

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS – UFAM  
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS  
DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**SENSORIAMENTO REMOTO HIPERESPECTRAL: AVALIAÇÃO DO SENSOR  
R95/HSS PARA A ESPACIALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DE SOLOS NO  
MUNICÍPIO DE MANAUS**

**MANOEL RICARDO DOURADO CORREIA**

**MANAUS-AM  
2009**

MANOEL RICARDO DOURADO CORREIA

**SENSORIAMENTO REMOTO HIPERESPECTRAL: AVALIAÇÃO DO SENSOR  
R95/HSS PARA A ESPACIALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DE SOLOS NO  
MUNICÍPIO DE MANAUS**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências/UFAM, como parte dos requisitos para obtenção do título de **Mestre em Geociências**.  
Área de concentração: **Geologia Ambiental**

ORIENTADOR: Dr. Rutenio Luiz Castro de Araujo

MANAUS – AM  
2009

Ficha Catalográfica  
(Catalogação realizada pela Biblioteca Central da UFAM)

Correia, Manoel Ricardo Dourado

C824s      Sensoriamento remoto hiperspectral: avaliação do sensor R95/HSS para a espacialização e caracterização de solos no município de Manaus / Manoel Ricardo Dourado Correia. - Manaus: UFAM, 2009.

78 f.; il. color.

Dissertação (Mestrado em Geociências) — Universidade Federal do Amazonas, 2009.

Orientador: Prof. Dr. Rutenio Luiz Castro de Araujo

1. Sensoriamento remoto 2. Sensor R95/HSS 3. Espectrometria de Solos I. Araújo, Rutenio Luiz Castro de II. Universidade Federal do Amazonas III. Título

CDU 528.8(043.3)

## **DEDICATÓRIA**

**À minha namorada Letícia  
(pequena), pela paciência e  
compreensão.**

**Aos meus dois irmãos, Kleber  
(bodim) e Leonardo (brito), pelo  
inestimável incentivo e inspirações.**

**Aos meus pais, Manoel e Joana,  
pela vida, e constante incentivo.**



## **AGRADECIMENTOS**

Aos colegas Gilvam Martins e Wenceslau Teixeira, da Embrapa Amazônia Ocidental, pela atenção e acompanhamento nos trabalhos de campo;

A todos os integrantes da Divisão de Geointeligência (EGI) do Instituto de Estudos Avançados (IEAv) do Comando de Tecnologia Aeroespacial (CTA), em especial ao Marcos Calvacante e Romero da Costa Moreira, pelo inestimável apoio, nas medições e correções radiométricas;

Ao Sistema de Proteção da Amazônia (SIPAM), pela infra-estrutura e apoio externado;

Aos amigos do SIPAM, pelas bagunças e ajudas nas horas certas;

Aos técnicos do Laboratório de Difração de Raios-X do Departamento de Geociências da Universidade Federal do Amazonas – UFAM;

A todos que contribuíram desde o projeto até a impressão final dessa dissertação;

Registro, por fim, o meu apreço e admiração pelo “nordestino” Dr. Rutenio Luiz Castro de Araujo, pela orientação, dedicação, seriedade, empenho na resolução dos problemas defrontados, durante todo o desenvolvimento do trabalho;

À Deus por tudo.

## SUMÁRIO

DEDICATÓRIA.....	iii
AGRADECIMENTOS.....	iv
LISTA DE TABELAS.....	vii
LISTA DE FIGURAS.....	viii
RESUMO.....	xiii
ABSTRACT.....	xiv
INTRODUÇÃO.....	1
CAPÍTULO 1 – PROLEGÔMENOS.....	4
1.1 Importância da Presente Pesquisa.....	5
1.2 Caracterização das Áreas de Estudo.....	8
1.2.1 Localização.....	8
1.2.2 Aspectos Geológicos.....	10
1.2.3 Características Climáticas.....	16
1.2.4 Unidades Pedológicas.....	17
1.3 Problema.....	20
1.4 Hipótese.....	22
1.5 Objetivos.....	22
1.5.1 Objetivo Geral.....	22
1.5.2 Objetivos Específicos.....	22
CAPÍTULO 2 – REVISÃO DA LITERATURA E FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	23
2.1 Sensoriamento Remoto.....	25
2.2 Radiometria.....	26
2.3 Espectroscopia de Reflectância.....	28
2.3.1 Processos Eletrônico ou Transições Atômicas.....	29
2.3.2 Processos Vibracionais ou Transições Moleculares.....	30
2.4 Interferências Sobre os Dados do Sensoriamento Remoto.....	31
2.4.1 Fonte de Iluminação.....	31
2.4.2 Geometria de Iluminação.....	31
2.4.3 Efeitos do Sensor.....	32
2.4.4 Efeitos Atmosféricos.....	33
2.5 Correção Radiométrica (Atmosférica).....	36
2.6 Sensoriamento Remoto Hiperespectral.....	36
2.6.1 Sensor <i>HSS</i> .....	37
2.7 Comportamento Espectral dos Solos.....	39

CAPÍTULO 3 – MATERIAL E MÉTODOS.....	46
3.1 Aquisição e Processamento da Imagem <i>HSS</i> .....	48
3.1.1 Aquisição da Imagem <i>HSS</i> .....	48
3.1.2 Pré-Processamento e Correção Atmosférica da Imagem <i>HSS</i> .....	48
3.2 Pré-Identificação das Classes de Solos nas Cenas e Seleção dos Locais de Amostragem em Campo.....	49
3.3 Obtenção do Fator de Reflectância Bidirecional (FRB) em Laboratório e das Análises Físico-Químicas e Mineralógicas (Difratométricas).....	52
3.4 Correlação Entre as Características dos Solos e Dados Espectrais do Sensor ( <i>HSS</i> /FRB) e Análises Físico-Químicas e Mineralógicas (Difratométricas).....	55
3.5 – Identificação dos Teores de Argila.....	56
CAPÍTULO 4 – RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	57
4.1 Processamento das Imagens <i>HSS</i> .....	58
4.1.1 Pré-Processamento (Obtenção da Imagem Radiância).....	58
4.1.2 Correção Atmosférica (Obtenção da Imagem Reflectância).....	58
4.2 Pré-Identificação das Classes de Solos nas Imagens e Seleção das Áreas de Amostras de Campo.....	62
4.3 Correlações Entre Características dos Solos e Dados Espectrais do Sensor ( <i>HSS</i> ) e Curvas espectrais de Laboratório (FRB) .....	73
4.3.1 Relações Entre Constituintes Físico-Químicos.....	73
4.3.2 Atributos do Solo Versus Reflectância Terrestre (Fieldspec) e do Sensor ( <i>HSS</i> ).....	75
4.3.3 Espectrorradiometria de Reflectância Versus Difratometria de Raios-X....	84
4.3.4 Correlação Entre os Dados Espectrais <i>HSS</i> (Sensor) e Fieldspec (Laboratório).....	90
4.4 Identificação dos Teores de Argila.....	94
CAPÍTULO 5 – CONCLUSÕES.....	100
REFERÊNCIAS.....	105

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1	Características do <i>HSS</i> .....	38
Tabela 2	As 13 amostras representativas da área estudada, selecionadas para análises físico-químicas-mineralógicas e as classes/horizontes/materiais de solos durante as atividades de campo.....	72
Tabela 3	Resultado da correlação entre os constituintes físico-químico das treze amostras de solos.....	74
Tabela 4	Identificação das amostras, classe/horizonte/material, granulometria, classificação textural, matéria orgânica, ferro, altitude, longitude e latitude.....	76

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 –	Situação e localização das áreas de estudo.....	9
Figura 2 –	Unidades geológicas do município de Manaus.....	11
Figura 3 –	Litofáceis do aquífero Alter do Chão/Manaus e área de estudo..	14
Figura 4 –	Unidades pedológicas do município de Manaus, na escala de 1:250.000, fonte SIPAM (2001).....	18
Figura 5 –	Unidades Pedológicas (mapa exploratório), na escala 1:1.000.000 (projeto RADAMBRASIL, 1978).....	19
Figura 6 –	Energia solar no topo da atmosfera.....	31
Figura 7 –	As diferenças de iluminação podem surgir de diferentes ângulos de incidência ( $\theta$ ), como para A e B, ou de sombra C.....	32
Figura 8 –	Diferenças na porção de sombreamento dos alvos com a variação da visada do sensor ao longo do seu campo de visada (FOV) (MOREIRA, 2008).....	33
Figura 9 –	Influência da atmosfera nas trajetórias Sol-superfície e superfície-sensor (MOREIRA, 2008).....	34
Figura 10–	Espectros de transmitância <i>versus</i> comprimento de onda, do vapor d'água (H <sub>2</sub> O), do dióxido de carbono (CO <sub>2</sub> ), do ozônio (O <sub>3</sub> ), do óxido nitroso (N <sub>2</sub> O), do monóxido de carbono (CO), do metano (CH <sub>4</sub> ) e do oxigênio (O <sub>2</sub> ) . Adaptado (GAO <i>et al.</i> , 1993, <i>apud</i> BAPTISTA , 2006).....	35
Figura 11–	Espectros de reflectância da goethita e da hematita (USGS, CLARK <i>et al.</i> , 1993).....	40
Figura 12–	Espectros de reflectância de três amostras de solos representativos dos três tipos principais de composição mineralógica. (A) praticamente sem óxido de ferro; (B) teores elevados em óxidos de ferro e praticamente sem minerais opacos; (C) teores elevados em óxidos de ferro e presença de minerais opacos.....	41
Figura 13–	Espectros de reflectância da caulinita e da gibbsita (USGS, CLARK <i>et al.</i> , 1993).....	42

Figura 14–	Espectro de reflectância de três amostras de solos antes e depois da remoção da matéria orgânica. (MADEIRA NETTO, 1993).....	44
Figura 15–	Metodologia adotada na execução do trabalho.....	47
Figura 16–	Ilustração do ângulo espectral entre curvas espectrais de dois solos diferentes (A e B) medido pela técnica de mapeamento por ângulo espectral (Adaptado de KRUSE et al., 1993).....	51
Figura 17–	Acondicionamentos das amostras e obtenção dos dados radiométricos.....	52
Figura 18–	Visão geral do Arranjo experimental utilizado nas medições Espectrais no LaRac (MELO <i>et al.</i> 2009).....	53
Figura 19–	Aplicativo “ <i>AHS Import Utility Program</i> ”.....	58
Figura 20–	Espectros obtidos a partir dos dados <i>HSS</i> . Espectro Eletromagnético A – Reflectância de superfície obtida pelo programa <i>FLAASH</i> , mostrando a remoção das bandas de absorção dos gases. Espectro Eletromagnético B – Radiância ( $\mu\text{W}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{sr}^{-1}\cdot\text{nm}^{-1}$ ).....	59
Figura 21–	Principais parâmetros utilizados no aplicativo <i>FLAASH</i> para correção atmosférica.....	60
Figura 22–	Espectros extraídos da imagem de reflectância de superfície (valor multiplicado por $10^4$ ) do sensor <i>HSS</i> após a correção atmosférica com o <i>FLAASH</i> e otimização com o <i>EFFORT</i> . São exibidas composições coloridas normais <i>R7G4B1</i> para: vegetação, solo exposto e pavimentação asfáltica.....	62
Figura 23–	Área próxima do SIPAM. A: imagem <i>SAM</i> e B: composição <i>R7G4B1</i> do <i>HSS</i> . Nota-se intensa contaminação de <i>pixels</i> adjacentes (seta 1 azul e círculo verde 5 e 6); efeito anisotrópico (seta 2); e boa separabilidade entre os objetos com material similar aos dos solos, sobretudo, telhas de composição argilítica (círculo 3 e 4).....	64

Figura 24–	Vista geral do círculo 5 da figura 5A, local onde são retirados materiais para construção civil.....	66
Figura 25–	A: imagem SAM e B: composição R7G4B1 do HSS.....	67
Figura 26–	A: imagem SAM e B: composição R7G4B1 do HSS (à direita)....	68
Figura 27–	A: imagem SAM e B: composição R7G4B1 do HSS (à direita)....	69
Figura 28–	Locais de coleta de solos em campo.....	70
Figura 29–	Locais de coleta de solos em campo.....	70
Figura 30–	Locais de coleta de solos em campo.....	71
Figura 31–	Locais de coleta de solos em campo.....	71
Figura 32–	Espectros de reflectância HSS para <i>pixels</i> representativos das amostras A4 (LP), A10 (NQ), A11 (LA) e A12 (LV) indicados na figura de localização das amostras.....	73
Figura 33–	Nódulos de ferro ou laterita no perfil do solo, na área 1.....	74
Figura 34–	Quantidade de nódulos de ferro ou laterita expostas.....	75
Figura 35–	Espectros de reflectância das amostras com presença de ferro no sensor FieldSpec.....	78
Figura 36–	Espectros de reflectância das amostras com presença de ferro no sensor HSS.....	78
Figura 37–	Espectros de reflectância da amostra 8, com insignificante teor de óxido de ferro.....	79
Figura 38–	Espectros da amostra 12, menor intensidade de reflectância é motivada pelos altos valores de argila.....	79
Figura 39–	Espectros de reflectância dos LP.....	80
Figura 40–	Espectros de reflectância das amostras A10 e A7.....	81
Figura 41–	As amostras A10 e A7, referentes aos Neossolos.....	81
Figura 42–	Espectros de reflectância das amostras A10 e A04.....	82
Figura 43–	Variações nas intensidades da faixa 2,2 $\mu$ m associada a argila caulinita.....	84

Figura 44–	Variações nas intensidades das feições atribuídas à caulinita observadas nos espectros e também encontradas nos difratogramas.....	85
Figura 45–	Nas amostras 7 e 10 não ocorrem feições acentuadas na faixa da caulinita (2,2 $\mu\text{m}$ ).....	86
Figura 46–	Espectros de reflectância (2,0 a 2,37 $\mu\text{m}$ ) obtidos pelo sensor <i>HSS</i> e respectivos difratogramas de raio-X de algumas amostras selecionadas.....	87
Figura 47–	Espectros de reflectância da caulinita e da gibbsita extraídos da biblioteca espectral do JPL/ENVI.....	87
Figura 48–	Difratogramas e espectros dos solos LP.....	88
Figura 49–	Nas amostras 3 e 5, verifica-se que as maiores intensidades das feições atribuídas à goethita observadas nos espectros do sensor FieldSpec, são também encontradas nos difratogramas..	89
Figura 50–	Verifica-se também na amostra 5, concavidade estreita no espectro do sensor <i>HSS</i> , atribuída à goethita.....	89
Figura 51–	Espectros de reflectância da goethita e da hematita (CLARK et al., 1993).....	90
Figura 52–	Coeficiente de correlação entre os valores de reflectância medidos com o <i>HSS</i> e com o Fieldspec para 37 comprimentos de ondas.....	91
Figura 53–	Coeficiente de correlação calculados para amostras individuais.	93
Figura 54–	Diferença entre os espectros da amostra 12, na faixa de 2.1 a 2,4 $\mu\text{m}$ .....	94
Figura 55–	Espacialização dos teores de argila e locais de coleta de solos..	95
Figura 56–	Espacialização dos teores de argila e locais de coleta de solos..	95
Figura 57–	Espacialização dos teores de argila e locais de coleta de solos..	96
Figura 58–	Espacialização dos teores de argila e locais de coleta de solos	97
Figura 59–	Campo de futebol de origem arenítica.....	97
Figura 60–	Regressão linear para cada ponto amostrado no campo, entre os teores de argila (%) com o índice ITextura obtidos no sensor <i>HSS</i> .....	98



Figura 61– Regressão linear para cada ponto amostrado no campo, entre os teores de argila (%) com o índice ITextura obtidos no sensor FieldSpec.....	98
--	----

## RESUMO

Avaliou-se o sensor *HSS* (*Hyperspectral Scanner System*) para a caracterização e espacialização de solos da cidade de Manaus - AM, com imagens de 3 metros de resolução espacial. As imagens (37 bandas entre 0,43 – 2,37  $\mu\text{m}$ ) foram convertidas de valores de radiância para reflectância de superfície, usando um aplicativo (*FLAASH*) *Fast Line-of-sight Atmospheric Analysis of Spectral Hypercubes* baseado no modelo de transferência radiativa *MODTRAN 4*. Para facilitar a análise das características espectrais da área de estudo e da discriminação dos principais tipos de solos presentes, foram pré-identificadas as classes de solos através do método *SAM* (*Spectral Angle Mapper*) antes da coleta das amostras de solo em campo. As correlações entre características dos solos e dados espectrais do sensor (*HSS*) e curvas espectrais de laboratório e difratométricas foram realizadas em 13 amostras. Por fim, a técnica *band math* (matemática de banda) foi usada para a espacialização dos teores de argila por meio dos dados *HSS* e laboratoriais. Os resultados obtidos indicaram que: (a) a correção atmosférica realizada com o aplicativo *FLAASH* foi apropriada, apesar das dificuldades de plena remoção da feição de vapor d'água em 0,94  $\mu\text{m}$  e na faixa do infravermelho de ondas curtas, próximo de 2,0  $\mu\text{m}$ . No geral, constatou-se coerência dos espectros do sensor *HSS* com as informações da literatura e dos espectros obtidos em laboratório; (b) foi observada boa capacidade de identificação espectral com o classificador *SAM* cujos resultados possibilitaram a pré-identificação adequada das classes de solos, bem como ajudaram a definir as áreas onde foram coletadas as amostras de campo; (c) As curvas espectrais representativas das classes de solo para os dados de laboratório e do sensor (*HSS*) são colacionáveis. Os espectros de reflectância apresentaram coerência entre os dados de raios-X (difratogramas). As correlações entre os dois ambientes de aquisição de dados (laboratório e *HSS*) são normalmente altas; (d) Os resultados da aplicação do índice *ITextura* possibilitaram a determinação do teor de argila dos solos por meio das imagens.

**Palavras-chave:** Sensoriamento Remoto Hiperespectral, Sensor R95/HSS, Espectrometria de Solos, Classificação de Solos, Índices Espectrais.

## ABSTRACT

### **HYPERSPECTRAL REMOTE SENSING: EVALUATION OF HSS SENSOR FOR SPATIALIZATION AND CHARACTERIZATION OF SOIL TYPES IN MANAUS AM.**

HSS (Hyperspectral Scanner System) was evaluated for characterization and spatialization of soils in Manaus AM with 3 meter resolution images. The images (37 bands between 0.43 and 2,37  $\mu\text{m}$ ) were converted from radiance values to surface reflectance by the application of (FLAASH) Fast Line of Sight Atmospheric Analysis of Spectral Hypercubes based on radiative transfer model MODTRAN 4. To make easy the analysis of the spectral characteristics of the study area and the classification of the main soil types on the site, they were identified by SAM method (Spectral Angle Mapper) before collecting field soil samples. The correlations between soil characteristics and spectral data of the sensor (HSS) and spectral and diffractometric curves obtained in the laboratory were done for 13 samples. Finally, band math technique was used for spatialization of the clay content by the HSS sensor and laboratory data. The results obtained indicate that: (a) the atmospheric correction done with FLAASH application was appropriate, despite of difficulties in totally remove water vapor feature at 0,94  $\mu\text{m}$  and at short wave infrared band, near to 2,0  $\mu\text{m}$ . In general spectral coherence of HSS sensor with the information found in literature and spectrum obtained in the laboratory was confirmed; (b) a good capacity to spectral identification with SAM classifier was observed as the results provided an appropriate pre identification of soil , as well it helped to define sites for field work; (c) The representative curves of soil classes from laboratory data and sensor data are comparable. The reflectance spectrum presented coherence between X- ray (diffraction) data. The correlations between the two environment of data acquisition (laboratory and HSS) are usually high; (d) The results of ITexture index provided the measurement of the clay content of soil.

## INTRODUÇÃO

Dentre os recursos naturais existentes, o solo possui alto grau de relevância no quesito de desenvolvimento de uma região, pois é dele que derivam vários produtos para alimentar sua população, sendo também uma das evidências de minerais na subsuperfície.

Nas regiões intertropicais, a importância do solo é maior ainda, pois nesta zona climática encontra-se a quase totalidade dos países em desenvolvimento, cuja economia depende da exploração de recursos naturais, especialmente agrícola. Outra característica importante é que os processos que levam à formação dos solos nestas regiões podem levar, também, à formação de importantes recursos minerais.

O Sensoriamento Remoto é uma importante ferramenta em estudos relacionados à agricultura e, em particular, na caracterização e espacialização de solos. Atualmente, o monitoramento dos solos consiste em um grande desafio, já que eles exibem uma contínua variação no tempo e no espaço. Este monitoramento pode auxiliar de forma mais eficaz na preparação de mapas pedológicos, de uso do solo, aptidão agrícola e no melhor uso das relações do potencial do solo na produção de alimentos.

As ferramentas disponíveis na área de sensoriamento remoto são imprescindíveis aos planejadores, ambientalistas e pesquisadores ligados às Ciências da Terra, pois possibilita a obtenção de informações sobre determinada área e os fenômenos que nela ocorrem (LUCIARI *et al.*, 2005).

Nota-se, desde o século passado, a importância do sensoriamento remoto hiperespectral, como exposto por Meneses e Ferreira Júnior (2001). O sucesso resultante do uso dessa tecnologia tem estimulado aperfeiçoamentos crescentes e as aplicações do sensoriamento remoto multiplicam-se. Produtos com elementos adicionais de informações são oferecidos à comunidade de usuários a cada ano: aprimoram-se as resoluções espaciais e espectrais. Espera-se, para breve, que a espectroscopia de imageamento, em que sensores hiperespectrais registram dados que podem ser transformados em espectros de reflectância, torne-se disponível em escala comercial. Com isso, estaremos preparados para não somente identificar alvos, mas também conhecer a sua composição.

Atualmente os estudos vinculados ao sensoriamento remoto passam por mudanças de paradigma com o surgimento da espectroscopia de imageamento e dos sistemas sensores hiperespectrais: enquanto o princípio de análise dos dados obtidos pelos sistemas sensores multiespectrais baseia-se na busca da identificação do alvo, ou seja, se é vegetação, solo exposto, afloramento etc. Com os dados de sensores hiperespectrais a preocupação reside na saúde e no vigor da vegetação, na composição mineralógica do solo exposto e dos afloramentos de rocha, entre outros (BAPTISTA, 2006).

Um desses sensores hiperespectrais atualmente em operação é o *HSS (Hyperspectral Scanner System)*, em uso pelo Sistema de Proteção da Amazônia (SIPAM), que consiste em um sistema aerotransportado composto por portais ópticos, que imageiam a faixa do espectro óptico refletido<sup>1</sup> e emitido, em 50 bandas, com largura de 10 nm, aproximadamente.

Os dados obtidos por esse sistema sensor hiperespectral permitirá a análise dos espectros de reflectância dos diferentes solos da cena imageada. Nesses espectros encontram-se feições espectrais de absorção dos principais componentes mineralógicos dos solos.

Segundo Baptista (2006), os espectros de reflectância têm sido usados há vários anos para obter informações sobre a composição das rochas, da vegetação, da água e de outros componentes da superfície terrestre. Elucidado também por Moreira (2005), como uma das possíveis ferramentas utilizadas para se fazer levantamento e reconhecimento dos solos.

Segundo Csiro (1997) *apud* Pizzaro (1998), desde 1989 o imageamento hiperespectral em nível aerotransportado já é operacional através do espectrômetro imageador *Airborne Visible InfraRed Imaging Spectrometer* (AVIRIS). Outro imageador com características semelhantes ao AVIRIS, operacional desde 1995, é o *Hyperspectral Digital Imagery Collection Experiment* (HYDICE) (RESMINI *et al.*, 1997, *apud* PIZZARO, 1998). O Hyperion (Hyperspectral Imager) a bordo da plataforma experimental da NASA "Earth Observing-1" (EO-1), lançado em 2000, tornou-se o primeiro sensor hiperespectral orbital de uso civil.

---

<sup>1</sup> Será abordado neste trabalho a faixa do espectro reflexivo.

Grandes aplicações de sensoriamento remoto hiperespectral têm sido utilizadas por diferentes técnicas<sup>2</sup>, tais como, operações matemáticas e espectrais de bandas e classificação, voltadas, principalmente, para identificação de materiais na cena. Exemplos de tais técnicas incluem a Spectral Angle Mapper (SAM) (KRUSE *et al.*, 1993), a Spectral Feature Fitting (SFF) (CLARK *et al.*, 1990A), e a Spectral Information Divergence (SID) (DU *et al.*, 2004). Em geral, o processo de classificação hiperespectral envolve a comparação do espectro de reflectância de cada *pixel* da imagem com espectros de referência contidos em bibliotecas espectrais, ou coletados pelo usuário em campo/laboratório, ou extraídos a partir da própria cena de acordo com algum critério. O resultado final pode ser espacializado por meio de mapas, mostrando distribuição dos materiais espectralmente dominantes na área de estudo.

A importância da caracterização e classificação dos solos por meio de sensores remotos deve-se à necessidade de se obter uma visão ampla da área de estudo e uma maior facilidade de se fazer levantamento e o acompanhamento do uso do solo em áreas de difícil acesso, reduzindo custos dos levantamentos, principalmente em regiões tropicais, onde exige maior esforço de logística.

---

<sup>2</sup> Técnicas aplicas no aplicativo ENVI 4.5

## **CAPÍTULO 1**

### **PROLEGÔMENOS**

- 1.1 Importância da Presente Pesquisa**
- 1.2 Caracterização das Áreas de Estudo**
  - 1.2.1 Localização**
  - 1.2.2 Aspectos Geológicos**
  - 1.2.3 Características Climáticas**
  - 1.2.4 Unidades Pedológicas**
- 1.3 Problema**
- 1.4 Hipótese**
- 1.5 Objetivos**
  - 1.5.1 Objetivo Geral**
  - 1.5.2 Objetivos Específicos**

## 1.1 Importância da Presente Pesquisa

São poucas as fontes bibliográficas em português no campo da espectroscopia de imageamento de solos tropicais. Tal lacuna precisa ser preenchida. Assim, o presente trabalho vem contribuir para a literatura sobre sensoriamento remoto hiperespectral no nosso país.

Os dados utilizados para extrair as informações de interesse em aplicações de sensoriamento remoto são normalmente provenientes de sensores multiespectrais como, por exemplo, do LandSat e SPOT. Estes sensores possuem resolução espectral limitada, entre três e sete bandas, o que impossibilita a extração de informações mais detalhadas sobre o comportamento espectral dos alvos.

Segundo Meneses e Ferreira Júnior (2001), a compensação para uma boa parte das limitações dos sensores multiespectrais pode ser alcançada com o uso de sensores imageadores hiperespectrais que possuem centenas de bandas com largura espectral de poucos micrômetros. As curvas espectrais obtidas a partir de sensores hiperespectrais são semelhantes às obtidas em laboratório, com espectrorradiômetros, o que lhes conferem alto potencial para a discriminação de rochas, solos ou qualquer outro tipo de material da superfície terrestre.

O aprimoramento dos métodos prospectivos por intermédio de sensoriamento remoto óptico tem sido importante devido à maior rapidez, operacionalidade e cobertura total de vastas áreas a baixos custos. Nas últimas décadas, sua aplicabilidade para fins geológicos tem aumentado com a evolução do ramo da ciência que estuda a espectrorradiometria de reflectância. Apesar dos avanços obtidos nos estudos do comportamento espectral dos minerais, o sensor multiespectral apresenta limitações no que diz respeito à identificação mineralógica mais acurada. Os sensores hiperespectrais têm como objetivo preencher esta lacuna (CARVALHO Jr. *et al.*, 1998).

A técnica de espectroscopia de imageamento, também denominada de sensoriamento remoto hiperespectral, baseia-se na obtenção de imagens que recobrem com centenas de bandas a faixa do espectro óptico refletido, permitindo a construção dos espectros de reflectância dos diversos alvos imageados.



Poucas e restritas coletas de dados ópticos hiperespectrais de caráter científico foram realizadas no território nacional, principalmente na porção setentrional. No intuito de preencher esta lacuna na comunidade científica, o Sistema de Proteção da Amazônia – SIPAM, adquiriu um sensor *HSS*, instalado numa aeronave R-95 bandeirante e que detém 50 canais que abrangem continuamente a região do visível ao infravermelho termal, na região entre 0,4 a 12,6  $\mu\text{m}$ . Estes canais possuem 12 bits de quantização (4096 Níveis Digitais) e aproximadamente 2,5 metros de resolução espacial (MOREIRA *et al.*, 2005).

O sensor *HSS/SIPAM* tem capacidade de adquirir imagens em grande número de estreitas e contíguas bandas espectrais e possibilitam a extração de espectros de reflectância de cada pixel de uma imagem, ou seja, para cada *pixel* da cena, pode-se adquirir um espectro de forma praticamente contínua, produzindo dados com resolução espectral suficiente para identificar materiais por meio de suas feições de absorção. Estes espectros são tão detalhados, que podem ser diretamente comparados com as curvas espectrais similares a encontrada em condições de campo ou laboratório.

Segundo Baptista (2006), desde novembro de 2000, o primeiro sensor hiperespectral orbital de uso civil, o Hyperion, vem observando a superfície terrestre a bordo do satélite EO-1 (Earth Observer-1, da Nasa). No Brasil, uma das opções é o sensor aerotransportado *HSS*, de posse de uma instituição brasileira, o que torna mais fácil o acesso a imagens de características hiperespectrais.

O sensor *HSS* possui uma resolução espacial<sup>3</sup> aproximada de 2,5 m x 2,5 m (6,25 m<sup>2</sup>), ou seja, se dentro do pixel houver dois alvos de 30 m<sup>2</sup> cada um, como nos dados dos outros sensores Hyperion e AVIRIS abordados no texto, não haveria possibilidade de separá-los. Já nos dados do sensor *HSS*, essa individualização é possível, porque a menor área mapeável do *HSS* tem apenas 6,25 m<sup>2</sup>.

Devido à diversidade nos tipos de solos, fica evidente a importância de se ter conhecimento básico deste e de suas propriedades. Para discernir classes de solos com características tão semelhantes, torna-se muito

---

<sup>3</sup> Depende das características do voo (altitude, frequência de varredura, campo de visada).

importante o uso de sensores que abrangem amplamente a faixa do espectro eletromagnético.

A aplicação da espectrorradiometria de reflectância no estudo dos solos é relativamente recente, e a maior parte da literatura sobre o assunto foi publicada a partir da década de 1960, principalmente com sensores de baixa resolução espacial e radiométrica, e em regiões de média e alta latitude. Esse projeto visa complementar algumas características do espectro de reflectância e composição dos solos na região intertropical. Pois, é praticamente impossível interpretar imagens multiespectrais de sensores remotos, se não é conhecido como se comportam espectralmente os diferentes alvos naturais da superfície: rocha, solo, vegetação e água. Esta é a importância principal da espectrorradiometria de reflectância para a interpretação das imagens. Não é como na interpretação das fotos aéreas em que a forma do objeto é o elemento principal de análise para extrair a informação sobre sua natureza (MENESES e FERREIRA JÚNIOR, 2001).

Tão poderosa é a informação espectral que as pesquisas atuais e concepções para o desenvolvimento de novos sensores orbitais, como comentou-se anteriormente, vêm sendo direcionado para o sensoriamento remoto hiperespectral, capaz de adquirir mais de uma centena de imagens (MENESES e FERREIRA JÚNIOR, 2001).

Com o desenvolvimento de sensores imageadores hiperespectrais a bordo de satélite e aeronaves, tornou-se possível medir a energia radiante refletida no amplo intervalo do espectro eletromagnético. Com o desenvolvimento desses sensores, aumentou-se o interesse pelo estudo das propriedades de reflectância dos solos e das suas relações com a composição mineralógica, orgânica e textural.

A natureza dos produtos orbitais, hoje disponíveis, sensores de média a baixa resolução espacial e espectral, são incompatíveis para as reais necessidades de se realizar um mapeamento de feições ou de propriedades específicas dos solos. Para a caracterização e mapeamento destas feições, se poderia utilizar o sensor *HSS*, destacando-se os aspectos espaciais, espectrais e radiométricos deste sensor, o qual foi pouco utilizado na região intertropical.

Estes mapeamentos são de fundamental importância, devido às suas diversas práticas de uso, no tocante às atividades agrícolas, que utilizam basicamente as informações superficiais.

Portanto, os dados oriundos da presente pesquisa contribuirão mensuravelmente para o melhor entendimento acerca das aplicações técnicas hiperespectrais na área das geociências, especificamente no mapeamento de solos.

## **1.2 Caracterização das Áreas de Estudo**

### **1.2.1 Localização**

As áreas de estudo situam-se na região metropolitana da cidade de Manaus (AM), especificamente, em dois locais, compreendidos por duas cenas do sensor *HSS* (figura 1). A cena 1 representada na cor azul, situa-se na porção noroeste, delimitada pelas coordenadas geográficas de 03°00'00" a 03°04'00" S e 60°01'00" a 60°05'00" W, localizada a próximo à Avenida do Turismo e ao Sistema de Proteção da Amazônia (SIPAM), tendo como principal referência, o aeroporto internacional Eduardo Gomes. A cena 2 representada na cor vermelha, localiza-se na porção sudeste, nas coordenadas geográficas de 03°07'00" a 03°09'00" S e 60°00'00" a 59°56'00" W, próximo da BR-319.

# Situação e Localização das Áreas de Estudo

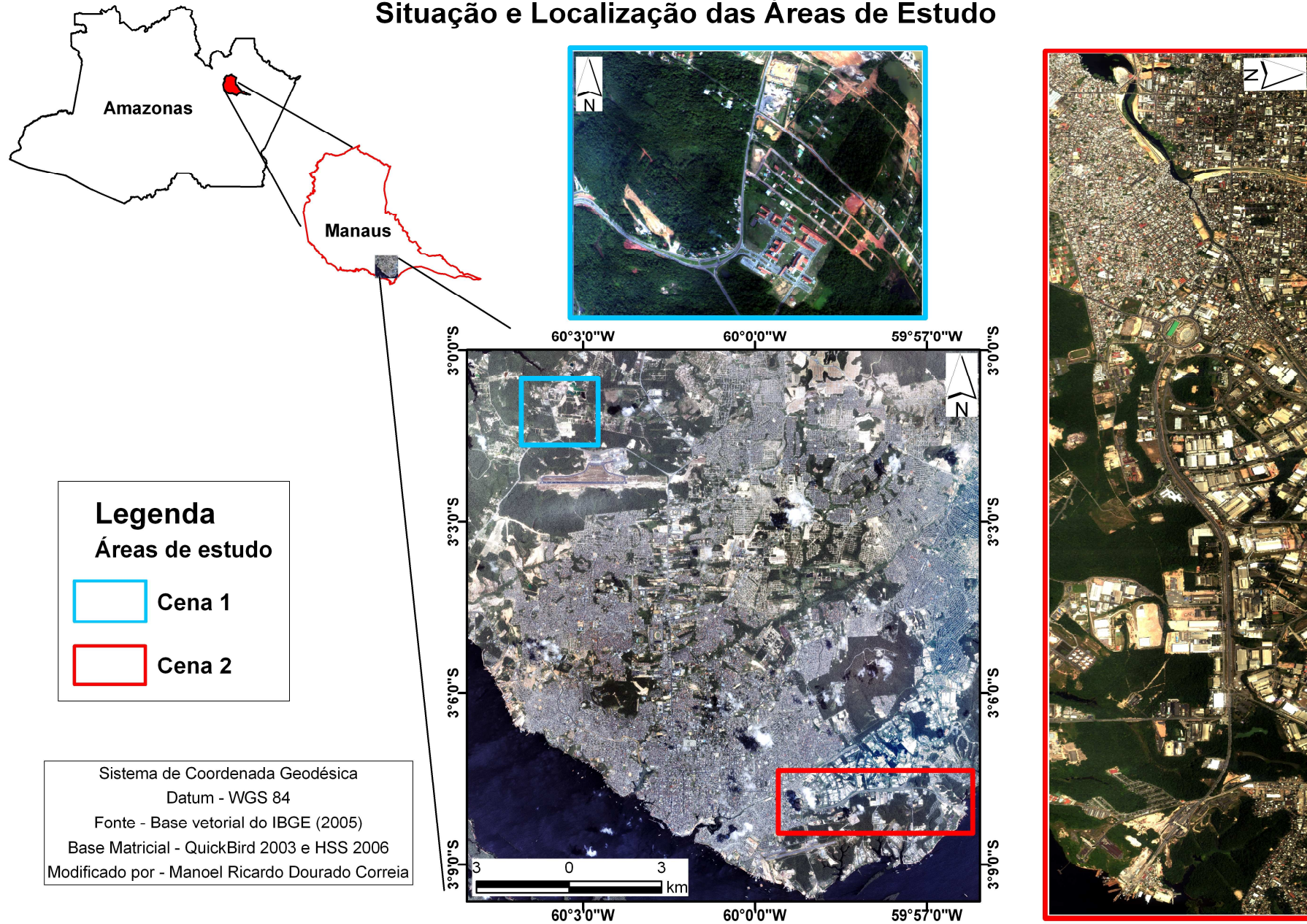


Figura 1 – Situação e localização das áreas de estudo

### 1.2.2 – Aspectos Geológicos

A região de Manaus está situada no contexto geológico da Bacia Paleozóica do Amazonas, situada entre os escudos das Guianas, a norte, e do Brasil Central, ao sul (SILVA, 2005).

De acordo com Neves (1990), *apud* Silva (2005), a origem da Bacia do Amazonas está relacionada à orogenia Brasileira-Pan-Africana decorrente de esforços compressivos, leste-oeste, com alívio na direção norte-sul.

O substrato do município de Manaus é composto pelas seguintes unidades geológicas (figura 2): Depósitos aluvionares (Cenozóico), Alter do Chão (Mesozóico), Trombetas (Paleozóico) e Prosperança (Paleozóico).

A Formação Prosperança (Grupo Purus) ocorre na porção norte do município de Manaus. Compreende uma estreita faixa alongada de sedimentos pré-cambrianos do embasamento da Bacia do Amazonas, essencialmente arenitos arcoseanos, siltitos, argilitos e conglomerados com até 1.250 m de espessura. A morfologia dessa unidade se caracteriza por sedimentos alterados em colinas pequenas dissecadas que estão em contato com o Grupo Trombetas.

As rochas sedimentares da Seqüência Ordoviciano-Devoniana (Grupo Trombetas), compreendidas pelas formações Nhamundá, Pitinga e Manacapuru, são representadas por folhelhos marinhos, arenitos e diamictitos depositados durante a glaciação siluriana.

Segundo Silva (2005), apesar dessas unidades não terem sido diferenciadas nos mapas geológicos existentes, elas puderam ser individualizadas com base em critérios fotointerpretativos. Os sedimentos marinhos desse grupo se diferenciam das rochas do embasamento pelo relevo característico de colinas amplas em tabuleiro e vales abertos, que contrasta com o relevo de colinas pequenas, dissecadas e vales estreitos e apertados das rochas da Formação Prosperança e, a sul, essa diferenciação também é significativa com a Formação Alter do Chão, a qual apresenta uma superfície de colinas pequenas a médias, dissecadas e vales estreitos.

A Formação Alter do Chão (Grupo Javari) é a unidade mais representativa do município de Manaus e também é substrato das áreas



## Unidades Geológicas do Município de Manaus - Amazonas

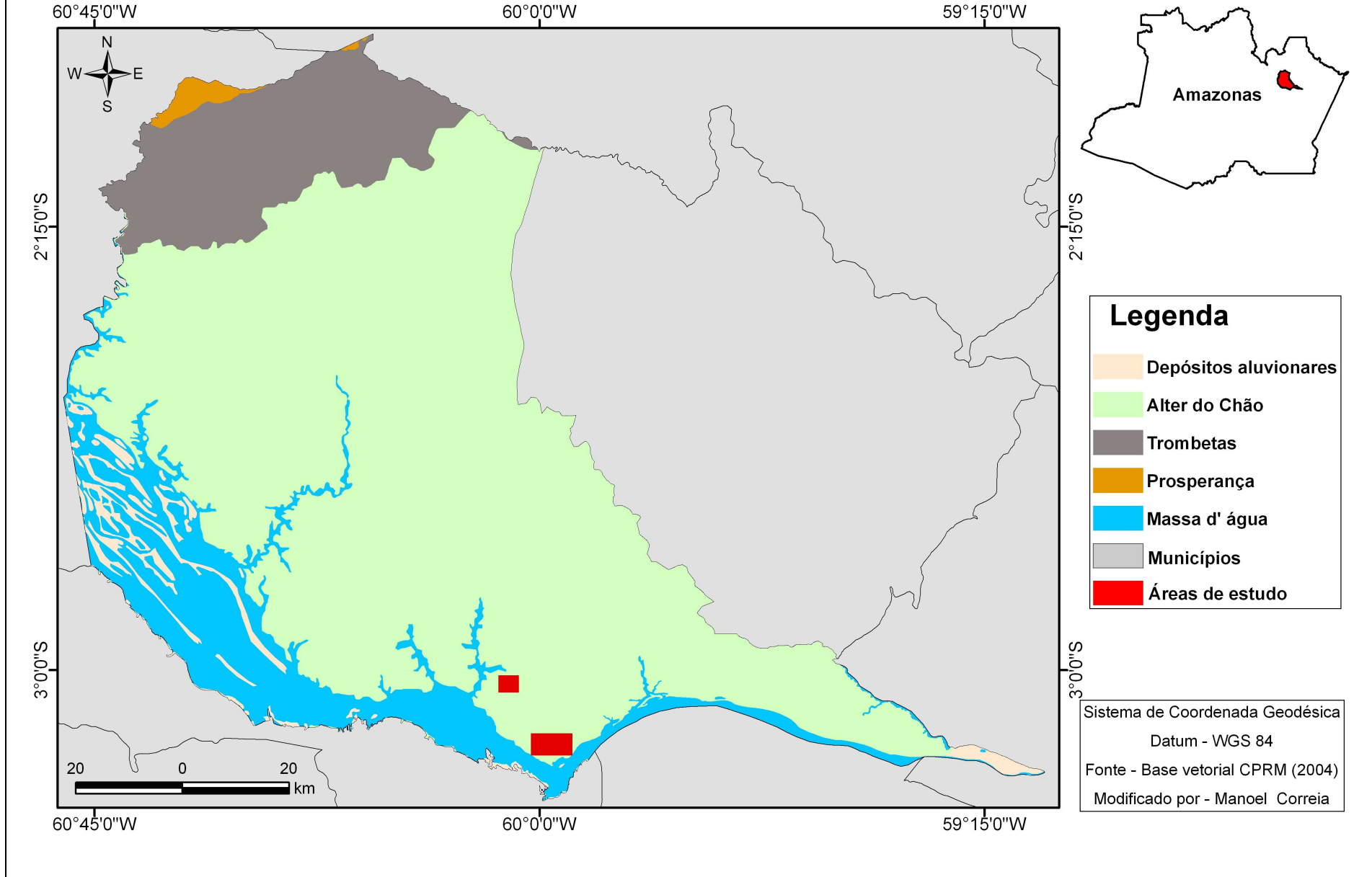


Figura 2 – Unidades geológicas do município de Manaus

imageadas. É datada do Cretáceo Superior/Terciário Inferior (em torno de 120 Ma) e caracteriza-se por arenitos finos a médios, com níveis argilosos, caulíníficos, inconsolidados, contendo grânulos de seixos de quartzo esparsos, com estratificação cruzada e plano-paralela. O nível basal compreende uma camada de arenito litificado, que foi denominado de “Arenito Manaus” por Albuquerque (1922), cuja terminologia é comumente usada na região. Segundo Silva (2005), o “Arenito Manaus”, embora tenha denominação própria, não é considerado um membro ou fácies distinta dessa referida formação. Este é caracterizado por arenitos e siltitos silicificados, em geral avermelhados, por vezes esbranquiçados (caulinítico), compacto, que apresentam estruturas sedimentares preservadas (estratificações plano-paralela e cruzadas), contendo fragmentos de madeira, restos de carvão preservados e marcas de raízes, distribuídos, mormente, nas margens dos rios e igarapés da região.

Nogueira *et al.* (2003) denominam esses corpos como silcretos formados durante o processo de pedogênese e ou eodiagênese, com fase mesodiagênese pouco desenvolvida. A tonalidade avermelhada foi atribuída ao ferro devido a flutuações do lençol freático assimilado das soluções silicosas posteriormente.

Geralmente, acima desse nível silicificado são encontrados paleossolos na camada pelítica caracterizados pelo aspecto mosqueado e avermelhado, com abundantes traços-fósseis de moldes de raízes, preenchidos por arenitos finos a grossos (NOGUEIRA *et al.*, 1999).

Segundo Silva (2005), alguns afloramentos, como no km 15 da BR-174 e na orla fluvial da Praia da Ponta Negra em Manaus, próximo à área de estudo, estes afloramentos mostram marcas de raízes, com espessura de até 60 cm. Tais características indicam exposição subaérea e épocas de não deposição e erosão desse nível estratigráfico. Assim sendo, é provável que esses dois horizontes (arenito litificado e o paleossolo) representem uma faciologia da Formação Alter do Chão, a ser individualizada e que merece estudos pormenorizados.

Aguiar *et al.* (2002) identificaram na Formação Alter do Chão quatro fácies sedimentares: argilosa, areno-argilosa, arenosa e “Arenito Manaus”. Em seção, estas ocorrem como camadas subhorizontalizadas e com disposição

lenticular que receberam falhamentos lístricos por ação tectônica recorrente (figura 3).

Com base no trabalho de Aguiar *et al.* (2002), foram verificadas na área de estudo litologias argilosas, areno-argilosa e arenosa (figura 3); no caso das litologias argilosas estas ocorrem na porção superior da formação e representa, em planta, quase 70% da área de Manaus.

Além das unidades anteriormente discutidas, os depósitos cenozóicos da região de estudo compreendem basicamente as coberturas modernas e os depósitos aluvionares recentes, de idade Quaternário/Terciário, constituídas por associações de sedimentos de canal fluvial (areias e siltes) e de planície de inundação (argila e caulim). As coberturas terciário-quaternárias têm sido pouco estudadas e comumente o material que cobre os sedimentos da Bacia do Amazonas têm recebido diversas designações pedogenéticas, dentre eles: pedimentos, paleopavimentos, cobertura detrito-laterítica ou cobertura latossólica (Costa *et al.* 1978). Nos mapas de solos, esse material é denominado genericamente de cobertura argilo-arenoso amarela (manto de intemperismo) ou, ainda, latossólico amarelo, que alcança espessura da ordem de 20 metros (IBGE, 1991, *apud* SILVA, 2005).

No mapeamento realizado pelo Projeto Radambrasil na década de 1970, Nascimento *et al.* (1976) e Costa *et al.* (1978) comentam a ocorrência de *stone line* com concreções ferruginosas situados em interflúvios tabulares como indício da fase de pedimentação na época de aplainamento plio-pleistocênico.

Talvez a única designação para coberturas modernas tem sido a controvertida argila de Belterra (*Belterra clay*) e a história do “lago amazônico” de Sombroek (1966), propagada posteriormente por Truckenbrodt e Kotschoubey (1981), Truckenbrodt *et al.* (1991), *apud* Silva (2005).

Segundo Silva (2005), o conhecimento atual sobre esse material argilo-arenoso amarelo que se distribui amplamente na região de estudo tem sido interpretado como horizontes lateríticos por Costa (1991), Fernandes Filho (1996), Horbe *et al.* (1997), dentre outros. Isso está relativamente bem estabelecido e demonstra que a interpretação de Sombroek (1966) é equivocada. Nenhum registro de sedimentação do lago amazônico pós-cretáceo é observado na região norte de Manaus.



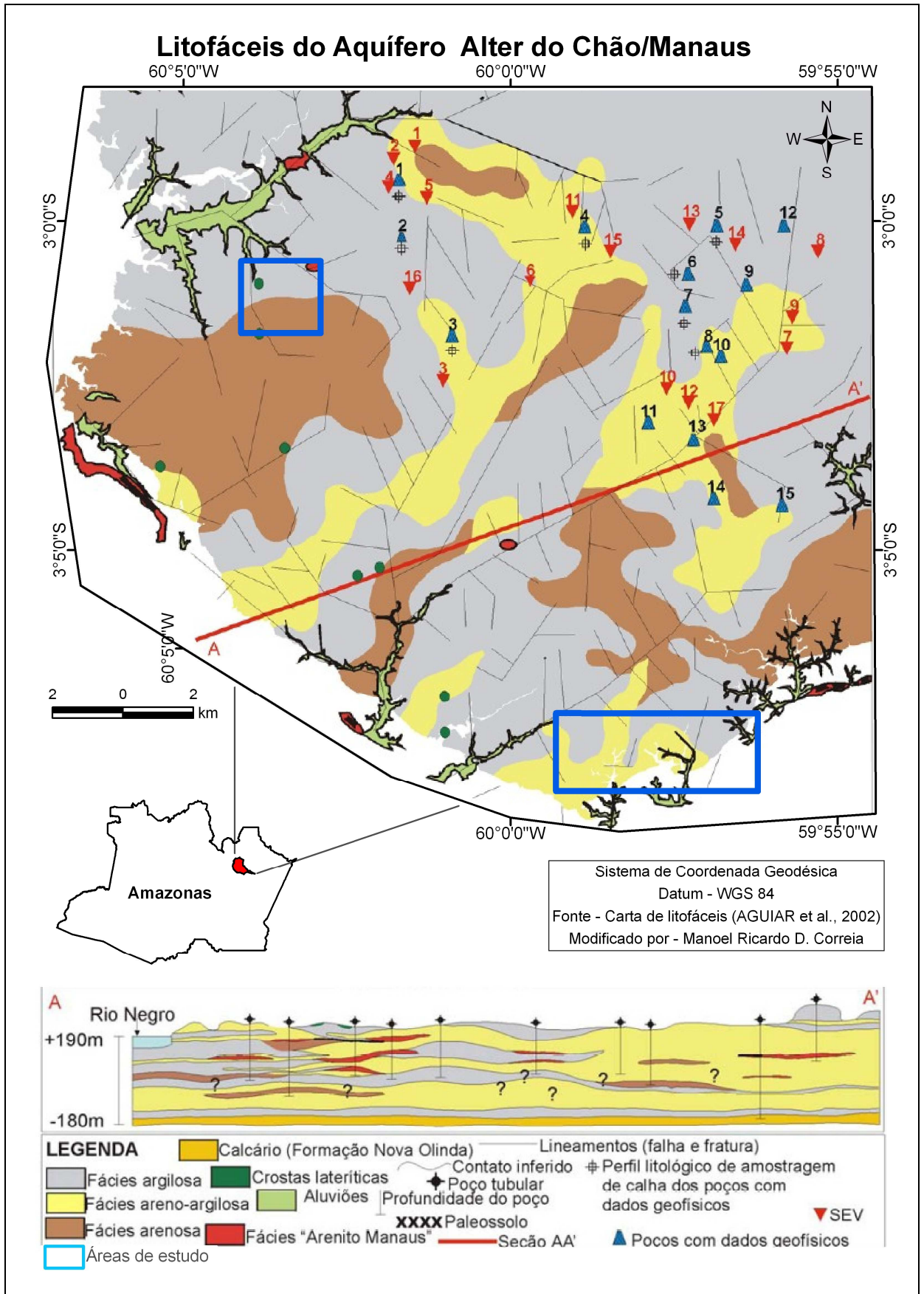


Figura 3 – Litofáceis do aquífero Alter do Chão/Manaus e área de estudo.

Na região de Manaus, os lateritos têm ampla distribuição e boa representatividade, e embora não representem uma unidade litoestratigráfica formal, são de grande importância no entendimento da geologia do Cenozóico, pois constituem excelentes marcadores estratigráficos (FERNANDES FILHO *et al.* 1997). Recobrimo grande parte da área de estudo, especificamente na cena 1, observa-se a ocorrência destes lateritos de composição argilítica.

Segundo Horbe *et al.* (1999), na Era Cenozóica, a região foi afetada pelos ciclos de lateritização e bauxitização que produziram espessos latossolos e perfis lateríticos caulínicos e aluminosos sobre as rochas proterozóicas e fanerozóicas.

Na região de Manaus, o perfil laterítico compreende os seguintes horizontes (da base para o topo): mosqueado, aluminoso e ou ferruginoso, e o latossólico. O nível mosqueado situado sobre a rocha sã compreende um nível esbranquiçado que apresenta mancha de óxido e hidróxido de ferro, composto essencialmente por uma matriz caulínítica e espessura variável. Acima desse horizonte pode ser encontrado o horizonte aluminoso caracterizado por uma crosta avermelhada, textura porosa, por vezes maciça, com teor elevado de gibbsita e espessura de alguns metros (HORBE *et al.* 1999). Verifica-se a ocorrência deste tipo de perfil, especificamente na cena 1, de matriz caulínítica e composição ferruginosa. Estudo elaborado por Silva (2005), próximo à Avenida do Turismo, retrata a ocorrência de perfil composto de horizonte mosqueado, na base, caracterizado por manchas de oxi-hidróxido de ferro em matriz argilosa, geralmente caulínítica, e afirma, também, que este perfil ferruginoso é o mais comum na região.

Segundo Silva (2005), as crostas ferruginosas na cidade de Manaus são consideradas crostas lateríticas imaturas. As crostas ferruginosas descritas por Fernandes Filho *et al.* (1997) apresentam horizontes transicionais e argilosos, a crosta ferruginosa, o nível esferolítico, a linha de pedras e o solo argilo-arenoso amarelo. O horizonte transicional é composto por caulinita, quartzo, goethita e anatásio, enquanto que no horizonte argiloso predomina caulinita, quartzo, hematita, goethita, gibbsita e anatásio. Porém, no horizonte ferruginoso a hematita e a goethita são os principais minerais, e a gibbsita aparece com teor baixo e, no nível esferolítico, logo acima, os minerais de caulinita, goethita, quartzo e hematita são mais representativos, com ocorrência subordinada de

gibbsita, anatásio e rutilo. Por último, no horizonte de solo predomina caulinita e, subordinadamente, quartzo, hematita, goethita, gibbsita e anatásio.

### **1.2.3 – Características Climáticas**

O município de Manaus está situado em uma região de clima equatorial quente e úmido, do tipo Af segundo Köppen. Sua característica climática é fortemente influenciada pela proximidade do Equador e dos seguintes eventos meteorológicos, tais como: a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), brisa fluvial, Linhas de Instabilidade (LIs), convecção local, sistemas frontais e El Niño / oscilação sul (ENOS).

Segundo Fisch *et al.* (1998), a precipitação pluviométrica é um dos elementos climáticos mais importantes a ser analisado na região tropical, pois induz as características e comportamento dos outros, tais como temperatura, umidade relativa, ventos etc. A região Amazônica possui uma precipitação média anual de aproximadamente 2300 mm, embora tenha regiões (na fronteira entre Brasil e Colômbia e Venezuela) em que o total anual atinge 3500 mm.

Para o município de Manaus (MOLION e DALLAROSA, 1990) divulgaram para o período de 1978 a 1988, o menor índice anual de precipitação com 1843 mm, ocorrido no inverno, nos meses de abril a outubro; e o maior índice com 2303 mm, concentrado no verão, nos meses de novembro a março.

A área de estudo é caracterizada por temperatura anual do ar superior a 26 °C, destacando-se as temperaturas médias mais baixas durante os meses de fevereiro e março, com valores em torno de 25,8 °C, podendo alcançar valores ligeiramente abaixo de 25,0 °C e os maiores valores foram observados nos meses de agosto a outubro, com médias de 27,4 °C a 27,9 °C, respectivamente, podendo o máximo das médias alcançar valores de 28,8 °C e 30,2 °C, respectivamente (Adaptado de OLIVEIRA *et al.*, 2008).

#### 1.2.4 – Unidades Pedológicas

As informações pedológicas utilizadas neste trabalho foram baseadas nos dados coletados de solos, na escala 1:1.000.000, do projeto RadamBrasil (1978), e complementado pela base de dados em detalhe, compatível com a escala de 1:250.000, realizado pelo SIPAM (2001).

Na figura 4 são apresentadas as unidades pedológicas do município de Manaus, atualizadas a partir do Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2006). De acordo com estes dados, os solos predominantes são: Latossolos, Argissolos, Espodosolos, Gleissolos e Neossolos. Conforme Leal (1996), na região de Manaus, os Latossolos predominam sobre Espodosolos.

As informações da figura 5 descrevem as mais representativas e importantes classes de solos a partir da base de dados de solos, da Folha SA-20 e SA-21, do projeto RadamBrasil. De acordo com esta base de dados, observa-se na área de estudo, especificamente na cena 1, a ocorrência da classe LAa10 (Latosolos Amarelo Álico, textura argilosa e Latossolos Amarelo Álico, textura média); e na cena 2, a presença da classe LA6 (Latosolos Amarelo Distrófico, textura argilosa e Latossolos Amarelo Distrófico, textura média).

Em ambas as bases, observa-se na área de estudo, a ocorrência de Latossolos. Os Latossolos são solos minerais que apresentam horizonte B latossólico<sup>4</sup> imediatamente abaixo de qualquer tipo de horizonte A. (EMBRAPA, 2006).

O Latossolo Amarelo é a classe dominante na área de estudo. Esta variedade apresenta normalmente cores amareladas com matiz 7,5 YR ou mais amarelo na maior parte dos primeiros 100 cm do horizonte B (EMBRAPA, 2006).

---

<sup>4</sup>Horizonte mineral subsuperficial, cujos constituintes evidenciam avançado estágio de intemperização, explícita pela alteração quase completa dos minerais primários menos resistentes ao intemperismo e/ou de minerais de argila 2:1. É predominantemente constituído por óxidos e hidróxidos de ferro e de alumínio, argilominerais do tipo 1:1, quartzo e outros minerais resistentes ao intemperismo.

# Unidades Pedológicas - Manaus/AM

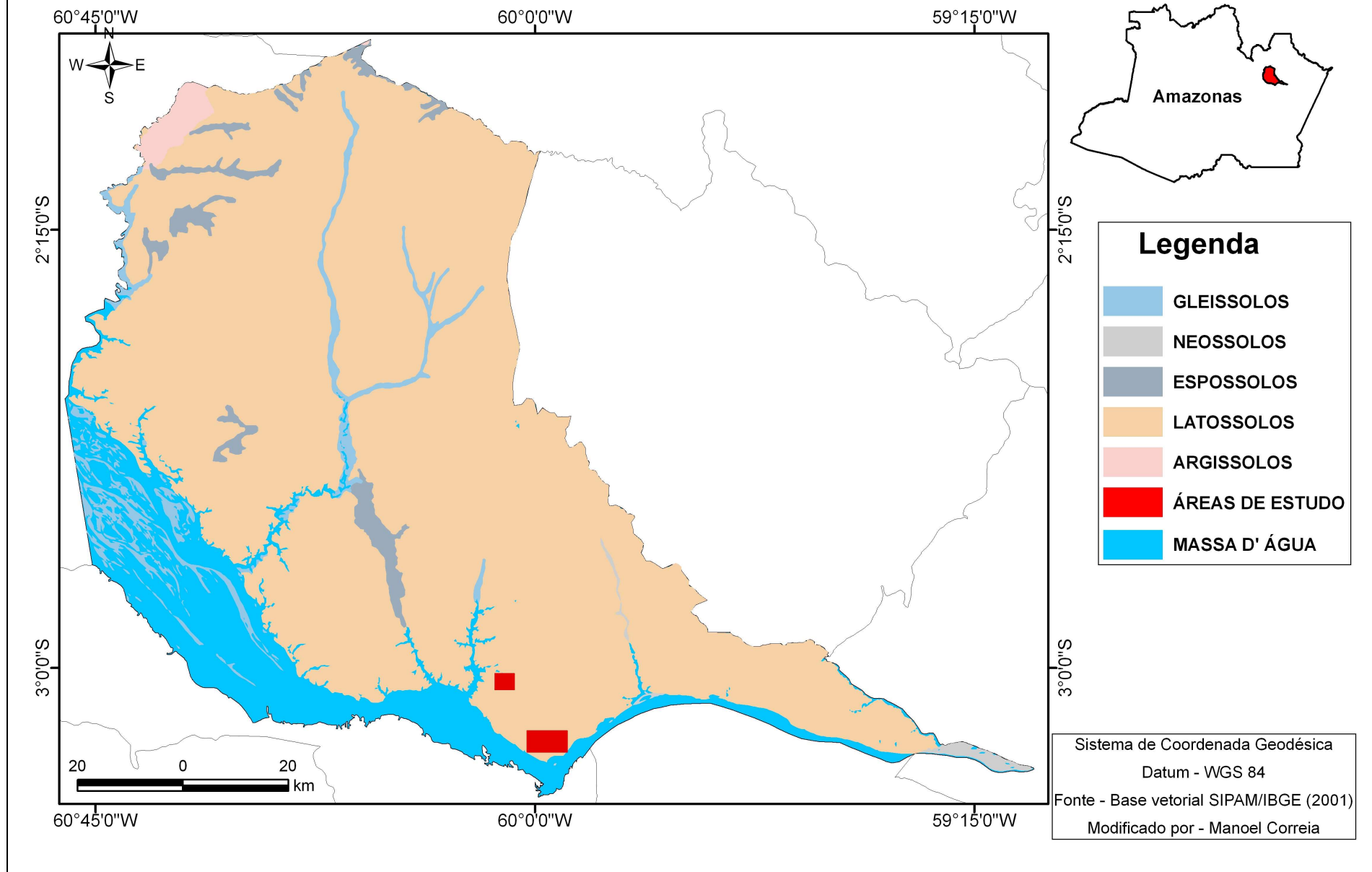


Figura 4 - Unidades pedológicas do município de Manaus, na escala de 1:250.000, fonte SIPAM (2001).



# Unidades Pedológicas - Manaus/AM

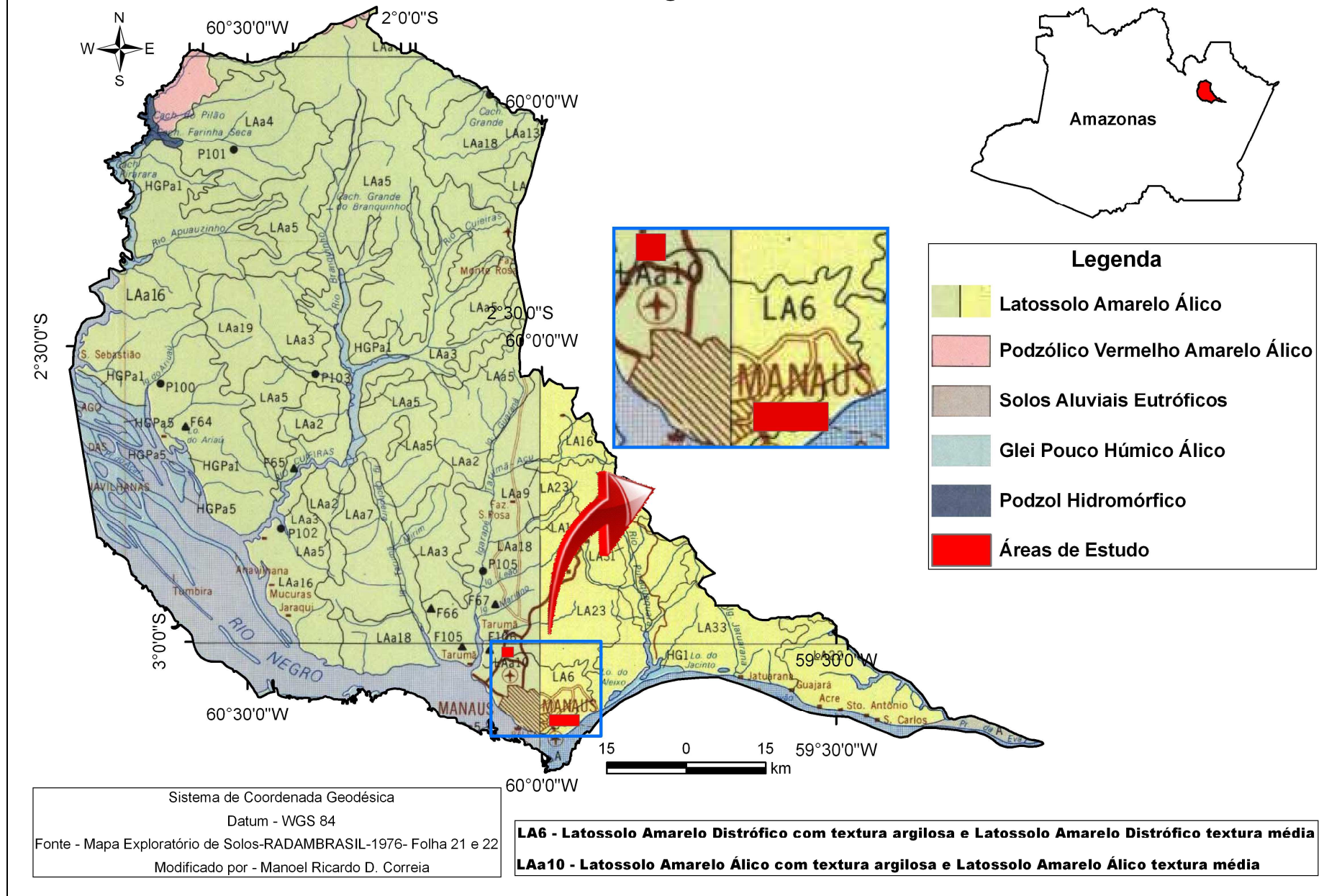


Figura 5 – Unidades Pedológicas (mapa exploratório), na escala 1:1.000.000 (projeto RADAMBRASIL,1978).

Segundo Souza (1991), os solos dominantes na região são os Latossolos Amarelos, apresentando horizontes A, B e C, tendo o horizonte B coloração variando de bruno-amarelado e amarelo-brunado, conteúdo de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , entre 2 e 4 % e relação  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ , normalmente superior a 6%. Geralmente são encontrados em topografia plana e suavemente ondulada, sendo sua utilização agrícola limitada por suas propriedades químicas (baixa reserva de nutrientes minerais, elevado teor de alumínio trocável e altas percentagens de saturação com alumínio trocável).

Na região de Manaus, segundo Horbe *et al.*, (2001), ocorrem extensos platôs com largura em torno de 1 a 2 km e comprimento de 3 a 12 km. Estes platôs são sustentados por crostas lateríticas ferruginosas e ferro-aluminosas, cobertas por Latossolos amarelados. Horbe *et al.* (2003), enfatizam a influência do intemperismo nas rochas sedimentares da Formação Alter do Chão, e que este processo é responsável pela geração de Espodosolos e Latossolos na região.

Na rodovia BR-174, da cidade de Manaus em direção a cidade de Presidente Figueiredo, por um trecho de cerca de 85 quilômetros, são encontradas em cortes de estrada e voçorocas, exposições da Formação Alter do Chão lateritizada, a qual hospeda depósitos de caulim e espodosolos de areias brancas desferrificadas (HORBE *et al.*, 2003).

### 1.3 - Problema

Às limitações impostas pelos sistemas sensores de média resolução espectral, a principal está no número de bandas e na largura espectral delas. Muitos materiais somente poderão ser diferenciados entre si, caso a largura das bandas espectrais dos sensores imageadores sejam suficiente estreitas, da ordem de 0,10  $\mu\text{m}$ , que é mais ou menos a largura média das bandas de absorção dos minerais (MENESES e FERREIRA JÚNIOR, 2001). Estes minerais concentram-se em pequenos intervalos espectrais, entre 2 e 2,5  $\mu\text{m}$ . Nessa faixa espectral, o sensor *Thematic Mapper* (TM) do Landsat 5 apresenta um única banda de 2,08 a 2,35  $\mu\text{m}$ , portanto, com largura de resolução espectral de 2,7  $\mu\text{m}$ . Em conseqüência, essa resolução é deficiente para identificação individual de cada banda de absorção daqueles minerais presentes nos solos, para assim poder discriminá-los espectralmente (MENESES e FERREIRA JÚNIOR, 2001).

Apesar dos avanços obtidos nos estudos de comportamento espectral dos minerais, o sensor multiespectral apresenta limitações no que diz respeito à identificação mineralógica mais acurada (CARVALHO Jr. *et al.*, 1998).

Os sistemas de imageamento encontrados na comunidade do sensoriamento remoto hiperespectral, por exemplo, o sensor Hyperion, tem uma resolução espacial<sup>5</sup> aproximada de 30 m x 30 m (900 m<sup>2</sup>), e o sensor AVIRIS (*Airbone Visible InfraRed Imaging Spectrometer*, do *Jet Propulsion Lab/NASA*) tem 20 m x 20 m (400 m<sup>2</sup>). Com esses dados, entretanto, em virtude da resolução espacial, torna-se difícil uma avaliação espectral mais minuciosa de alvos de dimensões reduzidas. Outro aspecto importante apontado por Baptista (2006) diz respeito à compreensão da resolução espacial, ou seja, se o tamanho do pixel<sup>6</sup> possibilita a identificação de elementos “puros” ou se é necessário um estudo mais aprofundado de pixel mistura.

Nos Biomas brasileiros é bastante comum a presença de classes de solos que possuem variações mineralógicas perceptíveis. Essas classes, todavia, não podem ser separadas com os métodos atualmente adotados para coleta de dados, pois segundo Baptista (2006), a variação mineralógica dos solos é estudada por meio da análise de amostras coletadas no campo. Para fins de cartografia, a extrapolação dos valores pontuais é feita utilizando-se critérios morfológicos de correlações com a topografia, com o material de origem, etc. Ressalta-se a dificuldade de caracterizar componentes mineralógicos de manchas de solos em regiões tropicais, pois possuem difícil acesso e características topográficas, geológicas e morfológicas pouco explorados, dificultando mais ainda os levantamentos atualmente adotados.

Faltam estudos que mostrem a possibilidade do uso de imagens hiperespectrais na definição das ocorrências e variações de teores minerais em algumas seqüências pedológicas de ambientes tropicais.

Assim sendo, é possível com análises de imagens hiperespectrais definir diferentes tipos de solos de uma determinada área?

---

<sup>5</sup> A propriedade geométrica referida aqui trata-se da resolução espacial, que é a habilidade para distinguir os alvos entre si.

<sup>6</sup> *Pixel* – Picture Element – menor unidade do terreno que pode ser distinguida na imagem, i.e., o tamanho da célula da matriz (imagem) no terreno imageado. O *HSS*, em média, apresenta *pixel* de 3 metros, ou seja, o menor elemento discernível na imagem é de 3 por 3 metros, ou 9 m<sup>2</sup>.



## **1.4 – Hipótese**

A hipótese deste trabalho é de que poder-se-á minimizar tempo e otimizar recursos no processo de reconhecimento e mapeamento de solos tropicais, além de quantificar as relações mineralógicas a partir da aplicação dos índices espectrais do sensor *HSS*. Assim sendo, o sensor hiperespectral *HSS* pode ser uma ferramenta eficaz na compreensão de propriedades espectrais de alguns solos tropicais.

## **1.5 – Objetivos**

### **1.5.1 Objetivo Geral**

Avaliar o potencial dos dados *HSS* para a espacialização e caracterização espectral de feições pedológicas em parte da porção noroeste e sudeste da cidade de Manaus (AM).

### **1.5.2 Objetivos Específicos**

- Gerar e analisar padrões espectrais de feições pedológicas para verificar a possibilidade de identificação de alguns minerais do grupo dos óxidos de ferro (hematita/goetita) e do grupo das argilas (caulinita/gibbsita);
- Testar a utilização de técnicas de classificação hiperespectral para discriminação dos tipos de solos;
- Analisar as relações entre as curvas espectrais obtidas nos ambientes de laboratório e das coletadas pela aeronave. Além destes dois conjuntos de dados, serão associadas as características físico-químicas das amostras de solos coletadas na área de estudo;
- Quantificar e identificar os teores de argila.

## **CAPÍTULO 2**

### **REVISÃO DA LITERATURA E FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA**

#### **2.1 Sensoriamento Remoto**

#### **2.2 Radiometria**

#### **2.3 Espectroscopia de Reflectância**

##### **2.3.1 Processos Eletrônico ou Transições Atômicas**

##### **2.3.2 Processos Vibracionais ou Transições Moleculares**

#### **2.4 Interferências Sobre os Dados do Sensoriamento Remoto**

##### **2.4.1 Fonte de Iluminação**

##### **2.4.2 Geometria de Iluminação**

##### **2.4.3 Efeitos do Sensor**

##### **2.4.4 Efeitos Atmosféricos**

#### **2.5 Correção Radiométrica (Atmosférica)**

#### **2.6 Sensoriamento Remoto Hiperespectral**

##### **2.6.1 Sensor *HSS***

#### **2.7 Comportamento Espectral dos solos**

Para se tornar aplicável as técnicas de identificação dos minerais presentes nos solos, torna-se importante o conhecimento acerca das propriedades de reflectância dos minerais. Sobre esse tema foram publicados diversos trabalhos por Hunt e Salisbury (1970); Hunt *et al.* (1971; 1973), Carrere e Abrams (1988); Carrere e Chadwick (1990); Clark *et al.* (1993); Crosta *et al.* (1996); Clark (1999); Meneses (2001).

Apesar da motivação inicial para o desenvolvimento da espectrometria de imageamento ter sido para a identificação mineral, vários autores foram citados por Carvalho Jr *et al.* (1998): Goetz *et al.* (1985), assim como experimentos também têm sido feitos na botânica por Peterson *et al.* (1988), Wessman *et al.* (1988), hidrologia por Carder *et al.* (1993), oceanografia por Hamilton *et al.* (1993); Nolin & Dozier, (1993) e na ecologia por Gamon *et al.* (1993); Rock *et al.* (1988); Miller *et al.* (1990).

Na literatura existem muitos trabalhos relacionados à análise espectral, tanto em laboratório, quanto em sensores hiperespectrais, utilizados para detecção dos principais componentes dos solos, conforme pode ser comprovado nos trabalhos de Baptista (2006); Stoner e Baumgardner (1981), Epiphonio *et al.* (1992), Formaggio (1983), Madeira Netto (2001); Orlov (1966); Bedidi *et al.* (1992); Madeira Netto (1993,1996); Madeira Neto *et al.* (1995); Valeriano *et al.* (1995); Galvão e Vitorello (1998); Demattê e Garcia (1999); Pizarro (1998).

A aplicação da espectrorradiometria de reflectância no estudo dos solos é relativamente recente, e a maior parte da literatura sobre o assunto foi publicada a partir da década de sessenta, embora alguns documentos mais antigos sobre o tema datem do primeiro quarto do século como, por exemplo, o trabalho de Angstrom (1925). Desde então, muito se acrescentou ao conhecimento das propriedades de reflectância dos solos e sínteses da literatura sobre esse tema foram publicadas por Baumgardner & Stoner (1982) *apud* Madeira Netto (2001), Baumgardner *et al.* (1985) *apud* Madeira Netto (2001), Myers (1983) e Mulders (1987) *apud* Madeira Netto (2001).

## 2.1 Sensoriamento Remoto

Segundo Florenzano (2002), sensoriamento remoto é a tecnologia que permite obter imagens e outros tipos de dados da superfície terrestre, através da captação e do registro da energia refletida ou emitida pela superfície. O termo sensoriamento refere-se à obtenção dos dados, e remoto, que significa distante, é utilizado porque a obtenção é feita a distância, ou seja, sem o contato físico entre o sensor e a superfície terrestre. Já para Rosa (2007), o sensoriamento remoto pode ser definido, de uma maneira ampla, como sendo a forma de obter informações de um objeto ou alvo, sem que haja contato físico com o mesmo; afirma que as informações são obtidas utilizando-se a radiação eletromagnética gerada por fontes naturais como o Sol e a Terra, ou por fontes artificiais como, por exemplo, o radar.

Pode-se como mais rigor definir sensoriamento remoto, segundo Meneses (2001), como uma medida de trocas de energia, resultantes da interação da energia contida na radiação eletromagnética de determinado comprimento de onda, com a energia contida nos átomos e moléculas que constituem determinado material.

Florenzano (2002) vincula a origem do sensoriamento remoto ao surgimento da fotografia aérea. Assim, a história do Sensoriamento Remoto pode ser dividida em dois períodos: um, de 1860 a 1960, baseado no uso de fotografias aéreas, e outro, de 1960 aos dias de hoje, caracterizado por uma variedade de tipos de fotografia e imagens.

De acordo com Rosa (2007), as técnicas de sensoriamento remoto foram amplamente utilizadas durante a primeira e a segunda guerra mundial no planejamento de missões com fins militares. Porém, até então, apenas fotografias aéreas obtidas à média e baixa altitudes mereciam destaque. Em 4 de outubro de 1957, pela primeira vez na história de nossa civilização, um objeto não tripulado foi lançando ao espaço exterior e pôs-se a gravitar em torno da Terra. No ano de 1972 os EUA deram um salto e colocaram em órbita o primeiro satélite de sensoriamento remoto com finalidade civil, a obtenção de dados de forma rápida, confiável e repetitiva dos alvos terrestres. A partir de então, inúmeros outros sistemas de obtenção de dados passivos ou ativos, orbitais, sub-orbitais ou aerotransportado foram desenvolvidos.

No Brasil, o sensoriamento remoto tomou impulso na década de 60 com imageamento do território brasileiro, na escala original de 1:400.000, pelo sistema de

radar da GEMS (Goodyear Environmental Monitoring System). A partir da análise dessas imagens de radar foi feito um mapeamento dos recursos naturais de todo o país pelo projeto RADAMBRASIL.

## **2.2 Radiometria**

Radiometria é, por definição, a medida quantitativa da intensidade de qualquer um dos tipos conhecidos de radiação, como por exemplo, a radiação eletromagnética, emitida pelo Sol ou por uma fonte artificial, como uma lâmpada (MENESES e FERREIRA Jr., 2001).

Espectrorradiometria é definida como a medida da distribuição da energia radiante, proveniente de um alvo e quando essa energia for a refletida, a espectrorradiometria é denominada de reflectância.

Meneses e Ferreira Jr. (2001) definem como uma técnica que tem a função de medir em diferentes comprimentos de onda a energia eletromagnética refletida da superfície dos objetos e representá-las na forma de um gráfico que denomina-se de curva de reflectância espectral.

Para o sensoriamento remoto, a energia solar é a base de todos os princípios em que se fundamenta essa tecnologia, pois mesmo os sistemas sensores ativos, isto é, que possuem energia próprias, necessitam da radiação solar para manter suas reservas de energia.

Os estudos sobre radiação solar, em sua maioria, foram desenvolvidos tendo como base a radiação do visível, denominada luz. As primeiras aparições conhecidas sobre a luz pertencem aos gregos. Uma das primeiras grandes contribuições foi dada no século XIX pelo físico escocês Maxwell, que desenvolveu os princípios matemáticos da teoria eletromagnética para explicar a radiação eletromagnética. Neste estudo, Maxwell concluiu que, quando um campo magnético sofre variações em dada região, aparece nesta um campo elétrico que, por sua vez, faz aparecer um campo magnético e assim sucessivamente. Dessa forma, a perturbação das cargas elétricas gera uma onda eletromagnética.

A radiação eletromagnética (REM) é a energia que rege o sensoriamento remoto, pois é a energia refletida ou emitida pelos alvos e essa radiação traz consigo informações espaciais (tamanho, forma, estrutura, textura) e também as espectrais do alvo (reflectância, absorvância e transmitância).

A radiação eletromagnética é uma forma de energia que é transmitida através do espaço a velocidades enormes ( $300.000 \text{ km.s}^{-1}$ , no vácuo). Ela é medida em frequência (em unidades de hertz-Hz), e comprimento de onda (em unidade de metro).

A radiação eletromagnética possui natureza dual, possuindo diferentes modelos: o modelo ondulatório e o modelo de partícula.

O modelo ondulatório falha quando se considera os fenômenos associados com a absorção e emissão de energia radiante. Para esses processos, a radiação eletromagnética pode ser tratada com pacotes discretos de energia e partículas denominadas de fótons ou quanta. Essas formas de visualizar a radiação como partículas e como ondas não são mutuamente excludentes, mas sim complementares.

De fato, a energia de um fóton é diretamente proporcional a sua frequência. De forma similar, essa dualidade se aplica aos feixes de elétrons, prótons e outras partículas elementares, as quais podem produzir efeitos de interferências e difração que são tipicamente associados a um comportamento ondulatório.

A radiação ultravioleta, visível, infravermelho de ondas curtas, infravermelho termal e, ainda, a de microondas são algumas das denominações dadas pelo homem para fins práticos e são amplamente usadas pelo sensoriamento remoto. Quando essa faixa é limitada ao intervalo de comprimento de onda do visível ao infravermelho de ondas curtas, de  $0,4$  a  $2,5 \mu\text{m}$ , recebe a denominação de “óptica”.

A radiometria espectral<sup>7</sup> é uma das mais importantes, senão a mais fundamental, área do conhecimento do sensoriamento remoto. Isso porque é por meio das medidas radiométricas de laboratório ou de campo que se descobrem com qual intensidade cada material, seja um solo, um tipo de rocha ou uma vegetação, reflete a radiação eletromagnética nos diferentes comprimentos de onda do espectro e isso nos permite explicar e entender como cada um desses objetos irá aparecer nas imagens (MENESES, 2001).

A importância da radiometria é reconhecida na prática, todas as vezes que as imagens forem utilizadas para se fazer interpretações temáticas, como mapas do

---

<sup>7</sup> Muitas vezes, o espectro óptico é referido como o espectro de luz visível e do infravermelho e o termo “espectral” é a forma de se referir à radiação eletromagnética de um específico e exato comprimento de onda.

uso da terra, mapas geológicos, mapas pedológicos ou qualquer outro, cujo objetivo seja identificação ou discriminação dos objetos de interesse. (MENESES, 2001).

Outro aspecto importante são que os sistemas sensores hiperespectrais operam simultaneamente em diferentes regiões do espectro eletromagnético, gerando imagens em diferentes bandas espectrais. Por essa razão, a análise ou a interpretação das imagens dos objetos, registradas por um sensor imageador hiperespectral, obrigatoriamente exige conhecimentos sobre como os alvos se comportam espectralmente ao longo dos diversos intervalos de comprimento de onda da radiação eletromagnética.

Portanto, para se fazer uso prático da radiometria espectral como método para interpretação de imagens, é necessário entender como interage a energia contida na radiação eletromagnética com a energia contida nos átomos e moléculas dos diferentes materiais ao incidir sobre eles.

### **2.3 Espectroscopia de Reflectância**

As interações da radiação com a matéria são o objeto de estudo da ciência da espectroscopia. Os métodos espectroscópicos de análise são baseados na medida da quantidade de radiação, produzida ou absorvida pelas moléculas ou pelas espécies atômicas de interesse. O princípio da técnica baseia-se quando uma radiação eletromagnética incide sobre um alvo e obtém uma quantidade de energia capaz de fazer vibrar as ligações químicas que unem os átomos.

Conforme Clark *et al.* (1990B), espectroscopia é o estudo da radiação eletromagnética relacionado ao comprimento de onda em que está sendo refletida, emitida ou espalhada por líquidos, sólidos ou gases.

Podemos classificar os métodos espectroscópicos de acordo com a região do espectro eletromagnético envolvida na medida. No caso deste trabalho, será usada a espectroscopia de reflectância na região do visível e infravermelho de ondas próxima e curta.

Meneses (2001) destaca que os materiais se diferenciam entre si por constituírem sistemas com diferentes arranjos de energia, e a reflectância seria uma resposta indireta das mudanças (ditas transições) ocorridas nesses níveis de energia. Estas transições ocorrem no nível eletrônico e molecular.

### 2.3.1 Processos Eletrônicos ou Transições Atômicas

Para a eletrosfera de um átomo manter-se estável, os elétrons desse átomo só podem ter determinados níveis de energia, denominados estados estacionários ou estados quânticos: a cada um desses estados corresponde uma determinada energia.

Num estado estacionário o átomo não emite radiação e sua eletrosfera mantém-se estável, e todo átomo, ao passar de um estado estacionário para outro, emite ou absorve um quantum de energia igual a diferença entre as energias correspondentes aos dois estados.

No nível eletrônico, as transições são mudanças do nível de energia dos elétrons desemparelhados, acoplados aos íons, que compõe a rede cristalina, e são responsáveis por todas as feições de absorção espectral existentes no intervalo do visível ao infravermelho próximo, 0,38  $\mu\text{m}$  a 1,1  $\mu\text{m}$ . Particularmente, um grupo de elementos da tabela periódica, denominado de metais de transição (Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn). Como esses elementos são encontrados com muita frequência como constituintes dos minerais, são importantes para definir o comportamento espectral de rochas e solos.

Segundo Meneses (2001), nos comprimentos de onda do visível e do infravermelho próximo, certos elementos ou radicais, muito comum nos materiais naturais (mineral) sobretudo, tais como silício, alumínio, potássio, cálcio e outros, não apresentam níveis energéticos cujas transições possam gerar feições espectrais. Dessa forma, não se pode obter, nesse intervalo espectral por espectrorradiometria de reflectância, informações sobre a composição total do material, mas apenas particularidades de certos elementos ou íons presentes na estrutura.

As transições dos níveis energéticos dos orbitais eletrônicos, que em síntese é um rearranjo dos elétrons de valência, são causados por diferentes mecanismos: campo cristalino, transferência de cargas entre íons, bandas de condução e aquelas devido ao centro de cores.



### 2.3.2 Processos Vibracionais ou Transições Moleculares

As feições espectrais devido a processos vibracionais moleculares ocorrem na região do infravermelho de ondas curtas, além de  $1,1 \mu\text{m}$  e estendem-se até o infravermelho termal. São caracterizados por serem feições muitas vezes mais intensas que as do processo eletrônico e resultam de mudanças energéticas do estado estacionário de vibração das ligações moleculares (MENESES, 2001).

As ligações em uma molécula ou na estrutura de um cristal são como molas com pesos a elas fixados, ou seja, todo sistema pode vibrar. Cada vibração possui um número quântico e uma frequência associada. A frequência e os níveis de energia de uma molécula dependem da força em cada mola e de suas massas (MENESES, 2001; CLARK, 1999).

As transições vibracionais ocorrem no infravermelho de ondas curtas, porque são necessárias quantidades de energia menores do que as transições atômicas para promover transição vibracional. Envolvem transições tanto nas moléculas quanto no retículo cristalino.

Os movimentos denominados de vibrações reticulares ocorrem em níveis de energia muito baixos, acima de  $20 \mu\text{m}$  aproximadamente (CLARK, 1999), não apresentando qualquer aplicação ao sensoriamento remoto óptico.

As transições moleculares podem ser descritas como movimentos simples, denominados de modos vibracionais normais ou fundamentais. Estas vibrações moleculares que provocam distensão e contração periódicas da ligação química são denominadas vibrações de estiramento e aquelas que causam dobramento periódico da molécula são denominadas de vibrações deformacionais.

As feições espectrais de absorção que são devido as vibrações fundamentais ocorrem nos comprimentos de onda maiores que  $2,6 \mu\text{m}$ , a exemplo das associações de Al, Mg e Si com O. Todas as vibrações destas moléculas ocorrem em comprimentos de onda maiores que  $10 \mu\text{m}$ .

As vibrações de interesse para o sensoriamento remoto são as vibrações que ocorrem em menor intensidade, que resultam em bandas de absorção no intervalo de comprimento de onda do infravermelho de ondas curtas e são denominadas de *overtones* (sobreposição) e *combination tones* (combinação).

Conforme Meneses (2001), no intervalo do infravermelho de ondas curtas, o que se observa são *overtones* e *combination tones* resultantes de vibrações fundamentais de alta frequência, envolvendo principalmente os grupos  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{BO}_3^{3-}$ ,  $\text{PO}_4^{3-}$ ,  $\text{OH}^-$  e  $\text{H}_2\text{O}$ . Entre esses, a mais freqüente ocorrência das absorções encontradas nos materiais deve-se ao íon  $\text{OH}^-$ .

## 2.4 – Efeitos Sobre os Dados do Sensoriamento Remoto

### 2.4.1 – Fonte de Iluminação

A figura 6 mostra uma típica curva de irradiância no topo da atmosfera da Terra. A entrada de energia solar varia muito com o comprimento de onda, sendo maior na faixa do visível. O espectro da energia solar no momento da aquisição da imagem deve ser conhecido, ou derivado indiretamente de outras medidas, a fim de converter valores de radiância para valores de reflectância.

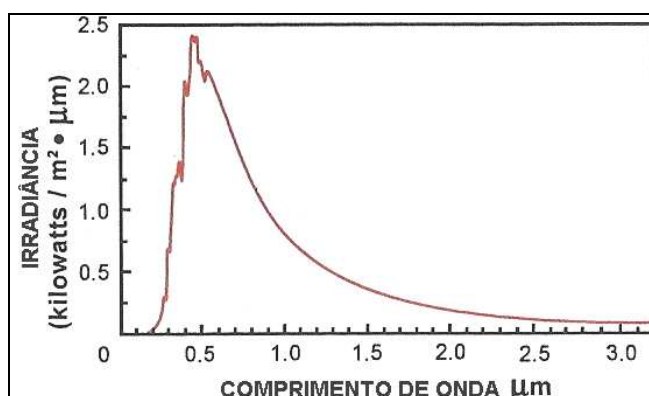


Figura 6 – Energia solar no topo da atmosfera

### 2.4.2 – Geometria de Iluminação

A quantidade de energia refletida por área na superfície depende da quantidade de energia solar iluminada na área, que por sua vez depende do ângulo de incidência: o ângulo entre o caminho da energia incidente e a normal do lugar. Especificamente, a energia recebida em cada comprimento de onda (C.O) varia com o cosseno (cos) do ângulo incidente ( $\theta$ ):  $C.O = E \times \cos \theta$ , onde E é a quantidade de energia incidente. A energia recebida pela superfície varia com as mudanças de altura do sol e com a hora do dia e a estação (figura 7). Se o terreno não é plano, a

energia recebida também varia instantaneamente numa cena por causa das diferenças dos ângulos de declividade e direção.

A quantidade de energia recebida por área também pode ser reduzida pelas sombras. Sombras características de feições topográficas ou nuvens podem afetar áreas contínuas numa imagem. No caso das árvores, plantações, ou outros objetos, estes também geram sombras, mas limitadas para um único *pixel* ou conjuntos destes. Ambos os tipos de sombras têm o efeito de reduzir o brilho medido através de todo comprimento de onda para os *pixel* afetados.

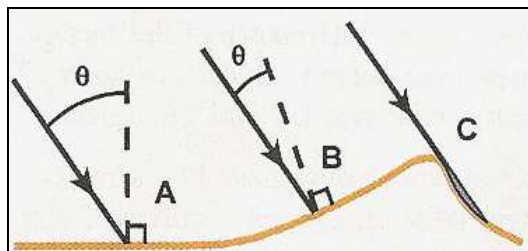


Figura 7 - As diferenças de iluminação podem surgir de diferentes ângulos de incidência ( $\theta$ ), como para **A** e **B**, ou de sombra **C**.

Segundo Moreira (2008), o brilho dos alvos depende efetivamente dos ângulos azimutais e zenitais entre a fonte de iluminação e da visada do sensor em relação ao alvo. Primeiramente, devido a diferente geometria (ou forma) dos alvos, que resulta em variações proporcionais da irradiância entre um e outro alvo de um mesmo tipo espectral em uma mesma cena; e em segundo, em parte decorrente da primeira e em parte decorrente da localização, em virtude da presença de sombras nos alvos, em maior ou menor proporção.

### 2.4.3 - Efeitos do Sensor

Um sensor converte a radiação detectada, para cada canal de comprimento, de onda em um sinal elétrico que é dimensionado e quantizado em valores inteiros discretos. Variações entre os detectores dentro de uma matriz, assim como as mudanças temporais no uso dos detectores, podem demonstrar que os valores brutos medidos diferem entre dos valores imageados.

No momento do imageamento, sensores de varredura, no caso do *HSS*, ao realizar imageamento ao longo de uma cena, apresentarão objetos na cena com

uma nítida diferença de brilho. Esta diferença de brilho é motivada pelo seu campo de visada (FOV<sup>8</sup>), de 86° transversal à linha de vôo.

Conforme Moreira (2008), em decorrência desse ângulo de visada, a imagem poderá apresentar nítida diferença de brilho entre uma e outra extremidade, especialmente para sensores com campo de visada amplo, dependendo da orientação da iluminação em relação ao eixo de deslocamento do sensor. Quanto mais transversalmente estiver posicionada a fonte em relação à direção de deslocamento do sensor, maior será o contraste entre uma e outra borda da imagem. Tal efeito é ilustrado na figura 8, cuja lateral direita o sensor integra alvos bem iluminados, que corresponderão à região mais brilhante da imagem, mas na medida em que a visada é apontada para a esquerda, observa-se um gradativo aumento da condição de sombreamento dos alvos, cuja região aparecerá mais escura na imagem.

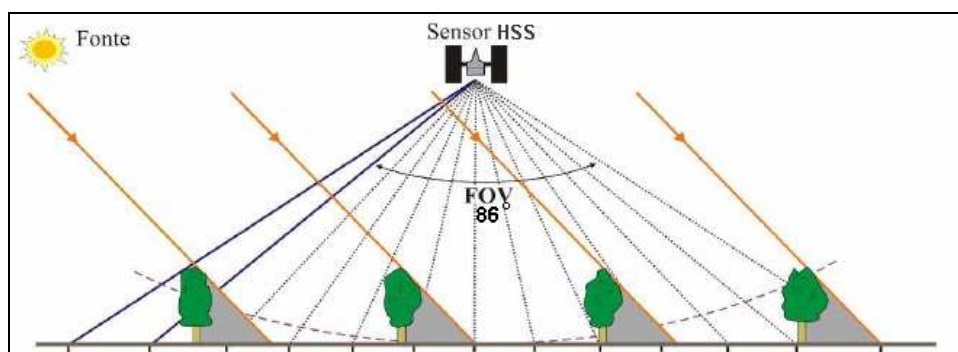


Figura 8 - Diferenças na porção de sombreamento dos alvos com a variação da visada do sensor ao longo do seu campo de visada (FOV) (MOREIRA, 2008).

#### 2.4.4 – Efeitos Atmosféricos

Mesmo numa atmosfera com pouca quantidade de aerossóis<sup>9</sup>, há interação com a radiação solar. Para determinados comprimentos de onda, ocorre a redução da quantidade de energia que chega ao solo, e conseqüentemente reduzirá ainda mais a quantidade de energia refletida para o sensor. Outra parte desta energia

<sup>8</sup> FOV – Field of View

<sup>9</sup> Aerossóis são partículas de tamanho muito pequeno (de 0,002 µm a mais de 100 µm) suspensas no ar.

atinge a superfície sem receber qualquer alteração. Esta energia é denominada de radiação direta.

Tanto a radiação proveniente do Sol que chega à superfície (fluxo descendente), quanto a da superfície que vai ao sensor (fluxo ascendente), que é enfim captada pelos sensores remotos, estão sujeitas aos processos de absorção e espalhamento (figura 9). Assim, o sensor detecta ao mesmo tempo três componentes de fluxo radiante ascendente: uma radiação de fluxo direto, proveniente do alvo observado; uma componente difusa, proveniente do alvo, mas atenuada pela atmosfera; e uma componente difusa proveniente da própria atmosfera, que não partiu do alvo observado (Moreira, 2008).

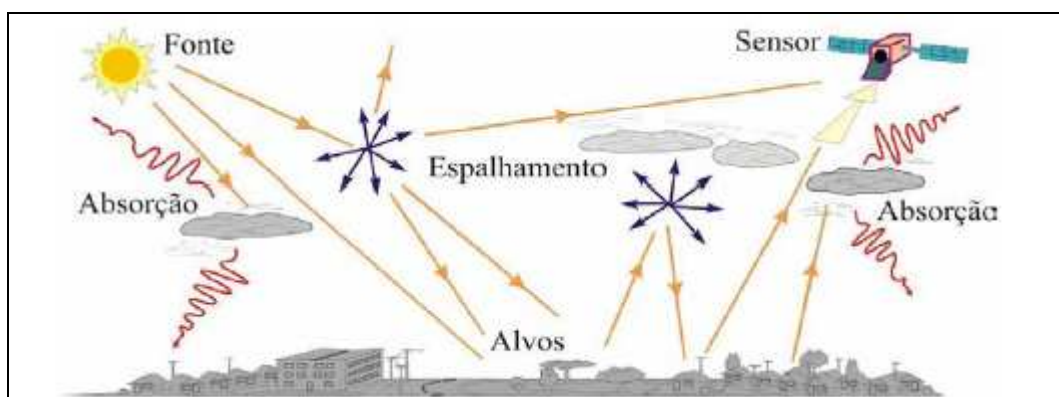


Figura 9 - Influência da atmosfera nas trajetórias Sol-superfície e superfície-sensor (MOREIRA, 2008).

Segundo Jensen (2009), o fluxo radiante refletido ou emitido pela superfície da Terra entra novamente na atmosfera, onde interage com vários gases, vapor d'água e particulados. Assim, o espalhamento, a absorção, a reflexão e a refração atmosférica influenciam o fluxo radiante uma vez mais, antes que a energia seja registrada pelo sistema de sensoriamento remoto.

A transmitância da atmosfera é reduzida pela absorção de certos gases e partículas, pois na atmosfera existem aproximadamente trinta gases, mas a maioria deles não produz feições de absorção observáveis na faixa do espectro de 0,45 a 2,37  $\mu\text{m}$ , recoberta pelo sensor HSS. Somente sete gases, o vapor d'água ( $\text{H}_2\text{O}$ ), o dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ), o ozônio ( $\text{O}_3$ ), óxido nitroso ( $\text{N}_2\text{O}$ ), o monóxido de carbono ( $\text{CO}$ ), o metano ( $\text{CH}_4$ ) e o oxigênio ( $\text{O}_2$ ), produzem feições perceptíveis nessa faixa do espectro, que influenciam muito mais os dados hiperespectrais do que os dados

multiespectrais, como pode ser observado nos espectros de transmitância apresentados na figura 10. (GAO *et al.*, 1993; 1999, *apud* BAPTISTA , 2006).

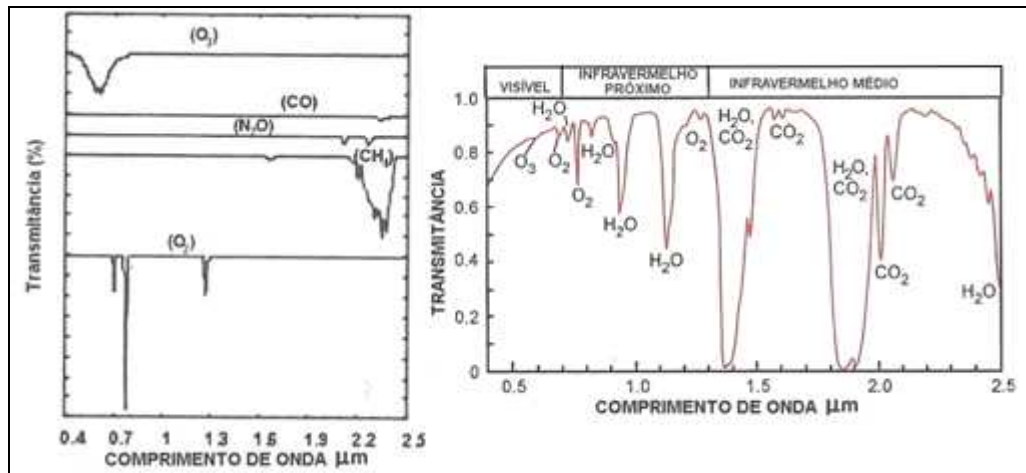


Figura 10 – Espectros de transmitância *versus* comprimento de onda, do vapor d`água (H<sub>2</sub>O), do dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>), do ozônio (O<sub>3</sub>), do óxido nitroso (N<sub>2</sub>O), do monóxido de carbono (CO), do metano (CH<sub>4</sub>) e do oxigênio (O<sub>2</sub>) . Adaptado (GAO *et al.*, 1993, *apud* BAPTISTA , 2006)

As características de absorção pronunciadas perto de 1,4 e 1,9 μm, causadas pelo vapor d` água e dióxido de carbono, reduzem a entrada e reflexão de energia quase completamente, assim sendo, pouca informação útil pode ser obtida a partir destas regiões nas imagens.

Efeitos atmosféricos também podem ser diferentes entre as áreas de uma única cena, se as condições atmosféricas são espacialmente variáveis ou se existem significativas elevações que podem mudar o caminho da radiação para a atmosfera.

Existem faixas do espectro que apresentam menor absorção dos gases na atmosfera, estas faixas são denominadas de janelas atmosféricas. As janelas do sensor *HSS* situam-se em dois intervalos, de 0,45 a 1 μm; 2 a 2,37 μm.

## 2.5 – Correção Radiométrica (Atmosférica).

A fim de comparar diretamente os espectros da imagem hiperespectral com espectros de reflectância de referência, os valores de radiância codificada na imagem devem ser convertidos em reflectância. Na conversão deve-se levar em conta o espectro da fonte solar, efeitos de iluminação devido ao ângulo do sol e topografia, emissões atmosféricas e o ganho do sensor. Outros dois efeitos contribuem de forma aditiva ao espectro de radiação: deslocamento do sensor (ruído interno no instrumento sensor) e o caminho da radiância, devido a dispersão atmosférica.

Várias estratégias de conversão para reflectância são usadas. Diversos métodos foram desenvolvidos para resolver os problemas de absorção e de espalhamento da radiação na atmosfera. Algumas estratégias de utilização usam apenas informações elaboradas a partir da imagem, enquanto outros métodos exigem diferentes graus de conhecimento das propriedades de reflectância da superfície e das condições atmosféricas, no momento da aquisição da imagem.

Uma grande quantidade de trabalhos foram feitos para o desenvolvimento de métodos físicos e programas voltados para remoção dos problemas de absorção e espalhamento na atmosfera: *Flat Field Conversion*; *Average Relative Reflectance Conversion*; *Empirical Line Method*; *Modeling Methods*, *Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum (5S)*; *Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum (6S)*; *Atmospheric Removal Program (ATREM)*; *LOWTRAN*; *MODTRAN*; e por fim, o programa utilizado neste trabalho, *Fast Line-of-sight Atmospheric Analysis of Spectral Hypercubes (FLAASH)*, baseado no método (*MODTRAN*<sup>4+</sup>) *Moderate Atmospheric Radiance and Transmittance*.

## 2.6 Sensoriamento Remoto Hiperespectral

O sensoriamento remoto hiperespectral ou espectroscopia de imageamento, como a aquisição de imagens (bandas), na qual para cada *pixel*, existe um espectro medido de energia eletromagnética que chega ao sensor. Como os *pixels* da imagem apresentam um valor de radiância e reflectância para cada uma das bandas do sensor, é possível obter um espectro contínuo.

Goetz (1992) *apud* Baptista (2006) conceituou a espectroscopia de imageamento como a aquisição simultânea de imagens num número grande de bandas espectrais contíguas e concluiu que, para analisar esses dados, são necessárias ferramentas poderosas de análise espectral. Enfatizou, ainda, que a quantidade de informações existentes é bastante grande, o que pressupõe processamentos pesados, mas que permitem a obtenção de uma ampla gama de dados.

Os sensores hiperespectrais registram a radiação refletida pelos alvos contidos numa área da superfície (segmento) em forma de imagem, cuja largura e comprimento da faixa imageada dependem do sensor utilizado e da altura de voo<sup>10</sup>.

### **2.6.1 Sensor HSS**

O sensor *HSS* do SIPAM foi fabricado pela SensyTech Inc. (EUA), preparado a partir do projeto comercial da série AHS (*Airborne Hyperspectral Scanner System*), desenvolvido pela empresa há alguns anos com a proposta de possibilitar estudos ambientais diversos (SENSYTECH, 2003, *apud* MOREIRA *et al.*, 2005). O modelo entregue ao SIPAM, catalogado pelo fabricante de AA5201-AHS, difere de versões anteriores do AHS por apresentar uma maior disponibilidade de bandas, implementações na eletrônica e pela capacidade de adquirir imagens a uma maior velocidade de varredura do espelho.

O *HSS* é um sensor de concepção modular, que consiste fisicamente de dois conjuntos destacados de equipamentos, os quais se comunicam através de cabos de alimentação e de transferência de dados: um módulo de controle e um módulo sensor.

O *HSS* foi originalmente instalado numa aeronave C-98 (*Cessna Grand Caravan*), mas tal instalação revelou-se insatisfatória, tendo em vista problemas de gases direcionados ao sensor. Para solucionar essa questão, transferiu-se o sensor para uma aeronave bimotor R-95 Bandeirante.

Um dos módulos do *HSS* é dotado de um receptor GPS (*Global Positioning System*) próprio, que provê os dados necessários ao georreferenciamento das imagens. Seus detectores refrigerados empregam nitrogênio líquido, cujos

---

<sup>10</sup> A altura de vôo determina IFOV (*instantaneous field of view*) e o GFOV (*ground field of view*) da área imageada.



reservatórios são normalmente preenchidos antes de cada vôo. A troca de abertura de coleta, que define geometricamente o campo de visada instantâneo (FOV) do sensor (2,50 ou 1,25 mrad). Originalmente gravados em fita *exabyte*, os dados brutos coletados são atualmente gravados em unidade de disco rígido removível. A ficha técnica do sensor é provida adiante (tabela 1).

Fabricante	Sensys Technologies – Imaging Group (Estados Unidos)
Modelo	AA5201 Airborne Hyperspectral System
Tipo	Imageador de varredur de linha com prisma rotativo de 1 face, tipo cunha, óptica gregoriana afocal
Campo de Visada (FOV)	86° transversal à linha de vôo, com correção automática de rolamento de até $\pm 15^\circ$
Campos de Visada Instantâneos (IFOV)	2,5 mrad ou 1,25 mrad, configurável no solo
Velocidade de varredura	6,25; 12,5; 25; 50 e 100 varreduras/segundo, selecionáveis em vôo pelo operador
Quantização dos dados	12 bits
Bandas espectrais (especificações do sistema; valores reais podem diferir ligeiramente dos apresentados).	20 bandas contíguas entre 0,43 a 1,045 $\mu\text{m}$ 1 banda de 200 $\mu\text{m}$ centrada em 1,65 $\mu\text{m}$ 16 bandas contíguas entre 2,07 a 2,39 $\mu\text{m}$ 7 bandas contíguas entre 3,30 e 5,25 $\mu\text{m}$ 6 bandas contíguas entre 8,20 e 12,70 $\mu\text{m}$

Tabela 1 – Características do HSS

Fonte: Sensys Technologies, 1999

## 2.7 - Comportamento espectral dos solos

O solo pode ser definido como um corpo natural da superfície terrestre cujas propriedades são definidas entre o antagonismo do clima e dos organismos vivos (plantas e animais) sobre o material de origem, condicionado pelo relevo durante um período de tempo.

Quando se faz levantamentos de solos, a cor tem sido usada como critério para diferenciar e caracterizar perfis e horizontes pedológicos. É a maneira como os seres humanos, a partir dos olhos, “medem” a luz visível refletida pelos alvos e, por experiência prática, aprende-se a correlacionar a ocorrência de alguns componentes, como a matéria orgânica e óxidos de ferro, com as cores dos solos.

Quando a radiação eletromagnética penetra apenas a finíssima camada da superfície dos alvos, limitada aos primeiros 10 a 50 micrômetros de espessura, interage com a superfície e define feições espectrais em determinado comprimento de onda, com formas e intensidade muito bem definidas e próprias do material. Ou seja, são as feições de absorção ou picos negativos que identificam os átomos e moléculas dos constituintes presentes no material, embora o que um sensor mede é a energia refletida, cuja característica de reflectância depende do tipo de estrutura interna dos constituintes, do tamanho dos seus raios atômicos, das forças de ligação, das impurezas iônicas contidas no material.

A reflectância do solo, não somente da luz visível, mas também de todos os outros comprimentos da faixa do espectro óptico, é uma propriedade cumulativa que deriva do comportamento espectral dos constituintes minerais, orgânicos e fluidos que, combinados, compõe os solos. As variações espectrais entre os diferentes tipos de solos estão normalmente associadas a processos de absorção da radiação eletromagnética atribuídas a esses componentes (MADEIRA NETTO, 2001).

Segundo Moreira (2005), os parâmetros do solo que influenciam a radiação eletromagnética da superfície são vários, porém a literatura cita como mais importantes os óxidos de ferro, a umidade, a matéria orgânica, a granulometria, a mineralogia da argila e o material de origem. Além desses fatores, têm sido citados a cor do solo, a capacidade de troca catiônica, as condições de drenagem interna do solo, a temperatura, a localização etc.

Os solos tropicais são altamente intemperizados, devido principalmente ao clima quente e úmido. Sua mineralogia é caracterizada por argilominerais, óxidos de ferro e alumínio, na fração argila, e quartzo nas frações silte e areia. Os

componentes citados acima são de fundamental importância para extração de informações dos solos.

No Brasil e em várias outras partes do planeta, a goethita ( $\text{FeOOH}$ ) e a hematita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) são as mais frequentes ocorrências de minerais de ferro férrico ( $\text{Fe}^{3+}$ ) ou ferroso ( $\text{Fe}^{2+}$ ) encontrados em solos tropicais. A existência de ferro geralmente causa aumento na reflectância no vermelho ( $0,6 - 0,7 \mu\text{m}$ ), e no amarelo ( $0,4 - 0,5 \mu\text{m}$ ). Devido ao emparelhamento magnético de íons  $\text{Fe}^{3+}$ , fenômeno conhecido como processo de dupla excitação, identificado por Sherman & Waite (1985) responsável pelo aparecimento de novas feições de absorção por causa da excitação simultânea de dois íons de  $\text{Fe}^{3+}$ .

Quanto ao íon ferroso  $\text{Fe}^{2+}$ , este ocupa posições octaédricas ligeiramente distorcidas, apresentando um par de bandas de absorção próximo a  $1,0 \mu\text{m}$ , em virtude de uma transição permitida pela regra do spin (MENESES, 2001).

Tomando-se outro exemplo, bastante familiar e de uso prático dos pedólogos, usar a cor do solo para estabelecer diferenças entre aqueles solos ricos em goethita (amarelos) dos ricos em hematita (vermelhos). Sherman & Waite (1985) explicaram que essa diferença de cor é uma transição pelo efeito cristalino  $2 ({}^6 A_1) = 2 ({}^4 T_1)$  que ocorre em  $0,48 \mu\text{m}$  para a goethita e em  $0,53 \mu\text{m}$  para a hematita (figura 11), bem próximos aos comprimentos de onda correspondentes às cores amarelas e vermelha.

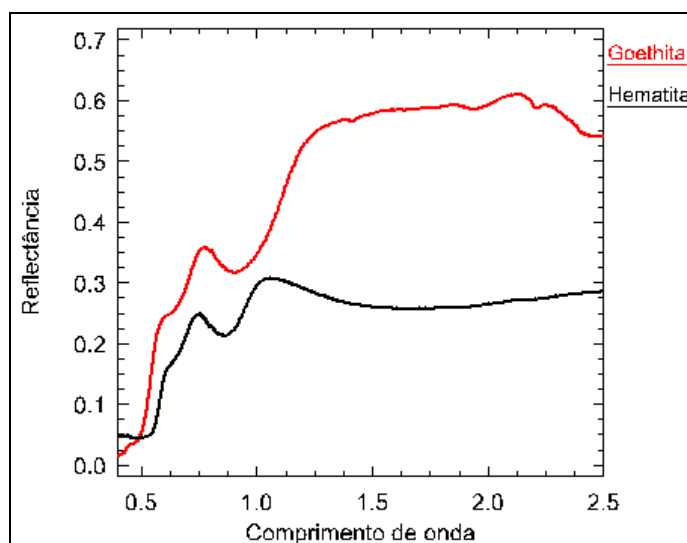


Figura 11 – Espectros de reflectância da goethita e da hematita (USGS, CLARK *et al.*, 1993).

O espectro do tipo A da figura 12 é representativo dos solos praticamente desprovidos de óxidos de ferro e tem como característica principal a forma convexa

no intervalo espectral de 0,4 a 1,3  $\mu\text{m}$ . O do tipo B representa os solos ricos em óxidos de ferro e apresentam as feições características desses minerais: uma banda intensa e larga centrada em 0,95  $\mu\text{m}$ , uma centrada em 0,65  $\mu\text{m}$  e outra entre 0,45 e 0,53  $\mu\text{m}$ . O tipo C representa os solos ricos em minerais opacos como a magnetita e a ilmenita. A característica principal é a forma relativamente plana além dos comprimentos de 0,75  $\mu\text{m}$  e o baixo albedo (MADEIRA NETTO, 2001).

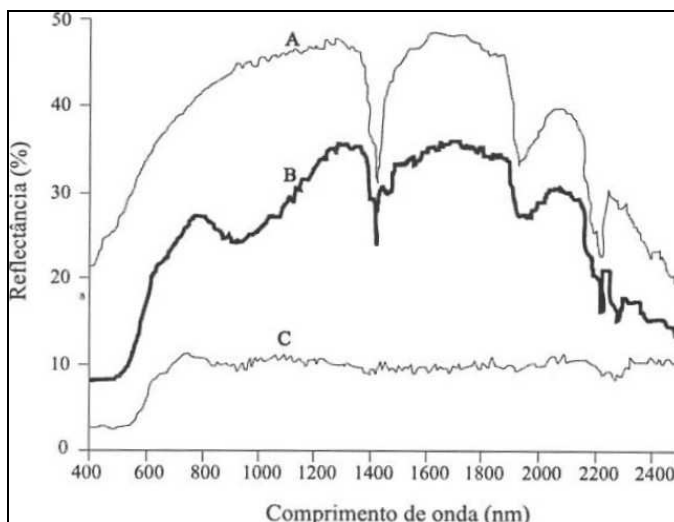


Figura 12 – Espectros de reflectância de três amostras de solos representativos dos três tipos principais de composição mineralógica. (A) praticamente sem óxido de ferro; (B) teores elevados em óxidos de ferro e praticamente sem minerais opacos; (C) teores elevados em óxidos de ferro e presença de minerais opacos.

Nas regiões tropicais, os argilominerais mais freqüentes nos solos são a caulinita, gibbsita e a montmorilonita. Os espectros de reflectância desses três minerais apresentam intensas feições de absorção na região do infravermelho de ondas curtas, centradas respectivamente, 1,4 $\mu\text{m}$ , 2,2 $\mu\text{m}$  e 2,26 $\mu\text{m}$ , devidas as transições vibracionais do tipo *overtones* e a *combination tones*.

Na região de Manaus, normalmente, coexistem a caulinita e a gibbsita. A caulinita ( $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ ) é um argilo-mineral de alumínio hidratado do tipo 1:1, sendo o de maior ocorrência nos solos tropicais. Ele é formado por meio do intemperismo químico, pela hidrólise parcial, em condições de drenagem menos eficientes, onde todo o potássio é totalmente eliminado pela quebra d' água, e permanecendo 66% da sílica no mineral.

Hunt *et al.* (1973) consideram que a intensidade da feição da caulinita em 2,2  $\mu\text{m}$  (figura 3) está associada às duas camadas dioctaédricas da estrutura do mineral. As

moléculas de água presentes neste mineral promovem uma pequena absorção em 1,9  $\mu\text{m}$ ; esta feição envolve a vibração de dobramento da ligação H-O-H e, na ausência de água molecular, é decorrente, quase na sua totalidade, do processo vibracional da hidroxila constitucional.

Solos que foram submetidos a intenso intemperismo, como os Latossolos, localizados nas antigas superfícies, podem apresentar grande quantidade de gibbsita ( $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ ) na sua composição. Este óxido de alumínio apresenta feições espectrais devido as vibrações das hidroxilas ( $\text{OH}^-$ ), especificamente, no infravermelho próximo e de ondas curtas, onde estão localizadas as absorções harmônicas de estiramento (2s em 1,55  $\mu\text{m}$ ) e a combinação dos modos de dobramento e estiramento (d+s em 2,3  $\mu\text{m}$ ), (figura 13).

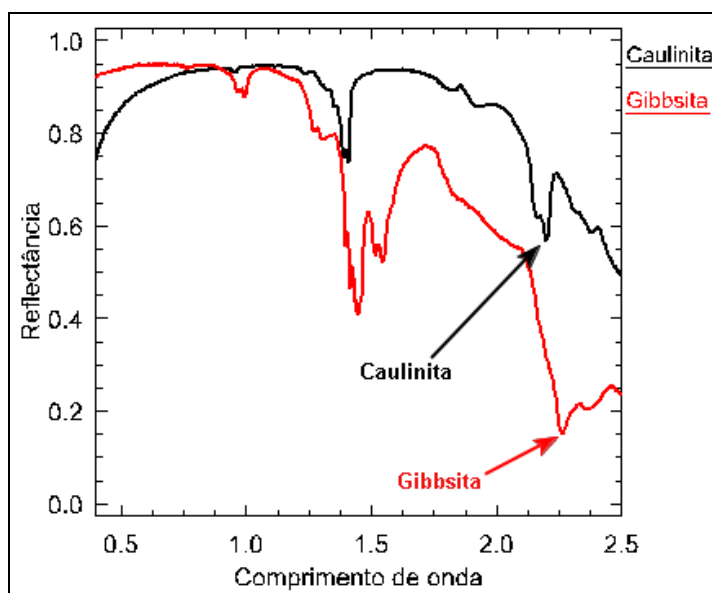


Figura 13 – Espectros de reflectância da caulinita e da gibbsita (USGS, CLARK *et al.*, 1993).

O material orgânico é aquele constituído por restos vegetais e animais, originários de resíduos vegetais em diferentes estágios de decomposição, fragmentos de carvão finamente divididos, substâncias húmicas, biomassa meso e microbiana, e outros compostos orgânicos naturalmente presentes no solo, os quais podem estar associados a material mineral em proporções variáveis, e o solo será considerado orgânico quando o teor de carbono for igual ou maior que 80g/kg (EMBRAPA, 2006).

A quantidade de matéria orgânica no solo tem significativo impacto nas características de reflectância espectral dos solos expostos. Geralmente, quanto maior a quantidade de matéria orgânica, maior será a absorção da energia incidente e menor a reflectância espectral.

Os efeitos de remoção da matéria orgânica sobre os espectros de reflectância de três tipos de solos demonstraram um menor reflectância na faixa espectral de 0,4 a 2,5  $\mu\text{m}$  (DEMATTE & GARCIA, 1999).

As três curvas espectrais da figura 14 são exemplos de solos com porcentagens de conteúdo orgânico diferentes, mas que possuem também presenças de porcentagens diferentes de óxidos de ferro. Para verificar melhor as relações espectrais entre as três amostras, são apresentados espectros das amostras com matéria orgânica (linhas mais escuras) e após a retirada da matéria orgânica (linhas mais finas).

Quando o teor de ferro é próximo de zero, a reflectância aumenta para o intervalo de 0,4 a 2,5  $\mu\text{m}$  (figura 14a). Para os solos com um teor alto de óxidos de ferro e nenhum mineral opaco, a eliminação da matéria aumenta a reflectância nos comprimentos abaixo de 0,6  $\mu\text{m}$  e diminui para o restante do espectro (figura 14b). Para os solos ricos em materiais opacos (magnetita e ilmenita), a reflectância de mantém em quase todo o espectro após a remoção da matéria orgânica (figura 14c). (MADEIRA NETTO, 1993).

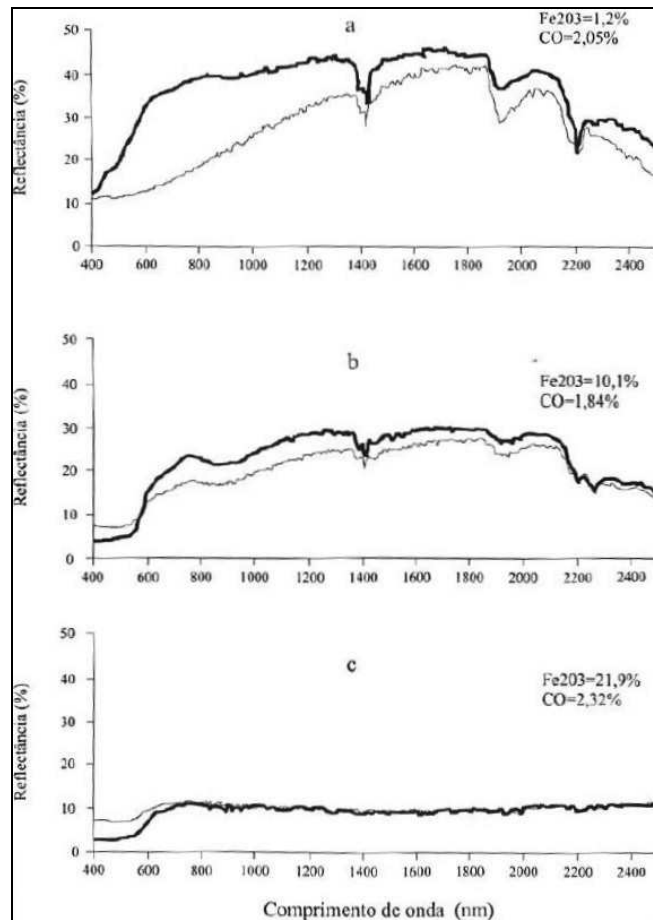


Figura 14 – Espectro de reflectância de três amostras de solos antes e depois da remoção da matéria orgânica. (MADEIRA NETTO, 1993)

O efeito da água na reflectância do solo causa a ocorrência de bandas de absorção centradas em 0,76  $\mu\text{m}$ , 0,94  $\mu\text{m}$ , 0,97  $\mu\text{m}$ , 1,19  $\mu\text{m}$ , 1,45  $\mu\text{m}$  e 1,94  $\mu\text{m}$ , causando decréscimo geral de reflectância em todos comprimento de ondas. (CURCIO & PETTY, 1951 *apud* MADEIRA NETTO, 2001).

Os solos argilosos possuem partículas que estão arranjadas mais próximas umas das outras e os espaços intersticiais entre as partículas de solo são muito pequenos. Por outro lado, as partículas arenosas são grandes e, portanto, conterão maiores espaços de ar intersticial. Quando ocorre uma precipitação, ou quando a água que está em profundidade sobre dentro do horizonte, as partículas individuais podem ficar envolvidas por uma fina membrana de água capilar.

Quanto mais fina a textura, maior a capacidade do solo em manter um alto conteúdo de umidade quando ocorrem precipitações. Quanto maior a umidade do solo, maior será a absorção de energia radiante incidente e, portanto, menor será a quantidade de luz refletida (JENSEN, 2009).

O efeito da granulometria na reflectância dos solos demonstraram haver relação inversa entre o tamanho das partículas e a reflectância. Quanto menor for o tamanho das partículas, maior será o albedo dos solos. As partículas menores apresentam superfície mais uniforme, com o número menor de poros para absorver a luz incidente, enquanto a maior granulometria cria superfícies irregulares, propiciando um menor sombreamento e maior retroespalhamento interno.

No campo, a reflectância de solos não-pertubados tendem a mostrar resultados inversos aos obtidos em laboratório, i.e., a reflectância dos solos argilosos é normalmente inferior à dos solos arenosos. A explicação para isso é que a estrutura dos solos de textura mais fina em condições não-pertubadas normalmente forma agregados de maior tamanho que a areia (MYERS & ALLEN, 1968). Esse efeito da estrutura do solo, sobrepondo-se à textura e causando a mudança da reflectância esperada, foi confirmado por Orlov (1966), com medidas feitas em amostras de solo Podzol (MADEIRA NETTO, 2001).



## **CAPÍTULO 3**

### **MATERIAL E MÉTODOS**

#### **3.1 Aquisição e Processamento da Imagem *HSS***

##### **3.1.1 Aquisição da Imagem *HSS***

##### **3.1.2 Pré-Processamento e Correção Atmosférica da Imagem *HSS***

#### **3.2 Pré-Identificação das Classes de Solos nas Cenas e Seleção dos Locais de Amostragem em Campo**

#### **3.3 Obtenção do Fator de Reflectância Bidirecional (FRB) em Laboratório e das Análises Físico-Químicas e Mineralógicas (Difratométricas)**

#### **3.4 Correlação Entre as Características dos Solos e Dados Espectrais do Sensor (*HSS/FRB*) e Análises Físico-Químicas e Mineralógicas (Difratométricas).**

#### **3.5 – Identificação dos Teores de Argila**

Este capítulo descreve os procedimentos e materiais adotados para alcançar os objetivos definidos no Capítulo 1. A figura 15 sintetiza os procedimentos adotados na execução da metodologia empregada no trabalho.

À abordagem sobre solos na área de sensoriamento remoto será adotado o conceito de solo geológico ou solo físico correspondente ao que denominamos de “rocha decomposta” (GUERRA 2009). Estão inclusos também fragmentos proveniente de depósito artificial de qualquer tipo de material removido pelo homem, locais estes, denominados de aterros.

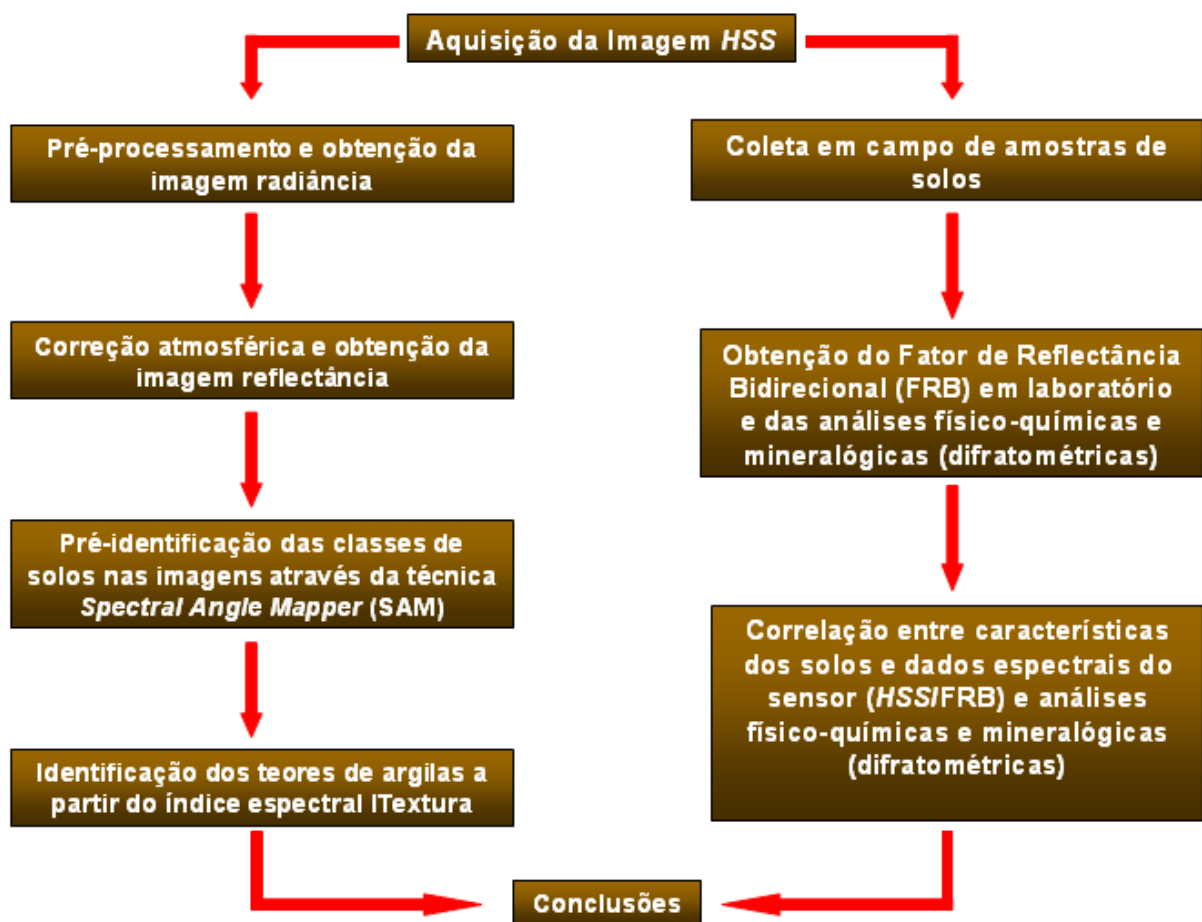


Figura 15 – Metodologia adotada na execução do trabalho

### 3.1 Aquisição e Processamento da Imagem HSS

Para a realização do estudo espectral dos solos foram utilizadas duas cenas, as quais foram radiometricamente processadas e atmosféricamente corrigidas antes da pré-identificação das classes de solos nas cenas e, posteriormente, seleção dos locais de amostragem em campo.

#### 3.1.1 Aquisição da Imagem HSS

As cenas utilizadas neste trabalho foram adquiridas em duas campanhas de vôos (figura 10). A cena 1 foi obtida no dia 16 de dezembro de 2007, às 12:58:00 GMT (-3 horas no horário local, no ponto central da cena). A cena 2 foi obtida no dia 06 de junho de 2007, às 15:23:00 GMT (-3 horas no horário local, no ponto central da cena). As duas imagens HSS compostas de 37 bandas foram adquiridas com o IFOV de 2,5 mrad, a uma altura de voo de aproximadamente 1192 m sobre o terreno, o que resultou num GIFOV<sup>11</sup> médio de 3 m em média ao longo da faixa imageada.

#### 3.1.2 Pré-Processamento e Correção Atmosférica da Imagem HSS

As imagens radiância em  $\mu\text{W}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{sr}^{-1}\cdot\text{nm}^{-1}$  usadas neste trabalho foram obtidas utilizando-se o aplicativo de processamento “AHS Import Utility Program” do próprio fabricante do sensor. Através deste aplicativo transformou-se o formato inicial binário para o formato “BIL<sup>12</sup>”. Neste processamento se converteu as bandas do espectro refletido ou números digitais para valores de radiância (*Reflective Calibration*), assim como os arquivos auxiliares gravados junto ao arquivo binário da imagem, entre eles, as informações do voo e os parâmetros necessários para correção atmosférica.

Para a correção atmosférica e redução dos dados HSS de radiância para reflectância de superfície, foi utilizado o aplicativo FLAASH (RESEARCH SYSTEMS, 2000).

---

<sup>11</sup> Campo de visada instantâneo na superfície (do inglês, *Ground Instantaneous Field Of View – GIFOV*).

<sup>12</sup> BIL – *Band Interleaved by Line*

Conforme descrito Guia do Usuário, ITT Visual Information Solutions (2008) *apud* Lisita & Moreira (2009), o FLAASH emprega o código de transferência radiativa MODTRAN+4 (*Moderate Resolution Transmittance*), corrigindo comprimentos de onda no visível, infravermelho próximo e infravermelho de ondas curtas, até 3  $\mu\text{m}$ .

Nas opções do FLAASH, a coluna de vapor d'água pode ser restaurada com base no processamento pixel-a-pixel, usando a radiância média de dois conjuntos de canais. Um conjunto de canais relaciona-se à absorção por vapor d'água e o outro é um conjunto de referência, posicionado em janelas atmosféricas sem influências de absorção. Se as imagens hiperespectrais incluem a presença dos canais apropriados, então a coluna de vapor d'água pode ser estimada através da razão dos valores desses dois conjuntos de canais. O espalhamento também pode ser estimado em uma abordagem similar de razão de bandas disponibilizada no FLAASH, com a proposta de uma melhor adequação da correção (LISITA & MOREIRA, 2009).

Neste aplicativo foram utilizados os seguintes parâmetros do imageamento: a coordenada, a elevação do terreno a altitude de voo e o horário. A elevação do terreno nos referidos pontos das cenas, 50 m acima do nível médio do mar, foram obtidas no modelo digital de elevação do SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), e as demais informações foram obtidas com os registros do (Sistema de Posicionamento Global) GPS do sensor, todos os parâmetros citados acima estão disponíveis nos arquivos auxiliares das cenas.

### **3.2 Pré-Identificação das Classes de Solos nas Cenas e Seleção dos Locais de Amostragem em Campo.**

O processo de detecção através de dados de sensores hiperespectrais explora o fato de que muitos materiais apresentam bandas de absorção que são diagnósticas de sua presença na cena. Quanto melhor for a resolução espectral disponível, mais facilmente a análise dos alvos poderá ser caracterizada e também comparadas com dados de bibliotecas espectrais, que fazem a ligação das medidas de sensoriamento remoto com aquelas obtidas em laboratório. Tal aproximação é válida uma vez que a interação física básica em laboratório e as propriedades espectrais medidas em sensoriamento remoto são as mesmas, com as devidas considerações de escala e textura (MUSTARD & SUNSHINE, 1999)

A técnica do mapeamento por ângulo espectral – SAM, do inglês *Spectral Angle Mapper*, está sendo amplamente utilizada em estudos mineralógicos e pedológicos. Análise deste mapeamento tem como objetivo uma pré-identificação dos diferentes tipos de solos nas cenas e para ambos os processamentos foram utilizados espectros de referência obtidos com a média de 5 *pixels*, selecionadas visualmente nas cenas. Foram coletadas 13 amostras de solos, extraídas da camada superficial (0 a 20 cm da superfície) e de locais distintos.

O Mapeador de Ângulo Espectral (Spectral Angle Mapper - SAM) (KRUSE *et al.*, 1993) é um classificador que permite o mapeamento rápido, utilizando um algoritmo que determina a similaridade espectral entre dois ou mais espectros, calculando o ângulo entre os espectros e associando como vetores em um espaço com dimensionalidade igual ( $n$ -dimensional) ao número de bandas.

Dois espectros do mesmo material, submetidos a diferentes condições de iluminação, estariam posicionados no mesmo eixo, sendo que o mais bem iluminado estaria mais afastado da origem em relação ao outro. Vetores em eixos diferentes representam materiais diferentes, sendo a separação angular entre eles um indicativo da dissimilaridade espectral, ou seja, quanto mais próximos os eixos, mais similares seriam os espectros (MOREIRA, 2008).

A equação do classificador SAM, segundo (KRUSE *et al.*, 1993).

$$\cos^{-1} \left( \frac{\bar{t} \cdot \bar{r}}{\|\bar{t}\| \cdot \|\bar{r}\|} \right);$$

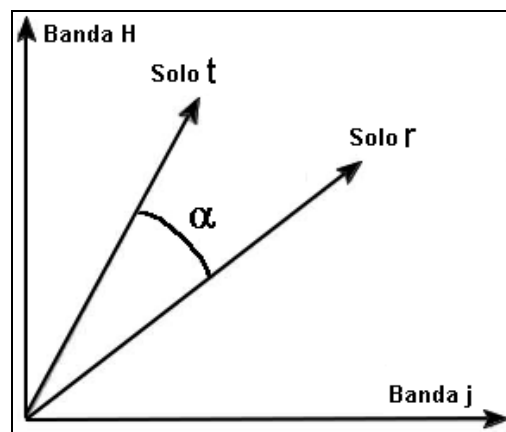


Figura 16 - Ilustração do ângulo espectral entre curvas espectrais de dois solos diferentes (A e B) medido pela técnica de mapeamento por ângulo espectral (Adaptado de KRUSE *et al.*, 1993).

onde

$t$  - o espectro desconhecido

$r$  - o espectro de referência

$\alpha$  - é o ângulo de entre os dois vetores em questão, no sistema de coordenadas definido pelo espaço de atributos  $n$ -dimensional.

Uma característica importante do SAM é que ela não é sensível a diferenças de amplitude entre os espectros, e está relacionada somente com a forma do espectro (Novo, 2008), ou seja, quando esta técnica é usado em dados de reflectância calibrada, é relativamente insensível à iluminação e aos efeitos do albedo, pois usa a direção do espectro e não o comprimento.

### 3.3 Obtenção do Fator de Reflectância Bidirecional (FRB) em Laboratório e das Análises Físico-Químicas e Mineralógicas (Difratométricas)

As amostras utilizadas foram secas em estufa a 60 °C, por um período de 48 horas. Isto se fez necessário para padronizar a condição de umidade. Após o preparo, as amostras foram acondicionadas em recipientes com área de 50 cm<sup>2</sup>, formando uma camada de solo de 5 cm de espessura (figura 17) eliminando, assim, as possíveis interferências do fundo do recipiente durante a medição da radiância espectral.



Figura 17 – Acondicionamentos das amostras e obtenção dos dados radiométricos

Para a obtenção de dados radiométricos dos solos, as medições de radiância foram realizadas no Instituto de Estudos Avançados (IEAv), organização do Comando da Aeronáutica sediada em São José dos Campos – SP, no Laboratório de Radiometria e Caracterização de Sensores Ópticos (LaRaC) (figura 18), utilizando o espectrorradiômetro da ASD (Analytical Spectral Devices) FieldSpec® Pro. As medições foram realizadas com a temperatura variando entre 18 e 20 °C e com umidade relativa entre 50 e 70 %. Este equipamento apresenta os dados em intervalos de 1 nm na faixa espectral de 0,35 a 2,5 µm.



Figura 18 - Visão geral do Arranjo experimental utilizado nas medições Espectrais no LaRac (MELO *et al.* 2009).

Para as medições foi utilizada a cabeça sensora, com o campo de visada (FOV) de  $25^\circ$ , do espectrorradiômetro posicionada em uma geometria de visada vertical, ao nadir, a uma altura de aproximadamente 4 cm do topo alvo, o que resulta em uma projeção da visada de aproximadamente 3 cm de diâmetro sobre a amostra. O iluminador utilizado foi o ASD Pro-Lamp, que consiste de uma lâmpada halógena de tungstênio de 50 W alimentada por uma fonte de tensão de corrente contínua. Este foi fixado em um tripé, e posicionado a 25 cm de distância da amostra em uma visada oblíqua, com ângulo zenital de  $45^\circ$ .

Utilizou-se uma placa de Spectralon, de modelo SRT-99-120 da Labsphere, que possui uma reflectância próxima a 100%, de acordo com o certificado de calibração fornecido pelo fabricante, podendo ser considerada uma superfície aproximadamente Lambertiana ao longo dos comprimentos de onda utilizados (MELO *et al.* 2009).

Devido ao período de obtenção das amostras foram necessários vários dias de medições, ao longo dos quais as condições do laboratório poderiam ser modificadas. Portanto, para todo início de sessão foram tomadas medidas da placa de Spectralon, garantindo que a geometria de aquisição fosse a mesma durante as medidas.

A razão entre a radiância espectral refletida pela superfície de uma amostra de solo e a radiância espectral refletida pela placa de referência Spectralon, como mostra a equação abaixo, sob as mesmas condições de iluminação e geometria de



aquisição, forneceu o Fator de Reflectância Bidirecional Espectral da amostra (FRBE amostra).

$$\text{FBRE}_{\text{amostra}}(\lambda) = \frac{L_{\text{amostra}}(\lambda)}{L_{\text{placa}}(\lambda)}$$

onde:  $\text{FBRE}_{\text{amostra}}(\lambda)$  é o Fator de Reflectância Bidirecional Espectral;  $L_{\text{amostra}}(\lambda)$  e  $L_{\text{placa}}(\lambda)$  são a Radiância da amostra e da placa de Spectralon.

Entretanto, a refletância absoluta de um alvo, conforme Moreira (2008), pode ser calculada multiplicando-se o fator de refletância bidirecional da amostra pelo fator de reflectância da placa, fornecido pelo fabricante, obtendo:

$$R_{\text{amostra}}(\lambda) = \text{FBRE}_{\text{amostra}}(\lambda) * C_{\text{placa}}(\lambda)$$

onde:  $R_{\text{amostra}}(\lambda)$  é a refletância absoluta da amostra; e  $C_{\text{placa}}(\lambda)$  é a reflectância da placa de referência, fornecido pelo fabricante.

As análises mineralógicas das amostras foram feitas por difratometria de raios-X utilizando-se o método do pó, entre  $2^\circ$  e  $80^\circ 2\theta$ . O difratômetro utilizado foi o modelo XRD 6000 da SHIMADZU, instalado no Laboratório de Difração de Raios-X do Departamento de Geociências da Universidade Federal do Amazonas – UFAM.

Segundo Resende *et al.* (2005), a difratometria de raios-X é a principal técnica para a identificação de compostos cristalinos. Isto é particularmente válido quando há mais de uma fase cristalina (mais de um mineral), situação comum nos solos.

O princípio da interpretação dos difratogramas nada mais é que a aplicação da Lei de Bragg e consiste no cálculo da distância (d)<sup>13</sup> entre os planos atômicos,

---

<sup>13</sup> A distância (d) entre os planos atômicos constitui característica intrínseca do mineral, a exemplo de sua densidade, índice de refração, ângulo óptico etc.,sendo, portanto, o principal parâmetro de identificação dos minerais presentes em uma amostra.

após a localização exata dos picos ou das reflexões correspondentes a um determinado ângulo  $2\theta$ . A expressão desses picos (o tamanho, a intensidade etc.) vai ser determinada pela natureza cristalográfica. Cada mineral tem a(s) sua(s) ficha(s) padrão (ões) com a intensidade relativa de cada pico (RESENDE *et al.*, 2005).

As análises físico-químicas foram enviadas ao laboratório da Embrapa Amazônia Ocidental (Manaus-AM), onde foram determinados os teores de matéria orgânica e ferro (Fe), assim como a determinação dos teores de areia total, silte e argila total (análises física).

### **3.4 Correlação Entre as Características dos Solos e Dados Espectrais do Sensor (HSS/FRB) e Análises Físico-Químicas e Mineralógicas (Difratométricas).**

Para estabelecer as relações entre dados espectrais e constituintes dos solos, a análise de correlação foi aplicada com base nos espectros de laboratório (FRB) e da imagem (HSS) para as 13 amostras. Primeiro, foram analisadas as relações dos constituintes físico-químico dos solos entre si. Depois, Para se alcançar maior precisão na aferição da similaridade entre os espectros obtidos, é necessário que os dados de laboratório tenham a mesma resolução espectral dos dados HSS, ou seja,  $0,03 \mu\text{m}$ . Convolucionar os dados HSS para os de laboratório seria bem mais complicado, uma vez que os dados radiômetros possuem uma resolução bem mais refinada, cerca de  $0,001 \mu\text{m}$ .

Foi utilizado um procedimento de convolução de espectros, por meio do módulo *spectral resampling* do software ENVI®. Os dados espectrais foram convolucionados utilizando-se a função de resposta do sensor HSS, por meio de um arquivo ASCII, com a informação da largura a meia altura (FWHM).

Para cada amostra obtida no campo adotou-se, nos espectros de laboratório e do HSS, as faixas de  $0,43$  a  $1,0 \mu\text{m}$  e  $2,0$  a  $2,37 \mu\text{m}$  para a verificação de correlação entre essas duas variáveis. Diagramas de espalhamento foram gerados para descrever estas relações. Nestas análises foi desprezada a faixa espectral de  $1,0 \mu\text{m}$  a  $2,0 \mu\text{m}$ , para ambos os sensores. A escolha do melhor ajuste das curvas em relação aos diagramas de espalhamento, para um dado comprimento de onda, foi feita com o seguinte critério: o maior valor do coeficiente de correlação linear com

o menor erro padrão. Para isso, considerou-se que os dados espectrais seguiam uma distribuição normal.

Por fim, foram gerados difratogramas ( $2^\circ$  e  $80^\circ 2 \theta$ ) e comparados com os espectros de laboratório e do *HSS*. Para compará-los, verificam-se as variações nos picos dos difratogramas com as bandas de absorção dos espectros.

### 3.5 – Identificação dos Teores de Argila

Para a identificação dos teores de argila através da matemática de bandas, obteve-se um índice espectral adaptado de Baptista *et al.* (2000). Para solucionar o problema de operacionalização do índice espectral elaborado por Baptista *et al.* (2000), foi desenvolvido o índice espectral ITextura, baseado no método de razão de duas bandas. O índice ITextura possibilita a determinação do teor de argila nos solos, usando apenas o mineral caulinita.

Para a realização desses teores de argila utilizou-se o aplicativo ENVI®, nos seus módulos *band math* e *density slice*, para fatiamento do resultado e geração do produto final.

A matemática de banda proposta para a espacialização dos teores de argila por meio dos dados *HSS* e laboratoriais.

$$\text{ITextura} = [\text{float} (B2 - B1) / B2]$$

onde ITextura é o índice espectral proporcional aos teores de argila dos solos; B2 a banda correspondente ao ponto de máxima reflectância, a  $1,583 \mu\text{m}$ ; B1 a banda de absorção da caulinita,  $2,209 \mu\text{m}$  (adequado para o *HSS*).

Para validar o índice espectral, foi realizada correlação para os dois sensores. No sensor *HSS*, obteve-se da imagem os valores do índice, e posteriormente comparados com os valores dos pontos amostrados no campo. Com os valores da imagem e laboratório, realizou-se regressão linear entre ITextura (variável dependente no sensor *HSS*) e a porcentagem de argila em laboratório (variável independente), assim como, a realização da regressão linear entre ITextura (variável dependente no sensor FieldSpec) e a porcentagem de argila em laboratório (variável dependente).

## **CAPÍTULO 4**

### **RESULTADOS E DISCUSSÃO**

#### **4.1 Processamento das Imagens *HSS***

##### **4.1.1 Pré-Processamento (Obtenção da Imagem Radiância)**

##### **4.1.2 Correção Atmosférica (Obtenção da Imagem Reflectância)**

#### **4.2 Pré-Identificação das Classes de Solos nas Imagens e Seleção das Áreas de Amostras de Campo.**

#### **4.3 Correlações Entre Características dos Solos e Dados Espectrais do sensor (*HSS*) e Curvas Espectrais de Laboratório (FRB)**

##### **4.3.1 Relações Entre Constituintes Físico-Químicos**

##### **4.3.2 Atributos do Solo Versus Reflectância Terrestre (Fieldspec) e do Sensor (*HSS*)**

##### **4.3.3 Espectrorradiometria de Reflectância Versus Difractometria de Raios-X**

##### **4.3.4 Correlação Entre os Dados Espectrais *HSS* (Sensor) e Fieldspec (Laboratório)**

#### **4.4 Identificação dos Teores de Argila**

## 4.1 Processamento das Imagens HSS

### 4.1.1 Pré-Processamento (Obtenção da Imagem Radiância)

Existem possibilidades de correções geométricas no aplicativo “*AHS Import Utility Program*”, tais como: *S-Bend Correction*, *V/H Correction*, *Thermal Calibration* e *Reflective Calibration*. As melhorias apresentadas por estas opções ocorrem no aspecto visual da imagem, mas buscando-se preservar a radiometria da imagem, nenhuma dessas opções foram utilizadas (figura 19). Ressalta-se que nas etapas de pré-processamento não foram feitas correções geométricas, principalmente o georreferenciamento.

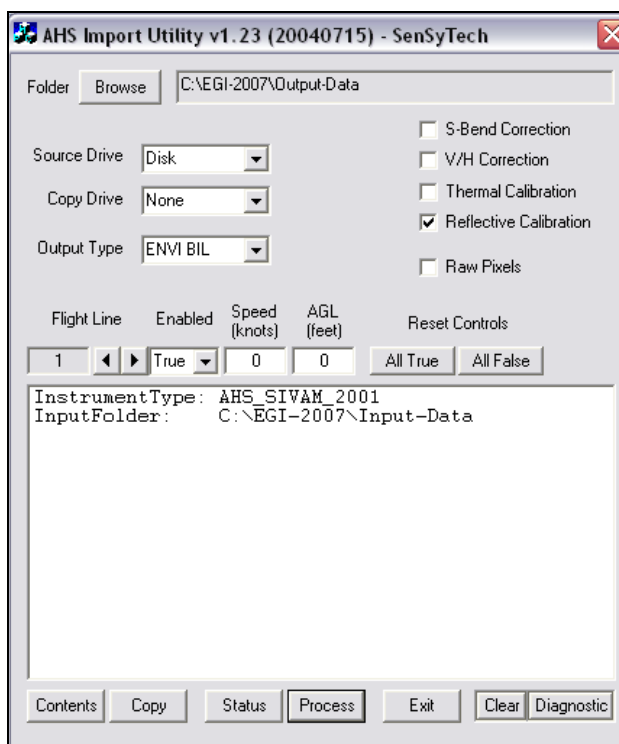


Figura 19 – Aplicativo “*AHS Import Utility Program*”.

### 4.1.2 Correção Atmosférica (Obtenção da Imagem Reflectância)

Nesta etapa de conversão de radiância para reflectância de superfície, o algoritmo *modtran4+* do módulo FLAASH, realiza ajustes, principalmente, nos níveis de oxigênio (banda 10), dióxido de carbono (banda 22 e banda 23) e vapor d’água (banda 14, banda 18 e banda 19) para cada *pixel* da imagem. Como resultado, esse método elimina as bandas de absorções causadas pelos gases citados acima, conforme se pode notar nos espectros apresentados na figura 20, obtidos para o mesmo *pixel*.

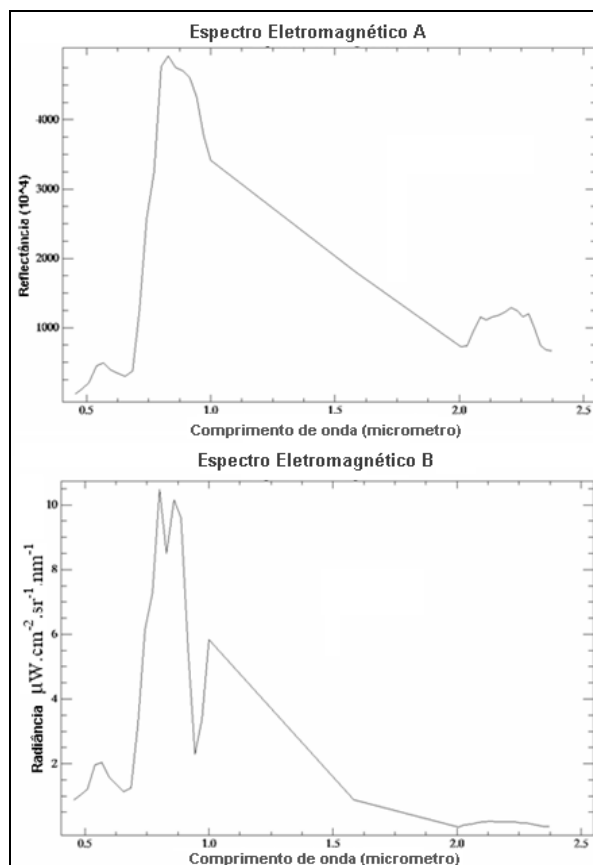


Figura 20 – Espectros obtidos a partir dos dados *HSS*. Espectro Eletromagnético A – Reflectância de superfície obtida pelo programa FLAASH, mostrando a remoção das bandas de absorção dos gases. Espectro Eletromagnético B – Radiância ( $\mu\text{W}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{sr}^{-1}\cdot\text{nm}^{-1}$ )

Por causa da variabilidade da concentração atmosférica nas imagens, principalmente em função do vapor d'água causado pela maritimidade<sup>14</sup>, foram efetuados diversos processamentos com a variação de parâmetros no FLAASH, a fim de obter uma melhor correção atmosférica.

Utilizou-se praticamente os mesmos parâmetros descrito por Moreira (2008) para se obter uma melhor correção atmosférica. As principais diferenças obtidas foram para a correção do vapor d'água, concentração de  $\text{CO}_2$  e do não desvio espectral do canal 19.

Moreira (2008) avaliou que o pico de absorção do vapor d'água deveria ocorrer no canal 18, correspondente à banda de  $0,944 \mu\text{m}$ , entretanto, verificou-se que o pico de absorção ocorreu no canal 19, cujo posicionamento informado na calibração foi de  $0,971 \mu\text{m}$  e, portanto, deveria ser menos susceptível à absorção pelo vapor d'água atmosférico. O desvio espectral encontrado pelo referido autor

<sup>14</sup> Entende-se por maritimidade neste trabalho, a proximidade de corpos d'água.

nas 20 primeiras bandas VNIR são da ordem de  $0,017\mu\text{m}$ . Segundo Moreira (2008), os aspectos relacionados à manutenção do conjunto óptico do sensor, realizados posteriormente à calibração espectral do fabricante em 2004, podem ter motivado tal desvio espectral.

A correção atmosférica, cujos espectros das cenas que melhor se ajustaram aos espectros de campo (figura 21), foi obtida com o modelo Tropical de atmosfera e o modelo Urbano de aerossóis, sem a utilização da opção de processamento com a estimativa K-T (Kauffman-Tanré) de aerossóis, ou da estimativa *WR* (*Water Retrieval*) de vapor d'água. Para a correção do vapor d'água foi utilizada a opção de multiplicador *WCM* (*Water Column Multiplier*) com valores 0,45 a 60. Na estimativa de visibilidade da cena, foi assumida a visibilidade inicial de 40 km. A concentração de gás carbônico utilizado está em torno de dois valores, 250 e 390 ppm (parte por milhão) e, por fim, não foi deslocado as 20 primeiras bandas do VNIR, como exposto por Moreira (2008).

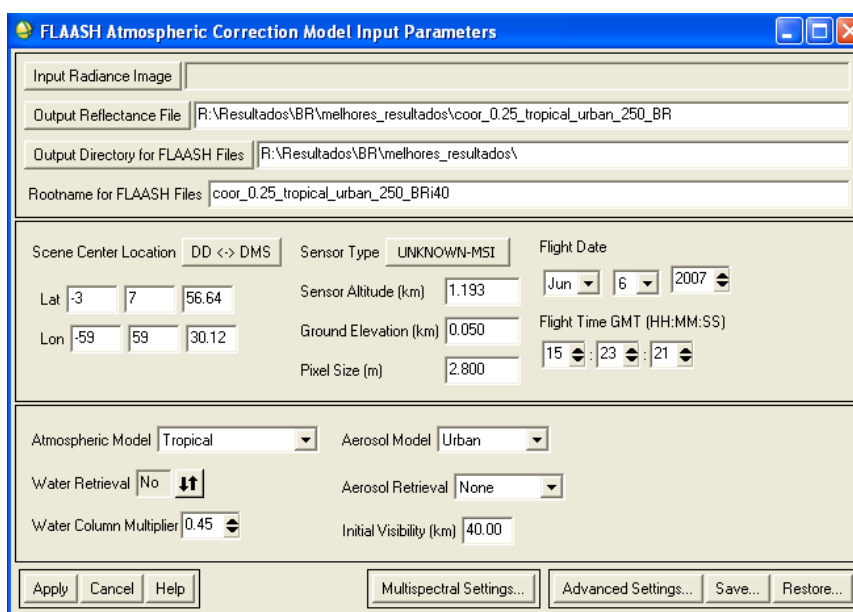


Figura 21 – Principais parâmetros utilizados no aplicativo FLAASH para correção atmosférica.

Os valores próximos de 390 ppm do  $\text{CO}_2$  estão de acordo com as concentrações atuais, mas valores próximos de 250 ppm não estão condizentes com a atmosfera atual. Segundo Mouvier (1997), atualmente, a concentração de gás carbônico na atmosfera está em torno de 350 ppm, enquanto não passava de 280 ppm antes da era industrial, ou seja, por volta de 1850. Sua concentração continua aumentando em cerca de 0,5% por ano.

Segundo Moreira (2008), testes posteriores indicaram que ajustes menores no parâmetro que identifica a concentração de CO<sub>2</sub>, para próximo de 230 ppm, trouxeram benefícios quanto à continuidade espectral na região de 2,0 μm, porém, como consequência, resultou em uma baixa restituição da influência do CO<sub>2</sub>.

Buscando uma melhor suavização das curvas e eliminação das pequenas flutuações residuais observadas na imagem corrigida pós-processada no FLAASH, principalmente flutuações ocasionadas pelo vapor d'água e CO<sub>2</sub>, tornou-se necessário uma filtragem espectral *EFFORT*, que apresentou melhores resultados com a utilização de um polinômio de 3<sup>a</sup> ordem no segmento delimitado pelas bandas 12 a 20, região de influência do vapor d'água de 0,94 μm, e outro, de 2<sup>a</sup> ordem, no outro segmento, do canal 22 a 26, região próxima a 2,05 μm, de influência do CO<sub>2</sub>.

Definida uma melhor correção atmosférica com suas respectivas filtragens espectrais, as imagens reflectância foram amplamente exploradas para fins de avaliação dos espectros de alvos da cena, abrangendo alvos naturais, cujas características também serviram como parâmetro de análise qualitativa.

No geral, constatou-se coerência dos espectros do *HSS* com as informações da literatura e dos espectros obtidos em laboratório (figura 4).

Espectros obtidos a partir de *pixels*, de solo exposto, corpos d'água e vegetação verde, constituem alvos de várias porções da cena que serviram para a análise qualitativa dos espectros de reflectância (figura 22). Estes alvos são apresentados com composição colorida real correspondente: R (canal 7; 0,668 μm), G (canal 4; 0,54 μm), e B (canal 1; 0,627 μm).



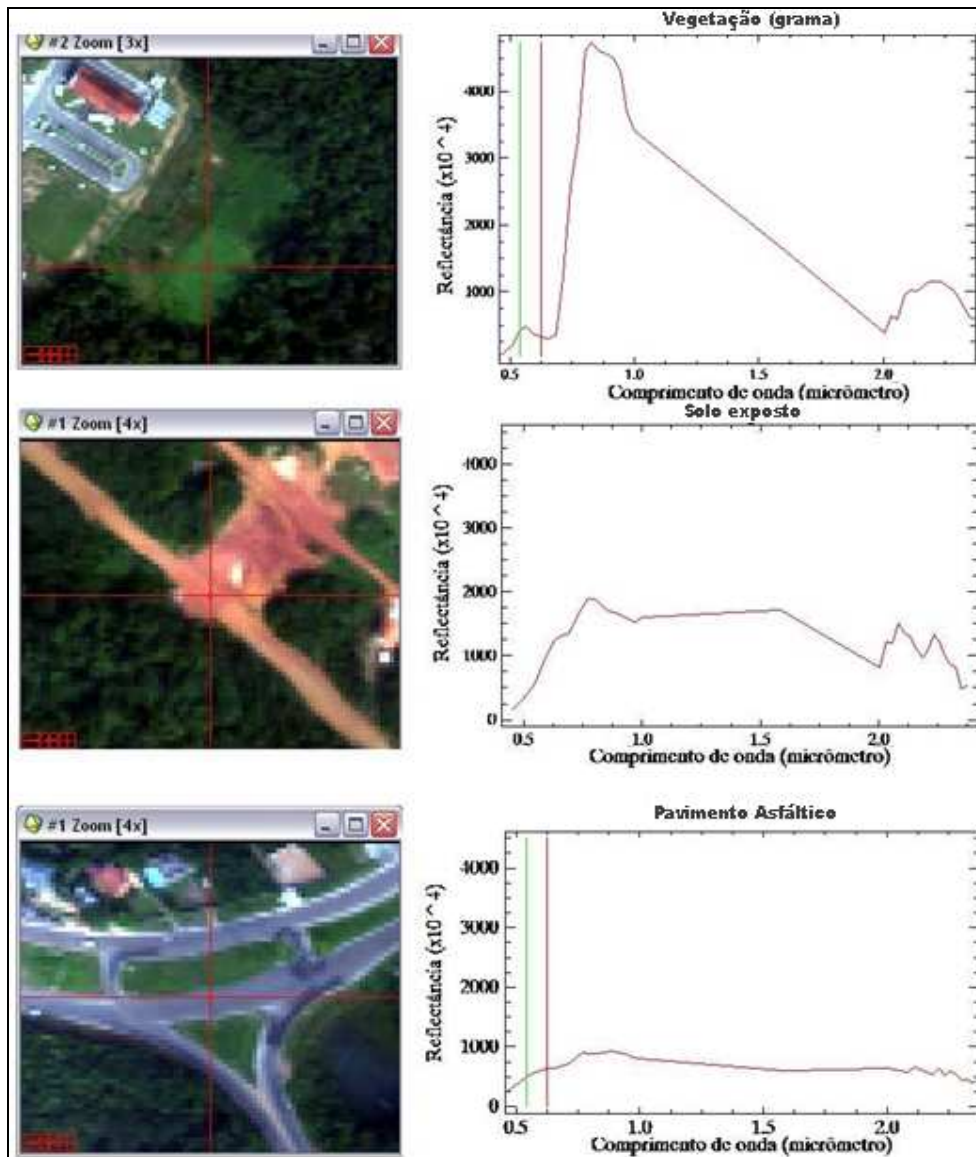


Figura 22 – Espectros extraídos da imagem de reflectância de superfície (valor multiplicado por  $10^4$ ) do sensor *HSS* após a correção atmosférica com o *FLAASH* e otimização com o *EFFORT*. São exibidas composições coloridas normais R7G4B1 para: vegetação, solo exposto e pavimentação asfáltica.

Ressalta-se que a concentração dos constituintes atmosféricos, notadamente o gás carbônico, o vapor d' água, elementos variáveis na atmosfera, podem provocar variabilidade numa imagem heterogênea.

#### 4.2 Pré-Identificação das Classes de Solos nas Imagens e Seleção das Áreas de Amostras de Campo.

As classes identificadas nesta etapa ajudaram a definir as áreas onde foram coletadas amostras em campo. Para a identificação das classes de solos nas cenas e posterior coleta de amostras de campo, não foram usadas, apenas, os elementos

básicos de análise e interpretação, a partir dos quais se extraem informações de objetos. Esses elementos são tonalidade/cor, textura, tamanho, forma, sombra, padrão e localização. Além dos elementos descritos acima, utilizou-se classificadores hiperespectrais que usam espectros médios de referência obtidos da própria cena *HSS*.

Dos classificadores testados na cena 1, o *SAM* foi o classificador que apresentou melhores resultados referentes aos alvos de solos das cenas. Este classificador supervisionado determina a similaridade de um espectro teste para um espectro de referência. O processamento *SAM* foi realizado para todos os alvos de uma só vez, considerando o ângulo médio gerado a partir da área de interesse previamente selecionada *endmembers* (espectros de referência dos solos nas imagens).

Com o intuito de obter uma melhor classificação, optou-se pelo monitoramento dos ângulos nas imagens *rule images* (imagem resultante do *SAM*), sendo posteriormente fatiadas em valores e apresentadas em cores.

Na cena 1, que abrange a área do SIPAM, foram usados três espectros médios de amostras de solos retirados da imagem. As amostras de solos foram adequadamente identificadas na imagem *SAM*, com ângulos 0,1 radianos, como pode ser observado no exemplo da figura 5, onde a cena da imagem *SAM* (à esquerda) é apresentada ao lado da composição R7G4B1 do *HSS* (à direita).

Verificou-se boa definição entre as classes mapeadas (figura 23A), na imagem *SAM*, com os respectivos alvos selecionados na imagem reflectância (figura 23B). Os alvos de solos<sup>15</sup> selecionados na imagem reflectância foram Latossolo amarelo com tons avermelhados, classificado na cor vermelha na imagem *SAM*; Latossolo de cor avermelhada com concreção de nódulos de ferro, classificado na cor magenta na imagem *SAM*; e Latossolo amarelo, classificado na cor amarela na imagem *SAM*.

Algumas classes não foram contempladas na classificação, porém, posteriormente, foi realizada análise pontual, onde se constatou a forte influência de *pixels* adjacentes. Esta influência ocorre pelo fato desses solos se situarem numa

---

<sup>15</sup> A unidade pedológica da área consiste, praticamente, de Latossolos amarelados (RADAMBRASIL 1978). Todavia, são encontrados exposições de lateritas (horizontes plínticos) e aterros nos locais mapeados.

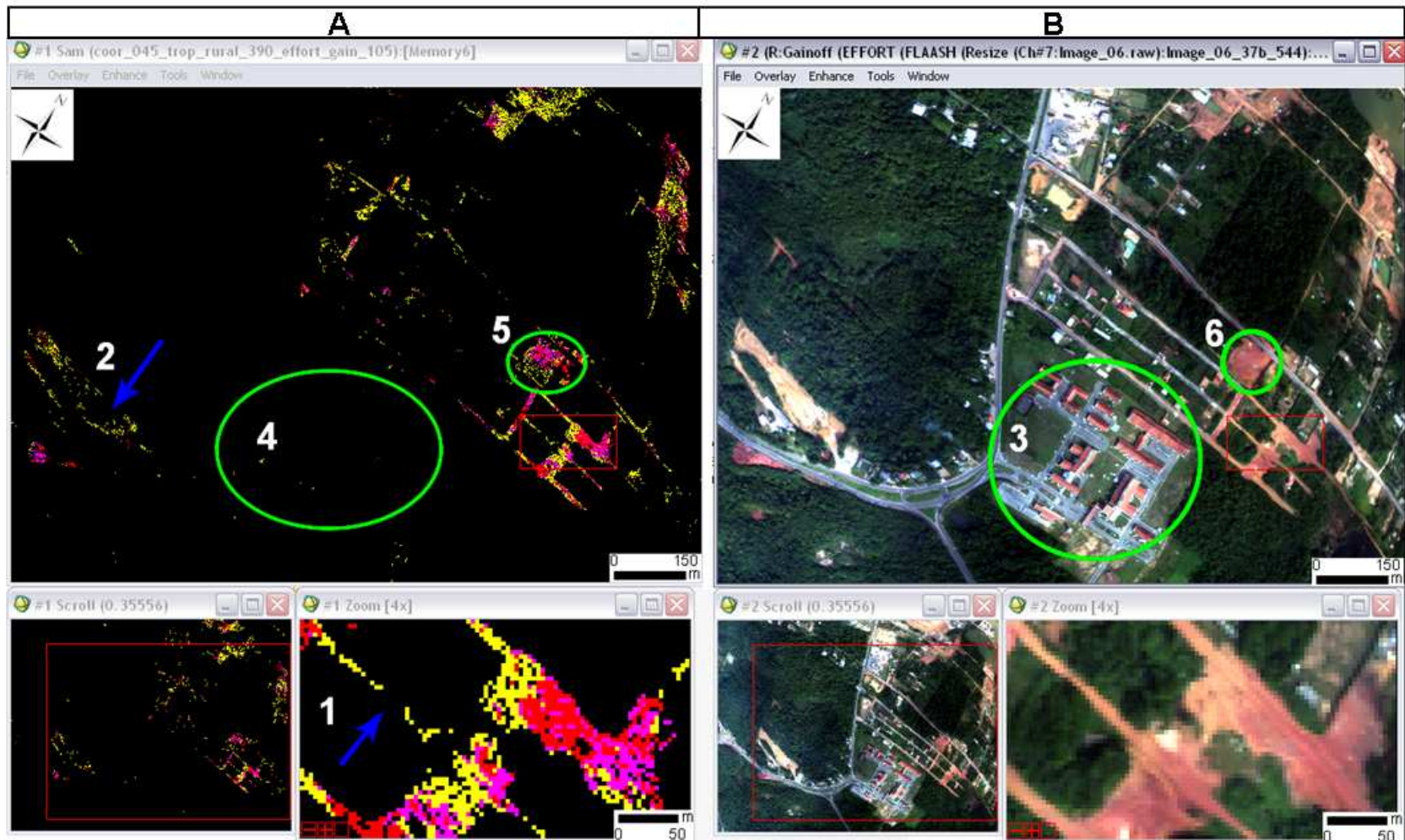


Figura 23 – Área próxima do SIPAM. A: imagem SAM e B: composição R7G4B1 do HSS. Nota-se intensa contaminação de *pixels* adjacentes (seta 1 azul e círculo verde 5 e 6); efeito anisotrópico (seta 2); e boa separabilidade entre os objetos com material similar aos dos solos, sobretudo, telhas de composição argilítica (círculo 3 e 4).

pequena área, no caso de algumas ruas de dimensões de 8 metros de largura, ou seja, envolvendo, apenas, cerca de três *pixels* (seta azul 1, na figura 23A).

Outros solos não mapeados ocorrem na borda da cena, local onde ocorre um visível efeito de anisotropia (seta azul 2, na figura 23A), motivada pela geometria de iluminação e visada – a posição relativa do sensor ao Sol – evidenciada pelo efeito de retroespalhamento da iluminação do Sol.

Porém, outros objetos com material similar aos dos solos, sobretudo telhas de composição argilítica, foram adequadamente diferenciados dos solos, como pode ser constatado com a observação de que os *pixels* do telhado do complexo do SIPAM com telhas argilíticas, figura 23B (círculo verde 3), não apresentaram classes mapeadas na imagem SAM, (figura 23A círculo verde 4), enquanto no círculo 6 esse material apresenta boa separabilidade (figura 23B).

Com o fatiamento adequado, discriminado em cores, verificou-se boa separabilidade dos solos em relação aos outros alvos, porém, algumas manchas de solos expostos não foram mapeadas, evidenciando variação espectral ocasionada por freqüentes modificações (figura 23A círculo verde), apresentadas ao lado da composição R7G4B1 do *HSS* (figura 23B círculo verde 6).

Nota-se três classes de solos no círculo verde 5 da figura 23A. Avaliações posteriores no campo demonstraram que nesta área ocorreu intensas modificações, sobretudo pela retirada dos horizontes, empregados para uso da construção civil (figura 24).





Figura 24 – Vista geral do círculo 5 da figura 5A, local onde são retirados materiais para construção civil.

As figuras 25, 26 e 27 mostram a cena 2. Nesta classificação utilizou-se três espectros médios de referência, possibilitando, também, uma pré-separação de alvos de solos.

Na figura 25 verifica-se a boa definição entre a classe vermelha (25A), na imagem SAM, com os solos com coloração mais avermelhada (25B); neste caso foi utilizado 0,08 radianos. Algumas classes azuis (figura 25A, setas brancas), mapeadas com 0,065 radianos, apareceram adjacentes à área principal, mas análises espectrais revelaram que estas classes ocorreram devido a sua textura<sup>16</sup> mais arenosa e não por mistura espectral de outros alvos.

Mesmo em relação ao pavimento asfáltico (figura 25A, setas brancas), não houve divergência espectral. Análises de campo revelaram que estes pavimentos ficam cobertos de solos vindos de áreas adjacentes.

---

<sup>16</sup> A textura refere-se à proporção de argila, silte e areia do solo.

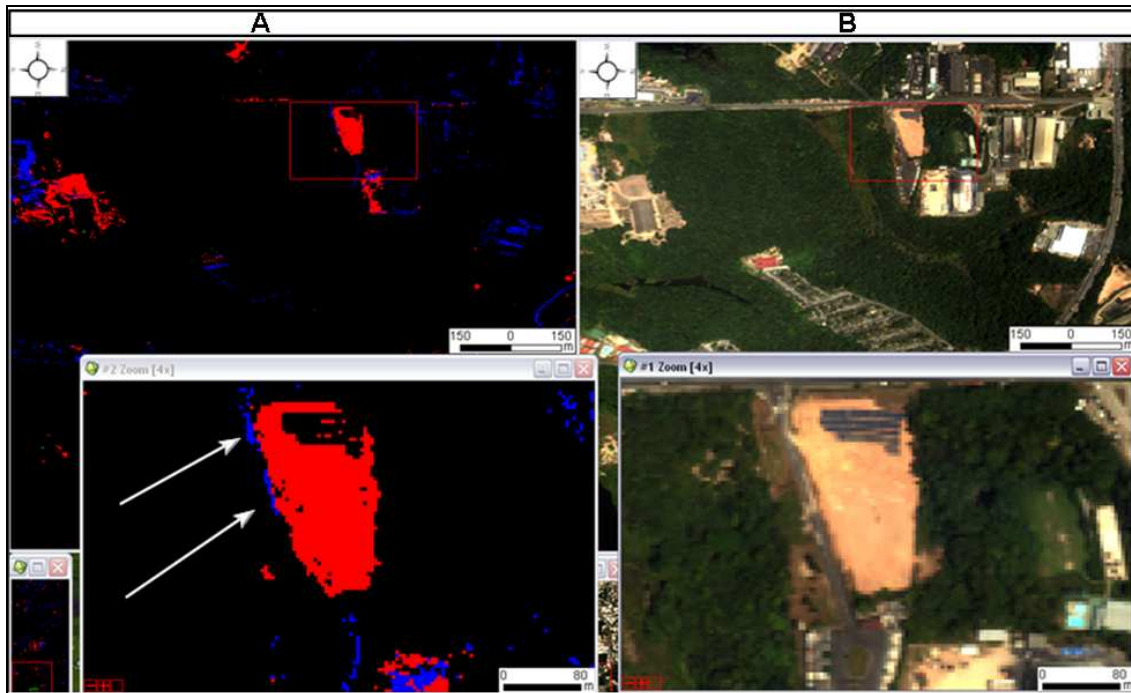


Figura 25 – A: imagem SAM e B: composição R7G4B1 do HSS.

Na figura 26 há uma mistura da classe azul com a classe vermelha na imagem SAM. Neste caso há uma mistura de materiais arenosos com materiais argilíticos. Mas apesar da boa discriminação em relação aos solos de texturas diferentes, alguma divergência foi verificada em relação aos *pixels* situados em ruas, avenidas asfaltadas e edificações (figura 26, setas verdes), possivelmente associadas a espectros de asfalto e construções envelhecidas, com alguma quantidade de areia.

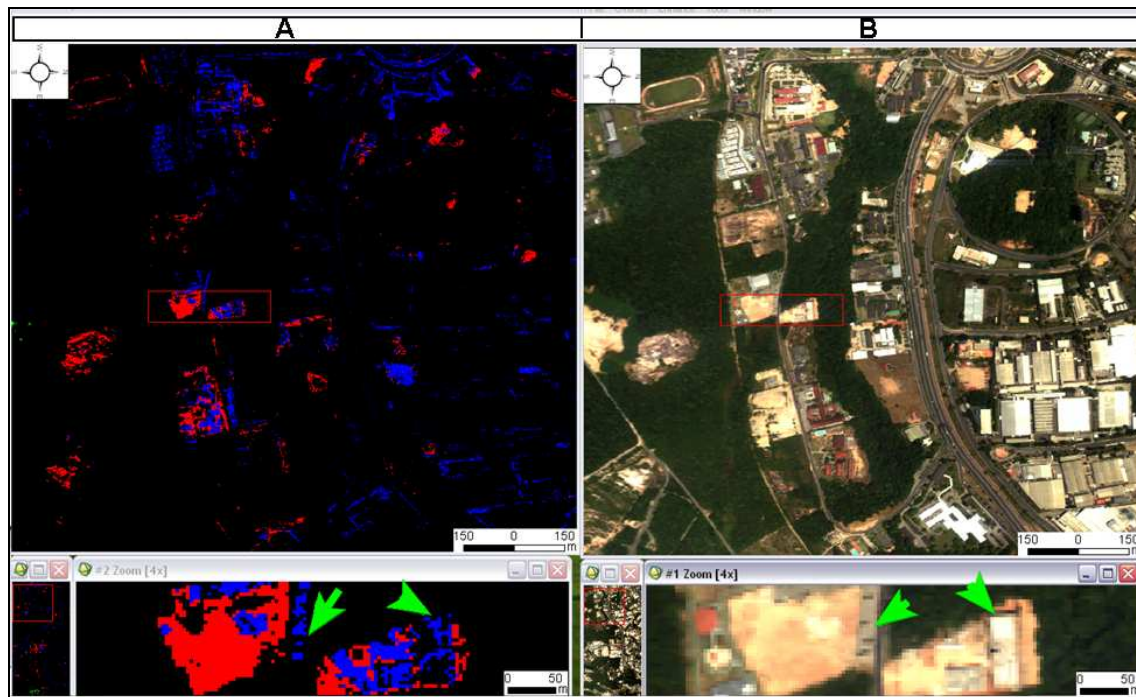


Figura 26 – A: imagem SAM e B: composição R7G4B1 do HSS (à direita).

Na figura 27 o solo de cor amarela (seta vermelha figura 27B) foi facilmente separado dos demais alvos na imagem SAM, com ângulo de 0,08 radianos, não apresentando dissensão com os demais solos adjacentes. Este solo, mesmo aparecendo de cor bem esbranquiçada, não foi confundido com a classe azul (textura arenosa), evidenciando-se uma separação espectral e não atribuída a cor.

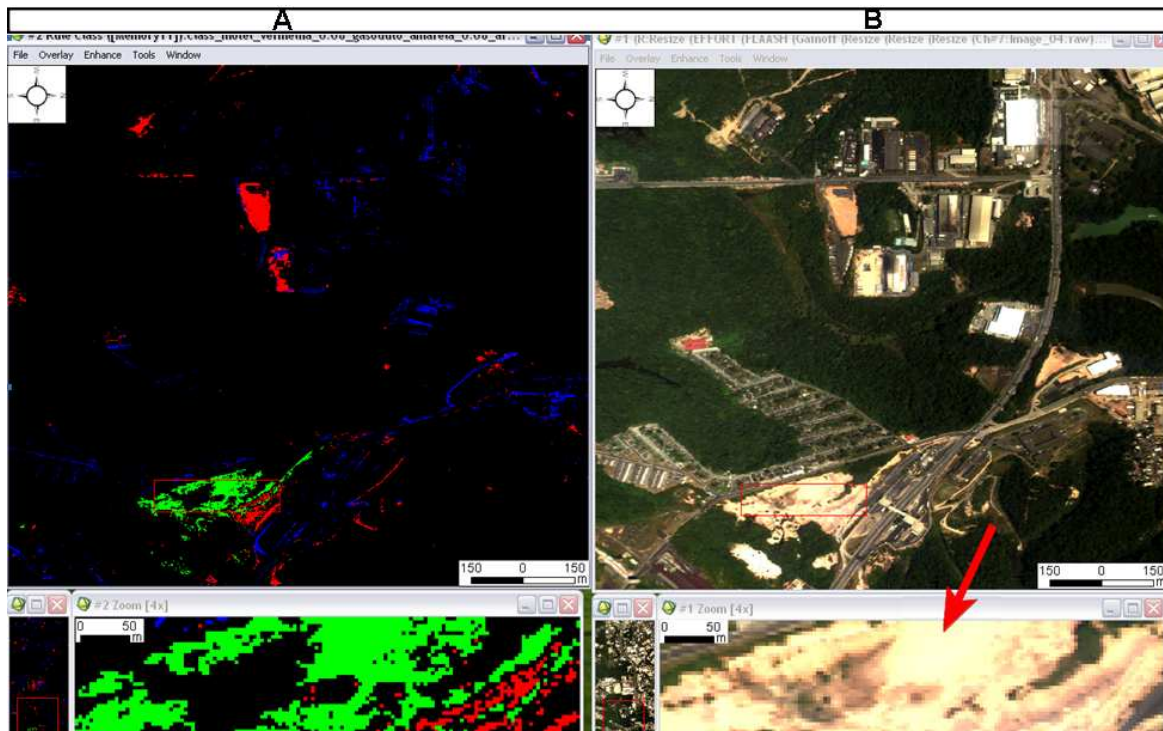


Figura 27 – A: imagem SAM e B: composição R7G4B1 do HSS (à direita).

A partir das imagens HSS, classificadas previamente pelo SAM, foram definidas quatro áreas nas duas cenas classificadas, onde foram coletadas treze amostras de solos (figuras 28, 29, 30 e 31).



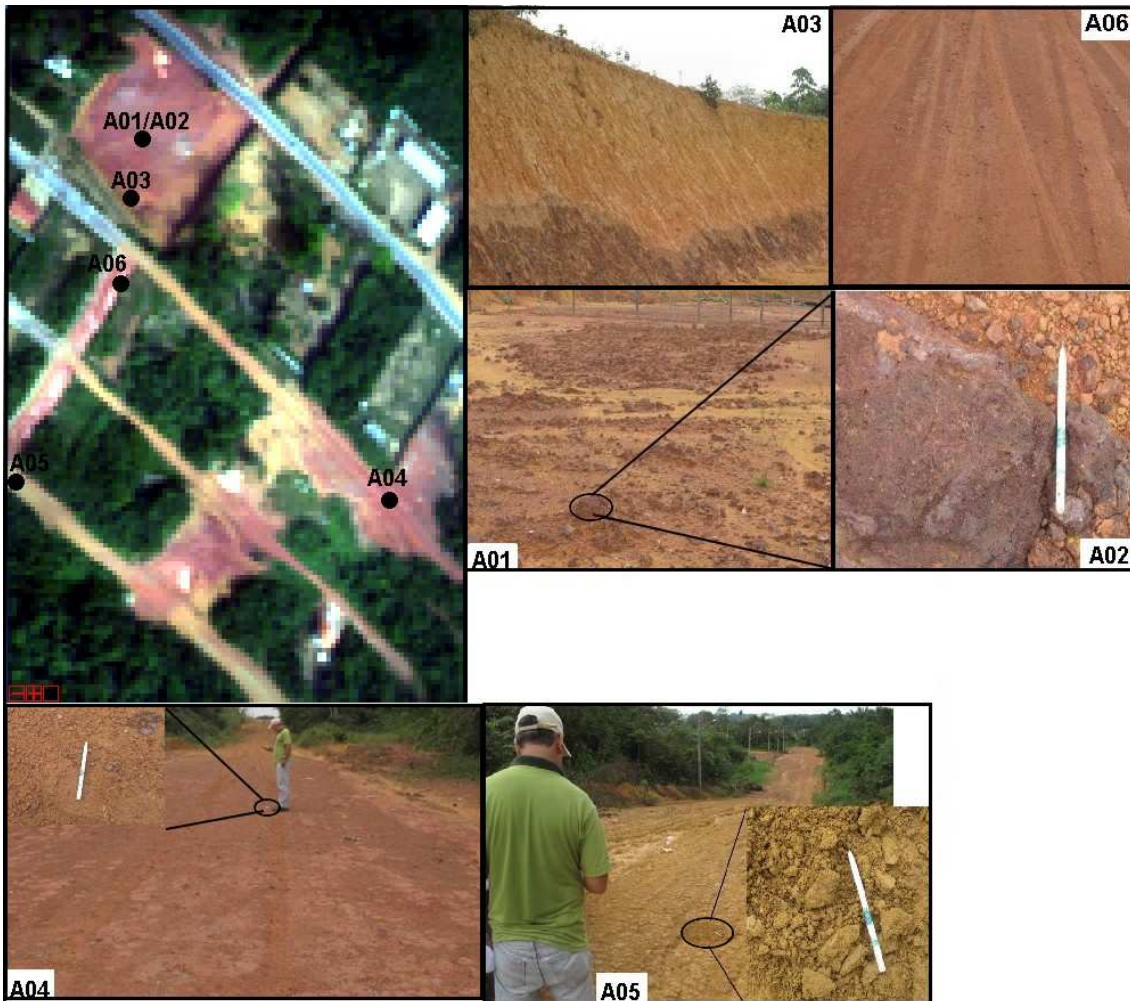


Figura 28 – Locais de coleta de solos em campo.



Figura 29 - Locais de coleta de solos em campo.



Figura 30 - Locais de coleta de solos em campo.



Figura 31 - Locais de coleta de solos em campo.

As treze amostras coletadas no campo são apresentadas na tabela 2, selecionadas para análises físico-químico-mineralógicas e separadas de acordo com as classes, horizontes e materiais de solos, durante as atividades de campo.



O posicionamento destas classes na imagem *HSS* foram identificadas previamente pelo classificador *SAM*, antes das atividades de campo (figuras 23, 25, 26 e 27) e posteriormente apresentados (figura 28, 29, 30 e 31).

As classes/horizontes/materiais de solos identificados foram: Latossolos Amarelo/horizonte plântico Bw2 (LP); Latossolos Amarelo / horizonte amarelo / argilo-arenosa Bw1 (LA); Latossolos Amarelo / horizonte C (vermelho) Formação Alter do Chão (LV); Neossolos Quartzarênicos / material areníticos (NQ).

IDENTIFICAÇÃO DAS AMOSTRAS DE SOLOS	CLASSES/HORIZONTES/MATERIAL DE SOLOS
A1; A2; A4; A5; A6; A13	LP
A3; A8; A11	LA
A7; A10	NQ
A9; A12	LV

Tabela 2 - As 13 amostras representativas da área estudada, selecionadas para análises físico-químicas-mineralógicas e as classes/horizontes/materiais de solos durante as atividades de campo

Espectros de reflectância de superfície *HSS* das amostras mais representativas destas classes/horizontes/materiais de solos são mostrados na figura 32, referentes aos pontos A4 (LP), A10 (NQ), A11 (LA) e A12 (LV), que compreendem áreas de solos expostos<sup>17</sup> na imagem, ou seja, de *pixels* mais puros ou menos contaminados por *pixels* vizinhos.

<sup>17</sup> Devido ao GFOV médio de 2,8 m das imagens, o risco de contaminação de *pixels* vizinhos em relação ao *pixels* central coletado para obtenção dos espectros se torna menor.

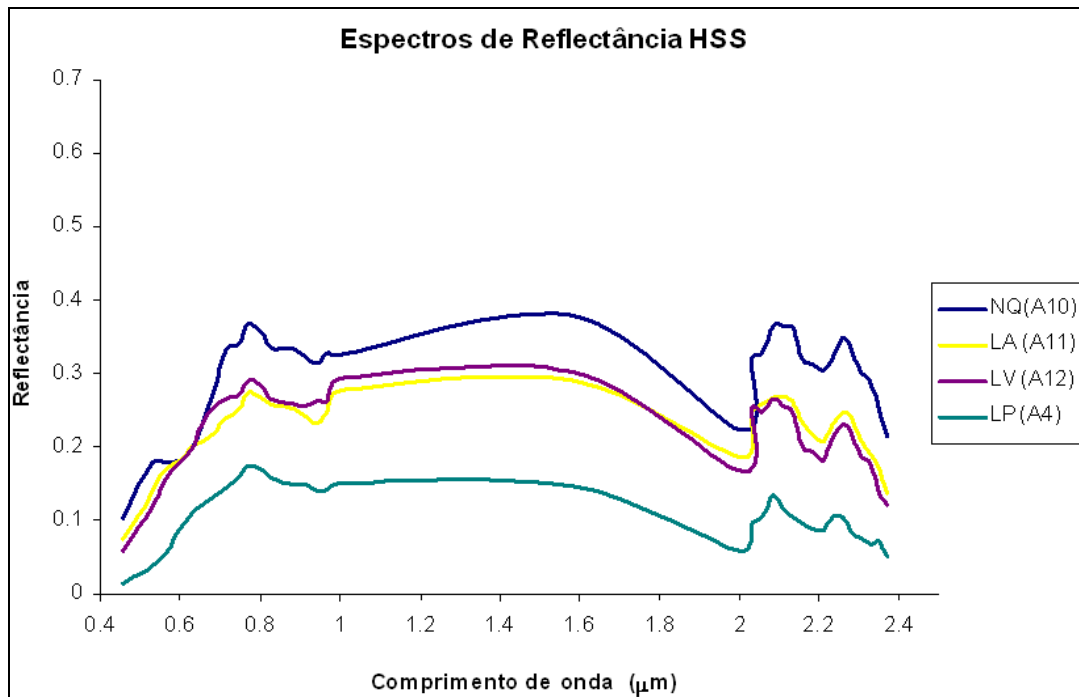


Figura 32 – Espectros de reflectância *HSS* para *pixels* representativos das amostras A4 (LP), A10 (NQ), A11 (LA) e A12 (LV) indicados na figura de localização das amostras.

### 4.3 Correlações Entre Características dos Solos e Dados Espectrais do Sensor (*HSS*) e Curvas Espectrais em Laboratório (*FRB*)

#### 4.3.1 Relações Entre Constituintes Físico-Químicos

É apropriado avaliar as relações dos constituintes físico-químicos dos solos entre si antes de verificar a sua influência sobre a assinatura espectral das amostras estudadas. A tabela 3 exibe a matriz de correlação entre os constituintes físico-químicos das treze amostras de solos analisados, e todos os coeficientes de correlação são significativos a 5%. À medida que aumenta o conteúdo de areia total nas amostras, diminuem os teores de argila total e matéria orgânica. As melhores correlações foram obtidas entre areia total e argila total ( $r = -0,9901$ ), areia total e silte ( $r = -0,7089$ ).

A alta correlação negativa entre areia total e os demais constituintes químicos e físicos mostra que quanto maior a quantidade da fração de areia, menor o conteúdo dos constituintes, matéria orgânica, fração de silte e, especialmente, fração de argila total, que apresentou o melhor resultado ( $r = -0,9901$ ).

Não houve correlação entre o ferro e os demais constituintes, uma vez que os dois ambientes são do mesmo tipo de solo. A diferença, no caso do elemento ferro, ocorre que na área 1 (figura 23) existe grande quantidade de concreção de nódulos de ferro ou laterita (figuras 33 e 34). Isto é evidenciado nas análises espectrais e de difratometria.

	Argila Total	Fe	Silte	Areia Total
Argila Total				
Fe	0,0488			
Silte	0,6035	-0,2801		
Areia Total	-0,9901	0,0058	-0,7089	
M.O. (g/kg)	0,6342	0,5898	0,3926	-0,6297

Tabela 3 – Resultado da correlação entre os constituintes físico-químico das treze amostras de solos.

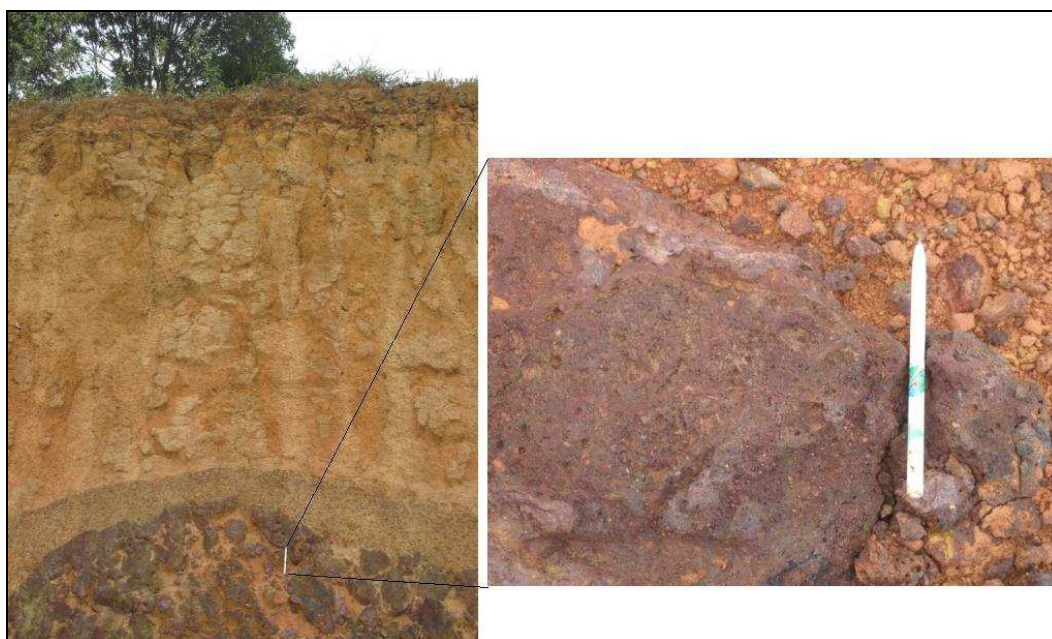


Figura 33 – Nódulos de ferro ou laterita no perfil do solo, na área 1.



Figura 34 – Quantidade de nódulos de ferro ou laterita expostas

#### **4.3.2 Atributos do Solo Versus Reflectância Terrestre (Fieldspec) e do Sensor (HSS)**

O comportamento ou assinatura espectral, tanto a nível laboratorial quanto terrestre, depende diretamente de sua composição química, física, biológica e mineralógica (tabela 4). Os solos apresentam diferentes constituintes, os quais podem ser identificados pela análise de suas respostas espectrais.

A assinatura espectral é o resultado da interação da radiação eletromagnética com os atributos dos solos, tais como: material parental, matéria orgânica, óxidos de ferro, mineralogia, granulometria, umidade e rugosidade da superfície. Os resultados da análise espectral do FieldSpec serão apresentados considerando-se o intervalo de 0,45 a 2,37  $\mu\text{m}$ . Os resultados obtidos pelo sensor HSS são apresentados em dois intervalos de comprimento de onda: de 0,45 a 1,0  $\mu\text{m}$ , visível e infravermelho próximo, e de 2,0 a 2,37  $\mu\text{m}$ , infravermelho de ondas curtas. Estas curvas apresentam feições típicas ou bandas de absorção, devido à interação dos átomos ou moléculas dos diferentes constituintes do solo com a radiação eletromagnética em comprimento de ondas específicos.

Segundo Hunt (1980), as bandas de absorção são causadas pelos processos eletrônicos e vibracionais.

IDENTIFICAÇÃO DAS AMOSTRAS	CLASSE / HORIZONTE / MATERIAL	AREIA	SILTE	ARGILA	CLASSIFICAÇÃO TEXTURAL	MATÉRIA ORGÂNICA (g/kg)	Fe (mg/dm <sup>3</sup> )	ALTITUDE	LONGITUDE	LATITUDE
A1 LP	Latossolo Amarelo/ Horizonte Plíntico Bw2 / Perfis Ferruginosos	25,976	7,574	66,45	Muito Argiloso	5,39	27	69	-60,052560	-3,019492
A2 LP	Latossolo Amarelo/ Concreção de Nódulos de Ferro (Laterita)	24,245	11,705	64,05	Muito Argiloso	4,22	8	69	-60,052560	-3,019492
A3 LA	Latossolo Amarelo/ Horizonte Amarelado Bw1	15,233	6,817	77,95	Muito Argiloso	3,5	2	69	-60,052560	-3,019492
A4 LP	Latossolo Amarelo/ Horizonte Plíntico Bw2 / Perfis Ferruginosos	37,093	12,107	50,8	Argila	2,2	19	72	-60,052183	-3,020094
A5 LP	Latossolo Amarelo/ Horizonte Amarelado Bw1 / Perfis Ferruginosos	12,522	9,078	78,4	Muito Argiloso	10,05	66	69	-60,052776	-3,021438
A6 LP	Latossolo Amarelo/ Horizonte Plíntico Bw2 / Perfis Ferruginosos	28,698	15,652	55,65	Argila	8,2	13	75	-60,053083	-3,020390
A7 NQ	Neossolos (Material Arenítico)	97,648	0,852	1,5	Areia	2,75	38	47	-59,981403	-3,137947
A8 LA	Latossolo Amarelo/ Horizonte Amarelado Bw1	56,762	14,738	28,5	Franco Argilo Arenoso	2,2	1	56	-59,944063	-3,132996
A9 LV	Latossolo Amarelo/ Horizonte C (Avermelhado) da Formação Alter do Chão	24,708	13,492	61,8	Muito Argiloso	2,54	2	56	-59,944696	-3,133053
A10 NQ	Neossolos (Material Arenítico)	99,166	0,234	0,6	Areia	0,39	20	44	-59,976138	-3,136677
A11 LA	Latossolo Amarelo/ Horizonte Amarelado Bw1	64,615	3,535	31,85	Franco Argilo Arenoso	2,44	11	45	-59,976212	-3,137315
A12 LV	Latossolo Amarelo/ Horizonte C (Avermelhado) da Formação Alter do Chão	72,926	3,724	23,35	Franco Argilo Arenoso	1,27	7	47	-59,953837	-3,133381
A13 LP	Latossolo Amarelo/ Horizonte Amarelado Bw1/ Perfis Ferruginosos	66,269	4,181	29,55	Franco Argilo Arenoso	4,01	27	60	-59,948328	-3,129260

Tabela 4 – Identificação das amostras, classe/horizonte/material, granulometria, classificação textural, matéria orgânica, ferro, altitude, longitude e latitude.

No processo eletrônico, as transições entre os níveis de energia dos orbitais atômicos são responsáveis pelas feições de absorção nos espectros. Estes processos ocorrem de forma acentuada na faixa do visível e infravermelho próximo.

Já no processo vibracional, segundo Clark (1999), uma molécula livre pode rotacionar e transladar. Estes movimentos são denominados de vibrações reticulares e ocorrem tipicamente em níveis muito baixos de energia, acima de 2,0  $\mu\text{m}$ , aproximadamente, nas regiões do infravermelho de ondas curtas.

Como cada solo apresenta diferente composição, a referente curva espectral terá diferentes bandas de absorção. As análises dos espectros de solo podem permitir a identificação de alguns dos componentes e de algumas de suas características físicas.

Segundo Meneses e Ferreira Júnior (2001), na discussão sobre a influência dos materiais componentes do solo na reflectância, os argilominerais, como a caulinita e a montmorilonita, os óxidos de alumínio e de ferro, os minerais calcita, gipsita, a matéria orgânica e água estão entre os mais importantes.

A goethita ( $\text{FeOOH}$ ) e hematita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) são os óxidos de ferro de ocorrência mais freqüentes nos solos. Estes óxidos de ferro apresentam diferentes feições espectrais nas regiões ultravioleta, visível e infravermelho próximo (figura 35).

Basicamente, os LP apresentam fortes feições de absorção de energia em razão dos teores de ferro mais elevados do que LA, NQ e LV (tabela 3). Isto é ratificado pela análise descritiva da forma e intensidade de absorção (figuras 35 e 36).

A feição espectral em torno de 0,9  $\mu\text{m}$  e com formato côncavo indica a presença de óxido de ferro, assim como a redução do albedo em relação aos LV, NQ e LA, evidenciados nas figuras 35 e 36. Valores espectrais encontrados no trabalho de Vitorello e Galvão (1996) mostram formato côncavo da curva espectral na faixa de 0,85  $\mu\text{m}$ , indicando também presença de ferro.



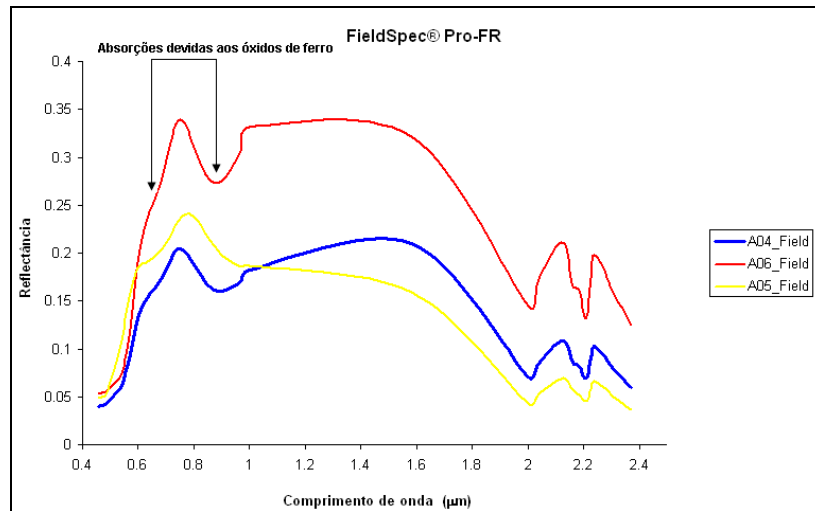


Figura 35 – Espectros de reflectância das amostras com presença de ferro no sensor FieldSpec.

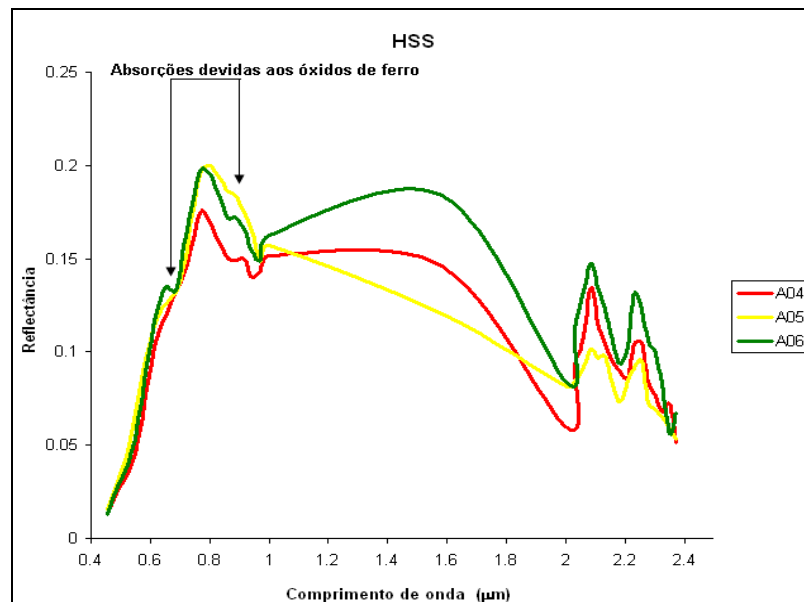


Figura 36 – Espectros de reflectância das amostras com presença de ferro no sensor HSS.

Segundo Novo (2008), o gradiente decrescente no intervalo de 0,75 a 1,3  $\mu\text{m}$  é típico de solos com alto teor de óxido de ferro.

Os espectros da amostra 8 da figura 37 são representativos dos solos desprovidos de óxidos de ferro e têm como característica a ausência de uma banda intensa e larga centrada em 0,9  $\mu\text{m}$ . Conforme exposto por Meneses e Ferreira Júnior (2001), os solos ricos em óxidos de ferro apresentam as seguintes feições características: uma centrada em 0,65  $\mu\text{m}$ , uma banda larga centrada em 0,95  $\mu\text{m}$  e outra entre 0,45 e 0,53  $\mu\text{m}$ .

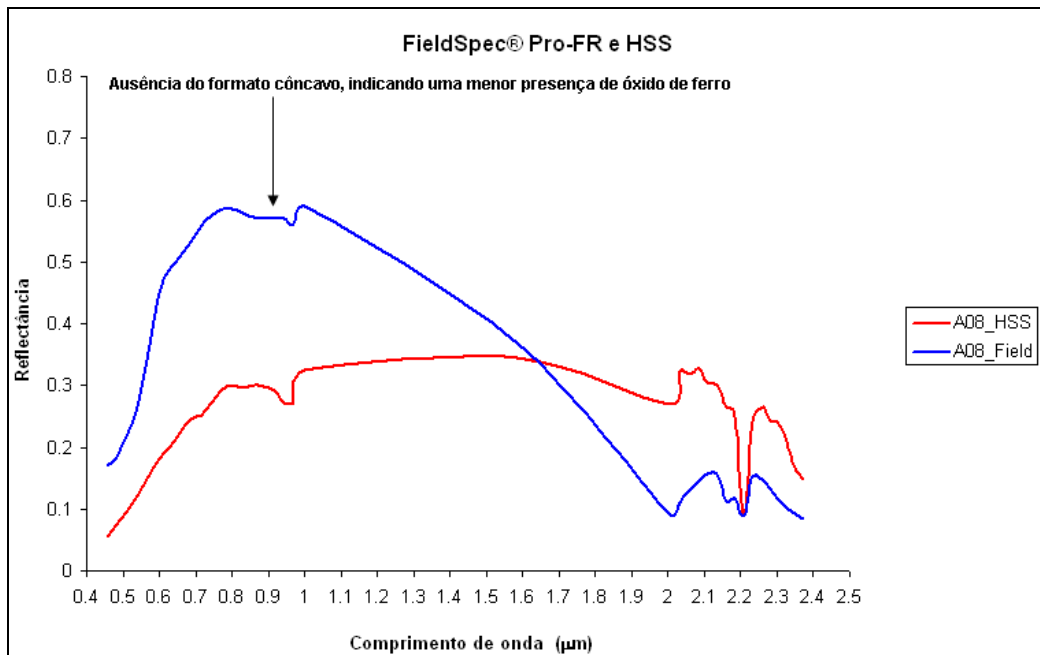


Figura 37 – Espectros de reflectância da amostra 8, com insignificante teor de óxido de ferro.

As curvas espectrais médias das amostras de solos com maiores teores de argila resultaram em menor intensidade de reflectância, tanto pelo sensor terrestre quanto pelo aéreo. No caso da amostra 12 (figura 38), a menor intensidade de reflectância ocorre pelos altos valores de argila e não pela presença do ferro ou matéria orgânica; ambos constituintes favorecem também uma menor reflectância.

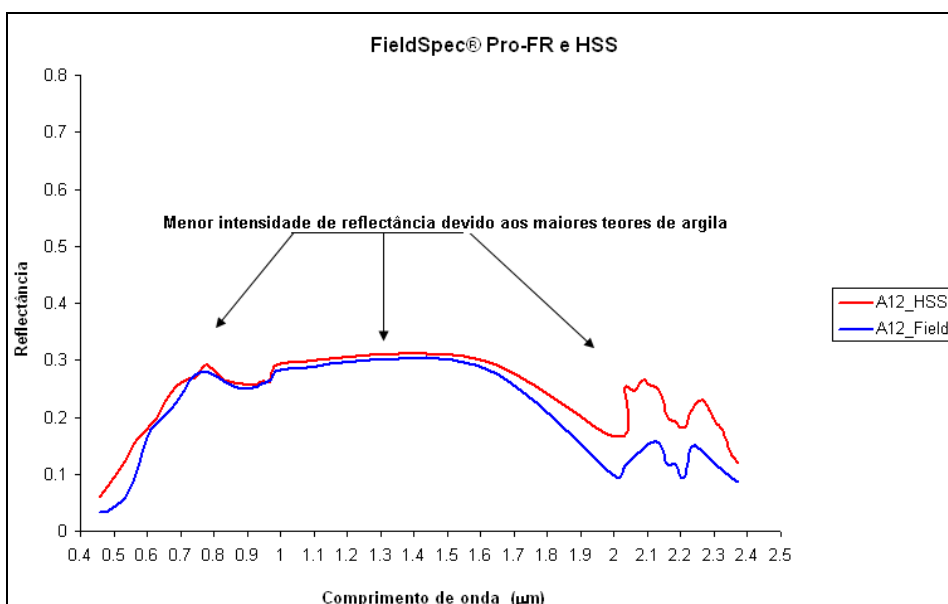


Figura 38 – Espectros da amostra 12, menor intensidade de reflectância é motivada pelos altos valores de argila.

Os LP apresentam baixa reflectância entre 0,1 e 0,2, não apresentando tendência a aumentar ao longo do espectro (figura 39). Estes valores são próximos aos valores obtidos por Epiphanyo *et al.* (1992), quanto ao Latossolo Roxo que possuía altos teores de ferro.

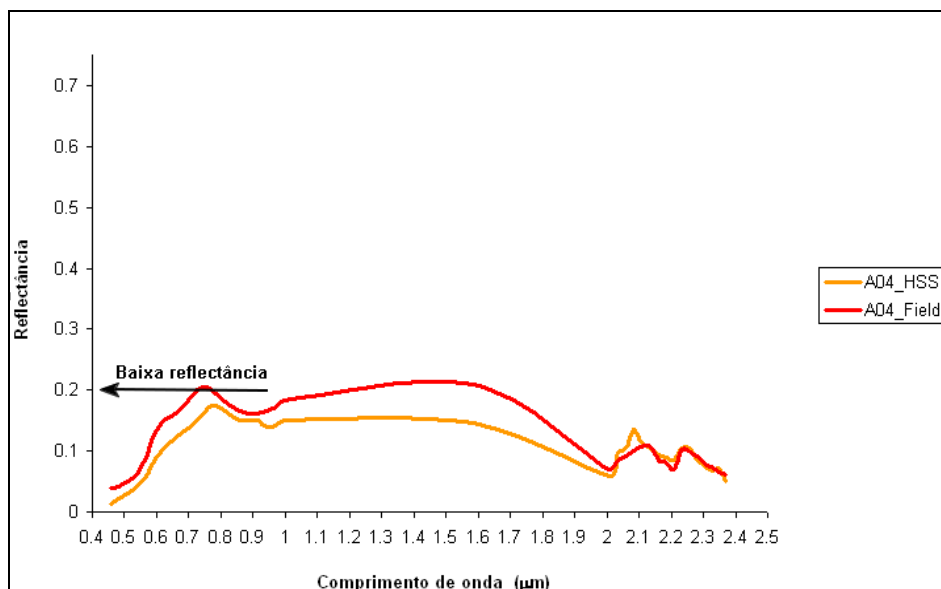


Figura 39 – Espectros de reflectância dos LP.

A granulometria e a presença de diferentes argilominerais influem na sua resposta espectral (MADEIRA NETTO 2001). Assim como os solos de textura arenosa tendem a ter maior intensidade de reflectância do que os argilosos, notadamente quando a areia é constituída pelo mineral quartzo (figura 40).

As amostras A10 e A7, referentes aos Neossolos (material arenítico), que por definição são solos de textura arenosa, com baixos teores de matéria orgânica, com mineralogia na fração de areia constituída predominantemente por quartzo, resultando numa elevada intensidade de reflectância em toda faixa do espectro estudado (figura 40) e menor profundidade na faixa de absorção dos minerais argilíficos, próximos dos 2,2 µm (figura 41).

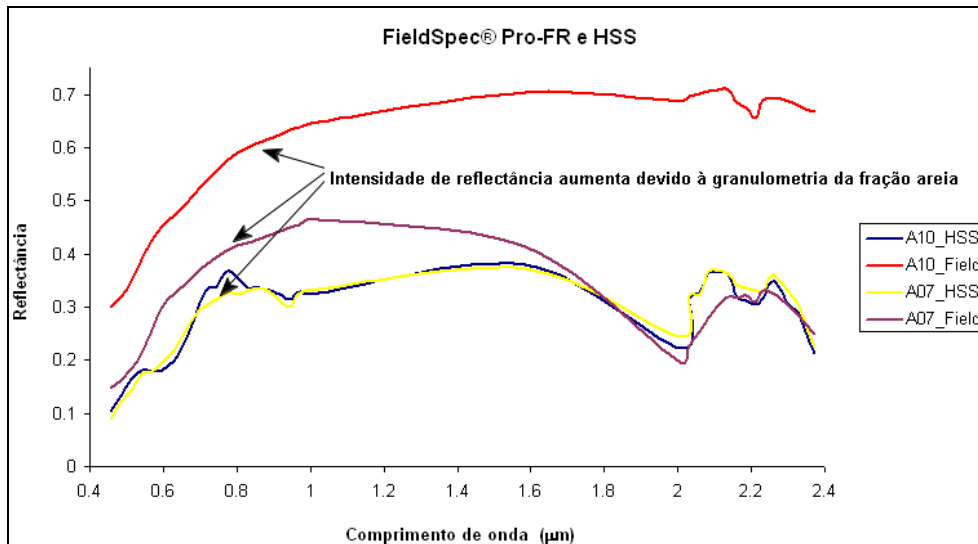


Figura 40 – Espectros de reflectância das amostras A10 e A7.

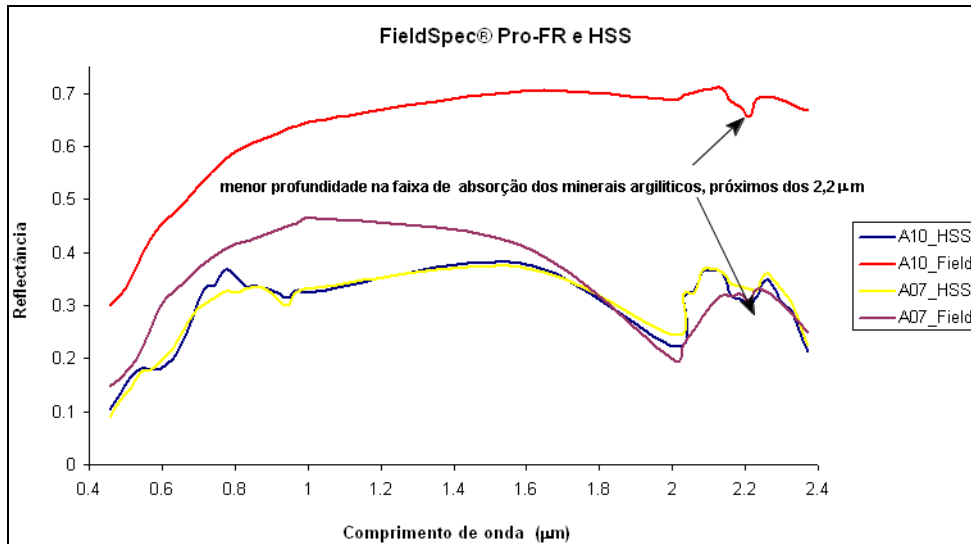


Figura 41 – As amostras A10 e A7, referentes aos Neossolos.

Segundo Simmons (1972) *apud* Batista (2006), a explicação para esse comportamento reside no fato de que os materiais mais finos apresentam superfície mais plana, com menos porosidade para capturar a luz incidente. Já no campo, a reflectância de solos não-perturbados tendem a mostrar resultados inversos aos obtidos em laboratório. A reflectância dos solos argilosos é normalmente inferior à dos solos arenosos. A explicação para isso é que a estrutura dos solos de textura mais fina em condições não-pertubadas normalmente forma agregados de maior tamanho que a areia (MYERS e ALLEN, 1968). Este comportamento foi encontrado nos dois sensores, ou seja, houve um aumento da intensidade de reflectância dos solos dos 0,45 aos

2,37 $\mu\text{m}$ , conforme os teores de areia foram aumentando e diminuição dos teores de argila (figura 42).

Observa-se na faixa espectral de 0,7 a 1,0  $\mu\text{m}$ , que os LP e LA tiveram concavidades média a forte, passando a convexidades fraca ou até nula no NQ.

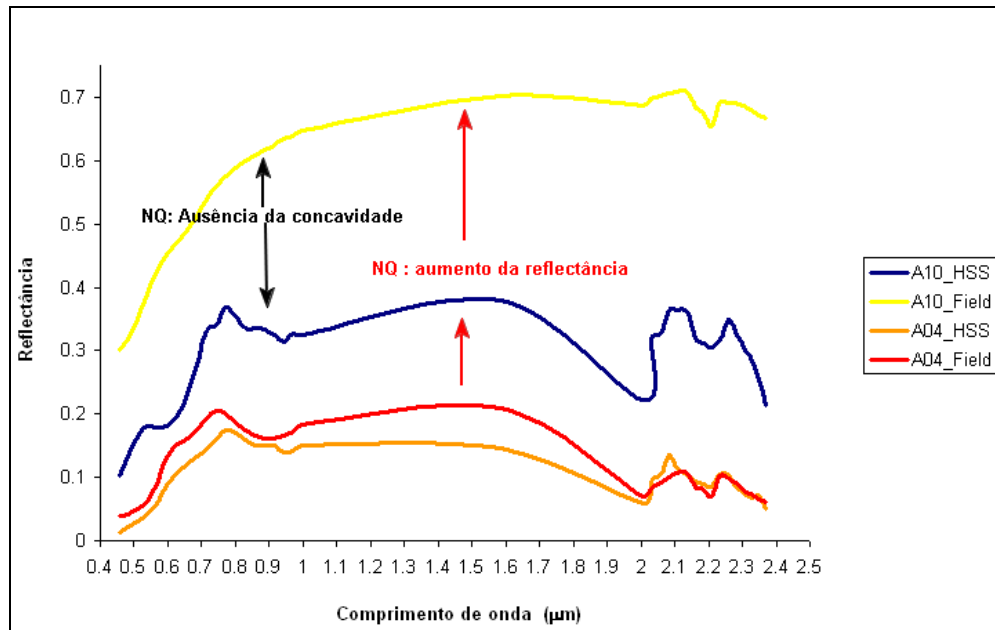


Figura 42 – Espectros de reflectância das amostras A10 e A04.

Comparando os Latossolos, o LA é muito similar ao LP, diferindo basicamente no teor de ferro. Verifica-se que os LA tenderam a apresentar maior intensidade de reflectância, e os LP a absorverem uma maior quantidade de energia em níveis terrestres e aéreos. As diferenças entre os teores de ferro entre os Latossolos são distribuídos pela área de estudo, ou seja, os maiores teores de ferro estão concentrados na área 1 (figura 23), o que também pode influenciar significativamente a baixa intensidade de suas reflectâncias, ou seja, os LP apresentam-se sobre influência da exposição do horizonte plúntico, com presença de nódulos de laterita, apresentando perfis ferruginosos.

Portanto, os Latossolos são similares nas duas áreas estudadas, diferindo principalmente no teor de ferro.

O teor de matéria orgânica (M.O.) do solo é bastante reduzido quando comparado ao de material mineral. Entretanto, sua influência nas propriedades do solo e, conseqüentemente, na intensidade de reflectância são

extremamente importantes, pois é um constituinte primário da coloração, apresentando, portanto, uma estreita relação com a reflectância do solo.

Segundo Moreira (2005), solos arenosos nas regiões desérticas, a matéria orgânica atinge a 0,5% do peso total. Na maior parte dos solos cultivados, o teor varia de 2 a 5% e, em alguns casos, podem chegar a 10%.

Os teores de matéria orgânica nas amostras analisadas praticamente não variaram, de  $2 \text{ g/kg}^{-1}$  a  $10 \text{ g/kg}^{-1}$ , ou seja, valores menores de 1% do peso total. Portanto, o efeito da feição do ferro sobressaiu em relação a matéria orgânica.

Galvão e Vitorello (1998) afirmaram que a matéria orgânica é o principal componente responsável pela redução da reflectância na faixa de 0,6 a 0,75  $\mu\text{m}$  e que a presença de mais de 1,7% de M.O. obliteraria as características espectrais do ferro, induzindo a uma redução maior que 40% na correlação entre o conteúdo total de  $\text{Fe}^{2+}$  e a reflectância.

No caso deste trabalho foram observados baixos valores de M.O. menores que 1,0%, em todas as amostras analisadas (tabela 4). Quando o teor é menor que 2,0%, outros constituintes do solo, também observados neste trabalho, presença de óxidos de ferros, passam a ser mais influentes no comportamento espectral do solo do que a matéria orgânica.

Baumgardner *et al.* (1970) *apud* Moreira (2005) constataram que, quando o teor de matéria orgânica no solo excede a 2,0%, ela desempenha um papel importante na determinação das propriedades espectrais do solo.

Os minerais opacos, notadamente os óxidos de ferro (goethita e hematita), tendem a influenciar numa menor intensidade de reflectância.

O albedo das amostras arenosas, ou com baixos teores de óxidos de ferro, tendem a proporcionar tonalidades mais claras e uma maior intensidade de reflectância nas curvas, sobretudo nas amostras 7, 8, 9, 10, 11 e 12.

No caso das amostras 4, 5 e 6 constituídas por altos teores de óxido de ferro e fração argila ocorreu o inverso, ou seja, o albedo e a intensidade de reflectância apresentaram baixos valores.

### 4.3.3 Espectrorradiometria de Reflectância Versus Difractometria de Raios-X

Os argilominerais mais frequentes nos solos são a caulinita, montmorilonita e gibbsita. A caulinita é formada por hidrólise parcial e é o argilomineral mais frequentemente encontrado nos solos tropicais. Os espectros de reflectância desses minerais apresentam feições intensas de absorção.

As amostras 4, 5, 6 e 9 apresentaram valores elevados de argila, como pode ser observado tanto na tabela 3 como nos difratogramas (figura 43). Seu espectro mostra feições atribuídas a argila caulinita do tipo 2:1.

É importante notar que as variações nas intensidades da faixa 2,2  $\mu\text{m}$ , associadas as duas camadas dioctaédricas da estrutura do mineral nas amostras 4, 5, 6 e 9 são observadas nos espectros de reflectância e também encontradas nos difratogramas.

Outro mineral muito importante da fração argila, no caso das gibbsitas ( $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ ), encontradas em áreas de pronunciada alteração e de clima quente, não foram detectadas nem pelas curvas espectrais de ambos os sensores e nem pelos difratogramas.

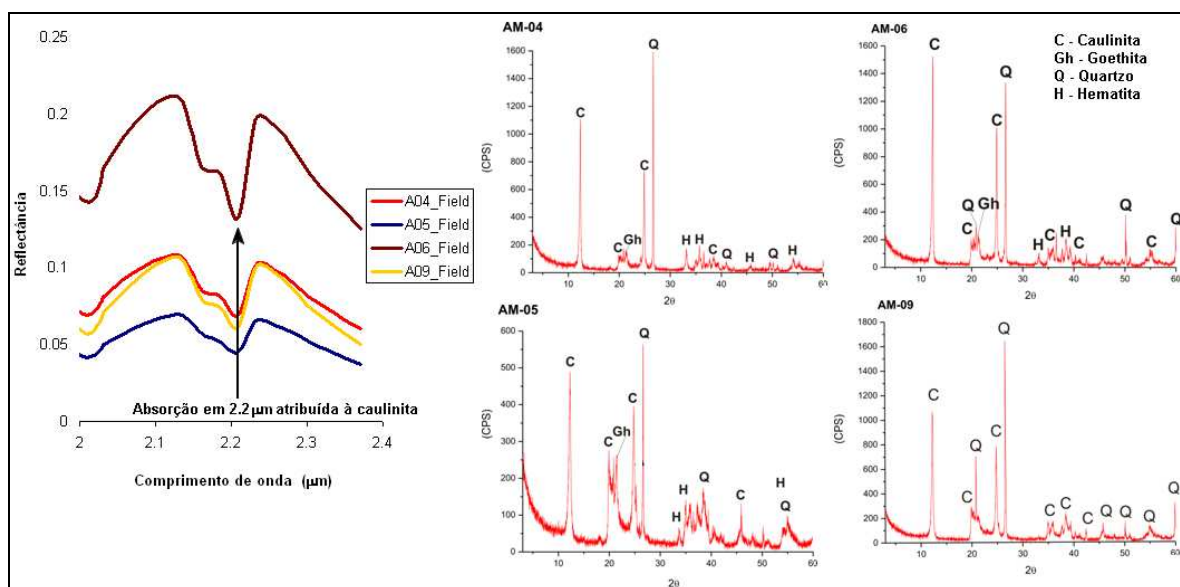


Figura 43 - variações nas intensidades da faixa 2,2  $\mu\text{m}$  associada a argila caulinita

Resultados similares são observados para amostra 4 (argiloso) e 12 (franco argilo arenosa), tanto nos dados obtidos no laboratório quanto nos dados HSS (figura 44). Verifica-se que as variações nas intensidades das

feições atribuídas à caulinita são observadas nos espectros e também encontradas nos difratogramas. No caso das observações do espectro, quanto maior o valor de argila, conseqüentemente, menor será o valor da reflectância. No caso dos difratogramas ocorre o oposto, ou seja, quanto maior o valor de argila, maior será o pico de reflexão.

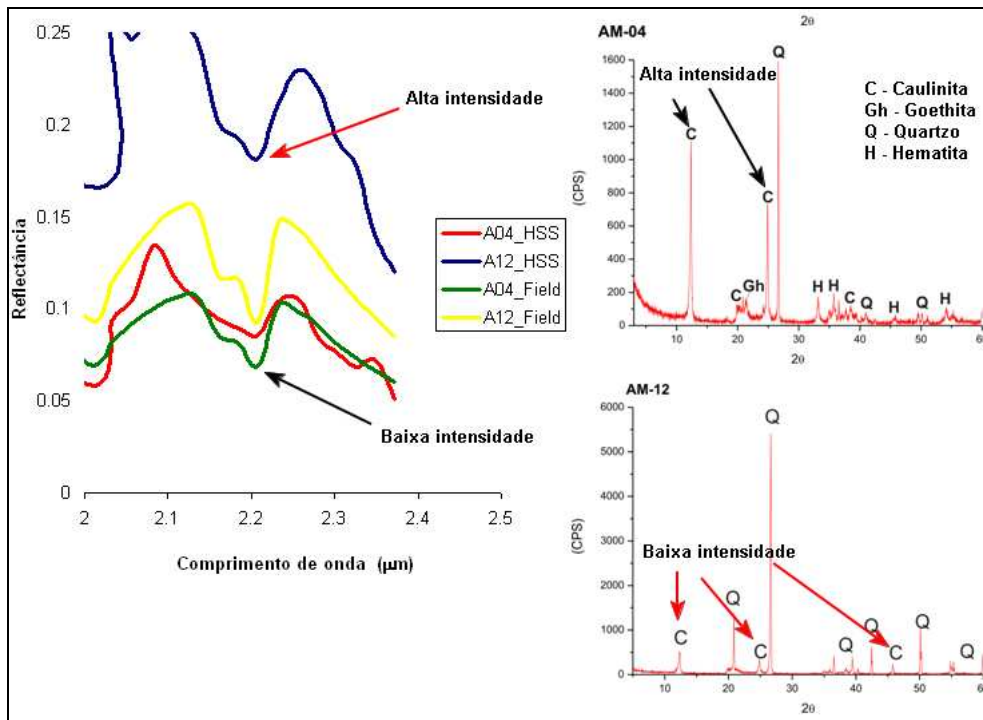


Figura 44 - Variações nas intensidades das feições atribuídas à caulinita observadas nos espectros e também encontradas nos difratogramas.

Os resultados obtidos para as amostras 7 e 10 (areia quartzosa) com baixo teor de argila, são apresentados na figura 45 e mostram coerência entre os dados de raios-x e os espectros de reflectância, pois não ocorrem feições acentuadas na faixa da caulinita em 2,2  $\mu\text{m}$



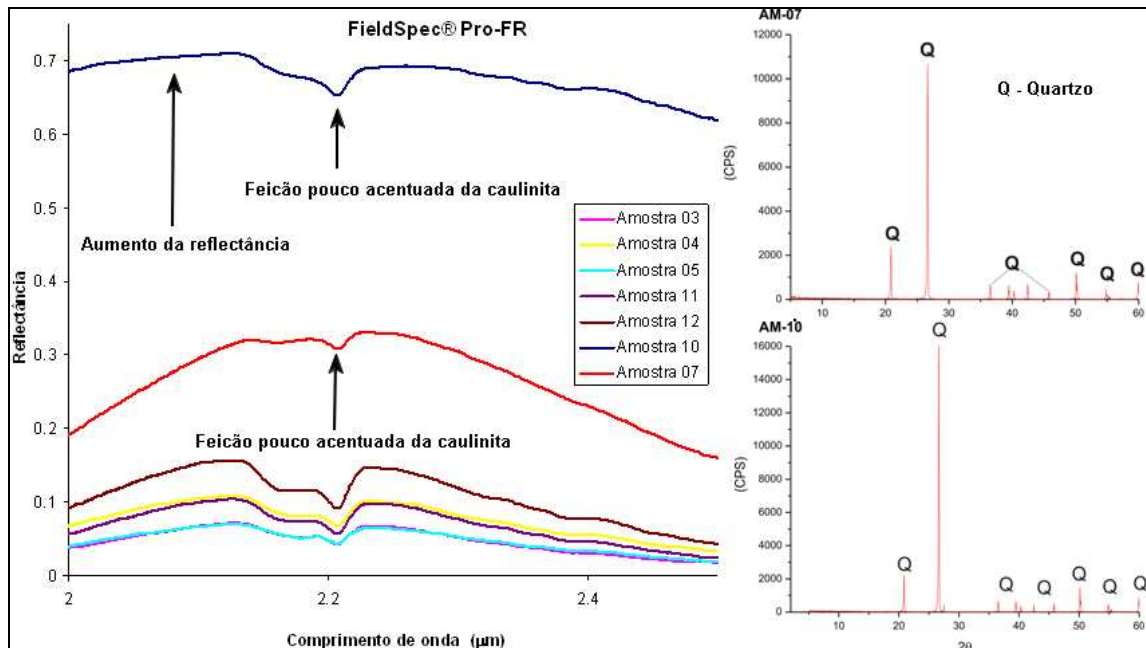


Figura 45 – Nas amostras 7 e 10 não ocorrem feições acentuadas na faixa da caulinita (2,2  $\mu\text{m}$ ).

Em relação à gibbsita<sup>18</sup>, nota-se que tanto para os dados FieldSpec (figura 45) quanto para os dados HSS (figura 46) não foram verificadas feições de absorção.

Na figura 47 são apresentados os espectros dos minerais do grupo das argilas, extraídos da biblioteca espectral do JPL/ENVI. Nota-se a forte feição de absorção da gibbsita em 2,26  $\mu\text{m}$ , faixa espectral típica de absorção da gibbsita, não encontrada nas amostras de trabalho. Estes espectros foram validados pelos resultados da difração de raio-x, no qual, não ocorreu nenhum pico de reflectância deste mineral nos difratogramas (figura 46).

<sup>18</sup> Não foi verificado neste trabalho a presença de gibbsita em nenhuma das amostras de solos.

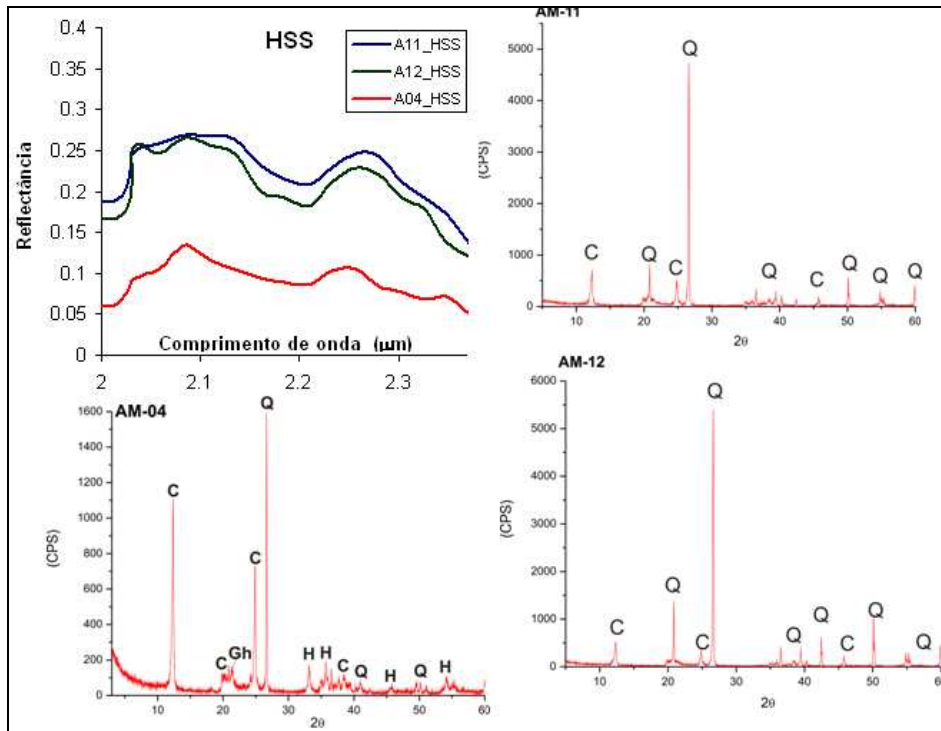


Figura 46 - Espectros de reflectância (2,0 a 2,37  $\mu\text{m}$ ) obtidos pelo sensor *HSS* e respectivos difratogramas de raio-X de algumas amostras selecionadas.

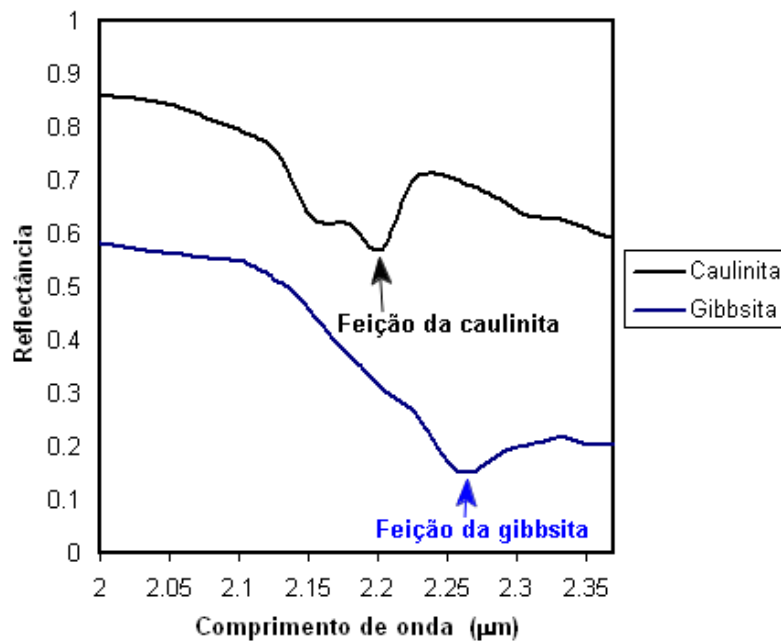


Figura 47 – Espectros de reflectância da caulinite e da gibbsite extraídos da biblioteca espectral do JPL/ENVI.

As amostras 1, 2, 3, 4, 5 e 6 dos solos LP apresentaram elevados valores de ferro em relação as outras amostras (tabela 3), e observados também no difratograma (figura 48), feições decorrentes principalmente das transições eletrônicas do Fe<sup>+3</sup>, próximo a 0,45 e 0,9 μm, com feições côncavas e com o ponto de inflexão próximo a 0,65 μm

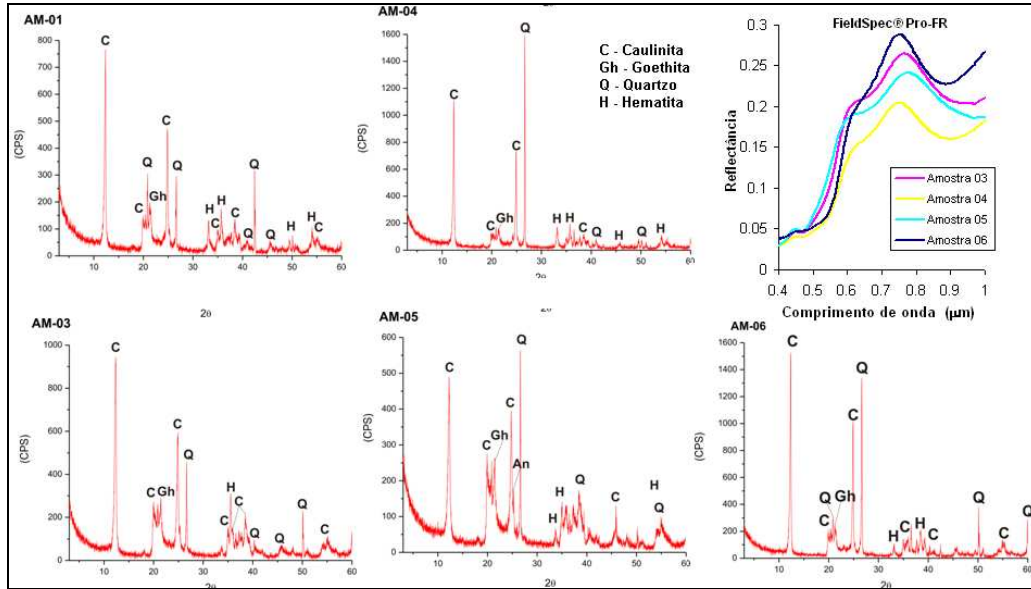


Figura 48 – Difratogramas e espectros dos solos LP.

Os solos LP, especificamente as amostras 3, 4, 5 e 6, apresentaram goethita em sua composição, detectada pelos difratogramas de raio-x, enquanto os solos LA, LV e NQ, não (figuras 49 e 50). A posição do ponto de máxima reflectância próximo a 0,45 μm é o fator determinante para a diferenciação de cores dos solos, que são determinadas pela composição relativa de goethita / hematita (MADEIRA NETTO *et al.*, 1970 *apud* BAPTISTA, 2006).

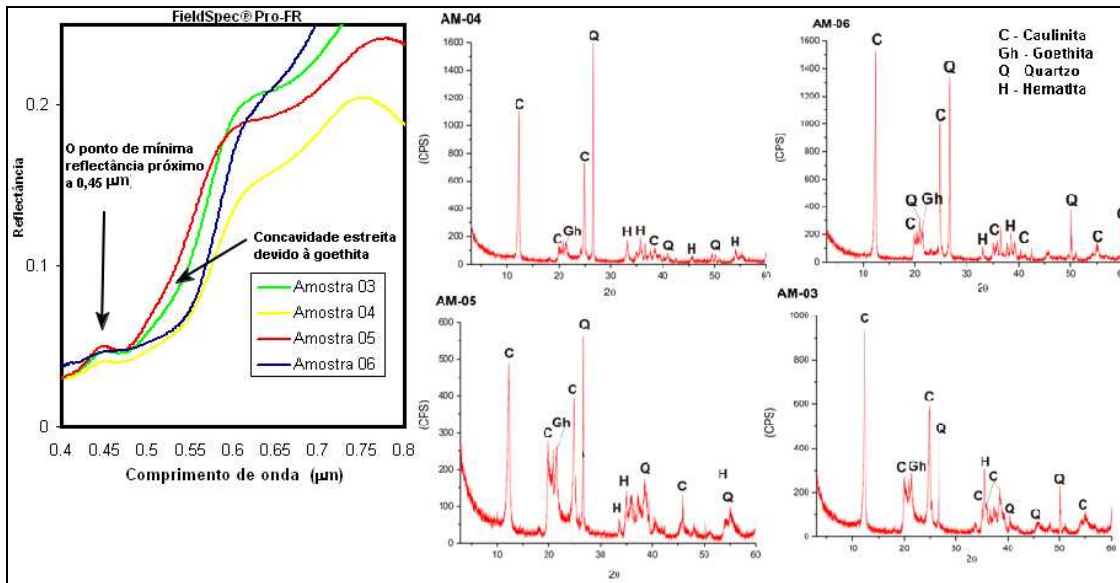


Figura 49 – Nas amostras 3 e 5, verifica-se que as maiores intensidades das feições atribuídas à goethita observadas nos espectros do sensor FieldSpec, são também encontradas nos difratogramas.

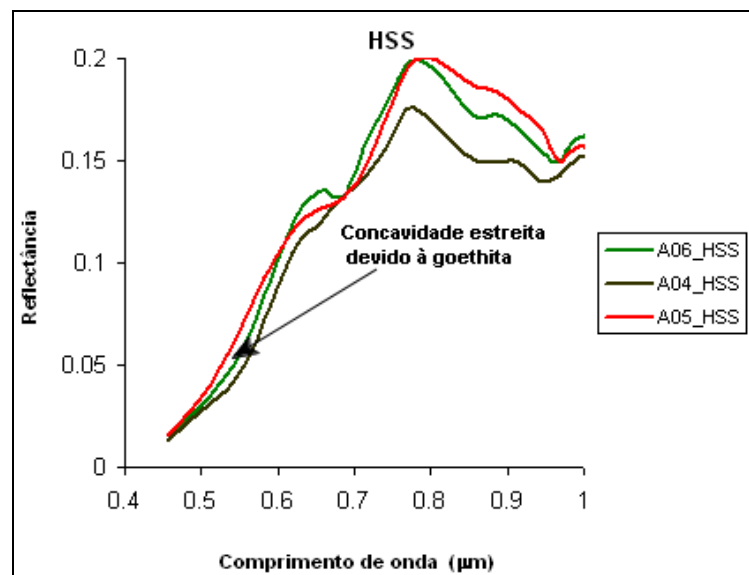


Figura 50 – Verifica-se também na amostra 5, concavidade estreita no espectro do sensor HSS, atribuída à goethita.

Na figura 51 são apresentados espectros de reflectância difusa de uma goethita e de uma hematita extraídas da biblioteca do aplicativo ENVI 4.5 (CLARK *et al.*, 1993). Nota-se que amostras de goethita e hematita são muito similares, e um dos fatores determinantes para a diferenciação é o ponto de máxima reflectância próximo a 0,45  $\mu\text{m}$ .

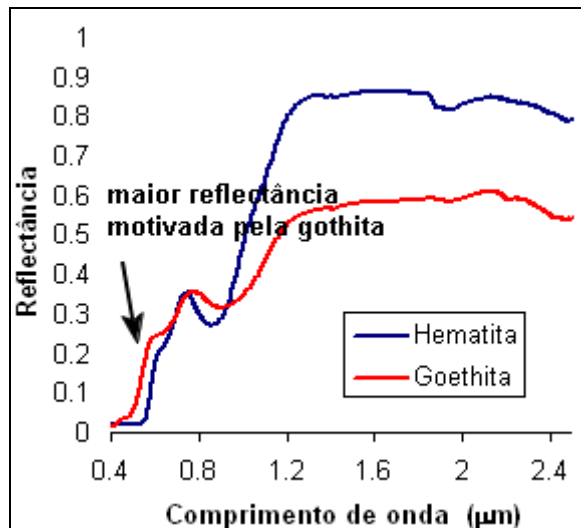


Figura 51 – Espectros de reflectância da goethita e da hematita (CLARK *et al.*, 1993)

A concavidade menos acentuada em 0,45 μm e maiores intensidades de reflectância em 0,9 μm representadas pelos solos de cores amareladas, indicam a predominância de goethita sobre a hematita.

Latossolos com cores mais amareladas ocorrem em decorrência dos maiores teores de goethita, com feições de concavidade mais estreita entre 0,4 a 0,6 μm e mais larga entre 0,7 e 1,0 μm, o que ratifica os resultados de vários autores citados no trabalho de Melo Filho *et al.* (2004), ou sejam, Schwetmann e Taylor (1977); Scherman e Waite (1985) e Demattê (1999).

#### 4.3.4 Correlação Entre os Dados Espectrais HSS (Sensor) e Fieldspec (Laboratório)

A figura 52 mostra o coeficiente de correlação linear<sup>19</sup> entre as reflectâncias obtidas através do HSS (aeronave) e do FieldSpec (laboratório) para 8 pontos amostrais. Nesta etapa as correlações foram calculadas para 37 comprimentos de ondas; as larguras de bandas do espectrorradiômetro foram convolucionadas utilizando-se a resposta espectral do sensor HSS. Há uma melhor correlação no intervalo de 0,6 a 1,0 μm, e uma menor correlação no intervalo de 2,0 a 2,19 μm. Esta menor correlação, no intervalo de 2,0 a 2,19 μm, era esperado, uma vez que, no momento da correção atmosférica foi evidenciado uma subcorreção entre os canais 20 a 25 do HSS. Conforme

<sup>19</sup> Todos os coeficientes de correlação são significativos a 5%.

Moreira (2008), testes posteriores indicaram que ajustes a menor no parâmetro que identifica a concentração de CO<sub>2</sub>, para próxima a 230 ppm, trouxeram benefícios quanto à continuidade espectral na região de 2000 nm, porém, como consequência, resultou em uma baixa restituição da influência do CO<sub>2</sub>.

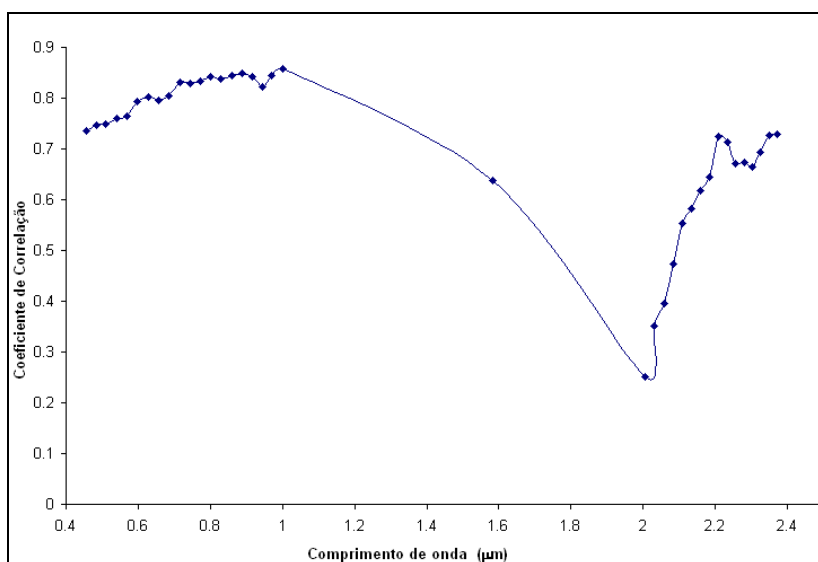


Figura 52 – Coeficiente de correlação entre os valores de reflectância medidos com o *HSS* e com o *Fieldspec* para 37 comprimentos de ondas.

Segundo Moreira (2008), deve-se considerar, entretanto, que a concentração do CO<sub>2</sub>, assim como ocorre para o vapor d'água, pode ocorrer razoável variabilidade ao longo de uma cena tão heterogênea, como o trecho de área urbana, sendo esperada a ocorrência de áreas de melhor e de menor ajuste da correção.

Ressalta-se que, apesar das diferenças na magnitude dos espectros de reflectância do *HSS* e do *FieldSpec* serem crescentes no sentido dos canais com maiores comprimentos de onda, verificou-se uma boa aproximação nos perfis espectrais de campo e da imagem.

Um aspecto importante a ser ressaltado na análise dos dados reside nos coeficientes de correlação encontrados entre as curvas do *HSS* e do *FieldSpec*, neste caso, não por comprimento de onda, mas por amostras individuais.

Nas análises individuais foram realizadas regressões lineares entre os espectros dos dois sensores, neste caso, adotou-se os valores obtidos no

laboratório como variável independente e os do *HSS* como variável dependente, mostrados na figura 53.

Nos resultados das 8 amostras analisadas (figura 53) foram verificadas altas correlações, com ajustes ( $r=0,94$ ), ( $r=0,91$ ), ( $r=0,87$ ); e menores correlações ( $r=0,63$ ), ( $r=0,65$ ), ( $r=0,75$ ).

A adoção das correlações individuais permitiu a identificação de uma melhor correlação entre as amostras; o mesmo não ocorreu com as correlações calculadas para os trinta e sete comprimentos de onda, principalmente, na faixa do Infravermelho de ondas curtas (*SWIR*). Entretanto, esta variação observada não é produzida somente pela baixa restituição do  $CO_2$ . Na figura 54 percebe-se que as curvas possuem o mesmo comportamento, porém os valores absolutos são distintos.

Na figura 54, também, é apresentado o resultado da subtração dos espectros da amostra 12. A variação observada na amplitude pode ser explicada pela absorção do comprimento de onda da feição da caulinita, centrada aproximadamente a  $2,2 \mu m$ . Esta suposta variação está associada à presença de alvos vizinhos mais significativos, no espectro da imagem, do que no espectro do laboratório. Estes alvos vizinhos ocasionam um menor valor absoluto na imagem. Baptista (2008) também observou esta variação por meio dos dados do sensor AVIRIS.

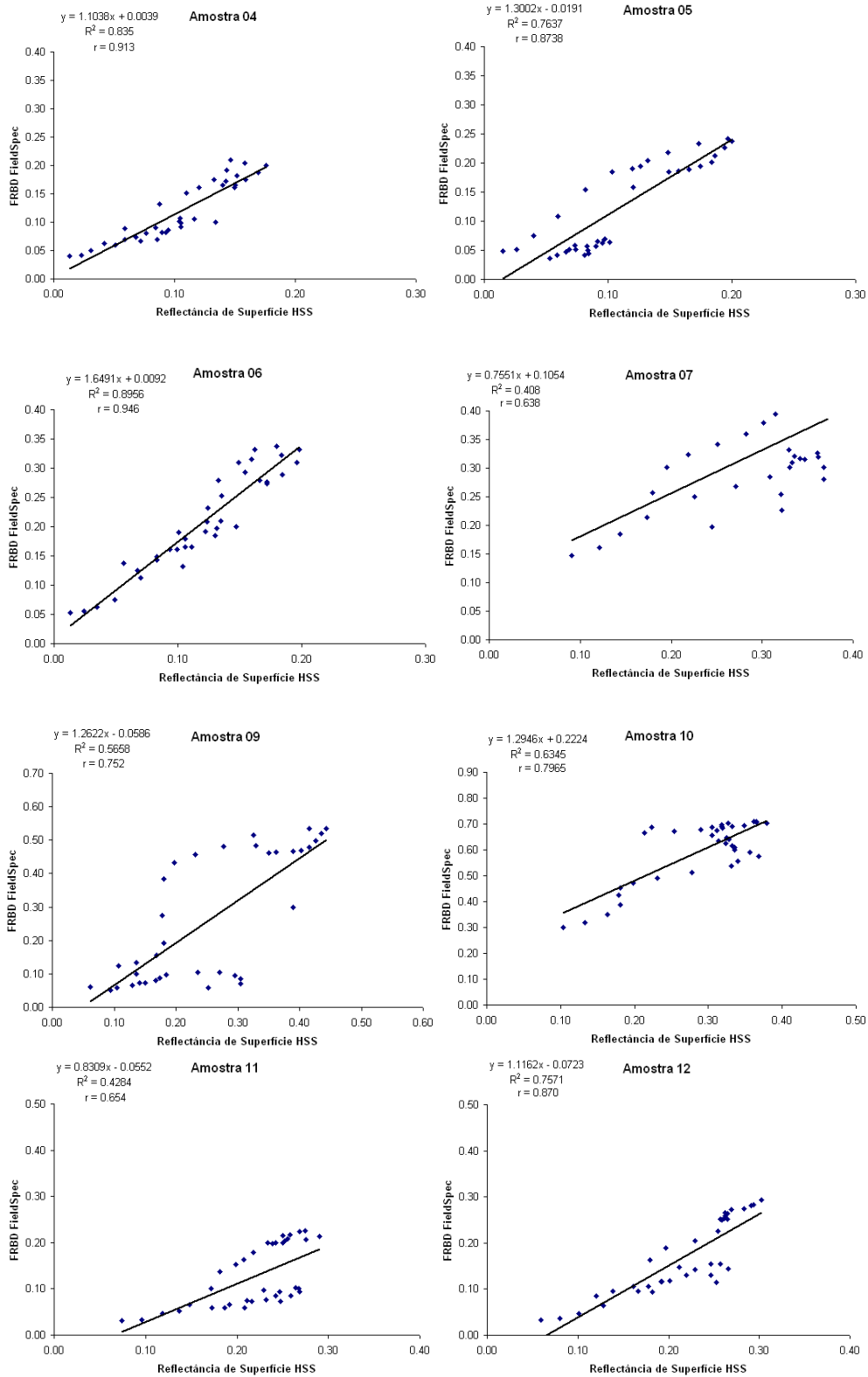


Figura 53 - Coeficiente de correlação calculados para amostras individuais.



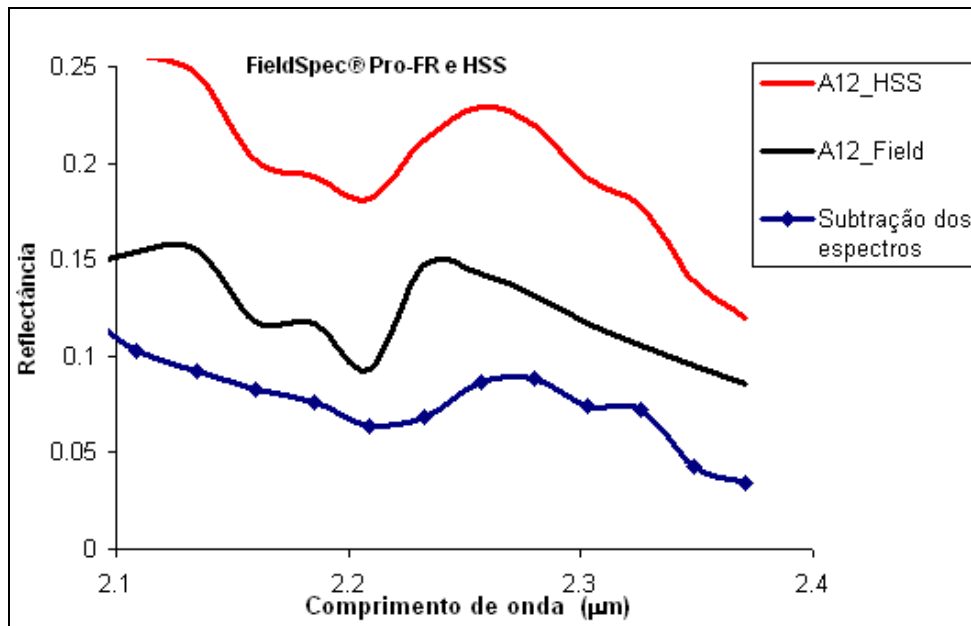


Figura 54 – Diferença entre os espectros da amostra 12, na faixa de 2.1 a 2,4 µm.

#### 4.4 Identificação dos Teores de Argila

Baseando-se na banda de absorção do mineral mais abundante da fração argila, no caso específico deste trabalho a caulinita, obteve-se um índice espectral adaptado de Baptista *et al.* (2000).

A figura 55 mostra os teores de argila mapeados na imagem *HSS*. A espacialização é resultado da variação textural que ocorre no campo e está classificado como textura muito argilosa em 250 m<sup>2</sup>, com valores maiores ou iguais a 65% do teor de argila, validada no ponto A3. A textura argilosa está com 15.462,5 m<sup>2</sup> com valores entre 35 a 65% do teor de argila, o que significa aproximadamente, que 74,42% da área mapeada possui textura argilosa, validadas nos pontos A01, A02, A04, A05 e A06.

São verificados materiais argilosos nos perfis realizados por Silva (2005), na Avenida do Turismo, próximo a área mapeada. Neste estudo foi obtido um perfil da referida avenida e constatou-se a presença de horizonte mosqueado da Formação Alter do Chão, na base do perfil, níveis com concreção laterítica e a crosta pisolítica acima e, no topo o solo argilo-arenoso amarelado.

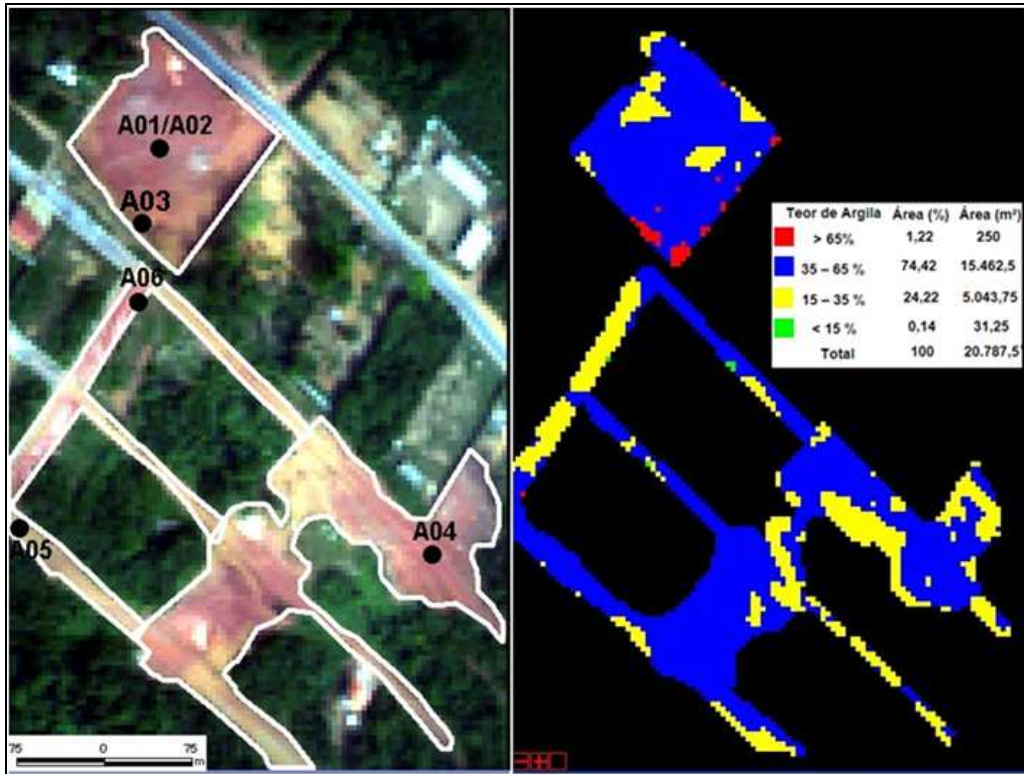


Figura 55 – Espacialização dos teores de argila e locais de coletas de solos.

Conforme mostra a figura 56 o teor de argila no solo classificado como textura média, representa 2.862,75 m<sup>2</sup> com valores entre 35 a 65% do teor de argila, o que representa 34,03% da área. Observa-se na porção meridional da área mapeada, a presença de uma mancha de solo com textura média corroborada pela amostra A12.

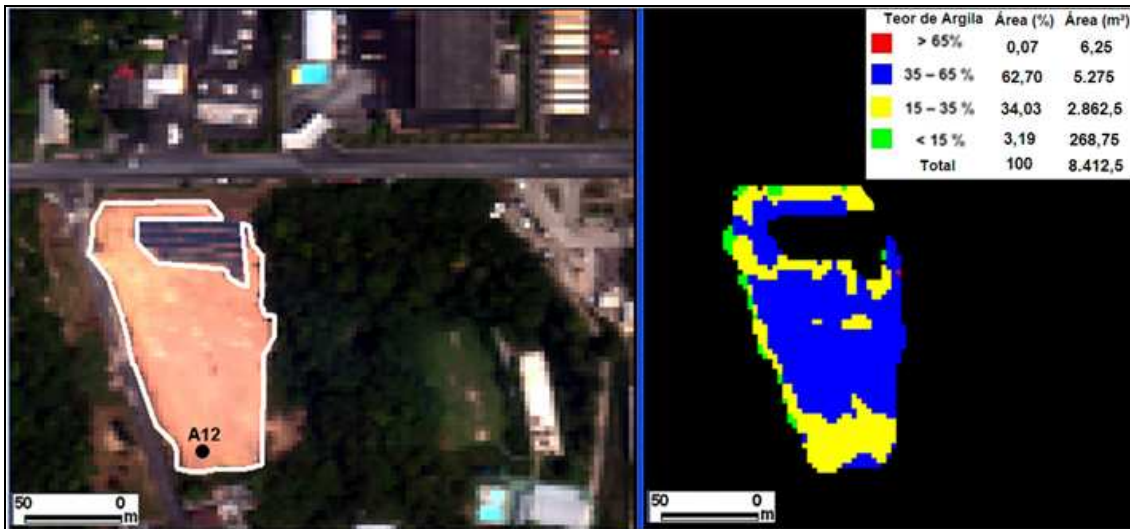


Figura 56 – Espacialização dos teores de argila e locais de coleta de solo.

Na figura 57 são verificadas texturas médias, argilosas e muito argilosa. De todas as áreas mapeadas, esta foi a que apresentou uma melhor distribuição das classes acima. Foram classificados como textura média em 8.425 m<sup>2</sup> com valores entre 15 a 35% do teor de argila, argiloso em 32.606,25 m<sup>2</sup> com valores entre 35 a 65%, muito argiloso 10.062,5 m<sup>2</sup> para valores maiores que 65%.

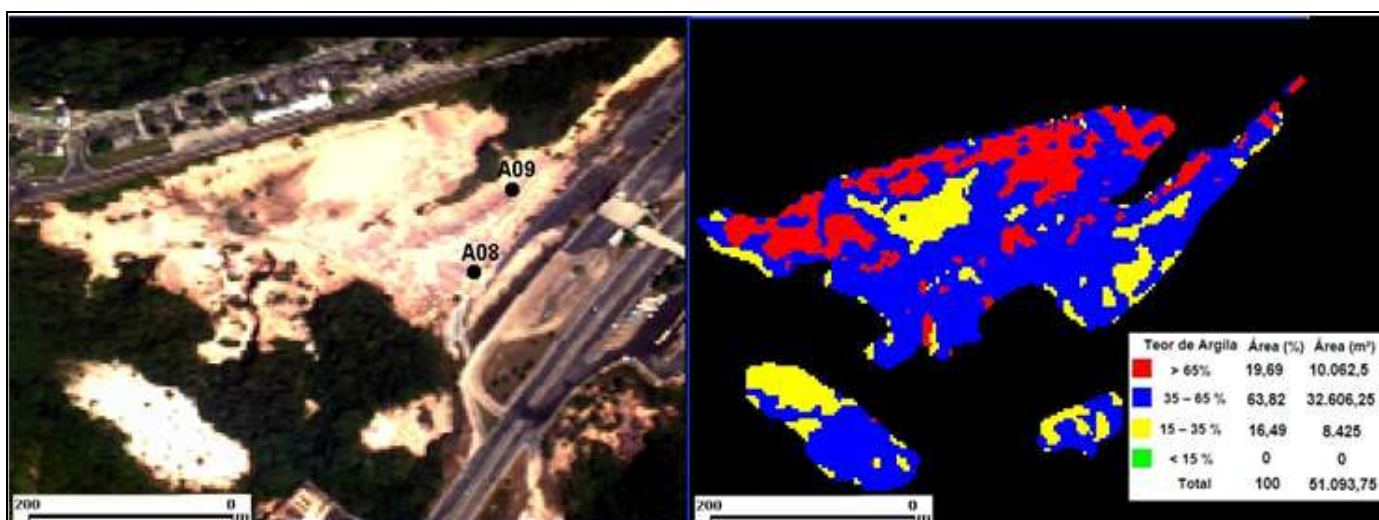


Figura 57 – Espacialização dos teores de argila e locais de coleta de solos.

Na figura 58 são mostrados os locais que apresentam mais baixos valores de porcentagem de argila. Estes locais de origem psamítica, classificado como arenosa em 3.487,5 m<sup>2</sup>, possuem teores menores ou iguais a 15% do teor de argila, ocorrendo predominantemente em locais aterrados. Estes valores classificados estão de acordo com os pontos (A07 e A10) validados em campo. Foi verificado no ponto A10 a presença de um campo de futebol. Este local possui material predominantemente de origem arenítica, proveniente de outra região (figura 59).



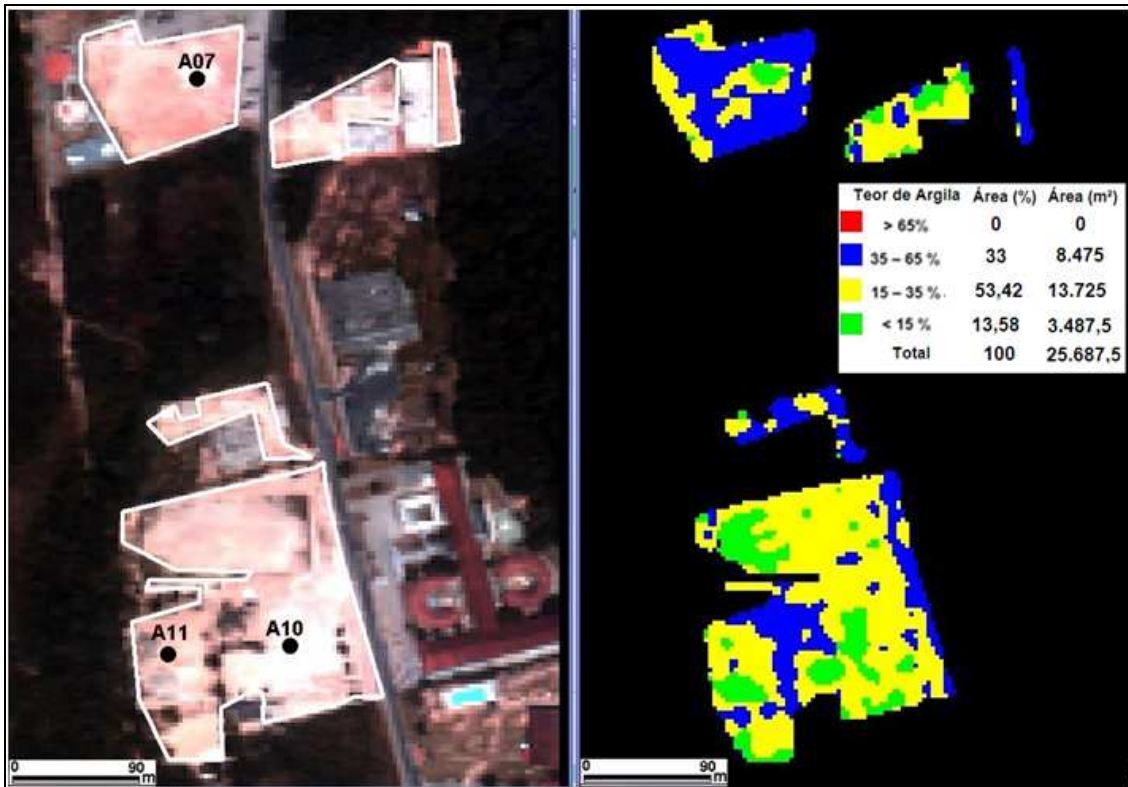


Figura 58 – Espacialização dos teores de argila e locais de coleta de solos.



Figura 59 – Campo de futebol de origem arenítica

Uma aspecto importante de salientar é que de todas as áreas espacializadas, esta foi a que apresentou uma maior quantidade da textura arenosa, fato esse verificado pela presença de aterros, e não pela formação *in situ* destes materiais.

Após a realização da regressão linear entre ITextura (variável dependente no sensor FieldSpec) e a porcentagem de argila em laboratório (variável independente), verificou-se uma forte correlação nos dados obtidos a partir da geração dos diagramas de dispersão, tanto no sensor *HSS* (figura 60) quanto no sensor FieldSpec (figura 61).

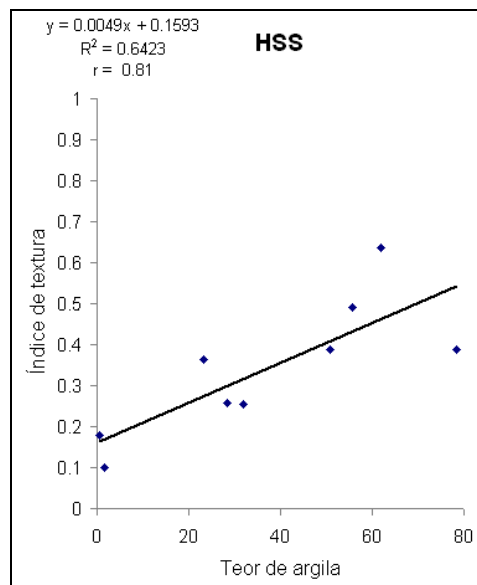


Figura 60 – Regressão linear para cada ponto amostrado no campo, entre os teores de argila (%) com o índice ITextura obtidos no sensor *HSS*.

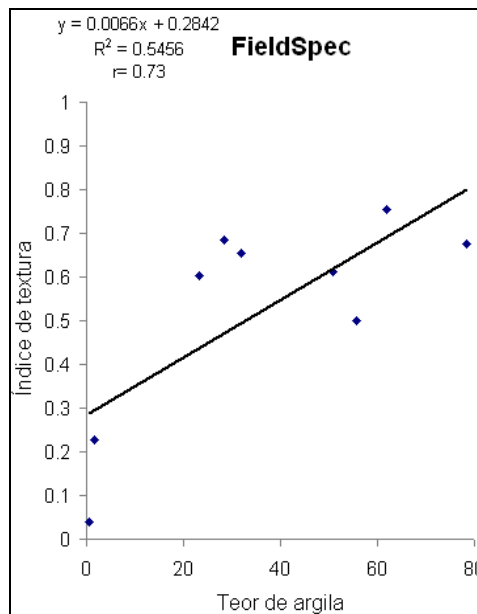


Figura 61 – Regressão linear para cada ponto amostrado no campo, entre os teores de argila (%) com o índice ITextura obtidos no sensor FieldSpec.

Um aspecto importante a ser ressaltado na análise dos dados reside nos coeficientes de correlação encontrados. Na regressão entre o índice ITextura do sensor *HSS* e os valores do teor de argila, o coeficiente de correlação foi mais elevado na imagem do que nas curvas espectrais obtidas em laboratório pelo sensor FieldSpec.

Vale ressaltar que a validação do índice espectral ITextura foi realizada por teor de argila (variável contínua) e não por classes texturais (variável discreta), pois, o solo não ocorre como evento discreto no espaço e, portanto, pode-se perceber a variação gradual e lógica dos teores de argila.

A espacialização deste parâmetro proporciona uma análise macro, assim como uma alternativa interessante de determinação de textura dos solos.

## **CAPÍTULO 5**

### **CONCLUSÕES**

Com relação ao pré-processamento e correção radiométrica do sensor *HSS*, pode-se concluir que:

Utilizou-se praticamente os mesmos parâmetros descrito por Moreira (2008) para se obter uma melhor correção atmosférica. Porém, as principais diferenças obtidas foram para a correção do vapor d' água, concentração de CO<sub>2</sub> e do não desvio de aproximadamente 0,017 $\mu$ m na calibração espectral do sensor *HSS* nos canais 18 e 19, próximos à região de absorção de vapor d'água de 0,94  $\mu$ m;

A correção atmosférica realizada com o aplicativo *FLAASH* foi considerada adequada, apesar das dificuldades de plena remoção da feição de vapor d'água em 0,94  $\mu$ m e na faixa do infravermelho de ondas curtas, próximo de 2,0  $\mu$ m;

Não foram obtidos resultado adequados com a correção *pixel-a-pixel* do vapor d'água e de aerossóis com as razões de banda *WR (Water Retrieval)* e *K-T (Kauffman-Tanré)*;

No geral, constatou-se coerência dos espectros do sensor *HSS* com as informações da literatura e dos espectros obtidos em laboratório;



Com relação à pré-identificação das classes de solos nas imagens através do classificador SAM, pode-se concluir que:

Foi observada boa capacidade de identificação espectral com o classificador SAM cujos resultados possibilitaram a pré-identificação adequada das classes de solos, assim como ajudaram a definir as áreas onde foram coletadas amostras em campo;

As amostras de solos foram adequadamente identificadas na imagem SAM, com ângulos menores 0,1 radianos;

Alguns solos não foram mapeados devido a forte influência da geometria de iluminação em virtude do amplo campo de visada (*FOV* de 86°) do sensor HSS, verificada principalmente nas bordas da imagem;

A utilização do classificador SAM, com diferentes valores angulares, abrangendo toda cena imageada, facilitou não apenas a identificação do solos com os demais alvos, mas também a separação de solos visualmente parecidos.

Portanto, os resultados demonstraram que as imagens HSS podem contribuir na discriminação de classes de solos.

Com relação às correlações entre os dados de laboratório (FRB) e da aeronave (HSS) e destes com as análises físico-químicas e mineralógicas, pode-se concluir que:

Os LP apresentam fortes feições de absorção de energia em razão dos teores de ferro mais elevados do que LA, NQ e LV. Isto é ratificado pela análise descritiva da forma e intensidade de absorção das curvas nos dois sensores;

As curvas espectrais médias das amostras de solos com maiores teores de argila resultaram em menor intensidade de reflectância, tanto pelo sensor terrestre quanto pelo aéreo;

Os LP apresentam baixa reflectância entre 0,1 e 0,2, não apresentando tendência a aumentar ao longo do espectro;

As amostras referentes aos Neossolos (material arenítico), apresentaram elevada intensidade de reflectância em toda faixa do espectro estudado;

Os teores de matéria orgânica nas amostras analisadas praticamente não variaram, de  $2 \text{ g/kg}^{-1}$  a  $10 \text{ g/kg}^{-1}$ , ou seja, valores menores de 1% do peso total. Portanto, o efeito da feição do ferro sobressaiu em relação a matéria orgânica;

O albedo das amostras arenosas, ou com baixos teores de óxidos de ferro, tendem a proporcionar tonalidades mais claras e uma maior intensidade de reflectância nas curvas;

As curvas espectrais representativas das classes de solo LP, LA, NQ e LV para os dados de laboratório (FRB) e da aeronave (*HSS*) são colacionáveis;

Os espectros de reflectância apresentaram coerência entre os dados de raios-X (difratogramas);

As correlações entre os dois ambientes de aquisição de dados (laboratório e *HSS*) são normalmente altas, especialmente na faixa do infravermelho próximo. Os menores coeficientes de correlação ocorreram no intervalo espectral correspondente ao limite superior do infravermelho de ondas curtas, acima de  $2,0 \mu\text{m}$ ;

Com relação à identificação dos teores de argila mapeados, pode-se concluir que:

Os resultados da aplicação do índice ITextura possibilitaram a determinação do teor de argila nos solos, ou seja, a espacialização reflete a variação textural que ocorre no campo;

Deve-se adequar a razão de bandas de acordo com os dados disponíveis, visando também testar a metodologia para um único mineral da fração argila (caulinita);

Vale ressaltar que todo trabalho que envolve sensoriamento remoto, necessita de trabalhos de campo, para que os parâmetros e resultados obtidos pelas imagens possam ser correlacionadas com os obtidos *in situ*.

A ausência de controle de campo concomitante com a aquisição dos dados *HSS*, dificultou a análise dos resultados, principalmente, na obtenção dos solos em campos, devido a modificação de alguns locais.

Pode-se concluir que a utilização do sensor *HSS*, para o mapeamento de teores de argila dos solos expostos, é bastante eficiente, apresentando uma forte correlação com os dados obtidos em campo.

Os resultados, como um todo, demonstraram o potencial da espectroscopia de imageamento (sensoriamento remoto hiperespectral), especificamente com o uso do sensor *HSS*, para a caracterização espectral (forma dos espectros e bandas de absorção dos minerais), propiciando a discriminação das diferentes classes de solos tropicais e a identificação, nos espectros, de alguns de seus componentes minerais.

## REFERÊNCIAS

AGUIAR, C. J. B.; HORBE, M. A.; R FILHO, S. F.; LOPES, E. S.; MOURA, U. F.; ANDRADE, N. M.; DIÓGENES, H. S. Carta hidrogeológica da cidade de Manaus. Manaus, CPRM-AM, 2002. p. 1-4. (Relatório Interno).

ALBUQUERQUE, O. R. Reconhecimentos geológicos no vale do Amazonas. Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, n. 3, 1922. 84p.

ANGSTROM, D. The albedo of various surface of ground. Geografiska Annler, Series A, Oxford, UK, 1925. 323p.

BAPTISTA, G.M.M.; MADEIRA NETTO, J.S.; MENESES, P.R. Mapeamento dos teores de argila de solos tropicais, por meio de dados de sensoriamento remoto multiespectral e hiperespectral. Revista Sociedade e Natureza, 2000.

BAPTISTA, G. M. M. Sensoriamento remoto hiperespectral: o novo paradigma nos estudos de solos tropicais. Brasília, Universa, 2006. 212p.

BEDIDI, A. e CERVELLE, B.; MADEIRA NETTO, J.S.; POUGET, M. Moisture effects on visible spectral characteristics of lateritic soils. Soil Science, 1992. p.129-141.

CARRERE, V. e ABRAMS, M. J. An assessment of AVIRIS data for hydrothermal alteration mapping in the Goldfield Mining District, Nevada. Proceeding of the AVIRIS Performace Evaluation Workshop, JPL Publication 88 – 38, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, California, 1988, p.134-154.

CARRERE, V. e CHADWICK, O. An AVIRIS Survey of Quaternary Surfaces Formed on Carbonate-Provenance Alluvium, Mojave Desert, Southern Nevada. Proceedings of the Second Airbone Visible/Infrared Imaging Spectrometer (AVIRIS) Workshop, JPL Publication, 1990, p.82-93.

CARVALHO JR, O. A; BAPTISTA, G. M. M; NETTO, J. S. M; MARTINS, E. S; CARVALHO, A. P. F; MENESES, P. R. Utilização de dados hiperespectrais do sensor AVIRIS para identificação da feição espectral da ligação magnésio-hidroxila em lateritos níquelíferos. *In: IX Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Santos, Anais, 1998. p.1283-1294.*

CLARK, R. N., GALLAGHER, A. J., AND SWAYZE, G. A. Material absorption band depth mapping of imaging spectrometer data using the complete band shape least-squares algorithm simultaneously fit to multiple spectral features from multiple materials: in Proceedings of the Third Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer (AVIRIS) Workshop, JPL Publication 90-54, 1990A. p. 176 - 186.

CLARK, R.N; KING, T.V.V; KLEJWA, M. High spectral resolution reflectance spectroscopy of minerals. *Journal of Geophysical Research*, 95: B8, 1990B. p. 12653-12680.

CLARK, R. N.; SWAYZE, G. A.; GALLAGHER, A.; KING, T.V.V.; CALVIN, W.M. The U.S. Geological Survey Digital Spectral Library: Version 1:0.2 to 3,0  $\mu\text{m}$ . U.S.G.S. Open File Report,1993. p. 93- 592.

CLARK, R.N. Spectroscopy of rocks and minerals, and principles of spectroscopy. In: Rencz, A. N. (ed.). *Manual of remote sensing – vol.3 – Remote sensing for the earth science*. John Wiley and Sons, Nova York, 1999.

COSTA, R.C.R., NATALI FILHO, T., OLIVEIRA, A.A.B. Geomorfologia da Folha SA.20-Manaus. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto Radambrasil. Folha SA.20-Manaus. Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Levantamento de Recursos Naturais. Rio de Janeiro: MME/DNPM. v. 18, cap. 2,1978. p. 165-244.

COSTA, M.L. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 21, n. 2, 1991. p. 146-60.

CRÓSTA, A.P.; SABINE, C.; TARANIK, J. V. A comparison of image processing methods for alteration mapping at Bodie, California, using 1992 AVIRIS data. Summaries of Sixth Annual JPL Airbone Earth Science Workshop, JPL publication. 96 -4, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, California,1996. p.57-62.

DU, H C.I; CHANG, H; REN, F.M; D'AMICO, J. O; JENSEN, J. New Hyperspectral Discrimination Measure for Spectral Characterization. Optical Engineering, 43: B8, 2004. P.1777-1786.

DEMATTE, J.A.M.; GARCIA, G. J. Alteration of soil properties through a weathering sequence as evaluated by spectral reflectance. Soil Sci. Soc. Am. J. 1999, p.327-342.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Sistema brasileiro de classificação de solos / [editores técnicos, Humberto Gonçalves dos Santos... *et al.*] – 2.ed. – Rio de Janeiro: Embrapa solos, 2006, p. 306.

EPIPHÂNIO,J.C.N.; FORMAGGIO,A.R.;VALERIANO,M.M.; OLIVEIRA,J.B. Comportamento espectral de solos do Estado de São Paulo. São José dos Campos:INPE,1992.p.132

FERNANDES FILHO, L.A. Geologia, mineralogia, geoquímica dos lateritos de Manaus-Amazonas. Dissertação de Mestrado em Geoquímica e Petrologia - Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará. Belém (PA), 1996. 96p

FERNANDES FILHO, L.A.; COSTA, M.L.; COSTA, J.B.S. Registros neotectônicos nos lateritos de Manaus- Amazonas. Geociências, v. 16, n0. 1, 1997. p. 9-33.

FISCH, G., MARENGO, J. A., NOBRE, C. A. Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia. Acta Amazonica 28(2), 1998. p.101-126.

FLORENZANO, T. G. Imagens de satélite para estudos ambientais. Oficina de textos. São Paulo, 2002. 97p.

FORMAGGIO, A.R. Comportamento espectral de quatro solos do Estado de São Paulo nos níveis orbital, de campo e de laboratório. Dissertação (Mestrado). São José dos Campos:INPE,1983,p.110.

GALVÃO, L.S. e VITORELLO, I. Role of organic matter in obliterating the effects of iron on color and on spectral reflectance of Brazilian tropical soils. Int. J. Remote Sensing,1998, p.1969-1979.

GUERRA,A.T. e GUERRA,A..J.T. Novo dicionário geológico-geomorfológico – 7 ed. Rio de Janeiro,2009,652p.

HORBE, A.M.C.; NOGUEIRA, A.C.R.; HORBE, M.A., SUGUIO, K. A laterização na gênese das superfícies de aplanamento da região de Presidente Figueiredo, Balbina, nordeste do Amazonas. In: COSTA, M. L., ANGÉLICA, R.S. Contribuições à Geologia da Amazônia. 1a. ed. Belém: FINEP/SBG Núcleo Norte. Cap. 5, v. 2, 1997. p. 145-76.

HORBE,A.M.C., NOGUEIRA, A.C.R., SOARES, E.A.A., SOUZA,V.S. A laterização na evolução morfológica da Região de Presidente Figueiredo, Estado do Amazonas. Manaus. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, Bol. Res. Exp., SBG/NO, 1999. p. 399 – 402.

HORBE, A.M.C.; HORBE, M.A.; SUGUIO, K; LARANJEIRA, R.B. Contribuição ao estudo das ocorrências de podzóis no noroeste do Amazonas. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, 2001, Belém. Anais... Belém: SBG/NO, 2001, v. 1, p. 70-4.

HORBE, A. M. C.; HORBE, M. A.; SUGUIO, K. Origem dos depósitos de areias brancas no nordeste do Amazonas. Revista Brasileira de Geociências, v. 33, 2003. p. 41-50.

HUNT, G.R. e SALISBURY, J.W. Visible and near infrared spectra of minerals and rocks. I. Silicate minerals. *Modern Geology*, 1970. p.283-300.

HUNT, G.R.; SALISBURY, J.W.; LENHOFF, C.J. Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: III. Oxides and hydroxides. *Modern Geology*, 1971. p.195-205.

HUNT, G.R.; SALISBURY, J.W.; LENHOFF, C.J. Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: VI. Additional silicates. *Modern Geology*, 1973. p.85-106

HUNT, G.R. Electromagnetic radiation: the communication link in remote sensing. In: SIEGAL, B.S; GILLESPIE, A.R. *Remote sensing in geology*. New York: J. Wiley & Sons, 1980. p.5-45

JENSEN, J.R. *Sensoriamento remoto do ambiente: uma perspectiva em recursos terrestres; tradução José Carlos Neves Epiphânio (coordenador)... [et al.]*. – São José dos Campos, SP: Parêntese. 2009.

KRUZE, F. A; LEFKOFF, A. B; BOARDMAN, J. B; HEIDEBRECHT, K. B; SHAPIRO, A. T; BARLOON, P. J; GOETZ, A. F. H. The Spectral Image Processing System (SIPS) - Interactive Visualization and Analysis of Imaging spectrometer Data. *Remote Sensing of the Environment*, v. 44, 1993. 145 - 163.

LEAL P.C. *Caracterização e interpretações genéticas de alguns solos da região de Manaus, AM. Dissertação de Mestrado. UFPe. 1996.109p.*

LISITA, A. e MOREIRA, R.C. Estudo espectral com imagens do sensor aerotransportado MSS. *Anais XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, Natal, Brasil, INPE, 2009. p. 1127-1133.

LUCHIARI, A; KAWAKUBO, F. S; MORATO, R. G. Aplicação do sensoriamento remoto na geografia. *In: L. A. B. Venturi, Praticando Geografia: técnicas de campo e laboratório*, São Paulo, Oficina de Texto, 2005. p. 33 - 54.



MADEIRA NETTO, J.S. Étude quantitative des relations constituants minéralogiques – réflectance diffuse des latosols brésiliens: application à l'utilisation pédologique des données satellitaires TM (Région de Brasília). Éditions de l'ORSTOM, Paris. 1993.

MADEIRA NETTO, J.S.; BÉDIDI, A.; CERVELLE, B., FLAY, N. Spectral (MIR) Determination of Kaolinite and Gibbsite Contents in Lateritic Soils. C. R. Acad. Sci. Paris, 1995. p.1995

MADEIRA NETTO, J.S. Spectral reflectance properties of soils. Photo-Interprétation, 1996. p.59-76.

MADEIRA NETTO, J. S. Comportamento espectral de solos. *In*: P. R. Meneses & J. S. Madeira Netto (eds.) Sensoriamento remoto: reflectância dos alvos naturais, Brasília, UnB, Planaltina: Embrapa Cerrados, 2001. p. 127 - 154.

MENESES, P. R. Fundamentos da Radiometria Óptica Espectral. *In*: P. R. Meneses & J. S. Madeira Netto (eds.) Sensoriamento remoto: reflectância dos alvos naturais, Brasília, UnB, Planaltina: Embrapa Cerrados, 2001, p.15 - 40.

MENESES, P. R. e FERREIRA JÚNIOR, L. G. Comportamento espectral de minerais e rochas. *In*: P. R. Meneses & J. S. Madeira Netto (eds.) Sensoriamento remoto: reflectância dos alvos naturais, Brasília, UnB, Planaltina: Embrapa Cerrados, 2001. p. 63 - 123.

MELO FILHO, J.F.; DEMATTÊ, J.A.M.; LIBARDI, P.L.; PORTELA, J.C. Comportamento espectral de um latossolo amarelo coeso argissólico em função de seu uso e manejo. *Magistra*, Cruz das Almas-BA, V.16, n.2, 2004. p.105-112

MELO, M.C.; MENDES, V.L.; MOREIRA, R.C., CASTRO, R.M. Metodologia para obtenção de reflectância de alvos urbanos em laboratório. *Anais XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, Natal, Brasil, INPE, 2009.

MOLION, L.C.B., DALLAROSA, R.L.G. Pluviometria da Amazônia: são os dados confiáveis? *Climanálise – Boletim de Monitoramento e Análise Climática*. 1990. p. 40-42

MOREIRA, M. A. Fundamentos do sensoriamento remoto e metodologia de aplicação. Viçosa, 2005, 320p.

MOREIRA, R.C; CASTRO, R. M; ESPÓSITO, E. S. C; LUCCA, E. V. D. Sensor hiperespectral HSS: sumário das características técnicas. *In: XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Goiânia, Anais, 2005, p.4517-4524.*

MOREIRA, R.C. Estudo espectral de alvos urbanos com imagens do sensor HSS (Hyperspectral Scanner System). Tese de doutorado - São José dos Campos: INPE, 2008,237p.

MOUVIER, G. A poluição atmosférica. Editora ática – São Paulo. 1997.

MUSTARD, J.F. e SUNSHINE, J.M. Spectral analysis for Earth Science. *Remote Sensing for the Earth Sciences*. Nova Iorque: John Wiley & Sons. 1999. p.251-306.

MYERS, V. I.; ALLEN, W.A. Electrooptical remote sensing methods as nondestructive testing and measuring techniques in agriculture. *Applied Optics*, Washington, DC, V.7,1968. p. 1818-1838.

NASCIMENTO, D.A., MAURO, C.A., GARCIA, M.G.L. Geomorfologia da Folha SA.21-Santarém. *In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto Radambrasil. Folha SA.22-Santarém. Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Levantamento de Recursos Naturais. Rio de Janeiro: MME/DNPM. v. 10, cap. 2, 1976. p.131-98.*

NOGUEIRA, A.C.R., TRUCKENBRODT, W., SOARES, E.A.A. O icnogênero *Arthropycus* de depósito sublitorâneos da Formação Nhamundá (Siluriano Inferior) da Bacia do Amazonas, região de Presidente Figueiredo. *Revista Brasileira de Geociências*, 29 (2). 1999, p.135-40.

NOGUEIRA, A.C.R., SILVA JUNIOR, J.B.C., HORBE, A.M.C., SOARES, J.L., MONTEIRO, A.D. A Gênese dos níveis silicificados da Formação Alter do Chão, Cretáceo Superior da Bacia do Amazonas. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, VIII, 2003, Manaus. Anais... Manaus: SBG/NO, 2003.

NOVO, E.M.L.M. Sensoriamento remoto: princípios e aplicações. São Paulo, 2008.

OLIVEIRA, F.M.; ARAÚJO, R. L.; CARVALHO, J. S.; COSTA, S. S. Determinação da variação no microclima de Manaus-AM por atividades antropogênicas e modulações climáticas naturais. *Acta Amazonica*. Vol. 38(4). 2008. p. 687 – 700.

ORLOV, D.S. Quantitative patterns of light reflection by soils. I. Influence of particle (aggregate) size on reflectivity. *Science Paper of High School Biology*, V.4, 1966. p.206-210

PIZARRO, M. A. Sensoriamento remoto hiperespectral para a caracterização e identificação mineral em solos tropicais. Dissertação de mestrado - São José dos Campos: INPE, 1998.185p.

RADAMBRASIL. Projeto RADAMBRASIL, Folha SA-20, Manaus. DNPM/MME. Rio de Janeiro.1978. 567p.

ROSA, R. Introdução ao sensoriamento remoto. Uberlândia, EDUFU, 2007. 248p.

RESEARCH SYSTEMS INC. ENVI user's guide. Version 3.4. Lafayette: Better Solutions Consulting, 2000, p. 614.

RESENDE, M.; CURI, N.; KER, J.C.; REZENDE, S.B. Mineralogia de solos brasileiros: interpretação e aplicações. Lavras: EDITORA UFLA, 2005. p. 192.

SENSYS TECHNOLOGIES. Proposal for an airborne hyperspectral imaging system – Technical, Sensys Technologies, Ann Arbor, 1999. 29p.

SHERMAN, D.M. e WAITE, T.D. Electronic spectra of Fe<sup>3+</sup> oxides and oxide hydroxides in the near IR to near UV. American Mineralogist, 1985. p.1262-1269

SILVA, C. L. Análise da tectônica cenozóica da região de Manaus e adjacências. Tese de doutorado – Rio Claro: UNESP, 2005. 205p.

SISTEMA DE PROTEÇÃO DA AMAZÔNIA (SIPAM). Base cartográfica digital na escala 1:250.000. Convênio SIPAM/IBGE. 2001

SOMBROEK, W.G. Amazon Soils. A reconnaissance of the soils of the Brazilian Amazon Region. Wageningen, Center for Agriculture Publ. Document, 1966. 292p.

SOUZA, C.G. Solos. Geografia do Brasil – Região Norte. Rio de Janeiro, IBGE, v.3, 1991. p. 123-168.

STONER, E.R. e BAUMGARDNER, M.F. Characteristics variations in reflectance of surface soils, Soil Science of America Journal, Madison, 1981. p. 1161-1165

VALERIANO, M. M., EPIPHANIO, J.C.N.; FORMAGGIO, A.R., OLIVEIRA, J.B. Bi-directional reflectance factors of 14 soil classes from Brazil. Int. J. of Remote Sensing, 1995. p.113-128

VITORELLO, I. e GALVÃO, L.S. Spectral properties of geologic material in the 400 to 2500 nm range: review for applications to mineral exploration and lithologic mapping. Photo Interp., 1996. p.77-99