois, a cidade mais próxima ao local de observação está aproximadamente 40 km de distância. Segundo MARTINS et al. (2017), o padrão sazonal observado nos dados de aerossol, no CASLEO, estão possivelmente relacionadas ao transporte de queima de biomassa na Amazônia e poeira mineral.

Logo, foram comparadas as medidas da espessura óptica do aerossol, para os diferentes λ , com as medidas de PWV e τ_{212} , como mostrado na Figura 45. Essa análise foi feito em um total de 668 dias (1362 medições) registrados no período de janeiro de 2011 ate julho de 2014. Um ajuste linear foi aplicado entre ambas as quantidades. Nesta figura, observa-se, um aumento nos valores de AOT acompanhado com um aumento nos valores de PWV (a) e (b). Observa-se, que a maior influência entre as medidas de AOT e PWV, ocorrem em um $\lambda = 340$ nm, com um coeficiente de correlação $R = 0,63$. Além disso, esta influência vai diminuindo para comprimento de onda mais altos ($\lambda = 1020$ nm), com um coeficiente de correlação $R = 0,33$. Esse mesmo comportamento é observado com as medidas de τ_{212} , quando é comparado com as medidas de AOT, com um coeficiente de correlação $R = 0,60$.

Com a finalidade de verificar a influência da espessura óptica do Aerossol a longo prazo nas medidas de PWV e τ_{212} , foi feita uma comparação mensal, como mostrado na Figura 46. Como dito acima, um comportamento sazonal é observado entre

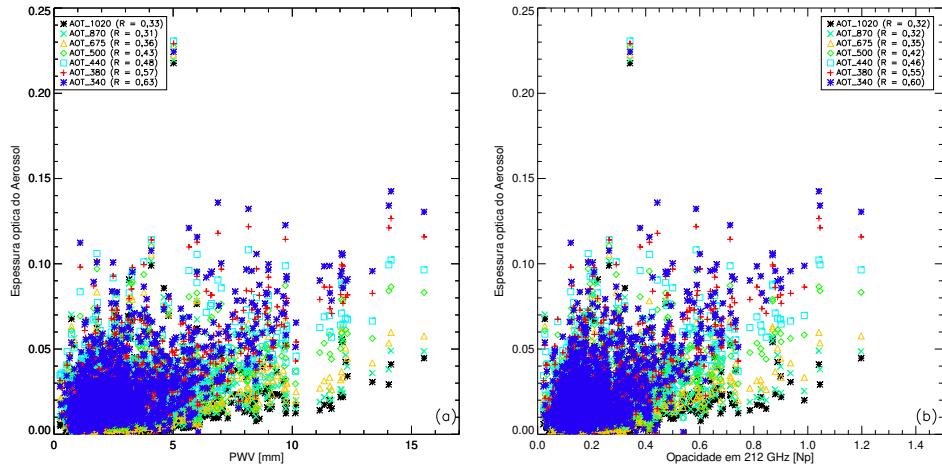


Figura 45 – (a) Gráfico de dispersão entre as medidas da espessura óptica do aerossol em todos os comprimentos de ondas e PWV, e seu correspondentes coeficientes de correlação R. (b) Similar ao gráfico (a) em função da τ_{212} e seu respectivo R. Para ambos casos é observado uma correlação linear de AOT em 340 com PWV e τ_{212} , com um alto coeficiente de correlação de $R = 0,63$ e $R = 0,60$, respectivamente.

ambas medidas, sendo mais evidente nos comprimentos de ondas curtos. Notamos, também, que as médias mensais de AOT aumentam gradualmente desde valores baixos entorno de 0,004 em junho a valores altos em torno de 0,058 em janeiro e logo diminui gradualmente. Enquanto, que as médias mensais de PWV e τ_{212} aumentam gradualmente com valores baixos em torno de 1,64 mm e 0,13 Np em julho até valores altos de 7,65 mm e 0,57 Np em janeiro e logo diminui.

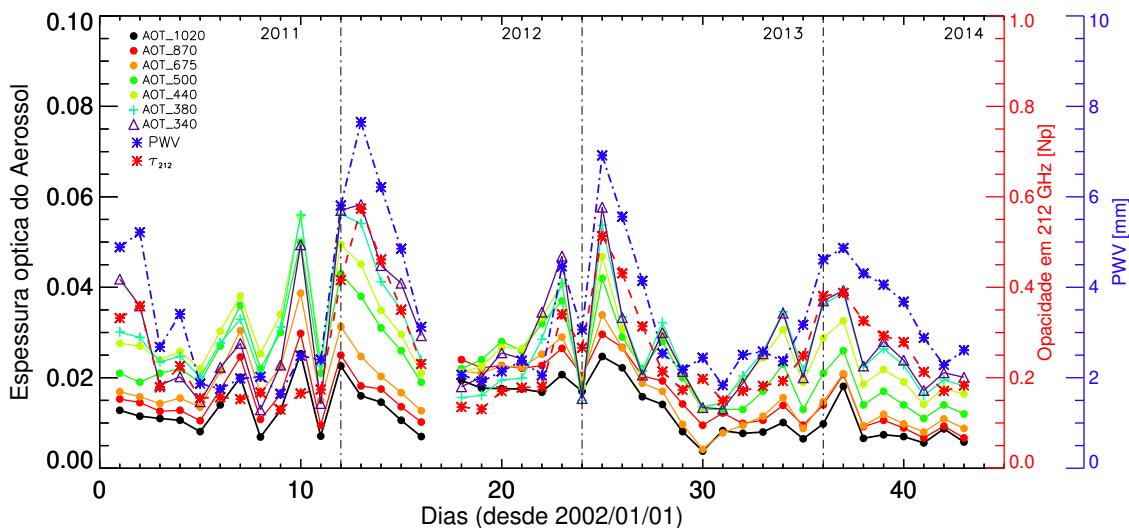


Figura 46 – Variação das médias mensais da espessura óptica do aerossol (AOT) para os diferentes λ e das médias mensais de PWV e τ_{212} obtida pelo método da brilhância do Sol, para o período de 2011–2014/07.

Capítulo 6

Conclusões

Neste trabalho apresentam-se os resultados a longo prazo das opacidades atmosféricas em 212 e 405 GHz, assim como uma análise estatística delas e sua relação com o conteúdo de vapor de água (PWV). A base de dados usada neste estudo corresponde às medidas registradas no observatório de CASLEO (2550 m de altitude), durante o período de 2006 a 2019. Para estimar a opacidade atmosférica (τ_{212} e τ_{405}) foi utilizado o método da brilhância do Sol, para isso, é necessário medir com antecedência o valor médio do produto \bar{P} . Um estudo detalhado deste parâmetro foi apresentado por [CORNEJO \(2017\)](#). Além disso, a opacidade zenital em 212 GHz foi determinada a partir do promédio das medidas de τ obtidas nos feixes 2 e 4, enquanto, que τ_{405} foi estimado considerando as medidas de τ no feixe 5, como foi discutido na seção [5.1.1](#). Comparando as opacidades τ_{405} e τ_{212} obtidas a partir de medições simultâneas, observamos uma correspondência muito significativa entre as duas quantidades, com um coeficiente de correlação linear de $R= 0,87$, e uma razão, $\tau_{405}/\tau_{212} \sim 7$, que é próximo ao valor da razão prevista pelo modelo de transmissão atmosférica. Outro resultado interessante desta análise foi a obtenção de baixos valores de τ ($\tau_{212} < 0,16\text{Np}$) para a altitude do CASLEO, em comparação com outros locais de observação situados a maior altitude que observam na mesma faixa de 210–230 GHz. Portanto, este resultado mostra evidentemente as vantagens que o CASLEO tem para fazer observações astronômicas em rádio.

Para ter um melhor entendimento da variabilidade da opacidade atmosférica em 212 GHz foi feita uma análise estadística das médias em diferentes escalas temporais (anual, mensal e diária). Os resultados mostram um claro comportamento sazonal de ano a ano, com melhores condições atmosféricas no inverno (JJA) e logo essas condições se deterioraram durante os meses de verão (DJF). Para verificar algumas tendências nas medidas de τ_{212} foi realizado uma análise mensal, ao longo do período de estudo (Figura 24). O resultado derivado dessa análise não mostra uma tendência clara, ou seja, um aumento ou diminuição significativa. Por outro lado, a análise das variações diárias

mensais de τ_{212} mostraram algumas tendências claras no perfil de observação, sendo mais pronunciadas em janeiro e fevereiro. Esse comportamento pode estar associado aos processos de convecção e à influência da camada de inversão. Enquanto as melhores condições atmosféricas foram observadas entre maio e outubro. Por último, as médias anuais das opacidades mostram um pequeno incremento de τ , mas não significativos no período de 2008, para ambas as frequências.

Para este trabalho também foi utilizada a transformada *wavelet*, com o intuito de encontrar e analisar as oscilações nas medidas de τ_{212} durante 2006 a 2019. O resultado interessante desta análise espectral mostram alguns períodos significativos de 0,15 (~ 2 meses); 0,27 (~ 3 meses); 1; 2,4 e 3 anos (Figure 28). Onde, o período de 0,27 anos (~ 3 meses) e 1 ano podem ser interpretados como oscilações sazonais e anuais, respectivamente. Enquanto, para os períodos de 2,4 e 3 anos, acreditamos que podem estar associados a uma oscilação Quase-bienal (QBO), mas precisa ser estuda com mais detalhe.

Por outro lado, também foi utilizada o método do duplo-scan solar, com o intuito de verificar a razão τ_{405}/τ_{212} obtida pelo método da brilhância do Sol. O método de extinção é prático e não depende do valor do produto, P , nem do fator de calibração. O resultado desta análise aponta para uma razão $\tau_{405}/\tau_{212} = 6,34$, menor à razão encontrada com o método da brilhância do Sol e com o modelo de transmissão atmosférica. Embora este resultado é mais próximo aos trabalhos aos encontrados na literatura.

Como segunda parte deste trabalho, apresentam-se os resultados de um estudo mais detalhado do conteúdo de vapor de água sobre o CASLEO. Para isso, foram utilizados as medidas de PWV registrada pela rede AERONET, no CASLEO, entre janeiro de 2011 e julho de 2014. Uma análise estadística das variações sazonais de PWV foram comparadas com os resultados obtidos em outros locais de observação (ex., Tolar, San Pedro Martín, Armazones, Mauna Kea e Tolonchar) e reportado por [OTAROLA et al. \(2010\)](#). O resultado interessante desta comparação evidência que o CASLEO tem melhores condições atmosféricas do que se esperaria ter em teoria (Figura 32). Segundo essa análise mostra que o CASLEO estatisticamente tem um comportamento semelhante ao local de ARMAZONES para as estações de verão, outono e primavera, enquanto ao inverno, estatisticamente é similar ao local de Mauna Kea, como discutido na subsecção 5.3.1. Para compreender melhor o resultado encontrado para o CASLEO foi feita uma busca minuciosa de locais de observação onde a rede AERONET opera. Baseados nestos resultados podemos dizer que o local de CASLEO é um bom local para as observações sub-milimétricas, pois registra um menor conteúdo de vapor de água para sua altitude em comparação com outros observatórios. Portanto, o resultado obtido neste trabalho reforça a ideia sugerida por [MELO et al. \(2005\)](#) que o baixo conteúdo de vapor de água é devido à localização geográfica do CASLEO, pois este está situada

entre duas grandes cadeias montanhosas. Além disso, um estudo adicional acerca da periodicidade do PWV, mostra que as medidas de PWV tem uma periodicidade anual significativa, em comparação com as outras pequenas oscilações encontradas, como foi discutido na subseção 5.3.2.

Estudos anteriores por CASSIANO et al. (2018) e VALLE-SILVA et al. (2019) mostram que as opacidades atmosféricas em ondas sub-milimétricas e milimétricas medidas no CASLEO, estão bem correlacionadas com as medidas de PWV registrada pela estação de AERONET. A fim de verificar a forte tendência encontrada entre ambas as quantidades, foi feita uma comparação entre PWV e τ_{212} , no período de janeiro de 2011 a julho de 2014. Como há de esperar, o resultado desta comparação mostra uma excelente correlação entre ambas quantidades, com $R = 0,97$. Assim, a fim de verificar algumas tendências a longo prazo das medidas de PWV obtidas a partir da correlação encontrada foi feito uma análise mensal. Similar ao caso da opacidade, não é observada uma tendência clara nas medidas de PWV, como mostrado na Figura 40. Para avaliar a boa correlação entre PWV e τ_{212} , foram adicionadas para cada mês, as medidas de PWV registradas pela rede AERONET (asteriscos verdes na Figura 40). O resultado confirma a excelente correlação entre ambas as quantidades. Embora, é observado para alguns meses que PWV_{AER} é maior que PWV (derivado das medidas τ_{212}). Esses pequenos incrementos foram observados nos meses de janeiro, março e dezembro, sendo mais pronunciado em março e dezembro. Assumimos que esse comportamento nas medidas de PWV (derivado das medidas τ_{212}) este associado à variação de τ_{212} . Um estudo adicional respeito à periodicidade nos valores de PWV (derivada a partir das medidas τ_{212}) mostram períodos semelhantes à obtida para τ_{212} .

Por outro lado, com o intuito de estimar a altura de escala do vapor de água (H_{PWV}) no CASLEO, foram utilizadas as medidas dos parâmetros meteorológicos. Segundo OTAROLA et al. (2010), o vapor de água (PWV) integrado na atmosfera, para uma dada H_{PWV} , pode ser estimado usando a equação 5.6. Esse modelo supõe que PWV diminui exponencialmente com a altitude para uma determinada altura de escala. Esse estudo foi realizado no período 2011 e 2014/07, isso com a finalidade de serem comparados os valores de PWV simulado (PWV_{SST}) com as medidas observadas. Para essa análise, foram utilizadas as medidas dos parâmetros meteorológicos da estação Burek. O resultado desta análise aponta para uma $H_{PWV} = 1,46$ km, e pode variar entre uma escala de 1,44 — 1,55 km, como discutido na seção 5.4. O interessante desta análise é que a partir de um dado valor de H_{PWV} , podemos simular os possíveis cenários para um local de interesse. Outro resultado interessante derivado da comparação entre o PWV obtido através das medidas de τ_{212} e o PWV simulado a partir dos parâmetros meteorológicos é a boa correspondência entre ambas as medidas. Por último, também, uma boa correlação foi encontrada entre as medidas de espessura óptica do Aerossol em 340 nm e as medidas de PWV e τ_{212} , com um coeficiente de correlação $R = 0,63$ e

$R = 0, 60$, respectivamente.

Referências

- AMBAUM, MAARTEN H. P. *Thermal Physics of the atmosphere*. [S.l.]: Wiley-BlackWell, 2010. Citado 4 vezes nas páginas [8](#), [24](#), [27](#) e [29](#).
- BALDWIN, M. P. et al. The quasi-biennial oscillation. *Reviews of Geophysics*, v. 39, n. 2, p. 179–229, 2001. Disponível em: <<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/1999RG000073>>. Citado na página [65](#).
- BÖHM, C. et al. Water vapor variability in the Atacama Desert during the 20th century. *Global and Planetary Change*, v. 190, p. 103192, jul. 2020. Citado na página [18](#).
- BRUEGGE, C. J. et al. Water vapor column abundance retrievals during fife. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 97, n. D17, p. 18759–18768, 1992. Disponível em: <<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/92JD01050>>. Citado na página [50](#).
- BUSTOS, R. et al. Parque Astronómico de Atacama: An Ideal Site for Millimeter, Submillimeter, AND Mid-Infrared Astronomy. *Pub. Astron. Soc. Pac.*, v. 126, n. 946, p. 1126, dez. 2014. Citado na página [16](#).
- CALISSE, P. G. The Effect of a Radome on Submillimeter Site-Testing Measurements. *Publications of the Astronomical Society of Australia*, v. 21, p. 252–255, 2004. Citado na página [36](#).
- CASSIANO, M. M. et al. Precipitable water vapor and 212 ghz atmospheric optical depth correlation at el leoncito site. *Journal of Atmospheric AND Solar-Terrestrial Physics*, v. 168, p. 32 – 36, 2018. ISSN 1364-6826. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S136468261730576X>>. Citado 4 vezes nas páginas [19](#), [20](#), [74](#) e [88](#).
- CASTRO, C. G. Giménez de et al. Instantaneous positions of microwave solar bursts: Properties AND validity of the multiple beam observations. *Astron. Astrophys. Suppl.*, v. 140, p. 373–382, dez. 1999. Citado na página [41](#).
- CHAMBERLIN, R. A. AND BALLY, J. The observed relationship between the south pole 225-ghz atmospheric opacity and the water vapor column density. *International Journal of Infrared AND Millimeter Waves*, v. 16, n. 5, p. 907–920, 1995. ISSN 1572-9559. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1007/BF02066665>>. Citado 2 vezes nas páginas [18](#) e [67](#).
- CHANDRASEKHAR, S. *Radiative transfer*. [S.l.]: New York: Dover, 1960. Citado na página [30](#).

- CORNEJO, D. Determinação da opacidade atmosférica em comprimentos de ondas submilimétricas. Dissertação (M.S. Dissertation) — Universidade Presbiteriana Mackenzie, São Paulo, Brazil, 2017. <<http://tede.mackenzie.br/jspui/hANDle/tede/3581>>. Citado 10 vezes nas páginas 9, 19, 20, 37, 39, 50, 51, 53, 54 e 86.
- COSTA, J. E. R. et al. A Method for Arc-Second Determination of Solar Burst Emission Centers with High Time Resolution AND Sensitivity at 48 GHz. *Solar Phys.*, v. 159, p. 157–171, jun. 1995. Citado na página 41.
- DICKE, R. H. et al. Atmospheric absorption measurements with a microwave radiometer. *Phys. Rev.*, American Physical Society, v. 70, p. 340–348, Sep 1946. Disponível em: <<https://link.aps.org/doi/10.1103/PhysRev.70.340>>. Citado 3 vezes nas páginas 18, 19 e 36.
- GILES, D. M. et al. Advancements in the aerosol robotic network (aeronet) version 3 database – automated near-real-time quality control algorithm with improved cloud screening for sun photometer aerosol optical depth (aod) measurements. *Atmospheric Measurement Techniques*, v. 12, n. 1, p. 169–209, 2019. Disponível em: <<https://amt.copernicus.org/articles/12/169/2019/>>. Citado 2 vezes nas páginas 48 e 50.
- GIOVANELLI, R. et al. The Optical/Infrared Astronomical Quality of High Atacama Sites. II. Infrared Characteristics. *Pub. Astron. Soc. Pac.*, v. 113, p. 803–813, jul. 2001. Citado na página 82.
- HALTHORE, R. N. et al. Sun photometric measurements of atmospheric water vapor column abundance in the 940-nm band. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 102, n. D4, p. 4343–4352, 1997. Disponível em: <<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/96JD03247>>. Citado 2 vezes nas páginas 49 e 50.
- HAN, Y.; WESTWATER, E. R. Analysis and improvement of tipping calibration for ground-based microwave radiometers. *IEEE Transactions on Geoscience AND Remote Sensing*, v. 38, n. 3, p. 1260–1276, May 2000. ISSN 0196-2892. Citado na página 36.
- HARGREAVES J. K. *The solar-terrestrial environment*. [S.l.]: Cambridge University Press, 1992. Citado 2 vezes nas páginas 8 e 23.
- HARRISON, R. M.; JONES, A. M.; LAWRENCE, R. G. Major component composition of pm10 and pm2.5 from roadside and urban background sites. *Atmospheric Environment*, v. 38, n. 27, p. 4531 – 4538, 2004. ISSN 1352-2310. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1352231004005011>>. Citado na página 83.
- HERRMANN, R. et al. A multibeam antenna for solar mm-wave burst observations with high spatial AND temporal resolution. *Solar Phys.*, v. 142, p. 157–170, nov. 1992. Citado na página 41.
- HOLBEN, B. et al. Aeronet—a federated instrument network and data archive for aerosol characterization. *Remote Sensing of Environment*, v. 66, n. 1, p. 1 – 16, 1998. ISSN 0034-4257. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425798000315>>. Citado 3 vezes nas páginas 48, 49 e 50.

- HOLBEN, B. N. et al. An emerging ground-based aerosol climatology: Aerosol optical depth from AERONET. *J. Geophys. Res.*, v. 106, p. 12, jun. 2001. Citado na página 48.
- JEWELL, P. R. Millimeter Wave Calibration Techniques. In: Stanimirovic, S. et al. (Ed.). *Single-Dish Radio Astronomy: Techniques AND Applications*. [S.l.: s.n.], 2002. (Astronomical Society of the Pacific Conference Series, v. 278), p. 313–328. Citado na página 36.
- J.W. WATERS. 2.3. absorption and emission by atmospheric gases. In: MEEKS, M. (Ed.). *AstrophysicsRadio Telescopes*. Academic Press, 1976, (Methods in Experimental Physics, v. 12, Part B). p. 142 – 176. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0076695X08606845>>. Citado na página 17.
- KAUFMANN, P. Observations of Solar Flares from GHz to THz Frequencies. *Astrophysics AND Space Science Proceedings*, v. 30, p. 61, jan. 2012. Citado 2 vezes nas páginas 8 e 41.
- KAUFMANN, P. et al. Rapid Pulsations in Sub-THz Solar Bursts. *Astrophys. J.*, v. 697, p. 420–427, maio 2009. Citado na página 41.
- KAUFMANN, P. et al. New telescopes for ground-based solar observations at submillimeter AND mid-infrared. In: *Ground-based AND Airborne Telescopes II*. [S.l.: s.n.], 2008. (*Proceedings of the SPIE*, v. 7012), p. 70120L. Citado 6 vezes nas páginas 9, 19, 40, 41, 43 e 57.
- KAUFMANN, P. et al. The New Solar Submillimeter-Wave Telescope Project(SST). In: *Proceedings of Kofu Symposium*. [S.l.: s.n.], 1994. p. 323–326. Citado na página 41.
- KAUFMANN, P. et al. A New Solar Burst Spectral Component Emitting Only in the Terahertz Range. *Astrophys. J. Lett.*, v. 603, p. L121–L124, mar. 2004. Citado na página 41.
- KSHUDIRAM, S. *The Earth's Atmosphere: Its Physics AND Dynamics*. [S.l.]: Springer, 2008. Citado na página 24.
- LANE, A. P. Submillimeter Transmission at South Pole. In: Novak, G.; LANDSBERG, R. (Ed.). *Astrophysics From Antarctica*. [S.l.: s.n.], 1998. (Astronomical Society of the Pacific Conference Series, v. 141), p. 289–295. Citado na página 36.
- MARTINS, V. S. et al. Validation of high-resolution MAIAC aerosol product over South America. *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, v. 122, n. 14, p. 7537–7559, jul. 2017. Citado 2 vezes nas páginas 83 e 84.
- MASSON, C. R. Atmospheric Effects AND Calibrations. In: *IAU Colloq. 140: Astronomy with Millimeter AND Submillimeter Wave Interferometry*. [S.l.: s.n.], 1994. (Astronomical Society of the Pacific Conference Series, v. 59), p. 87–95. Citado na página 17.
- MCMILLAN, R. W.; GALLAGHER, J. J.; COOK JR., A. M. Calculations of antenna temperature, horizontal path attenuation, AND zenith attenuation due to water vapor in the frequency bAND 150-700 GHz. *IEEE Transactions on Microwave Theory Techniques*, v. 25, p. 484–488, jun. 1977. Citado na página 36.
- MELO, A. M. et al. Determination of submillimeter atmospheric opacity at El Leoncito, Argentina ANDes. *Bulletin of the Astronomical Society of Brazil*, v. 23, p. 202–203, ago. 2003. Citado 8 vezes nas páginas 8, 19, 35, 36, 39, 40, 44 e 56.

- MELO, A. M. et al. Submillimeter-Wave Atmospheric Transmission at El Leoncito, Argentina ANDes. *IEEE Transactions on Antennas AND Propagation*, v. 53, p. 1528–1534, abr. 2005. Citado 9 vezes nas páginas 36, 37, 38, 39, 40, 44, 56, 70 e 87.
- MICHALSKY, J. J.; LILJEGREN, J. C.; HARRISON, L. C. A comparison of sun photometer derivations of total column water vapor and ozone to standard measures of same at the southern great plains atmospheric radiation measurement site. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 100, n. D12, p. 25995–26003, 1995. Disponível em: <<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/95JD02706>>. Citado 2 vezes nas páginas 49 e 50.
- MUYIMBWA, D. et al. Aerosol optical properties AND precipitable water vapor column in the atmosphere of Norway. *Appl. Opt.*, OSA, 54, n. 6, p. 1505–1514, Feb 2015. Disponível em: <<http://ao.osa.org/abstract.cfm?URI=ao-54-6-1505>>. Citado na página 83.
- MÄTZLER, C. Ground-based observations of atmospheric radiation at 5, 10, 21, 35, and 94 ghz. *Radio Science*, v. 27, n. 3, p. 403–415, 1992. Disponível em: <<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/91RS03052>>. Citado na página 36.
- NIELL, A. E. et al. Comparison of measurements of atmospheric wet delay by radiosonde, water vapor radiometer, gps, and vlbi. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, American Meteorological Society, Boston MA, USA, v. 18, n. 6, p. 830 – 850, 2001. Disponível em: <https://journals.ametsoc.org/view/journals/atot/18/6/1520-0426_2001_018_0830_comoaw_2_0_co_2.xml>. Citado na página 78.
- NINGOMBAM, S. S. et al. Atmospheric opacity using 220 GHz (1.36 mm) radiometer data and water vapor trends over Indian Astronomical Observatory (IAO), Hanle. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, v. 208, p. 105404, out. 2020. Citado na página 58.
- OTAROLA, A. et al. Precipitable Water Vapor, Temperature, AND Wind Statistics At Sites Suitable for mm AND Submm Wavelength Astronomy in Northern Chile. *Pub. Astron. Soc. Pac.*, v. 131, n. 998, p. 045001, abr. 2019. Citado na página 60.
- OTÁROLA, A.; HIRIART, D.; PÉREZ-LEÓN, J. E. Statistical Characterization of Precipitable Water Vapor at San Pedro Martir Sierra in Baja California. *Revista Mexicana de Astronomía y Astrofísica*, v. 45, p. 161–169, out. 2009. Citado 2 vezes nas páginas 18 e 67.
- OTÁROLA, A. et al. Atmospheric transmission AND thermal background emission in the mid-infrared at Mauna Kea. In: *Journal of Physics Conference Series*. [S.l.: s.n.], 2015. (*Journal of Physics Conference Series*, v. 595), p. 012023. Citado na página 18.
- OTAROLA, A. et al. Thirty Meter Telescope Site Testing X: Precipitable Water Vapor. *Pub. Astron. Soc. Pac.*, v. 122, p. 470, abr. 2010. Citado 14 vezes nas páginas 11, 13, 18, 20, 68, 69, 70, 71, 72, 78, 79, 82, 87 e 88.
- OTAROLA, A. C.; QUEREL, R.; KERBER, F. Precipitable Water Vapor: Considerations on the water vapor scale height, dry bias of the radiosonde humidity sensors, AND spatial AND temporal variability of the humidity field. *arXiv e-prints*, p. arXiv:1103.3025, mar. 2011. Citado na página 18.

- OTAROLA, A. C.; QUEREL, R.; KERBER, F. Precipitable Water Vapor: Considerations on the water vapor scale height, dry bias of the radiosonde humidity sensors, and spatial and temporal variability of the humidity field. *arXiv e-prints*, p. arXiv:1103.3025, mar. 2011. Citado na página 78.
- ÖZDEMİR, S. et al. Precipitable water vapor (PWV) estimations from the site of the Eastern Anatolia Observatory* (DAG), a new astronomical observatory in Turkey. *Experimental Astronomy*, v. 46, n. 2, p. 323–336, nov. 2018. Citado na página 18.
- PARDO, J. R.; CERNICHARO, J.; SERABYN, E. Atmospheric transmission at microwaves (ATM): an improved model for millimeter/submillimeter applications. *IEEE Transactions on Antennas AND Propagation*, v. 49, n. 12, p. 1683–1694, Dec 2001. ISSN 0018-926X. Citado 2 vezes nas páginas 35 e 36.
- PEIXOTO, J.; OORT, A. H. The climatology of relative humidity in the atmosphere. *Journal of Climate*, v. 9, n. 12, p. 3443–3463, 1996. Disponível em: <[https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1996\)009<3443:TCORHI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1996)009<3443:TCORHI>2.0.CO;2)>. Citado na página 18.
- PENZIAS, A. A.; BURRUS, C. A. Millimeter-Wavelength Radio-Astronomy Techniques. *Ann. Rev. Astron. Astrophys.*, v. 11, p. 51, 1973. Citado 2 vezes nas páginas 17 e 36.
- PIACENTINI, R. et al. Selection of astrophysical/astronomical/solar sites at the argentina east andes range taking into account atmospheric components. *Advances in Space Research*, v. 57, n. 12, p. 2559–2574, 2016. ISSN 0273-1177. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0273117716300527>>. Citado na página 22.
- PLAMBECK, R. Measurements of atmospheric attenuation near 225 GHz: Correlation with surface water vapor density. *IEEE Transactions on Antennas AND Propagation*, v. 26, n. 5, p. 737–738, September 1978. ISSN 0018-926X. Citado 3 vezes nas páginas 18, 36 e 67.
- RADFORD, S. J.; HOLDAWAY, M. A. Atmospheric conditions at a site for submillimeter-wavelength astronomy. In: Phillips, T. G. (Ed.). *Advanced Technology MMW, Radio, AND Terahertz Telescopes*. [S.l.: s.n.], 1998. (*Proceedings of the SPIE*, v. 3357), p. 486–494. Citado na página 17.
- RADFORD, S. J. E. Observing Conditions for Submillimeter Astronomy. In: *Revista Mexicana de Astronomia y Astrofisica Conference Series*. [S.l.: s.n.], 2011. (*Revista Mexicana de Astronomia y Astrofisica Conference Series*, v. 41), p. 87–90. Citado 2 vezes nas páginas 18 e 44.
- RAULIN, J.-P. et al. Joint Measurements of Flare Flux Densities at 210 - 212 GHz by Two Different Radio Telescopes. *Solar Phys.*, v. 289, p. 1227–1237, abr. 2014. Citado 2 vezes nas páginas 38 e 39.
- REAGAN, J. A. et al. Assessment of atmospheric limitations on the determination of the solar spectral constant from ground-based spectroradiometer measurements. *IEEE Transactions on Geoscience AND Remote Sensing*, GE-24, n. 2, p. 258–266, March 1986. ISSN 1558-0644. Citado na página 50.

- SCHMID, B. et al. Comparison of Columnar Water-Vapor Measurements from Solar Transmittance Methods. *The Optical Society*, v. 40, p. 1886–1896, abr. 2001. Citado na página 50.
- SHIMABUKURO, F. Propagation through the atmosphere at a wavelength of 3.3mm. *IEEE Transactions on Antennas AND Propagation*, v. 14, p. 228–235, mar. 1966. Citado na página 36.
- SMIRNOV, A. et al. Cloud-screening and quality control algorithms for the AERONET database. *Remote Sensing of Environment*, v. 73, n. 3, p. 337 – 349, 2000. ISSN 0034-4257. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425700001097>>. Citado 2 vezes nas páginas 48 e 50.
- STEVENS, B.; BONY, S. Water in the atmosphere. *Physics Today*, v. 66, n. 6, p. 29, jan. 2013. Citado na página 18.
- THEISSING, H. H.; CAPLAN, P. J. Atmospheric Attenuation of Solar Millimeter Wave Radiation. *Journal of Applied Physics*, v. 27, p. 538–543, maio 1956. Citado na página 36.
- TOLBERT, C. W.; STRAITON, A. W. Solar Emission at Millimeter Wave Lengths. *Astrophys. J.*, v. 134, p. 91, jul. 1961. Citado na página 39.
- TORIBIO, P. G. et al. Two decades of km-resolution satellite- AND ground-based measurements of the precipitable water vapor in the Atacama Desert. *arXiv e-prints*, p. arXiv:2103.03917, mar. 2021. Citado na página 17.
- TORRENCE, C.; COMPO, G. P. A Practical Guide to Wavelet Analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 79, n. 1, p. 61–78, jan. 1998. Citado na página 63.
- TWOMEY, S. Aerosols, clouds and radiation. *Atmospheric Environment. Part A. General Topics*, v. 25, n. 11, p. 2435 – 2442, 1991. ISSN 0960-1686. Symposium on Global Climatic Effects of Aerosols. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0960168691901595>>. Citado na página 83.
- ULICH, B. L. Improved correction for millimeter-wavelength atmospheric attenuation. *Astrophys. Lett.; (United States)*, v. 21, p. 21–28, 1980. Citado 2 vezes nas páginas 16 e 17.
- VALIO, A. et al. POlarization Emission of Millimeter Activity at the Sun (POEMAS): New Circular Polarization Solar Telescopes at Two Millimeter Wavelength Ranges. *SolPhys*, v. 283, p. 651–665, abr. 2013. Citado na página 19.
- VALLE-SILVA, J. F. *Aprimoramento das técnicas observacionais e de calibração do Telescópio Solar para Ondas Submilimétricas (SST)*. Tese (Ph.D Tese) — Universidade Presbiteriana Mackenzie, São Paulo, Brazil, 2016. <<http://tede.mackenzie.br/jspui/handle/tede/3170>>. Citado na página 57.
- VALLE-SILVA, J. F. et al. Optical depth measurements at 45 and 90 ghz in casleo. *Journal of Atmospheric AND Solar-Terrestrial Physics*, v. 199, p. 105214, 2019. ISSN 1364-6826. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1364682620300328>>. Citado 3 vezes nas páginas 19, 74 e 88.

VOZIAKOVA, O. V. Atmospheric transparency over mount shatdzhatmaz in the optical and near-infrared ranges. *Astronomy Letters*, v. 38, n. 4, p. 271–279, Apr 2012. ISSN 1562-6873. Disponível em: <<https://doi.org/10.1134/S1063773712040068>>. Citado 2 vezes nas páginas 18 e 78.

WHITE, S. M. et al. Observing the Sun with the Atacama Large Millimeter/submillimeter Array (ALMA): Fast-Scan Single-Dish Mapping. *Solar Phys.*, v. 292, n. 7, p. 88, jul. 2017. Citado na página 58.

WULFSBERG, K. Atmospheric attenuation at millimeter wavelengths. *Radio Science*, v. 2, n. 3, p. 319–324, 1967. ISSN 1944-799X. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/rds196723319>>. Citado na página 36.

ZAMMIT, C. C.; ADE, P. A. R. Zenith atmospheric attenuation measurements at millimetre AND sub-millimetre wavelengths. *Nature*, v. 293, p. 550–552, out. 1981. Citado 2 vezes nas páginas 18 e 67.