

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL - UFRGS

**CENTRO ESTADUAL DE PESQUISAS EM SENSORIAMENTO
REMOTO E METEOROLOGIA - CEPSRM**

**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM SENSORIAMENTO
REMOTO - PPGSR**

**MODELAGEM ATMOSFÉRICA (8 - 12 μm) DE AMBIENTES
ÚMIDOS APLICADA NO PROCESSO DE CORREÇÃO DOS
DADOS DE EMISSIVIDADE DO SENSOR ASTER**

Paulo Roberto Markoski

Porto Alegre, agosto de 2015

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL - UFRGS
CENTRO ESTADUAL DE PESQUISAS EM SENSORIAMENTO
REMOTO E METEOROLOGIA - CEPSRM
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM SENSORIAMENTO
REMOTO - PPGSR

MODELAGEM ATMOSFÉRICA (8 - 12 μm) DE AMBIENTES
ÚMIDOS APLICADA NO PROCESSO DE CORREÇÃO DOS
DADOS DE EMISSIVIDADE DO SENSOR ASTER

Tese apresentada ao Programa de Pós-graduação em Sensoriamento Remoto
da UFRGS como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em
Sensoriamento Remoto.

Autor: Paulo Roberto Markoski

Orientadora: Prof. Dra. Silvia Beatriz Alves Rolim

Porto Alegre, agosto de 2015.

AGRADECIMENTOS

- À minha Orientadora e amiga Sílvia Beatriz Alves Rolim pelo incentivo e apoio, pelos momentos que contribuíram para meu crescimento profissional.
- A todos os professores do Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia da UFRGS.
- Aos meus colegas de curso, em especial ao Atílio Grondona pelo conhecimento passado sobre algoritmos e discussões sobre o infravermelho termal e a Lujan Iglesias pela ajuda na manipulação do espectrorradiômetro e extração das assinaturas espectrais.
- Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pelo auxílio financeiro da bolsa de estudo.

RESUMO

As imagens de sensores termais (8 – 12 μm) apresentam uma grande importância para os estudos ambientais. O produto de emissividade (produto AST05) do sensor *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER)* vem sendo usado em vários destes estudos. Entretanto, em regiões de atmosfera úmida este produto tem apresentado problemas, como erros na estimativa da emissividade e grande quantidade de ruído periódico. Estudos concluíram que estes problemas estão associados principalmente ao processo de correção atmosférica, o qual tem se mostrado inadequado nestas regiões. Este trabalho apresenta um estudo a respeito da qualidade do produto AST05 e uma alternativa ao atual processo de correção atmosférica destes dados, através da utilização de perfis atmosféricos (radiossondagem) coletados próximos ao local e momento do imageamento para reduzir erros gerados pela interferência atmosférica. Apresenta também um estudo referente ao ruído periódico e como ele pode ser minimizado no domínio da frequência, através dos filtros *notch*. Os resultados demonstraram que a utilização de perfis atmosféricos de radiossondas pode melhorar a qualidade das imagens de emissividade, em comparação ao produto AST05 e que o ruído periódico remanescente pode ser minimizado no processo de filtragem, produzindo imagens mais nítidas e com dados de emissividade de maior acurácia.

ABSTRACT

Thermal images (8-12 μm) held great importance for environmental studies. The emissivity product AST05 from sensor Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) has been used in several studies. However, in humid atmosphere areas this product has presented problems, such as errors in emissivity data and periodic noise. Studies have found that these problems are mainly associated to atmospheric correction process, which has proved inadequate in these regions. This work presents a study about the quality of AST05 product and also an alternative to the data correction process, using atmospheric profiles (radiosonde) near the place and time of imaging to perform the reduction of atmospheric interference. It also presents a study regarding the periodic noise and how it can be reduced in frequency domain, using notch filters. Results showed that the atmospheric correction process can be improved and the quality of the restored images compared to AST05 product is better. Remaining periodic noise can be minimized in the filtering process, producing sharper images and accurate data emissivity.

SUMÁRIO

CAPÍTULO I - APRESENTAÇÃO	11
1.1 INTRODUÇÃO	11
1.2 OBJETIVOS	13
1.2.1 Geral	13
1.2.2 Específicos	13
1.3 ÁREA DE ESTUDO	14
1.4 BASE DE DADOS	16
1.4.1 Dados espectrais de emissividade coletados em laboratório	16
1.4.2 Dados espectrais de emissividade extraídos do sensor ASTER	17
1.5 MÉTODOS E ETAPAS DE TRABALHO	18
CAPÍTULO II – CORREÇÕES RADIOMÉTRICAS DE IMAGENS NO INFRAVERMELHO TERMAL: PRINCÍPIOS E APLICAÇÕES NA SEPARAÇÃO DA TEMPERATURA/EMISSIVIDADE DE SUPERFÍCIES	19
2.1 INTERAÇÃO DA REM COM OS ALVOS.....	19
2.1.1 Origem das feições espectrais	20
2.1.2 Espectroscopia no infravermelho.....	21
2.1.3 O processo de absorção no infravermelho.....	23
2.1.4 O infravermelho termal (8 – 12 μm).....	24
2.1.5 Comportamento espectral de alvos no TIR	27
2.1.5.1 Emissividade de rochas.....	28
2.1.5.2 Emissividade de solos	29
2.1.5.3 Emissividade da vegetação	31
2.2 ATMOSFERA	33
2.2.1 Descrição geral da radiação atmosférica	33
2.2.2 Estrutura e composição atmosférica	35
2.2.3 Os efeitos atmosféricos sobre as imagens.....	40
2.3 O SENSOR ASTER.....	40
2.3.1 O Subsistema TIR	41
2.3.2 Níveis de processamento dos dados	42
2.3.3 Abordagem de correção de imagens TIR - ASTER.....	43
2.4 MÉTODOS DE ESTIMATIVA DE TEMPERATURA E EMISSIVIDADE DA SUPERFÍCIE	47
2.5 FILTROS NO DOMÍNIO DA FREQUÊNCIA	50
2.5.1 Introdução.....	50
2.5.2 Transformada de Fourier	51
2.5.3 A filtragem do ruído utilizando filtros notch.....	58
CAPÍTULO III - MATERIAL E MÉTODOS	60
3.1 SELEÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO E A IMAGEM TIR-ASTER	60
3.2 PRÉ-PROCESSAMENTO DAS IMAGENS TIR.....	61
3.3 ESTIMATIVA DOS PARÂMETROS ATMOSFÉRICOS E CORREÇÃO DAS IMAGENS.....	62
3.4 ESTIMATIVAS DA EMISSIVIDADE E TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE	64
3.5 CONFIGURAÇÃO DOS FILTROS PARA REDUÇÃO DO RUÍDO PERIÓDICO	65
3.6 VALIDAÇÃO DOS DADOS GERADOS	66
CAPÍTULO IV - RESULTADOS.....	67
4.1 ANÁLISE DAS IMAGENS DE EMISSIVIDADE DO PRODUTO AST05.....	67

4.2 CORREÇÃO ATMOSFÉRICA DAS IMAGENS TIR L1B.....	71
4.3 APLICAÇÃO DOS MÉTODOS DE SEPARAÇÃO DE TEMPERATURA E EMISSIVIDADE	74
4.4 PROCESSO DE ANÁLISE E REDUÇÃO DO RUÍDO PERIÓDICO.....	76
4.5. VALIDAÇÃO DOS RESULTADOS	80
CAPÍTULO V - CONCLUSÕES	88
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	91

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1. LOCALIZAÇÃO DA REGIÃO DE ESTUDO (RGB ASTER - 2,3,1)	15
FIGURA 2. CLASSIFICAÇÃO DO SOLO DA ÁREA DE ESTUDO (FONTE: STRECK ET AL., 2008).	16
FIGURA 3. ESPECTRORRADIÔMETRO NICOLET 6700 UTILIZADO PARA COLETA DE ASSINATURAS DE EMISSIVIDADE DAS AMOSTRAS DE SOLO.	17
FIGURA 4. REPRESENTAÇÃO DO ESPECTRO ELETROMAGNÉTICO CONTENDO OS TIPOS DE PROCESSOS RESPONSÁVEIS PELA ABSORÇÃO/EMIÇÃO DE ENERGIA.	22
FIGURA 5. TIPOS DE VIBRAÇÕES OCORRIDAS NO INFRAVERMELHO RESPONSÁVEIS PELAS FEIÇÕES DE ABSORÇÃO DIAGNÓSTICAS DE MATERIAIS.	24
FIGURA 6. DISTRIBUIÇÃO ESPECTRAL DA ENERGIA RADIADA POR CORPOS NEGROS EM DIFERENTES TEMPERATURAS.	26
FIGURA 7. AS ASSINATURAS LOCALIZADAS À ESQUERDA DA IMAGEM REPRESENTAM ESPECTROS DE REFLECTÂNCIA BICÔNICA PARA DUAS AMOSTRAS: EM VERMELHO UMA ASSINATURA REPRESENTATIVA DO MINERAL QUARTZO E EM AZUL DO MINERAL AUGITA. À DIREITA ENCONTRAM-SE AS ASSINATURAS ESPECTRAIS DE EMISSIVIDADE PARA OS MESMOS MINERAIS EXTRAÍDAS COM BASE NOS DADOS DE REFLECTÂNCIA BICÔNICA ATRAVÉS DA APLICAÇÃO DA LEI DE KIRCHHOFF.	27
FIGURA 8. ASSINATURAS ESPECTRAIS DE EMISSIVIDADE DE UMA SÉRIE DE ROCHAS ULTRAMÁFICAS A ÁCIDAS.	28
FIGURA 9. ESPECTROS DE EMISSIVIDADE DE ALGUNS TIPOS DE SOLO.	30
FIGURA 10. ESPECTRO DE REFLECTÂNCIA DA CELULOSE ENTRE 8 E 12MM. ESPECTRO OBTIDO A PARTIR DA CELULOSE PULVERIZADA.	31
FIGURA 11. ESPECTROS DE EMISSIVIDADE DE ALGUNS TIPOS DE FOLHAS VERDES.	33
FIGURA 12. EXEMPLO DA TRANSMISSIVIDADE ATMOSFÉRICA E MOLÉCULAS ABSORVEDORAS RESPONSÁVEIS PELAS BANDAS DE ABSORÇÃO NO INTERVALO ESPECTRAL DE 1 A 14 MM.	34
FIGURA 13. EXEMPLO DE PERFIL DE VAPOR D'ÁGUA EXTRAÍDO DE DADOS DE SONDAÇÃO ATMOSFÉRICA NA CIDADE DE PORTO ALEGRE.	36
FIGURA 14. PERFIL DE CO ₂ UTILIZADO PELO MODTRAN PARA MODELAGEM DE PARÂMETROS ATMOSFÉRICOS EM ÁREAS URBANAS	37
FIGURA 15. PERFIL DE O ₃ UTILIZADO PELO MODTRAN PARA MODELAGEM DE PARÂMETROS ATMOSFÉRICOS EM ÁREAS URBANAS	38
FIGURA 16. PERFIL DE CH ₄ UTILIZADO PELO MODTRAN PARA MODELAGEM DE PARÂMETROS ATMOSFÉRICOS.	38
FIGURA 17. PERFS DE NO ₂ E NO UTILIZADOS PELO MODTRAN PARA MODELAGEM DE PARÂMETROS ATMOSFÉRICOS EM ÁREAS URBANAS	39
FIGURA 18. EXEMPLO DE CARD UTILIZADO PELO MODTRAN PARA ESTIMAR OS PARÂMETROS ATMOSFÉRICOS.	45
FIGURA 19. ESQUEMA DE PROCESSAMENTO NO DOMÍNIO DA FREQUÊNCIA USANDO A TRANSFORMADA DE FOURIER.	51
FIGURA 20. EXEMPLOS DE COMPORTAMENTO SINUSOIDAL EM IMAGENS DE BRILHO (DOMÍNIO ESPACIAL): (A) IMAGEM DE BAIXA FREQUÊNCIA; (B) IMAGEM DE ALTA FREQUÊNCIA	52
FIGURA 21. GRÁFICO DO ESPECTRO DE FOURIER PARA UM ÚNICO VALOR.	53
FIGURA 22. GRÁFICO DO ESPECTRO DE FOURIER REPRESENTANDO A IMAGEM-ESPELHO.	53
FIGURA 23. EXEMPLOS DE IMAGENS COM DIFERENTES FREQUÊNCIAS ESPACIAIS: (A) FREQUÊNCIA ESPACIAL MAIS ALTA E (B) SUA RESPECTIVA REPRODUÇÃO NO DOMÍNIO DA FREQUÊNCIA; (C) FREQUÊNCIA ESPACIAL MAIS BAIXA E (D) SUA RESPECTIVA REPRODUÇÃO NO DOMÍNIO DA FREQUÊNCIA.	54
FIGURA 24. (A) EXEMPLO DE QUE ORIENTAÇÕES NAS FREQUÊNCIAS NO DOMÍNIO ESPACIAL CORRESPONDEM A MESMA ORIENTAÇÃO NA IMAGEM DE FOURIER, NO DOMÍNIO DA FREQUÊNCIA; (B) EXEMPLO DE FUSÃO DE IMAGENS E SUA RESPECTIVA REPRESENTAÇÃO NO DOMÍNIO DA FREQUÊNCIA.	56
FIGURA 25. (A) APRESENTAÇÃO DE UMA IMAGEM REAL COMPLEXA NO DOMÍNIO ESPACIAL E (B) NO DOMÍNIO DA FREQUÊNCIA.	57
FIGURA 26. EXEMPLO DE FILTRO <i>NOTCH</i>	59
FIGURA 27. FLUXOGRAMA METODOLÓGICO DAS ETAPAS DE TRABALHO.	60
FIGURA 28. LOCALIZAÇÃO ÁREA DE ESTUDO: COMPOSIÇÃO R(2), G(3) E B(1) DO SUBSISTEMA VNIR/ASTER;	61

FIGURA 29. COMPARAÇÃO ENTRE PERFIS ATMOSFÉRICOS PADRÃO DO MODTRAN, MODELO MÉDIA LATITUDE DE VERÃO E OS PERFIS DE RADIOSSONDAGEM: (A) TEMPERATURA; (B) PRESSÃO; (C) UMIDADE RELATIVA E (D) UMIDADE RELATIVA DETALHADA ATÉ OS PRIMEIROS 25 KM	63
FIGURA 30. FUNÇÃO RESPOSTA ESPECTRAL DO SENSOR ASTER TIR FRENTE À TRANSMITÂNCIA ATMOSFÉRICA.....	64
FIGURA 31. FOTOGRAFIAS DAS AMOSTRAS DE SOLO EXPOSTO COLETADAS EM CAMPO AS QUAIS SERVIRAM DE REFERÊNCIA NO PROCESSO DE VALIDAÇÃO DOS RESULTADOS.	66
FIGURA 32. (A) COMPOSIÇÃO R(2)G(3)B(1), NÍVEL L1B. AS FIGURAS AST(10,11,12,13,14) CORRESPONDEM IMAGENS DE EMISSIVIDADE DO PRODUTO AST05. ESTA CENA É DATADA DE 01/01/2007. A IMAGEM (B) TAMBÉM ILUSTRA UMA COMPOSIÇÃO R(2)G(3)B(1), NÍVEL L1B, COM SUAS RESPECTIVAS IMAGENS EM EMISSIVIDADE AST(10,11,12,13,14), DATADAS DE 13/10/2006.....	68
FIGURA 33. (A) SEQUÊNCIA DE IMAGENS DO PRODUTO AST05 PARA ATMOSFERA SECA; (B) SEQUÊNCIA DE IMAGENS DO PRODUTO AST05 PARA ATMOSFERA ÚMIDA.	70
FIGURA 34. TRANSMITÂNCIA ATMOSFÉRICA, RADIANÇA ASCENDENTE (<i>PATH RADIANCE</i>) E RADIANÇA DESCENDENTE (<i>DOWNWELLING RADIANCE</i>) CALCULADAS PELO MODTRAN.....	72
FIGURA 35. COMPARAÇÃO ENTRE AS IMAGENS TIR DO SENSOR ASTER, EM VALORES DE RADIANÇA, ANTES E APÓS O PROCESSO DE CORREÇÃO ATMOSFÉRICA.....	73
FIGURA 36. COMPARAÇÃO ENTRE O PRODUTO AST05 (COLUNA DA ESQUERDA) E AS IMAGENS DE EMISSIVIDADE GERADAS NESTE TRABALHO UTILIZANDO OS MÉTODOS ALPHA (COLUNA DO MEIO) E REF (COLUNA DA DIREITA).	74
FIGURA 37. EXEMPLO DE RUÍDO PERIÓDICO REMANESCENTE APÓS O PROCESSO DE CORREÇÃO DOS EFEITOS ATMOSFÉRICOS. 75	
FIGURA 38. ESPECTROS DE FOURIER DE CINCO BANDAS DE EMISSIVIDADE TIR ASTER, UTILIZADAS NESTE ESTUDO.	76
FIGURA 39. PERFIS GERADOS SOBRE ALGUMAS REGIÕES DO ESPECTRO DE FOURIER DA BANDA 14 PARA ANÁLISE DOS VALORES E DO COMPORTAMENTO DO RUÍDO.....	77
FIGURA 40. EXEMPLOS DE FILTROS APLICADOS SOBRE AS IMAGENS DE EMISSIVIDADE.....	78
FIGURA 41. RESULTADO DA APLICAÇÃO DOS FILTROS NO DOMÍNIO DA FREQUÊNCIA SOBRE AS IMAGENS DE EMISSIVIDADE....	79
FIGURA 42. EXEMPLO DE FILTRO PASSA- <i>NOTCH</i> UTILIZADO PARA SEPARAR O RUÍDO E TRANSPÔ-LO PARA O DOMÍNIO ESPACIAL.	80
FIGURA 43. EMISSIVIDADE DA BANDA 13 DO MÉTODO <i>ALPHA</i> SOBREPOSTA AO MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO	81
FIGURA 44. (A) ASSINATURAS DE EMISSIVIDADE DE SOLO EXPOSTO AS QUAIS SERVIRAM DE REFERÊNCIA NO PROCESSO DE VALIDAÇÃO DOS RESULTADOS; (B) EXEMPLIFICAÇÃO DO PROCESSO DE REAMOSTRAGEM DAS DE REFERÊNCIA PARA ASSINATURAS COM A RESOLUÇÃO ESPECTRAL DO SENSOR ASTER	82
FIGURA 45. ASSINATURAS DE REFERÊNCIA EXTRAÍDAS EM LABORATÓRIO REAMOSTRADAS PARA A RESOLUÇÃO ESPECTRAL DO SENSOR ASTER.....	83
FIGURA 46. COMPARAÇÃO ENTRE AS ASSINATURAS DE EMISSIVIDADE DE SOLO EXPOSTO DE REFERÊNCIA E ASSINATURAS EXTRAÍDAS DO PRODUTO AST05 E L1B CORRIGIDAS (MÉTODO REF): (A) PONTO DE AMOSTRAGEM 1; (B) PONTO DE AMOSTRAGEM 2; (C) PONTO DE AMOSTRAGEM 3; (D) PONTO DE AMOSTRAGEM 4; E (E) PONTO DE AMOSTRAGEM 5. 84	
FIGURA 47. COMPARAÇÃO ENTRE AS ASSINATURAS DE EMISSIVIDADE DE SOLO EXPOSTO DE REFERÊNCIA (COLUNA A) E ASSINATURAS EXTRAÍDAS DAS IMAGENS L1B CORRIGIDAS, MÉTODO ALPHA (COLUNA B): (VERDE) PONTO DE AMOSTRAGEM 1; (VERMELHO) PONTO DE AMOSTRAGEM 2; (AMARELO) PONTO DE AMOSTRAGEM 3; (PRETO) PONTO DE AMOSTRAGEM 4; E (AZUL) PONTO DE AMOSTRAGEM 5.	85
FIGURA 48. GRÁFICOS DA REGRESSÃO APLICADA SOBRE AS ASSINATURAS DE REFERÊNCIA DAS AMOSTRAS DE SOLOS MEDIDOS EM LABORATÓRIO VERSUS ASSINATURAS EXTRAÍDAS DA IMAGEM: (A) PONTO DE AMOSTRAGEM 1; (B) PONTO DE AMOSTRAGEM 2; (C) PONTO DE AMOSTRAGEM 3; (D) PONTO DE AMOSTRAGEM 4; (E) PONTO DE AMOSTRAGEM 5. ...	87

LISTA DE TABELAS

TABELA 1. COMPOSIÇÃO DA ATMOSFERA, QUANDO SECA, ABAIXO DE 25 KM. FONTE (BARRY E CHORLEY, 1976)	36
TABELA 2. ESPECIFICAÇÕES DO SENSOR ASTER (ABRAMS & HOOK, 2002).....	41
TABELA 3. VALORES DOS PARÂMETROS ATMOSFÉRICOS, PONDERADOS PARA AS CINCO BANDAS DO SENSOR ASTER, UTILIZADOS NO PROCESSO DE CORREÇÃO ATMOSFÉRICA.....	73

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ALPHA - *ALPHA emissivity method*
AST05 - Produto de emissividade gerado através das imagens de radiância termal do sensor ASTER
AST08 - Produto de temperatura gerado através das imagens de radiância termal do sensor ASTER
ASTER - *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*
CFCs - Clorofluorcarbonetos
DN - *Digital number*
ENVI - *Environment for Visualizing Images*
EOS - *Earth Observing System*
ETM+ - *Enhanced Thematic Mapper Plus*
FTIR - *Fourier Transform infrared*
GDAS - *Global Data Assimilation System*
LAN - *Local Access Network*
LPDAAC - *Land Processes Distributed Active Archive Center*
METI - *Ministry of Economy Trade and Industry*
MIRACO2LAS - *Mid-infrared Airborne CO₂ Laser Spectrometer*
MMD - *Minimum Maximum Difference*
MODTRAN - *Moderate Spectral Resolution Atmospheric Transmittance algorithm and computer model*
NASA - *National Aeronautics and Space Administration*
NCEP - *National Centers for Environmental Prediction*
NEM - *Normalized Emissivity Method*
NIR - *Near Infrared*
NOR - *Emissivity Normalization Method*
NRL - *Naval Research Laboratory*
REF - *Reference channel method*
REM - *Radiação Eletromagnética*
RMN - *Ressonância Magnética Nuclear*
RSE - *Ressonância de Spin Eletrônico*
SEBASS - *Spatially Enhanced Broadband Array Spectrograph System*
SWIR - *Shortwave infrared*
TES - *Temperature and Emissivity Separation*
TIMS - *Thermal Infrared Multispectral Scanner*
TIR - *Thermal Infrared*
TM - *Thematic Mapper*
UV - *Ultravioleta*
VIS - *Visible*
VNIR - *Visible and Near Infrared*

CAPÍTULO I - APRESENTAÇÃO

1.1 INTRODUÇÃO

Com o lançamento do sensor TM (LANDSAT 4) no ano de 1981, outra região do espectro eletromagnético passou a ser empregada em maior escala nos estudos ambientais: o infravermelho termal (*Thermal Infrared* - TIR). Tradicionalmente, tais estudos utilizavam o intervalo entre a região do visível (*Visible* - VIS) e o infravermelho de ondas curtas (*Shortwave infrared* - SWIR) (0,4 - 2,5 μm). A região espectral do TIR tem uma grande importância para estudos relacionados ao mapeamento geológico/mineral, pois muitos minerais que não apresentam feições diagnósticas na região VIS e SWIR, apresentam no TIR, mais especificamente no intervalo entre 8 e 12 μm . Este é o caso dos silicatos, carbonatos, sulfatos, fosfatos, óxidos, dentre outros. (Christensen et al., 2000).

O TIR até recentemente era pouco abrangido pelos sensores multiespectrais, restringindo-se aos sensores TM (LANDSAT 5) e ETM+ (LANDSAT 7). Ambos contam com uma banda cobrindo o intervalo entre (10,4 - 12,5 μm), com resolução espacial de 120 m e 60 m, respectivamente. A cobertura de uma única banda nestes sensores impossibilita processamentos simples tais como razões de banda e a identificação das principais feições de absorção dos minerais. Em fevereiro de 2013 foi lançado o LANDSAT 8, com duas bandas no TIR, nos intervalos espectrais de 10,3 - 11,3 μm e 11,5 - 12,5 μm , com resolução espacial de 100 m.

Estudos mais detalhados, considerando o TIR, sempre dependeram de sensores aeroportados, de pouca abrangência e acesso restrito, aplicados principalmente em estudos de regiões áridas e semiáridas, como o TIMS (*Thermal Infrared Multispectral Scanner*), o MIRACO₂LAS (*Mid-infrared Airborne CO₂ Laser Spectrometer*) ou o SEBASS (*Spatially Enhanced Broadband Array Spectrograph System*) (Kahle et al., 1980; Cudahy et al.,

1999, Cudahy et al., 2000). Os bons resultados obtidos com o TIMS no mapeamento de minerais direcionaram a concepção do subsensor TIR do *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER)* (Kahle & Goetz, 1983; Kahle et al., 1980), tornando-o o primeiro sensor multiespectral orbital termal apto ao mapeamento de componentes minerais. Este subsensor possui 90 m de resolução espacial e cobertura semicontínua com cinco bandas (Abrams & Hook, 2002).

A partir das imagens captadas pelo sensor na região do TIR são gerados vários produtos, entre eles o AST05 (emissividade de superfície), utilizado para o estudo do comportamento de alvos. Este produto foi empregado com sucesso em vários trabalhos (Sobrino et al., 2007; Hulley et al., 2009; Sabol et al., 2009; Srivastava et al., 2010; Murphy et al., 2013). Entretanto, ao utilizá-lo para o mapeamento de rochas vulcânicas no sul da Bacia do Paraná - Brasil, verificou-se, através da análise de várias cenas, que o produto possuía baixíssima qualidade, apresentando grande quantidade de ruído periódico, também conhecido como *stripes*. Estes ruídos são sistemáticos e apresentam-se na forma de linhas horizontais por toda a imagem, interferindo em todas as bandas do sensor.

Para entender o que estava afetando as imagens foram realizadas pesquisas em outros trabalhos e encontrados relatos com o mesmo problema, onde as imagens apresentavam visualmente grande quantidade de ruído e erros tanto na estimativa da emissividade quanto no cálculo da temperatura (produto AST08) (Coll et al., 2007; Barreto et al., 2010; Gustafson et al., 2006; Gillespie et al., 2011). Estes trabalhos constataram que tais problemas estavam relacionados, principalmente, ao processo de correção atmosférica das imagens, agravando-se em regiões úmidas, onde a concentração de vapor d'água é maior e o processo de modelagem desta variável não mostra desempenho adequado. Com isso, o ruído periódico, muito comum em imagens termais, é intensificado.

A atmosfera úmida é uma característica de regiões tropicais. Os imageamentos realizados por sensores termais nestas regiões estarão suscetíveis a uma

maior degradação das informações. Isto tem restringido a realização de uma série de trabalhos utilizando este tipo de dado.

Para compreender melhor este problema e apresentar uma alternativa para a utilização de dados termais em regiões de atmosfera úmida, este trabalho, apresenta uma proposta para a correção das interferências atmosféricas em ambientes úmidos, para que estes dados possam ser utilizados no mapeamento geológico/mineral futuramente. Assim, realizou-se um estudo de modelagem atmosférica o qual foi aplicado no processo de correção das imagens do sensor ASTER. Um modelo de transferência radiativa, dados atmosféricos do momento do imageamento (radiossondagem) e técnicas de filtragem de ruído foram utilizados no estudo, o qual foi desenvolvido em uma área próxima à região metropolitana de Porto Alegre, estado do Rio Grande do Sul, Brasil.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Geral

Propor uma metodologia para melhoria da qualidade dos dados de emissividade do sensor ASTER em ambientes de atmosfera úmida utilizando um modelo de transferência radiativa para geração dos parâmetro atmosféricos aplicados no processo de correção dos dados.

1.2.2 Específicos

- Analisar a qualidade dos dados de emissividade do sensor ASTER, produto AST05, visando o mapeamento de solos/rochas;
- caracterizar regiões de atmosfera úmida através de um algoritmo de transferência radiativa, gerando dados e parâmetros aplicáveis ao processo de correção de imagens termais (8 -12 μ m);
- Analisar e comparar o produto de emissividade AST05 e o gerado neste trabalho;

- avaliar o efeito do processo de correção atmosférica sobre as imagens e sobre as assinaturas espectrais de emissividade, com enfoque para solos e rochas;
- Analisar o resultado da aplicação das técnicas de supressão/minimização de ruído periódico presente em imagens TIR/ASTER;

1.3 ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada na região metropolitana de Porto Alegre, estado do Rio Grande do Sul, Brasil. Tal região está inserida na porção sul da bacia vulcanossedimentar do Paraná (Figura 1). Esta bacia possui extensas unidades vulcânicas sob a forma de sucessões de derrames de lava que possuem uma espessura média de 650 m, podendo alcançar mais de 1.500 m no depocentro da bacia. Estas sucessões de derrames, que no Brasil são conhecidas como Formação Serra Geral, são formadas por rochas básicas, intermediárias e ácidas. Sua constituição se faz por basaltos e andesi-basaltos toleíticos (mais de 90%), andesitos toleíticos (cerca de 7%) e riolitos e riolacitos (cerca de 3%) (Melfi et al., 1988).

Quanto aos solos, o sul da bacia apresenta uma grande variedade destes, como consequência da complexa formação geológica e da ação climática existente. Entre eles podem ser citados os Alissolos, Argissolos, Cambissolos, Chernossolos, Gleissolos, Latossolos, Luvisolos, Neossolos, Nitossolos, Organossolos, Planossolos, Plintossolos e Vertissolos. Alguns deles, como os Latossolos, são desenvolvidos das rochas efusivas básicas e menos comumente de efusivas ácidas (Pedron, 2007).

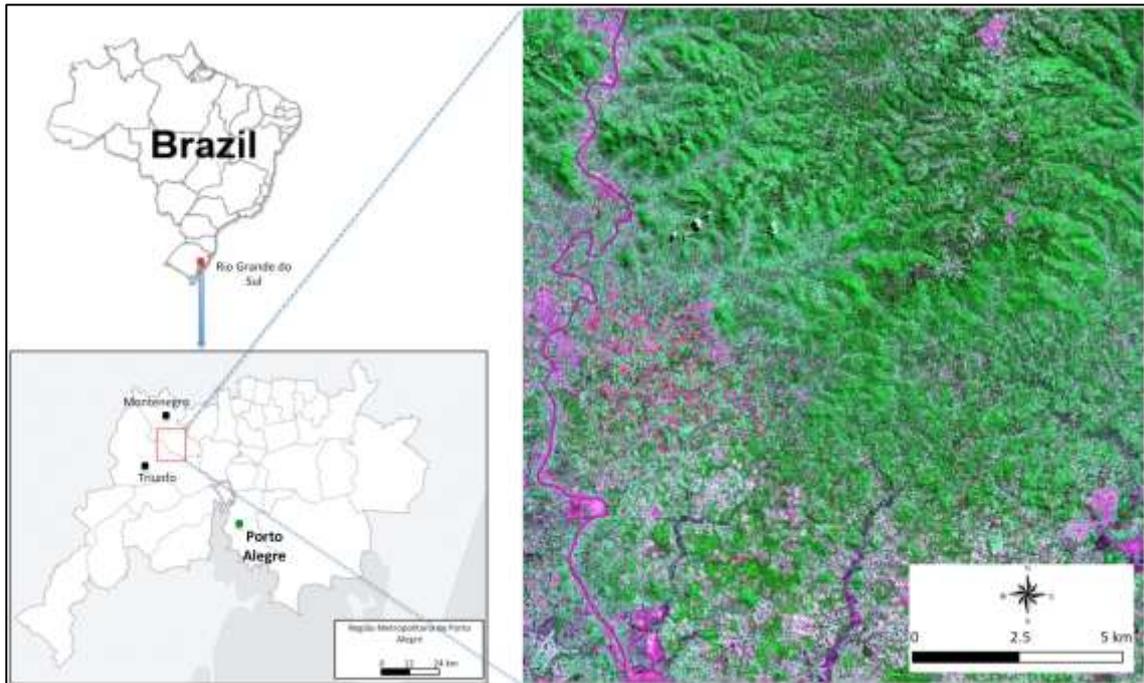


Figura 1. Localização da região de estudo (RGB ASTER - 2,3,1)

Visto que um dos motivos da realização deste trabalho foi obter imagens de emissividade com qualidade suficiente para que possam ser empregadas no mapeamento de solos e rochas, foi selecionado uma cena que apresentasse: (1) área com exposição de rochas/solos compatível com a resolução espacial do sensor ASTER; (2) dados meteorológicos disponíveis para a modelagem atmosférica. Assim, foi selecionada uma imagem ASTER localizada próximo à região metropolitana de Porto Alegre, coordenada central $29^{\circ} 31' 42''$, $-51^{\circ} 40' 19''$, a qual possui, além do primeiro requisito, dados meteorológicos diários disponíveis fornecidos por estação meteorológica localizada junto ao aeroporto.

Devido à baixa ocorrência de afloramentos rochosos horizontais nesta região, a validação dos resultados foi realizada através da análise dos solos existentes na região. Segundo Reinert et al. (2007) o solo da região é classificado como argissolo vermelho distrófico. São solos profundos, bem drenados, de coloração avermelhada e textura franco argilosa a argilosa com cascalhos (8 a 15% de cascalho). São porosos e desenvolvidos de granito (rocha intrusiva, comum na região do Escudo Sulriograndense). Apresentam baixa fertilidade química com saturação e soma de bases baixa e com teores baixos de matéria orgânica e normalmente, fortemente ácidos. Ocorrem em relevo ondulado,

sendo susceptíveis a erosão. Nas partes de relevo mais acidentado é comum à ocorrência de Neossolos Litólicos ou Neossolos Regolíticos.



Figura 2. Classificação do solo da área de estudo (Fonte: Streck et al., 2008).

1.4 BASE DE DADOS

A base de dados utilizada neste trabalho está descrita abaixo:

1.4.1 Dados espectrais de emissividade coletados em laboratório

Para a coleta das assinaturas espectrais de emissividade das amostras de solos foi utilizado o espectrorradiômetro Nicolet 6700 (Figura 3), operado em laboratório, no intervalo espectral entre 0,37 – 28 μm , em uma resolução ótica de 0.09cm^{-1} (Nicolet, 2004)



Figura 3. Espectrorradiômetro Nicolet 6700 utilizado para coleta de assinaturas de emissividade das amostras de solo.

1.4.2 Dados espectrais de emissividade extraídos do sensor ASTER

Foram avaliados o produto de emissividade AST05 do sensor ASTER e os gerados a partir de imagens L1B. O Produto de emissividade AST05 é disponibilizado pelo site <http://reverb.echo.nasa.gov/reverb> após a avaliação de um projeto, o qual deve informar o motivo da requisição e a aplicabilidade do produto. As imagens L1B, as quais são imagens em valores de radiância, também foram utilizadas para gerar dados de emissividade. Contudo, nestas imagens foram empregados processos de correção atmosférica e separação de temperatura/emissividade, os quais já vêm aplicados quando se trata do produto AST05. Uma descrição mais completa a respeito do sensor ASTER se encontra na Seção 2.3.

1.5 MÉTODOS E ETAPAS DE TRABALHO

O cumprimento dos objetivos do trabalho compreendeu a integração dos dados obtidos em cada uma das etapas descritas abaixo:

- 1) **Levantamento bibliográfico** sobre os diversos temas relacionados ao trabalho, incluindo: comportamento espectral de alvos na região do TIR; a atmosfera, sua estrutura e composição; algoritmos de separação entre emissividade/temperatura; técnicas de correção de ruído, etc.;
- 2) **saídas de campo** para coleta de amostras de rochas/solos. Foram coletadas amostras na região de Chapecó-SC, alguns municípios da serra gaúcha, entre eles Caxias do Sul, Flores da Cunha, Farroupilha e Bento Gonçalves e região metropolitana de Porto Alegre;
- 3) **análise do produto de emissividade AST05** do sensor ASTER. Nesta etapa foram estudados os motivos da degradação do produto AST05;
- 4) **estudo sobre o comportamento atmosférico em ambientes úmidos**: devido aos problemas encontrados com o produto AST05, optou-se por gerar produtos de emissividade do sensor ASTER realizando todas as etapas de processamento, a partir de dados Nível L1B. Os parâmetros atmosféricos modelados foram aplicados no processo de correção das imagens;
- 5) após a correção atmosférica, foram aplicados algoritmos de **separação entre emissividade/temperatura**. Nesta etapa também foi analisado o ruído presente em imagens TIR/ASTER e aplicados filtros no domínio da frequência para minimização do mesmo;
- 6) **Análise e interpretação dos resultados**: nesta etapa foram analisados os resultados dos processos de modelagem e correção atmosférica e de redução do ruído periódico em imagens de emissividade TIR/ASTER. Os dados de emissividades gerados a partir das imagens corrigidas foram comparados com dados de laboratório. Com os resultados obtidos foram elaborados artigos científicos.

CAPÍTULO II – CORREÇÕES RADIOMÉTRICAS DE IMAGENS NO INFRAVERMELHO TERMAL: PRINCÍPIOS E APLICAÇÕES NA SEPARAÇÃO DA TEMPERATURA/EMISSIVIDADE DE SUPERFÍCIES

Este Capítulo apresenta uma revisão a respeito dos principais conceitos relacionados com a temática do trabalho. Envolve os processos de Interação da Radiação Eletromagnética (REM) com os diferentes alvos, a interferência da atmosfera no processo de aquisição das imagens termais e também as técnicas envolvidas nos processamentos, desde o processo de separação entre emissividade/temperatura, o algoritmo utilizado na modelagem atmosférica, até a técnica de filtragem utilizada na redução do ruído periódico. Apresenta também uma descrição sobre o sensor utilizado neste trabalho, o ASTER, direcionada para o subsistema TIR.

2.1 INTERAÇÃO DA REM COM OS ALVOS

Pelo princípio da conservação de energia, a REM, com comprimento de onda específico, que incide sobre determinado alvo, será em parte refletida pela superfície, em parte absorvida pelos átomos e moléculas, podendo ser ainda transmitida, caso o material exiba alguma transparência. A soma desses três componentes é igual à intensidade da energia incidente (e.g., energia irradiada pela fonte de radiação). A relação entre a energia incidente no alvo e o tipo de fenômeno resultante da interação, pode fornecer os seguintes parâmetros espectrais (Drury, 2001):

Transmitância: razão entre a intensidade da REM transmitida por determinado alvo e a incidente.

Absortância: razão entre a intensidade da REM absorvida por determinado alvo e a incidente.

Reflectância: razão entre a intensidade da REM refletida por determinado alvo e a incidente.

A interação entre a energia eletromagnética e a matéria ocorre em dois níveis distintos: ao nível **macroscópico** e ao nível **atômico/molecular**. No caso especial das rochas e solos, as medidas de reflectância são macroscopicamente controladas pela textura da superfície, granulometria, forma, estrutura dos minerais e geometria da iluminação. Neste nível, os principais fenômenos envolvidos são: reflexão, refração e espalhamento da radiação incidente. Ao nível microscópico as medidas de reflectância são dependentes da composição mineralógica do material. As interações microscópicas são responsáveis por determinadas feições de absorção espectral da radiação cujas características dependem do tipo de estrutura interna dos constituintes, do tamanho dos seus raios atômicos, das forças de ligação e das impurezas iônicas contidas no material (Meneses, 2001).

2.1.1 Origem das feições espectrais

As feições espectrais de um determinado material correspondem às porções da curva de reflectância e/ou emissividade em determinado comprimento de onda, com intensidade e forma bem definidas e características do material. Essas feições espectrais são produzidas como consequência de processos eletrônicos (transições atômicas) e de processos vibracionais (transições moleculares) (Hunt & Salisbury, 1970).

- **Transições eletrônicas:** ocorrem ao nível do átomo, em sólidos, líquidos e gases. São importantes principalmente para os metais de transição, tais como: ferro, cobre, níquel, cromo, cobalto, manganês, etc. Esse tipo de transição requer alta energia e ocorre essencialmente nas regiões correspondentes às faixas do VIS ao NIR do espectro eletromagnético.

- **Transições vibracionais:** ocorrem ao nível da molécula e resulta em vibrações ou pequenas mudanças na disposição dos átomos de componentes

sólidos, líquidos ou gasosos. Estas transições predominam na região do SWIR e acima deste (Hunt & Ashley 1979, Clark et al.,1990) e depende de quantidades médias de energia.

Neste trabalho são de interesse os processos envolvendo as transições vibracionais, visto que, após o processo de modelagem e correção atmosférica das imagens, o trabalho visa a caracterização e mapeamento de feições de rochas e solos na região do TIR. A seguir são apresentados conceitos relacionados a este tipo de processo.

2.1.2 Espectroscopia no infravermelho

Quase todos os compostos que apresentam ligações covalentes, sejam orgânicos ou inorgânicos, absorvem várias frequências de radiação eletromagnética na região do infravermelho. Esta região envolve comprimentos de onda maiores que aqueles associados a luz visível (0,4 – 0,8 μm) e menores que aqueles associados a região das microondas (<1mm). No intervalo de 8 – 12 μm , vários minerais relacionados a rochas vulcânicas e solos exibem feições diagnósticas que podem ser mapeadas utilizando dados de sensoriamento remoto (Pavia et al., 2010). A Figura 4 ilustra a relação da região do infravermelho com as outras contidas no espectro eletromagnético.

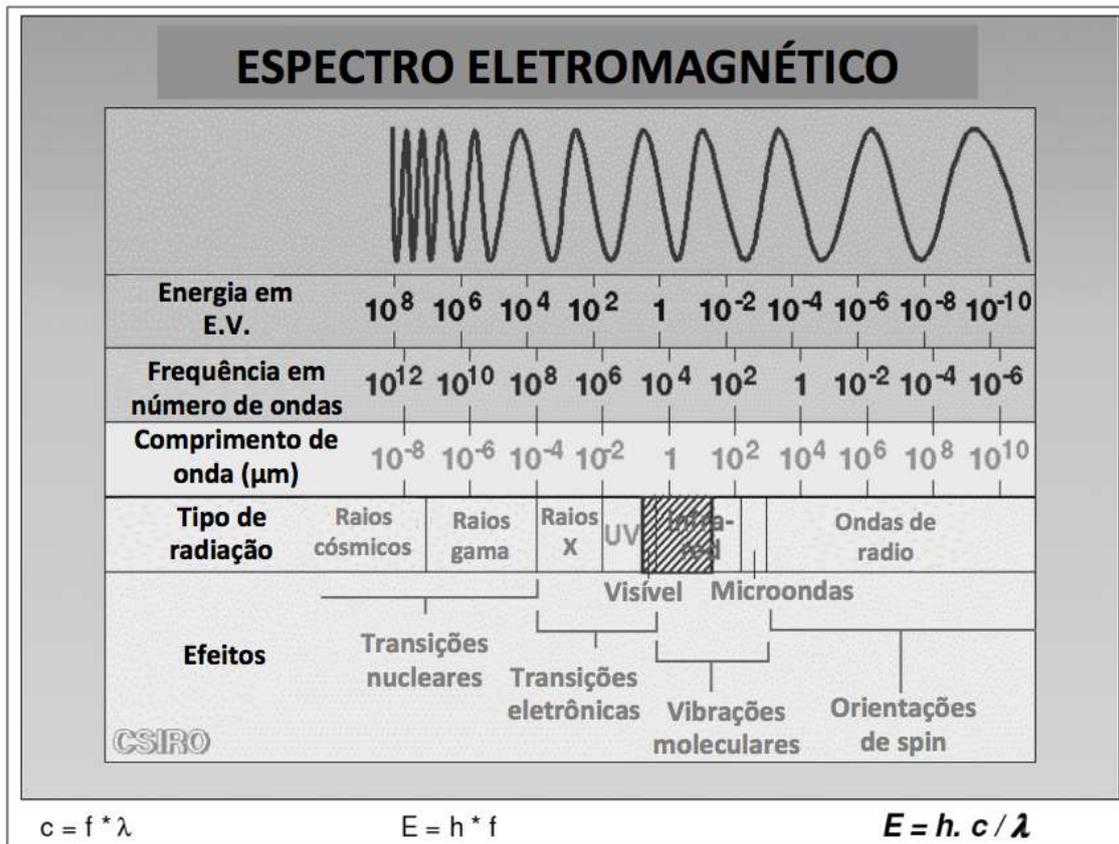


Figura 4. Representação do espectro eletromagnético contendo os tipos de processos responsáveis pela absorção/emissão de energia.
 Fonte: Souza Filho e Riley (2011).

A Figura 4 mostra que o comprimento de onda (λ) é inversamente proporcional à frequência “f” por meio da relação $f = c/\lambda$, em que c = velocidade da luz. Observe também que a energia é diretamente proporcional a frequência: $E = h \cdot f$, em que h = constante de Planck. Desta última equação pode-se ver qualitativamente que a radiação de energia mais alta corresponde à região de raios X do espectro, onde a energia pode ser grande o suficiente para quebrar as ligações das moléculas. Na outra ponta do espectro eletromagnético, as radiofrequências apresentam energias muito baixas, apenas o suficiente para causar transições de *spin*, nucleares ou eletrônicas, dentro das moléculas, isto é, ressonância magnética nuclear (RMN) ou ressonância de *spin* eletrônico (RSE), respectivamente (Pavia et al., 2010).

2.1.3 O processo de absorção no infravermelho

Assim como ocorre em outros tipos de absorção de energia, as moléculas, quando absorvem radiação no infravermelho, são excitadas para atingir um estado maior de energia. A absorção de radiação no infravermelho é, assim como outros processos de absorção, um processo quantizado. Uma molécula absorve apenas frequências (energias) selecionadas de radiação do infravermelho. Esta absorção corresponde a alterações de energia da ordem de 8 - 40 KJ/mol¹. A radiação nesta faixa de energia corresponde à faixa que engloba frequências vibracionais de **estiramento** e **dobramento** das ligações na maioria das moléculas mais covalentes. No processo de absorção são absorvidas as frequências de radiação no infravermelho que equivalem às frequências vibracionais naturais da molécula em questão, e a energia absorvida serve para aumentar a **amplitude** dos movimentos vibracionais das ligações na molécula. Contudo, nem todas as ligações em uma molécula são capazes de absorver energia no infravermelho, mesmo que a frequência da radiação seja exatamente igual à do movimento vibracional. Apenas as ligações que têm um **momento dipolo** que muda como uma função do tempo são capazes de absorver radiação no infravermelho. Ligações simétricas como H₂ ou Cl₂, não absorvem radiação no infravermelho (Pavia et al., 2010).

Como citado logo acima, os tipos mais comuns de movimento vibracional em uma molécula que dão origem a absorções são os modos de **estiramento** e **dobramento**. Na Figura 5 são apresentados os modos de estiramento e dobramento mais comuns. Em geral, as vibrações de estiramento ocorrem em frequências mais altas do que vibrações de dobramento. Os termos *scissoring* (tesoura), *wagging* (abano), *rocking* (balanço) e *twisting* (torção) são comumente usados para descrever faixas do infravermelho nos quais ocorrem certos tipos de deformações vibracionais.

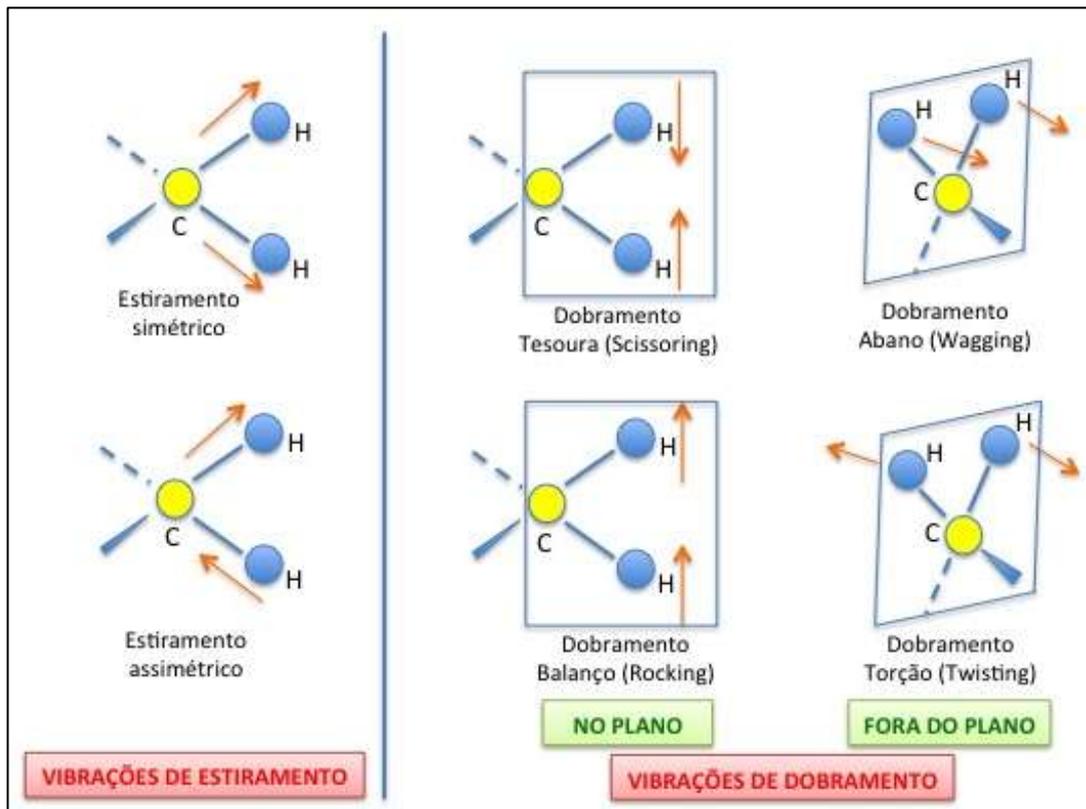


Figura 5. Tipos de vibrações ocorridas no infravermelho responsáveis pelas feições de absorção diagnósticas de materiais
 Fonte: adaptado de Pavia et al. (2010).

2.1.4 O infravermelho termal (8 – 12 μm)

A energia térmica é um tipo de energia cinética relacionada ao movimento aleatório de partículas. Esse movimento aleatório resulta na colisão de partículas, o que pode causar mudanças na órbita do elétron ou movimentos vibracionais e rotacionais de átomos ou moléculas (Hook et al., 1999). A mudança de estados de energia mais altos para mais baixos resulta na emissão de radiação eletromagnética, fazendo com que a energia térmica seja convertida em energia radiante. Conseqüentemente, toda matéria ($T > 0$ Kelvin) irradia energia no comprimento de onda do TIR (3 a 25 μm). Deve-se considerar que a temperatura não é uma propriedade intrínseca das superfícies, pois varia com o histórico de irradiação solar e condições meteorológicas. A emissividade, no entanto, é uma propriedade intrínseca da superfície e é independente da irradiância solar (Hook et al., 1999).

A emissividade é a habilidade que um alvo apresenta de irradiar e absorver energia termal em relação a um corpo negro na mesma temperatura. Para um corpo real, a emissividade é dada por:

$$\varepsilon = \frac{L_{s\lambda}}{L_{bb\lambda}}$$

onde:

$L_{s\lambda}$ = radiância espectral do material;

$L_{bb\lambda}$ = radiância espectral de um corpo negro sob a mesma temperatura.

Assim, a emissividade de um alvo qualquer será sempre menor que 1; ou seja, sempre menor que a emissividade de um corpo negro (Hook et al., 1999).

Um corpo negro é um conceito hipotético, um objeto capaz de transformar, numa taxa máxima, a energia térmica em energia radiante (Hook et al., 1999). A fórmula derivada por Max Planck para quantificar a emitância espectral de um corpo negro é:

$$M_{\lambda} = \frac{C_1}{\lambda^5 [\exp\left(\frac{C_2}{\lambda T}\right) - 1]} \quad (1)$$

Onde:

M_{λ} = Emitância espectral do corpo negro ($W.m^{-3}$)

λ = Comprimento de onda (m)

T = Temperatura absoluta (K)

C_1 = Primeira constante da radiação ($3,74151 \times 10^{-16} W.m^2$)

C_2 = Segunda constante da radiação (0,0142879 (m.K))

A emitância espectral de um corpo negro a um dado comprimento de onda aumenta quando a sua temperatura aumenta também. O comprimento de onda de uma emitância espectral máxima a uma dada temperatura pode ser calculada usando a Lei do Deslocamento de Wien:

$$\lambda_m = c/T \quad (2)$$

onde: $C = 2,898 \times 10^{-3} m.K.$ (constante da proporcionalidade).

A Figura 6 apresenta a distribuição espectral de energia para corpos negros em diferentes temperaturas e ilustra o deslocamento para comprimentos de onda menores quando a temperatura aumenta.

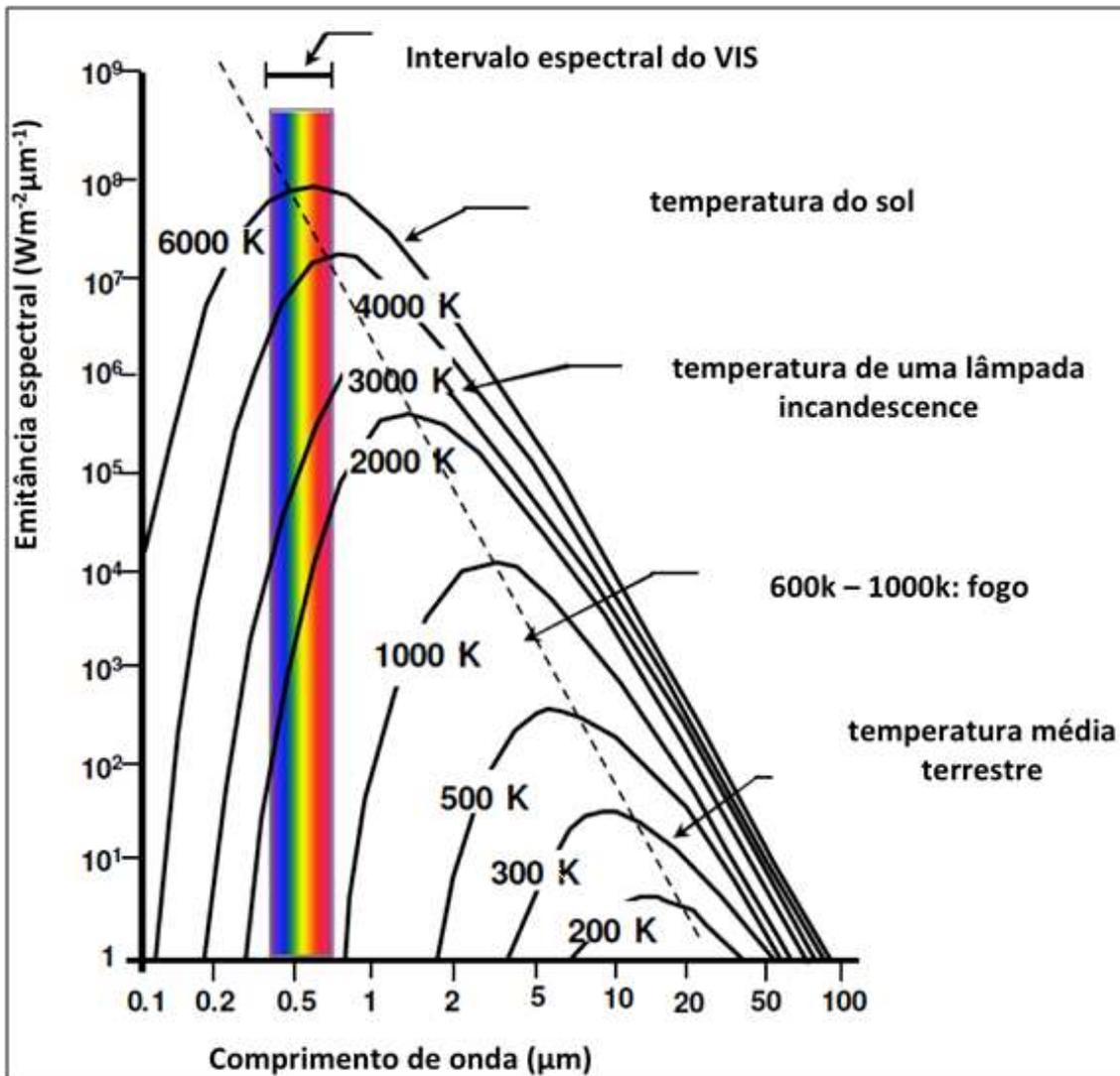


Figura 6. Distribuição espectral da energia radiada por corpos negros em diferentes temperaturas.

Na Figura 6, as áreas abaixo das curvas representam o total de energia emitida pelo corpo negro à determinada temperatura, o qual pode ser calculado através da equação:

$$M = \sigma \cdot T^4 \quad (3)$$

onde M = emitância to corpo negro a determinada temperatura T ;

σ = constante de Stefan-Boltzmann = $5.67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^2$.

Como citado anteriormente, os materiais reais não funcionam como corpos negros. Eles emitem radiação de acordo com suas características próprias. Na medida em que esses materiais estejam em equilíbrio termal com sua vizinhança, a Lei de Kirchhoff (simplificação) estabelece que a absorptância espectral é igual a emissividade espectral. Essa importante relação pode ser usada para determinar a emissividade (ϵ_λ) de um material através da sua reflectância hemisférica (R), assumindo que: $\epsilon_\lambda = 1 - R$ (Hook et al., 1999). Um exemplo desta conversão e apresentado na Figura 7, que ilustra espectros de reflectância e espectros convertidos para emissividade.

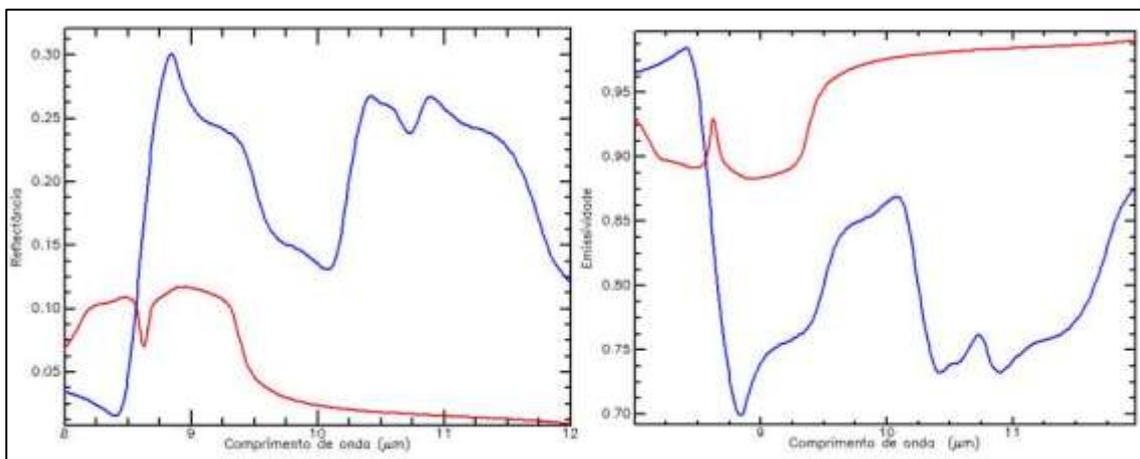


Figura 7. As assinaturas localizadas à esquerda da imagem representam espectros de reflectância bicônica para duas amostras: em vermelho uma assinatura representativa do mineral quartzo e em azul do mineral augita. À direita encontram-se as assinaturas espectrais de emissividade para os mesmos minerais extraídas com base nos dados de reflectância bicônica através da aplicação da lei de Kirchhoff.

2.1.5 Comportamento espectral de alvos no TIR

Esta seção apresenta uma descrição geral a respeito do comportamento espectral de rochas, solos e vegetação no intervalo espectral de 8 - 12 μm . O conhecimento deste comportamento se faz importante para a seleção das assinaturas espectrais de referência (*endmembers*) nas imagens e também para a interpretação de assinaturas extraídas de amostras de campo via espectrorradiômetro, possibilitando assim, comparar estas assinaturas e validar a qualidade das imagens de emissividade geradas neste trabalho.

2.1.5.1 Emissividade de rochas

As rochas são formadas por vários minerais e as assinaturas espectrais delas são resultado da constituição dos mesmos. Os minerais que compõem as rochas ácidas (sienita e granito, e.g.) têm seus mínimos de emissividade nos comprimentos de onda mais curtos do que aqueles comparados às rochas máficas (dunito e basalto, e.g.) (Figura 8). À medida que as rochas se tornam mais máficas, os mínimos de emissividade (máximo de reflectância) se deslocam para os comprimentos de onda mais longos (Figura 8).

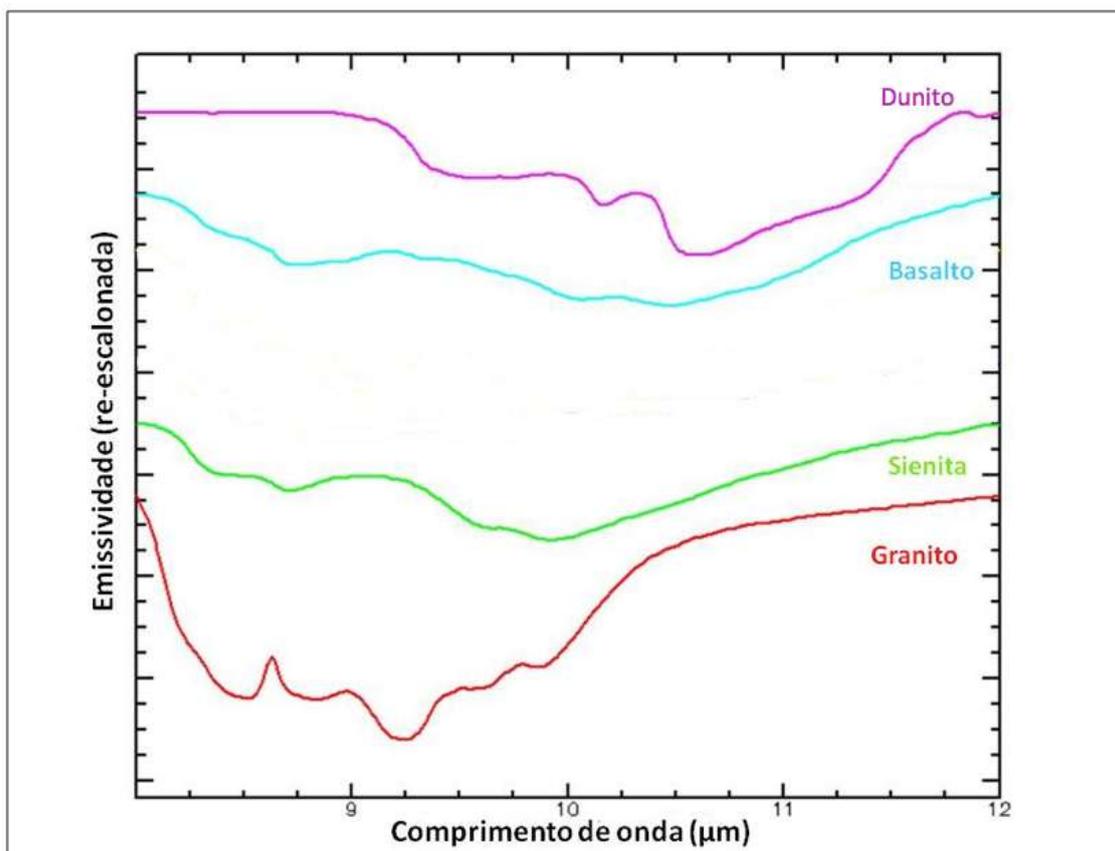


Figura 8. Assinaturas espectrais de emissividade de uma série de rochas ultramáficas a ácidas.

Fonte: Biblioteca espectral do ENVI, pertencentes ao trabalho de J. Salisbury (*Johns Hopkins University*).

Salisbury et al., (1991, 1994) apresentaram uma extensa documentação sobre o comportamento espectral de minerais no TIR. As feições de absorção mais intensas de todos os silicatos ocorrem em torno de 10 μm, porção do espectro conhecida como a região de estiramento da ligação Si-O (também conhecida como banda 'reststrahlen').

Para o estudo do comportamento espectral termal dos minerais associados às rochas, além das assinaturas espectrais das rochas coletadas via espectrorradiômetro, foi utilizada a biblioteca espectral da John Hopkins University (JHU) (Salisbury et al., 1991). Esta biblioteca compreende dados de reflectância bidirecional bicônica de minerais medidos no intervalo entre 2 e 25 μm . Os espectros dessa biblioteca não devem ser utilizados para estimativas quantitativas de emissividade, visto que somente dados de reflectância hemisférica (medidas com uma esfera integradora) podem ser convertidos e utilizados desta forma. Entretanto, segundo Salisbury et al. (1991), os espectros de emissividade convertidos a partir dos dados de reflectância bicônica mantêm a forma e a posição das feições espectrais e, portanto, podem ser utilizados qualitativamente em aplicações de sensoriamento remoto.

2.1.5.2 Emissividade de solos

A resposta espectral dos solos no TIR depende de vários fatores (composição química, umidade, rugosidade, mistura com outros alvos, etc.), que devem ser considerados no ato da interpretação (Jiménez-Muñoz et al., 2006). O teor de umidade do solo tende a aumentar a emissividade e reduzir as bandas reststrahlen do quartzo. A composição química é o principal fator quando se trata de solos puros, sendo que o quartzo é o principal mineral que apresenta feições nas bandas do TIR (Salisbury & D'aria, 1992a).

O efeito da mistura é um dos principais problemas na identificação de alvos, visto que a resposta espectral de um pixel dificilmente é resultante da presença de um único alvo. Assim, o uso de modelos de mistura espectral para obter informação a nível de subpixel pode contribuir bastante para discriminar os alvos (Settle & Drake, 1993; Keshava & Mustard, 2002; Lu & Weng, 2006).

O tamanho das partículas do solo afeta a sua emissividade (Jiménez-Muñoz et al., 2006). A magnitude das bandas reststrahlen do quartzo varia com o tamanho das partículas (Salisbury & D'aria, 1992b). Em um solo composto por quartzo puro, à medida que as partículas diminuem ocorre uma diminuição das

duas bandas de reststrahlen do mineral, entre 8 e 9,5 μm , segundo experimento realizado por Sutherland (1986). Assim, quando o solo não apresenta mistura (apenas quartzo), as bandas de reststrahlen podem ser utilizadas para estimar o tamanho das partículas.

A presença de matéria orgânica também reduz as bandas reststrahlen do quartzo, considerando que é um forte absorvedor na janela entre 8 e 12 μm . Salisbury & D'Aria (1992b) verificaram que solos com mais de 2% de matéria orgânica distorcem significativamente as estimativas do tamanho de partículas. As feições também podem ser mascaradas pela argila e pela presença de vegetação (Salisbury & D'aria, 1992a).

A Figura 9 mostra o espectro de emissividade de alguns tipos de solo. Percebe-se que o maior contraste está entre 8 e 10 μm . A partir de 10 μm os solos apresentam uma maior homogeneidade e menores diferenças espectrais entre si.

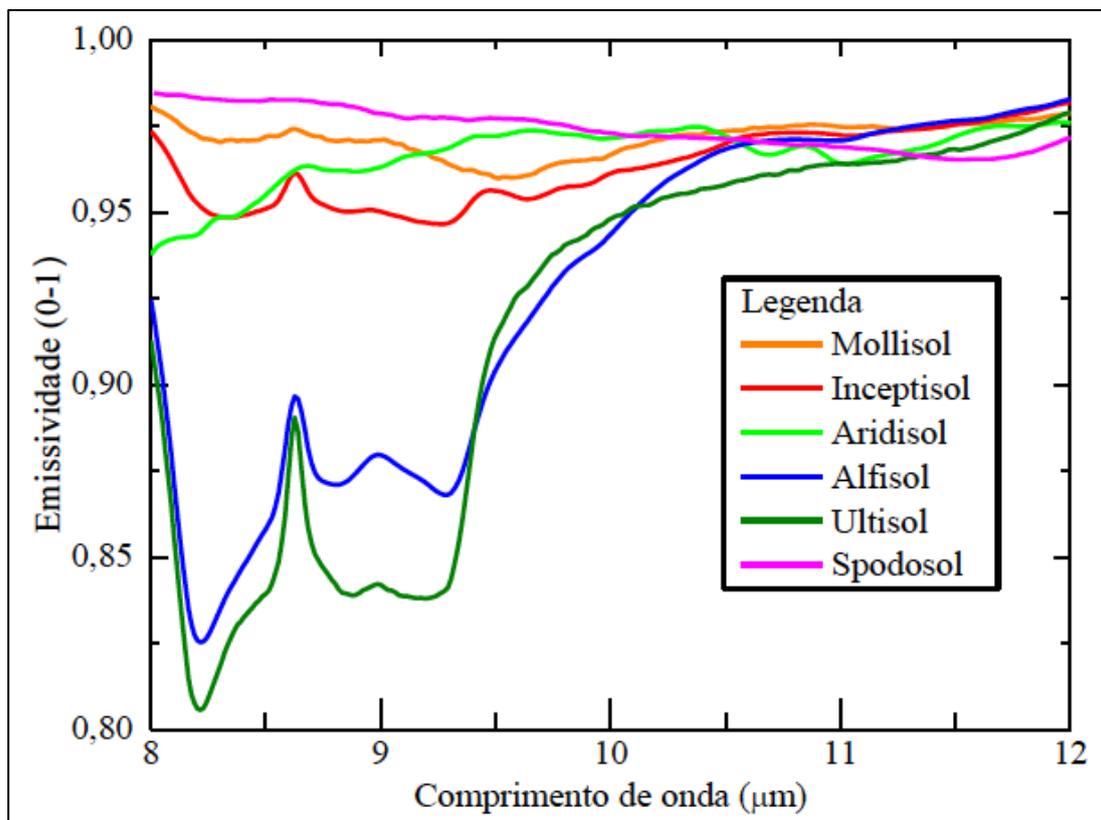


Figura 9. Espectros de emissividade de alguns tipos de solo.
Fonte: Breunig (2008)

2.1.5.3 Emissividade da vegetação

Luz (2005), utilizando principalmente dados coletados por espectrorradiômetros, apresenta um amplo estudo sobre a emissividade da vegetação, o qual mostrou o potencial do TIR na identificação de espécies e substâncias em folhas. As feições de celulose e lignina são comuns à vegetação verde e seca (Elvidge, 1988) e estão associadas às vibrações moleculares fundamentais, em geral ligadas aos grupos hidroxílicos (OH) e carbonílicos (C=O) (Luz, 2005).

A celulose é um dos principais componentes das folhas e é responsável por importantes feições de absorção no TIR. Elvidge (1988) apresentou os espectros de reflectância direcional hemisférica de duas espécies no TIR, conforme pode ser visto na Figura 10, que mostra a existência de feições desse constituinte. Na faixa entre 8 e 12 μm são apresentadas feições justapostas e um aumento da reflectância entre 10 e 12 μm , marcada por uma forte feição de absorção em 11,11 μm , atribuída à absorção assimétrica fora de fase (*asymetry out-of-phase absorption*). As hemiceluloses (polissacarídeos) apresentam um espectro semelhante à celulose, fato atribuído a sua semelhança em termos de estrutura e função (Elvidge, 1988).

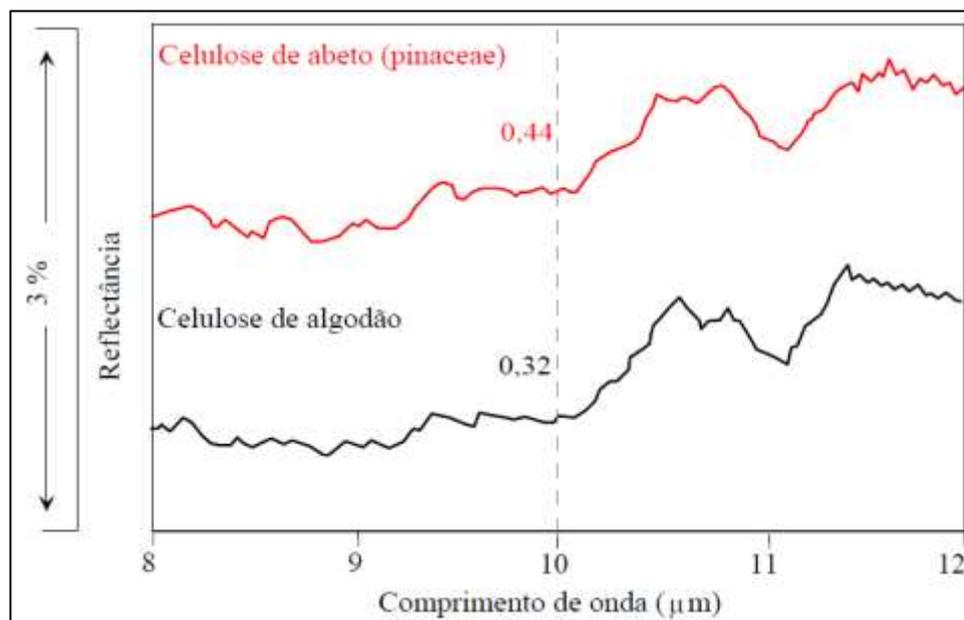


Figura 10. Espectro de reflectância da celulose entre 8 e 12 μm . Espectro obtido a partir da celulose pulverizada.
Fonte: Breunig (2008).

Em geral, folhas cheias de pêlos e com a cutícula encerada apresentam maior reflectância direcional hemisférica no TIR e, portanto, menor emissividade. Utilizando amplas bandas, a vegetação verde pode ser considerada um corpo cinza no TIR.

O espalhamento de dosséis é um importante parâmetro que deve ser considerado no comportamento da vegetação. Sabe-se que as folhas são opacas no infravermelho termal e que a reflectância das folhas é devida ao espalhamento de superfície tipo Fresnel. Salisbury & D'Aria (1992a) confirmaram esta hipótese com medidas de reflectância bidirecionais dentro e fora do ângulo de reflectância especular. Os autores lembram ainda que o cálculo da emissividade de dosséis é mais complicado devido aos vários espalhamentos, às variações de emissividade entre a parte superior e inferior das folhas, à contribuição da atmosfera, à reflectância direcional hemisférica proveniente da parte inferior do dossel, às palhas, solos, cascas, etc., presentes no chão (Breunig, 2008).

A emissividade de alguns tipos de vegetação (folhas) verde pode ser vista na Figura 11. Estes espectros mostram que algumas espécies têm emissividade próxima à de um corpo negro. Por outro lado, existem espécies com espectros de emissividade distintos em termos de forma e intensidade, ou seja, existem variações entre os espectros de diferentes espécies vegetais, ao menos em termos de folha.

Em geral, os dosséis compostos por vegetação verde ou senescente apresentam alta emissividade e pequeno contraste (Palluconi et al., 1999), um comportamento distinto dos solos (Elvidge, 1988). French et al. (2000) mostraram que o contraste da emissividade no TIR pode auxiliar na discriminação entre a vegetação senescente, colhida e o solo arado (preparado).

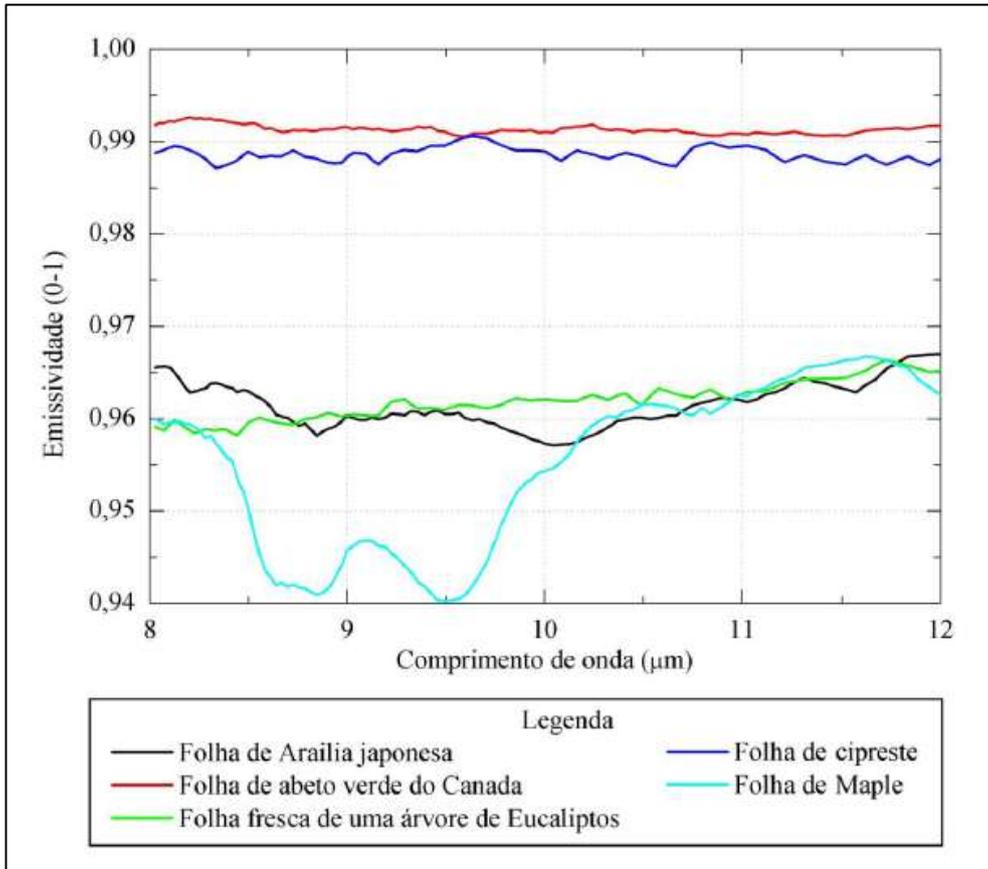


Figura 11. Espectros de emissividade de alguns tipos de folhas verdes.
Fonte: Breunig (2008)

2.2 ATMOSFERA

Esta seção apresenta um estudo a respeito da atmosfera, seu comportamento e composição, baseado nos trabalhos realizados por Maghrabi (2007) e Viúdez-Mora (2011), principalmente. Ambos os trabalhos apresentam um estudo sobre a radiação emitida pela atmosfera, relacionando esta emissão com os principais constituintes atmosféricos.

2.2.1 Descrição geral da radiação atmosférica

A Terra recebe energia do Sol na sua maior parte nos comprimentos de onda do visível e infravermelho. Esta energia é absorvida pela Terra e re-radiada em comprimentos de onda do infravermelho, principalmente entre 4 e 50 μm, em

virtude de sua temperatura. A superfície terrestre se comporta como um corpo cinza, na região do infravermelho, com emissividades variando entre 0,85 e 0,99, dependendo do tipo e condições da superfície (Levi, 1980). Parte da radiação emitida pela Terra é absorvida na atmosfera e então reemitida para o espaço ou de volta à Terra, chamada de emissão atmosférica (Houghton et al., 1984). A radiação atmosférica é devida aos gases que absorvem e emitem energia no infravermelho (vapor d'água (H_2O), dióxido de carbono (CO_2), ozônio (O_3), metano (CH_4), entre outros). As características da transmissão atmosférica podem ser visualizadas na Figura 12. Estes gases totalizam menos de 1% do volume da atmosfera e sem a sua absorção e emissão, a média da temperatura terrestre diminuiria aproximadamente 40° (Sellers, 1965).

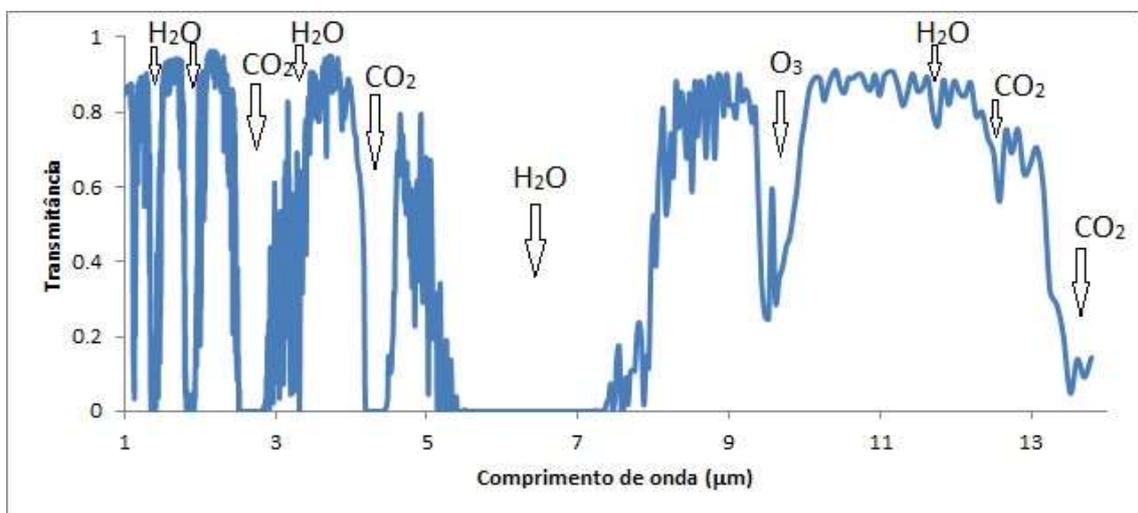


Figura 12. Exemplo da transmissividade atmosférica e moléculas absorvedoras responsáveis pelas bandas de absorção no intervalo espectral de 1 a 14 μm .
(Fonte): adaptado de Andrade (2011)

A irradiação atmosférica depende da temperatura da mesma e da distribuição/concentração de três constituintes, principalmente: vapor d'água (H_2O), CO_2 e O_3 . As proporções do CO_2 e O_3 permanecem essencialmente constantes; a proporção do vapor d'água pode mudar consideravelmente a nível da superfície.

2.2.2 Estrutura e composição atmosférica

Conhecer a estrutura e a composição da atmosfera é importante para entender o seu papel e como ela interfere em diferentes áreas, além proporcionar condições para o estudo do problema da transferência radiativa associado com a emissão e absorção da mesma. Grosseiramente falando, a atmosfera é composta por Troposfera e Estratosfera. A Troposfera se estende da superfície da Terra até a base da Estratosfera (0 – 7/17 km). A sua temperatura diminui com a altitude, e a mesma responde por 80% da massa atmosférica, possuindo uma espessura média de 12 km, atingindo até 17 km nos trópicos e reduzindo-se para em torno de sete quilômetros nos polos. Quase todo o vapor d'água, nuvens e a precipitação estão confinadas nesta camada. Na Estratosfera, por outro lado, a temperatura aumenta com a altitude. Está situada, aproximadamente entre 7 e 17 até 50 km de altitude. O O₃ ocorre predominantemente nesta camada. A radiação ultravioleta (UV) é absorvida pelo O₃, o que pode resultar em emissão infravermelha em entre 9,3 e 10 μm (Maghrabi, 2007).

Outros fatores como pressão e densidade variam fortemente. Esta variação é muito maior em escala vertical do que horizontal ou temporal. Acima dos 30 km de altitude a emissão atmosférica é desprezível (Maghrabi, 2007).

A atmosfera é uma grande mistura de gases (Tabela 1). Soma-se a estes partículas suspensas (aerossóis, fumaça, poeira, etc.) e hidrometeoros (gotículas de água, neve e cristais de gelo). Os gases que a compõem podem ser divididos em dois grupos. Primeiro, os gases permanentes, os quais possuem concentração homogênea e constante na maior parte da atmosfera. Pode-se citar neste grupo o nitrogênio (N₂), oxigênio (O₂) e o argônio (Ar), os quais representam mais de 99,6% do volume da atmosfera. Segundo, tem-se os gases que variam sua concentração, em tempo ou espaço ou em ambos. Neste grupo, o vapor d'água (H₂O) e o O₃ possuem concentrações muito diferentes dependendo do lugar e mostram grande variabilidade temporal, diária ou entre as estações. Por outro lado, o CO₂ e o CH₄, entre outros, possuem uma mistura grande na atmosfera e sua variabilidade temporal é menor (anual ou decadal) comparados com o H₂O e o O₃. A atmosfera ainda

tem uma grande variedade de aerossóis e também nuvens, altamente variáveis em espaço e tempo (Viúdez-Mora, 2011).

Tabela 1. Composição da atmosfera, quando seca, abaixo de 25 km. Fonte (Barry e Chorley, 1976)

Gás	%
Nitrogênio (N ₂)	78,08
Oxigênio (O ₂)	20,94
Argônio (Ar)	0,93
Dióxido de carbono (CO ₂) (variável)	0,035
Neônio (Ne)	0,0018
Hélio (He)	0,0005
Ozônio (O ₃)	0,00006
Hidrogênio (H ₂)	0,00005
Metano (CH ₄)	0,00014

O espectro do vapor d'água cobre praticamente toda a região do infravermelho, sendo considerado o absorvedor mais importante (Viúdez-Mora, 2011); logo, o que mais influencia a degradação das informações que chegam ao sensor. Sua concentração varia de 0 até 4% em volume e diminui rapidamente com a pressão (altitude) (Figura 13). Assim, mais de 90% está concentrado até 5500 m acima do nível do mar.

O intervalo espectral mais transparente para o vapor d'água está entre 8 e 12 μm , região onde se encontram posicionadas as bandas TIR do sensor ASTER (Figura 12).

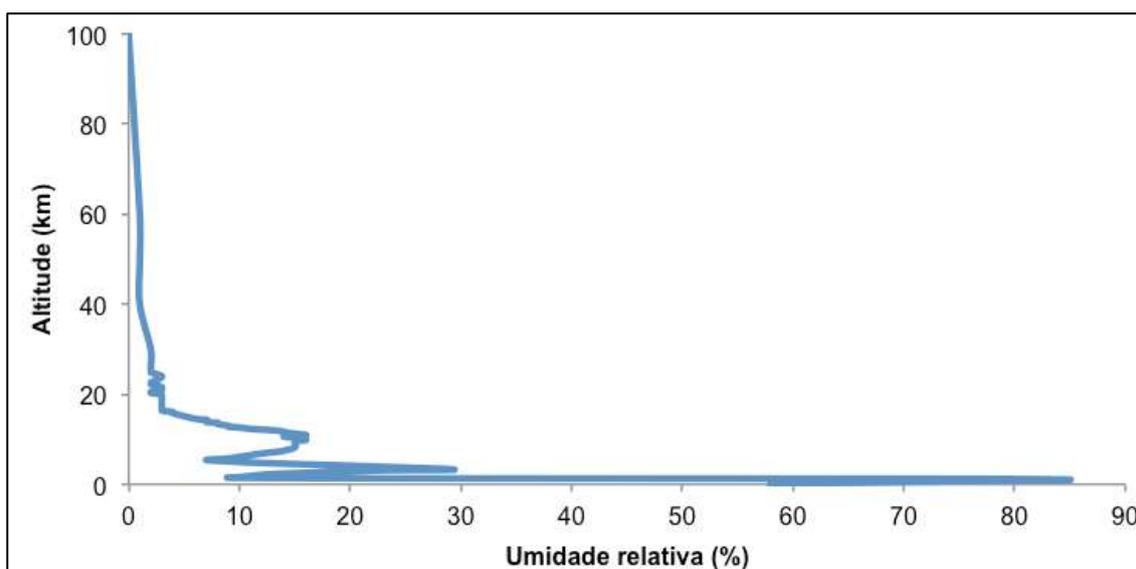


Figura 13. Exemplo de perfil de vapor d'água extraído de dados de sondagem atmosférica na cidade de Porto Alegre.

O CO₂ tem sua concentração aumentada globalmente, principalmente como resultado da queima de combustíveis fósseis. Possui duas principais bandas de absorção, uma centrada em 4,3 μm e outra em 15 μm (Viúdez-Mora, 2011) (Figura 12). A Figura 14 apresenta um perfil referente a concentração de CO₂ utilizado pelo MODTRAN, para modelagem de parâmetros atmosféricos em áreas urbanas. O MODTRAN (*Moderate Spectral Resolution Atmospheric Transmittance algorithm and computer model*) é o algoritmo utilizado neste trabalho para modelagem da transferência radiativa atmosférica e está melhor descrito na Seção 2.3.3.

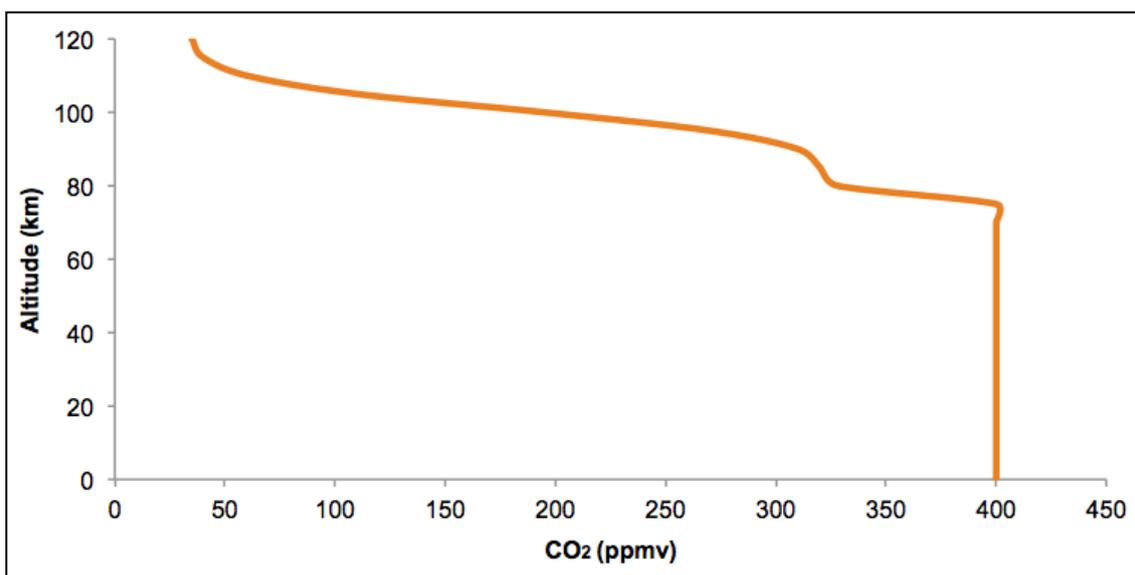


Figura 14. Perfil de CO₂ utilizado pelo MODTRAN para modelagem de parâmetros atmosféricos em áreas urbanas
Fonte: Abreu & Anderson (1996)

O O₃ também é considerado um elemento importante, que absorve radiação nos comprimentos de onda longos. Sua destruição pelos gases CFCs tem um efeito significativo no aquecimento da atmosfera e também resulta numa redução da proteção contra raios UV. Este gás possui bandas de absorção mais acentuadas em 9,06, 9,59 e 14,27 μm (Figura 12). Esta última banda de absorção é mascarada por uma feição de absorção do CO₂ em 15 μm. O O₃ possui outras bandas de absorção menos relevantes em 2,5 e 4,7 μm. É continuamente criado e destruído por processos fotoquímicos associados à radiação solar UV e sua concentração é muito variável em espaço e tempo. Sua maior concentração ocorre na Estratosfera, nas camadas de 15 a 30 km (Figura 15), também conhecida como camada de ozônio. Por este motivo, o O₃

pode afetar as imagens obtidas apenas por sensores termais orbitais, devido à altitude de sua ocorrência. Para sensores aeroportados, seu efeito é praticamente desconsiderado. Devido ao posicionamento das cinco bandas TIR do ASTER, o O_3 não é um elemento significativo na correção atmosférica das imagens.

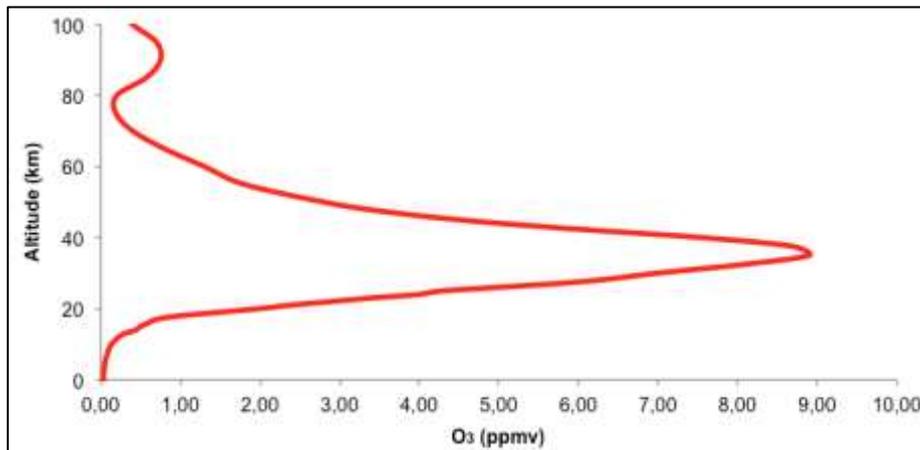


Figura 15. Perfil de O_3 utilizado pelo MODTRAN para modelagem de parâmetros atmosféricos em áreas urbanas

Fonte: Abreu & Anderson (1996)

O CH_4 , embora encontrado em pequenas concentrações na atmosfera, também é considerado um gás significativo para o espectro infravermelho. Suas principais bandas de absorção ocorrem em 3,3 e 7,6 μm e não chegam a afetar significativamente a janela atmosférica entre 8 e 12 μm , possuindo baixo impacto sobre as informações coletadas pelo sensor ASTER. A Figura 16 apresenta um perfil relativo à concentração de CH_4 na atmosfera utilizado pelo MODTRAN no cálculo dos parâmetros atmosféricos.

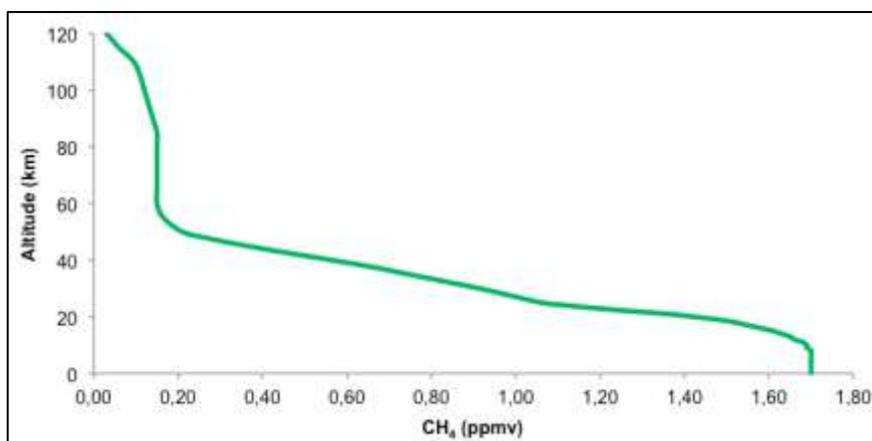


Figura 16. Perfil de CH_4 utilizado pelo MODTRAN para modelagem de parâmetros atmosféricos

Fonte: Abreu & Anderson (1996)

Os óxidos nitrogenados NO_x (NO , NO_2), assim como o CH_4 , não possuem grande influência sobre as imagens orbitais termais. São gases importantes na determinação na concentração do O_3 , tanto na Troposfera como na Estratosfera. Possuem uma banda de absorção em $7,8 \mu\text{m}$, a qual ajuda a ampliar e fortalecer a absorção já existente em $7,6 \mu\text{m}$ do CH_4 . Possuem também uma banda de absorção em $4,5 \mu\text{m}$, a qual se sobrepõe à banda de absorção do CO_2 em $4,3 \mu\text{m}$ e do O_3 em $4,7 \mu\text{m}$ (Petty, 2006). A Figura 17 apresenta perfis relativos às concentrações de NO_2 e NO na atmosfera.

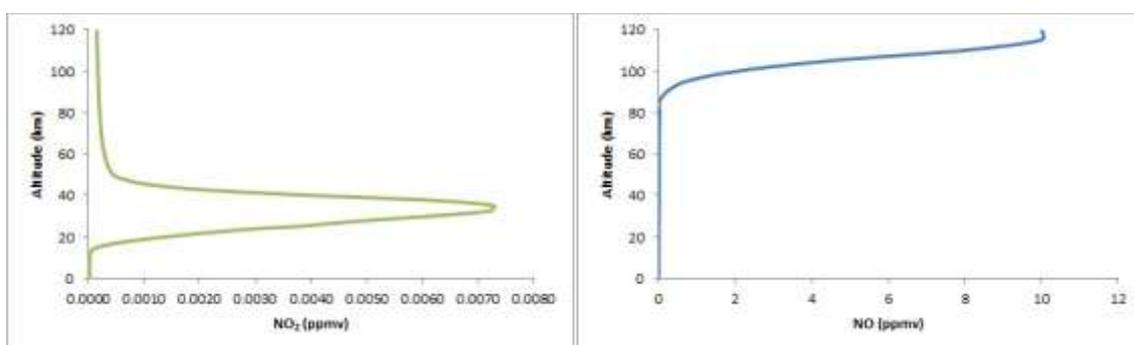


Figura 17. Perfis de NO_2 e NO utilizados pelo MODTRAN para modelagem de parâmetros atmosféricos em áreas urbanas
 Fonte: Abreu & Anderson (1996)

Além dos gases a atmosfera contém uma quantidade de partículas de aerossóis com dimensões que variam entre 10^{-3} e $20 \mu\text{m}$. Estes aerossóis são produzidos tanto por processos naturais quanto por atividade humana. Os oriundos de processos naturais incluem poeira vulcânica, fumaças de queimadas, pó soprado pelo vento e pequenas partículas produzidas por reações químicas de gases naturais e antropogênicos. Os produzidos pela atividade humana estão relacionados principalmente aos emitidos durante a combustão. A concentração de aerossóis varia com o local; as maiores concentrações geralmente ocorrem em áreas urbanas e desertos. Em condições normais, a concentração de aerossóis permite uma visibilidade de 20 a 50 km, sendo que a concentração decai rapidamente a medida que a altitude aumenta. Os aerossóis têm um papel mais direto na modificação de fluxos radiativos por espalhamento e absorção de radiação solar e em menor extensão, por absorção e emissão de radiação TIR (Coakley et al., 1983; Charlson et al, 1992; Penner et al., 1992). Logo, a sua contribuição para a

alteração e degradação das informações captadas pelo sensor ASTER (8 – 12 μm) é desprezível.

2.2.3 Os efeitos atmosféricos sobre as imagens

As imagens termais captadas a partir de sensores remotos orbitais constituem-se do produto da radiação eletromagnética (REM) emitida pela superfície terrestre no infravermelho termal. Neste intervalo, a atmosfera interage com a REM emitida no percurso entre a superfície terrestre e o sensor. Os principais efeitos observados nas imagens de satélite são a diminuição da faixa de valores digitais possíveis registrados pelo sensor, diminuição do contraste entre os alvos adjacentes e alteração no brilho de cada ponto da imagem. A interferência atmosférica permite que radiação fora do cone de visão do sensor entre no mesmo e altere a imagem real. Por outro lado, radiação que originalmente estaria dentro deste cone pode abandoná-lo, alterando também a imagem. A complexidade do problema da transferência radiativa através da atmosfera e a dificuldade em obter dados atmosféricos necessários à correção das imagens faz com que a correção atmosférica seja muitas vezes desconsiderada ou realizada de forma superficial, baseada em métodos simplificados que chegam a produzir erros de estimativa da radiância superiores aos obtidos com as imagens originais (Zullo, 1994).

Segundo Tonooka (2010), o vapor d'água (H_2O), o O_2 , o O_3 e o CO_2 são os principais constituintes atmosféricos a influenciar na degradação das informações, sendo que a temperatura e o vapor d'água são os elementos mais importantes na modelagem para correção de imagens termais.

2.3 O SENSOR ASTER

O sensor ASTER foi lançado em dezembro de 1999, a bordo da plataforma Terra, como parte do programa *Earth Observing System* (EOS). O projeto resultou de um tratado conjunto entre a *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) dos Estados Unidos e o *Ministry of Economy Trade and*

Industry (METI) do Japão, com a colaboração de organizações científicas e da indústria aeroespacial dos dois países (Abrams & Hook, 2002).

É um dos poucos sensores orbitais em operação que agrupa várias características especiais, de interesse para aplicações geológicas (Hook, 1999). O sensor é constituído por três subsistemas de imageamento independentes, os quais coletam dados em várias porções do espectro eletromagnético: a região do espectro VNIR é coberta com três bandas espectrais, na resolução espacial de 15 m; a região do espectro SWIR possui seis bandas, na resolução de 30 m; e a região do TIR possui cinco bandas, na resolução de 90 m (Tabela 2).

Tabela 2. Especificações do sensor ASTER (Abrams & Hook, 2002).

Subsistema	Número da banda	Largura da banda (µm)	Resolução espacial (m)	Resolução radiométrica
VNIR	1	0,52 – 0,60	15	8 bits
	2	0,63 – 0,69		
	3N	0,78 – 0,86		
	3B	0,78 – 0,86		
SWIR	4	1,60 – 1,70	30	8 bits
	5	2,145 – 2,185		
	6	2,185 – 2,225		
	7	2,235 – 2,285		
	8	2,295 – 2,365		
	9	2,360 – 2,430		
TIR	10	8,125 – 8,475	90	12 bits
	11	8,475 – 8,825		
	12	8,925 – 9,275		
	13	10,25 – 10,95		
	14	10,95 – 11,65		

2.3.1 O Subsistema TIR

O subsistema TIR, composto por cinco bandas espectrais, possui varredura mecânica, com 10 detectores de Telureto de Cádmio-Mercúrio (HgCdTe) para cada banda, num total de 50. Estes detectores são mantidos a uma temperatura de 80 K através de um sistema de resfriamento mecânico de baixas vibrações. O sinal detectado é pré e pós-amplificado numa escala de 50 (Palluconi et al., 1999).

Um disco de alta emissividade é usado como referência a bordo da plataforma para a calibração do subsistema. Este disco é observado antes e depois de cada imageamento para se calcular diferenças no instrumento e periodicamente este disco é aquecido em diferentes temperaturas para o cálculo de ganho e *offset* do subsistema.

O espelho de varredura é utilizado tanto para a varredura quanto para o posicionamento. No modo de varredura o espelho oscila ao longo da faixa de imageamento por volta de 7 Hz. Este espelho pode posicionar aproximadamente 8,54 graus do nadir para permitir uma cobertura total de qualquer ponto da Terra em seu ciclo orbital de 16 dias (Palluconi et al., 1999).

O subsistema TIR usa um telescópio Newtoniano catadióptrico com espelho primário esférico e lentes para correção da aberração. Diferente do telescópio do subsistema VNIR, o telescópio do TIR é fixo e tanto o processo de varredura quanto o de posicionamento é feito pelo espelho.

Os dados de emissividade do sensor ASTER podem ser obtidos de duas formas: (a) através de dados Nível 1B, utilizando para isto o processo de separação entre emissividade/temperatura das bandas espectrais localizadas na região do TIR; e (b) através da aquisição direta das imagens com valores de emissividade (Produto AST05), junto ao LPDAAC (*Land Processes Distributed Active Archive Center*) do Serviço Geológico Americano.

2.3.2 Níveis de processamento dos dados

O ASTER produz dados em vários níveis de processamento. Dados Nível L1A consistem em imagens, com valores brutos de radiância, sem correções radiométricas e geométricas do sensor ou ruídos, mantendo assim os valores originais dos mesmos. Os dados Nível L1B são calibrados geométrica e radiometricamente, processados e convertidos a partir dos dados Nível L1A. A radiância calibrada é dada em $Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$. A partir de dados Nível L1B são gerados os dados Nível 2, entre os quais se destaca o produto avaliado neste trabalho, emissividade de superfície (AST05). Além deste, outros produtos

Nível 2 podem ser adquiridos, como temperatura da superfície, composições coloridas realçadas por decorrelação, reflectância da superfície, temperatura cinética, radiância da superfície, etc. No Nível 3 são fornecidos produtos ainda mais sofisticados, como modelos digitais de elevação. Neste trabalho serão avaliados tanto os dados de emissividade gerados a partir de imagens Nível L1B quanto os dados de emissividades do Produto AST05. Maiores detalhes sobre o produto AST05 são discutidos a seguir, nas Seções 2.3.3 e 2.3.4, juntamente com os processos de correção da interferência atmosférica e da aplicação do algoritmo de separação entre emissividade/temperatura.

2.3.3 Abordagem de correção de imagens TIR - ASTER

A radiância que deixa a superfície, a qual é uma combinação entre a radiação emitida e a refletida, está relacionada à radiância registrada pelo sensor, assim como a transmissão atmosférica e a radiância atmosférica ascendente, a qual é derivada tanto da emissão quanto do espalhamento atmosférico. Logo, a radiância registrada pelo sensor pode ser expressa pela seguinte equação (Tonooka, 2005, 2010):

$$L_{sen} = L_{sur} + T_r + L_{path} \quad (4)$$

onde:

L_{sen} = radiância registrada pelo sensor;
 L_{sur} = radiância que deixa a superfície;
 T_r = transmissão atmosférica;
 L_{path} = radiância atmosférica ascendente;

podendo ser obtida por meio de um modelo de transferência radiativa que descreve como a mesma se comporta quando esta entra em contato com a atmosfera. Assim, para um determinado comprimento de onda, tem-se:

$$L_{med} = \tau(\lambda).L_e(\lambda) + \tau(\lambda). \{L_d(\lambda). [1 - \varepsilon_{alvo}(\lambda)]\} + L_a(\lambda) \quad (5)$$

onde:

L_{med} = radiância registrada pelo sensor;
 L_e = radiância emitida pelo alvo;
 L_d = radiância atmosférica descendente;
 L_a = radiância atmosférica ascendente;
 τ = transmitância atmosférica;
 (λ) = comprimento de onda;
 ε_{alvo} = é a emissividade do alvo (Tonooka, 2005, 2010);

O primeiro termo da equação 5 se refere à porção da radiância emitida pelo alvo, enquanto o segundo se refere à porção da radiância descendente refletida pelo alvo. Ambos os termos estão sob a influência da transmitância atmosférica. O terceiro termo se refere à radiância atmosférica ascendente.

A radiância da superfície pode ser estimada a partir da radiância registrada pelo sensor através da seguinte equação (Tonooka, 2010; Coll et al., 2007):

$$L_{sup(\lambda)} = \frac{L_{med(\lambda)} - L_a(\lambda)}{\tau(\lambda)} \quad (6)$$

Quando se tem conhecimento das propriedades ópticas da atmosfera e do processo de interação da radiação com a atmosfera e a superfície, além de dados meteorológicos auxiliares, é possível modelar a atmosfera com maior precisão utilizando algoritmos que visam estimar os parâmetros físicos característicos da atmosfera em estudo. Um exemplo destes algoritmos é o *Moderate Spectral Resolution Atmospheric Transmittance algorithm and computer model* (MODTRAN), um dos mais conhecidos e utilizados na modelagem da transferência radiativa atmosférica, desenvolvido pelo Laboratório de Pesquisas da Força Aérea dos Estados Unidos.

O MODTRAN foi desenvolvido para prever como a radiação se comporta ao passar pela atmosfera terrestre. Esta é modelada em camadas (homogêneas horizontalmente) e os perfis verticais dos seus constituintes, tanto moleculares como particulados, podem ser definidos usando os modelos padrão já incorporados no software ou com base em perfis do usuário.

O MODTRAN é capaz de modelar o comportamento atmosférico desde a região espectral do UV (0,2 μm) até o TIR (1 mm), em uma resolução até 0,1 cm^{-1} . O algoritmo estima a transferência radiativa incluindo os efeitos de

absorção/emissão e espalhamento molecular/particulado, para efeitos de iluminação solar/lunar. Como resultados dos processamentos, são gerados dados de transmitância, radiância e irradiância atmosférica, entre outros (Berk et al., 2011).

Os modelos de atmosfera padrão podem ser utilizados de acordo com o conhecimento da área de estudo, em relação a sua localização geográfica, tipo de cobertura terrestre, etc., além de dados do imageamento como a data da coleta da imagem, cobertura de nuvens, etc. Estes modelos incluem perfis para 12 constituintes atmosféricos (H₂O, O₃, CO₂, CO, CH₄, N₂O, O₂, NH₃, NO, NO₂, SO₂, HNO₃). Existem outros perfis moleculares que podem ser adicionados à modelagem, de acordo com a necessidade do usuário (Berk et al., 2011).

Entretanto, este algoritmo não possui uma plataforma muito amigável. A forma de inserção e manipulação das informações é realizada através de CARDS (Figura 18), como se fossem linhas de comando salvas em um arquivo tipo texto, obedecendo, além da ordem de inserção, os espaçamentos entre uma informação e outra. Qualquer erro de inserção, até mesmo por um pequeno espaçamento a mais entre colunas, acarreta erro na execução do programa.

```

100 7 2 2 1 2 2 2 2 2 1 1 0 .000 .00
P 8 0 365.000 1.00000 1.00000 E 4 F
p1_2009
1 1 0 0 0 0 23.000 .000 .000 .300 0.000
33 0 0
0.0000 1032.0 285.1 58.0 AAH
1.0240 911.0 274.1 85.0 AAH
1.2120 890.0 273.5 76.0 AAH
2.2590 782.0 275.5 13.0 AAH
3.3440 683.0 272.0 29.0 AAH
4.7450 570.0 263.1 12.0 AAH
5.0930 545.0 260.8 9.0 AAH
5.4120 523.0 258.8 7.0 AAH
6.8140 433.0 248.7 12.0 AAH
7.4000 400.0 244.6 14.0 AAH
9.3800 300.0 227.8 13.0 AAH
9.7920 282.0 224.2 16.0 AAH
11.5190 216.0 217.8 14.0 AAH
12.7520 178.0 218.8 9.0 AAH
13.8400 150.0 216.2 7.0 AAH
14.8460 134.0 212.6 6.0 AAH
15.7700 110.0 210.4 4.0 AAH
17.7820 79.4 208.2 3.0 AAH
19.9560 56.0 214.7 3.0 AAH
20.9270 48.0 215.7 3.0 AAH
21.6240 43.0 216.8 3.0 AAH
23.9200 30.0 217.6 3.0 AAH
24.8540 25.9 216.6 2.0 AAH
26.2910 20.7 220.0 2.0 AAH
100.000 00.000 180.000 .000 .000 .000 0 0.00000
1 2 270 0
-30.00000 -51.00000 13.94
7.500 13.000 0.001 0.005km mlaa T1 !CARD4
q
  
```

Figura 18. Exemplo de CARD utilizado pelo MODTRAN para estimar os parâmetros atmosféricos

Por este motivo, a Ontar Corporation, empresa a qual possui os direitos de comercialização do MODTRAN, desenvolveu o PcModWin, que é uma versão gráfica do MODTRAN (ONTAR, 2013). Assim, ao invés de configuração via CARDS, as informações são inseridas por meio de janelas e “*drop-downs*”, facilitando e agilizando o processamento dos dados.

Para correção de imagens termiais, o MODTRAN permite estimar os parâmetros que possuem maior contribuição para os efeitos da atmosfera tais como a transmitância total, a radiância ascendente e a descendente. A partir destes dados, estes parâmetros são ponderados pela função de resposta de cada uma das bandas do sensor, como por exemplo, a transmitância ao ser ponderada obteve-se um fator de transmitância (Andrade, 2011):

$$\tau_b = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} FRE_b(\lambda) \cdot \tau(\lambda) d\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} FRE_b(\lambda) \cdot d\lambda} \quad (7)$$

onde:

τ_b = Fator de transmitância;

$\tau(\lambda)$ = transmitância total;

FRE_b = função de resposta de cada uma das bandas do sensor

De maneira semelhante são ponderadas a radiância ascendente e a radiância descendente, utilizadas no modelo de transferência radiativa descrito pela equação 5.

A abordagem inicial para a correção atmosférica dos dados termiais utilizados na geração de produtos ASTER envolvia dois elementos: 1) o uso de um modelo de transferência radiativa capaz de estimar a magnitude da emissão, absorção e espalhamento atmosférico; 2) a aquisição de todos os parâmetros atmosféricos no local e horário dos imageamentos a serem corrigidos. Estes parâmetros seriam perfis e dados atmosféricos extraídos do sensor MODIS, o qual opera na mesma plataforma que o sensor ASTER, podendo assim reproduzir as condições ambientais do momento do imageamento. O primeiro elemento está sendo cumprido, com o uso do MODTRAN, na versão 3.5 (Gillespie, 2011).

Com relação ao segundo elemento houve alterações. Os perfis atmosféricos utilizados são oriundos dos modelos climatológicos *Global Data Assimilation System* (GDAS) e *Naval Research Laboratory* (NRL) ficando os dados oriundos do MODIS em segundo plano, pois até o momento os testes realizados com os mesmos ainda não foram concluídos (Tonooka, 2010).

O GDAS (Kalnay et al., 1990), controlado pelo *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) é um típico sistema de análise em tempo real 4-D, o qual fornece uma primeira estimativa para outros sistemas numéricos de previsão. Ele engloba vários dados meteorológicos medidos por balões, embarcações, aviões, satélites, estações terrestres, etc., e estima subsequentemente situações atmosféricas globais (Tonooka, 2010).

O fato do processo de correção das imagens TIR/ASTER ser realizado com dados extrapolados pode ser um dos fatores que esteja prejudicando a qualidade das imagens em regiões úmidas, visto que nestas regiões a atmosfera é mais complexa. Assim, quanto mais próximo do horário e local do imageamento forem obtidos os dados para a modelagem atmosférica, melhor tende a ser o resultado da correção das imagens.

2.4 MÉTODOS DE ESTIMATIVA DE TEMPERATURA E EMISSIVIDADE DA SUPERFÍCIE

Nesta seção são apresentados outros métodos de separação entre emissividade/temperatura, utilizados para gerar as imagens de emissividade neste trabalho.

A partir da radiância de superfície, ou seja, da radiância corrigida para os efeitos da atmosfera, pode-se obter a temperatura de brilho de cada pixel ao considerar que este possui emissividade de um corpo negro, ou seja, igual a 1. Entretanto, é fundamental que se conheça a emissividade dos materiais, os quais possuem emissividade menor que 1, para converter a temperatura de brilho em temperatura cinética. Para estimar a emissividade de uma superfície

deve-se considerar que seu comportamento espectral está relacionado a sua composição física, rugosidade, mistura de elementos dentro do mesmo pixel, geometria de imageamento, entre outros (Andrade, 2011).

Por definição, a emissividade espectral de um corpo real é uma razão entre a emitância do corpo real e a emitância de um corpo negro, ambos na mesma temperatura e comprimento de onda (Novo, 2008), ou seja, é a capacidade de um corpo em emitir radiação, sendo que o corpo negro representa o limite máximo de radiação que um corpo real pode emitir ($\epsilon = 1$). Assim, tem-se:

$$B_{CR}(T, \lambda) = \epsilon_{CR}(\lambda) \cdot B(T, \lambda) \quad (8)$$

onde:

$B_{CR}(T, \lambda)$ = emitância de um corpo real a uma temperatura termodinâmica T, em um determinado comprimento de onda λ ;

ϵ_{CR} = emissividade do corpo real.

Estimar a emissividade e a temperatura da superfície por meio da radiância emitida pelos alvos da área de estudo é uma tarefa difícil, pois para obter a temperatura é necessária a medição em uma banda, desde que se forneçam dados atmosféricos, e a emissividade do alvo. Por outro lado, não se conhece a emissividade de muitos alvos e esta precisa ser determinada a partir da temperatura (Andrade, 2011).

A solução para a determinação da temperatura e emissividade sempre incorre num número maior de equações (N+1) do que de variáveis (Gillespie et al., 1998). Para determinar esses parâmetros, é necessário realizar medições de campo ou lançar mão de algum método que estabeleça determinados vínculos entre as emissividades e a temperatura. Desta forma, vários métodos são aplicados para obter a emissividade espectral absoluta e outros para extrair a emissividade espectral relativa, que neste caso, é obtida em relação a uma emissividade de referência nas diferentes bandas, visando recuperar a forma do espectro dos diferentes materiais.

Neste trabalho são utilizados dois métodos, os quais estão listados abaixo e são descritos posteriormente:

- 1) *Reference Channel Method* – REF (Kahle et al., 1980).
- 2) *ALPHA emissivity method* – ALPHA (Kealy and Gabell, 1990).

Comparações entre estes métodos podem ser obtidas em Li et al. (1999), Sobrino et al. (2002), Jiménez-Muñoz (2005) e Jiménez et al. (2007). Todos estão implementados no programa de processamento de dados na área de sensoriamento remoto e sistema de informação geográfica, o *Environment for Visualizing Images* (ENVI) na versão 5.0, facilitando sua utilização.

O método REF extrai a emissividade relativa e a temperatura dos pixels de uma imagem. Para tal, assume que a emissividade em uma dada banda é constante para todos os pixels da imagem e, então, obtém a temperatura destes pixels. Assim, como a temperatura de superfície é a mesma para todas as bandas, é possível estimar a emissividade para cada pixel da imagem em função da radiância de cada banda (Andrade, 2011).

O *ALPHA emissivity method* (ALPHA) estima o comportamento da emissividade a partir da aproximação de Wien para a equação de Planck, com isto:

$$B_w(T, \lambda) = \frac{2\pi \cdot h \cdot c^2}{\lambda^5 [e^{h.c/\lambda.k.T}]} \quad (9)$$

onde: B_w é a emitância espectral de um corpo negro aproximada pela Lei de Wien;

h é a constante de Planck;

c é a velocidade da luz;

k é constante de Boltzmann,

T é a temperatura.

Com esta aproximação, torna-se possível linearizar a equação, calculando logaritmos. Assim, tem-se uma equação para cada banda, cujos valores da radiância e emissividade são diferentes, enquanto a temperatura é a mesma. Depois de algumas manipulações algébricas (Kealy & Hook, 1993; Li et al., 1999; Cheng et al., 2007), elimina-se, pela subtração da equação de cada

banda pela equação da média de todas as bandas, o termo referente à temperatura da superfície. Então o valor *alpha* é estimado para cada banda. Considerando-se todas as bandas, obtém-se o espectro de emissividade *alpha*.

Este espectro é uma função da emissividade e só têm a forma semelhante aos espectros de emissividade, com uma média zero. Portanto, a única comparação dos espectros de emissividade com espectros *alpha* ocorre pela forma do espectro, desconsiderando-se a escala.

Segundo Li et al. (1999), os erros associados aos diferentes métodos de estimativa da temperatura e emissividade são, geralmente, devidos à simplificação dos métodos, ruído e erro de calibração do sensor remoto utilizado e às incertezas devidas à correção atmosférica.

2.5 FILTROS NO DOMÍNIO DA FREQUÊNCIA

2.5.1 Introdução

Pode-se entender filtragens de uma imagem como técnicas de transformações aplicadas a cada *pixel* da mesma, levando em conta os níveis de cinza de uma região vizinha de cada pixel desta imagem.

As técnicas de filtragem podem ser divididas em dois tipos: filtragem no **domínio espacial** e filtragem no **domínio das frequências**.

A filtragem no domínio espacial refere-se ao conjunto de pixels que compõem uma imagem e um conjunto de valores que operam diretamente sobre esses *pixels*, podendo ser expressa como:

$$g(x, y) = T[f(x, y)] \quad (10)$$

onde $f(x, y)$ é a imagem de entrada; $g(x, y)$ é a imagem processada e T é um operador sobre f , definido sobre alguns pixels vizinhos ao pixel (x, y) .

A filtragem no domínio espacial baseia-se na utilização de máscaras. Essas máscaras são pequenas matrizes bidimensionais e os valores de seus

coeficientes determinam o objetivo a ser alcançado durante o processamento (Gonzalez & Woods, 2009).

A filtragem no domínio da frequência tem suas técnicas fundamentadas no **teorema da convolução**, que é uma das propriedades da transformada de Fourier. O processamento das imagens no domínio da frequência é realizado em três passos, conforme a Figura 19.

- 1) A imagem é transformada do domínio espacial para o domínio da frequência, usando a transformada de Fourier;
- 2) Operações são realizadas nessa imagem;
- 3) e para que a imagem possa ser entendida pelo sistema visual humano, ocorre o processo inverso, onde a imagem no domínio da frequência é transformada para o domínio espacial.



Figura 19. Esquema de processamento no domínio da frequência usando a transformada de Fourier.

2.5.2 Transformada de Fourier

A teoria de Fourier estabelece que qualquer função periódica pode ser expressa como a soma de senos e/ou cossenos de diferentes frequências. Inicialmente, os estudos de Fourier foram aplicados na área de difusão de calor. O advento dos computadores digitais e a “descoberta” do algoritmo da Transformada Rápida de Fourier (FFT, de *Fast Fourier Transform*) no início da década de 60 revolucionaram a área de processamento de sinais (Gonzalez & Woods, 2009).

As aplicações de Fourier em imagens

Na aplicação em imagens, as variações sinusoidais estão relacionadas às variações de brilho. Por exemplo, os padrões sinusoidais mostrados na Figura 20(a) e (b) podem ser capturados em um único termo de Fourier que codifica: 1) a frequência espacial; 2) a magnitude e 3) a fase. Estes três parâmetros capturam toda a informação desta imagem sinusoidal.

A **frequência espacial** é a frequência ao longo do espaço (o eixo x , neste caso) com a qual o brilho está relacionado. A imagem da Figura 20(b) apresenta uma senoide com uma frequência espacial mais alta, em relação à Figura 20(a). A **magnitude** de uma senoide corresponde ao contraste, ou a diferença entre os picos mais escuros e os mais claros na imagem. A **fase** representa como a onda está deslocada em relação à origem, neste caso, o quanto a senoide está deslocada para a esquerda ou para a direita.

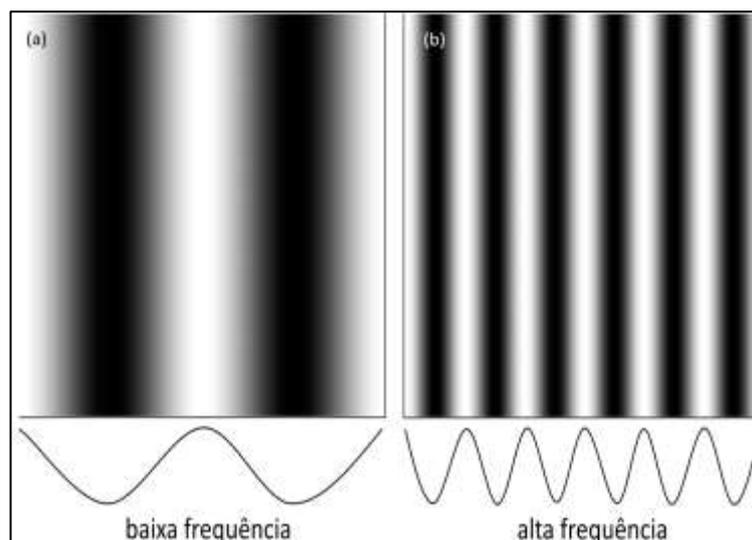


Figura 20. Exemplos de comportamento sinusoidal em imagens de brilho (domínio espacial): (a) imagem de baixa frequência; (b) imagem de alta frequência

A Transformada de Fourier não engloba apenas uma senoide, mas um conjunto, através de um intervalo de frequências espaciais a partir de zero (*i.e.*, corresponde ao brilho médio de toda a imagem) até as frequências espaciais mais altas. Ela possui todas as frequências espaciais presentes em uma imagem. Um sinal contendo apenas uma frequência espacial de frequência f é representado como um único valor no ponto f ao longo do eixo de frequência

especial. A altura do pico corresponde ao contraste, ou amplitude do sinal sinusoidal (Figura 21).

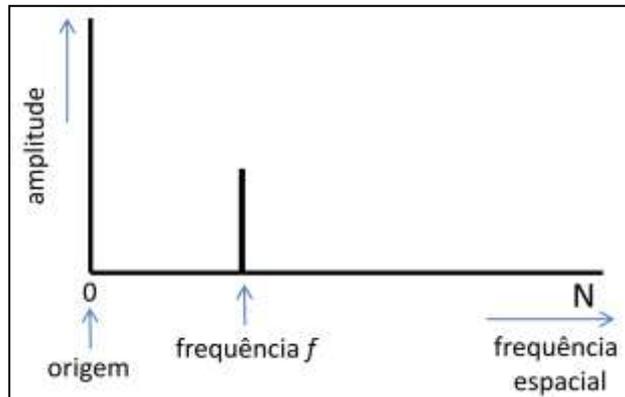


Figura 21. Gráfico do espectro de Fourier para um único valor.

O termo "origem" da Figura 21 corresponde à frequência zero e representa a média de brilho ao longo de toda a imagem. Se a origem tiver um valor igual a zero isso significa que a imagem teria valor médio de brilho igual a zero, o que também implica a senoide alternar entre valores de brilho positivos e negativos na imagem. Contudo, não existe brilho com valor negativo e todas as imagens reais possuem uma origem positiva.

A transformada de Fourier gera uma imagem-espelho no domínio da frequência, refletida a partir da origem, com a frequência espacial aumentando em ambas as direções. Como o próprio nome diz, estas duas imagens são o reflexo uma da outra, com picos idênticos em f e $-f$, como mostrado na Figura 22.

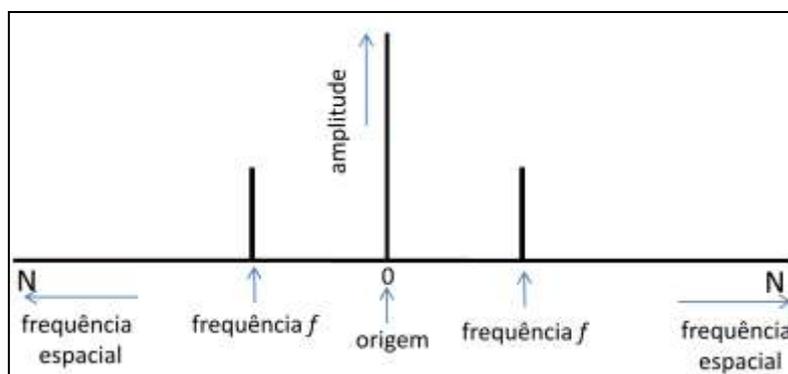


Figura 22. Gráfico do espectro de Fourier representando a imagem-espelho.

Na aplicação em imagens, a transformada de Fourier executa a transformação 1-D para cada linha e para cada coluna da imagem, produzindo uma

transformada de Fourier bidimensional (2-D) com o mesmo tamanho da imagem original.

A imagem da Figura 23(a) mostra uma imagem de brilho sinusoidal no domínio espacial e a sua transformada de Fourier (Figura 23(b)). Cada ponto da imagem de Fourier corresponde a um valor de frequência espacial, onde a magnitude do valor corresponde ao brilho do pixel. Neste caso, existe um pixel brilhante no centro (origem) e mais dois pixels brilhantes, um de cada lado do pixel central, os quais codificam o padrão sinusoidal da imagem. Quanto mais brilhantes os picos na imagem de Fourier, maior será o contraste na imagem de brilho (domínio espacial). Uma vez que existe apenas um único componente de Fourier nesta imagem (magnitude), todos os outros valores da imagem de Fourier são zero, e aparecem na cor preta.

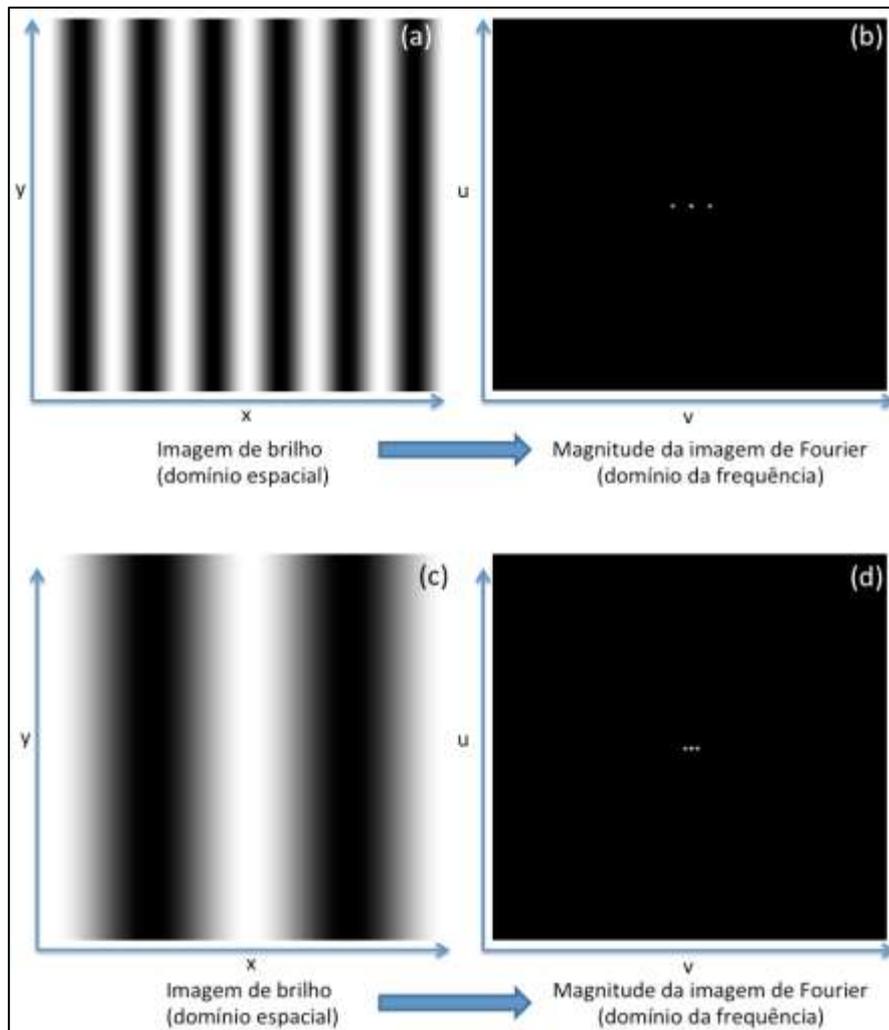


Figura 23. Exemplos de imagens com diferentes frequências espaciais: (a) Frequência espacial mais alta e (b) sua respectiva reprodução no domínio da frequência; (c) Frequência espacial mais baixa e (d) sua respectiva reprodução no domínio da frequência.

A Figura 23(c) apresenta outra imagem de brilho sinusoidal, agora com uma frequência espacial mais baixa. Junto está a sua transformada de Fourier (Figura 23(d)) mostrando três picos como na imagem anterior. Entretanto, nesta imagem os picos representando a senoide estão mais próximos à origem, indicando a baixa frequência espacial.

O importante é que a imagem de Fourier possui exatamente a mesma informação que a imagem de brilho, mas expressa este brilho com relação as variações de frequência. Já a imagem de brilho expressa o brilho em função do deslocamento espacial. Estas variações na frequência podem ser visualizadas tanto nos gráficos do espectro de Fourier (Figuras 21 e 22) como na imagem de Fourier, em função da intensidade (Figura 23(b) e (d)). A transformada inversa de Fourier aplicada sobre a imagem de Fourier irá produzir como resultado a mesma imagem original com valores de brilho no domínio espacial.

É importante salientar que a orientação da senoide se correlaciona com a orientação dos picos na imagem de Fourier em relação à origem. Isto pode ser visualizado na Figura 24(a) onde um padrão sinusoidal inclinado originou pares de picos também inclinados na imagem de Fourier (Figura 24(b)).

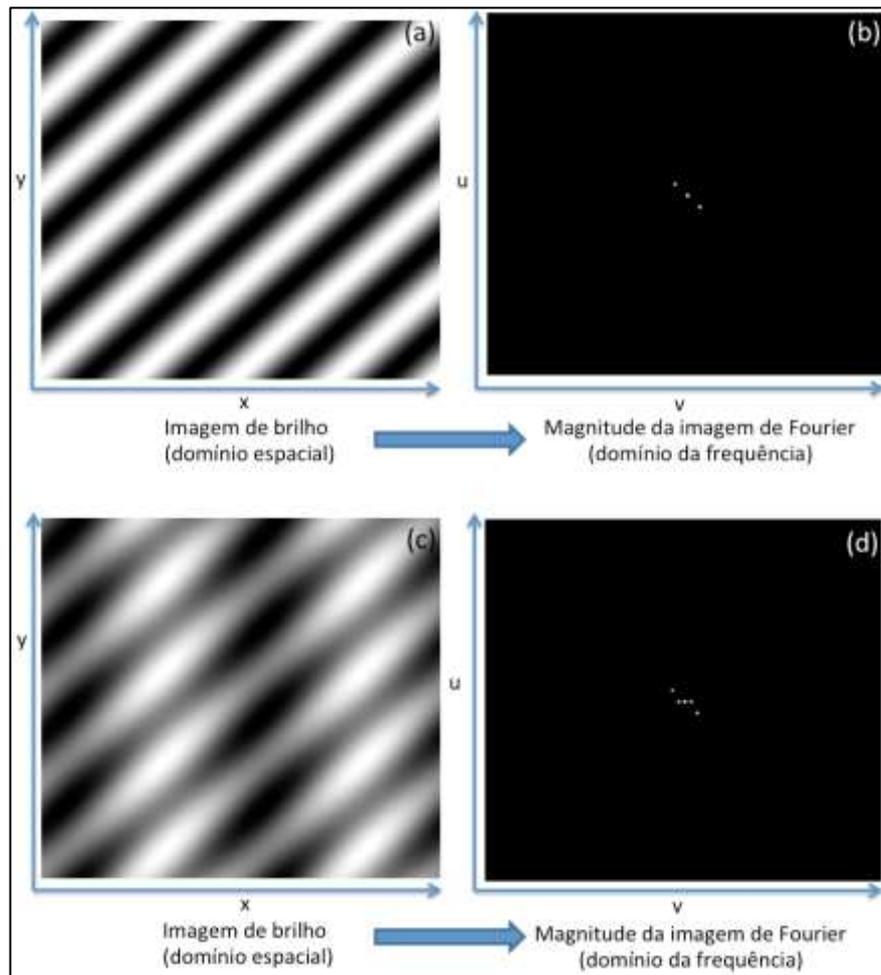


Figura 24. (a) exemplo de que orientações nas frequências no domínio espacial correspondem a mesma orientação na imagem de Fourier, no domínio da frequência; (b) exemplo de fusão de imagens e sua respectiva representação no domínio da frequência.

Coeficientes de Fourier se combinam aditivamente para produzir padrões de combinações. A imagem da Figura 24(c) é o resultado da soma das imagens das Figuras 23(c) e 24(a). Este resultado poderia ser obtido tanto pela soma das imagens de brilho, pixel a pixel, ou pela soma das imagens no domínio de Fourier, seguida pela transformada inversa para retornar ao domínio de espacial.

Os exemplos de imagens mostrados até o momento correspondem exemplos simples. As imagens em geral, entre as quais as de sensoriamento remoto, são imagens mais complexas, do ponto de vista de volume de informação agregada, tanto no domínio espacial quanto no domínio da frequência. E isto pode ser visualizado na Figura 25, a qual apresenta na Figura 25(a) uma

imagem TIR/ASTER no domínio espacial e sua correspondente no domínio da frequência (b).

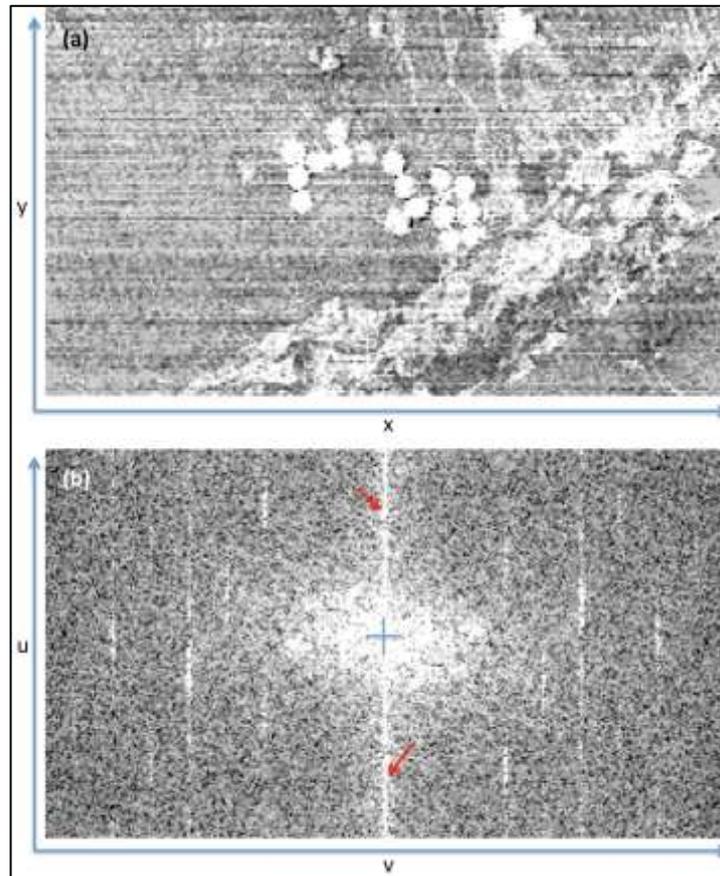


Figura 25. (a) Apresentação de uma imagem real complexa no domínio espacial e (b) no domínio da frequência.

A Figura 25(b) apresenta ao centro uma cruz a qual faz referência à origem da imagem no domínio da frequência. Os pontos mais próximos à origem correspondem às frequências mais baixas enquanto que os pontos mais distantes, às mais altas. A forma e a extensão desta região central onde está localizada a origem irá variar de acordo com a distribuição espacial das frequências no domínio espacial. Uma imagem com objetos mais homogêneos e poucas bordas irá apresentar uma imagem de Fourier mais concentrada em torno da origem, nas baixas frequências. Por outro lado, uma imagem mais heterogênea, com mais bordas de alvos apresentará uma região central na imagem de Fourier mais alongada, em direção as altas frequências. Isto pode ser visualizado na Figura 23 (a) e (b), onde duas imagens, uma com alta e outra com baixa frequência apresentam pontos na imagem de Fourier mais distantes e mais próximos da origem, respectivamente. Se esta região central

tiver uma forma mais circular, significa que na imagem de brilho, as bordas (alta frequência) estão bem distribuídas por toda a imagem, aleatoriamente. Caso contrário, se esta região central possuir uma forma mais alongada, em determinada direção, a imagem de brilho também apresenta feições alongadas. Pode-se observar também na Figura 25 que no centro está o conjunto de pixels com maior brilho. A intensidade ou brilho nesta imagem de Fourier é proporcional a amplitude. Amplitudes maiores produzem centróides mais brilhantes e vice-versa.

O ruído periódico (Figura 25(a)) tende a aparecer no domínio espacial geralmente na forma de linhas por toda a imagem, horizontais, verticais ou ambas. Na imagem de Fourier, geralmente estas linhas estarão concentradas em pontos brilhantes bem definidos, localizados desde próximo à origem até os limites da imagem. A orientação do ruído na imagem de Fourier tende a ser sempre perpendicular à orientação que o ruído apresenta no domínio espacial. Isto ocorre porque na imagem de Fourier, os pontos são dispostos no sentido do eixo em que estão ocorrendo as mudanças de valores.

Outro fator importante é que a imagem no domínio espacial, as linhas do ruído estão sempre relacionadas a mudanças abruptas de brilho. Logo, na imagem de Fourier o ruído tende a se concentrar entre as médias e altas frequências. Isto pode ser visualizado na Figura 25(b), na indicação da seta vermelha.

2.5.3 A filtragem do ruído utilizando filtros *notch*

O ruído periódico pode ser analisado e filtrado com bastante eficácia através de técnicas do domínio da frequência. A ideia básica é que o ruído periódico apareça como picos concentrados de energia na imagem de Fourier, em posições correspondentes às frequências da interferência periódica (González & Woods, 2009).

O filtro *notch* é um dos filtros seletivos mais indicados para remoção de ruído periódico, pois permite que sua construção seja realizada diretamente sobre o ruído, obedecendo a direção da feição ruidosa na imagem de Fourier. A

construção consiste na elaboração de uma máscara com valor zero, observado o formato e a extensão da feição. Esta construção pode ser realizada porque o ruído periódico encontrado em imagens TIR/ASTER produz picos brilhantes bem definidos e intensos na imagem de Fourier.

Em virtude da simetria (imagem espelhada) da transformada de Fourier, os filtros *notch* devem ser elaborados de forma simétrica em relação à origem para se obter resultados significativos.

A Figura 26 apresenta um exemplo da elaboração destes filtros. Nas imagens de sensoriamento remoto, os ruídos periódicos tendem a aparecer horizontal ou verticalmente, seguindo a orientação de varredura dos sensores. Para a elaboração do filtro, basta observar esta orientação.

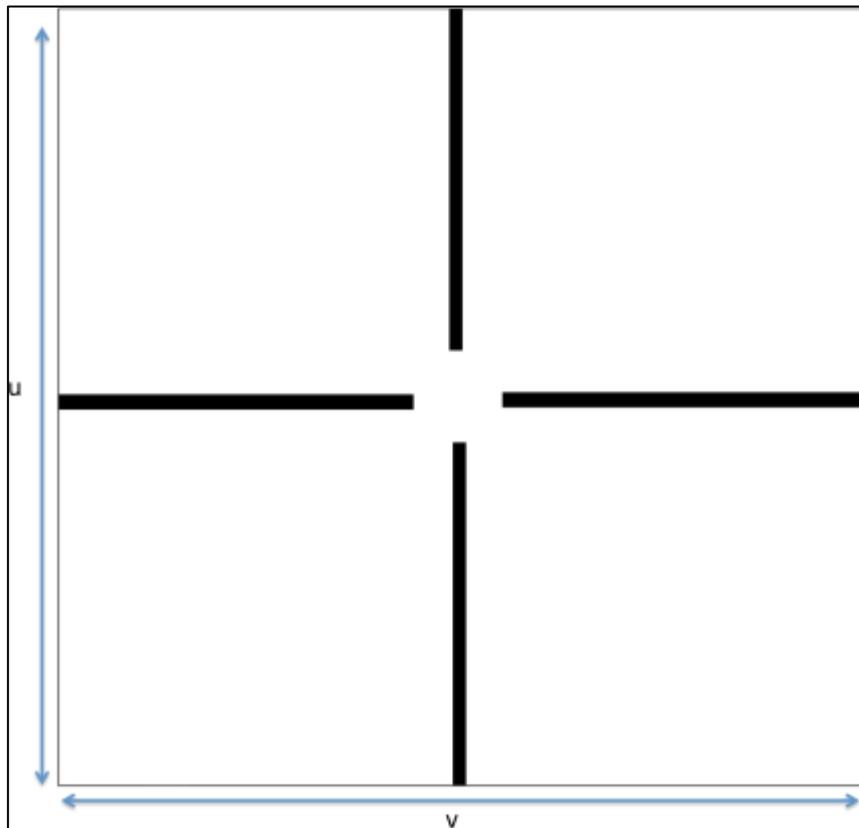


Figura 26. Exemplo de filtro *notch*.

CAPÍTULO III - MATERIAL E MÉTODOS

A metodologia empregada neste trabalho está descrita de acordo com o fluxograma da Figura 27.



Figura 27. Fluxograma metodológico das etapas de trabalho.

3.1 SELEÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO E A IMAGEM TIR-ASTER

Como foi mencionado na Seção 1.3, a seleção da cena do sensor ASTER a ser estudada foi determinada por dois motivos:

1) a sua localização próximo ao aeroporto de Porto Alegre, o qual disponibiliza dados de sondagem duas vezes ao dia, os quais foram utilizados no processo de correção atmosférica; e 2) a existência nesta cena de áreas com boa exposição de solos além de áreas onde são extraídos basaltos para comercialização, as quais futuramente podem ser empregadas no estudo das rochas vulcânicas.

Foi utilizada uma cena ASTER datada de 26/09/2000, nível L1B, coordenada central $29^{\circ}31'42''$, $-51^{\circ}40'19''$. É uma cena composta basicamente por vegetação (mata nativa e áreas agrícolas) e solo exposto. Possui também grande parte das áreas ribeirinhas alagadas devido à cultura do arroz (Figura 28).

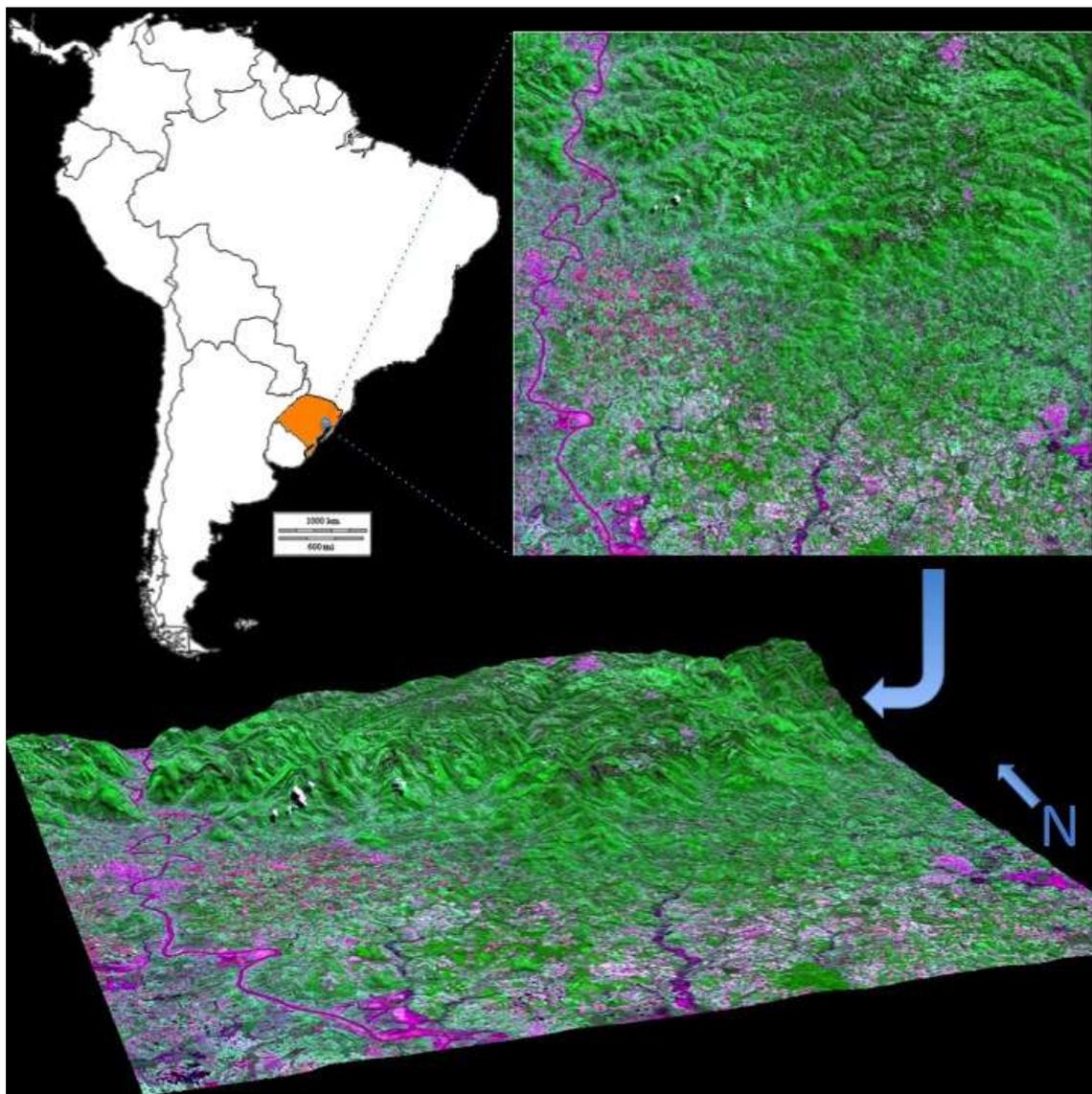


Figura 28. Localização área de estudo: composição R(2), G(3) e B(1) do subsistema VNIR/ASTER;

3.2 PRÉ-PROCESSAMENTO DAS IMAGENS TIR

Para aplicar o processo de correção atmosférica na imagem foi preciso converter os valores dos pixels da imagem de DN (*digital numbers*) para radiância do sensor ($Wm^{-2}\mu m^{-1}sr^{-1}$). Nas imagens ASTER-TIR nível 1B(i) cada conjunto de DN correspondente às bandas é multiplicado pelo seu coeficiente de calibração, como demonstrado a seguir:

$$L_{sen(i)} = coef_{(i)} \times (DN_{(i)} - 1) \quad (24)$$

onde:

i = bandas do sensor ASTER;

$\text{coef}_{10}=0.006882$, $\text{coef}_{11}=0,006780$, $\text{coef}_{12}=0,006590$, $\text{coef}_{13}=0,005693$ e $\text{coef}_{14}=0,005225$.

Realizada a conversão, os dados referentes à imagem estão prontos para aplicação na equação de correção, faltando apenas a estimativa dos parâmetros atmosféricos que estão descritos a seguir.

3.3 ESTIMATIVA DOS PARÂMETROS ATMOSFÉRICOS E CORREÇÃO DAS IMAGENS

A correção atmosférica das imagens TIR/ASTER L1B utilizadas neste trabalho seguiu a mesma metodologia apresentada na Seção 2.3.3, para o produto AST05. Entretanto, neste trabalho foi utilizada a versão mais recente do MODTRAN, a 5.2 (Berk et al., 2011). Também foram utilizados perfis atmosféricos próximos ao local e ao momento do imageamento. Conforme apresentado na referida seção, para a geração do produto AST05 ainda é utilizado a versão 3.5 do MODTRAN e perfis atmosféricos oriundos de informações extrapoladas dos modelos climatológicos GDAS e NRL.

Os perfis atmosféricos extraídos dos dados de sondagem que serviram de entrada no MODTRAN foram os perfis de pressão, umidade relativa e temperatura, disponíveis na página web da Universidade de Wyoming (weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html). A Figura 29 apresenta uma comparação entre os perfis padrão do MODTRAN e os perfis de radiossondagem utilizados no processo de correção.

Os perfis de radiossondagem conseguem coletar dados até determinada altitude, podendo variar entre 25 e 35 km, ou até menos. Neste caso em estudo, a radiossonda conseguiu coletar dados até a altitude de 27 km. Para continuar estimando os parâmetros a partir desta altitude, o MODTRAN foi configurado para utilizar o modelo padrão do algoritmo, que neste caso, devido às coordenadas geográficas da área, é o de média latitude de verão (Berk et

al., 2011). A concentração de dióxido de carbono (CO₂) foi de 400 ppm (NOAA, 2014) e o modelo de aerossol adotado foi o urbano com visibilidade de 40 km, devido a proximidade com a região metropolitana de Porto Alegre.

Como pode ser observado na Figura 29, o comportamento da umidade relativa padrão do modelo de atmosfera do MODTRAN é significativamente diferente da radiossondagem. Testes realizados com as duas opções demonstraram que a transmitância estimada pelo modelo padrão do MODTRAN é menor do que a transmitância estimada por meio dos dados meteorológicos. Isto se deve ao fato de que, ao adicionar os dados de umidade relativa, a absorção pelo vapor d'água é estimada com maior precisão, enquanto que no modelo padrão ela é estimada para condições gerais, fornecendo um valor superestimado para a influência deste componente atmosférico, nas condições em que a imagem foi obtida.

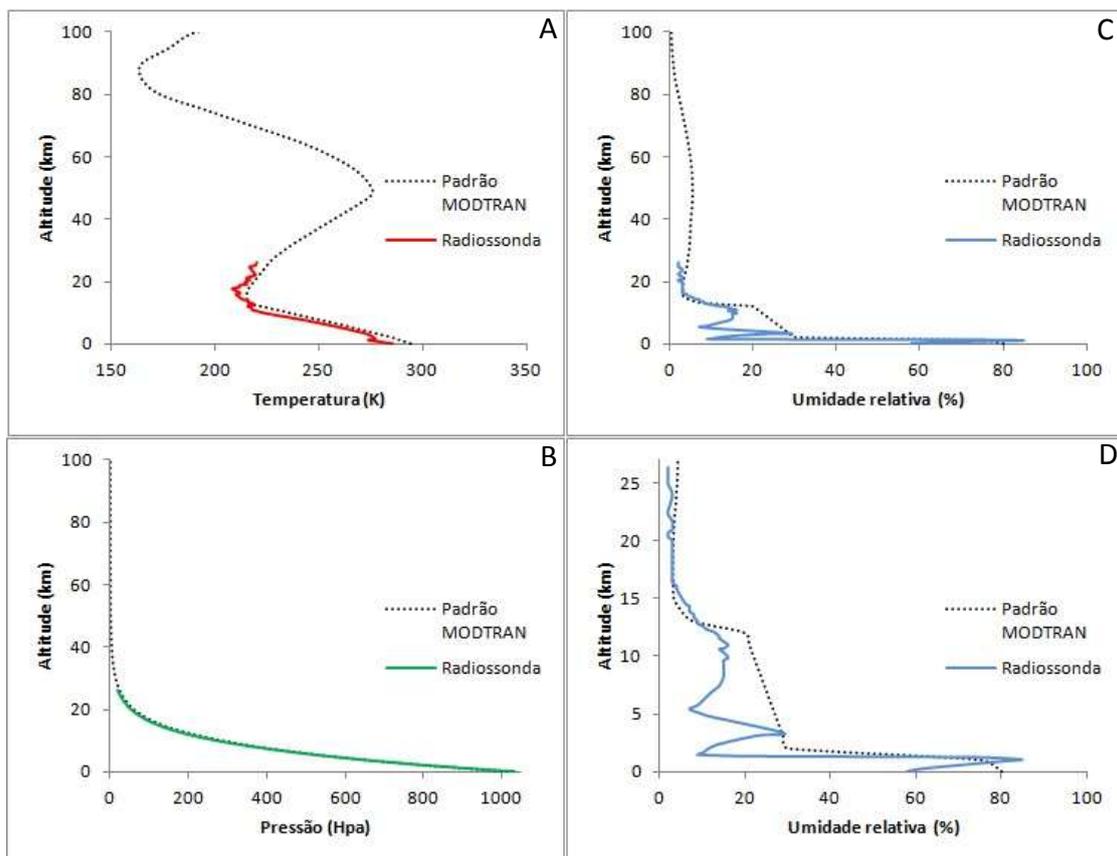


Figura 29. Comparação entre perfis atmosféricos padrão do MODTRAN, modelo média latitude de verão e os perfis de radiossondagem: (A) temperatura; (B) pressão; (C) umidade relativa e (D) umidade relativa detalhada até os primeiros 25 km

Estimadas a transmitância total, a radiância ascendente e a radiância descendente, as mesmas foram ponderadas pela função de resposta de cada uma das bandas do sensor (equação 7), como por exemplo, a transmitância (Figura 30). Vale ressaltar que a radiância descendente mencionada acima não é calculada diretamente pelo MODTRAN. Para se chegar ao valor deste parâmetro é utilizado o valor da divisão da irradiância atmosférica descendente por π .

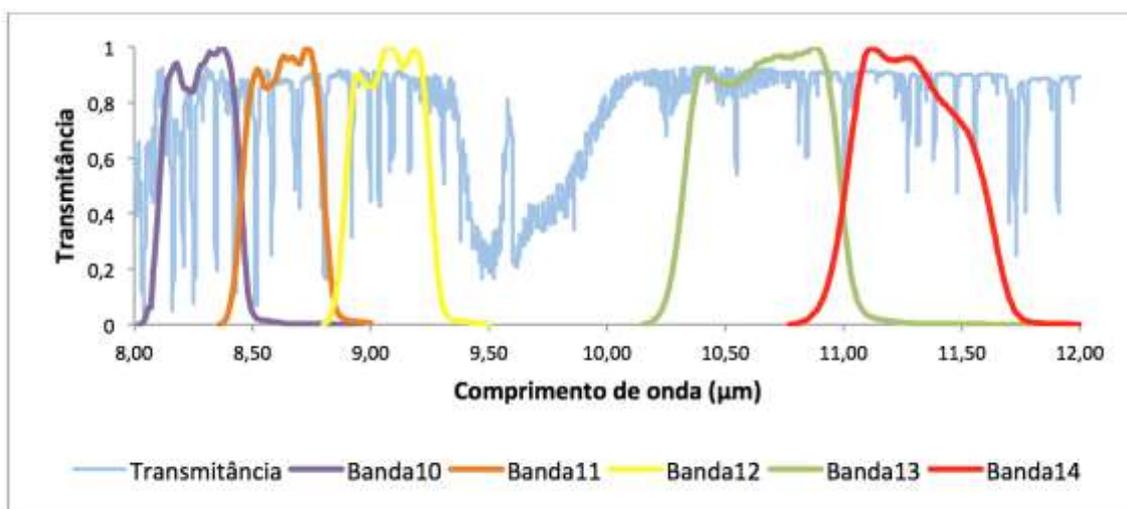


Figura 30. Função resposta espectral do sensor ASTER TIR frente à transmitância atmosférica.

Após a ponderação dos valores, os mesmos foram aplicados no processo de correção atmosférica da imagem, Nível L1B, utilizando a equação de transferência radiativa (equação 5). Estes parâmetros foram aplicados para cada uma das cinco bandas TIR do ASTER, separadamente.

3.4 ESTIMATIVAS DA EMISSIVIDADE E TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE

Corrigidas as imagens para os efeitos atmosféricos, foi estimada a emissividade da superfície utilizando os métodos REF e ALPHA, descritos na seção 2.4.

Para estimar a emissividade e a temperatura de cada pixel da imagem pelo método REF a emissividade de referência adotada para todas as bandas foi de 0,97, que é a mais próxima da emissividade da maioria dos materiais e a banda

adotada como banda de referência foi a Banda 10 (8,29 μm), pois entre os testes realizados, foi esta que apresentou os melhores resultados. A escolha do canal/banda a ser utilizada está relacionada à qualidade da imagem. Deve-se escolher a que apresentar menor quantidade de ruído, pois devido à correlação entre as bandas, o ruído da imagem tende a ser realçado após este processamento, ao introduzir o ruído da banda de referência nas demais bandas (Andrade, 2011). Visto que as bandas do TIR apresentaram comportamento semelhante quanto ao ruído, todas foram testadas no processo de separação entre emissividade/temperatura.

3.5 CONFIGURAÇÃO DOS FILTROS PARA REDUÇÃO DO RUÍDO PERIÓDICO

Para a redução do ruído periódico sobre as imagens de emissividade foram utilizados filtros no domínio da frequência, tipo *notch*. Para cada banda do sensor foi construído um filtro específico, observado e analisado primeiramente o domínio de frequência de cada banda e com isso, isolando o ruído da informação.

A filtragem de ruídos no domínio da frequência envolveu as seguintes etapas:

- 1) transformação da imagem original do domínio espacial para o domínio da frequência, através da Transformada Rápida de Fourier (FFT). O algoritmo desta transformada se encontra implementado no software ENVI 5.0;
- 2) análise do espectro de Fourier, a partir do qual são estudados os intervalos de frequência correspondentes ao ruído;
- 3) construção dos filtros para a eliminação/minimização destes intervalos;
- 4) transformação da imagem do domínio da frequência para o domínio espacial, através da Transformada Inversa de Fourier.

3.6 VALIDAÇÃO DOS DADOS GERADOS

Para avaliar a qualidade dos dados de emissividade gerados foram coletadas em campo amostras de solo exposto para extração das assinaturas espectrais em laboratório. Estas assinaturas serviram de referência na comparação com as assinaturas extraídas da imagem corrigida neste trabalho. Foram coletadas amostras em cinco locais da área em estudo, as quais podem ser visualizadas na Figura 32, juntamente com as coordenadas destes locais. Para a extração das assinaturas foi utilizado o espectrômetro Infravermelho Nicolet 6700, descrito na seção 1.4.1.

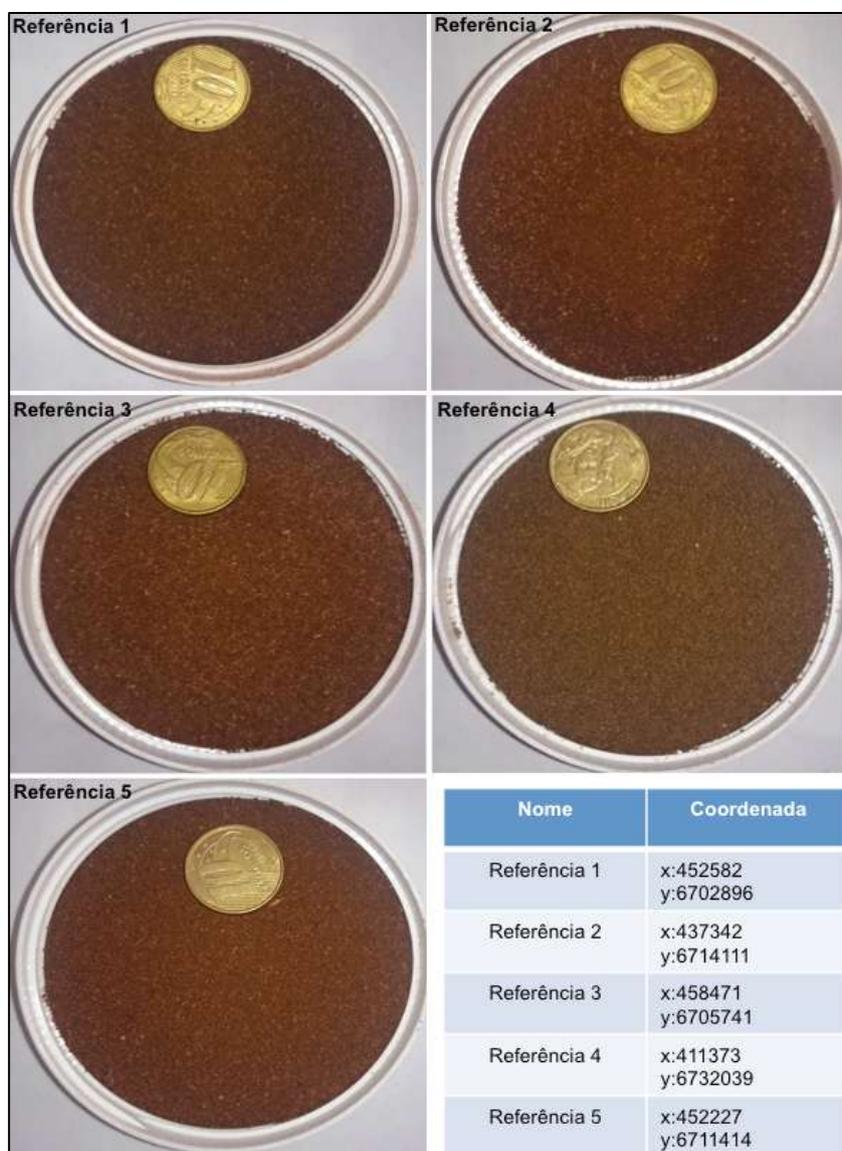


Figura 31. Fotografias das amostras de solo exposto coletadas em campo as quais serviram de referência no processo de validação dos resultados.

CAPÍTULO IV - RESULTADOS

4.1 ANÁLISE DAS IMAGENS DE EMISSIVIDADE DO PRODUTO AST05

Assim como foi mencionado na seção 1.1, o produto AST05 do sensor ASTER tem sido empregado em diversos trabalhos, principalmente nos geológicos (Sobrino et al., 2007; Hulley et al., 2009; Murphy et al., 2009; Srivastava et al., 2010). Uma das razões da região do termal ser tão importante à geologia é o fato de que muitos minerais que não apresentam feições diagnósticas na região do VNIR e SWIR, apresentam na região do TIR.

Contudo, ao se analisar as imagens do produto AST05 para a região Sul da Bacia do Paraná, constatou-se que as imagens apresentavam qualidade muito abaixo do esperado, sendo impossível utilizá-las no processo de mapeamento. Foram analisadas diferentes cenas para diferentes anos e épocas e as mesmas apresentavam sempre baixa qualidade, com grande presença de ruído periódico e pouca distinção visual entre os alvos. A Figura 32 retrata este problema apresentando as cinco bandas de emissividade para duas cenas distintas. As composições coloridas da figura são para contextualizar a área de estudo, comparando com as imagens de emissividade. As imagens AST10 da Figura 32 correspondem às bandas 10 de cada uma das cenas e foram colocadas em tamanho maior para melhor observação do ruído periódico.

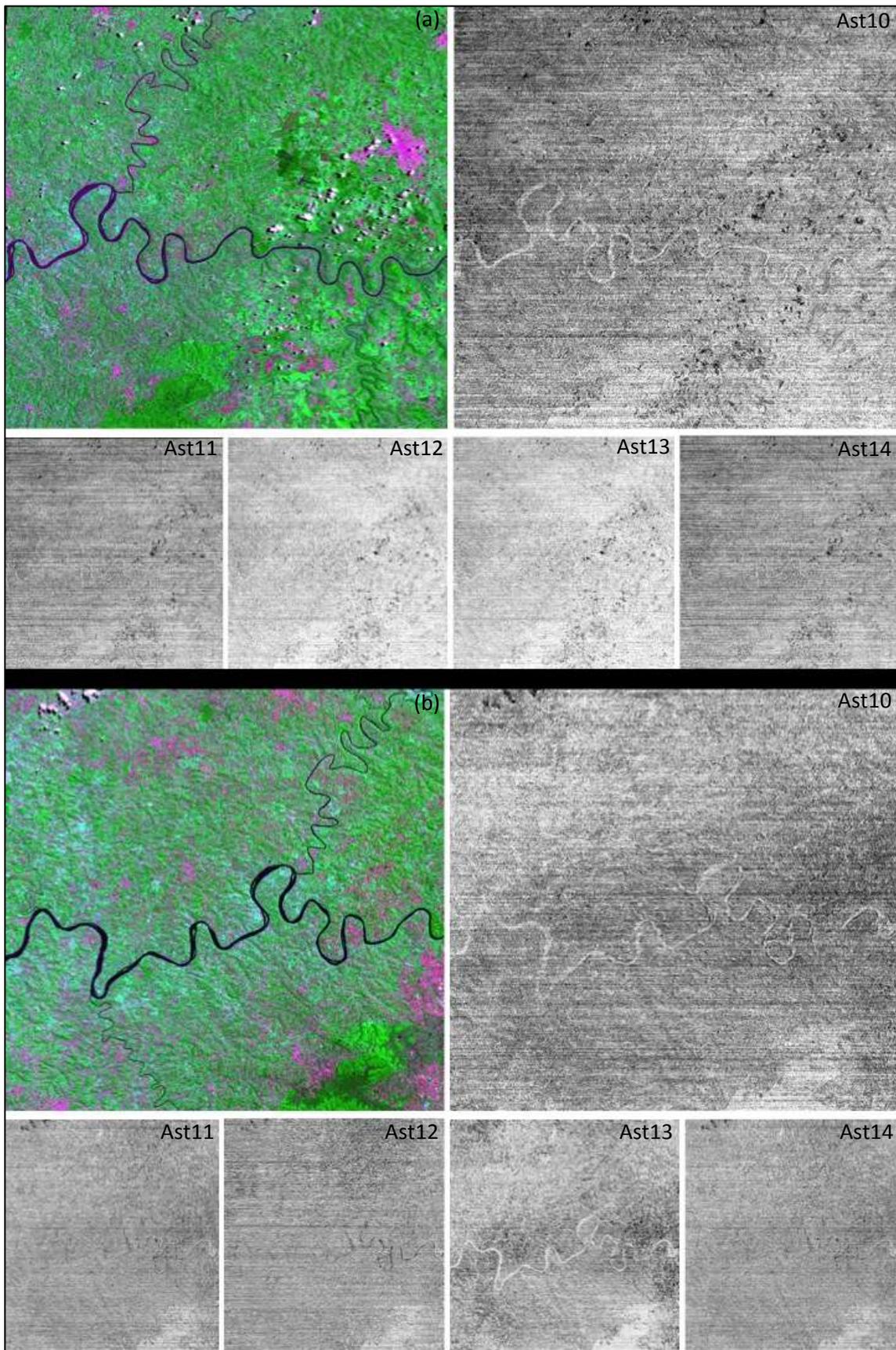


Figura 32. (a) Composição R(2)G(3)B(1), nível L1B. As Figuras Ast(10,11,12,13,14) correspondem imagens de emissividade do produto AST05. Esta cena é datada de 01/01/2007. A imagem (b) também ilustra uma composição R(2)G(3)B(1), nível L1B, com suas respectivas imagens em emissividade Ast(10,11,12,13,14), datadas de 13/10/2006.

Apesar do êxito verificado nos trabalhos citados anteriormente, ficou evidente que o produto AST05 não poderia ser empregado no mapeamento. Procurou-se informações sobre o que poderia estar afetando as imagens e foram encontrados alguns trabalhos que relatavam o mesmo tipo de erro em diferentes partes do globo, erros tanto na estimativa da emissividade quanto no cálculo da temperatura (Coll et al., 2007; Sabol et al., 2009; Barreto et al., 2010; Gustafson et al., 2006). Alguns autores brasileiros (Lima, 2003; Vicente, 2007; Lammoglia, 2010) também encontraram o problema do ruído periódico no produto AST05. Entre estes, Vicente (2007) utilizou filtros espaciais de mediana para suprimir visualmente parte do problema. Os outros não utilizaram técnicas de minimização.

Um dos autores do algoritmo que processa a separação entre emissividade/temperatura do produto AST05 (Gillespie et al., 2011), conduziu um estudo para averiguar o que poderia estar influenciando para a baixa qualidade das imagens. Como possível causa foram analisados os seguintes fatores:

- 1) O algoritmo de separação entre a emissividade/temperatura;
- 2) o processo de correção atmosférica dos dados;
- 3) a calibração inicial dos dados;
- 4) as *stripes* radiométricas dos sensores (ruído periódico).

Os resultados apontaram que a degradação das informações está relacionada ao excesso de ruído periódico e, principalmente, ao processo de correção atmosférica dos dados. Estes erros tendem a afetar mais o produto de emissividade (AST05) do que o de temperatura (AST08), pois este é calculado sobre as bandas do ASTER com menor interferência atmosférica e também porque o intervalo entre os valores de temperatura é maior que o intervalo de erro para este produto. Além disso, o estudo ressalta que os produtos de emissividade/temperatura que apresentam maior quantidade de erros estão localizados em regiões com atmosfera úmida. Nestas regiões, a concentração de vapor d'água na atmosfera é maior e o processo de modelagem desta variável, aqui apresentado na Seção 2.3.3, não tem mostrado desempenho

adequado. Com isso, a presença do ruído periódico nas imagens, a qual é comum em sensores termais, é intensificada significativamente.

Constatou-se também que para alvos com assinaturas espectrais de baixo contraste, como a água e a vegetação, o erro ocasionado é maior, quando comparado a assinaturas que apresentam um contraste maior, como solos e rochas.

A Figura 33 apresenta uma comparação entre duas cenas, produtos AST05, para diferentes atmosferas. A Figura 33(a) apresenta um ambiente de atmosfera seca em uma área próximo à cidade de Los Angeles-USA. A Figura 33(b), com atmosfera úmida, apresenta uma das cenas analisadas para o mapeamento de rochas no sul da Bacia do Paraná, próximo ao município de Chapecó-SC.

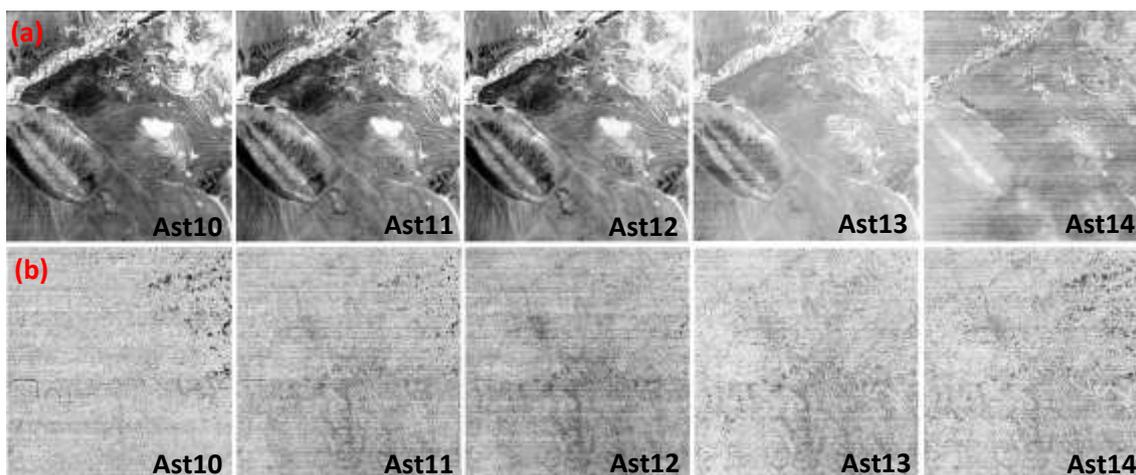


Figura 33. (a) Sequência de imagens do produto AST05 para atmosfera seca; (b) sequência de imagens do produto AST05 para atmosfera úmida.

Analisando a Figura 33 pode-se verificar a nítida diferença entre a qualidade das informações. Apesar da ocorrência de ruído periódico também para a cena de atmosfera mais seca (principalmente na Banda Ast14), a quantidade é bem menor, sendo possível diferenciar visualmente entre alvos presentes nas imagens. Na sequência de imagens de atmosfera mais úmida 33(b) pode-se distinguir visualmente apenas o delineamento de um curso d'água na Banda Ast10.

Verificada a impossibilidade de utilizar o produto AST05, iniciou-se o processo de geração de imagens de emissividade com base na metodologia descrita no

Capítulo III, a partir de dados L1B. Todos os resultados obtidos estão descritos nas seções seguintes.

4.2 CORREÇÃO ATMOSFÉRICA DAS IMAGENS TIR L1B

A partir das imagens de radiância termal, Nível L1B, o primeiro passo para convertê-las em imagens de emissividade é aplicar sobre as mesmas o processo de correção atmosférica, minimizando interferências que contribuam para a degradação da informação.

Foram modelados os parâmetros atmosféricos (transmitância, radiância ascendente e descendente) utilizados na correção e o comportamento destes parâmetros é apresentado na Figura 34. Esta figura mostra nos dados de transmitância uma dupla feição de absorção do O₃, localizada no intervalo entre 9,3 e 10 µm. Esta feição é bastante pronunciada, chegando a atenuar, em determinados comprimentos de onda, quase 80% da radiação. Como explicado anteriormente, as bandas do ASTER não são afetadas por esta feição, visto que estão posicionadas anterior e posteriormente a este intervalo de absorção (Figura 30). Vale ressaltar também que esta feição só interfere em sensores remotos orbitais, devido à altitude de ocorrência do O₃ na atmosfera (15 a 30 km). Para sensores remotos aeroportados, esta feição não apresenta interferência, visto que os mesmos operam em altitudes mais baixas.

Pode-se verificar também na Figura 34 que a radiância ascendente e a descendente possuem comportamento inverso ao da transmitância: em pontos que se observa uma menor transmitância, devido principalmente ao processo de absorção atmosférica, ocorrem paralelamente valores maiores de radiância ascendente e descendente. A feição de absorção do O₃ entre 9,3 e 10 µm é um exemplo deste efeito. Este gás, além de absorver grande parte radiação neste intervalo, é um forte absorvedor da radiação ultravioleta (UV) incidente na atmosfera. Esta energia UV absorvida, posteriormente transforma-se e acaba

sendo emitida em comprimentos de onda mais longos, principalmente no intervalo entre 9,3 e 10 μm (Maghrabi, 2007).

Analisando ainda a Figura 34, verifica-se que a radiância ascendente e a descendente possuem comportamento espectral muito semelhante, variando apenas os valores de radiância. Os valores dos três parâmetros atmosféricos utilizados no processo de correção são apresentados na Tabela 3.

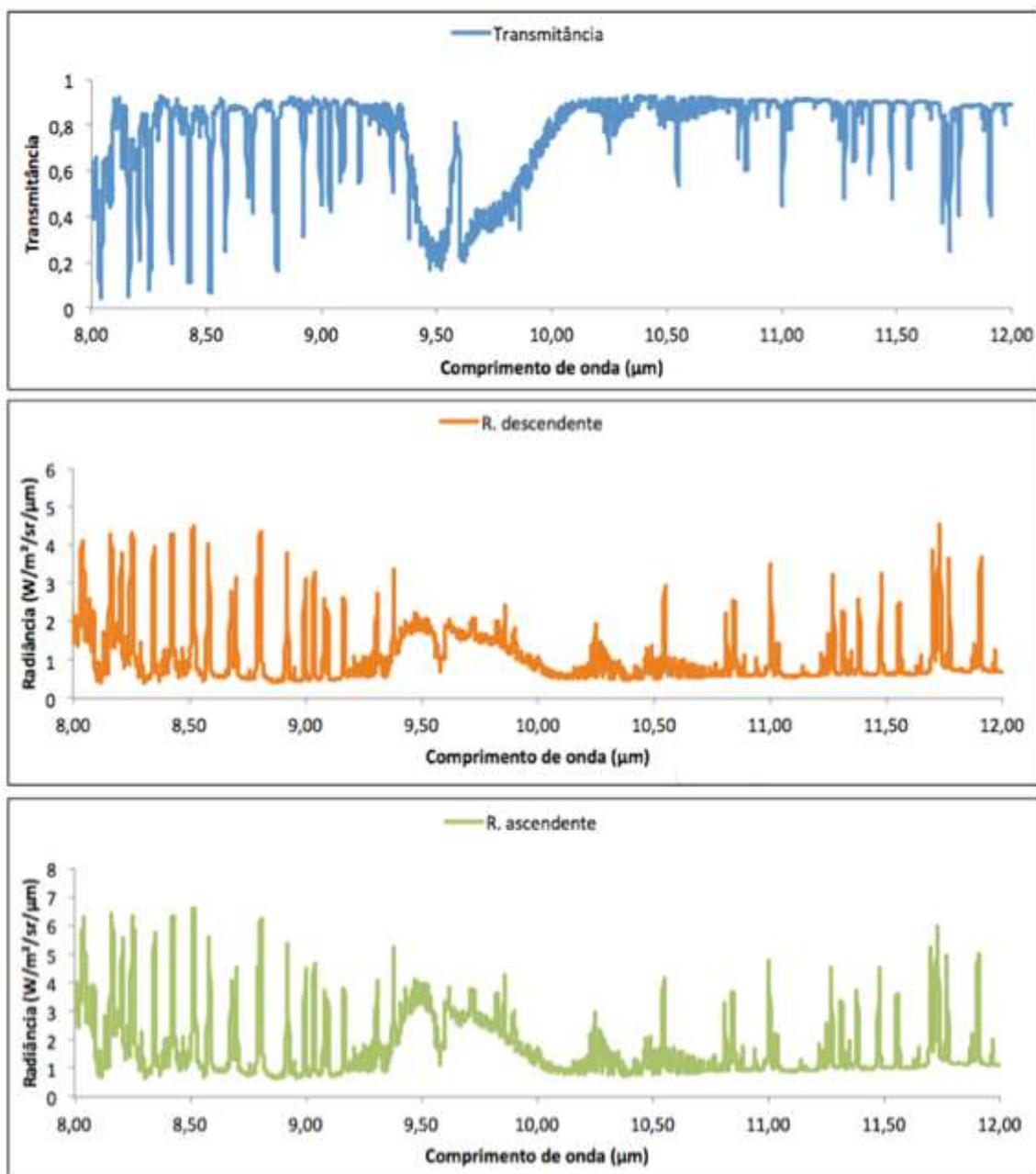


Figura 34. Transmitância atmosférica, radiância ascendente (*path radiance*) e radiância descendente (*downwelling radiance*) calculadas pelo MODTRAN.

Tabela 3. Valores dos parâmetros atmosféricos, ponderados para as cinco bandas do sensor ASTER, utilizados no processo de correção atmosférica.

Banda	Comprimento de onda central (μm)	Transmitância Atmosférica	Radiância ascendente ($\text{W}/\text{m}^2 \text{ sr } \mu\text{m}$)	Radiância descendente ($\text{W}/\text{m}^2 \text{ sr } \mu\text{m}$)
10	8,29	0,553	2,787	1,053
11	8,63	0,659	2,211	1,117
12	9,07	0,724	1,865	1,183
13	10,65	0,714	2,207	1,289
14	11,31	0,670	2,499	1,288

O resultado do processo de correção pode ser observado na Figura 35. Visualmente, as imagens da figura, as quais estão em valores de radiância, não apresentam diferenças entre as bandas corrigidas e as não corrigidas. O efeito do ruído periódico surge apenas quando são realizados processamentos sobre as mesmas, como a separação entre emissividade/temperatura, realces por decorrelação, etc.

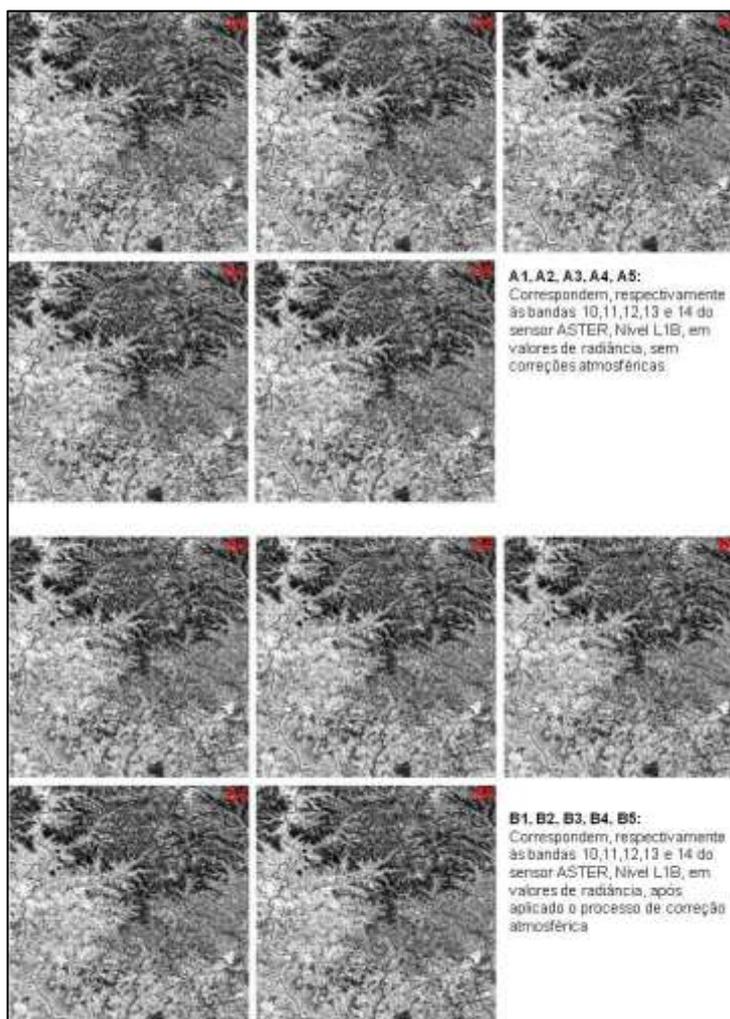


Figura 35. Comparação entre as imagens TIR do sensor ASTER, em valores de radiância, antes e após o processo de correção atmosférica.

4.3 APLICAÇÃO DOS MÉTODOS DE SEPARAÇÃO DE TEMPERATURA E EMISSIVIDADE

Corrigidas as cinco bandas TIR para os efeitos atmosféricos, as mesmas foram convertidas para valores de emissividade utilizando os dois métodos descritos na Seção 2.4 (*ALPHA* e *REF*). Na Figura 36 é apresentado o resultado da separação e uma comparação com o produto AST05.

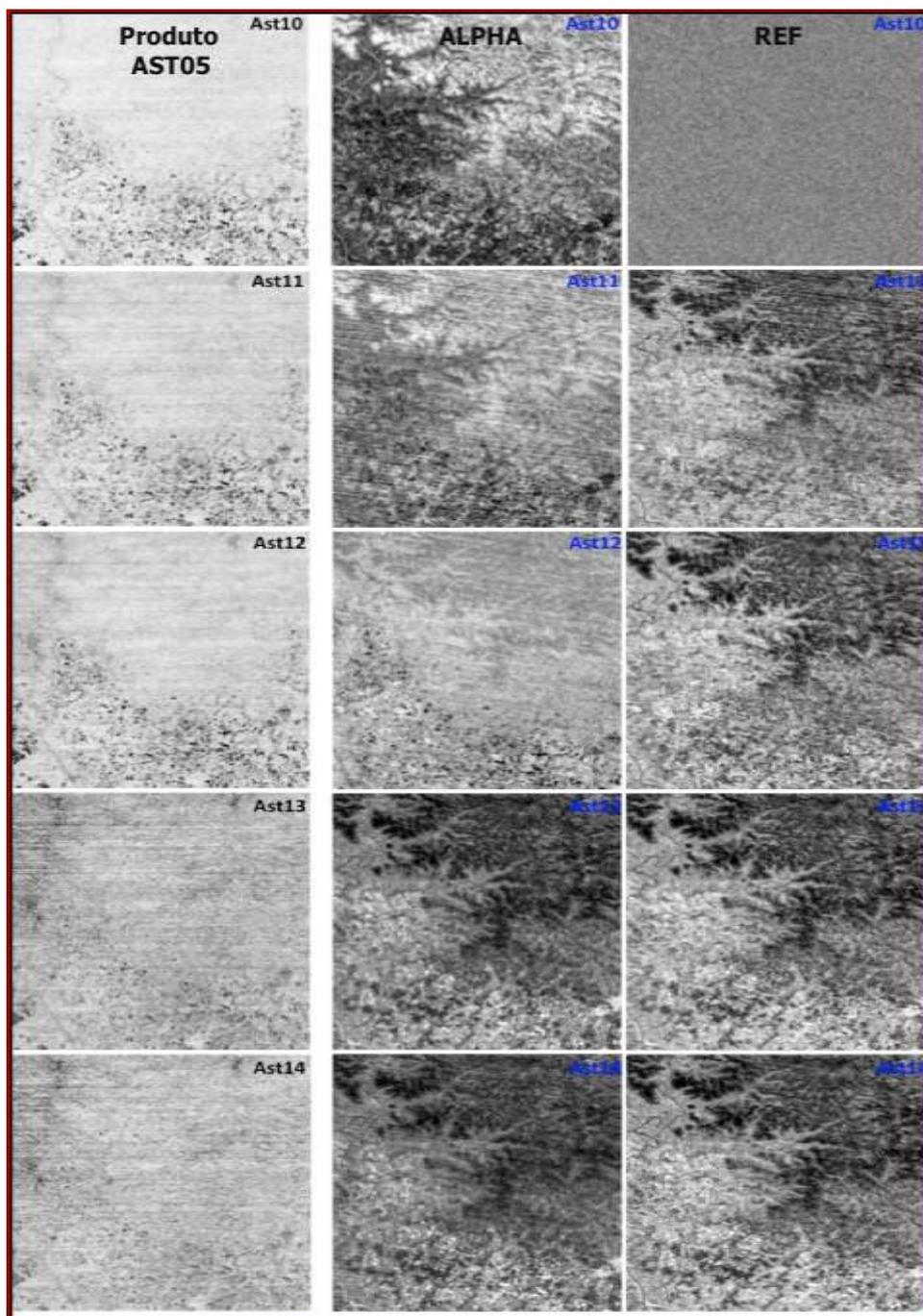


Figura 36. Comparação entre o produto AST05 (coluna da esquerda) e as imagens de emissividade geradas neste trabalho utilizando os métodos ALPHA (coluna do meio) e REF (coluna da direita).

A aplicação dos métodos de separação entre emissividade/temperatura na imagem corrigida atmosféricamente com dados do momento do imageamento resultou em imagens de emissividade com qualidade visual superior a apresentada pelo produto AST05.

Apesar da significativa melhora visual das imagens, o ruído periódico ainda encontra-se presente, afetando algumas bandas mais do que outras, como pode ser visualizado na Figura 37 em maior detalhe. Esta figura apresenta um recorte realizado na Banda 12 de emissividade gerada pelo método ALPHA. As setas vermelhas indicam regiões onde o ruído aparece mais saliente.

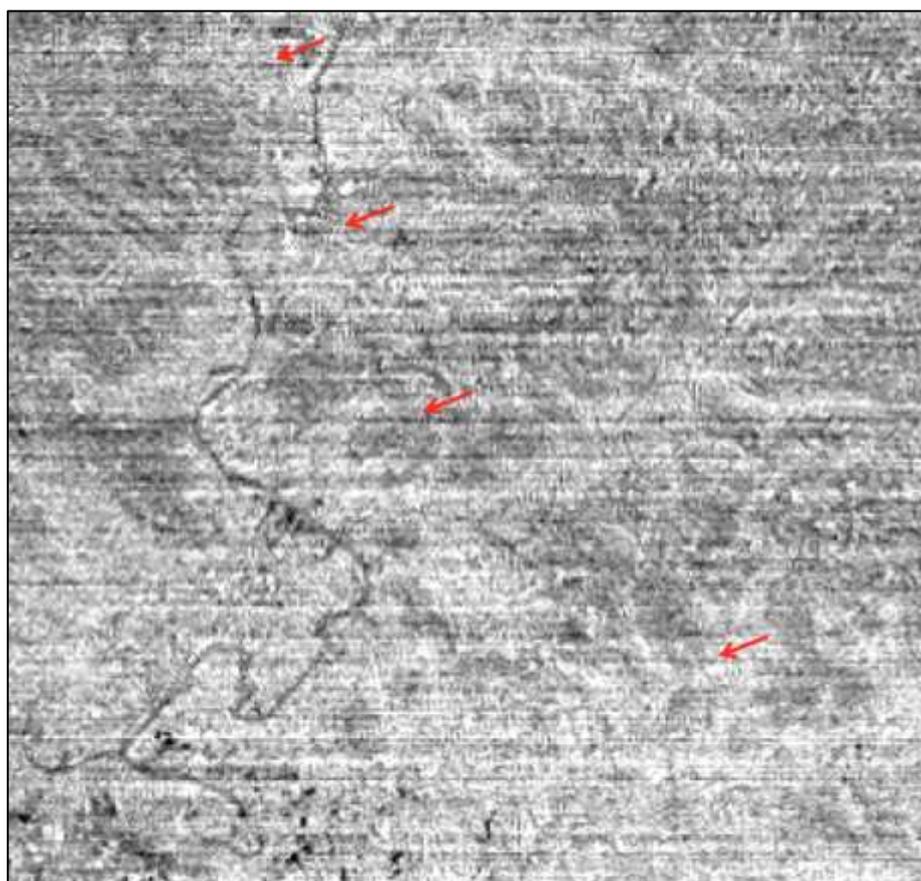


Figura 37. Exemplo de ruído periódico remanescente após o processo de correção dos efeitos atmosféricos.

Por este motivo, todas as bandas de emissividade foram analisadas no domínio da frequência e aplicados sobre elas filtros tipo *notch*. Os resultados estão descritos na próxima seção.

4.4 PROCESSO DE ANÁLISE E REDUÇÃO DO RUÍDO PERIÓDICO

A análise do ruído periódico no domínio da frequência permitiu observar o comportamento do sinal e do ruído de maneira mais fácil e efetiva quando comparada a análise no domínio espacial. Em virtude da disposição das linhas de ruído na imagem no domínio espacial, o mesmo aparece bem definido nos espectros de Fourier, centrados geralmente em uma linha que inicia nas médias e se completa até as altas frequências. Isto ocorreu para todas as bandas, como pode ser visualizado na Figura 38, a qual mostra o domínio da frequência para as cinco bandas de emissividade geradas pelo método *ALPHA*. Em algumas delas, como é o caso das bandas 12 e 14, principalmente, ocorrem outros picos de ruído (indicados pelas setas vermelhas), não classificados como periódicos, mas que podem estar relacionados a outros tipos de interferência na imagem. A análise destas interferências foi realizada cuidadosamente, pois as mesmas podem, em certos casos, ser relativas a feições próprias da imagem espacial.

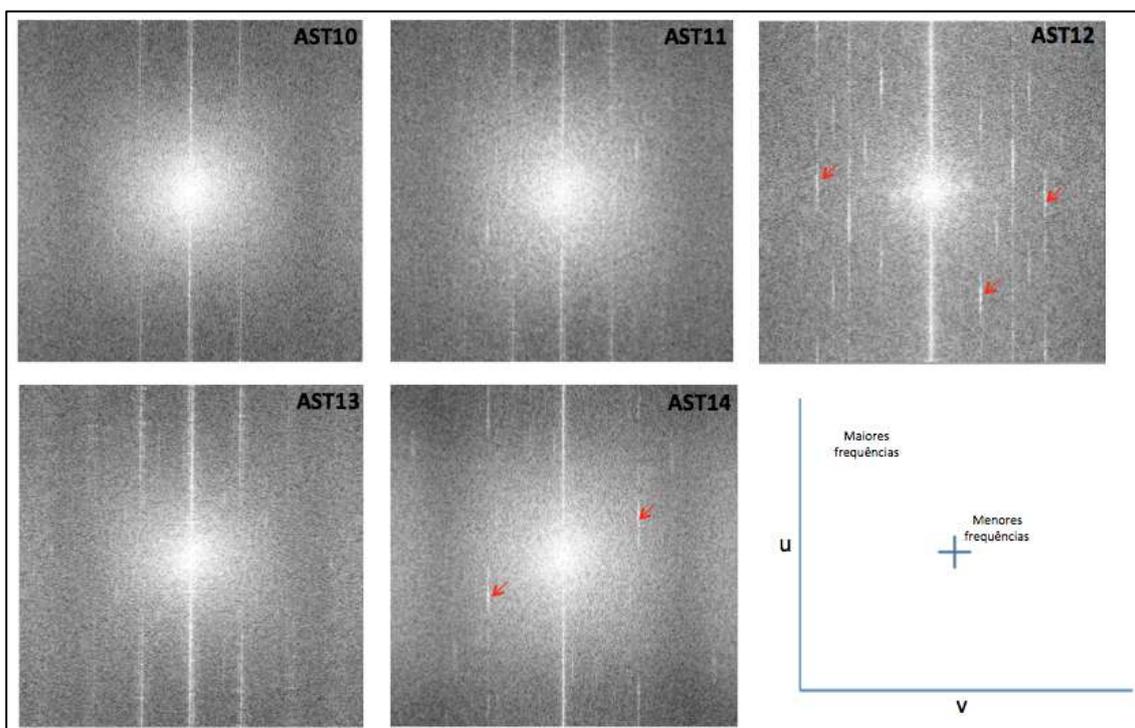


Figura 38. Espectros de Fourier de cinco bandas de emissividade TIR ASTER, utilizadas neste estudo.

Também foram traçados alguns perfis aleatórios sobre as imagens de Fourier para a observação dos valores relacionados ao ruído. A Figura 39 apresenta um exemplo destes perfis traçados sobre uma das bandas do método *REF*. Os diagramas apresentam a posição (DN) x intensidade. As setas indicam a posição do ruído no diagrama e através deste, pode ser verificada a amplitude e a faixa de valores em que o ruído se apresenta.

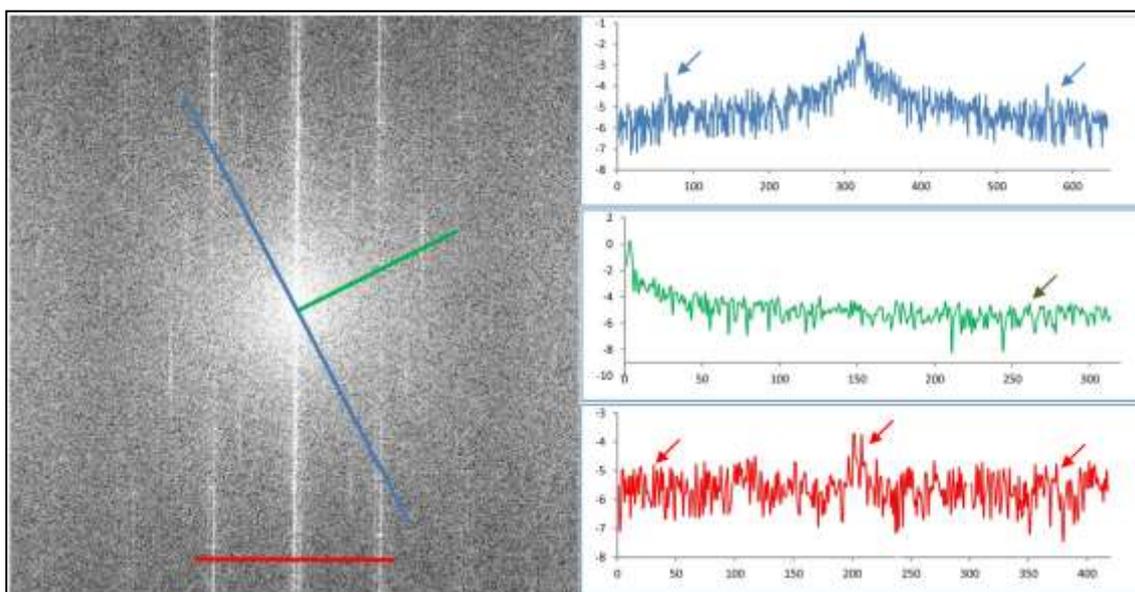


Figura 39. Perfis gerados sobre algumas regiões do espectro de Fourier da banda 14 para análise dos valores e do comportamento do ruído.

A filtragem do ruído utilizando filtros notch

Os filtros no domínio da frequência foram aplicados após análise do comportamento do ruído neste domínio, em cada imagem de emissividade, para os dois métodos. A Figura 40 apresenta um exemplo da configuração destes filtros para as duas bandas de emissividade.

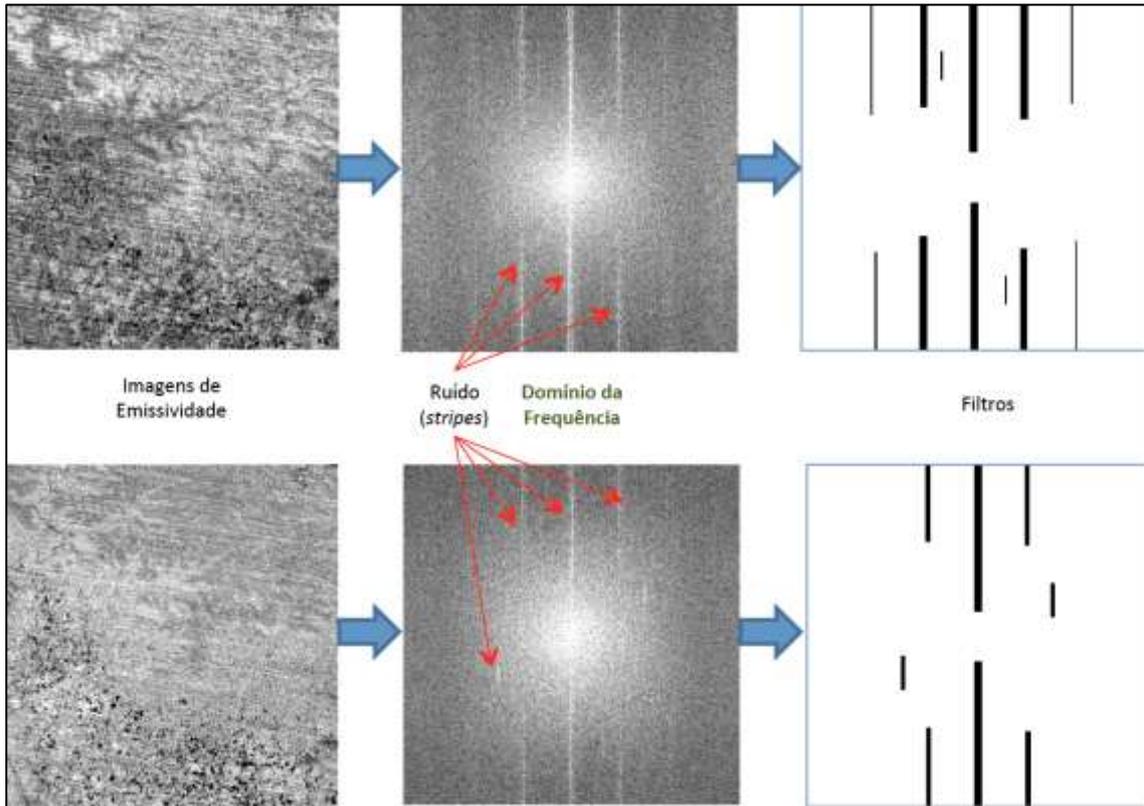


Figura 40. Exemplos de filtros aplicados sobre as imagens de emissividade.

A Figura 41 apresenta o resultado da aplicação do filtro em uma das bandas ruisosas. A melhora na qualidade visual das imagens é grande, comprovando que tanto o processo de correção atmosférica das imagens quanto a utilização de filtros no domínio da frequência para minimização de ruídos são essenciais para a melhoria nos dados de emissividade do sensor ASTER.

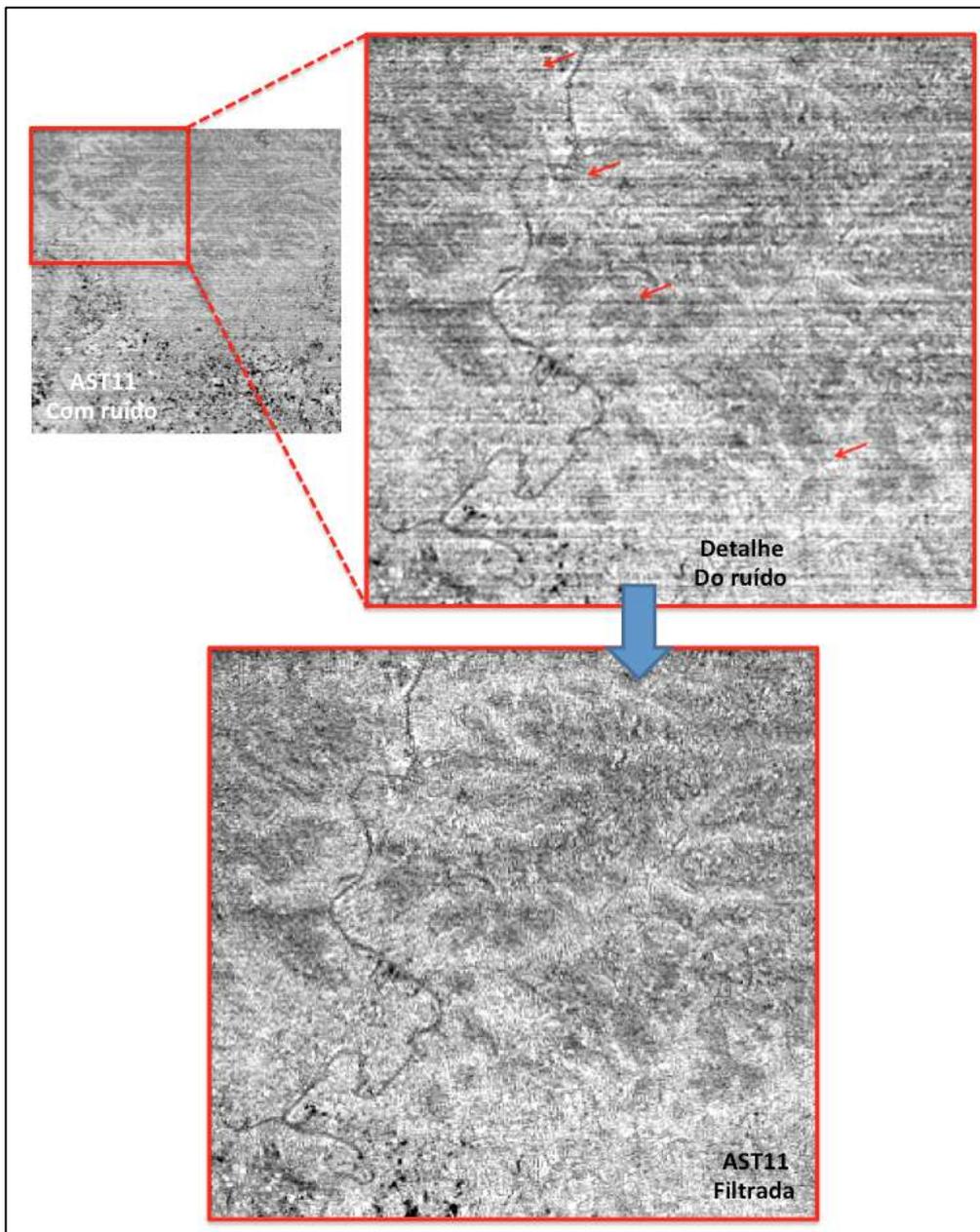


Figura 41. Resultado da aplicação dos filtros no domínio da frequência sobre as imagens de emissividade.

Um das vantagens apresentadas pela utilização dos algoritmos de Fourier para tratar o ruído é que, além deste poder ser totalmente separado e tratado no domínio de Fourier, pode-se utilizar filtros do tipo *passa-notch* para transpassar somente a informação ruidosa para o domínio espacial. Isto pode ser verificado na Figura 42 onde é apresentado o ruído periódico de uma imagem de emissividade transportado para o domínio espacial. Assim, pode-se verificar espacialmente a forma de como o ruído afeta sistematicamente as diferentes bandas do sensor.

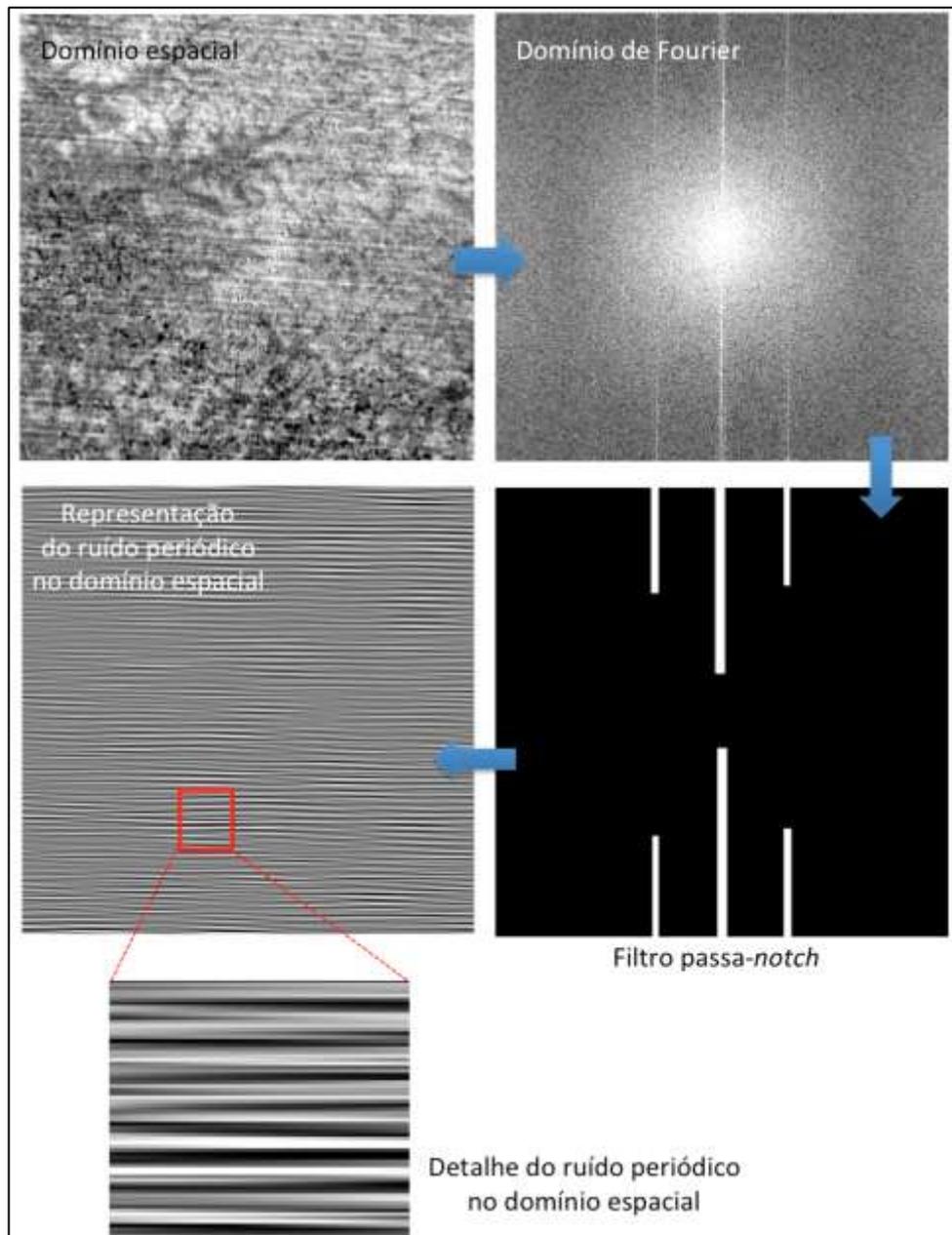


Figura 42. Exemplo de filtro passa-notch utilizado para separar o ruído e transpô-lo para o domínio espacial.

4.5. VALIDAÇÃO DOS RESULTADOS

A cena com a qual foram realizados os testes de correção atmosférica apresenta basicamente dois tipos de alvos distintos visivelmente: 1) áreas com solo exposto e (2) áreas com vegetação. Esta vegetação pode ser classificada em duas: vegetação densa, presente principalmente nos morros e vegetação menos densa, da qual fazem parte pastagens e áreas agrícolas, localizadas na

parte inferior da imagem (Figura 43). Nas imagens de emissividade, estas duas principais classes, são bem distinguíveis, pois os solos apresentam um contraste de emissividade maior quando comparados à vegetação.

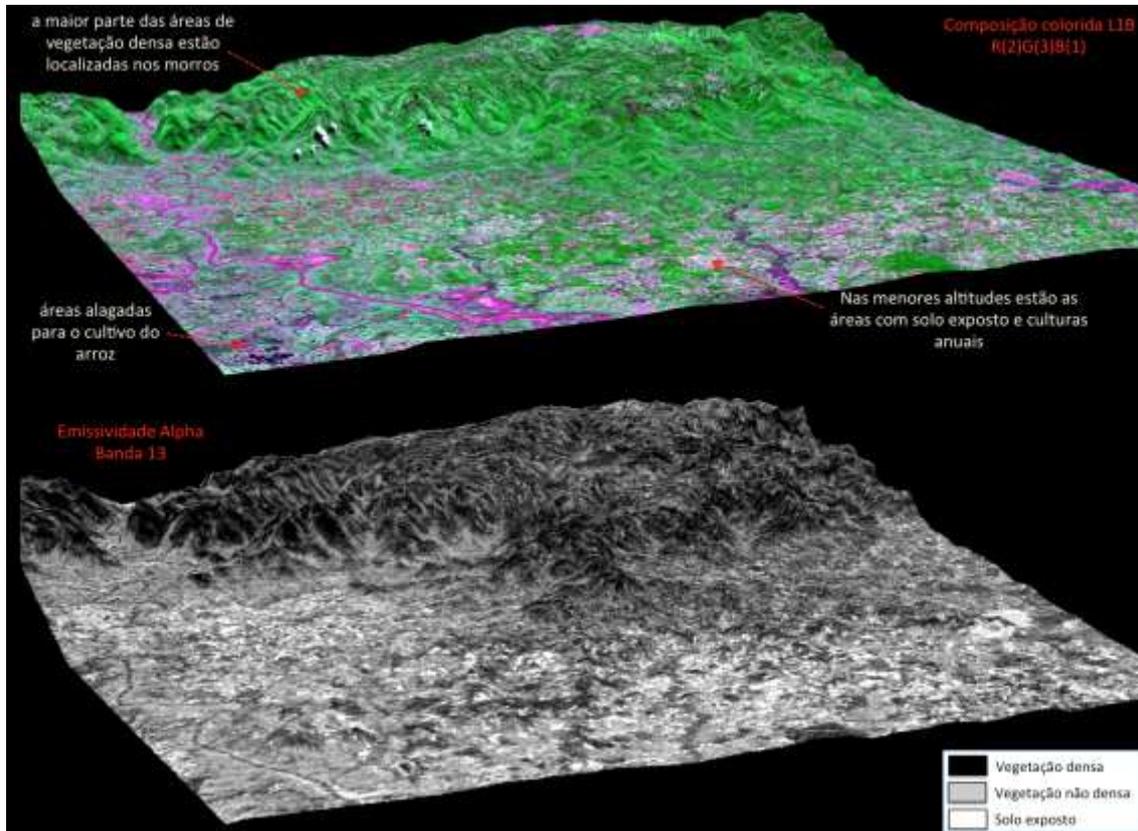


Figura 43. Emissividade da banda 13 do método *ALPHA* sobreposta ao modelo digital de elevação

Conforme descrito na Seção 3.6, para avaliar o comportamento da emissividade espectral, obtida pelos métodos REF e ALPHA, foram coletadas amostras de solo exposto em campo e extraídas suas assinaturas espectrais em laboratório. Estas assinaturas podem ser visualizadas na Figura 44(a).

Segundo se observa na Figura 44(a), as cinco amostras de referência tiveram comportamento espectral similar com diferenças apenas no valores de emissividade. O comportamento de minerais no TIR apresenta particularidades, principalmente em relação aos silicatos, visto que suas principais feições de absorção ocorrem na faixa centrada em 10 μm (Hook et al., 1999). Essas feições estão relacionadas à ligação Si-O, a qual apresenta a mínima emissividade e máxima reflectância ("banda reststrahlen") nos modos de

estirramento de ondas mais curtas para ondas mais longas, definidas por ligações tetraédricas na estrutura cristalina do mineral.

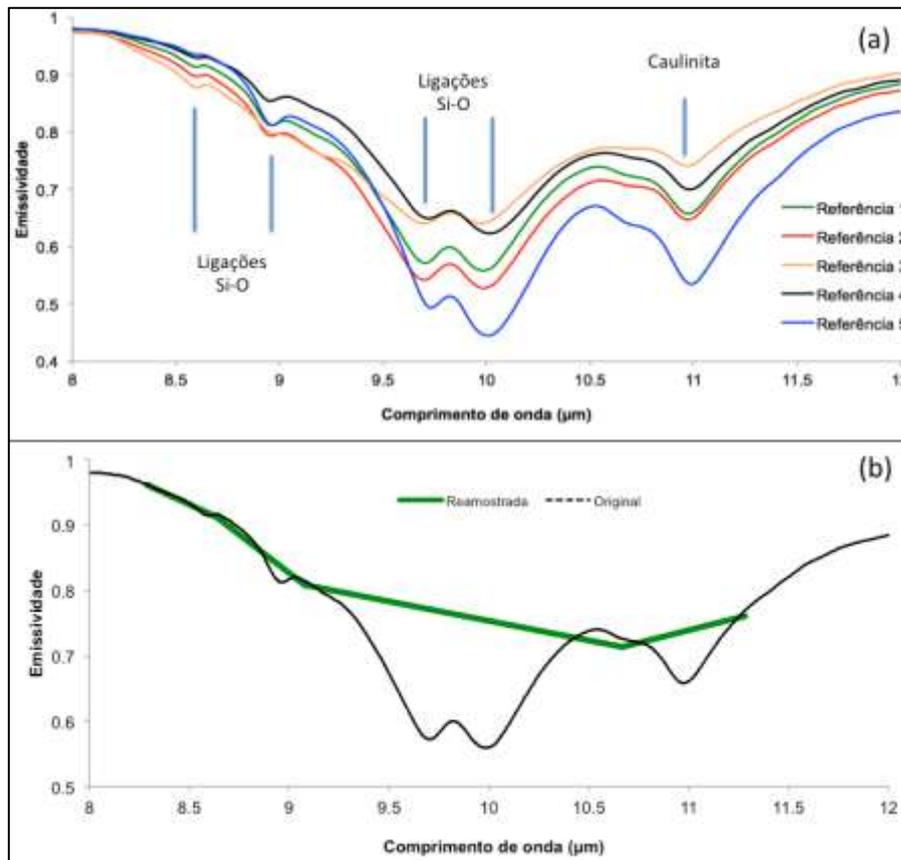


Figura 44. (a) Assinaturas de emissividade de solo exposto as quais serviram de referência no processo de validação dos resultados; (b) exemplificação do processo de reamostragem das de referência para assinaturas com a resolução espectral do sensor ASTER

Devido a grande presença de argilominerais nas amostras, os mínimos de emissividade aparecem centrados entre 9,5 e 10 µm e outra feição bastante pronunciada em 11 µm (indicando a presença da caulinita). À medida que os solos se tornam mais arenosos, estes mínimos de emissividade tendem a migrar para os comprimentos de onda mais curtos, com feições em torno de 8,5 e 9 µm devido a maior presença de silicatos ordinários, como o quartzo (Vicente, 2007). Este comportamento também é observado em rochas, como mostrado na Figura 8, onde os minerais que compõem as rochas ácidas (maior quantidade de sílica) têm seus mínimos de emissividade nos comprimentos de onda mais curtos do que aqueles comparados às rochas máficas (menor quantidade de sílica). À medida que as rochas se tornam mais máficas, os

mínimos de emissividade (máximo de reflectância) se deslocam para os comprimentos de onda mais longos.

As assinaturas espectrais coletadas em laboratório foram então reamostradas para a resolução espectral do ASTER para que pudessem ser comparadas com as extraídas das imagens corrigidas. Este processo pode ser visualizado na Figura 44(b). Pode-se verificar que as principais feições onde estão localizados os mínimos de emissividade são perdidas (intervalo entre 9,5 e 10 μm) na reamostragem. Isto porque o sensor ASTER não possui bandas espectrais localizadas neste intervalo devido à absorção atmosférica por parte do O_3 . A Figura 45 apresenta o resultado do processo de reamostragem para todas as assinaturas de referência coletadas em laboratório.

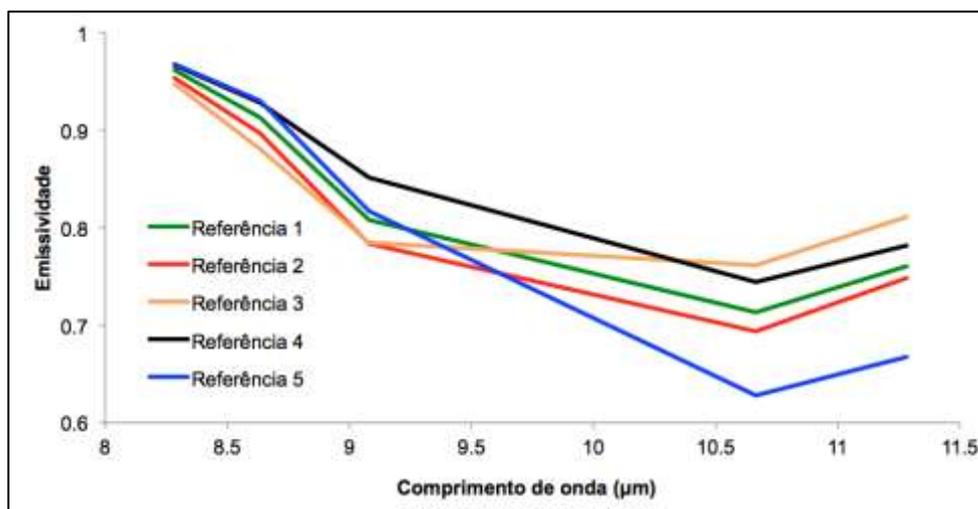


Figura 45. Assinaturas de referência extraídas em laboratório reamostradas para a resolução espectral do sensor ASTER

A seguir (Figura 46) são apresentados os resultados comparando os dados gerados neste trabalho com os dados de referência, coletados em campo e também com os do produto AST05. Vale lembrar que para as assinaturas de emissividade extraídas pelo método ALPHA se pode comparar somente a forma das assinaturas, visto que os valores gerados pelo método não são emissividade e sim valores alpha que dão origem ao chamado "espectro alpha.

Comparando a forma das assinaturas corrigidas com as de referência, pode-se visualizar que no geral apresentam forma semelhante, iniciando com os máximos de emissividade nos comprimentos de onda mais curtos e diminuindo

em direção aos maiores comprimentos, com leve aumento da emissividade a partir de 10 μm .

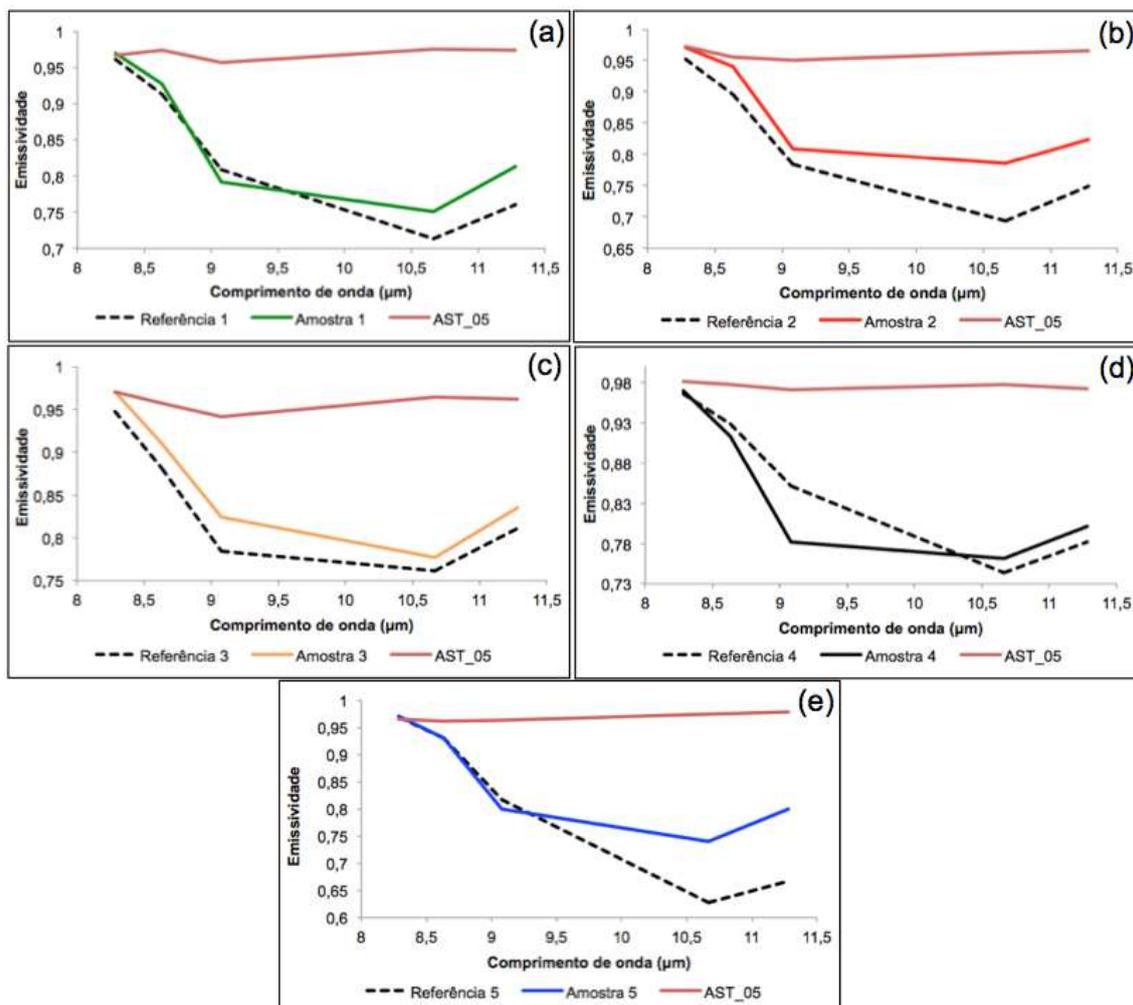


Figura 46. Comparação entre as assinaturas de emissividade de solo exposto de referência e assinaturas extraídas do produto AST05 e L1B corrigidas (método REF): (a) ponto de amostragem 1; (b) ponto de amostragem 2; (c) ponto de amostragem 3; (d) ponto de amostragem 4; e (e) ponto de amostragem 5.

Para confirmar a acurácia dos dados de emissividade e consequentemente a qualidade do processo de correção atmosférica aplicado nas imagens Nível L1B aplicou-se sobre as imagens corrigidas o segundo método de separação entre emissividade e temperatura, o método ALPHA. A Figura 47 apresenta a comparação entre as assinaturas espectrais de referência e as extraídas por este método.

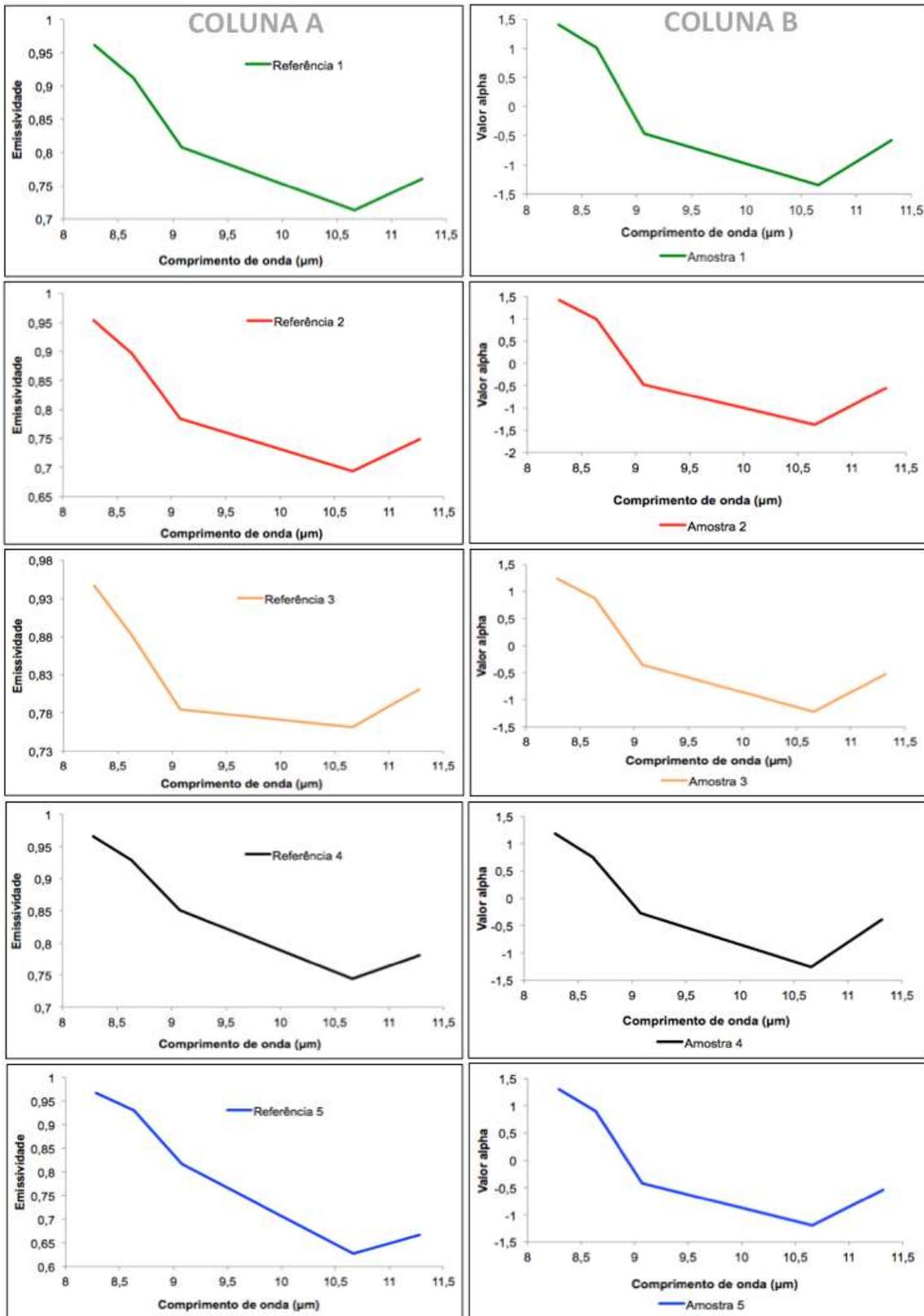


Figura 47. Comparação entre as assinaturas de emissividade de solo exposto de referência (Coluna A) e assinaturas extraídas das imagens L1B corrigidas, método ALPHA (Coluna B): (verde) ponto de amostragem 1; (vermelho) ponto de amostragem 2; (amarelo) ponto de amostragem 3; (preto) ponto de amostragem 4; e (azul) ponto de amostragem 5.

Pode-se visualizar (Figura 47) que no geral as assinaturas extraídas pelo método ALPHA tiveram comportamento semelhante ao método REF (Figura 47), iniciando também com os máximos de emissividade nos comprimentos de onda mais curtos e diminuindo em direção aos maiores, com leve aumento da emissividade a partir de 10 μm .

A capacidade de um sensor orbital em mapear as variações espectrais definidas em laboratório com base em amostras de campo encontra-se na relação entre sua resolução espectral, avaliada anteriormente, conjuntamente com sua resolução espacial, que é definida pelo seu campo de visada instantânea no terreno (GIFOV – *Ground Instantaneous Field of View*) (Vicente, 2007). No caso do ASTER, a resolução espacial é de 90 m x 90 m, o que estabelece uma área de imageamento mínimo 8.100 m². Outro aspecto importante a ser avaliado nas imagens ASTER são efeitos atmosféricos (e.g. vapor d'água, principalmente) e os efeitos de sombra devido a influência do relevo, que podem modificar os níveis de emissividade dos materiais.

Para avaliar o nível de correlação entre os espectros das amostras de solo obtidas em campo e os dados dos mesmos locais, extraídos da imagem ASTER foi aplicada uma análise de regressão linear em cada par de assinaturas, estimando assim a capacidade de reprodução do sensor em relação as assinaturas de laboratório (Figura 48). Como resultados foram obtidos bons valores de R^2 , variando entre 0,85273 e 0,98619.

Os valores mais altos de R^2 são apresentados para as amostras 3 (0,98619), 2 (0,94866) e 1 (0,93746) comprovando a boa correlação entre os dados, onde os mesmos mantêm a variação entre a profundidade e inclinação das assinaturas.

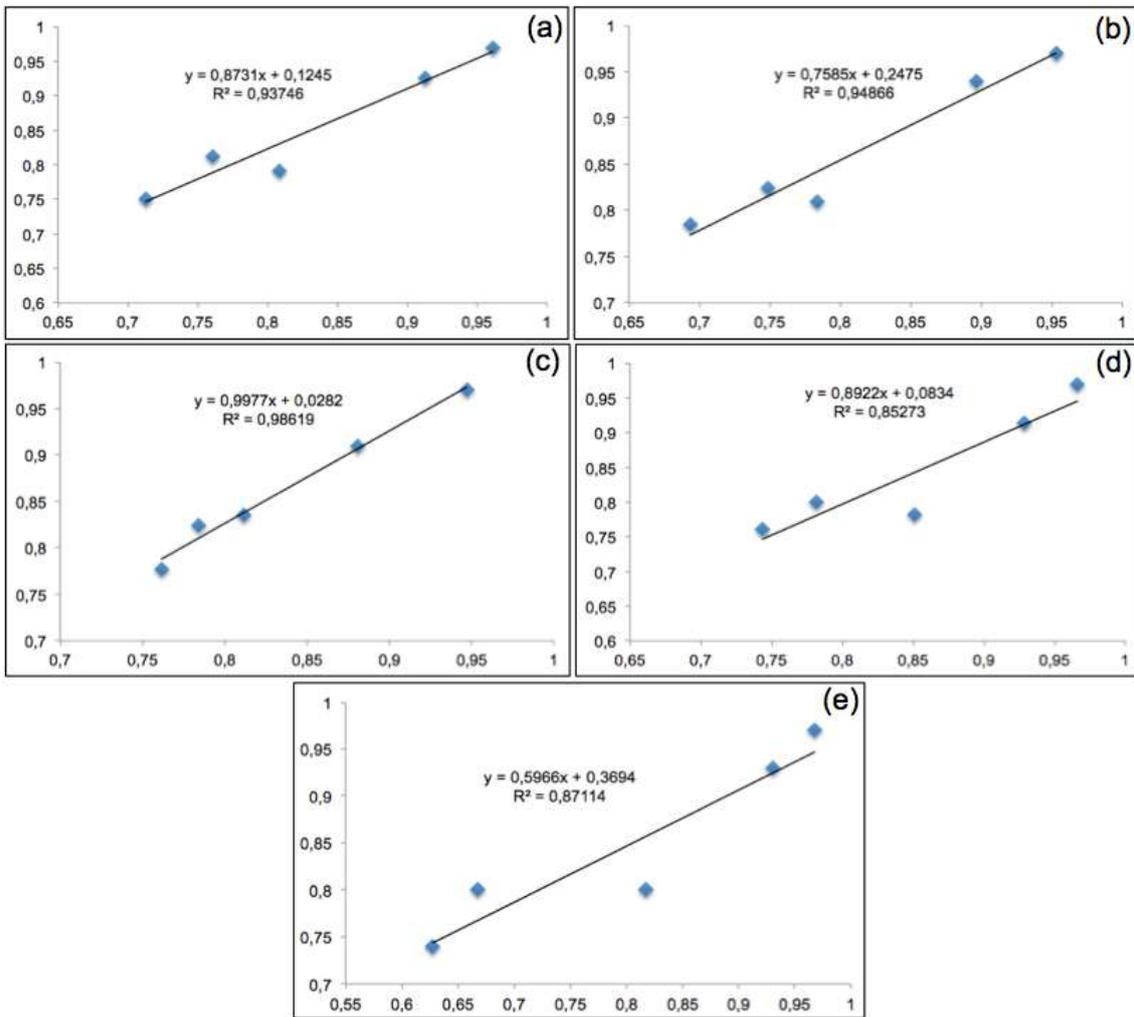


Figura 48. Gráficos da regressão aplicada sobre as assinaturas de referência das amostras de solos medidos em laboratório versus assinaturas extraídas da imagem: (a) ponto de amostragem 1; (b) ponto de amostragem 2; (c) ponto de amostragem 3; (d) ponto de amostragem 4; (e) ponto de amostragem 5.

As amostras 4 e 5 apresentaram os valores mais baixos de R^2 , 0,85273 e 0,87114, respectivamente. São as duas assinaturas que apresentam maior discrepância na forma das assinaturas espectrais, associada, possivelmente, à misturas de outros alvos existentes na área (pixel de 90 m), como vegetação, sobras de manejo agrícola, entre outros. Esta mistura deforma algumas feições da assinatura e compromete a qualidade da mesma.

CAPÍTULO V - CONCLUSÕES

A metodologia proposta neste trabalho, para melhorar a qualidade dos dados de emissividade do sensor ASTER, foi desenvolvida com sucesso. A utilização de perfis atmosféricos próximos ao local e hora do imageamento permitiu que os parâmetros atmosféricos de ambientes úmidos fossem modelados de forma mais precisa, retratando melhor as condições locais. Conseqüentemente o processo de correção das interferências atmosféricas nas imagens foi melhorado, resultando em imagens de melhor qualidade radiométrica e visual.

Na análise do produto de emissividade AST05, assim como em Gillespie (2011), verificou-se a baixa qualidade do produto, e que a atmosfera é o principal fator impactante sobre as imagens. Esta atmosfera úmida degrada a informação que chega ao sensor e conseqüentemente os dados de emissividade gerados. O processo de correção atmosférica baseado em dados do momento do imageamento melhorou a qualidade visual das imagens e a acurácia dos dados, quando comparados ao produto AST05.

No processo de modelagem das variáveis atmosféricas, a radiância ascendente e a descendente tiveram comportamento muito parecidos com discrepância apenas nos valores de emissividade. Tal comportamento é inversamente proporcional ao da transmitância atmosférica. Quanto mais úmida for a atmosfera, menor será a sua transmissividade e conseqüentemente, maiores serão os valores de radiância ascendente e descendente. O uso de perfis atmosféricos no momento do imageamento permitiu a correta modelagem destas variáveis o que levou a geração de dados de emissividade mais próximos à realidade dos alvos.

Em relação aos métodos de separação entre temperatura e emissividade, REF e ALPHA, estes apresentaram resultados coerentes e muito semelhantes, embora que, entre eles não se possa comparar valores de emissividade e sim a forma do espectro. São métodos mais simples quando comparados ao

utilizado na geração do produto AST05, mas que, mesmo assim, na validação com os dados de referência mostraram bom desempenho.

A aplicação do processo de correção atmosférica com dados do momento do imageamento produziu imagens e dados de melhor qualidade quando comparados ao produto AST05. Em algumas bandas permaneceu o ruído periódico. O uso de filtros no domínio da frequência permitiu isolar este ruído da informação e tratá-lo corretamente. Esta ferramenta mostrou-se valiosa, visto que todas as tentativas anteriores de aplicar filtros do domínio espacial, não obtiveram sucesso. Constatou-se que o ruído está presente em todas as bandas termais do ASTER e que algumas, após serem processadas, intensificam o ruído mais do que outras.

A construção dos filtros no domínio da frequência deve ser realizada com cautela, pois, apesar do ruído estar localizado em áreas bem conhecidas da imagem, algumas vezes pode ser difícil encontrar o limite entre a informação ruidosa e a real, e a construção equivocada do filtro pode resultar na perda de dados importantes.

As assinaturas de referência de solo exposto utilizadas na validação possuem grande similaridade no comportamento espectral pois a variação desta classe dentro da cena quase não existe. São solos compostos em sua maior parte por argilominerais e pequenas quantidades de materiais quartzosos, o que faz com que os mínimos de emissividade estejam localizados nos comprimentos de onda mais longos (entre 9,5 e 11,5 μm). Trabalhos futuros serão realizados em áreas com solos mais arenosos (maior quantidade de material quartzoso) ou até mesmo com exposição maior de rochas para testar o mapeamento de outras feições relacionadas à sílica em torno de 8,5 e 9,5 μm .

No processo de reamostragem das assinaturas de referência para a resolução espectral do ASTER, parte das feições diagnósticas dos materiais podem ser perdidas pois a resolução espectral deste sensor é menor quando comparada com a de espectrorradiômetros de laboratório. Foi o que aconteceu na reamostragem realizada neste trabalho. As duas pequenas feições localizadas em torno de 8,6 e 9 μm foram perdidas, acontecendo o mesmo com as feições

em 9,7, 10 e 11 μm , tornando a assinatura reamostrada uma assinatura com apenas uma feição de absorção. Isto ocorre pois onde estão as feições diagnósticas mais pronunciadas o sensor não apresenta bandas para o mapeamento (9,7, 10 e 11 μm). Este problema não é tão perceptível quando se trata do mapeamento de solos/rochas com maior quantidade de sílica, pois neste caso, as feições diagnósticas do quartzo (em torno de 8,6 e 9 μm) possuem bandas disponíveis no ASTER para serem identificadas.

A escolha de novas áreas com maior exposição de rochas e solos é fundamental para as avaliações futuras, pois estes alvos apresentam um maior contraste de emissividade, permitindo assim, além de avaliar a metodologia para correção atmosférica, verificar o desempenho de classificadores espectrais no mapeamento mineralógico.

Devido a pouca existência de feições da vegetação (baixo contraste) no TIR, pode ser difícil caracterizá-la corretamente via imagens orbitais. Em testes realizados previamente, constatou-se a falta de feições diagnósticas e por isso se optou por não incluí-las no processo de validação dos dados. O estudo da vegetação utilizando dados de emissividade pode ser realizado com maior sucesso utilizando dados de laboratório, em uma escala de detalhe maior, capaz de detectar as mínimas mudanças no comportamento dos alvos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Aboelkhair, H; Watanabe, Y. (2011). Using remotely sensed multispectral ASTER data for mapping extensive basalt flow around al Madinah area, Saudi Arabia. First International Geomatics Symposium in Saudi Arabia.

Abrams, M., & Hook, S. J. (2002). Aster User Handbook: Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer. USA: NASA/Jet Propulsion Laboratory California Institute of Technology, 2, 135p.

Abreu, L.W. & Anderson G.P. (1996). Modtran report. Phillips Laboratory, Geophysics Directorate. Ontar Corporation.

Andrade, L.L.. (2011). Estimativa de temperatura e emissividade com imagens do sensor HSS (hyperspectral scanner system) e suas relações com materiais urbanos. Dissertação de mestrado. Inpe.

Barreto, Africa; Arbelo, Manuel; Hernandez-Leal, Pedro A., Casillas, Laia Nunez. (2010) Evaluation of Surface Temperature and Emissivity Derived from ASTER Data: A Case Study Using Ground-Based Measurements at a Volcanic Site. American Meteorological Society.

Barry, R.G & Chorley, R.J. (1976) Introdução a Climatologia para os trópicos. São Paulo.

Bellieni, G; Brotzu, P; comin-Chiaramonti, P; Ernesto, M; Melfi, A.J; Pacca, I.G.;Piccirillo, E.M.;Stolfa, D.. (1983). Petrological and paleomagnetic data on the plateau basalts to rhyolite sequences of the Southern Parana Basin (Brazil). Anais da Academia Brasileira de Ciências, v.55, p. 355-383.

Bellieni, G; Brotzu, P; Comin-Chiaramonti, P; Marques, L.S.; Melfi, A.J; Nardy, A.J.R.; Papatrechas, C.; Piccirillo, E.M.; Roisemberg, A. (1986). Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from Parana Basin (Brazil): Geological, mineralogical and petrochemical relationships. Jornal Of Petrology, v.27, p.915-944

Berk, A., Anderson, G. P., Acharya, P. K. (2011). MODTRAN®5.2.2 User's Manual. Spectral Sciences, Inc. Air Force Research Laboratory

Berk, A., Anderson, G. P., Acharya, P. K., Bernstein, L. S., Muratov, L., Lee, J., et al. (2005). MODTRAN™5, a reformulated atmospheric band model with auxiliary species and practical multiple scattering options: update. In S. S. Sylvia, & P. E. Lewis (Eds.), Algorithms and technologies for multispectral, hyperspectral, and ultraspectral imagery XI. Bellingham, WA. SPIE Proceeding, 5806. (pp. 662).

Berk, A.; Anderson, G. P.; Bernstein, L. S.; Acharya, P. K.; Dothe, H.; Matthew, M. W.; Adler-Golden, S. M.; Chetwynd-Jr., J. H.; Richtsmeiera, S. C.; Pukall, B.; Allredb, C. L.; Jeong, L. S.; Hoke, M. L. (1999) Modtran4 Radiative Transfer Modeling For Atmospheric Correction. In: Proceeding Spie - Optical Spectroscopic Techniques And Instrumentation For Atmospheric And Space Research, 3.,. Bellingham, Wa, Usa, Proceedings... Bellingham, Wa, Usa: Society Of Photo-Optical Instrumentation Engineers., 1999. P. 1-6.

Bertoldi, L. (2010). Remote sensing of granitoid rocks: image elaboration and spectral signatures (morocco calc-alkaline, corse and himalayan peraluminose granitoids case studies). Scuola di Dottorato in Scienze della Terra.

Boardman, J. W., Kruse, F. A., & Green, R. O. (1995) .Mapping target signatures via partial unmixing of AVIRIS data. In: Summaries, Fifth JPL Airborne Earth Science Workshop, JPL Publication 95-1, 1, 23-26.

Breunig, F. M. (2008). Dados de reflectância e emissividade do sensor ASTER/Terra aplicados ao estudo de solos quartzosos. Dissertação de Mestrado. INPE.

Caselles, V.; Coll, C.; Rubio, E.; Valor, E.; Sospedra, F. (1999). Medida De La Temperatura Y La Emisividad Con Datos Multiespectrales Del Sensor Dais. In.: Congresso Nacional De Teledetección, 10, 1999, Albacete. Proceedings. Espanha: Teledetección: Avances Y Aplicaciones, , P.343-346.

Charlson, R.J.S.E.;Schwartz, J.M.; Hales, R.D. Cess, J.A. Coaklcy, J.E.. (1992). Climate forcing by anthropogenic aerosols. Science. 255

Chen, J. Y., & Reed, I. S. (1987). A detection algorithm for optical targets in clutter. IEEE Trans. on Aerosp. Electron. Syst., v. AES-23, n. 1.

Cheng, J.; Xiao, Q.; Li, X.; Lui, Q.; Du, Y.; Nie, A. (2007). Evaluation Of Five Algorithms For Extracting Soil Emissivity From Hyperspectral Ftir Data. In. Ieee International Geoscience And Remote Sensing Symposium - Barcelona. Proceedings...Barcelona: Ieee International, 2007, P.3146-3149. Isbn 978-1-4244-1211-2.

Christensen, P. R.; Bandfield, J. L.; Hamilton, V. E.; Howard, D. A.; Lane, M. D.; Piatek, J. L.; Ruff, S. W.; Stefanov, W. L. (2000) A Thermal Emission Spectral Library Of Rock-Forming Minerals. Journal Of Geophysical Research, V. 105, N. E4, P. 9735–9740.

Clark R. N. (1999). Spectroscopy of rocks and minerals, and principles of spectroscopy. In: John Wiley and Sons, Inc.A Rencz (eds) Manual o fremote sensing. New York.

Clark R.N., King T. V., Klejwa M., Swayse G. A., Vergo, N. (1990). Hight Spectral Resolution Reflectance Spectroscopy of Minerals. Journal of Geophysical Research

Clark, R. N.; Swayze, G. A. (1995). Mapping minerals, amorphous materials, environmental materials, vegetation, water, ice, and snow, and other materials: The USGS Tricorder Algorithm. In Summaries of the Fifth Annual JPL Airborne Earth Science Workshop, JPL Publication 95-1, 39 – 40.

Clemente, C. A. (2001) Intemperismo de riólitos e riodacitos da Formação Serra Geral (Jurássico-Cretáceo), das regiões sul e sudeste do Brasil. 216 f. Tese (Livre Docência) – Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz/USP, Piracicaba, 2001.

Coakley, J.; Cess, R.D. (1983) The effect of tropospheric aerosols on the earth's radiation budget: a parameterization for climate models. *J. Atm. Sci.*

Coll, C.; Caselles, V.; Valor, E.; Niclòs, R.; Sánchez, J. M.; Galve, J. M., and Mira, M. (2007). "Temperature and emissivity separation from ASTER data for low spectral contrast surfaces," *Remote Sens. Environ.*, vol. 110, no. 2, pp. 162–175, Sep..

Conway J., & Van Bavel.C. H. M. (1967) Evaporation from a wet surface calculated from radiometrically determinade surface temperatures. *J. Appl. Meteorol.* n. 6. p. 650-655..

Conway, T. J.; Tans, P. P.; Waterman, L. S.; Thoning, K. W.; Kitzi, D.; Masarie, K. A.; Zhang, N. (1994) Evidence For Interannual Variability Of The Carbon Cycle From The National Oceanic And Atmospheric Administration/Climate Monitoring And Diagnostics Laboratory Global Air Sampling Network, *Journal Of Geophysical Research-Atmospheres*, V.99 N.D11, P.22831-22855,

Cordani, U.G.; Vandomos, P. (1967). Basaltic rocks of the Parana Basin. In: *Problems in Brazilian Gondwana Geology*. DG - UFPR, Curitiba, p207-234

Crósta A.P., Sabine C., Taranik J.V. (1998). Hydrothermal alteration mapping at Bodie, California, using AVIRIS Hyperpectral Data, *Remote Sensing of the Environment*, v. 65, p. 309-319.

Cudahy Tj, Okada K, Yamato Y, Huntington Jf & Hackwell Ja. (2000). Mapping skarn alteration mineralogy at Yerington, Nevada, using airborne hyperspectral TIR SEBASS imaging data. In: *ERIM Proceedings of the 14th International Conference on Applied Geologic Remote Sensing*, p. 70–79.

Cudahy, T.J.; L.B. Whitbourn, P.M. Connor, P. Mason, and R.N. Philips,(1999). "Mapping Surface Mineralogy and Scattering Behavior using Backscattered Reflectance from a Hyperspectral Midinfrared Airborne CO2 Laser System MIRACO2LAS," *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 37, No. 4, pp. 2019-2034,.

D&P Instruments, (2006). Turbo FT Portable FTIR Spectrometer Instruction Manual. Vers. 2.0

Dennison, P. E., & Roberts, D. A. (2003). Endmember selection for multiple endmember spectral mixture analysis using endmember average RMSE. *Remote Sensing of Environment*, 87, 123-135.

Drury, S. A. (2001). *Image Interpretation in Geology*. London. 3 ed, London, 290pp.

Elvidge, C. D. (1988) Thermal infrared reflectance of dry plant materials: 2.5–20 micrometers. *Remote Sensing of Environment*, v. 26, p. 265-285,.

Elvidge, C. D. (1990) Visible and near infrared reflectance characteristics of dry plant materials. *International Journal of Remote Sensing*, v. 11, n. 10, p. 1775-1795,.

French, A. N.; Schmugge, T. J.; Kustas, W. P. (2000). Discrimination of senescent vegetation using thermal emissivity contrast. *Remote Sensing of Environment*, v.74, n. 2, p. 249-254,

Gillespie, A. R.; Rokugawa, S.; Matsunaga, T.; Cothern, J. S.; Hook, S. J., & Kahle, A. B. (1998). A temperature and emissivity separation algorithm for Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) images. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36(4), 1113-1126.

Gillespie, A. R.; Rokugawa, S.; Matsunaga, T.; Cothern, J. S.; Hook, S. J., & Kahle, A. B. (1999). Temperature/emissivity separation algorithm theoretical basis document, version 2.4. USA: National Aeronautics and Space Administration (NASA), 64 p.

Gillespie, A. R.; Smith, M. O.; Adams, J. B.; Willis, S. C.; Fischer, A. F. III, & Sabol, D. E. (1990). Interpretation of residual images: Spectral mixture analysis of AVIRIS images, Owens Valley, California. Proceedings of the 2nd Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer (AVIRIS) Workshop. Pasadena, CA, NASA Jet Propulsion Laboratory.

Gillespie, R.; Kahle, A. B., & Palluconi, F. D. (1984) Mapping alluvial fans in death valley California, using multispectral thermal. Infrared images. *Geophysical Research Letters*, 11(11):1153-1156.

Gillespie, R.A.; Abbott, E. A.; Gilson, L.; Hulley, Glynn; Jimenez-Munoz, J.C.; Sobrino, J. A. (2011). Residual Errors in ASTER temperature and emissivity standard products AST08 and AST05. *Remote Sensing of Environment*.

Goetz, A. F. H., Vane, G., Solomon, J. E., & Rock, B. N. (1985.). Imaging spectrometry for earth remote sensing. *Science*, 228, 1147 – 1153.

Gonzales, R.C.; Woods, R.C. *Processamento Digital de Imagens*. (2009). Ed. Pearson. 3ed. São Paulo

Gurcay, O.B. (2010). Extracting Olivine-Rich Portions Of Ultramafic Rocks Using Aster Tir Data. ISPRS TC VII Symposium – 100 Years, ISPRS, Vienna, Austria,.

Gustafson, W. T., Gillespie, A. R., & Yamada, G. (2006). Revisions to the ASTER temperature/emissivity separation algorithm. In J. A. Sobrino (Ed.), *Second recent advances in quantitative remote sensing* (pp. 770–775). Spain: Publicacions de la Universitat de València ISBN: 84-370-6533-X; 978-84-370-6533-5.

Harsanyi, J. C., & Chang, C. (1994). Hyperspectral image classification and dimensionality reduction: an orthogonal subspace projection approach. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 32, 779-785.

Hauff P. L. (1995). Introduction to applied reflectance spectroscopy. In: *Strategies for exploration: Application of infrared spectroscopy and remote sensing to the investigation of precious metal deposits alteration systems*. Santiago, Chile.

Hawkesworth, C.J., Gallagher, K., Kelley, S., Mantovani, M., Peate, D.W., Regelous, M. and Rogers, N.W., (1992) Paraná magmatism and the opening of the South Atlantic. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 68:221-240.

Hook, S. J., Vaughan, R. G., Tonooka, H., & Schladow, S. G. (2007). Absolute radiometric in-flight validation of mid infrared and thermal infrared data From ASTER and MODIS on the terra spacecraft using the Lake Tahoe, CA/NV, USA, automated validation site. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 45, 1798–1807

Hook, S. J.; Abbot, E. A.; Grove, C.; Kahle, A. B., & Palluconi, F. D. (1999). Use of multispectral thermal infrared data in geological studies. In: A. N. Rencz (Ed.), *Remote sensing of earth sciences: Manual of remote sensing*, v.3, (3rd ed.), p. 59-110. New York: John Wiley and Sons

Hook, S. J.; Gabell, A. R.; Green, A. A.; Kealy, P. S. (1992). A Comparison Of techniques for extracting emissivity information from thermal infrared data for geologic studies. *Remote Sensing of Environment*, v. 42, n. 2, p. 123-135

Houghton, J. T., Taylor, F. W., Rodger, C. D. 1984. *Remote Sounding of Atmospheres*. Cambridge Planetary Science Series. British Library

Hulley, G. C., Hook, S. J., & Baldridge, A. M. (2009). Validation of the North American ASTER Land Surface Emissivity Database (NAALSED) version 2.0. *Remote Sensing of Environment*, 113, 2224–2233

Hulley, G., & Hook, S. J. (2008). A new methodology for cloud detection and classification with Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection (ASTER) data. *Geophysical Research Letters*, 35, L16812. doi:10.1029/2008GL034644

Hulley, G., & Hook, S. J. (2009). The North American ASTER Land Surface Emissivity Database (NAALSED) version 2.0. *Remote Sensing of Environment*, 113, 1967–1975

Hunt G. R. (1977). Spectral signatures of particulate minerals in the visible near-infrared. *Geophysics.*, 42(3): 501-513.

Hunt G. R. & Ashley R. P. (1979). Spectra of altered rocks in the visible and near- infrared. *Economic Geology.*, 74:1613-1629.

Hunt G. R. & Salisbury J. W. (1970). Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: I Silicate Minerals. *Modern Geology.*, 1:283-300.

Jiménez-Muñoz, J. C. (2005) Estimación De La Temperatura Y La Emisividad De La Superficie Terrestre A Partir De Datos Suministrados Por Sensores De Alta Resolución. Tese (Doutorado Em Física). Isbn.: 84-370-6145-8 Universidad De València, Espanha, 378p.

Jiménez-Muñoz, J. C.; Sobrino, J.A. (2003) A Generalized Single-Channel Method For Retrieving Land Surface Temperatura From Remote Sensing Data. *Journal Of Geophysical Research*, V.108, N.D22, P. Acl2-1 – Acl2-9,.

Jiménez-Muñoz, J.C.; Prado, E.; Robles, C. (2007) Airborne Hyperspectral Scanner (Ahs) Spectral Emissivity Retrieval In 8-13mm. In. *International Symposium On Physical Measurements And Signatures In Remote Sensing*, 10, 2007, Davos. *Proceedings...Suíça: International Society For Photogrammetry And Remote Sensing (Isprs)*,.

Jiménez-Muñoz, J.C., J.A. Sobrino, A. Gillespie, D. Sabol, and W. T. Gustafson, (2006). Improved land surface emissivities over agricultural areas using ASTER NDVI. *Remote Sensing of Environment*, 103: 474-487.

Johnson, B. R., & Young, S. J. (1998). "In-Scene Atmospheric Compensation: Application to SEBASS Data Collected at the ARM Site", Technical Report, Space and Environment Technology Center, The Aerospace Corporation.

Kahle A. B. & Rowan L. C. (1980). Evaluation of Multispectral Infrared Aircraft Images for Lithologic mapping in the East Tintic Mountains. *Utah Geology.*, 3:234-239.

Kahle A. B. & Goetz A. F. H. (1983). Mineralogic Information From A New Airborne thermal infrared multispectral scanner. *Science*, 222: 24–27.

Kahle, A. B.; Alley, R. E. (1992). Separation of temperature and emittance in remotely sensed radiance measurements. *Remote Sensing of Environment*, v. 42, n. 2, p. 107- 111, Nov.,.

Kalnay, E.; Kanamitsu, M.; Baker, W.E; (1990) "Global numerical weather prediction at the national meteorological center," *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, vol. 71, no. 10, pp. 1410–1428,.

Kealy, P. S.; Hook, S. J. (1993) Separating Temperature And Emissivity In Thermal Infrared Multispectral Scanner Data: Implications For Recovering Land Surface Temperatures. *Ieee Transactions On Geoscience And Remote Sensing*, V.31, N. 6, P. 1155-1164,

Kealy, P. S., and A. R. Gabell (1990). Estimation of emissivity and temperature using alpha coefficients, in *Proceedings of the Second TIMS Workshop*, JPL Publ., 90-55, 11–15.

Keshava, N.; Mustard, J. F. (2002). Spectral unmixing. *IEEE Signal processing magazine*, v. 19, n. 1, p. 44-57, Jan.,.

Kruse, F. A., Lefkof, A. B., Boardman, J. W., Heiedbrechet, K. B.; Shapiro, A.T., Barloon, P. J., & Goetz, A. F. H. (1993). The spectral image processing system (SIPS) – Interactive visualization and analysis of imaging spectrometer data. *Remote Sensing Environment*, v. 44, 145-163.

Lammoglia, T. (2010). *Sensoriamento Remoto Ótico e Exploração Petrolífera Onshore e Offshore*. Tese de Doutorado. Universidade Estadual de Campinas.

Leaver, F.; Thomas, O. (2006) Scene-Based Atmospheric Correction Methods for LWIR Hyperspectral Sensors. In: *Emrs Dtc Technical Conference*, 3, , Edinburgh. *Proceedings...* Edinburgh: EMRSDTC, 2006, p.B22-B22.

Leinz, V. (1949). Contribuição à geologia dos derrames basálticos do Sul do Brasil. *Boletim FFCHL-USP: geologia*, V.5.103p

Levi, H.; Liu, S.C., Kley, D., McFarland, M.; Mahlman, J.D. (1980): On the origin of tropospheric ozone. *Journal of Geophysical Research*, 85, 7546-7552.

Li, Z.-L.; Becker, F; Stoll, M. P; Wan, Z. (1999) Evaluation Of Six Methods For extracting relative emissivity spectra from thermal infrared images. *Remote Sensing of Environment*, v.69, n.3, p.197–214

Lima, V. S. (2003). *Assinaturas Espectrais de Gossans Associados a Mineralizações de Pb-Zn-Ba na Bacia de Irecê (BA): Um Estudo Baseado em Dados dos Sensores TM e ASTER*. Dissertação de mestrado. Unicamp.

Lu, D. & Weng, Q. (2006) Spectral mixture analysis of ASTER images for examining the relationship between urban thermal features and biophysical descriptors in Indianapolis, Indiana, USA. *Remote Sensing of Environment*, v. 104, n. 2, p. 157-167

Luz, B. R. (2005). *Propriedades espectrais de plantas no infravermelho termal (2,5 - 14 mm): da química ao dossel*. 2005. 188 p. Tese (Doutorado em Ecologia). Instituto de Biociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

Maghrabi, A. H. (2007); *Ground based measurements of IR atmospheric radiation from Clear and Cloudy Skies*, PhD Thesis, University of Adelaide, Adelaide, Australia.

Mantovani M.S.M.; Cordani U.G.; Roisenberg A. (1985). Geoquímica isotópica em vulcânicas ácidas da Bacia do Paraná e implicações genéticas associadas. Rev. Bras. Geoc., 15:61-65.

Markoski, P.R. (2006). Avaliação de imagens do sensor ASTER para caracterização e mapeamento de rejeitos de garimpo de ametista. Dissertação de Mestrado. CEPSSRM-UFRGS.

Marques, L.S.; Piccirillo, E.M; Melfi, A.J.;Comin-Chiaramonti, P;Bellieni, G. (1989). Distribuição de terras raras e outros elementos traços em basaltos da bacia do Paraná (Brasil meridional). Geochimica Brasiliensis, v.3, p.33-50

Melfi, A.J.; Piccirillo, E.M. (1988). The mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin - Petrogenetic and geophysical aspects. Universidade de São Paulo.

Melfi, A.J.; Piccirillo, E.M.; Nardy, A.J.R. (1988). Geological and magmatic aspects of the Paraná Basin - An Introduction. in: The mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin - Petrogenetic and geophysical aspects. Universidade de São Paulo.

Meneses, P. R. (2001). Fundamentos De Radiometria Óptica Espectral. In: P. R. Meneses; J. S. Madeira-Netto (Ed.). Sensoriamento Remoto: Reflectância De Alvos Naturais. Brasília: Editora Universidade De Brasília - Unb; Embrapa Cerrados, P. 15-60.

Murphy, S. W.; Filho, C. R. S.; Oppenheimer, C.; Marzocchi, W.:(2009) Temperature estimates using the Gray-body Emissivity Method at Lascar Volcano (Chile). In: XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Natal. Anais... Natal: INPE, 2009. P. 3285-3292.

Murphy, S.W., Wright, R., Oppenheimer, C., Souza Filho, C.R. MODIS and ASTER synergy for characterizing thermal volcanic activity. Remote sensing Environment.

Nardy, A.J.R.; Machado, F.B.;Oliveira, M.A.F. (2002). As rochas vulcânicas mesozoicas ácidas da Bacia do Paraná: litoestratigrafia e considerações geoquímicas-estratigráficas. Revista Brasileira de Geociências, v.38, n.1, p.178-195.

Nicolet (2004). Nicolet FT-IR Users Guide. Thermo Electron Corporation. Madison - USA.

Ninomiya, Y.; Fu, B.; Cudahy, T. J.: (2005). Detecting lithology with Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) multispectral thermal infrared "radiance-at-sensor" data. Remote Sensing of Environment, v.99, p.127-139,.

NOAA - National Oceanic and Atmospheric Administration (2014). Disponível em <http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/>. Consulta feita em 12/08/2014

Novo, E.M.L.de M. (2008). Sensoriamento remoto: princípios e aplicações. 3ª Edição. São Paulo: Blucher, 388p.

ONTAR. PcModWin - Overview [on line]. Ontar Corporation. Disponível em: <http://www.ontar.com/Software/ProductDetails.aspx?item=PcModWin> Acesso em: jan, 2013.

Palluconi, F.; Hoover, G.; Alley, R.; Jentoft-Nilsen, M.; Thompson, T. (1999). An atmospheric correction method for ASTER thermal radiometry over land: ASTER Standard Data Product AST09, "Level-2 Radiance--TIR, Land_Leaving". 4800 Oak Grove Drive, Pasadena: Jet Propulsion Laboratory.

Pavia, Donald L.; Lampman, Gary M.; Kriz, George S.; Vyvyan, James R. (2010) Introdução à espectroscopia no infravermelho. 4. ed. CENGAGE Learning.

Peate, D.W. (1997). The Paraná-Etendeka Province. In: Mahoney, J.J.; Coffin, M.F.(eds) Large igneous provinces: continental, oceanic and planetary flood volcanism. Geophysics Monography, AGU, p.217-245

Pedron, F. A. (2007). Mineralogia, morfologia e classificação de saprolitos e neossolos derivados de rochas vulcânicas no Rio Grande do Sul. Tese de doutorado. Universidade Federal de Santa Maria.

Penner, J.E., C.S. Atherton, J. Dignon, S.J. Ghan, J.J. Walton, and S. Hameed, (1991): Tropospheric nitrogen: a three-dimensional study of sources, distribution and deposition. Journal of Geophysical Research, 96, 959-990.

Penner, J.E., D.J. Bergmann, J.J. Walton, D. Kinnison, M.J. Prather, D. Rotman, C. Price, K.E. Pickering, and S.L. Baughcum, (1998): An evaluation of upper troposphere NO_x with two models. Journal of Geophysical Research, **103**, 22097-22113.

Penner, J.E.R.E.; Dickinson C.A. (1992) Effects of aerosol from biomass burning on the global radiation budget. Science.

Petty, G. W. (2006) A first course in Atmospheric radiation. 460 pp. Sundog Publishing, Madison, Wisconsin.

Reinert, D. J.; Reichert, J. M.; Dalmolin, R. S. D.; Azevedo, A. C.; Pedron, F. A..(2007). Principais Solos da Depressão Central e Campanha Do Rio Grande Do Sul. 2 ed. Santa Maria

Renner, L. (2010). Metalogenia de Ni e EGP nos basaltos da Formação Serra Geral, porção sul da província. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Programa de Pós Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre

Sabol, D. E., Jr., Gillespie, A. R., Abbott, E. A., & Yamada, G. (2009). Field validation of the ASTER temperature–emissivity separation algorithm. *Remote Sensing of Environment*, 113, 2328–2344.

Salisbury J. W., Wald A, and D'Aria D. M. (1994). Thermal-infrared remote sensing and Kirchhoff's law 1. Laboratory measurements. *Jour. of Geophysical Research.*, 99:11,897-11,911.

Salisbury J.W., Walter L.S., Vergo N., D'Aria D. M. (1991). Infrared (2.1-25 micrometers) Spectra of Minerals. Johns Hopkins University mineral library, Johns Hopkins University Press, 294 pp.

Salisbury, J. W.; D'aria, D. M. (1992b) Infrared (8–14 μ M) Remote Sensing Of Soil particle size. *Remote Sensing of Environment*, v.42, n. 2, p. 157-165, Nov.

Salisbury, J. W.; D'aria, D. M. E. (1992a). Emissivity Of Terrestrial Materials In The 8-14 μ M Atmospheric Window. *Remote Sensing Of Environment*, V.42, N. 2, P. 83-106, Nov.

Sartori, P. L.; Maciel Filho, C.; Menegotto, E. (1975). Contribuição ao estudo das rochas vulcânicas da Bacia do Paraná na região de Santa Maria, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 5, p. 141-159,.

Schmugge, T., Hook, S. J., & Coll, C. (1998). Recovering surface temperature and emissivity from thermal infrared multispectral data. *Remote Sensing of Environment*, 65, 121–131.

Sellers, W.D. (1965): *Physical climatology*. Chicago: University of Chicago Press, 272 pp. *Progress in Physical Geography*.

Settle, J. J. & Drake, N. A. (1993): Linear mixing and the estimation of ground cover proportions, *International Journal of Remote Sensing*, 14:6, 1159-1177

Small, C. (2004). The Landsat ETM+ spectral mixing space. *Remote Sensing of Environment*. 93,1-17.

Sobrino J. A., Jiménez-Muñoz, J. C. Labed-Nachbrand, J.; Nerry, F. (2002). Surface Emissivity Retrieval From Digital Airborne Imaging Spectrometer Data. *Journal Of Geophysical Research*, V.107, N. D23, P. Acl 24-1 - 24-13

Sobrino J. A., Jiménez-Muñoz, J. C., Zarco-Tejada P. J., Sepulcrecantó, G., Miguel, E. De. (2006). Land Surface Temperature Derived From Airborne Hyperspectral Scanner Thermal Infrared Data. *Remote Sensing Of Environment*, V. 102, N. 1-2, P. 99-115.

Sobrino, J. A., Jimenez-Munoz, J. C., Balick, L., Gillespie, A. R., Sabol, D. E., & Gustafson, W. T. (2007). Accuracy of ASTER level-2 thermal-infrared standard products of an agricultural area in Spain. *Remote Sensing of Environment*, 106, 146–153.

Souza Filho, C.A.; Riley, D.. (2011). Curso de Espectroscopia no Infravermelho Termal. IG-UNICAMP, Brazil.

Spatz, D.M. and Taranik, J. v., (1988). Identification and mapping of volcanic lithologies genetically or spatially associated with precious metal deposits of the western U.S., using Landsat Imagery models IN proceed. 6th Thematic Conference on Remote Sensing, Houston, Texas, May 16-19, 1988

Srivastava, P.K.; Majumdar, T.J.; Bhattacharya, A.K.. (2010). Study of land surface temperature and spectral emissivity using multi-sensor satellite data. J. Earth Syst. Sci. 119, No. 1, February 2010, pp. 67–74. Indian Academy of Sciences

Streck, E.V.; Kämpf, N.; Dalmolin, R.S.D.; Klamt, E.; Nascimento, P.C. Do; Schneider, P.; Giasson, E.; Pinto, L.F.S. (2008) Solos Do Rio Grande Do Sul. 2.Ed. Rev. E Ampl. Porto Alegre: Emater/Rs, 222p

Sutherland, R. A. (1986) Broadband and spectral emissivities (2-18) of some natural soils and vegetation. Journal of atmospheric and oceanic technology. , v. 3, p. 199- 202.

Tonooka, H. (2001). An atmospheric correction algorithm for thermal infrared multispectral data over land—water-vapor scaling method. Institute of Electrical and Electronics Engineers (IEEE) Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 39, 682–692.

Tonooka, H. (2005). Accurate atmospheric correction of ASTER thermal infrared imagery using the water vapor scaling method. Institute of Electrical and Electronics Engineers (IEEE) Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 43, 2778–2792.

Tonooka, H. (2010). ASTER TIR radiometric calibration and atmospheric correction, in land remote sensing and global environmental change. NASA's Earth Observing System and the Science of ASTER and MODIS Remote Sensing and Digital Image Processing, Vol. 11, New York: Springer-Verlag.

Tonooka, H., & Palluconi, F. D. (2005). Validation of ASTER/TIR standard atmospheric correction using water surfaces. Institute of Electrical and Electronics Engineers (IEEE) Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 43, 2769–2777.

Tonooka, H., Palluconi, F., Hook, S., & Matsunaga, T. (2005). Vicarious calibration of ASTER thermal infrared bands. Institute of Electrical and Electronics Engineers (IEEE) Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 43, 2733–2746.

Tonooka, H., Watanabe, A., & Minomo, T. (2005). ASTER/TIR vicarious calibration and band emissivity measurements on frozen lake. Proceedings of SPIE, 5983

Tonooka, H.; Palluconi, F. D. (2005). Validation of ASTER/TIR Standard Atmospheric Correction Using Water Surfaces. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, v. 42, n. 12, p. 2769 - 2777, Dec.,

Vaughan , R. G.; Hook, S. J.; Calvin, W. M. Taranik, J. V. (2005). Surface mineral mapping at Steamboat Springs, Nevada, USA, multi-wavelength thermal infrared images. Remote Sensing Environment, 99: 140-158.

Vicente, L. E. (2007) Caracterização de sistemas ambientais tropicais complexos utilizando análise sistêmica e classificação hiperespectral de dados do sensor ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer). Tese de Doutorado. Unicamp

Viúdez-Mora, A. (2011). Atmospheric downwelling longwave radiation at the surface during cloudless and overcast conditions. Measurements and modeling. Tese de Doutorado. Universidade de Girona.

Zullo, J.J., (1994) Correção Atmosférica de Imagens de Satélite e Aplicações. Tese de Doutorado, IEEC-UNICAMP, Inedito, 191pp.