Número: 399/2008

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA METALOGÊNESE

JULIANO ALVES DE SENNA

CARACTERIZAÇÃO ESPECTRO-MINERALÓGICA E ASPECTOS SOBRE A GÊNESE DE MATÉRIAS-PRIMAS CERÂMICAS CLÁSSICAS DO BRASIL: ESTUDOS DE CASO EM DEPÓSITOS DE PIROFILLITA, TALCO E CAULINITA

Tese apresentada ao Instituto de Geociências como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Ciências.

Orientador: Prof. Dr. Carlos Roberto de Souza Filho
Co-orientador: Prof. Dr. Rômulo Simões Angélica

CAMPINAS - SÃO PAULO

Agosto - 2008

© by Juliano Alves de Senna, 2008

Catalogação na Publicação elaborada pela Biblioteca do Instituto de Geociências/UNICAMP

Senna, Juliano Alves de.
Se58c Caracterização espectro-mineralógica e aspectos sobre a gênese de matérias-primas cerâmicas clássicas do Brasil: estudo de caso em depósitos de pirofillita, talco e caulinita / Juliano Alves de Senna -- Campinas,SP.: [s.n.], 2008.

Orientador: Carlos Roberto de Souza Filho.
Tese (doutorado) Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.

1. Análise espectral. 2. Cerâmica. 3. Minerais silicatados. I. Souza Filho, Carlos Roberto. II. Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências. III. Título.

Título em inglês: Spectral-mineralogical characterization and genetic aspects of classic Brazilian ceramic materials: case studies in pyrophillite, talc and kaolinite deposits.
Keywords: - Spectrum analysis;
- Ceramic
- Silicate minerals
Área de concentração: Metalogênese.
Titulação: Doutor em Ciências
Banca examinadora: - Carlos Roberto de Souza Filho;
- Álvaro Penteado Crosta;
- Antenor Zanardo;
- Lênio Soares Galvão;
- Teodoro Isnard Ribeiro de Almeida.
Data Defesa: 28/08/2008.
Programa de pós-graduação em Geociências.

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA METALOGÊNESE

AUTOR: JULIANO ALVES DE SENNA

CARACTERIZAÇÃO ESPECTRO-MINERALÓGICA E ASPECTOS SOBRE A GÊNESE DE MATÉRIAS-PRIMAS CERÂMICAS CLÁSSICAS DO BRASIL: ESTUDOS DE CASO EM DEPÓSITOS DE PIROFILLITA, TALCO E CAULINITA

ORIENTADOR: Prof. Dr. Carlos Roberto de Souza Filho
CO-ORIENTADOR: Prof. Dr. Rômulo Simões Angélica

Aprovada em: 28 / 08 / 2008

EXAMINADORES:

Prof. Dr. Carlos Roberto de Souza Filho (Presidente) _____

Prof. Dr. Alvaro Penteado Crósta _____

Prof. Dr. Antenor Zanardo _____

Prof. Dr. Lênio Soares Galvão _____

Prof. Dr. Teodoro Isnard Ribeiro de Almeida _____

Campinas, Agosto de 2008

“O mistério do Mundo está no visível, não no invisível.”

Oscar Wilde

Dedicatória

Ao passado, ao presente e ao futuro

Ao meu eterno "vô Senna"
Francisco A. Senna †
Aventureiro, Autodidata, Intelectual, Democrata,
Espirito, Socialista, Patriota & Brasileiro,
Saudade e Admiração

Aos meus saudosos avós
Amélia A. Carvalho (*Mélinha)* †
Helena R. Becker † & ***Roberto S. Rodrigues*** †
Espirito da Família, da Ordem, do Lar

Aos meus adoráveis pais
Rosa Maria R. & Fenelon A. Senna
Trabalho, Paciência, Saúde, Educação, Grande Gestão

Aos meus queridos filhos e amigos
Lavínia *(Lala)* ***& Augusto*** *(Guto)* ***B. Senna***
Companhia, Amor, Carinho, Aprendizado, Grande Projeto

A DEUS

"Imaginação é mais importante do que conhecimento."

Albert Einstein

Agradecimentos

*Ao grande profissional **Prof. Dr. Carlos Roberto de Souza Filho** (Beto), pela excelente orientação, cooperação e parceria nesta longa jornada.*

*A Gloriosa **UNICAMP**, por todas as oportunidades de pesquisa, aprendizado, sobrevivência: SAE, CECOM, FUNCAMP,....*

*Ao gentil **Prof. Dr. Rômulo Simões Angélica** (UFPA), pela co-orientação e no auxilio de DRX.*

*Ao **CNPq** pelas bolsas de doutorado e mestrado.*

*Ao **IG** pela infraestrutura, liberdade e acesso.*

*Às **Minerações Matheus Leme Ltda** & **Marc Ind. e Com. Ltda.** pela permissão e acesso às minas.*

*Ao **Prof. Dr. Antenor Zanardo** (DMP/IGCE/Unesp) pela valiosa, participação nas bancas e pela oferta de colaboração na pesquisa;*
*Aos professores do **DGRN/IG** pelos diversidade de interação geológica, em: aulas, bancas (projeto, qualificação e defesa), parcerias e conversas;*
*Às esplendidas secretárias da **Pós-IG**: Valdirene Pinotti & Edinalva Novaes;*
*A **Profa. Dr. Maria Cecilia Zavaglia** (**DEMA/FEM**) pelo conhecimento em cerâmica;*
*A **Profa. Dr. Hanna Jordt-Evangelista** (**DEGEO/EM/UFO**) pela grande oportunidade, no inicio da carreira, assim como a todos os professores do **DEGEO/EM** que participaram;*
*Aos funcionários do **IG**, em especial aos amigos: Aníbal Romano, Antônio Guerreiro, Josefina Steiner, Laércio Silveira, Moacir Cornetti, Ricardo Passanezi, Márcia Baena, Cassia Silva e Cristiano Silva;*
*Aos colegas do **LAPIG** pela amizade, companhia e ajuda: César Kazzuo, Eduardo Vicente, Diego Ducart, Vagney Augusto, Paulo Simões, Gustavo Nunes, Rodrigo Dutra, Sebastião Milton, Oderson Souza Fo., Rodrigo Salles, Wagner Amaral, Marcos Vasconcelos, Fabiane Hilario, Luciola Magalhães, Cleyton Carneiro, Samuel Murphy, Talita Lammoglia e Tatiana Roffe;*
*Aos colegas da **PÓS-IG** pela amizade e companhia, em especial: Osvaldo Lopes, Rolando Cabanilla, Bienvenido Palacios, Juliana Bueno, Joseane Carvalho, Adalberto Mantovani, João Fascina, Dailto Silva;*
*Aos colegas e a **CPRM** (Sureg-BH) pela experiência;*
*A todos os vigilantes da segurança da **Unicamp;***
*Aos Grupo e Profs. do **DGAE**, pelo TEIA;*
A todas as faxineiras do IG.

Agradecimentos

*A toda a **Família Senna** pela*
enorme paciência e colaboração,

*Aos meus queridos: **Lala e Guto**, pela força*
*Aos meus queridos pais **Fenelon e Rosa**, por tudo,*
*Às minhas queridas e amigas tias **Armênia e Agda Senna**,*
*À querida **Paula Barbosa** pela companhia, atenção, ajuda e amizade,*
*Aos meus queridos irmãos e família: **Rogério, Maurício e Rodrigo Senna**,*
*À querida **RepZoo** (berço desta civilização: **OPA**) e todos amigos (antigos e novos),*
*Às queridas Donas **Maria** ("Cumadre") e **Maria Emília** pelas orações,*
*À **Sta. Rita de Cássia** (Sta Quitéria) pelo auxílios incomensuráveis,*
*Ao querido **São Francisco de Assis** pelo grande exemplo,*
*À Nossa **Senhora de Aparecida** pela proteção,*
*Aos grupos do **CEAK** e do **GEAE** e seu plantel;*

*A **DEUS** nosso Pai, pela saúde e inteligência,*
por nos dar a oportunidade de evoluir durante
esta curta jornada, sem necessidade de expiar.

Enfim a todos que direta ou indiretamente
contribuíram para a execução desta obra,
o humilde e sincero.....

Obrigado

"Todos nós nascemos originais e morremos cópias."

Carl Gustav Jung

"O que os homens realmente querem não são conhecimentos, mas certezas."

Bertrand Russel

"A vida na Terra é somente uma passagem.

No entanto, alguns vivem como se fossem ficar aqui eternamente, e esquecem de ser feliz."

Fernando Pessoa

A nossa felicidade será naturalmente proporcional em relação à felicidade que fizermos para os outros."

Allan Kardec

A solidão é inerente à vida, principalmente à dos cientistas, afinal, somos só um por debaixo da pele. Sofremos com ela no inicio, mas nos acostumamos com o tempo. Assim como chegamos, partiremos sozinhos, mas inevitavelmente voltaremos para aprender com os outros adiantados solitários.

Juliano Senna

"A potência intelectual de um homem se mede pela dose de humor que ele é capaz de usar."

Friedrich Nietzsche

"Todo efeito tem uma causa. Todo efeito inteligente tem uma causa inteligente.

O poder de causa inteligente está na razão da grandeza do efeito."

Allan Kardec

"A argila fundamental de nossa obra é a juventude.
Nela depositamos todas as nossas esperanças e a preparamos para receber idéias para moldar nosso futuro."

Ernesto Che Guevara

SUMÁRIO

Páginas Preliminares i

Dedicatórias v

Agradecimentos vii

Epígrafe ix

Sumário xi

Figuras xvi

Siglas xix

Símbolos xxii

Abreviações xxiii

Tabelas xxiv

Resumo xxv

Abstract xxvii

INTRODUÇÃO **01**

(1) FAM - Faixa Algamatolítica Mineira **02**

(2) FTP - Faixa Talcífera Paranaense **02**

(3) SSBC - São Simão "Ball-Clay" **03**

CARACTERIZAÇÃO ESPECTRO-MINERALÓGICA DOS DEPÓSITOS DA FAIXA AGALMATOLÍTICA MINEIRA. SÍTIO MATEUS LEME, MG **05**

1. Introdução **06**

Aplicações e Propriedades Tecnológicas **07**

Aspectos Econômicos **07**

Proposição Científica **08**

Localização **11**

2. Cenário Geológico Regional **11**

2.1. Contexto Geotectônico Arqueano e Paleoproterozóico **11**

2.2. Litoestratigrafia **12**

Complexos Metamórficos (Mesoarqueano) **12**

Granitóides (Neoarqueano) **13**

Supergrupo Rio das Velhas (Neoarqueano) **13**

Supergrupo Minas & Granitóides (Paleoproterozóico) **15**

2.3. Lineamento Pitangui-Congonhas (LPG) **15**

3. Geologia da Faixa Agalmatolítica Mineira (FAM) **15**

3.1. Lineamento Pitangui (LP) **16**

3.2. Litoestratigrafia **16**

3.3. Compartimentação Geológica **16**

3.4. Sítio Mateus Leme (SML) **17**

Zona de Alteração Hidrotermal **21**

3.5. Mineração Mateus Leme (MML) **21**

4. Processamento Analítico (Aspectos Metodológicos) **22**

Amostragem e Preparação **22**

Análise Microscópica (MOP) **23**

Análise Difratométrica (DRX) **23**

Análise Espectral (ER) **24**

Classificação Mineral (DRX) **25**

Classificação Espectral (ER) **26**

Mapeamento Remoto **27**

5. Caracterização Espectro-Mineralógica (MML) **30**

5.1. Corpos Agalmatolíticos Maritaca (CAM) e Braúna (CAB) **33**

AGL1 (Agalmatolito Lamelar) **35**

AGL2 (Agalmatolito Maciço) **42**

AGL3 (Agalmatolito Silicoso) **55**

5.2. Encaixante Oeste (EncW-CAM) **62**

5.3. Encaixante Leste (EncE-CAM) **63**

6. Zoneamento Espectro-Mineralógico **67**

7. Mapeamento Espectro-Mineralógico Baseado em Imagens do Sensor ASTER **67**

8. Considerações Preliminares sobre a Gênese do Depósito **71**

Processo I: Protólito (Vulcanismo Félsico) **71**

Processo II: Metamorfismo Regional **72**

Processo IIIa: Hidrotermalismo - Metassomatismo **72**

Processo IIIb: Remobilização Hidrotermal, Dobramentos e Ascenção dos Granitóides **74**

Modelos Correlatos **74**

Petrogênese e Mineralogia do Depósito **76**

9. Classificação Integrada: ER & DRX **80**

10. Discussões e Conclusões **81**

Uso Industrial de Minerais Agalmatolíticos da FAM **82**

Minerais presentes em todas as classes de Agalmatolitos **82**

CARACTERIZAÇÃO ESPECTRO-MINERALÓGICA DOS DEPÓSITOS DA FAIXA AGALMATOLÍTICA MINEIRA. SÍTIO MATEUS LEME, MG *(continuação)*

Agalmatolito Classe 1 ..... **82**

Agalmatolito Classe 2 ..... **83**

Agalmatolito Classe 3 ..... **83**

11. Referências Bibliográficas **84**

CARACTERIZAÇÃO ESPECTRO-MINERALÓGICA, GÊNESE E MODELAGEM, DOS TALCOS DO GRUPO ITAIACOCA, NA JAZIDA "ANTA MOURA", PONTA GROSSA, PR **93**

1. Introdução **94**

Aplicações e Propriedades Tecnológicas **94**

Aspectos Econômicos do Talco **95**

Proposição Científica **96**

Localização da FTP **96**

2. Cenário Geológico Regional da FTP **98**

Complexos Apiaí Mirim (Paleoproterozóico) **98**

Grupo Setuva - Formação Água Clara (Mesoproterozóico) **101**

Grupo Açunguí (Mesoproterozóico) **101**

Grupo Itaiacoca (Neoproterozóico) **101**

Complexos Graníticos Cunhaporanga - W &Três Córregos - E (Neoproterozóico) **102**

Grupo Castro (Cambriano) **102**

Grupo Paraná (Devoniano) **102**

Grupo Itararé (Carbonífero-Permiano) **103**

Grupo São Bento (Jurássico-Cretáceo) **103**

Intrusivas Alcalinas (Cretáceo) **103**

Depósitos Aluvionares (Cenozóico/Holoceno) **103**

3. Geologia do Sul da FTP (Sítio Ponta Grossa - SPG) **104**

3.1. Grupo Itaiacoca (GI) **104**

Formação Abapã (Unidade Vulcânica) **102**

Formação Água Nova (Unidade Terrígena) **107**

Formação Bairro dos Campos (Unidade Carbonática) **107**

3.2. Complexo Graníticos (Três Córregos-CT & Cunhaoranga-CC) **107**

CT - Granito Arrieiros (GA) - NP3g1Iar **107**

CC - Granito Santa Rita (GSR) - NP3g2Isr **107**

3.3. Diques Básicos **108**

3.4. Aspectos Metalogenéticos **108**

3.5. Depósito Anta Mura (DAM) **108**

4. Processamento Analítico (Aspectos Metodológicos) **110**

Amostragem **110**

Denominação e Preparação das Amostras **113**

4.1. Análise Mineral **114**

Difratometria (DRX) **114**

Espectroscopia (ER) **114**

4.2. Classificação Mineral **115**

Difratometria (DRX) **115**

Análise Estatística (Clusters) **116**

Espectroscopia (ER) **116**

4.3. Mapeamento Remoto **117**

Correção Atmosférica **117**

Processamento Digital de Imagens (PDI) **118**

5. Caracterização Espectro-Mineralógica **119**

5.1. Frente de Lavra 1 (F1) **121**

Grupo I (classes: a,b,c) **125**

Grupo II (classes: a,b) **127**

Grupo III (F1 EW) **130**

Grupo IV (F1Y1B,Y1A) **130**

Grupo V (F1Y2,Y3) **131**

5.2. Frente de Lavra 2 (F2) **131**

Grupo I (classes: a,b,c) **133**

Grupo II (classes: a,b) **134**

Grupo III (F2A3,A5,A9) **135**

Grupo IV (F2A2,A8,T30) **139**

Grupo V (F2S1,S2) **139**

Grupo VI (F2A4) **139**

5.3. Frente de Lavra 3 (F3) **140**

Grupo I (classes: a,b,c,d) **142**

Grupo II (classes: a,b,c,d) **146**

5.4. Frente de Lavra 4 (F4) **146**

Grupo A (F2A1,A2,A3,A4) **149**

Grupo B (F2B1A,B1B,B2,B3) **151**

Grupo D (F2D1,D2B1, D2B2 ,D3,D4,D5) **152**

CARACTERIZAÇÃO ESPECTRO-MINERALÓGICA, GÊNESE E MODELAGEM, DOS TALCOS DO GRUPO ITAIACOCA, NA JAZIDA "ANTA MOURA", PONTA GROSSA, PR *(continuação)*

5.5. Matéria-Prima Industrial-& Talco Comercial **155**

Grupo I (T3,T4,T30) **155**

Grupo II (TcJ,TcYB,TcTPBA,TcTPBv) **156**

6. Mapeamento Espectro-Mineralógico por Dados do Sensor ASTER **160**

7. Considerações Preliminares Sobre a Gênese do Depósito **164**

EP1 (Mesoproterozóico) **164**

EP2 (Neoproterozóico) **165**

EP3 (Neoproterozóico) **165**

EP4 (Neoproterozóico) **165**

EP5 (Mesozóico) **166**

8. Discussões **167**

9. Conclusões **169**

9. Referências Bibliográficas **171**

CHARACTERIZATION OF CLAYS USED IN THE CERAMIC MANUFACTURING INDUSTRY BY REFLECTANCE SPECTROSCOPY: AN EXPERIMENT IN THE SÃO SIMÃO BALL-CLAY DEPOSIT, BRAZIL **177**

1. Introdução **178**

2. Reflectance Spectroscopy - Background **178**

3. Geological Setting of the São Simão Deposit **179**

4. Materials and Methods **181**

5. Results - Reflectance Spectroscopy and XRD **186**

Mineralogical Composition **186**

Kaolinite Crystallinity (or structural disorder) **191**

6. Discussions **191**

7. Conclusions **193**

8. References **193**

CARACTERIZAÇÃO E MODELAGEM DE ARGILAS UTILIZADAS PELA INDUSTRIA CERÂMICA POR ESPECTROSCOPIA DE REFLECTÂNCIA E DADOS MULTIESPECTRAIS ASTER. UM EXPERIMENTO NO DEPÓSITO DE BALL CLAY DE SÃO SIMÃO, SP 197

1. Introdução 198
2. Cenário Geológico do Depósito de São Simão 198
3. Materiais e Métodos 200
4. Resultados 201
5. Discussões e Conclusões 205
6. Referências Bibliográficas 205

CONCLUSÕES GERAIS 207

Faixa Agalmatolítica Mineira (FAM-SML-MML) 207
Faixa Talcífera Paranaense (FTP-SPG-DAM) 208
São Simão Ball Clay (SSBC) 209

ANEXO 211

LISTA DE FIGURAS

Introdução

Figura 1: Mapa Regional com localização das três áreas de estudo (FAM, FTP e SSBC) 4

Caracterização Espectro-Mineralógica dos Depósitos da Faixa Agalmatolítica Mineira. Sítio Mateus Leme, MG

Figura 1: Mapa de Localização da Faixa Agalmatolítica Mineira (FAM) no contexto do Quadrilátero Ferrífero. 9
Figura 2: A FAM no contexto da geologia (A) e morfologia do QF (B). 10
Figura 3: Mapa Geológico da FAM, c/ detalhe p/ os Sítios: SPO, SPM e SML. 19
Figura 4: Mapa Geológico com detalhe p/ o polígono MML (A) e imagem ASTER c/ polígonos minerários (B), do SML. 20
Figura 5: Litotipos do depósito da Mineração Matheus Leme (MML) em planta (A) e em corte-3D (B) 28
Figura 6: Mapa Geológico de detalhe (1:2000) da MML, estruturas de lavra, perfis e pontos de amostragem 29
Figura 7: Classes de Amostras definidas por Análise em Clusters 31
Figura 8: Foto-Seção Espectro-Mineralógica do Corpo Agalmatolítico Maritaca (CAM) 32
Figura 9: Fotopetrografias, macro (a-b) a mesoscópicas (c-f), e análises (g-h) do AGL1a (am01) 36
Figura 10: Fotopetrografias, macro (a), meso (b) e microscópicas (d-h), e análises (g-h) do AGL1b (am02) 37
Figura 11: Fotopetrografias macro (a-f) a mesoscópicas (g-h) e análises (g-h) do AGL1c (am04/13/10) 40
Figura 12: Fotopetrografias microscópicas (a-g) e análises (h-i) do AGL1c (am04/13/10) 41
Figura 13: Fotopetrografias macro (a-d) e mesoscópicas (e-l) e análises (g-h) do AGL2a (11) 44

Caracterização Espectro-Mineralógica dos Depósitos da Faixa Agalmatolítica Mineira. Sítio Mateus Leme, MG **(continuação)**

Figura 14: Fotopetrografias microscópicas (a-f) e análises (g-h) do AGL2a (11T) **45**

Figura 15: Fotopetrografias macro (a), meso (b) e microscópicas (c-h) e análises (i-j) do AGL2b (06) **46**

Figura 16: Fotopetrografias macro (a-b) e mesoscópicas (c-d) e análises (i-j) do AGL2c (08) **47**

Figura 17: Fotopetrografias macro (a-c) e mesoscópicas (d-l) e análises (m-n) do AGL2d (07) **50**

Figura 18: Fotopetrografias microscópicas (a-g) e análises (h-i) do AGL2d (07T) **51**

Figura 19: Fotopetrografias macro (a-e) a mesoscópicas (f-g) e análises (h-i) do AGL2e (03) **54**

Figura 20: Fotopetrografias macro (a-c), meso (d,g) a microscópicas (e-f,h-j) e análises (k-l) do AGL3a (12) **57**

Figura 21: Fotopetrografias macro (a-c), meso (d-e) a microscópicas (f-k) e análises (l-m) do AGL3b (05) **59**

Figura 22: Fotopetrografias macro (a-b) a mesoscópicas (c-j) e análises (k-l) do AGL3c (31) **60**

Figura 23: Foto-Seção Espectro-Mineralógica do Corpo Agalmatolítico Braúna (CAB) & Encaixante Oeste (EncW) **65**

Figura 24: Foto-Seção Espectro-Mineralógica da Encaixante Oeste (EncW) **66**

Figura 25: Zoneamento Mineral do CAM-MML e Resultados de Mapeam/o Espectro-Mineral (SAM) de dados ASTER **69**

Figura 26: Coleção dos Espectros de Referência (acima) e Resultados de PDI-SAM (abaixo) **70**

Figura 27: Diagramas de Fases Minerais Metamórficas e Petrogênese do Agalmatolito **73**

Figura 28: Modelo de Evolução Geológica e Zoneamento Espectro-Mineralógico do Agalmatolito **74**

Figura 29: Classificação, Correlação e Discriminação dos Litotipos Agalmatolíticos do Depósito **79**

Caracterização Espectro-Mineralógica, Gênese e Modelagem, dos Talcos do Grupo Itaiacoca, na Jazida "Anta Moura", Ponta Grossa, PR

Figura 1: Mapa Geotectônico da região do Arco de Ponta Grossa no contexto da FTP **99**

Figura 2: Mapa Geológico Regional da FTP **100**

Figura 3: Mapa de Aspectos Morfoestruturais (ASTER) do Sul da FTP **105**

Figura 4: Mapa Geológico do Sul da FTP e localização dos depósitos de Talco **106**

Figura 5: Localização e Articulação do Depósito Anta Moura. *Background*: imagem ASTER **111**

Figura 6: Fotografias da Lavra (DAM), articulação em FL e detalhe do protólito fresco. **112**

Figura 7: Ilustração da Frente de Lavra F1 e de seus materiais (talcíferos, contaminantes e da encaixante) **123**

Figura 8: Classificação Espectral dos Materiais da Frente de Lavra F1 **126**

Figura 9: Classificação Espectral e Difratométrica dos Materiais da Frente de Lavra F1 **128**

Figura 10: Classificação Difratométrica dos Materiais da Frente de Lavra F1 **129**

Figura 11: Ilustração da Frente de Lavra F2 e de seus materiais (talcíferos, contaminantes e encaixante) **132**

Figura 12: Classificação Espectral dos Materiais da Frente de Lavra F2 **136**

Figura 13: Classificação Espectral e Difratométrica dos Materiais da Frente de Lavra F2 **137**

Figura 14: Classificação Difratométrica dos Materiais da Frente de Lavra F2 **138**

Figura 15: Ilustração da Frente de Lavra F3 e de seus materiais (talcíferos, contaminantes e da encaixante) **141**

Caracterização Espectro-Mineralógica, Gênese e Modelagem, dos Talcos do Grupo Itaiacoca, na Jazida "Anta Moura", Ponta Grossa, PR **(continuação)**

Figura 16: Classificação Espectral dos Materiais da Frente de Lavra F3 **144**

Figura 17: Classificação Difratométrica dos Materiais da Frente de Lavra F3 **145**

Figura 18: Ilustração da Frente de Lavra F4 e de seus materiais (talcíferos, contaminantes e da encaixante) **148**

Figura 19: Classificação Espectral dos Materiais da Frente de Lavra F4 **153**

Figura 20: Classificação Difratométrica dos Materiais da Frente de Lavra F4 **154**

Figura 21: Classificação Espectral dos Materiais Industriais (Marc) e Comerciais, de Talco **158**

Figura 22: Ilustração do Beneficiamento e das MP (Marc), e Classificação Difratométrica dos materiais tipo **159**

Figura 23: Resultados da Classificação Supervisionada SAM por espectros de referência e dados ASTER **161**

Figura 24: Modelo e evolução geológica e mineral, sintético para a mineralização da FTP **163**

Characterization of Clays Used in the Ceramic Manufacturing Industry by Reflectance Spectroscopy : An Experiment in the São Simão Ball Clay Deposit, Brazil.

Figure 1: Locality map and geological setting of the study area. **180**

Figure 2: General setting for lab measurements with the FieldSpec Full Resolution (top figure) and schematic representation of parameters involved in such measurements. **181**

Figure 3: (a) Absolute reflectance spectra of SS clays (white, brown and gray), in the SWIR region. (b) Relative (continuum removed and stacked) reflectance spectra of SS clays – white (WC1, WC2), brown (BC1, BC2) and gray (GC1, GC2) species, throughout the VNIR-SWIR region. O.M. = organic matter. **183**

Figure 4: X-ray diffraction patterns of white (WC), brown (BC) and gray (GC) clays. Diffractograms: POS (partly oriented samples) and ROS (randomly oriented samples). **184**

Figure 5. Proposed schema for cristallinity evaluation. (a) Senna Index calculation based on reflectance features at 2.2 mm. (b) HI calculation based on kaolinite peaks analysis (K2 e K3 - Tab.1) **185**

Figure 6. SEM image of prismatic, rhombohedric siderite crystals associated with the Brown Clays **188**

Figure 7: SEM image of typical booklets of kaolinite aggregates in the White Clays **188**

Figure 8: SI (Senna Index) values yielded for archetypal ball-clays of the São Simão deposit, including samples containing impurities **183**

Figure 9: HI (Hinckley Index) values yielded for archetypal ball-clays of the São Simão deposit, including samples containing impurities (b,d,f) **190**

Figure 10: Cristallinity signature of the ball-clays of the São Simão deposit considering HI vs SI and SI vs HI relationships. Equations in each diagram can be used to compensate index values biased by the presence of excessive impurities and for the recalculation of outliers **192**

Caracterização e Modelagem de Argilas Utilizadas pela Indústria Cerâmica por Espectroscopia de Reflectância e Dados Multiespectrais ASTER. Um Experimento no Depósito de Ball Clay de São Simão, SP

Figura 1: Mapa Geológico, localização da região de estudo e seção geológica do aluvião Tamanduá **199**

Figura 2: Depósito de SS: (a) tipos de argila; (b) imagem ASTER do aluvião (bandas 321 em RGB); (iii) assinaturas espectrais das argilas; (d) espectros das argilas re-amostrados para resolução espectral do sensor ASTER; (e) variação estatística da assinatura espectral global do depósito **202**

Figura 3: Resultado do PDI e seções modelo nas duas principais regiões do depósito de SS **203**

LISTA DE SIGLAS, SÍMBOLOS E ABREVIAÇÕES

Siglas

a /ab / b	Frações granulométricas das amostra: a) bruta ab) desagregada b) cominuida (pó)
AGL (1,2,3)	Agalmatolito (1-tipo 1: lamelar, 2-tipo 2: maciço, 3-tipo 3: silicoso)
ACORN	*Atmospheric Correction Now*
AIG	*Analytical Imaging and Geophysic*
AIPEA	*Association Internationale Pour L'etude des Argiles*
ASD	*Analytical Spectral Devices*
ASTER	*Advanced Spacebone Thermal Emission and Reflection Radiometer*
B (1,2,..,9)	Bandas Espectrais ASTER
BBH / BC / BDV / BP	Bloco Belo Horizonte / Bloco Curitiba / Bloco Divinópolis / Bloco Paraná
BC	Argila Marrom (*Brown Clay*)
BH	Belo Horizonte
BIF	Formação Ferrífera Bandada (*Banded Iron Formation*)
BRF	Fator de Reflectância Bidirecional (*Bidirecional Reflectance Factor*)
CAB / CAM	Corpo Agalmatolítico: Braúna / Maritaca
CC / CT	Complexos Cunhaporanga e Três Córregos
CGS	Coordenate Geographic System
CJ	Ciclo Jequié
CL	*Continuo Line*
CM	Cinturão Mineiro
CMB / CMD	Complexos Metamórficos Belo Horizonte e Divinópolis
CPRM	Serviço Geológico do Brasil (MME)
CSF	Cráton São Francisco
CSIRO	*Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization*
D	Dureza, Profundidade
DAM	Depósito Anta Mora
Dm, Dp	Profundidade da absorção em um λ específico: m-muscovita, p- pirofillita
DNPM	Dpto. Nacional de Produção Mineral (MME)
DRX	Difratometria de raios X
EP	Episódios e Processos
Enc (E,W)	Encaixantes E (leste, litotipos e1-e9) e W (oeste, litotipos w1-w5)
ENE / E / ESE	Leste-Nordeste, Leste / Leste-Sudeste
ER	Espectroscopia de Reflectância
ETM	*Enhanced Tematic Mapper*
EUA	Estados Unidos da América
F(1,2,..)	Frentes de Lavra
F(1,2,.)(A,B,..)	Posição de Aamostragem na Frente de Lavra
FA / FSG	Falha da Azurita / Falha da Serra Grande
FAM / FTP	Faixa Agalmatolítica Mineira / Faixa Talcífera Paranaense

FAN / FAP / FBC / PBF	Form. Água Nova / Form. Abapã / Form. Bairro dos Campos / Form. Botucatu e Pirambóia
FOB	*Free on Board*
FR	*Full Resolution*
GA / GSR	Granito Arrieiros / Granito Santa Rita
GB / GM / GNL / GQO	Grupo Bambuí / Grupo Maquiné / Grupo Nova Lima / Grupo Quebra Ossos
GC	Argila Cinza (*Gray Clay*)
GF / GML / GPB	Granitóide Florestal / Granitóide Mateus Leme / Granitóide Barro Preto
HI	*Hinckley Index*
I	Intensidade
ICDD	*International Centre for Diffraction Data*
IFM	Intensidade da Fase Monomineralica
IFOV	Instantaneous Field Observation Visual
Im, Ip	Intensidade difratométrica em um angulo específico: m-muscovita, p-pirofillita
IR	Infravermelho (*infrared*)
JPL	*Jet Propulsion Laboratory*
L	*Radiance Sample*
Lc, Lp	Luz cruzada Luz polarizada
LC / LP / LPC	Lineamentos: Congonhas / Pitangui / Pitangui-Congonhas
LCS / LNA	Limites externos dos: CSF / NA (CSF)
LER	Laboratório de Espectroscopia de Reflectância
Lp / Lr	Luz paralela (transmitida) / Luz refletida
Ls	*Radiance Standard Panel*
MA	Média Aritmética
MDT	Modelo Digital de Terreno
MFA	Massa Filossilicática na fração argila
MG	Estado de Minas Gerais
MIR	*Mid-infrared*
ML	Mateus Leme
MME	Ministério de Minas e Energia
MML	Min. Mateus Leme
MODIS	*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*
MODTRAN	*Moderate Resolution Atmosferic Radiance and Transmittance Model*
MOP	Microscopia Óptica
MP / MPC	Matéria-Prima / Matéria-Prima Cerâmica
MWIR	*Middle Wave Infrared*
NA	Núcleo Arqueano
NASA	*National Aeronautics and Space Administration*
NW / NWN / N / NEN / NE	Noroeste / Noroeste-Norte / Norte / Nordeste-Norte / Nordeste
NIR	*Near Infrared* (região correspondente ao seguinte l: 0.7 a 1.0-1.3 mm)
OM	*Organic Matter*

pa / pagde	leitura de amostra em porta amostra: pa-pequeno / pagde-grande
PC	Principais Componentes
PDF	*Powder Diffraction File*
PDI	Processamento Digital de Imagens
PM	Pará de Minas
POS	*Partially Oriented Samples*
PR	Estado do Paraná
PT	Pressão e temperatura
Qa	Aluvião “Quaternário”
QF	Quadrilátero Ferrífero
RC	Remoção do Continuo
REM	Radiação Eletromagnética
RGB	*Red Gren Blue*
ROI	*Region of Intereste*
ROS	*Randomly Oriented Samples*
RS	*Reflectance Spectroscopy*
SAD	*South American Datum*
SAM	*Spectral Angle Mapper*
SW / SWS / S / SES / SE	Sudoeste / Sudoeste-Sul / Sul / Sudeste-Sul / Sudeste
SGE / SGM / SGRV / SGSF	Supergrupos: Espinhaço / Minas / Rio das Velhas / São Francisco
SI	*Senna Index*
SMD	Suite (domo) Mato Dentro
SML / SPM / SPO	Sítios: Mateus Leme / Pará de Minas / Pitangui-Onça de Pitangui
Somug	Leitura de amostra diretamente ao acessório (*muglight*)
SP	Estado de São Paulo
SRTM	*Surfle Radar Tematic Mapper*
SS / SSBC	São Simão / São Simão Ball Clay
SWIR	*Short Wave Infrared* (região espectral - λ: 1.0-1.3 a 2.5 mm)
TBJ	Tonalito Bom Jardim
TMR	Tectônica Marta Rocha
TSG	*The Spectral Geologist* (Software CSIRO)
TTG (1,2,3)	Terrenos Tonalito-Trondhjemito-Granodiorito (1: NA, 2: CM, 3: deformado no Brasiliano)
UFPA	Universidade Federal do Pará
USGS	*United States Geological Survey*
UTM	Universal Transversa de Mercator
vd / vdd	Leitura de amostra em vial: vd-com porta amostra / vdd-sem porta amostra
VIS	Região espectral (λ): visível (VIS: 0.4-0.7 mm)
VNIR	Região espectral (λ): visível e infravermelho próximo (VNIR: 0.7 a 1.0-1.3 mm)
WC	Argila Branca (*White Clay*)
WNW / W / WSW	Oeste-noroeste / Oeste / Oeste-sudoeste

Siglas (continuação)

XRD	*X-ray Diffraction*
ZC / ZCI	Zona de Cisalhamento / Zona de Cisalhamento Itapirapuã
ZM	Zoneamento mineralógico

Símbolos e Unidades

λ (μm) (nm)	Comprimento de onda (micr6ometro: 10^{-6}) (nanômetro: 10^{-9})
2θ	Ângulo de rotação do goniômetros (DRX)
Å	Angstrons
Al	Alumínio
Ar	Argônio
Co	Cobalto
CPS	Contagem por segundo
Cr	Cromo
d	Distância interplanar
E	Esmectita
Fe	Ferro
G	Goethita
Ga	Bilhões (Giga) de anos
H	Hematita (He), Halloysita (Ha)
K	Potássio
Kα / Kβ	Radiação
km / m	quilometro / metro
M / Ma	milhões (mega) de anos
Mg	Magnésio
Mn	Manganês
Nd	Neodímio
O	Oxigênio
Pb	Chumbo
Rb	Rubídio
Si	Silício
Sm	Samário
Sr	Estrôncio
t	Tonelada

Abreviações

1ªO, 2ªO, 3ªO	Ordem Mineral: 1ª-primeira, 2ª-segunda, 3ª-terceira
And	Andaluzita
Ca	Calcita
Di, Dia	Diásporo
Dol	Dolomita
Du	Dumortierita
Enc	Encaixante
Esc	Escala
Form.	Formação
Fuc	Fuchsita
Indet	Indeterminado(a)
K, Ka	Caulinita
Ky, Ci	Cianita
L	Lepidocrocita
M	Mica
Mb	Mica branca
Min	Mineração
Musc	Muscovita
P, Pir, Py	Pirofillita
Q, Qz	Quartzo
S	Siderita
T, Tur	Turmalina
T, Tc, Tlc	Talco (T: talco tipo, Tc: talco comercial)

LISTA DE TABELAS

Introdução

Tabela 1: Contexto Geológico, Mineral e Industrial dos Estudos de Casos. **4**

Caracterização Espectro-Mineralógica dos Depósitos da Faixa Agalmatolítica Mineira. Sítio Mateus Leme, MG

Tabela 1: Litologias da FAM (CPRM 2004) **18**

Tabela 2: Especificação do equipamento, condições e leitura das análises de DRX. **24**

Caracterização Espectro-Mineralógica, Gênese e Modelagem, dos Talcos do Grupo Itaiacoca, na Jazida "Anta Moura", Ponta Grossa, PR

Tabela 1: Especificação do Equipamento e Condições e Leitura das Análises de DRX **114**

Tabela 2: Composição química e sigla adotada para os espécimes minerais representantes dos óxidos, hidróxidos, carbonatos, fosfatos, halogênatos e sulfatos, detectados por DRX. **120**

Tabela 3: Composição química e sigla adotada para os espécimes minerais representantes dos inossilicatos, nesossilicatos, sorossilicatos e tectossilicatos, detectados por DRX **120**

Tabela 4: Composição química e sigla adotada para os espécimes minerais representantes dos filossilicatos, detectados por DRX.'4 **121**

Tabela 5: Assembléia mineral derivada por DRX e ER (TSG) dos materiais presentes na frente de lavra F1 **124**

Tabela 6: Assembléia mineral derivada por DRX e ER (TSG) dos materiais presentes na frente de lavra F2 **133**

Tabela 7: Assembléia mineral derivada por DRX e ER (TSG) dos materiais presentes na frente de lavra F3 **142**

Tabela 8: Assembléia mineral derivada por DRX e ER (TSG) dos materiais presentes na frente de lavra F4 **149**

Tabela 9: Assembléia mineral derivada por DRX e ER (TSG) dos materiais tipo (industriais) **157**

Characterization of Clays Used in the Ceramic Manufacturing Industry by Reflectance Spectroscopy : An Experiment in the São Simão Ball Clay Deposit, Brazil.

Table 1. Values obtained for d-spacings, hkl and relative intensity (I/Io) of the main peaks for the difractograms in Fig.4 (hkl and intensity values are from Brindley & Brown, 1984). K = kaolinite, Q = quartz low, M = mica, E = smectite (T), h = halloysite (10Å), H = hematite, G = goethite, L = lepidocrocite, S = siderite **187**

Número: 399/2008
UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE METALOGÊNESE

Caracterização Espectro-Mineralógica e Aspectos Sobre a Gênese De Matérias-Primas Cerâmicas Clássicas Do Brasil: Estudos De Caso Em Depósitos De Pirofillita, Talco e Caulinita

RESUMO

Tese de Doutorado
Juliano Alves de Senna

Matérias primas cerâmicas (MPC) naturais são materiais geológicos que exercem papel fundamental na economia de países mais desenvolvidos. Entretanto, no Brasil há uma tendência histórica em preterir investimentos na prospecção e explotação destes bens não metálicos em relação aos metálicos. Em função disso, os métodos de lavra até hoje utilizados são empíricos e o controle de qualidade precário, salvo alguns poucos depósitos administrados por grandes grupos mineradores. Neste sentido, há uma clara lacuna tecnológica a ser preenchida neste setor no Brasil. A Espectroscopia de Reflectância (ER), baseada na faixa do visível e infravermelho de ondas curtas (0.4-2.5 μm), é uma ferramenta fundamental do sensoriamento remoto e eficaz na detecção de óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio, carbonatos e filossilicatos. Seu uso potencial para caracterização espectro-mineral de MPCs é significativo, visto que não requer nenhuma preparação, é uma técnica rápida e de simples operacionalidade, e as análises podem ser feitas diretamente *in situ.* Considerando as complexidades envolvidas nesta caracterização, os objetivos desta pesquisa foram: (i) avaliar a eficácia da ER em separar as faciologias dos minérios, (ii) propor modelos espectro-mineralógicos dos depósitos, (iii) analisar as possibilidades de mapeamento dos minerais associados às jazidas, e (iv) determinar parâmetros que auxiliem na classificação dos minérios para uso industrial. Neste contexto, três importantes depósitos (peculiares e representativos metalotectos brasileiros) de MPCs foram escolhidos para investigação: (i) Pirofillita (Agalmatolito, para cerâmica refratária) em Mateus Leme (MG), (ii) Talco (para revestimentos cerâmicos) em Ponta Grossa (PR) e Caulinita (*ball-clay*, para louça sanitária e porcelana) em São Simão (SP). Em todos os depósitos, os materiais foram cuidadosamente classificados, seja quanto à composição mineral ou a aplicação industrial, com detecção dos principais minerais presentes e de espécimes ainda desconhecidas nos depósitos. Da mesma forma, o mapeamento interativo auxiliado por dados multiespectrais ASTER e espectros selecionados após a classificação, permitiu o reconhecimento espacial das abundâncias, concentrações e misturas minerais existentes nos depósitos. O sucesso da ER em caracterizar MPCs demonstrou a viabilidade da técnica: (i) para o reconhecimento de fácies litológicas e fases minerais, (ii) para a investigação dos materiais *in situ* por equipamentos portáteis, (iii) para dar suporte ao planejamento de lavra de curto e longo prazo, e (iv) para aplicações multidisciplinares nos estágios pré e sin-industrialização. Desta forma, a pesquisa contemplou o objetivo de caracterizar os mais clássicos tipos de MPCs brasileiras, possibilitando o desenvolvimento de novas técnicas de explotação adequada a cada caso, considerando um controle de qualidade ideal. Adicionalmente, a análise integrada dos dados permitiu avanços no entendimento da geometria e gênese desses depósitos, os quais poderão ser utilizados em etapas futuras de prospecção dessas commodities.

"I propose to show how this seeming extravagance of poetry is actually sober scientific fact."

James Dwight Dana

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE METALOGÊNESE

Spectral-Mineralogical Characterization And Genetic Aspects Of Classic Brazilian Ceramic Materials: Case Studies in Pyrophillite, Talc And Kaolinite Deposits

Abstract
PhD Thesis
Juliano Alves de Senna

Raw ceramic materials (CM) are geological resources that play a fundamental role in the economy of highly developed countries. However, in Brazil there is a historical tendency in disregarding investments in the prospecting and exploitation of these non-metallic commodities, in contrast to the metallic equivalents. As a function of that, current mining approaches are yet too empirical and the quality control precarious, exception made to a few deposits administered by large mining companies. In this sense, there has been a clear technological gap to be filled in this sector in Brazil. Reflectance Spectroscopy (RE), based on visible, near-infrared and shortwave infrared wavelengths, is a key remote sensing tool and effective in detecting Fe- and Al-bearing oxides and hydroxides, carbonates and phyllosilicates. Its potential use to the spectral-mineralogical characterization of CMs is significant, as it is a quick, operational, non-destructive technique that requires no sample preparation and that can be use for measuring materials *in situ*. Considering the complexities involved in this characterization, the objectives of this research were: (i) to evaluate the efficacy of ER in separating ores facies and associated rocks; (ii) to propose spectral-mineralogical models for the deposits, (iii) to analyze the possibility to map minerals associated to the deposits, and (iv) to determine parameters that might help in the classification of ores employed by the industry. In this context, three important deposits (peculiar and representative Brazilian metalotects) of ceramic materials were chosen for the investigation: (i) Pyrophyllite (agalmatolite, for refractory pottery) in Mateus Leme (Minas Gerais), (ii) Talc (for ceramic coverings) in Ponta Grossa (PR) and, (iii) Kaolinite (ball-clay, for sanitaryware and china pottery) in São Simão (SP). In all of these deposits, the materials were carefully classified as regards both mineral composition and industrial applications, with detection of both foremost minerals and specimens yet unknown in the deposits. Similarly, the interactive mapping provided by the classification of ASTER multispectral data based on selected spectral endmembers permitted the spatial recognition of the abundances, concentrations and existing mineral mixtures in the deposits. The success of the ER in characterizing CMs showed the feasibility of the technique (i) for the recognition of lithologic facies and mineral phases, (ii) for the analysis of geologic materials *in situ* by portable instruments, (iii) to provide support to the planning of short- to long-term mining and, (iv) for multidisciplinary applications during pre- to contemporary-industrialization stages. Consequently, the main objective of the overall research to characterize a multitude of classic Brazilian CMs was achieved, allowing the development of new methods for quality controlled exploitation of distinct ceramic ores. Additionally, the integrated analysis of the data permitted advancements in the understanding of the geometry and genesis of those deposits, which could be utilized in future phases of prospecting of those commodities.

“Não é a opinião ou experiência de um autor que pode impor um conceito à ciência,
e sim os argumentos e provas de que se dispõe,
discutidos de maneira clara e informal.”

Djalma Guimarães

INTRODUÇÃO

A atual economia mineral brasileira é voltada principalmente para a extração de bens metálicos devido a uma tendência histórica e ao valor unitário superior dos metais. Esse cenário é inverso aquele observado em países mais ricos, função da alta demanda de bens não-metálicos em sociedades desenvolvidas.

Os minerais não-metálicos, popularmente conhecidos como “minerais industriais”, são caracterizados no Brasil pelo consumo local ou regional, ou seja, o custo é extremamente dependente da logística. Estes empreendimentos mineiros, principalmente de pequeno a médio porte, encontram-se espalhados por quase todas as regiões do país. Entretanto, a indústria de transformação encontra-se concentrada em pólos produtores próximos aos grandes centros consumidores. A adaptabilidade destes materiais é dinâmica, mas para a exportação são requeridas especificações rígidas, que em muitos dos casos o Brasil não atende. A exemplo do que ocorre no cenário macroeconômico, decorrente de políticas públicas pouco voltadas para este setor, a problemática da extração da matéria-prima não é diferente. Em muitos casos, a explotação não é acompanhada de planejamento de lavra. No setor ceramista, um dos principais deste mercado, o cenário não é diferente, onde é comum a aplicação de um planejamento de lavra sucinto. A matéria-prima é extraída e separada empiricamente, sustentada as vezes em análises visuais, o que compromete o controle de qualidade do insumo.

Uma linha de pesquisa neste sentido, iniciada em 2001 no IG-UNICAMP, propôs, pela primeira vez, a aplicação de uma nova ferramenta que pudesse alavancar o planejamento de lavra de matérias-primas cerâmicas (MPC), em decorrência de um conhecimento detalhado das jazidas. A utilização pioneira da Espectroscopia de Reflectância (ER) em caracterização de MPC foi amparada nas facilidades que esta técnica apresenta, como: simples operacionalidade, procedimento não-destrutivo, isenção de suprimentos, análise rápida e dinâmica, além de permitir leituras diretamente no campo. Os resultados apresentados em 2003 (Senna 2003) certificaram o especial desempenho da ER no estudo de duas MPC clássicas: (1) Formação Corumbataí - Mina do Cruzeiro - Pólo Cerâmico de Santa Gertrudes e (2) *ball clay* de São Simão - Mineração Mateus Leme - Porcelana e Louça Sanitária.

Esses estudos preliminares abriram caminho para investigações mais detalhadas desenvolvidas como parte dessa pesquisa, ao nível de doutorado, em três sítios contendo MPs distintas e de aplicação diferenciada na indústria cerâmica (Fig.1, Tab.1): o depósito de agalmatolito de Mateus Leme (SP) da Faixa Agalmatolítica Mineira (FAM), de onde é extraída praticamente toda a pirofilita produzida no Brasil; o depósito de talco Anta Moura (Ponta Grossa, PR) da Faixa Talcífera Paranaense (FTP), principal metalotecto de talco no país e um dos maiores do mundo; e o depósito de *ball clay* de São Simão, SP (SSBC) - o principal da categoria no país. A grande maioria das MPCs explotadas dos três sítios supracitados são consumidas majoritariamente pelos pólos cerâmicos paulista e catarinense. No entanto

o principal consumidor de MPC clássica é o pólo de Crisciúma, no sudeste de Santa Catarina (Fig.1).

Os resultados obtidos no estudo desses três sítios estão sintetizados em três capítulos independentes nesse documento e brevemente introduzidos na seqüência:

(1) FAM - Faixa Algamatolítica Mineira

O primeiro capítulo, intitulado "Caracterização Espectro-Mineralógica dos Depósitos da Faixa Agalmatolítica Mineira (FAM), Sítio Mateus Leme, MG", é um estudo expandido sobre o principal depósito de agalmatolito (pirofilita) do país, situado na região cratônica do Estado de Minas Gerais (Fig.1, Tab.1). Esse depósito apresenta um planejamento de lavra superior em relação aos demais depósitos abordados nessa pesquisa. A variabilidade de composição dos corpos agalmatolíticos é grande e requer um planejamento mais minucioso, principalmente devido a aplicação multi-propósito dessa MPC. A FAM representa a porção do *Greenstone* Rio das Velhas (QF) menos estudada e possui um tipo de ocorrência *sui generis* no Brasil e provavelmente no mundo, só comparável aos depósitos de pirofillita da Carolina do Norte (EUA). As peculiaridades advêm da gênese metamórfica-metassomática-hidrotermal multi-fásica desta zona aluminosa rica em filossilicatos e polimorfos de Al_2SiO_5. A investigação do sítio de Mateus Leme e de suas adjacências, localizados na porção sudeste da FAM, foram o foco do trabalho. Os resultados da caracterização espectro-mineralógica baseada em ER e dados ASTER propiciaram o zoneamento de um corpo agalmatolítico, separando-o em três classes com composições distintas. Zonas particulares desse corpo, em função de sua composição mais pura ou agregada, têm aplicações distintas na indústria cerâmica.

(2) FTP - Faixa Talcífera Paranaense

O segundo capítulo, intitulado "Caracterização Espectro-Mineralógica, Gênese e Modelagem dos Talcos do Grupo Itaiacoca, na Jazida "Anta Moura", Ponta Grossa, PR", também é um estudo expandido sobre um dos maiores depósito de talco da FTP. Esta faixa situa-se na área de abrangência da "Faixa Móvel" (Arco de Ponta Grossa) no Estado do Paraná (Fig.1, Tab.1). O talco é um material estratégico para a indústria de cerâmica mundial devido as suas características particulares. Apesar disso possui um cenário de uso estagnado no país, e até declinante quando comparado à situação de poucas décadas atrás. A FTP compreende as unidades carbonáticas do Grupo Itaiacoca, que por sobreposição de processos geológicos, tornaram-se talcíferas. Apesar das características dos seus depósitos serem similares a depósitos clássicos (e.g., Montana, EUA), os modelos propostos para a gênese da mineralização ainda encontram-se em estágio embrionário de investigação. Genericamente, a gênese é complexa e, embora intimamente ligada à ascensão dos *plutons* adjacentes, também guarda relação com a composição do protólito, metamorfismo (regional, termal e dinâmico), hidrotermalismo, morfo-estrutura e supergênese. No depósito investigado em detalhe (Anta Moura), no sul da FTP, a caracterização espectro-mineralógica baseada em ER e dados ASTER propiciaram a classificação detalhada das matérias-primas. A caracterização indicou que além da abundância em talco o depósito contém uma gama de minerais secundários e/ou acessórios (Tab.1). Estes resultados

contribuíram para elucidar aspectos sobre a gênese do minério, assim como podem ser utilizados para nortear a extração e o uso de cada material visando aplicações distintas na indústria cerâmica.

(3) SSBC - São Simão "Ball-Clay"

Esta área de estudo situa-se no nordeste do Estado de São Paulo, no contexto da borda nordeste da Bacia do Paraná, e compreende depósitos de argila associados a sistemas aluvionares cenozóicos (Fig.1, Tab.1). Este terceiro capítulo será dividido em duas partes complementares:

A primeira parte (3a), redigida em inglês e intitulada "*Characterization of Clays Used in the Ceramic Manufacturing Industry by Reflectance Spectroscopy: An Experiment in the São Simão Ball-Clay Deposit, Brazil*", compreende um estudo concluído sobre as argilas *ball-clay* de São Simão, publicado no periódico *Applied Clay Science (Anexo)*. Esse estudo aborda uma investigação detalhada sobre a "cristalinidade" das argilas presentes nesse depósito. Foram estabelecidos padrões refinados para a investigação do alto ou baixo grau de desordem intracristalina dos minerais com base em ER e difratometria de raios X, para comparação. Um novo índice de "cristalinidade" para a caulinita, baseado em dados de ER, foi concebido nesse trabalho e potencialmente pode ser aplicado para amparar ou mesmo substituir técnicas tradicionais (*Hinckley Index*) destinadas ao mesmo fim. O uso da ER também logrou êxito na determinação de contaminantes nas argilas, como hidróxidos de ferro, muito comuns neste tipo de depósito.

A segunda parte (3b), também estruturada na forma de um artigo, é intitulada "Caracterização e Modelagem de Argilas Utilizadas pela Industria Cerâmica por Espectroscopia de Reflectância e Dados Multiespectrais ASTER - Um Experimento no Depósito de *Ball Clay* de São Simão, São Paulo". Esse trabalho foi publicado no 12° Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto e uma versão expandida do mesmo encontra-se em fase final de preparação para submissão ao periódico *International Jounal of Remote Sensing*. A investigação foi orientada no sentido de localizar os espécimes de argila (*endmembers*) com auxilio das imagens do sensor ASTER. Os espectros re-amostrados para a resolução espectral do sensor mostraram diferenças geométricas e de intensidade suficientes para seu mapeamento através de algoritmos de classificação do tipo hiperespetral (*Spectral Angle Mapper* - SAM). Os resultados comprovaram a eficácia dos dados e do método de classificação na discriminação de fácies observadas no depósito, propiciando ainda a confecção de um modelo de ambiente deposicional para as argilas.

Referência Bibliográfica

Senna J.A. 2003. *Caracterização de Argilas de Utilização na Indústria Cerâmica por Espectroscopia de Reflectância*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Unicamp, Campinas, 221 p.

***Tabela 1**: Contexto Geológico, Mineral e Industrial dos Estudos de Casos.*

	UF	Mineral Minério	Protólito	Processo	Mineralização	Paragênese Mineral	Aplicação Cerâmica
FAM	**MG**	**Pirofillita (agalmatolito)**	**Arqueano (aluminoso)**	**metamórfico metassomático hidrotermal**	**Paleoproterozóica (sin a pós Transamazônica)**	**qz, ky, py, mu, ka, dp, tu, du, fu,**	**Refratário**
FTP	**PR**	**Talco (material talcífero)**	**Meso a Neo Proterozóico (carbonático)**	**metamórfico metassomático hidrotermal**	**Brasiliana**	**tc, do, qz, sp, ka, ch, mc, es, gb, ca, vm**	**Revestimento**
SSBC	**SP**	**Caulinita (*ball clay*)**	**Mesozóico (areno-argiloso)**	**sedimentar**	**Cenozóica (Holoceno)**	**ka, qz, mo, es, sd, lp**	**Louça & Porcelana**

ca - calcita, ch - clorita, do - dolomita, dp - diásporo, du - dumortierita, es - esmectita, fu - fuchsita, gb - gibbsita, ka - caulinita, ky - cianita, lp - lepidocrocita, mc - mica, mo - matéria orgânica, mu - muscovita, qz - quartzo, py - pirofillita, sd - siderita, sp - serpentina, tc - talco, tu - turmalina, vm – vermiculita

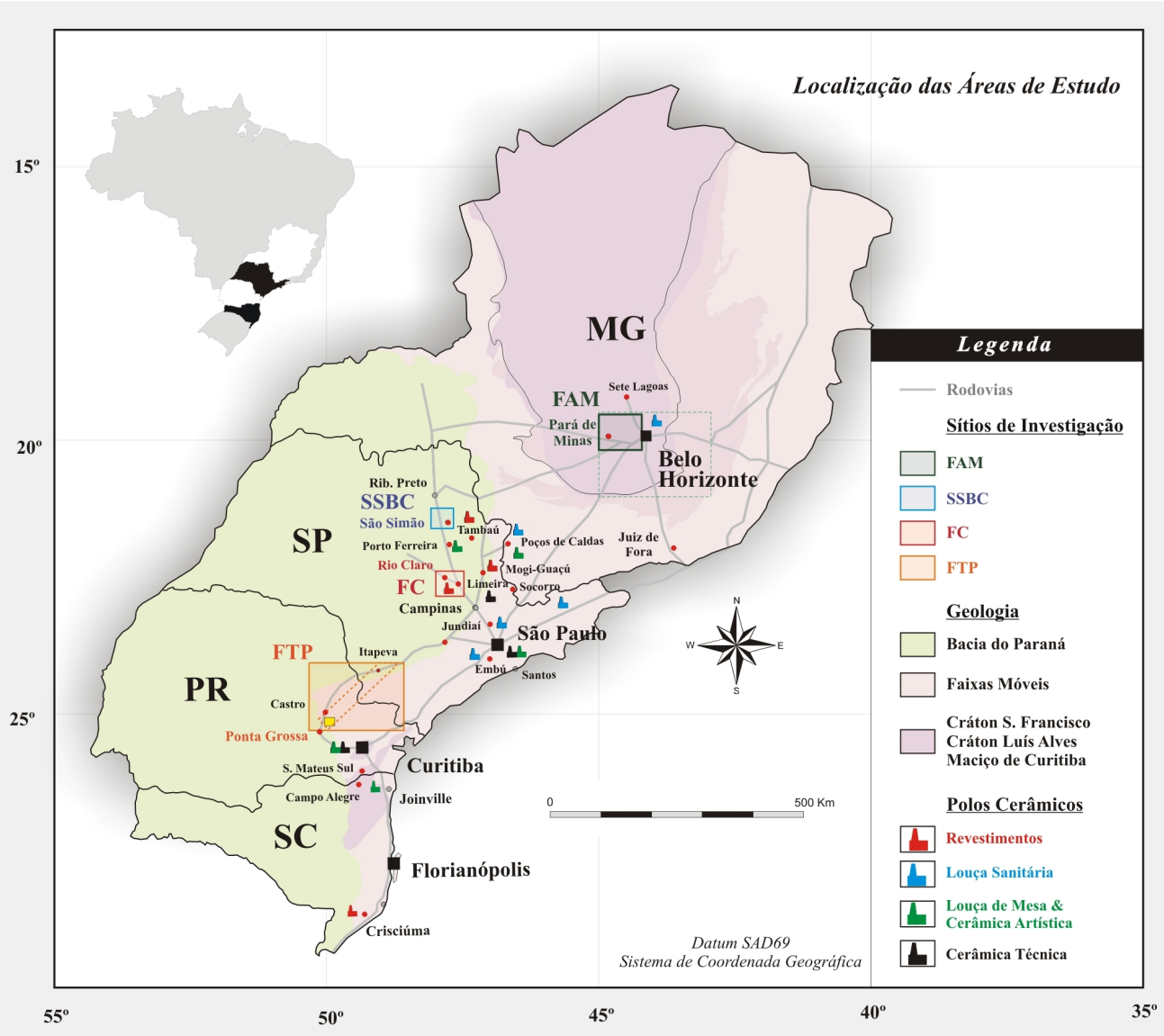


***Figura 1**: Mapa Regional com localização das três áreas de estudo (FAM, FTP e SSBC)*

CARACTERIZAÇÃO ESPECTRO-MINERALÓGICA E GÊNESE DOS DEPÓSITOS DA FAIXA AGALMATOLÍTICA MINEIRA. SÍTIO MATEUS LEME, QUADRILÁTERO FERRÍFERO.

Abstract. Agalmatolite is a peculiar rock commonly known by its high concentration of pyrophyllite and largely used worldwide in the ceramic industry. Along the manufacturing chain, it is employed to control granulometric composition of materials, as lubricating binders for ceramic extrusion and to avoid extensive shrinking during ceramic sintering, yielding low porosity, and highly reflective white ceramics. In Brazil, chief agalmatolites resources are hosted by meta-volcanic-sedimentary rocks of the Archaean Rio das Velhas greenstone belt that occur NW of Belo Horizonte, capital of Minas Gerais State. The deposits are placed along a SE-NW, 150km-long, 30km-wide, strike-slip fault, which cross-cuts the Archaean stratigraphy and is associated with metamorphic-metassomatic-hydrothermal events. Considering the intrinsic complexities involved in characterizing such materials by conventional methods (i.e., specifics on sample preparation), and using the type area of occurrence of agalmatolites in Brazil as a control, this works aims to (i) evaluate the potential of reflectance spectroscopy (RS) as a complementary (or substitutive in relation to optical microscopy and XRD), expedite and portable method to characterize sheet silicates; including definition of their type, composition and crystallinity; (ii) to seek a possible relation between spectral characteristics of these minerals and their use in the ceramic industry, and (iii) to evaluate the potential of ASTER multispectral data and image products to map agalmatolite-related minerals remotely. RS allowed the distinction of several mineral types and sub-types, including pyrophyllite, kyanite, andalusite, diaspore, micas, diasper, dumortierite, tourmaline, plus other clay minerals. RS also allowed these minerals to be grouped into three zones, which were further validated by XRD analysis. These zones typified in the agalmatolite deposits have a specific application in the ceramic industry, indicating the prominent potential of RS to characterize such industrial materials and help defining their use. Information extracted from ASTER data, comprising visible and infrared wavelengths, allowed the mapping of podiform structures along the shear zone containing similar mineral zoning. These results have important implications for regional exploration of these agalmatolite bodies and to detailed mapping of mine faces and boreholes, with vast potential benefits for the ceramic industry.

Keywords: *Agalmatolite, Pyrophyllite, High Aluminum Zone, São Francisco Craton, Quadrilátero Ferrífero, Raw Material, X-ray Difraction, Ceramic, Reflectance Spectroscopy, ASTER*

1. INTRODUÇÃO

Agalmatolito é a designação econômica para uma rocha peculiar, amplamente utilizada pelo setor industrial e que é economicamente explorada somente no Estado de Minas Gerais (Lara Filho 1997). É produto da superposição de processos metamórfico-metassomático-hidrotermais em protólitos vulcanossedimentares do Supergrupo Rio das Velhas (NW-Quadrilátero Ferrífero) (Jordt-Evangelista & Delgado 2005). Os depósitos de agalmatolito estão distribuídos ao longo de uma faixa (morfoestrutura, lineamento) de 150 km por 30 Km e direção SE-NW, desde Mateus Leme até Pitangui (MG).

O termo foi introduzido por Klaproth (1797; apud Allison *et al*. 1992), após verificar que a rocha importada da Europa para a China, para confecção de esculturas, não se tratava de pedra-sabão (talco). Segundo a etimologia de agalmatolito, o termo advém do grego: *agalma* (imagem: estátua de devoção a Deus) e *lithos* (rocha). A variedade de agalmatolito macio (esverdeado, acinzentado e amarelado), era denominada de pagodito pelos chineses (Answer 2007a, Dict 2007a, Mindat 2007a) desde os séculos VII-VIII, por ser utilizada na construção dos pagodes (templos chineses) durante a expansão do budismo (Ufogenesis 2005), na confecção de figuras exóticas (Wikisource 2007) e na substituição ao jade (Pereira 1990; Allison *et al.* 1992). Outro "sinônimo" é a pinita, um silicato alcalino hidratado (compacto, granular e criptocristalino), de cor variável (acinzentado, esverdeado e marrom), semelhante a mica e argilominerais, contendo sulfatos de alumínio e potássio, e formada por alteração química (pseudomorfose) de outros silicatos como a cordierita, iolita, nefelina e escapolita (Answer 2007b, Dict 2007b, Mindat 2007b). Análises feitas por Heddle (1882) in Allison *et al.* (1992), em materiais das montanhas ao NW da Escócia, confirmaram pioneiramente a ocorrência de agalmatolito. O termo foi oficialmente usado após investigações do Serviço Geológico Britânico na região supracitada, no fim do século XIX (Peach *et al.* 1907 in Allison *et al.* 1992). Durante muito tempo este termo foi utilizado para designar matéria-prima, constituída por pirofillita microcristalina maciça, útil também como rocha ornamental, pelo setor de minerais industriais. Atualmente a denominação tem sido usada para designar rochas ricas em micas brancas, muito finas e com aspecto maciço (Carmo & Romano 1996).

O conhecimento sobre as ocorrências de agalmatolito no Brasil iniciaram-se com as pesquisas de Moraes (1938) e Leinz (1938), época em que ficou conhecida a utilização deste material por compor o revestimento da estátua do Cristo Redentor no Rio de Janeiro (Pereira 1990). Na seqüência, os estudos de Nogueira & Barzaghi (1972) foram detalhados por Romano (1989,1993).

Apesar do termo agalmatolito ser comumente associado à concentração de pirofillita, verifica-se que há uma vasta assembléia mineral associada a sua ocorrência (e.g. quartzo, micas, cianita, andaluzita, diásporo, caulinita), compreendidas nas diversas faciologias existentes. Sua constituição extremamente aluminosa, aliada às características genéticas, indica a proveniência ligada às rochas "peraluminosas", consumidas pelos sucessivos processos de alteração. Estas características originais foram obliteradas por transformações completas e, mais raramente, parciais.

Aplicações e Propriedades Tecnológicas

Matérias-primas (MP) de pirofillita estão entre as mais importantes para a indústria de cerâmica no mundo. As vantagens decorrem do controle granulométrico, fator lubrificante na extrusão e baixa retração na sinterização, o que gera produtos extremamente brancos, com baixa porosidade e superfícies de alto brilho.

A utilização da pirofillita em revestimentos cerâmicos resulta em peças brancas, com controle do tamanho das partículas e, conseqüentemente, baixa retração durante a confecção dos artefatos. A superfície lisa do corpo prensado proporciona a aplicação de esmaltes por várias técnicas, resultando em peças com alto brilho. Seu uso nos EUA, Brasil e Indonésia é significante para a vitrificação de azulejos de corpo branco (Mooney 1996).

Da mesma forma, o agalmatolito possui comportamento lubrificante durante a extrusão, baixo teor de perda ao fogo e é utilizado para auxiliar a sinterização, diminuindo a porosidade do artefato (Carmo & Romano 1996).

Além de sua utilização para cerâmica (refratários, isolantes térmicos, moldes para fundição, revestimentos, etc.), o agalmatolito também é matéria-prima, como carga mineral, para as indústrias de tinta, borracha, sabão, polidores, ração animal, termoplástico e papel (mais raro) (Carmo & Romano 1996, Luz *et al.* 2001, Wiebeck 2003, Jordt-Evangelista & Delgado 2005). No mundo, de forma geral, o uso da pirofillita é centrado na produção de cerâmicas e refratários (Ciullo 1996a,b).

Aspectos Econômicos

A economia mineral da pirofillita é frequentemente atrelada a do talco, e os indicativos percentuais dos dois bens minerais são analisados conjuntamente. A Coréia do Sul é o principal produtor mundial de pirofillita (11,40%: talco + pirofillita); a China é o maior produtor de talco (36,79%: talco+pirofillita). Neste cenário, o Brasil ocupa a 6° posição (4,92%: talco + pirofillita) em produção e a 4° em reservas (talco + pirofillita) (Martini 2006). Entretanto, os EUA, grande e clássico produtor de pirofillita (Carolina do Norte - Montanhas Rochosas, Spence 1975, Sykes & Moody 1978), não divulga seus indicativos no *Mineral Commodity Summaries*, publicados pela USGS. No começo da década de 1980, o Japão era o maior produtor (50%) e o Brasil ocupava a 4° colocação (Pereira 1990). O Estado de Minas Gerais possui 90% (32.170 t) das reservas lavráveis de pirofillita e 100% (14.016.380 t) das de agalmatolito, sendo que, neste último caso, as reservas estão distribuídas na seguinte ordem, por município: Pará de Minas (50,7%), Onça de Pitangui (36,9%), Mateus Leme (9,8%) e Pitangui (2,6%) (DNPM 2005). Apesar do Brasil não ser um dos maiores produtores de pirofillita, é um dos principais produtores do raro agalmatolito, ao lado da China (Harben & Kuzvart 1996). Entre 2001 e 2002, a produção de agalmatolito aumentou em 67% (120 → 200 $x10^3$ t), sendo a empresa Lamil (Lage Minérios Ltda) a principal produtora (DNPM 2004).

Proposição Científica

A Faixa Agalmatolítica Mineira (FAM), designação aqui utilizada para denominar o conjunto alinhado de depósitos de agalmatolito, representa uma feição crustal de gênese peculiar e restrita ao Estado de Minas Gerais. Vem sendo intensamente estudada nas últimas duas décadas (Romano 1989, Romano 1990(a,b), Romano 1992, Romano & Carmo 1992, Romano 1993, Romano *et al.* 1995, Romano & Noce 1995, Romano & Renger 1996, Romano & Paiva 1997, Romano 1998, Jordt-Evangelista *et al.* 2003, Jordt-Evangelista 2005), principalmente quanto a sua mineralogia, petrologia, estratigrafia e evolução tectônica, orientando a investigação para reconhecimento do protólito e da gênese hidrotermal. A distribuição espacial dos minerais de minério constituintes dos corpos mineralizados ainda é pouco conhecida, principalmente no sentido de amparar a extração planejada destes minerais.

Técnicas como a difratometria de raios X e a microscopia óptica, têm sido utilizadas com sucesso para a discriminação das faciologias relacionadas aos agalmatolitos. Entretanto, estas técnicas envolvem a preparação dos materiais para análise e há limitada ou nenhuma possibilidade de medição *in situ*. A espectroscopia de reflectância (ER), uma das ferramentas fundamentais do sensoriamento remoto, é sensível à detecção de filossilicatos e hidróxidos de alumínio na faixa do infravermelho de ondas curtas (1.0-2.5 μm). Além da grande utilidade em caracterização mineral, destaca-se por ser uma técnica não-destrutiva, rápida, de simples operação (Clark 1999) e por permitir análises diretamente no campo (Gladwell *et al.* 1993, Curtiss & Goetz 1994). Os filossilicatos e hidróxidos de alumínio são típicos de sistemas hidrotermais de alto alumínio ("*High-Alumina Hydrothermal System*"-Schmidt 1985), um tipo particular de depósito epitermal, e muito comuns na zona mineralizada da FAM (Romano & Renger 1996).

Considerando as complexidades envolvidas na caracterização dos agalmatolitos por métodos convencionais, os objetivos desse trabalho foram os seguintes: (i) avaliar o potencial da ER como um método eficaz, capaz de caracterizar as diversas faciologias do minério com base na composição mineral; (ii) verificar a capacidade da ER como uma ferramenta portátil, expedita e alternativa (e.g., em relação a microscopia óptica e DRX) para a caracterização de filossilicatos, incluindo definição de tipos, composição e "cristalinidade"; (iii) estabelecer um zonamento mineralógico do jazimento; (iv) avaliar a possibilidade de mapeamento remoto de minerais (e/ou fácies) associados ao agalmatolito através de dados multiespectrais do sensor ASTER e imagens-produto de classificações supervisionadas; (v) determinar parâmetros espectrais que possam auxiliar na classificação desse minério para aplicação industrial, ou seja, a relação entre as características espectrais dos minerais com seu uso na industria de cerâmica.

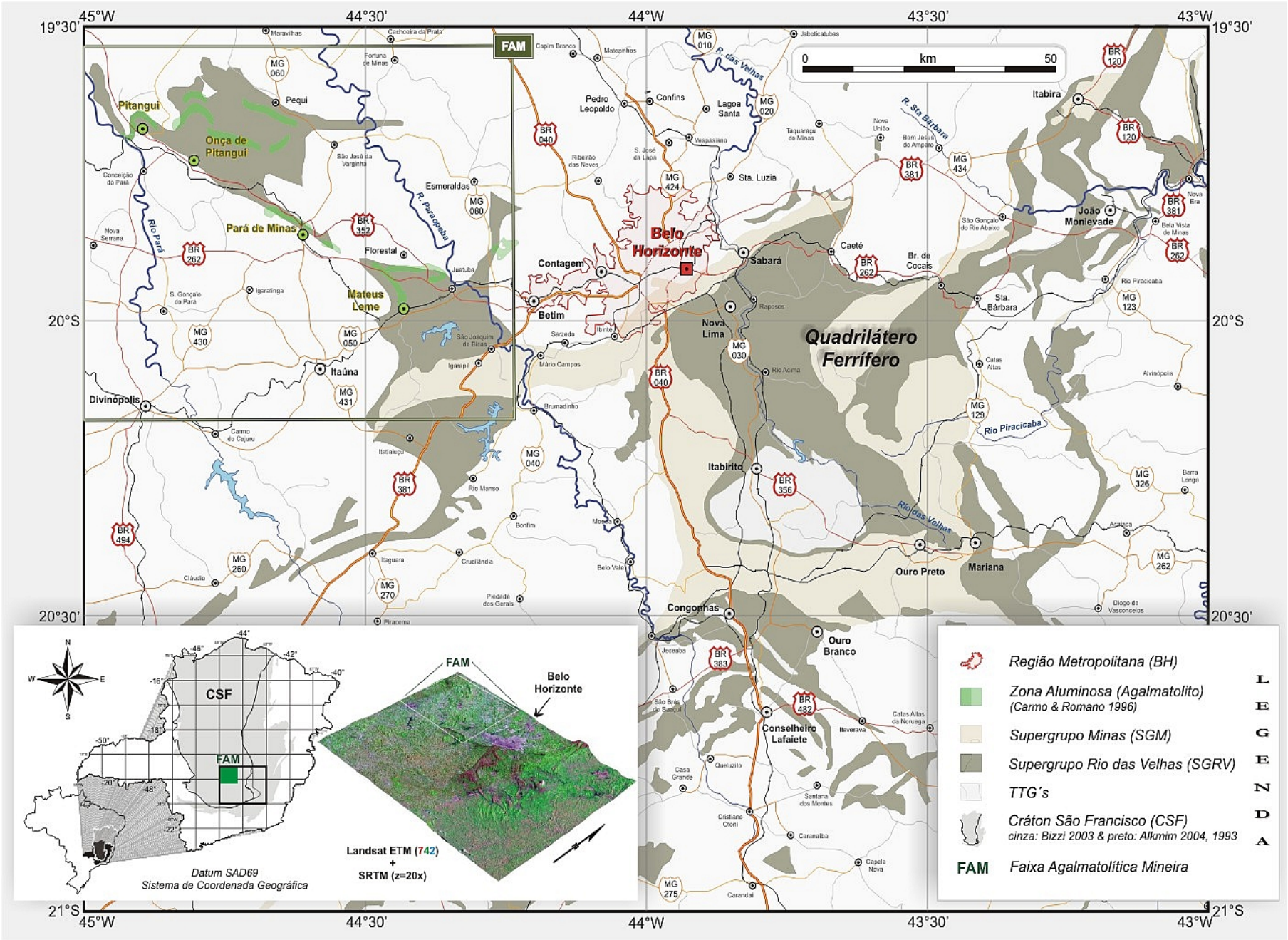


Figura 1: *Mapa de Localização da Faixa Agalmatolítica Mineira (FAM) no contexto do Quadrilátero Ferrífero.*

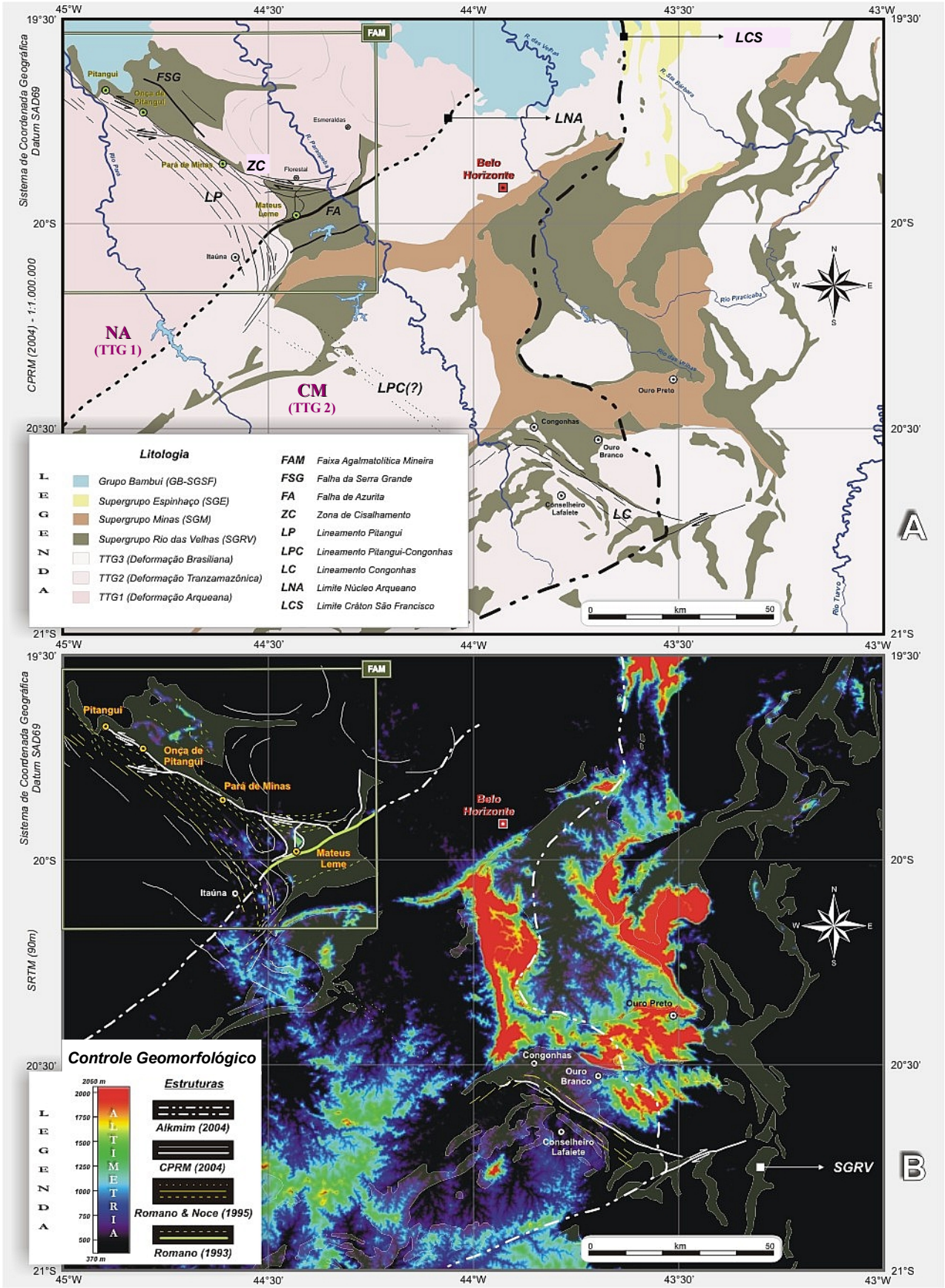


Figura 2: *A FAM no contexto da geologia (A) e morfologia do QF (B).*

Localização

Localizada na região central do Estado de Minas Gerais (Fig.1), a FAM abrange o extremo noroeste do Quadrilátero Ferrífero (QF) e a porção sul do Cráton do São Francisco, estando compreendida em terrenos *greenstone belts* do Supergrupo Rio das Velhas. É formada por estruturas de calhas sinclinoriais (Heineck *et al.* 1993), alinhadas na direção NW/SE, a oeste da cidade de Belo Horizonte (Fig.1).

A FAM compreende quatro cidades importantes: Pitangui e Onça de Pitangui a NW, Pará de Minas ao centro e Mateus Leme a SE. A mais próxima, Mateus Leme, dista cerca de 60 Km de Belo Horizonte, e a mais distante, Pitangui, cerca de 120 Km. (Fig.1)

2. CENÁRIO GEOLÓGICO REGIONAL

O QF, reconhecido mundialmente pelos inúmeros depósitos de minério de ferro, corresponde a uma região geomorfologicamente *sui generis*. Essa região foi denominada por Gonzaga de Campos, no inicio do séc XX (Dorr 1969), por conter estruturas (linhas) ligando as cidades de Itaúna, Itabira, Mariana e Congonhas do Campo (sentido horário). O conhecimento detalhado desta região foi iniciado a partir dos trabalhos de Dorr (1969), dentro do convênio USGS-DNPM (1946-1969). A revisão geológica (1/25.000) e a redefinição tectono-estratigráfica do QF propiciaram o surgimento das bases da geologia atual da região. Posteriormente, estas proposições foram modificadas por Ladeira (1980) e outros trabalhos mais recentes citados a seguir.

2.1. Contexto Geotectônico Arqueano e Paleoproterozóico

A província geotectônica do QF está situada no extremo sul do Cráton do São Francisco (CSF) e, mais precisamente, no Cinturão Mineiro (CM). O CSF é a plataforma estabilizada, ou litosfera de raiz resfriada, no final do Evento Transamazônico (Almeida 1977). Entretanto, contém deformações marginais e "epiteliais" relacionadas ao Evento Brasiliano. Representa a área exposta do embasamento, situada na transição entre a porção mais estável (oeste) e as faixas marginais brasilianas (leste-Araçuaí e sudeste-Alto Rio Grande) (Alkmim *et al.* 1993). No que se refere ao embasamento, esta porção do CSF (Fig.2) é composta, a noroeste, e em menor proporção, pelo Núcleo Arqueano (NA), intacto (NW do polígono - Fig.2), e a sudeste, pelo CM, cujo limite comprovado pela geofísica (Silva *et al.* 2003) está demarcado pelos alinhamentos NE-SW (Fig.2).

O NA (TTG 1) estável (Alkmim 2004) (Fig.2) corresponde a porção de um continente arqueano estabilizado por volta de 2.6 Ga (Noce *et al.* 1998), ou seja, após o Ciclo Jequié (2.9-2.6 Ga). Desta

"semente" originou-se um bloco crustal (mais extenso), uma entidade pré-tranzamazônica, denominado de Cráton Paramirim por Almeida (1981).

O CM (Teixeira *et al.* 2000) corresponde a região do embasamento (TTG 2, Fig.2) que experimentou a deformação Transamazônica (Alkmim & Marshak 1998, Endo 1997a). A porção leste foi intensamente retrabalhada no Evento Brasiliano, além do limite litológico do CSF (Alkmim *et al*. 1993).

Os traços estruturais dominantes que representam o Evento Transamazônico são orientados na direção NE-SW (Alkmim & Marshak 1998), envolvendo metamorfismo regional e transporte tectônico para NW em torno de 2.1 Ga. Estruturas dômicas e sinformais foram geradas devido ao colapso extensional desse cinturão em ~2.06 Ga (Alkmim 2004). Estas estruturas (Fig.2), também denominadas de “domo e quilha”, foram geradas pelo soerguimento dos complexos metamórficos e, consequentemente, desenvolvimento de zonas de cisalhamento no contato com as supracrustais (Marshak *et al.* 1997, Marshak *et al.* 1992)

A evolução tectônica do QF, e áreas adjacentes instaladas dentro do CM, pode ser compartimentalizada em quatro ciclos deformacionais principais: Pré-Jequié (3.8-3.2 Ga), Jequié (3.06-2.64 Ga, 6 eventos) (Hartmann *et al.* 2006), Transamazônico (2.25-1.9 Ga, 4 eventos) e Brasiliano (0.6-0.45 Ga, 2 eventos) (Endo 1997a). Os núcleos continentais diferenciados desde 3.4 Ga foram agregados por meio de colisões diacrônicas (Alkmim 2004) durante o Ciclo Jequié (CJ). Os componentes arqueanos do substrato do CM foram deformados e metamorfizados durante o Evento Rio das Velhas (2.78-2.7 Ga) (Endo 1997a, Carneiro *et al.* 1998b Teixeira *et al.* 2000, Alkmim 2004), tardio ao CJ. A primeira desagregação das massas continentais ocorreu por volta de 2.6 Ga, com a formação da margem passiva (arcabouço) e conseqüente inicio da deposição do Supergrupo Minas. Como a bacia Minas possuía maior espaço de acomodação (subsidência), os sedimentos do SGM tiveram sua deposição confinada principalmente a região central do QF. Como estes litotipos não ocorrem na área desta investigação, serão sucintamente abordados abaixo.

2.2. Litoestratigrafia

O NA e o CM compreendem: um complexo metamórfico basal (TTG1 e TTG2, Fig.2), as supracrustais dos Supergrupos Rio das Velhas e Minas, e um substancial volume de granitóides meso-neoarqueanos e paleoproterozóicos (Alkmim 2004). Outras unidades, como intrusivas básicas de diferentes gerações e depósitos Cenozóicos, possuem ocorrência conspícua.

***Complexos Metamórficos* (Mesoarqueano)**

Ocupam a maior parte de exposição do embasamento (infracrustal). Com sua forma dômica, estão distribuídos ao redor e no interior do QF. São denominados como Complexos: Divinópolis (NW),

Belo Horizonte (N), Bonfim (W), Caeté (NE), Congonhas (SW), Santa Barbará (E), Bela Vista (S), Santa Rita (SE) e Bação (C).

As rochas gnáissicas desses complexos são do tipo suite TTG (tonalito-trondhjemíto-granodiorito-granito) (CPRM 2004), entretanto, com ampla variação faciológica. Litotipos como granito-gnaisses, localmente migmatizados, de composição tonalítica a granítica, e mais restritamente, migmatitos, pegmatitos, granitos, granodioritos, anfibolitos, intrusões máficas e ultramáficas, são comuns em todos os Complexos (Guimarães *et al*. 1967; Hertz 1970, Cordani *et al*. 1980, Jordt-Evangelista & Muller 1986, Gomes 1986, Machado & Carneiro 1992, Carneiro 1992, Noce *et al.* 1994, Carneiro *et al.* 1998a, Teixeira *et al.* 2000). Os gnaisses podem ser bandados ou homogêneos, foliados em zonas de cisalhamento dúctil de alto angulo e intrudidos por rochas básicas, tardi a pós-tectônicas, preenchendo descontinuidades decorrentes da distensão crustal. (Endo 1997a,b).

***Granitóides* (Neoarqueano)**

Os granitóides neoarqueanos intrudidos nos Complexos Metamórficos são reunidos em três suítes principais: (i) tonalito, granodiorito e granito calcioalcalino, metaluminosos (2.78-2.72Ga), (ii) granitóide tipo I peraluminoso (2.71-2.69 Ga), e (iii) diques e plútons de granito cinza mais jovem (pós orogênico) (2.61-2.55 Ga) (Teixeira *et al.* 2000). Os dois primeiros tipos são relacionados à orogênese Rio das Velhas (2.78-2.69 Ga) e formados devido à interação de placas consolidadas no mesoarqueano. A suíte mais jovem é produto do evento magmático pós-tectônico, e marca o inicio do regime extensional ocorrido ao final do Arqueano (Bizzi *et al.* 2003).

***SGRV - Supergrupo Rio das Velhas* (Neoarqueano)**

Esta seqüência vulcanossedimentar foi elevada ao status de supergrupo por Ladeira (1980) e compreende um dos principais *greenstone belts* (definição: Almeida 1976 & Schorcher 1978), do Brasil. Como na maioria dos *greenstones*, sua relevância decorre do grande potencial para depósitos de minerais metálicos, além da presença de metakomatiítos e metatholeiítos, intercalados por formações sílico-ferro-magnesiananas na sua base (Bizzi *et al.* 2003). A seqüência típica congrega metavulcânicas (komatiítos, basaltos, vulcanoclástica) e metassedimentos, incluindo formações ferríferas, carbonatos e terrígenos (Alkmim 2004).

As rochas do SGRV são produto da orogênese neoarqueana Rio das Velhas (Machado & Carneiro 1992). A principal fase de vulcanismo félsico ocorreu em torno de 2.78-2.77 Ga (Carneiro *et al.* 1995), contemporâneo ao retrabalhamento e magmatismo cálcio-alcalino dos Complexos Metamórficos. A idade máxima atribuída ao seu principal Grupo, o Nova Lima, é de 2.75 Ga. Vários corpos graníticos intrudem essa seqüência. As intrusões menos deformadas apresentam idades de 2.65Ga e aquelas relacionadas à zonas de cisalhamento datam de 2.50 Ga (Hartmann *et al.* 2006).

O SGRV é subdividido em três grupos, da base para o topo: Quebra Ossos, Nova Lima e Maquiné.

Grupo Quebra Ossos (GQO)

O GQO é composto de rochas ultramáficas a máficas, com raras intercalações de formação ferrífera do tipo Algoma e *metachert* (Dorr 1969, Schorcher 1978 & 1979, Ladeira 1980, Ferreira Filho 1999). Na seção tipo, no vale do córrego Quebra Ossos (leste do QF), foram registrados os primeiros komatiítos com estrutura espinifex do SGRV (Schorcher 1978 & 1979). No geral, as rochas do GQO englobam rochas efusivas com estrutura espinifex, estruturas de lavas brechadas e almofadadas de composição geoquímica komatiítica-peridotítica, de ocorrência muito restrita.

Grupo Nova Lima (GNL)

O GNL é uma típica seção vulcanossedimentar, de 4.200m de espessura (Dorr 1969), composta por xistos verdes (clorita, sericita e quartzo xisto), derivados de rochas ígneas básicas, grauvacas e formação ferrífera (fácies carbonato predominante). Uma porção importante do pacote sedimentar é representada por seqüências turbidíticas de composição básica a félsica (Schrank & Silva 1993).

É sub-dividido em três unidades distintas de rochas: máficas e ultramáficas na base, químicas no intermédio e sedimentar clástica no topo (Ladeira 1980, Ladeira & Viveiros 1984, Noce *et al.* 1992); conforme a subdivisão a seguir:

- *Metavulcânica: serpentinitos, esteatitos, anfibolitos, xistos anfibolíticos e talcíferos, metakomatiítos e metabasaltos, localmente metatufos, formações ferríferas (Algoma), metacherts, filitos carbonosos e metariolitos;*
- *Metassedimentar Química: metacherts ferríferos e carbonáticos, formações ferríferas bandadas, e intercalações de filitos carbonosos e xistos tufáceos (félsicos a intermediários);*
- *Metassedimentar Clástica: Quartzo-mica xistos, xistos carbonáticos, metagrauvacas, quartzitos imaturos e metaconglomerados.*

Grupo Maquiné (GM)

O GM é a unidade de topo do SGRV e representa o nível clástico superior da seqüência *greenstone*. Com espessura variável entre 1500 m (Dorr *et al.* 1957) e 1800 m (Ladeira 1980), compreende conglomerados, quartzitos, xistos e filitos. Os quartzitos são sericíticos (Dorr *et al.* 1957), os xistos são quartzosos (O'Rourke 1957) e conglomeráticos, e os conglomerados possuem piritas detríticas. O GM é composto pelas formações Palmital (O 'Rourke 1957) e Casa Forte (Gair 1962), da base para o topo, como a seguir:

■*Palmital: quartzitos sericíticos, filitos quartzosos e filitos; contato superior com o GNL, gradacional, ora concordante, ora discordante (Dorr 1969).*

■*Casa Forte: quartzitos sericíticos, cloríticos a xistosos e filíticos; contato superior gradacional, marcado pelos conglomerados.*

SGM - Supergrupo Minas & Granitóides (Paleoproterozóico)

O SGM inclui os Grupos Tamanduá, Caraça, Itabira, Piracicaba; Sabará e Itacolomi (Rolim & Alkmim 2004), e representa o pacote supracrustal formador da peculiar morfologia do QF (Fig.2).

Rochas granitóides, ocorrem intrudidas nos complexos metamórficos (TTGs) junto ao limite sul do CSF (Alkmim 2004). Foram alojadas em estágios sin e pós-tectônicos, de dois eventos distintos (2.55 e 2.04 Ga) (Noce *et al.* 1998,2000). Decorrem do plutonismo desenvolvido em arcos acrecionários ao sul do QF (Teixeira *et al.* 2005), associado a processos metamórficos regionais (2.2-2.1 Ga), e relativos a refusão de crosta continental (possivelmente TTG) pré-existente (Campos & Carneiro 2005).

2.3. Lineamento Pitangui-Congonhas (LPC)

O LPC é uma feição estrutural de direção NW-SE, que ocorre desde o noroeste até o sul do QF (Fig.2), atravessando toda a porção meridional do CSF. Instalado durante o Arqueano e reativado sucessivamente durante as orogêneses Transamazônica e Brasiliana, este lineamento corta as rochas do Cinturão Mineiro e do Núcleo Arqueano (Romano & Noce 1995). Dois segmentos extremos desta estrutura regional foram definidos como Lineamento Pitangui (NW-QF) e o Lineamento Congonhas (S-QF); ambos estão acompanhados de faixas de rochas do SGRV (Romano & Noce 1995). O segmento intermediário, provavelmente instalado no Complexo Bonfim, não tem registro comprovado.

3. GEOLOGIA DA FAIXA AGALMATOLÍTICA MINEIRA (FAM)

A FAM (Fig.3) corresponde aos depósitos de agalmatolito distribuídos ao longo do lineamento morfo-estrutural de direção SE-NW, que ocorrem de Mateus Leme a Pitangui (MG), percorrendo 150 por 30 Km largura (Jordt-Evangelista & Delgado 2005) (Fig.1,2,3). Esta faixa (N40°W) corresponde ao trecho setentrional do LPC, onde se desenvolveu uma zona de cisalhamento (desde níveis crustais rasos a profundos) que afetou o SGRV e os terrenos gnáissicos-migmatíticos adjacentes, produzindo profundas alterações hidrotermais na seqüência de rochas do SGRV (Romano & Paiva 1997). Esta zona alterada hidrotermalmente, com alto alumínio, possui dimensões de 80 x 5 km (Romano & Renger 1996).

3.1. Lineamento Pitangui (LP)

Este segmento setentrional do LPC, provavelmente instalado durante o Arqueano, separa dois blocos crustais (Itaúna-SW e Maravilhas-NE) (Fig.3), conferindo uma zona colisional de pequenos núcleos continentais (Romano & Paiva 1997). Apresenta uma série de estruturas de deformação ao longo da direção NW-SE, sendo observadas duas fases de movimentação.

Na primeira fase, o sentido da movimentação foi dextral e produziu estruturas geradas sob regime dúctil. Nas imediações da Serra do Curral ocidental (SE-FAM), o LP está rotacionado para N-S (Fig.3) e afeta tanto as rochas infracrustais (Complexo Metamórfico), como as supracrustais (SGRV e SGM). No Complexo Itaúna (SW-FAM), as estruturas migmatíticas estão paralelizadas ao LP por dezenas de quilômetros e afetam o SGRV devido à "fusão parcial" (Perillo 1998). No trecho entre Pará de Minas e Pitangui (Fig.3), o SGRV é marcado por forte foliação milonítica e estruturas dúcteis (dobras em bainha). Por exemplo, na Serra do Andaime (norte de Pará de Minas) (Fig.3), são observadas megadobras em bainha (antiforme deca a hectométrico), com eixo NW-SE. Na região de Mateus Leme, o LP afeta os granitóides Mateus Leme (2.76 Ga) e Florestal (2.58 Ga) (Fig.3).

Na segunda fase, com sentido sinistral, as estruturas geradas são dúcteis-rúpteis a rúpteis e decorrem da compressão transamazônica, que promoveu transporte tectônico de SE para NW. A evidência desse transporte tectônico é dada pela reorientação dos granitóides Mateus Leme e Florestal e pela ocorrência de longos e possantes veios cataclásticos no trecho Florestal-Pitangui (Romano & Noce 1995).

3.2. Litoestratigrafia

Apesar da zona mineralizada estar encaixada principalmente nas rochas do SGRV, o polígono da FAM (Fig.3) contém uma seqüência que compreende desde o Mesoarqueano ao Cenozóico, conforme levantamento 1:1.000.000 (CPRM 2004) (Tab.1).

3.3. Compartimentação Geológica

A compartimentação da FAM em regiões coincidentes com a concentração de depósitos e de processos mineiros (DNPM) favoreceu o gerenciamento da pesquisa por sítios de investigação, visto a complexidade e heterogeneidade da faixa. Estes sítios estão demarcados por polígonos regulares conforme a Fig.3. Os Sítios Mateus Leme (SML), Pará de Minas (SPM) e Pitangui-Onça de Pitangui (SPO), foram os escolhidos em decorrência dos municípios sedes, das características peculiares e intrínsecas a cada depósito, e por cada sítio possuir uma empresa referência na explotação de agalmatolito. Conseqüentemente, cada sítio possui um depósito modelo. Nesse trabalho, será enfocado o SML (Fig.3 e 4A,B), localizado na porção sul da FAM, a partir de minuciosa investigação do depósito modelo, pertencente à Mineração Matheus Leme (MML). Tal como os sítios da FAM, este depósito

denominado de MML, aonde se concentrará o estudo, também está delimitado por um polígono regular, localizado no quadrante noroeste do SML (Fig.4B).

3.4. Sítio Mateus Leme (SML)

Na região de Mateus Leme distingue-se duas faixas do SGRV alteradas hidrotermalmente, uma de direção NW-SE e outra NEN-SWS (Fig.3), num conjunto denominado de "Faixa Mateus Leme-Esmeraldas" (Romano 1993). Entretanto, somente a faixa ocidental de direção NW ocorre no SML (Fig.4A). As lineações ilustradas na Fig.2A,B configuram regionalmente este cenário. No polígono SML (Fig.3 e Fig.4A), as rochas do SGRV estão arranjadas em cunha entre os granitóides, cujas periferias oeste e norte contém os lineamentos supracitados. A ocorrência regional do SGRV em forma de trapézio está circundada pelos corpos granitóides Florestal (GF) a norte e Mateus Leme (GML) a oeste, além do tonalito Bom Jardim (TBJ) e do complexo metamórfico de Divinópolis (CMD), confinados no SW da área (Fig.4A). O GML, juntamente com o TBJ (quartzo monzodiorito), formam a Suite (domo) Mato Dentro (SMD), caracterizada por plutonismo granitóide, predominantemente ácido do tipo I, configurando a série calcio-alcalina médio potássio (granodiorítica) (Heineck *et al.* 1993).

No SML, o SGRV é composto pelos GNL na base e GM no topo, sendo que o GNL está dividido em associações vulcânica química (*A3rq*) e sedimentar (*A4rr*) (CPRM 2004) (Fig.3,4). Romano (1993) interpretou o GNL na área em unidades: (i) basal - metaígnea (sepentinitos e metabasaltos, máx. de 200 m de espessura) e (ii) superior - metavulcânica e vulcanoclástica (metandesito e metariolitos, com mais de 2000 m de espessura, e associada a metassedimentos: xistos ferruginosos e grafitosos, *metacherts* puros a ferruginosos e finas lentes de formação ferrífera tipo Algoma). Esta segunda unidade tem ainda sub-unidades como: metavulcânica-vulcanoclástica, quartzítica-*metachert* e filítica (Romano 1993) (Fig. 4). Perillo *et al.* (1996) acrescenta outras divisões, como as unidades: basal (conglomerado), inferior (metaultrabásicas e metabásicas com lentes de BIFs-Algoma), intermediária (rochas metavulcanossedimentares, com intercalações de BIFs-Algoma e lentes de rochas peraluminosas como o agalmatolito) e superior (camadas lenticulares de quartzito fino). A unidade superior molássica (quartzitos impuros, filitos quartzoso e metaconglomerados) (Romano 1993), anteriormente correlacionada ao Supergrupo Minas (Teixeira & Kuyumjian 1991), é relacionada ao GM (Perillo *et al.* 1996, CPRM 2004).

***Tabela 1**: Litologias da FAM (CPRM 2004)*

ERA	SIGLA	UNIDADES			LITOLOGIAS
CENOZÓICO	Qa2			Dep. aluvionares	*sedimentos arenosos e argilo-arenosos, localmente com níveis de cascalho*
	Nqca			Dep. colúvio-aluviais	*arenito, conglomerado, diamictito, lamito, arenito conglomerático*
				Dep. de canga	*detritos de formação ferrífera cimentados por limonita*
	Nqdl			Coberturas detrito-lateríticas ferruginosas	*latossolo com concreção ferruginosa, níveis de cascalho e horizontes mosqueados*
	Enj			F. Juatuba	*argilas, siltitos*
NEOPROTEROZ.	NP2bp	***SpG. São Fco.***	***(G. Bambuí)***	SbG. Paraopeba	*calcarenito, dolomito, ritmito, marga, siltito, argilito e arcóseo*
	NP2sh			F. Serra de Sta. Helena	*ardósia, folhelho, siltito, marga e calcário*
	NP2spl			Mbo Pedro Leopoldo	*calcário, metasiltito, filito, calcifilito, cristalização: 720 Ma*
PALEOPROTEROZÓICO	PRδ			Rochas Metabásicas	*metabasaltos*
	PP2ms	***SpG. Minas***		G. Sabará	*clorita xisto, metatufo e metagrauvaca, cristalização: < 2.125 Ma*
	PP1mp			G. Piracicaba	*filito, xisto, quartzito e mármore dolomítico, metam.: 2.110 Ma*
	PP1mig			G. Itabira / F. Gandarela	*dolomito, itabirito dolomítico, filito, cristalização: 2.420 Ma*
	PP1mic			G. Itabira / F. Cauê	*itabirito - formação ferrífera tipo lago superior, dolomito*
	PP1mc			G. Caraça	*quartzito, filito e metaconglomerado, cristalização: 2.560 Ma*
NEOARQUEANO				***Granitóides sin- a tarditectônicos***	
	A4δ2			Corpos Florestal, Mateus Leme & Para de Minas	*granito, granodiorito e tonalito, ortognaisse migmatítico com paleossoma granodiorítico, cristalização: 2.772-2.776 Ma*
	A4δ2bj			Corpo Bom Jardim	*tonalito*
	A4δ2ti			Copo Itaúna	*quartzo monzodiorito*
MESO-NEOARQUEANO	A4rm	***SpG. Rio das Velhas***		G. Maquiné	*quartzito, lentes de metaconglomerado e quartzo-clorita xisto*
	A34rn		***G. Nova Lima***	G. Nova Lima *(indiferenciável)*	*filito, clorita xisto, rochas metavulcânicas, anfibolito, dolomito, metagrauvaca, quartzito, formação ferrífera tipo algoma, cristalização: 2.776 Ma)*
	A4rr			Assoc. resedimentada	*metagrauvaca, metarenito, metapelito carbonoso*
	A3rq			Assoc. vulcânica-química	*anfibolito, metabasalto, formação ferrífera, metachert*
	A3ru			Assoc. vulcânica máfica-ultramáfica	*metabasaltos tholeiíticos e komatiítico, metaperidotito, metachert, formação ferrífera, xisto carbonoso*
MESOARQUEANO				***Complexos Metamórficos (Gnáissico-Migmatíticos)***	
	A3bh			Complexo Belo Horizonte	*ortognaisses tonalíticos-trondhjemíticos, granodioríticos e graníticos; migmatito, anfibolito, rochas metaultramáficas e intercalações de rochas supracrustais, unidades metavulcânossedimentares, metamorfismo A3bh: 2.860 Ma*
	A3d			Complexo Divinópolis	

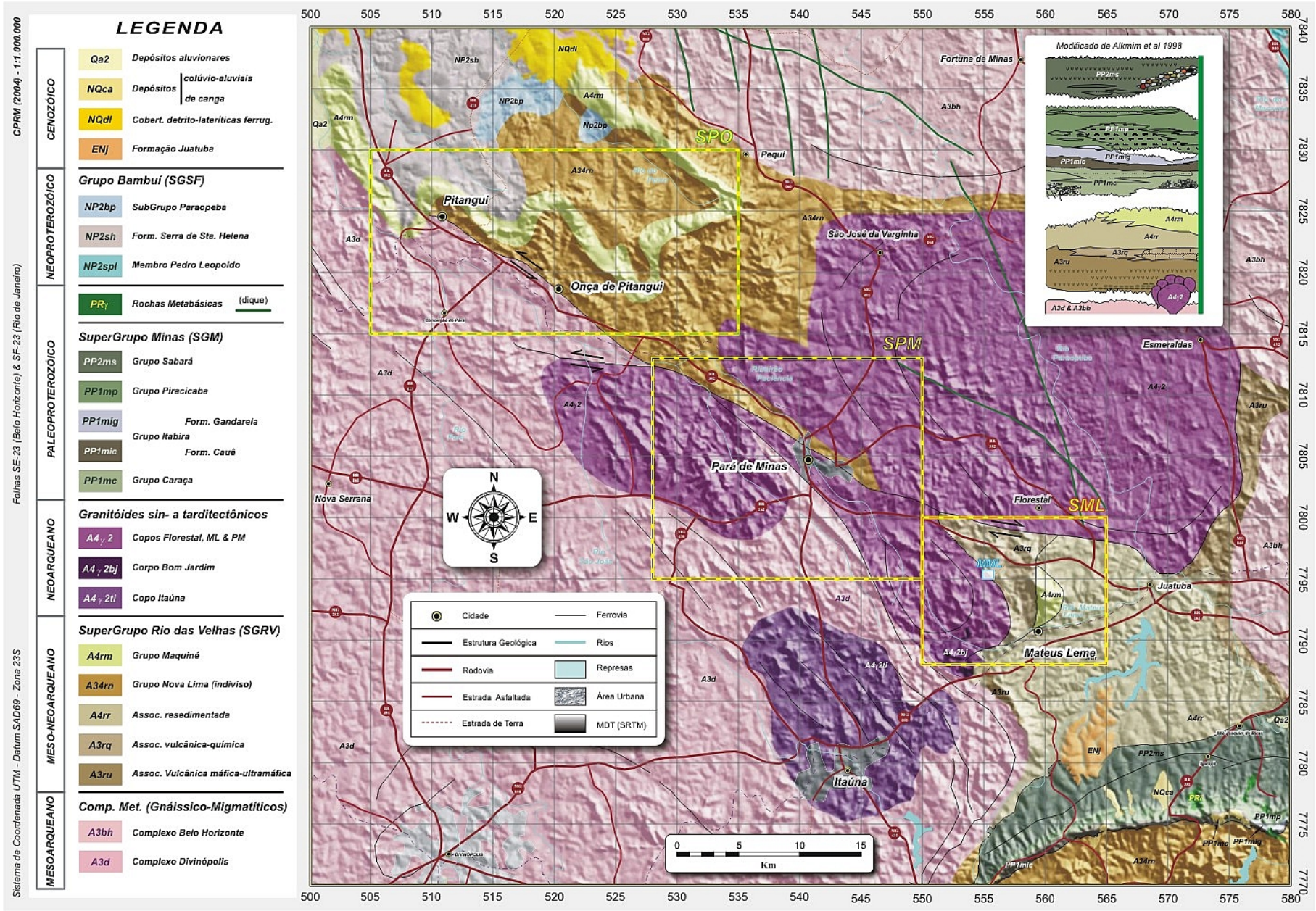


Figura 3: *Mapa Geológico da FAM, com detalhe para os Sítios Pitangui-Onça de Pitangui (SPO), Pará de Minas (SPM) e Mateus Leme (SML).*

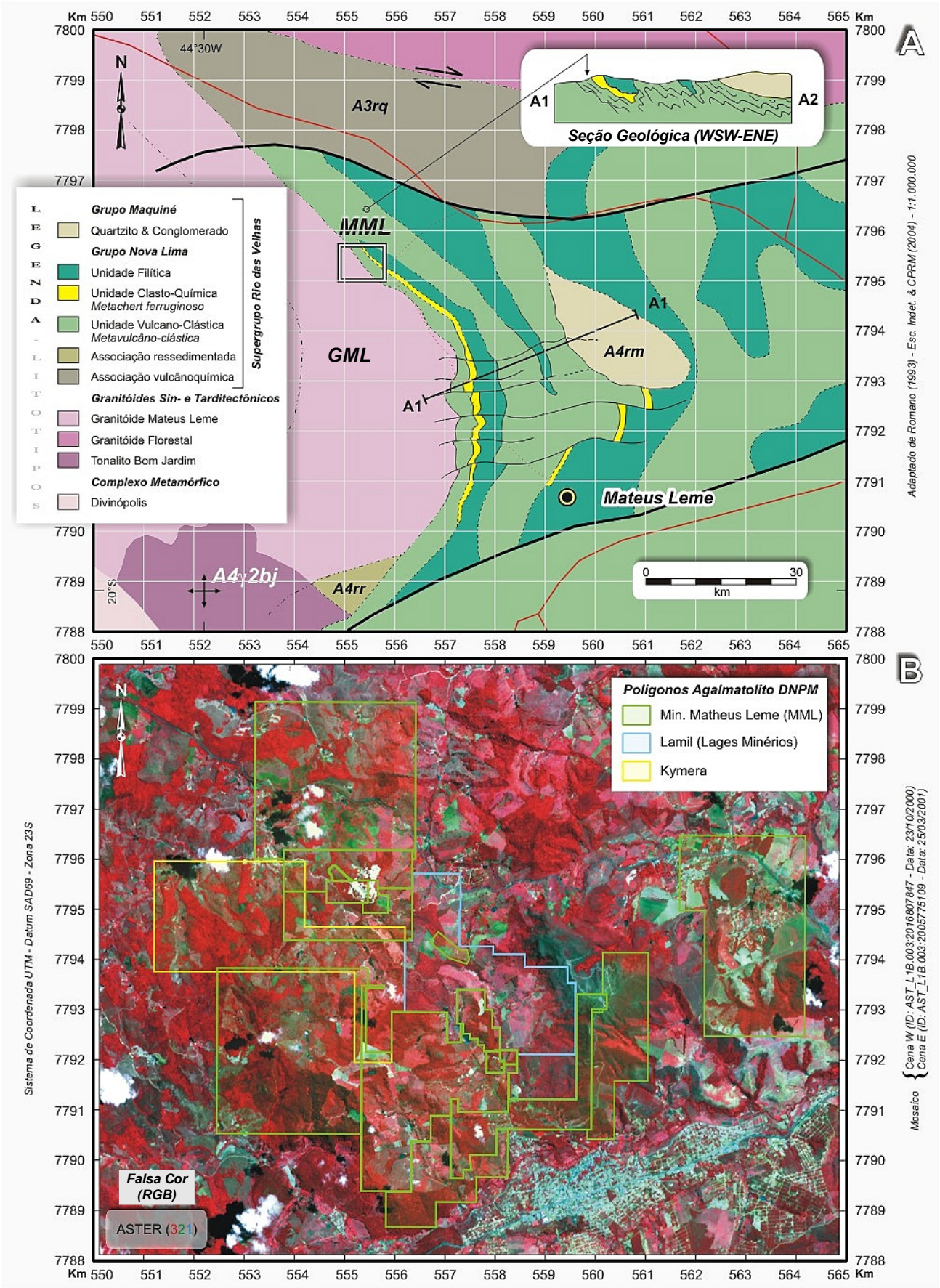


***Figura 4**: Mapa Geológico com detalhe para o polígono MML (A) e imagem ASTER com polígonos minerários (B), do SML.*

Zona de Alteração Hidrotermal

No contexto da SML, há ainda unidades sem posicionamento estratigráfico definido, como é o caso das rochas relacionadas à zona de alteração hidrotermal (zona aluminosa da Fig.1), quais sejam: quartzo-cianita xisto, magnetitito, formação ferrífera, agalmatolito (peraluminosa), *metachert* (ferruginoso ou não), turmalinito (exalativo), fuchsita xisto, quartzito, cianitito, entre outros (Heineck *et al.* 1993). A ocorrência dessas rochas compreende largura de centenas de metros até 5 km. Essas rochas estão dispostas em corpos de geometria anastomosada, função do cisalhamento dúctil, e sustentam relevos altos devido a maior insolubilidade dos minerais aluminosos (Carmo & Romano 1996).

A alteração hidrotermal que afetou tanto a base da seqüência vulcanoclástica (Romano & Renger 1996) como sua porção superior, desenvolveu-se em regime sin-cinemático, sendo caracterizada por extrema dessilicificação dos protólitos, dando origem a mineralogia peraluminosa (Romano & Paiva 1997). Um **primeiro estágio** de alteração é relacionado à atividade de fluidos pós-magmáticos e caracterizado por forte dessilicificação do protólito. Esse estágio gerou nódulos (centimétricos a decimétricos) de minerais aluminosos, como corundum, cianita, ± andalusita e muscovita (inclusive Fe e/ou Cr-muscovita). Assembléias minerais de ocorrência localizada, presentes na seqüência metassedimentar, indicam condições mesotermais de aproximadamente 500°C e pressões acima de 4 kbar durante o processo de alteração hidrotermal (Romano & Renger 1996). O **segundo estágio** é caracterizado pela alta razão fluido/rocha, o que produziu um espalhamento da hidratação das fases minerais pré-existentes sob condições epitermais, ao longo da zona de cisalhamento (*strike-slip*) NW-SE. Esta mineralogia retrógrada é principalmente constituída por pirofillita e diásporo, com menor quantidade de caulinita. Estes minerais são freqüentemente encontrados em corpos lentiformes decamétricos, de composição "monominerálica" (Romano & Renger 1996).

Observa-se no SML que toda a borda ocidental do SGRV, região de contato com a SMD que contém o GML (Fig.4A), e correspondentes a faixa mineralizada NW-SE, está quase que totalmente ocupada por direitos minerários de agalmatolito. O depósito MML ocupa a porção sudeste do primeiro quadrante do SML (Fig.4B).

3.5. Mineração Mateus Leme (MML)

Nas Figs. 5 e 6, os corpos de agalmatolito do depósito MML podem ser localizados e melhor visualizados. Estes corpos (Fig.5A,5B) são de dimensão hectométrica, apresentam-se alongados segundo a direção NW-SE, em conformidade com a estruturação de suas rochas encaixantes ao longo da FAM (Fig.4A). Esta direção também é marcada pelo contato do GML a oeste e o SGRV (hospedeiro da mineralização) a leste (Fig.4A). A facies do granitóide (GML) nesta região corresponde ao Granodiorito Barro Preto (GBP) (Heineck *et al.* 1993).

Os pacotes de rochas metamórficas do depósito MML são estruturados por dobramentos de eixo NW-SE (Fig.5B,6), mergulhos variáveis e falhamentos NW-SE e NE-SW, além do contato cisalhado com o GBP. Nesta transição, os litotipos são micaxistos grafitosos/anfibolíticos/feldspáticos e quartzito/*metachert*, oriundos de rochas vulcanoclásticas e químicas, respectivamente. Os corpos de agalmatolito encontram-se hospedados preferencialmente nos micaxistos feldspáticos (Fig.5B,6); apresentam forma de *boudins* e possuem zoneamento interno característico a cada corpo mineralizado. Os xistos adjacentes são intensamente deformados e com padrões de crenulação característicos. Possuem uma gama de faciologias, como metavulcânicas félsicas e máficas gradando para formação ferrífera (*BIF*) e rochas metassedimentares (clásticas e químicas). Nesta rocha silicosa (quartzito/*metachert*) a fase de deformação rúptil está registrada por falhamentos recorrentes e submétricos de direção e mergulho variável. No contato com a *BIF*, as composições ferruginosa e manganesífera modificam os aspecto desta rocha siliciclástica.

4. PROCESSAMENTO ANALÍTICO (Aspectos Metodológicos)

Uma vez conhecida as ocorrências e a geometria do depósito, da mega a macro-escala, a seqüência natural foi a investigação de detalhe (da meso a micro-escala), no sentido de caracterizar os agalmatolitos da FAM. Esta etapa envolveu desde a aquisição de materiais e dados georreferenciados, passando pela análise, classificação e caracterização (local e remota) de amostras selecionadas. A etapa de análise compreendeu três métodos fundamentais: microscopia óptica (MOP), difratometria de raio X (DRX) e espectroscopia de reflectância (ER). A microscopia e a difratometria foram direcionadas para a qualificação e quantificação dos materiais estudados, assim como para a validação dos dados oriundos da espectroscopia.

Amostragem e Preparação

O trabalho de campo objetivou a coleta de um grande número de amostras no perímetro do depósito MML e de suas adjacências. Durante a coleta foram apreciadas várias características como cor, textura, provável composição, posição relativa em relação ao corpo mineralizado, utilidade industrial e peculiaridade mineralógica. Além destas características, procurou-se também orientar a amostragem a partir de estudo petrográfico anterior (Jordt-Evangelista 2005), visto a freqüente semelhança mesoscópica dos materiais.

Em todo o depósito foram coletadas trinta e cinco (35) amostras, incluindo o minério e suas encaixantes. Deste montante, quinze (15) amostras foram selecionadas como representativas do agalmatolito comercialmente explotado. Neste conjunto, quatro (4) tipos de minério foram identificados: agalmatolito lamelar ou foliado (branco e verde), maciço (ou pirofillita *fels*) e silicoso. Cada tipo

apresenta uma variedade de espécimes que são resultado de alternâncias composicionais ao longo do corpo mineralizado.

As amostras representativas da MPC do depósito foram analisadas por três técnicas: MOP, DRX e ER. As lâminas delgadas para a MOP foram preparadas a partir das porções menos alteradas das amostras selecionadas, por método convencional difundido nas Geociências. Na etapa de DRX, 24 amostras foram selecionadas e cominuidas na fração pó. Para a análise por ER utilizou-se tanto das amostras brutas quanto das cominuidas. As leituras (ER) nestas duas frações (bruta e cominuida) visaram: (i) o reconhecimento detalhado da composição do material nas duas granulometrias, uma vez que o tamanho das partículas é fundamental para a intensidade de reflectância difusa; (ii) a comparação da fração bruta com a MOP e da cominuida com a DRX; e (iii) a verificação da qualidade do arranjo geométrico de leitura em acessório tipo tripé (bruta), por meio de controle obtido a partir de leitura realizada em acessório especial (*muglight*) com amostras cominuidas.

Análise Microscópica (MOP)

Somente sete (7) amostras do depósito foram selecionadas para esta análise, realizada a partir da interpretação convencional de laminas delgadas confeccionadas no Laboratório de Preparação Petrográfica do Instituto de Geociências da Unicamp.

Análise Difratométrica (DRX)

Para a realização destas análises, quatorze (14) amostras de agalmatolito e dez (10) das encaixantes foram selecionadas e cominuidas na fração pó. A execução das análises pelo “método do pó” foi realizada a partir da leitura da superfície das amostras cujas partículas encontravam-se desorientadas. Este processo envolveu a preparação minuciosa do material ao “porta-amostra”, com extremo controle da espessura, objetivando expor a superfície de contra-molde do “porta-amostra”. Esta face, que não foi parcialmente comprimida, ficou então constituída pelas partículas não-orientadas da amostra.

As análises foram realizadas no Difratômetro de raios X da PANalytical©, pertencente ao Instituto de Geociências da UFPA. As especificações do equipamento e condições de leitura são apresentadas na Tab.2. A aquisição dos dados foi realizada a partir do *software* X'Pert Data Collector, versão 2.1a, do mesmo fabricante.

***Tabela 2**: Especificação do equipamento, condições e leitura das análises de DRX.*

Especificação do Equipamento		Condições e Leitura	
Modelo	X´PERT PRO MPD (PW 3040/60)	**Tensão**	40 kV
Fabricante	PANalytical	**Corrente**	40 mA
Goniômetro	PW3050/60 (Theta/Theta)	***Range***	5 (5.008) - 70 (70.980)º
Tubo de raios X (TRX)	cerâmico	***Steps***	0,02 º
Anodo (TRX)	Cu (Kα1=1,540598 Å)	**Tempo do passo**	5 s
Modelo (TRX)	PW3373/00	**Tempo total de leitura**	menos de 5 minutos
Foco (TRX)	fino longo	**Fenda divergente**	½ º (meio grau)
Potência (TRX)	2200W	**Monocromador**	não tem
Tensão (TRX)	60kv	**Filtro**	Ni (remoção Kβ)
Detector	X'Celerator (tipo RTMS: 128 canais - *active lentgh*)	**Redução de canais**	(2θ: 2,122º → 0,518º)
Acessórios	Filtro K (Niquel)		

Análise Espectral (ER)

Para a análise espectral dos materiais foi utilizado o equipamento *FieldSpec® Full Resolution*, da *Analytical Spectral Devices.* Este espectrorradiometro detecta radiação eletromagnética no intervalo espectral de 0.35 µm a 2.50 µm e executa a leitura da faixa por meio de três detectores independentes: 1 espectrômetro formado por arranjo de fotodiodo de silício (512 elementos) cobrindo o intervalo de 0.350-0.999 µm e os outros 2 cobrindo o intervalo de 1.000-1.775 µm e 1.776-2.500 µm, constituídos por *scanners* de alta velocidade de InGaAs, termoeletricamente resfriados (*ASD* 1994, Souza Filho & Crosta 1998). O equipamento possui alta resolução (1250 canais), sendo que 500 canais cobrem a faixa de 0.35 µm a 1.00 µm (intervalo de amostragem: 1.40 nm) e 750 canais a faixa de 1.00-2.50 µm (intervalo de amostragem: 2.00 nm) (Hatchell 1999).

Todas as amostras coletadas foram analisadas no laboratório apropriado (LER – Laboratório de Espectroscopia de Reflectância do Instituto de Geociências da Unicamp) com o FieldSpec FR, utilizando-se de duas configurações do equipamento: tripé de bancada para leitura das amostras brutas e *muglight* para as amostras em pó. Ambos os acessórios utilizam uma lâmpada de halogênio de alta temperatura (iluminação artificial estável que opera a 3000º K) acoplada. A condução da REM capturada pela lente é feita através da fibra ótica para uma grade de difração holográfica (*holographic diffraction grating*), onde os componentes do espectro são separados e refletidos para os 3 detetores independentes descritos acima. A calibração do aparelho foi realizada por meio de uma placa de referência constituída por um composto ótico sintético (*Spectralon*), que se comporta como uma superfície lambertiana quase ideal, capaz de refletir cerca de 100% da luz incidente.

Tripé de Bancada (amostra bruta): este arranjo permitiu a irradiação da amostra sob ângulo e distância fixos, de aproximadamente 30° e 40 cm, respectivamente. Como obturador do campo instantâneo de visada (IFOV), foi utilizada uma lente de 1º, colocada a uma distância de 10-20 cm da amostra, o que proporcionou leituras num campo circular, quando em ângulo normal, e num campo elipsoidal, quando em ângulos de 30-90°, com diâmetro de aproximadamente 0.1-0.2 cm. As medidas espectrais foram realizadas em um único estágio e seguindo-se a mesma geometria. Cada amostra foi medida em todas as suas faces, com o cuidado de se analisar as diferenças observadas. Cada amostra analisada resultou em um mínimo de 5 e um máximo de 25 espectros. Os espectros foram corrigidos através da rotina *Splice Correction*, disponível no software *ViewSpecPro 4.2* (ASD), para eliminação de degraus ao longo da curva espectral, nos comprimentos de 1.0 µm e 1.775 µm, causados pela diferença de fase entre as medidas dos 3 detectores do sistema.

Muglight (amostra em pó): este acessório utilizado para leitura das amostras cominuidas, consiste de um obturador de IFOV sem lente, fixo em uma estrutura cilíndrica e hermética, que captura a reflectância da amostra inserida a um "porta amostra", através de um orifício transparente de aproximadamente 2 cm de diâmetro. Neste caso, cada amostra resultou de apenas uma leitura sem necessidade da rotina de correção, visto o preciso controle da geometria de iluminação.

Classificação Mineral (DRX)

O processamento dos dados difratométricos foi executado com o auxilio do software *X'Pert HighScore*, versão 2.1b, licenciado pela mesma fabricante (PANalytical©) do equipamento.

Esta classificação envolveu (i) uma análise estatística semi-automática para separação das amostras em *clusters* visando nortear a caracterização e (ii) um tratamento convencional para interpretação das fases minerais presentes em cada amostra. A interpretação individual dos difratogramas ocorreu com o auxilio do banco de dados PDF2 (*Powder Diffraction File*) do ICDD (*International Centre for Diffraction Data*), que opera em conjunto com o X'Pert.

Análise Estatística (Clusters)

Executada a partir da rotina do software, essa análise compara e individualiza as amostras selecionadas em *clusters* (classes). A geração de um dendograma decorrente da análise da matriz de correlação por principais componentes resulta na elaboração dos *clusters*. (Fig.7). A matriz de correlação (p) é convertida para Distância Euclidiana (d=1-p) segundo vínculos, estratégias e testes fornecidos pelo algoritmo.

Classificação Espectral (ER)

Em posse do volumoso acervo de espectros resultantes das leituras das amostras, foi necessário selecionar as assinaturas mais representativas de cada amostra. Em seguida, estes espectros foram combinados, por média aritmética (MA) dos valores de reflectância, em grupos de maior similaridade. Ao final deste processo de supressão de dados, cada amostra passou a ter um espectro padrão das amostras brutas (MA), algumas das principais curvas da amostra bruta e uma assinatura da amostra em pó. Sendo assim, a reunião destes registros, compõe a biblioteca de referência com seus respectivos *endmembers*.

A caraterização dos materiais a partir da interpretação dos espectros envolveu duas etapas mutuamente classificatórias, uma análise qualitativa e outra semi-quantitativa.

Para a análise qualitativa (interpretação empírica), os espectros foram submetidos à remoção do contínuo (RC), com o auxilio do software *RSI ENVI 4.2*. A RC favorece o realce de feições de absorção, auxiliando na interpretação visual do espectro e na conseqüente detecção da mineralogia associada (Clark *et al*. 1990a). A RC consiste na remoção do *foreground*, ou seja, o ajuste ascendente da linha convexa do espectro, em um patamar retilíneo, equivalente a um máximo de reflectância. A automação da extração do contínuo foi descrita por Pontual *et al.* (1997) e Clark (1999). Após a RC, a análise qualitativa consistiu na interpretação visual do conjunto das feições de absorção de cada espectro. As principais características procuradas nos espectros para a interpretação foram a posição e a geometria das feições de absorção e a relação destas com a proporção dos membros presentes na mistura. As feições de absorção no espectro indicam que a REM, sob interação com determinado mineral, é absorvida para que possa haver a transição de elétrons entre íons (VNIR) ou transições vibracionais que deformam as ligações entre moléculas (SWIR). Cada mineral, com composição e organização intracristalina especificas, possui um espectro de absorção característico e, portanto, feições posicionadas no espectro, que permitem a sua distinção e identificação entre fases minerais. A geometria das feições também auxiliou na caracterização dos minerais presentes, favorecendo principalmente a semi-quantificação de espécimes.

Na análise semi-quantitativa (interpretação automática), as curvas espectrais foram interpretadas semi-automaticamente com o auxílio do programa *Simis Feature Search* 1.6 (Mackin 2002) e da biblioteca espectral do *USGS* (Clark *et al*. 1990b). A fundamentação teórica e a operacionalidade deste algorítimo estão descritos em Senna (2003). As condições de análise foram calibradas pelo método de diferença do contí*nuo* (*hull differences*) com percentual mínimo de ruído de 0,5-1% e largura de 5-20 nm para leitura da feição. A análise foi orientada pela maior aproximação (similaridade) dos espectros decorrentes da mistura com a assinatura da amostra.

Mapeamento Remoto

Nesta etapa foram utilizados dados (imagens) do sensor multiespectral ASTER (Abrams & Hook, 2002) na região do depósito. Duas cenas foram adquiridas junto à NASA, já com correção atmosférica e conversão das 9 bandas no espectro refletido para reflectância de superfície (novo produto AST-07) (Fig.4B).

Para que fosse possível trabalhar conjuntamente com as faixas do visível (VIS) e infravermelho próximo (NIR) (bandas B1, B2 e B3), com 15 m de resolução, e do infravermelho de ondas curtas (SWIR) (bandas B4-B9), com 30 metros de resolução, foi realizada uma reamostragem espacial das bandas do SWIR, aumentando artificialmente sua resolução para 15m. Isto permitiu a composição de uma base de imagens com 9 bandas, com a mesma resolução espacial.

As assinaturas espectrais obtidas para os agalmatolitos foram reamostradas para a resolução espectral do ASTER. Nesse caso, 2150 registros de reflectância na faixa de 0.35-2.5 μm, derivados das medidas com o espectrorradiôemtro FieldSpec, foram reduzidos para a posição no espectro do centro das 9 bandas espectrais do ASTER (0.56, 0.66, 0.81, 1.65, 2.165, 2.205, 2.260, 2.330 e 2.3975 μm). Essa operação visou a avaliação da separabilidade desses materiais nos dados multiespectrais. Os espectros de referência utilizados incluem membros da biblioteca espectral da USGS e assinaturas de misturas tipicas do depósito.

O Processamento Digital de Imagens (PDI) foi implementado a partir de uma das técnicas hiperespectrais adaptada aos dados do sensor ASTER. O método de classificação espectral utilizado foi o SAM (*Spectral Angle Mapper*). Esta técnica de classificação supervisionada compreende a comparação dos espectros coletados das amostras de campo ou de uma biblioteca espectral (e.g., USGS) com os espectros dos *pixels* da imagem. O SAM determina a similaridade espectral entre esses espectros, que são convertidos em vetores num espaço n-dimensional (n= número de bandas), com base no angulo entre os mesmos, medido em radianos (Kruse *et al*. 1993). A aplicação da técnica resulta em dois produtos: um mapa de classes e imagens *rule*, nas quais os valores dos *pixels* correspondem ao ângulo espectral. Como os *pixels* claros nas imagens correspondem aos ângulos grandes (menor similaridade) e os escuros correspondem ângulos pequenos (maior similaridade entre os *pixels* de referência), foi necessário inverter os histogramas destas imagens, por uma questão visual. Deste modo, atribuem-se aos melhores resultados *pixels* claros e aos resultados de menor interesse *pixels* escuros. No intuito de isolar a informação de maior interesse, seus histogramas ainda devem ser criteriosamente ajustados, destacando apenas *pixels* associados a um intervalo pequeno de valores de ângulo. As imagens rule dos *endmembers* de interesse podem ser também conjugadas na forma de uma composição colorida RGB, visando ilustrar a distribuição de áreas dominantes e de mistura espectral entre esses *endmembers*.

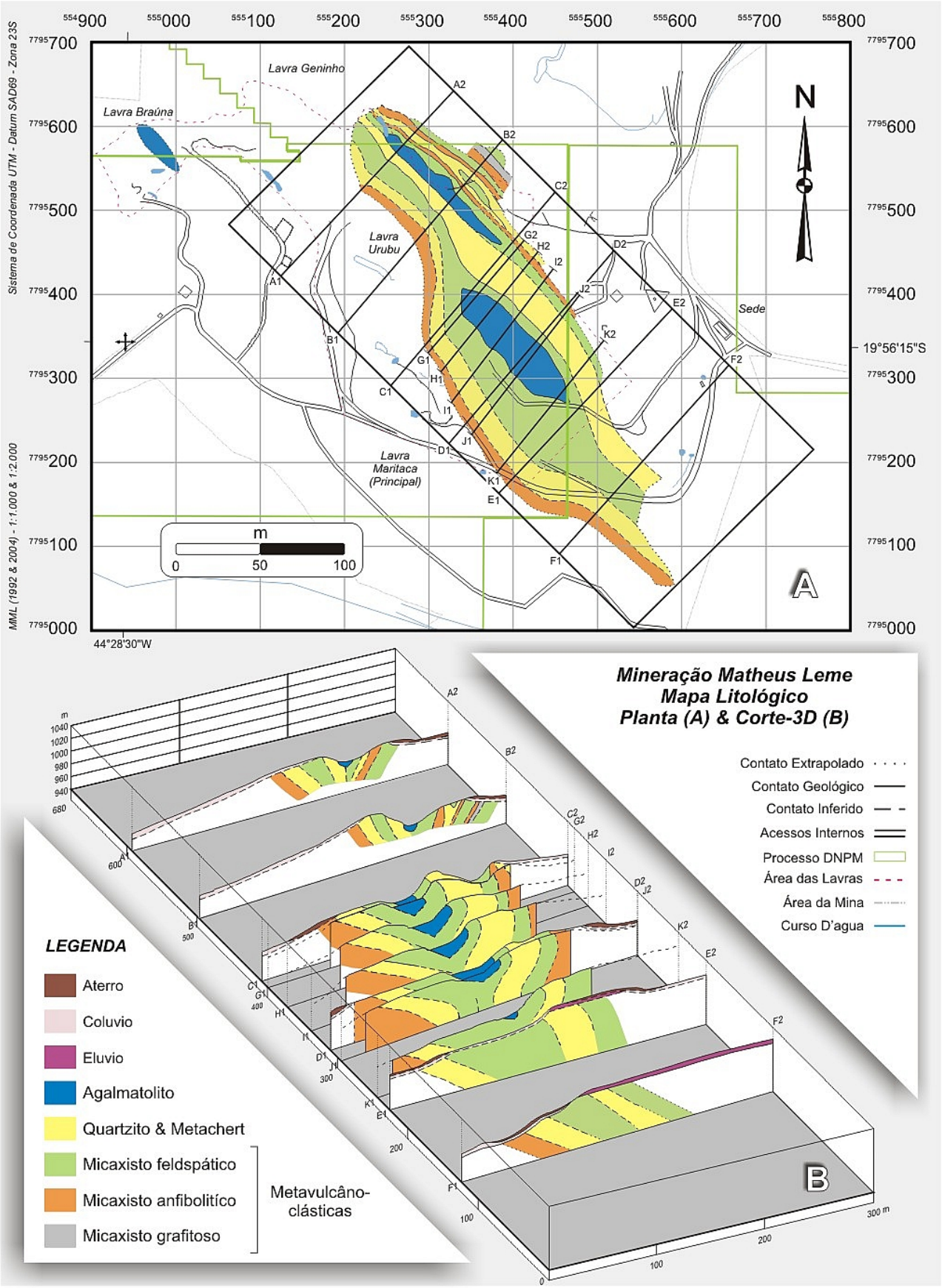


***Figura 5**: Litotipos do depósito da Mineração Matheus Leme (MML) em planta (A) e em corte-3D (B).*

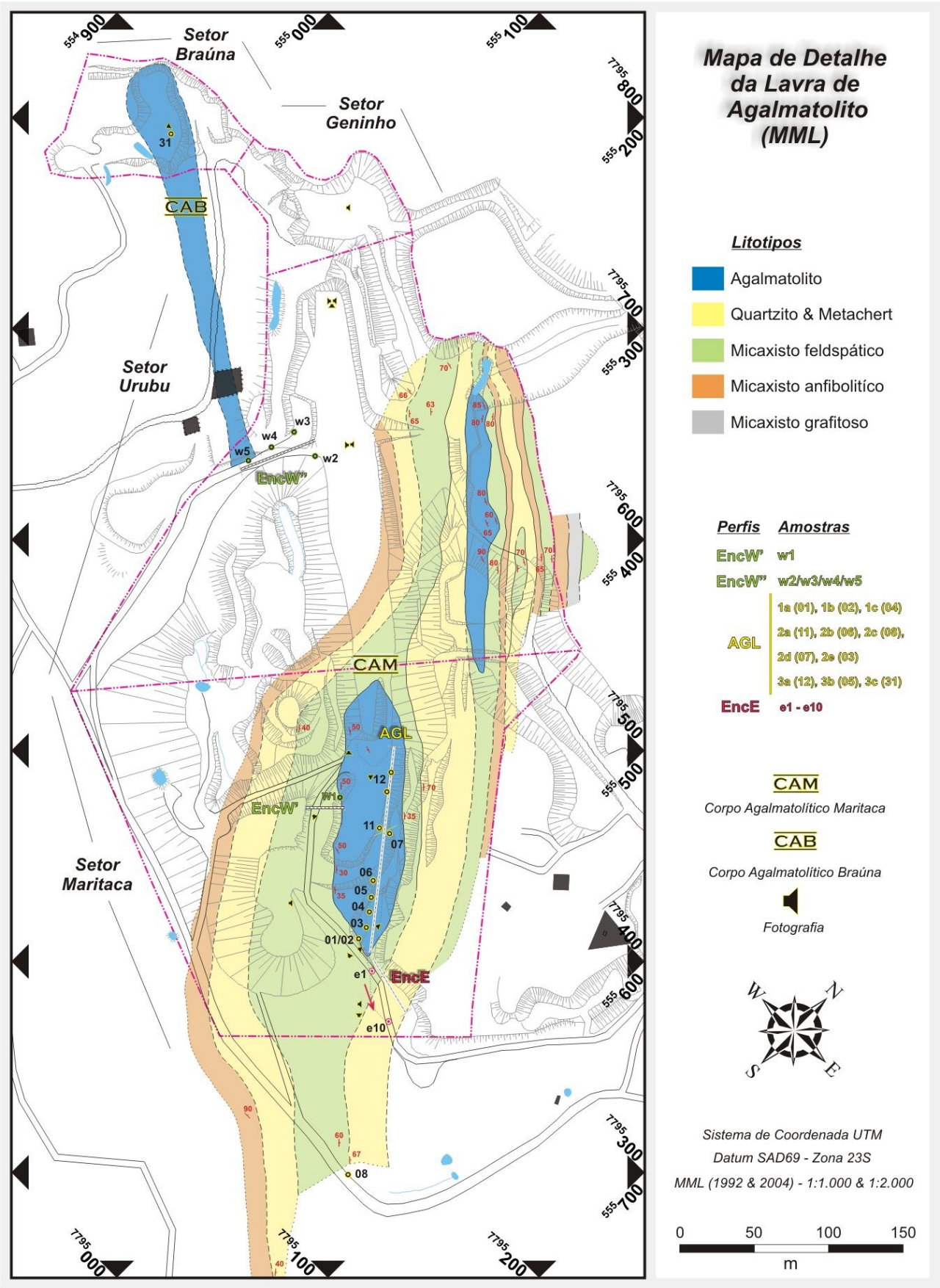


***Figura 6**: Mapa Geológico de detalhe (1:2000) da MML, estruturas de lavra, perfis e pontos de amostragem*

5. CARACTERIZAÇÃO ESPECTRO-MINERALÓGICA (MML)

O depósito de agalmatolitos MML compreende pelo menos três corpos principais (Figs.6,7). Destes, dois foram amostrados em detalhe nesse estudo - o Corpo Agalmatolítico Maritaca (CAM) e o Braúna (CAB) - segundo as classes AGL1, AGL2 e AGL3. A título de reconhecimento e comparação com a mineralogia do depósito, também foram realizados levantamentos das rochas encaixantes do corpo principal (CAM) (Fig.6,7).

As foto-seções espectro-mineralógicas foram geradas a partir dos espectros MA das amostras analisadas, de modo que cada assinatura espectral representa, com propriedade, a variação composicional dentro do CAM (perfil-AGL, Fig.8) e de suas encaixantes a oeste (perfil-EncW) e leste (perfil-EncE), assim como do CAB (Figs.6 e 7). Em todos os casos, quatro minerais principais foram determinados pela análise espectro-mineralógica das amostras: pirofillita, diásporo, caulinita e micas.

A caracterização de fases micáceas é uma etapa um tanto quanto complexa, visto a similaridade dos espectros, além da diversidade de interpretações (e.g.: Deer *et al*. 2000, Pontual *et al*. 1997c, Thompson *et al*. 1996 (*mica-clay*), Velde 1992 (*mica-like*)). Desta forma, o termo mica será aqui utilizado para designar todas as micas de granulometria fina, como as sericitas da série da muscovita e illita, e extraordinariamente a fuchsita. As feições comuns a este grupo denominado da sericita estão centradas nas bandas: 0.97, 1.41 e 2.2 µm. Por outro lado, a banda de absorção da vibração de Al-OH, centrada em 2.2 µm, pode ser usada para apontar o conteúdo de alumínio em micas brancas (e.g., muscovita) (Duke 1994). A variação desta feição de 2.195 para 2.215 µm (Brown *et al*. 2006), representa a variação do alumínio (Al) na mica, ou seja, o Al decresce com o aumento do comprimento de onda (λ). O menor "λ" (2.195 µm) indica maior quantidade de Al e conseqüentemente menor de Si, enquanto que o maior (2.215 µm) indica diminuição da quantidade de Al e aumento da Si (Brown *et al*. 2006). Este estudo foi realizado com sucesso para delimitar o caminhamento de fluidos em rochas alteradas hidrotermalmente (van Ruitenbeek *et al*. 2005) e comensurar o grau metamórfico de muscovita xistos (Longhi *et al*. 2000).

A caulinita é facilmente reconhecida pelos *doubles* em 1.4-1.412 µm e 2.162-2.206 µm (Pontual *et al*. 1997a), além de feições menos profundas centradas em 1.83, 2.312, 2.35 e 2.38 µm. Em misturas minerais, comuns no agalmatolito, a feição de 2.206 µm é isenta de superposição com feições relacionadas aos demais minerais típicos.

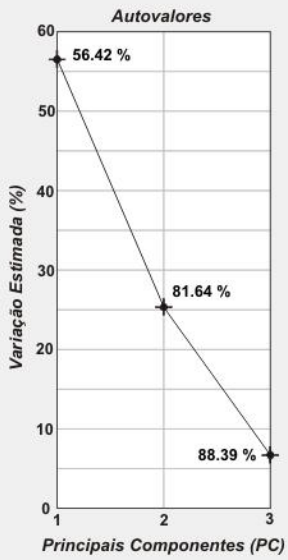
A caracterização da pirofillita é simples em função da sua curva espectral clássica e das feições típicas e proporcionalmente (padrões harmônicos) centradas nas bandas: 0.732, 0.952, 1.394, 2.066-2.077 e 2.17 µm. Do mesmo modo, o diásporo produz absorção numa banda larga, entre um mínimo de 1.77 µm (Pontual *et al.* 1997c) e um máximo de 1.81 µm, embora esses centros possam ser ligeiramente afetados em função de misturas minerais.

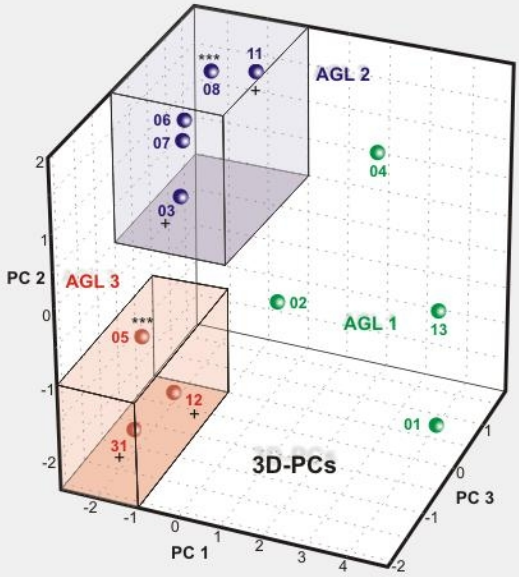
DRX | **Análise por Cluster** | **X'Pert HighScore Plus © PANalytical B.V. 2006**

Matriz de Correlação (p)

	AGL 1				AGL 2					AGL 3		
Datasets	**am01**	**am02**	**am04**	**am13**	**am03**	**am06**	**am07**	**am08**	**am11**	**am05**	**am12**	**am31**
am01	**91**	55	72	59	45	51	47	51	56	35	34	30
am02	55	**92**	71	52	59	69	58	61	65	48	44	43
am04	72	71	**92**	69	61	68	62	67	72	48	47	44
am13	59	52	69	**91**	57	54	52	57	57	46	48	39
am03	45	59	61	57	**91**	78	75	72	68	80	76	68
am06	51	69	68	54	78	**92**	74	78	73	69	62	65
am07	47	58	62	52	75	74	**92**	79	76	73	68	70
am08	51	61	67	57	72	78	79	**93**	80	69	64	66
am11	56	65	72	57	68	73	76	80	**91**	61	58	58
am05	35	48	48	46	80	69	73	69	61	**92**	82	77
am12	34	44	47	48	76	62	68	64	58	82	**91**	69
am31	30	43	44	39	68	65	70	66	58	77	69	**94**

PCA (Análise por Principais Componentes)





Parâmetros de Configuração

Tipo de FOM (*figure-of-merits*): "*Position*"
Limiar de Comparação: 75%
Método de Vínculo: Média
Estratégia Flexível (Alpha): 0.5
Matriz de Correlação: p
Medida de Distância: Euclidiana (d=1-p)
Cut-Off Mínimo: 15.00
Cut-Off Máximo: 1000.00
Cut-Off Atual: 39.87
Dados de Baixa Cristalinidade: Exclusão
Cristalinidade Minima: 5.00%
Método de Corte: teste KGS (Kelley *et al.* 1996)
Teste KGS: "*Smooth Input*"

Dendograma

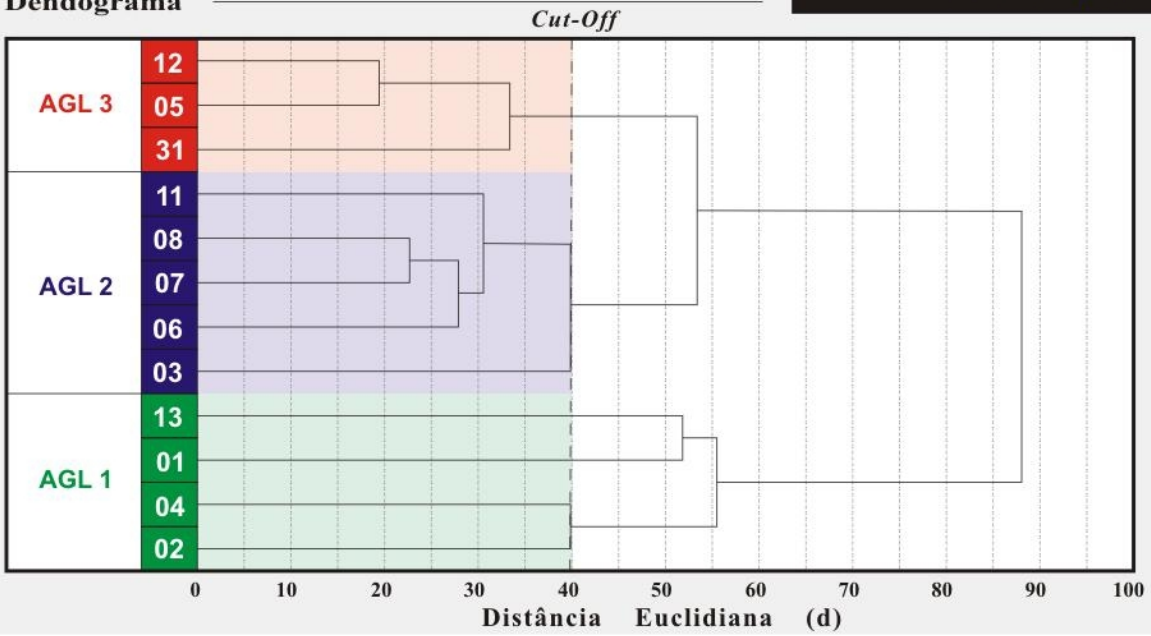


***Figura 7**: Classes de Amostras definidas por Análise em Clusters.*

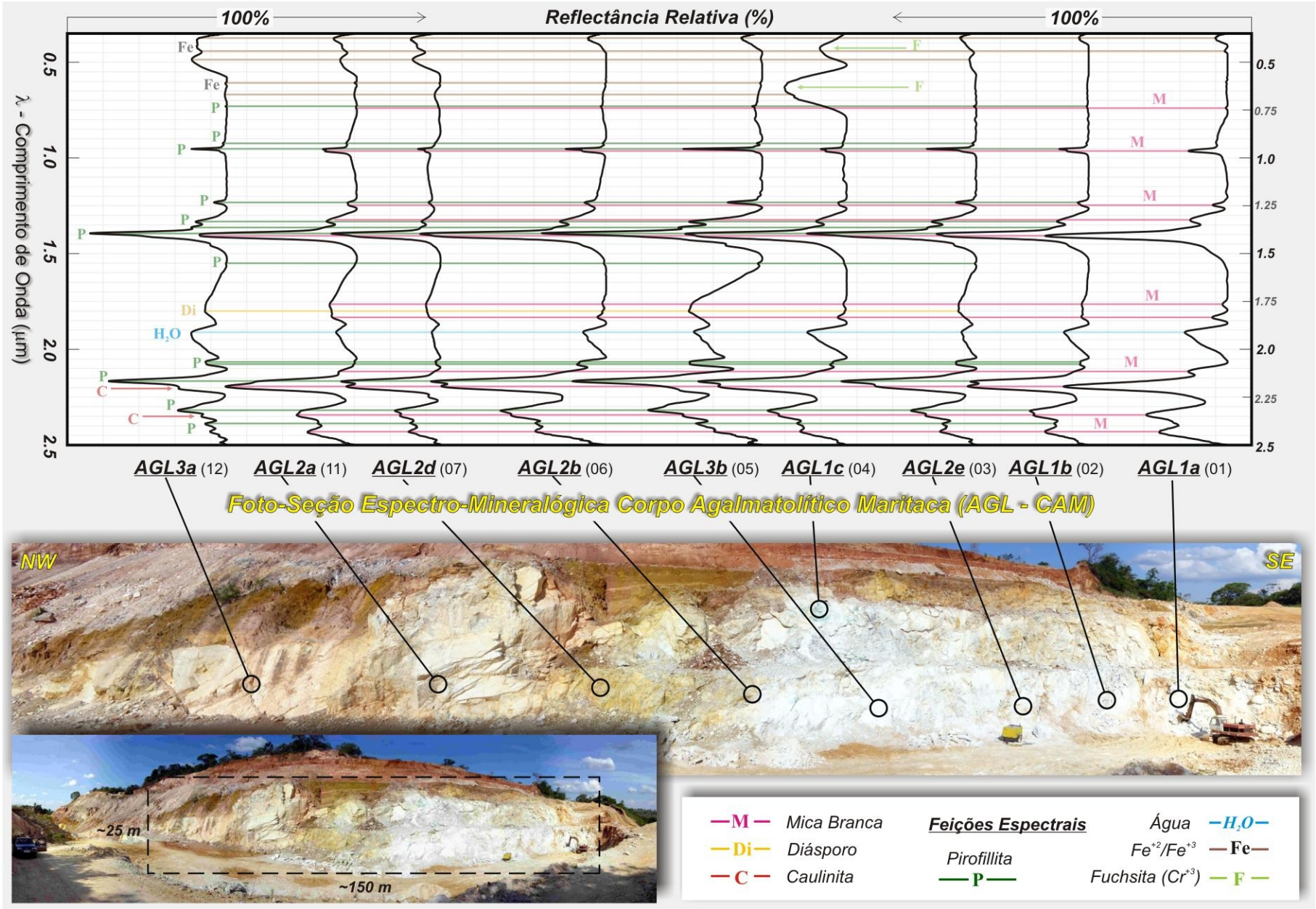


***Figura 8**: Foto-Seção Espectro-Mineralógica do Corpo Agalmatolítico Maritaca (CAM), com normalização dos espectros pelo continuo.*

Classificação em Clusters

Três classes (Fig.7) de amostras (AGL 1, AGL2 e AGL3) foram individualizadas por esta rotina, sendo que as duas últimas apresentaram maior margem de segurança. Estas classes podem ser visualizadas através de seu comportamento na matriz de correlação, pelo diagrama 3D da correlação entre os autovalores (PC1,PC2 e PC3) e pelo nível de corte do dendograma (Fig.7).

A classificação de litotipos obtida pela técnica de *cluster* (DRX) será, a partir daqui, um elemento norteador da descrição das classes de agalmatolitos, ou seja, mais micácea (AGL1), menos micácea (AGL2) e "silico-caulinítica" (AGL3). Dentro de cada classe, a hierarquia para descrição dos litotipos seguirá a relação difratométrica entre a intensidade dos picos de 10 Å da muscovita e de 9 Å da pirofillita, sempre de maiores quantidades de mica para maiores de pirofillita. Para cada litotipo também haverá a distribuição dos espectros (ER) pelo gradiente mica-pirofillita (relação entre as feições centradas entre 2.17 e 2.205 µm), também de maiores quantidades de mica para maiores de pirofillita, salvo exceções onde não houver um dos dois tipos ou a caulinita substituir a mica.

5.1. Corpos Agalmatolíticos Maritaca (CAM) e Braúna (CAB)

A mineralogia do depósito, representada por estes dois corpos e detectada a partir das análises supracitadas, compreende quartzo, mica, cianita, diásporo, pirofillita, caulinita e turmalina.

O **CAM** ocorre no centro da área da MML (Figs. 5,6) e é a principal fonte de matéria prima da empresa e, provavelmente, a ocorrência de material mais nobre do depósito. Sua dimensão aproximada é de 200 m de extensão por 50 m de largura (Figs. 5,6), e no contexto da lavra, apresenta 15-20 m de espessura (Figs.5,6,8). Neste corpo ocorrem todos os tipos de agalmatolito (AGL1, AGL2 e AGL3) identificados, sendo que o primeiro e o terceiro tipos ocorrem nas extremidades SE e NW, respectivamente, e o segundo no núcleo. O litotipo verde do AGL1 ocorre como enclaves decimétricos hospedados também pelas outras classes. Na região NW da mina (Fig.5,6), ocorre o **CAB**, uma lavra nova e que contém somente o tipo AGL3 aflorante.

Na foto-seção espectro-mineralógica CAM (Fig.8), correspondente a seção-AGL (NW-SE) (Fig.6), observa-se o CAM variando de branco a creme de SE para NW. Esta variação composicional fica evidente a partir dos espectros de cada mineral (Fig.8). De SE para NW, a composição do CAM varia da seguinte forma: altamente sericítico (2.195 µm), gradando para um núcleo silicoso, circundado por intensa "pirofillitização" (2.17 µm) e "diasporização" (1.8 µm), seguido de uma fácies micácea, além da marcante presença de caulinita (2.205 µm) na porção mais a NW (borda da alteração).

Vistos que pirofillita e mica são os dois minerais detectado pela ER como dominantes neste depósito, foi útil gerar gradientes da relação “mica *versus* pirofillita” (Fig.9) para hierarquizar os espectros, assim como auxiliar na setorização do corpo. Localmente, a caulinita substitui a mica nesta relação e, desta forma, foi necessária a substituição dos membros dos gradientes.

Os gradientes gerados correspondem a proporções variáveis entre pirofillita e mica (caulinita eventualmente em 2.205 µm) na mistura. Ou seja, o gradiente cheio (cor magenta) significa espectros com quantidade máxima de mica e mínima de pirofillita na amostra, função da absorção máxima da feição em 2.195 e mínima daquela em 2.167 µm. O gradiente vazio (cor verde) corresponde a quantidade máxima de pirofillita e, por conseqüência, mínima de mica; isto é, maior profundidade da feição em 2.167 µm e menor profundidade daquela em 2.195 µm. A região intermediária dos gradientes correspondem a quantidades variáveis entre os dois espécimes na mistura.

As progradações entre as feições de absorção características da pirofillita (P) e da mica (M) conforme o gradiente, e que poderão ser verificadas nos espectros que serão ilustrados no decorrer do texto, são as seguintes (P→M): de 0.952 (P) → 0.965 µm (M), 1.395 (P) → 1.408 µm (M), surgimento de 1.76 e 1.83 µm (M), desaparecimento da dupla feição “aplainada” de 2.07-2.08 µm (P), 2.166 (P) → 2.195 µm (M), 2.315 (P) → 2.343 µm (M).

A relação da presença e predominância de mica *versus* mica e/ou caulinita e vice-versa é diagnosticada através do comportamento dos espectros na região entre 2.17 a 2.205 µm. Na medida em que há dominância da pirofillita na mistura, a feição de absorção centrada em 2.17 µm (diagnóstica da pirofillita), é salientada em relação às outras feições (2.195 e 2.205 µm).

Nas situações onde mica e pirofillita ocorrem em volumes equivalentes, as feições em 2.17 µm e 2.195 µm aparecem conjuntamente e com profundidades proporcionais, formando um *doublet* bem marcado. Nos casos onde a sericita é maior na mistura, a feição em 2.17 µm é sutil e a feição em 2.195 µm muito evidente. Quando a mica domina totalmente a mistura, a feição de 2.17 inexiste e a de 2.195 µm aparece de forma singular (aguda e profunda). Esta relação também é observada nos gradientes: pirofillita versus caulinita, com alteração da posição de 2.195 para 2.205 µm.

AGL1 (Agalmatolito Lamelar)

Esta classe de agalmatolito (foliado) é marcada por notável xistosidade, daí a denominação "lamelar", utilizada por extratores e pesquisadores (Luz *et al.* 2005, Carmo & Romano1996). Sua composição é predominantemente micácea (sericita-muscovita) (e.g., **AGL1a**); no entanto verifica-se a ocorrência associada de cianita, diásporo e pirofillita. A quantidade destes minerais aumenta para NW (Fig.8), em direção ao núcleo do depósito. Enquanto os litotipo **1a** (SE) e **1c** são predominantemente micáceos, o litotipo **1b**, é rico em dumortierita e pirofillita, além da mica. Entre os espécimes micáceos (**1a** e **1b**) a diferença é conferida pelo tipo de mica; enquanto no primeiro encontra-se a muscovita, no terceiro ocorre a fuchsita, que por sua vez imprime cor verde a rocha.

AGL1a (Mica Xisto): este litotipo, que ocorre na porção extremo sudeste da bancada (Fig.9a-f), é o mais claro (branco) e lamelar desta classe, além de apresentar proeminente crenulação (Fig.9f). Pela análise espectral (Fig.9g), verifica-se que é majoritariamente composto por mica, com base na forma e profundidade da feição de 2.195 µm, além das feições de 0.965, 1.408, 2.342 e 2.435 µm, típicas deste mineral e muito bem definidas nos espectros. O espectro da amostra em pó é muito semelhante aos da bruta, a não ser pela menor absorção na posição de vibração da água (1.9 µm). Pela análise difratométrica (Fig.9h), esta composição é comprovada pelo intenso e característico pico de 10 Å da muscovita [$2M_1$-$KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$]. Também aparece quantidade equivalente de quartzo (pico principal: 3.35 Å), que não é detectável pela ER, e subordinadamente de caulinita [1*Md*-$Al_2Si_2O_5(OH)_4$] em 7 Å e andaluzita [$Al_2(SiO_4)O$] em 5.5 Å, como acessório.

AGL1b (Dumortierita Filossilicato Fels): com os limites de ocorrência parcialmente indefinidos e restrito a esta porção da lavra (Fig.10a), é vizinho do primeiro litotipo. Possui cor e textura muito similar ao primeiro, no entanto contém cristais nodulares de até 1 cm de dumortierita (15-20%) de cor roxo uva e hábito acicular em forma de leque (Fig.10b,c,g,e). Microscopicamente, quando iluminados por luz paralela, apresentam relevo muito alto e intenso pleocroísmo (incolor/lilás/roxo). Com luz polarizada (nicóis cruzados), apresentam birrefringência elevada com eixo "c" perpendicular (aciculas) e baixa quando paralela (Fig.10c). A cianita, também com relevo elevado, possui extinção obliqua e macla polissintética. O diásporo (5-10%) ocorre substituindo relictos de cianita fraturada (com extinção ondulante) e nas bordas da dumortierita (Fig.10d,f,h). A mica ocorre principalmente na fração muscovita/sericita (20-25%), com elevada birrefringência (Fig.10d,g,h). O quartzo (5-10%) aparece todo recristalizado em novos grãos (Fig.10g). A massa filossilicática fração argila (MFA-25-30%) que inclui pirofillita, caulinita e possivelmente mica, permeiam e bordejam os cristais de dumortierita, cianita e diásporo (Fig.10d,f,g,h), sendo o processo de alteração mais evidente com os cristais de cianita. Na seção Fig.10e observa-se uma matriz bimodal, onde a porção branca é composta por diásporo, cianita e a "MFA", e a porção incolor a levemente amarelada por mica e quartzo.

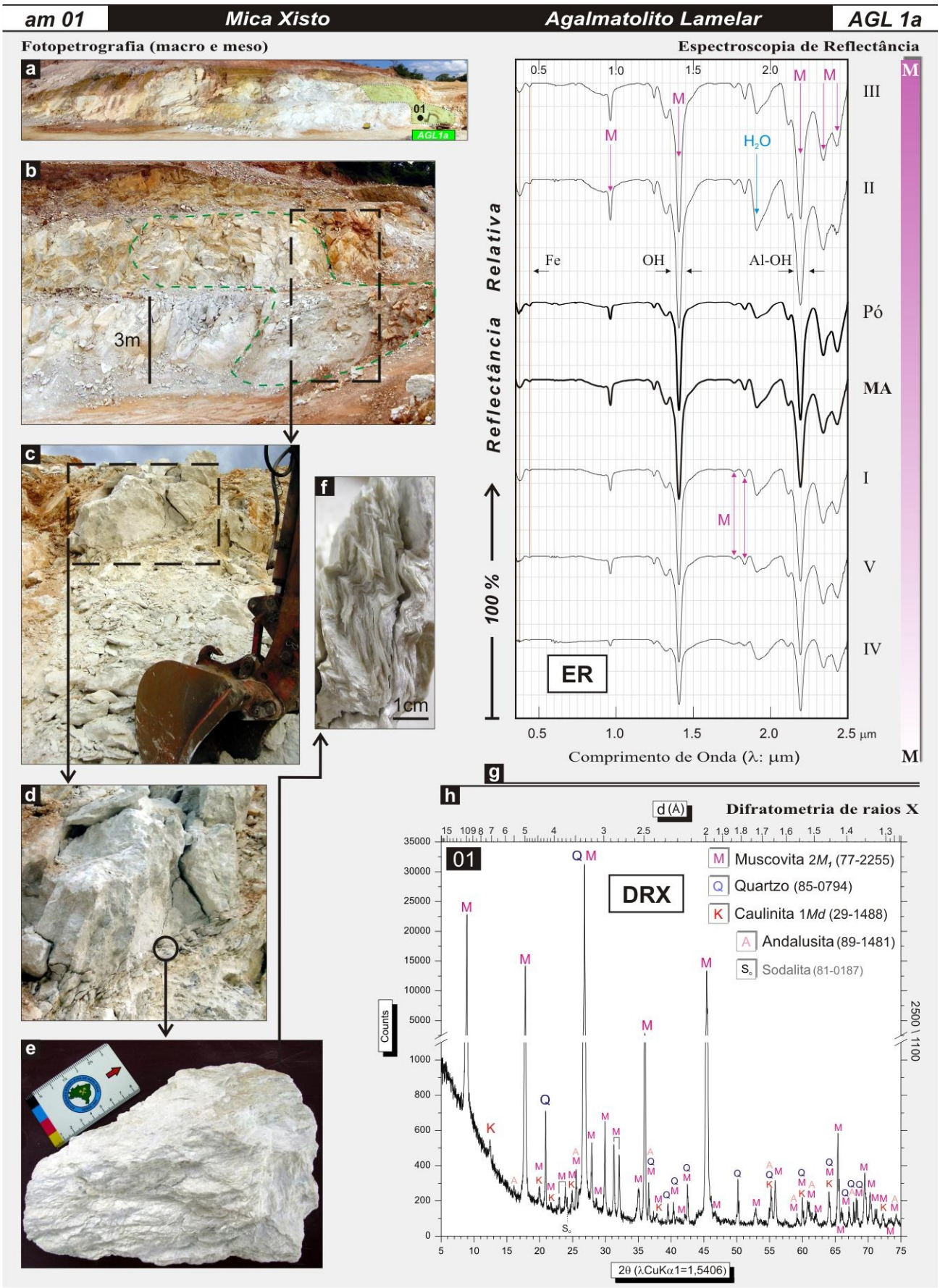


***Figura 9**: Fotopetrografias, macro (a-b) a mesoscópicas (c-f), e análises (g-h) do AGL1a (am01).*

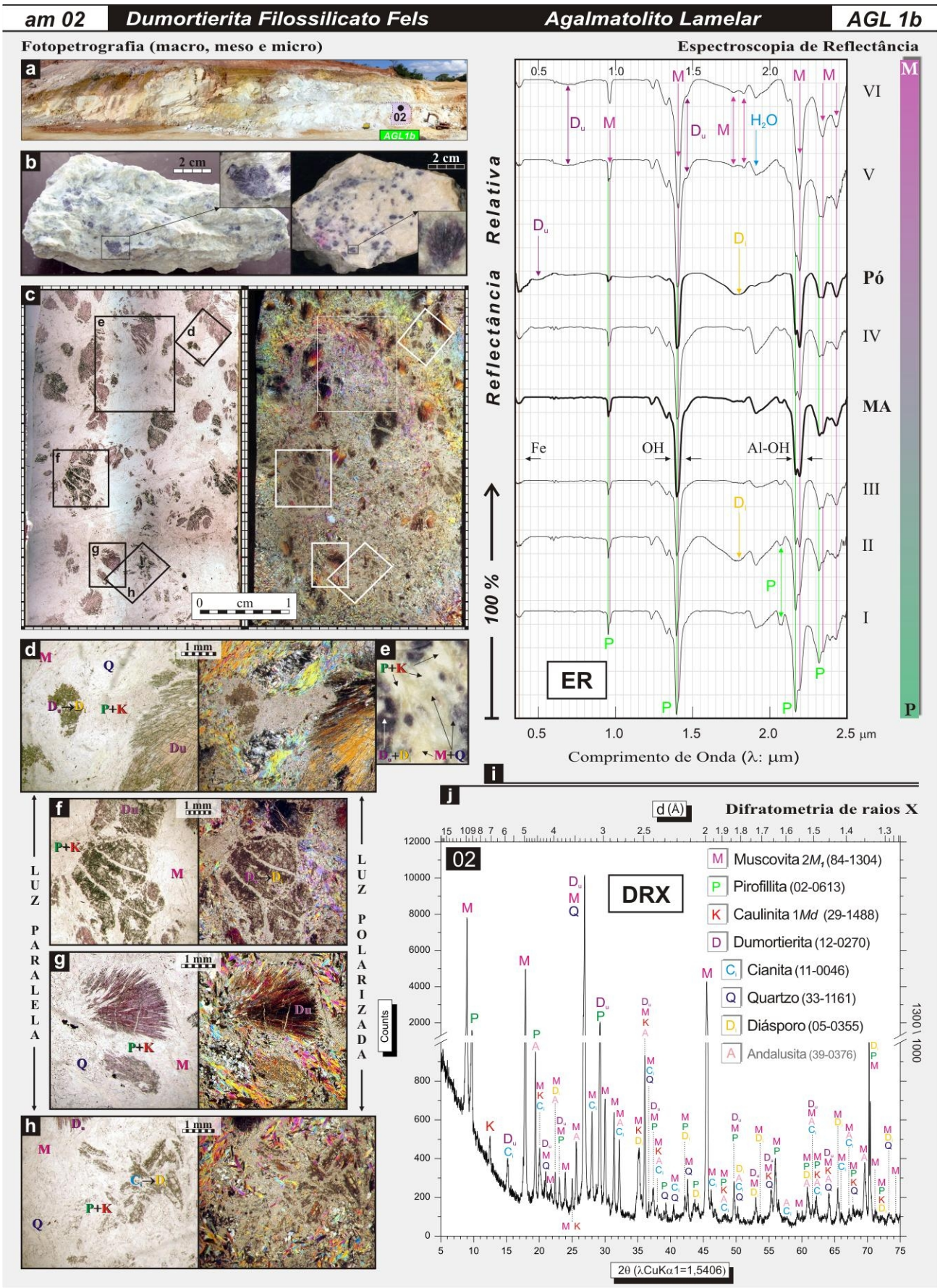


***Figura 10**: Fotopetrografias, macro (a), meso (b) e microscópicas (d-h), e análises (g-h) do AGL1b (am02).*

A diferença entre os espectros (Fig.10i) é dada pela presença variável de mica para pirofillita na mistura segundo o gradiente e a forma da feição que abrange a faixa 2.17-2.195 µm. O diásporo interfere apenas em dois dos espectros (Fig.10i: II,Pó), centralizado em 1.8 µm. Os espectros da matriz "xistosa", quando comparados com o tipo 1a, indicam menor quantidade de mica, incremento de pirofillita (antes inexistente) e presença de diásporo nas porções amareladas (escala de mão). A dumortierita apresenta feições secundárias sutis, já que as principais são combinadas por *overtones* com a pirofillita e muscovita. Estas feições secundárias encontram-se em 0.5 µm (Fig.10i: Pó) e 0.69 µm (Fig.10i: V,VI) devido a uma provável composição ferruginosa, e em 1.47 µm (Fig.10i: V,VI) decorrente de vibrações de OH. Nos outros espectros desta amostra, a combinação de pirofillita e muscovita, mascara a presença das feições da dumortierita (Hunt & Salisbury 1970). A difração (DRX) comprova esta assembléia mineral, onde é evidente a maior abundância de muscovita [2M_1-$KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$] sobre a pirofillita (Fig.10j), considerando a relação entre a intensidade dos picos de 10 Å e 9 Å. As fases dumortierita [$(Al,Fe)_7BSi_3\ O_{18}$] e cianita (Al_2SiO_5) são verificadas pelo pico de 5.9 Å, com dominância da primeira; a caulinita [1*Md*-$Al_2Si_2O_5(OH)_4$] pelo pico de 7 Å e o quartzo pelo de 3.3 Å. O diásporo [AlO(OH)] presente na amostra possui seus principais picos combinados com os picos das outras fases minerais, daí a dificuldade para sua interpretação isolada. Tais fases estão bem diferenciadas no difratograma (Fig.10j).

AGL1c (Xisto Milonítico a Fels, Fuchsítico): é o litotipo mais exótico do minério, devido a cor verde característica. Ocorre em pequena proporção, como enclaves erráticos hospedados pelos três tipos de agalmatolito do CAM (Fig.11a-f). Em cada local de ocorrência verifica-se variações na tonalidade do verde e na textura. As amostras por vezes estão intercaladas (níveis e/ou lentes) ou englobadas por rocha clara (Fig.11g-l). A coloração decorre da provável presença de fuchsita ($K(Al,Cr)_2Si_3AlO_{10}(OH,F)_2$), uma variedade de mica rica em cromo (Cr^{3+}). A porção verde (Fig.11k-m) é um xisto fuchsítico, cujos cristais de cianita estão orientados segundo a xistosidade; a porção branca é um *fels* de matriz pirofillítica (cf. AGL2 a seguir). No limite entre estes dois tipos ocorre a presença freqüente de rutilo de granulometria fina, disperso (Fig.11m) e aglomerado (< 5 mm, Fig.12a). Na massa xistosa enriquecida em fuchsita, que apresenta o verde mais intenso, a cianita é representada pelos cristais mais claros e alongados (Figs.11m,12a). Em luz paralela, a fuchsita possui uma cor muito fraca, com comportamento semelhante aos outros filossilicatos e o quartzo, notadamente incolores. A cianita de relevo proeminente e tamanho de até 5 mm, é ligeiramente pleocróica e o rutilo possui cor ocrê avermelhada (Fig.12a,c,f). Em luz polarizada, a cianita mais preservada, imersa na massa fuchsítica, possui, clivagem em duas direções e extinção obliqua (Fig.12c). A massa fuchsítica possui cores mais vivas de birrefringência quando comparada à muscovita (Fig.12b). O quartzo ocorre na massa de pirofilita, com textura decussada, como aglomerado de cristais recristalizados e como *ribons* (Fig.12d,e,g). Pirofillita, muscovita e caulinita formam uma massa "rósea" muito fina da porção decussada (*fels*) (Fig.12d,e,g). A cianita está em estágio avançado de alteração para estes filossilicatos descritos acima na porção *fels*; na massa fuchisítica seus cristais são pouco afetados pela alteração, com maior concentração desse processo nas suas bordas (Fig.12c,f).

Os espectros deste litotipo também são característicos devido a presença de fuchsita, detectada principalmente na primeira região (0.35-0.80 µm), onde o espectro é característico deste mineral (Fig.11n,12h). Na segunda região (0.80-2.50 µm) o espectro da fuchsita é muito similar ao da mica. O espectro padrão da fuchsita não existe nas atuais bibliotecas espectrais (e.g.: USGS, JPL). Para identificar as feições espectrais da fuchsita foi necessário utilizar o espectro da uvarovita ($Ca_3Cr_2(SiO_4)_3$), uma granada de cromo da série das ugranditas (grossularita: $Ca_3Al_2(SiO_4)_3$ ↔ andradita: $Ca_3Fe_2(SiO_4)_3$). As feições desses dois minerais são muito similares e diferem da ordem de nanômetros na região do VNIR (Navas *et al.* 2004). A uvarovita possui um par de absorções em 0.430 e 0.610 µm e a fuchsita em 0.440 e 0.620 µm. As feições da uvarovita no VNIR são relativamente mais profundas, mas no SWIR, as feições de 1.41 e 1.92 µm da fuchsita são mais profundas e ligeiramente deslocadas em relação as da uvarovita (1.42 e 1.93 µm).

A posição e o gradiente entre as feições centradas na banda 2.17 µm e 2.2 µm (Figs.11n,12h) também têm relação direta com a proporção de pirofillita *versus* mica nas amostras, neste caso com parcela de fuchsita. Em todas as amostras, as feições do VNIR variam entre 0.424-0.434 µm e entre 0.618-0.633 µm. Neste sentido, verificou-se que o espécime "13" (Fig.12h) possui os menores valores quanto à profundidade da feição, enquanto que o "04" (Fig.11n) os maiores, proporcionalmente. O espécime "04" é certamente o mais rico em fuchsita, visto a profundidade da feição de 0.63 µm nos espectros da fração pó. Por outro lado, o espécime "10" (Fig.12h) é o que tem maiores proporções de pirofillita, a notar pelas profundas feições em 2.166 e 2.315 µm.

Os difratogramas indicam que as micas são mais abundantes que a pirofillita, principalmente na amostra 13, que é mais silicosa. Entretanto, esta relação causa uma incompatibilidade, pois a "am04" seria a mais fuchsítica segundo a ER. A explicação é que a "am04" (Fig.11o) possui colaboração dos nódulos de *fels* pirofillíticos e a "am13" não (Fig.12i); além disso, o pico da mica em 10 Å mais intenso na "am13" se deve a maior contribuição de muscovita [2*M*1-$KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$] *versus* fuchsita [2*M*1-$(K_{0.75}Ca_{0.13})(Mg_{0.6}Al_{1.3}Cr_{0.2}Fe_{0.1})$ $(Al_{0.9}Si_{3.1}O_{10})(OH)_2$] do que na "am04". Esta explicação também pode ser reforçada pela quantidade de caulinita [1*Md*-$Al_2Si_2O_5(OH)_4$], que possui pico de 7 Å maior na "am04" (Fig.11o). Apesar da cianita estar presente na am04 ela não é tão bem registrada pela DRX (e.g., ausência do pico de 5.9 Å). Este fato é devido a etapa de preparação da amostra, onde foram selecionadas as porções mais verdes da mesma, e após a cominuição foi desprezada a fração de maior granulometria, justamente a que continha os cristais de cianita. Observa-se ainda que o quartzo é bem caracterizado pelo pico de 3.35 Å em ambas as amostras (Figs.11o,12i), com maior abundância na segunda; a pirofillita [2*M*-$Al_2Si_4O_{10}(OH)_2$] é bem demarcada em 9 Å, sendo mais abundante na primeira (Fig.11o).

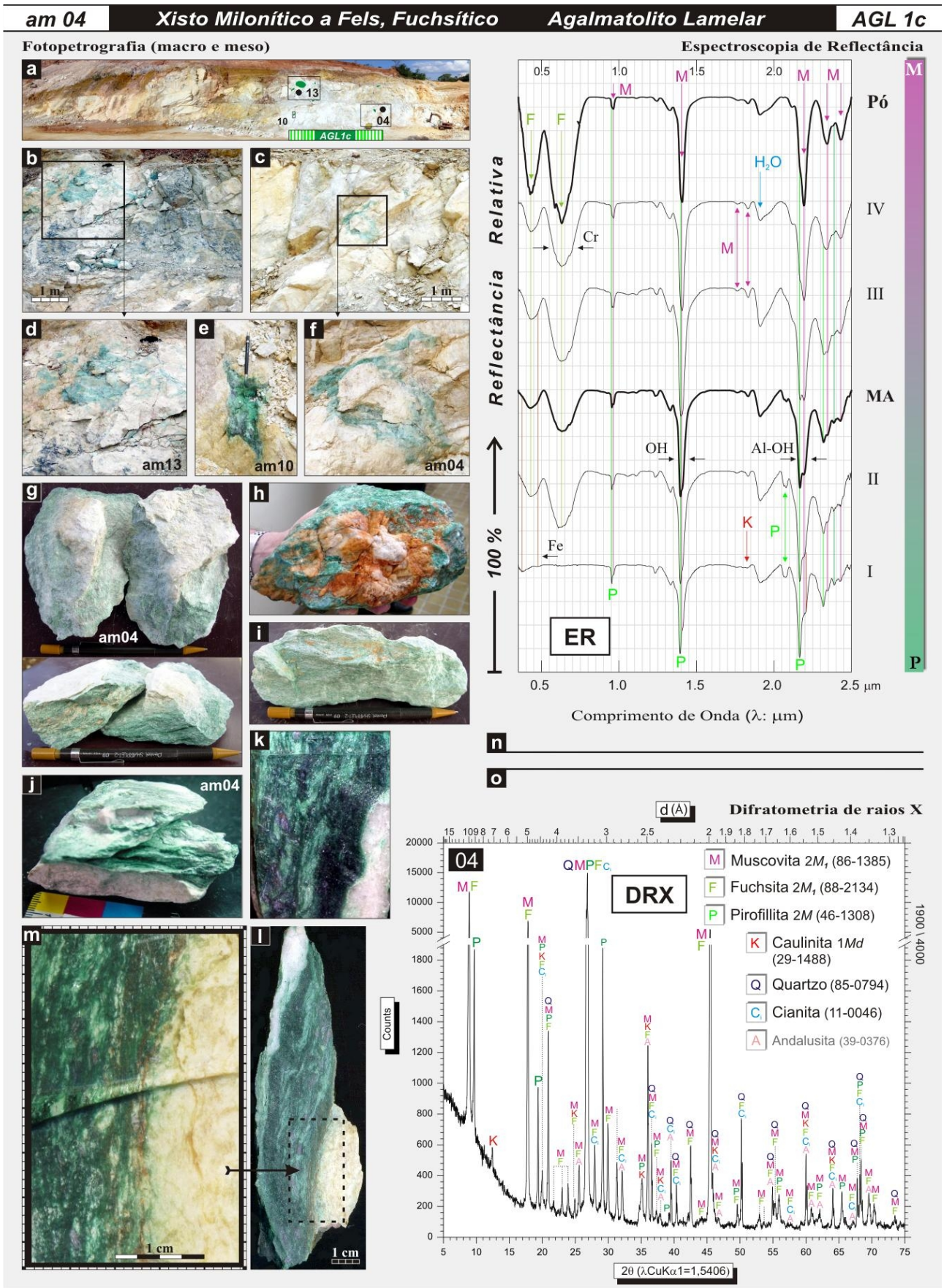


***Figura 11**: Fotopetrografias macro (a-f) a mesoscópicas (g-h) e análises (g-h) do AGL1c (am04/13/10).*

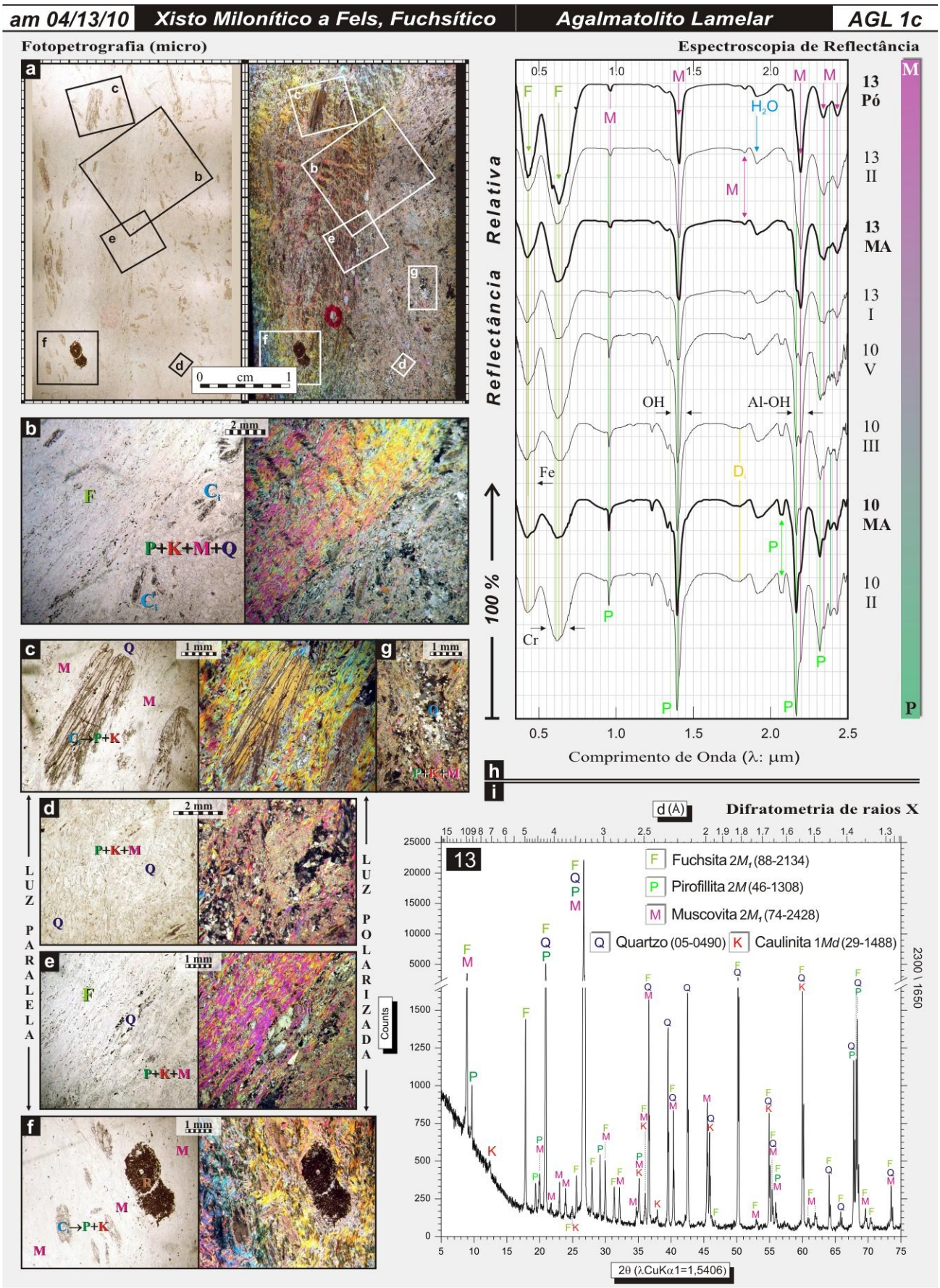


***Figura 12**: Fotopetrografias microscópicas (a-g) e análises (h-i) do AGL1c (am04/13/10).*

AGL2 (Agalmatolito Maciço)

Apesar deste grupo de agalmatolito ser designado aqui como maciço, ele compreende texturas com foliação incipiente, onde a massa filossilicática branca está disposta em cristais decussados. Este comportamento textural da rocha é semelhante ao dos fels. Sendo assim, os litotipos que representam esta classe são xistos, xistos a *fels* e *fels*. A composição é variável - em termos do gradiente (mica *versus* pirofillita), há um domínio na mica no primeiro (**2a**) litotipo e um equilíbrio no último (**2e**), relação verificada pela intensidade dos picos (DRX) da mica (10 Å) e da pirofillita (9 Å). A maior peculiaridade desta classe são as porções, níveis e/ou auréolas de massa escura subordinada a massa clara. Esta massa escura representa horizontes de turmalinização, com turmalinas dispostas em aglomerados de granulometria muito fina e em laminas compostas por cristais sub-milimétricos. Como na classe anterior, as relações entre mica e pirofillita, seja pela intensidade dos picos (DRX) supracitados, ou por feições e gradientes de feições de absorção diagnósticas (ER), nortearam a sua detecção e a mensuração de suas proporções.

AGL2a (Xisto a Fels, Turmalinizado): na porção mais a NW do depósito (Fig.13a), este litotipo (am11) apresenta textura xistosa tendendo a maciça, untuosidade ao tato, além de crenulação e intercalação entre bandas claras e escuras. A composição micácea favorece a formação de planos e/ou superfícies retilíneas, seccionadas por fraturas preenchidas e/ou veios (Fig.13b-d), característica singular no depósito. Petrograficamente este litotipo é composto por massa branca intercalada por níveis escuros irregulares, com registro de deformação dúctil (Fig.13e-l). Os horizontes claros são formados pela reunião irregular de uma massa branca opaca e outra levemente amarelada e parcialmente translúcida (Fig.13j-l). Em condições de transmissão de luz paralela, observa-se que a porção clara e opaca é composta por cianita (5%), diásporo (20%) e pirofillita+caulinita (30%); a porção translúcida é composta principalmente por mica branca (40%), além de quartzo (< 5%); os níveis escuros são compostos por turmalina (5%) verde (Fig.14a-f). A cianita maclada não está orientada e seu estágio de alteração é intermediário – nesse caso, observa-se processo de fraturamento e alteração para diásporo, pirofillita e caulinita em clivagens espaçadas (Fig.14b,d,e). Localmente, não há mais o registro da cianita e observa-se somente o diásporo com os filossilicatos finos (Fig.14f). A turmalina observada nos níveis escuros compreende cristais de forma hexagonal (hábito trigonal) de até 0.1 mm (Fig.14c), com pleocroísmo zonado do verde folha ao verde musgo. A mica é abundante e frequentemente crenulada (Fig.14c,e); o quartzo, recristalizado, compõe relictos deformados formando novos grãos (Fig.14d,f). O rutilo ocorre como mineral acessório.

A interpretação da ER indica que as porções claras de leitura nas amostras brutas apresentam maior proporção de mica, evidenciada pela feição de 2.195 µm (Fig.13g: XIV,XIII,etc). O diásporo está intimamente ligado ao aumento de pirofillita, visto que a feição de 1.8 µm aumenta de profundidade na medida em que o gradiente tende à composição mais pirofillítica (Fig.14g: I,II,etc). A presença de pirofillita em alguns espectros (Fig.14g: II,IV) é marcante e muitas vezes evidenciada também pela absorção do tipo

“quadrada” da banda de 2.07-2.08 µm. A pirofillita e o diásporo também se tornam mais comuns nas porções amarelas (Fig.14g: II) e alteradas (Fig.14g: I) de amostras brutas, sendo que a alteração é demarcada pela ocorrência da goethita, indicada pelo abaulamento do espectro entre 0.8-1.15 µm. (Fig.13g: IX,14g: I,IV). Devido à abundância de mica, a caulinita não interfere nos espectros com sua absorção em 2.205 µm. A presença de turmalina por ER somente foi comprovada através do espectro da amostra moída (Fig.14g: Pó), onde aparecem as feições centradas em: 0.75, 1.15 e 2.25 µm.

Quanto a interpretação dos difratogramas 11 (Fig.13h) e 11T (Fig.14h), verifica-se que a quantidade de caulinita (1*A*), pela intensidade do pico de 7 Å, é maior na porção escura. Em contrapartida, o quartzo não ocorre nestes horizontes turmaliníferos. A turmalina identificada pelos picos de 6.3 Å e 8 Å, muito provavelmente é a elbaíta ($Mn\text{-}Na(Li,Al,Mn)_3Al_6(BO_3)_3Si_6O_{18}(OH)_4$), de acordo com as fichas 89-7310 e 89-7317 do PDF2 (ICDD).

AGL2b (Cianita Filossilicato Xisto): localizado na região central do depósito (Fig.15a), este litotipo maciço a fracamente foliado, apresenta incipiente xistosidade em nível de afloramento, demarcada por raros planos (Fig.15b). A amostra bruta possui cor clara e aspecto maciço, com imperceptível presença de minerais “máficos” a olho nu, imersos na massa bimodal (branca opaca e semi-translúcida amarelada). É um dos hospedeiros do AGL1c (Fig.15b). Petrograficamente, observa-se, em luz paralela, que a xistosidade é materializada por cristais alongados de cianita (15%) (Fig.15c). A cianita com macla polissintética encontra-se fraturada e parcial a integralmente alterada para filossilicatos finos (pirofillita + caulinita +/- sericita) (Fig.15d,f-h). O quartzo (20%) recristalizado configura aglomerados com sub-grãos e novos grãos (Fig.15d,e). A mica branca (20%), de elevada cor de polarização e extinção ondulante, apresenta textura lepidoblástica com alguma crenulação (Fig.15d-h). O diásporo (5%) ocorre muito raramente nesta amostra como sub-produto da cianita. Os filossilicatos finos (pirofillita + caulinita +/- sericita: 40-45%) constituem a porção majoritária da assembléia mineral. Estão disseminados na matriz da rocha e nas bordas e auréolas dos cristais de cianita. Turmalina e rutilo são acessórios.

A ER (Fig.15i) indica que em quatro dos cinco espectros desta amostra a profundidade do pico de 2.17 µm da pirofillita é maior do que o de 2.195 µm. Entretanto, segundo a DRX, a mica ainda supera a pirofillita neste litotipo, visto a intensidade relativa dos picos deste dois minerais (Fig.15j). Na curva espectral do “pó”, a profundidade (ER) da pirofillita é pouco maior que a da mica, entretanto a intensidade (DRX) da mica é bem superior que a da pirofillita. Essa ambiguidade pode ser explicada por pelo menos um dos seguintes fatores: (i) na preparação em porta amostra da DRX, alguns cristais de cianita pirofillitizada não totalmente cominuídos foram desprezados, visto a pequena intensidade do pico (DRX) da cianita; (ii) a feição (Al-OH) da caulinita aparece incrementando (*overtone*) a absorção da pirofillita - neste caso seria uma caulinita bem ordenada atomicamente, justificando a proeminência da primeira absorção de seu *doublet*. Além das relações do gradiente também é possível verificar a ocorrência de turmalina no espectro mais pirofillítico (Fig.15i-I), com sutis feições centradas em: 0.75, 1.15 e 2.25 µm (Fig.15i).

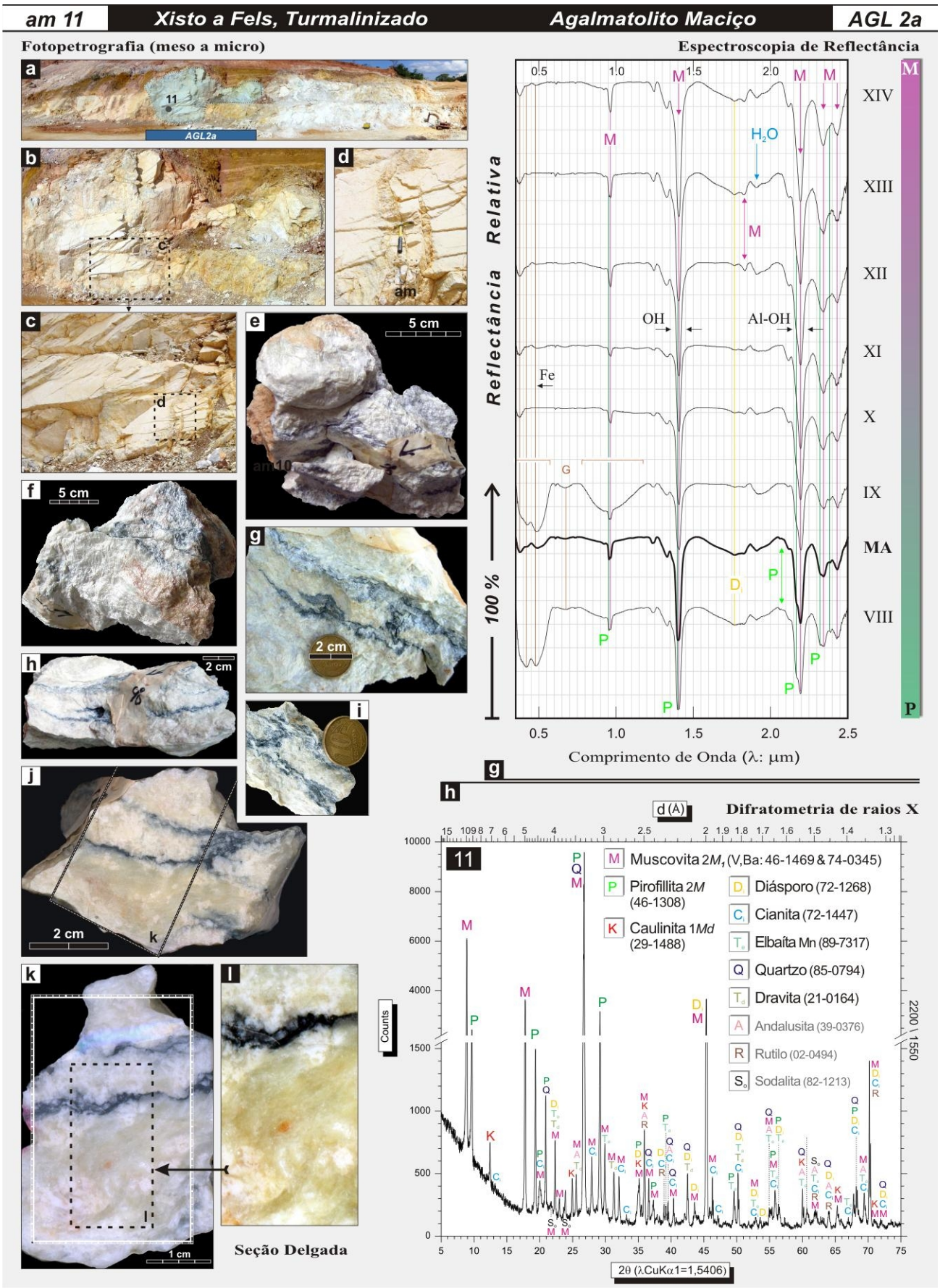


***Figura 13**: Fotopetrografias macro (a-d) e mesoscópicas (e-l) e análises (g-h) do AGL2a (11).*

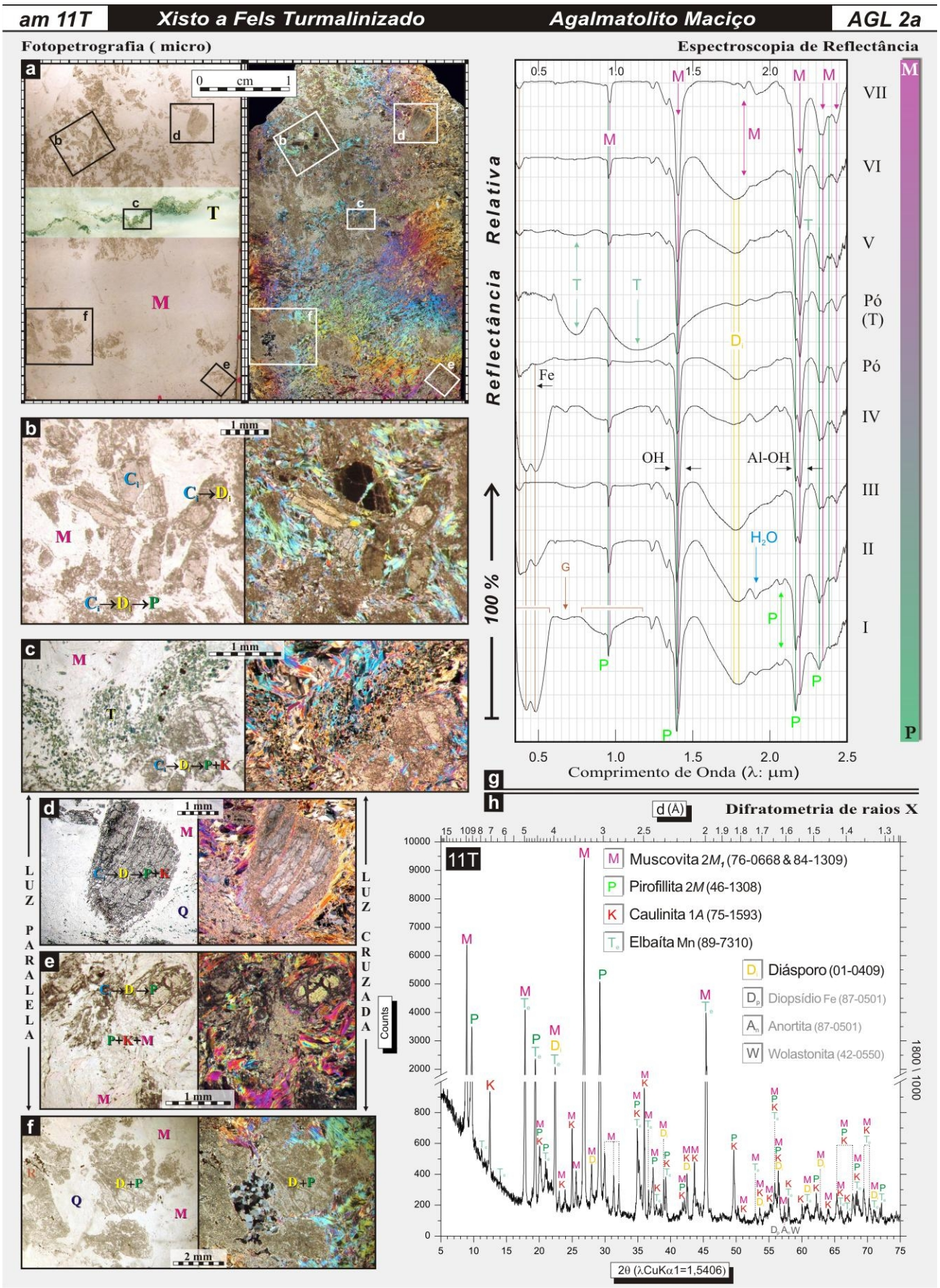


***Figura 14**: Fotopetrografias microscópicas (a-f) e análises (g-h) do AGL2a (11T).*

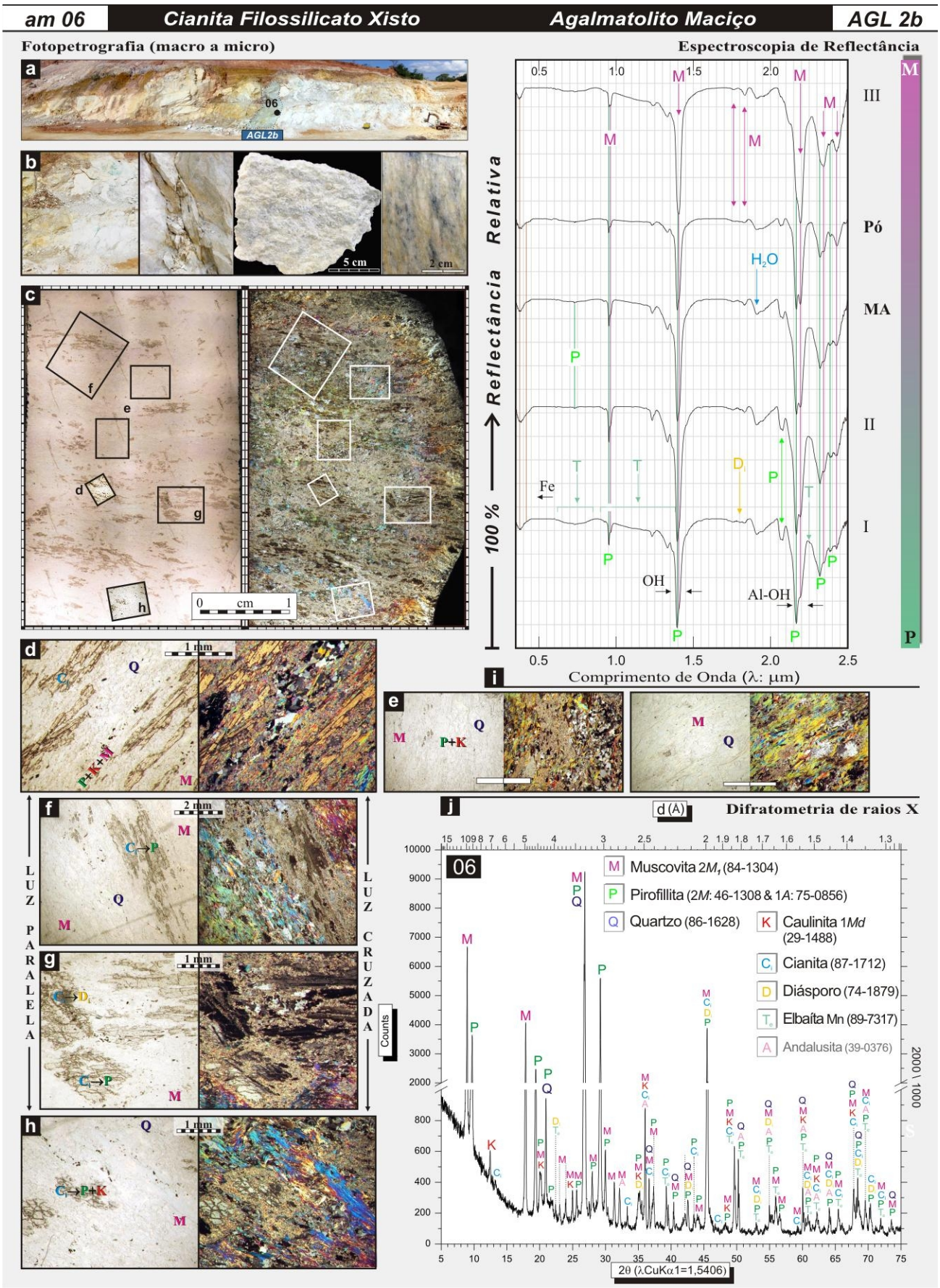


***Figura 15**: Fotopetrografias macro (a), meso (b) e microscópicas (c-h) e análises (i-j) do AGL2b (06).*

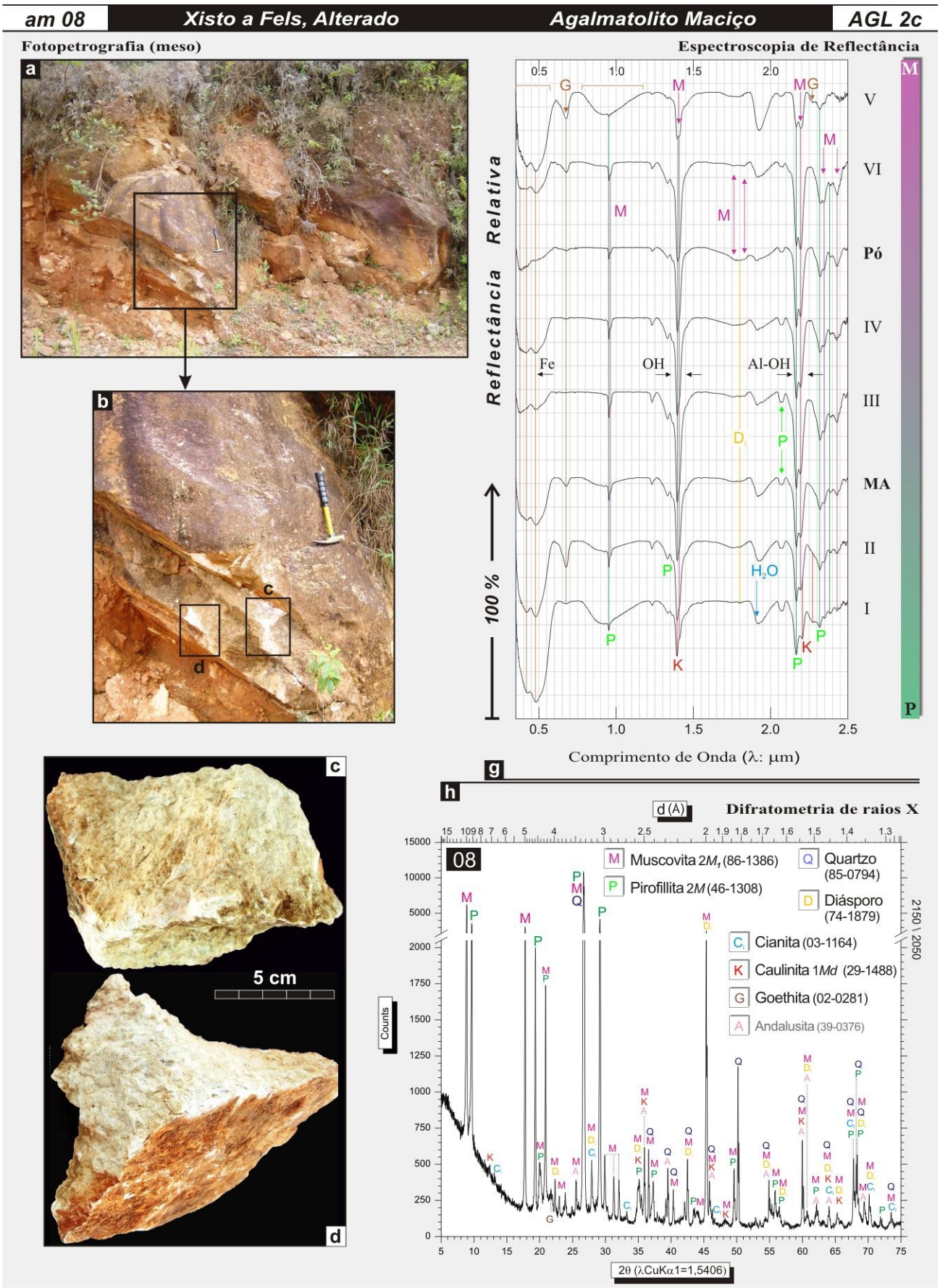


***Figura 16**: Fotopetrografias macro (a-b) e mesoscópicas (c-d) e análises (i-j) do AGL2c (08).*

A DRX permitiu a separação da pirofillita contida neste litotipo em duas espécies (Fig.15j): 1*A* (75-0856) e 2*M* (84-1304), uma anórtica e a outra monoclínica. O pico de 3.05 Å possui um incremento anômalo devido a esta outra espécie de pirofillita. Sendo assim, esta amostra possui maior quantidade de pirofillita do que a indicada na relação 10 Å *versus* 9 Å, o que concorda com a composição indicada pelos espectros de ER, discutidos acima. Outro detalhe é o pico de 3.35 Å do quartzo, mais intenso neste litotipo, sugerindo uma maior abundância na quantidade de SiO_2 em relação aos outros litotipos até aqui descritos.

AGL2c (Xisto a Fels, Alterado): é um litotipo (Fig.16) que não pertence ao CAM (Fig.8), mas é aqui abordado por representar uma porção agalmatolítica alterada e em contato direto com o solo, além de provavelmente configurar uma extensão do CAM no SE da área. Apresenta incipiente xistosidade configurada por planos similares a clivagem (Fig.16a,b). A amostra branca a cinza claro avermelhado, coletada entre estes planos, possui aspecto maciço e evidência de alteração superficial, dado o inicio do processo de friabilidade, com horizontes intensamente percolados por solução ferruginosa decorrente do solo sobrejacente (Fig.16c,d).

Todos os espectros (Fig.16g) possuem as feições de 0.37 e 0.49 µm, comuns em material supérgeno (Fe^{3+}), mas é notável a existência de feições típicas da goethita (0.676 e 0.976 µm) em alguns espectros (Fig.16g: I,II,V). Observa-se aqui também a variação da feição de 2.165 µm (P) para 2.191 µm (M) (Fig.16g: I→VI). Em alguns espectros é característica a dupla feição em 2.07-2.08 µm, típica da pirofillita, entretanto a profundidade média das feições é menor em função da intensa absorção provocada pelo ferro. Juntamente com pirofillita, mica e goethita, também ocorrem caulinita e diásporo. A caulinita é produto da alteração supergênica (e não hidrotermal), pois sua presença é somente verificada em espectros de material muito alterado (Fig.16g: I). O diásporo ocorre em pequena proporção e foi melhor registrado na amostra em pó (Fig.16g: Pó), produto da moagem da porção mais fresca da amostra. Leituras em certos horizontes da amostra (Fig.16g: I,V) indicam que além dos minerais presentes, há água livre na amostra, devido a geometria da feição centrada em 1.4 µm (ombro direito da feição é assimétrico) e a profundidade e posição da feição de 1.92 µm (indicativa de H_2O na composição).

Apesar de estar alterado, com muita percolação de material superficial ferruginoso, e não pertencer ao jazimento atualmente lavrável, este litotipo é muito rico em pirofillita, visto a semelhança de intensidade entre os picos da mica (10 Å) e da pirofillita (9 Å) (Fig.16h). A caulinita (7 Å), goethita (4.1 Å) e cianita aparecem em pequenas quantidades, segundo a intensidade de seus picos característicos. O diásporo ocorre em parcelas ligeiramente maiores que a cianita, entretanto é difícil determiná-lo somente com a DRX devido a sobreposição dos picos. O quartzo (3.35 Å) ocorre em proporções moderadas, mas inferiores a amostra anterior (2b).

AGL2d (Cianita Xisto a Fels, Turmalinizado): também está localizado no centro do CAM, entre os litotipos 2a e 2b (Fig.17a-c). O aspecto superficial na lavra está mascarado por intensa percolação de solução ferruginosa, oriunda da encaixante sobrejacente (Fig.17a), muito alterada e que será descrita no tópico sobre as encaixantes E (leste). Este agalmatolito peculiar possui corpos escuros e irregulares (concêntricos e/ou alongados), com variação de formatos e dimensões, similar a enclaves (Fig.17c-g,i). Tais corpos são compostos quase que exclusivamente por turmalina, de granulometria muito fina, ou seja, são turmalinitos. Nas porções internas da aglomeração destes corpos, aparecem cristais de cianita branca, dispostos radialmente, onde é notável o limite entre as paletas centimétricas (Fig.17d-f,i). Verifica-se também que estes corpos possuem uma variação composicional da borda para o centro, marcada pela coloração, onde há enriquecimento de turmalina na margem mais escura (Fig.17e,f,i). A matriz desta rocha é micácea, com brilho característico, e apresenta níveis de minerais escuros (Fig.17h,j). As porções escuras são maciças e os núcleos dos aglomerados são brancos, com marcante clivagem e radialidade na disposição dos cristais (Fig.17i-l). No limite entres as duas porções (Fig.17k,l), há ocorrência majoritária de turmalina fina na porção escura e de cianita grossa no núcleo claro (Fig.17l). Em condição de luz refletida (Fig.18a) observa-se que a massa negra descrita anteriormente é conseqüência do adensamento de pequenos cristais verdes. Em luz polarizada, com aumento máximo, é difícil distinguir os cristais deste turmalinito (Fig.18a). Quanto a porção clara, observa-se que há um único cristal de cianita de dimensão superior a 2x1 cm, com hábito semelhante a um leque e seccionado por suas diversas paletas (Fig.18a,b,g). Algumas destas paletas, principalmente na região de borda, estão sendo alteradas, visto o seu escurecimento em luz paralela e a diminuição da birrefringência em luz polarizada (Fig.18b,e,d,g). Na região de borda, o cristal de cianita apresenta fraturamento, dobramento e destacamento das paletas, que passam a constituir novos cristais de cianita na massa filossilicática fina que permeia essa região (Fig.18d,f,g). A mica branca ocorre restrita as regiões de venulações, em cristais lamelares de elevada cor de polarização (Fig.18a,b). A região de borda está preenchida principalmente por cristais menores de cianita, diásporo e filossilicato fino (pirofillita + caulinita + mica). O diásporo, também de relevo elevado, ocorre em agregado policristalino em associação aos cristais de cianita e como cristais individuais na massa filossilicática (Fig.18b). A massa filossilicática de cor creme a rosa ocorre circundando todo o cristal de cianita (Fig.18a-g), assim como preenchendo as fraturas (Fig.18c). O quartzo é raro e ocorre como cristais recristalizados de granulometria fina, circundando os cristais de cianita (Fig.18d,f,g).

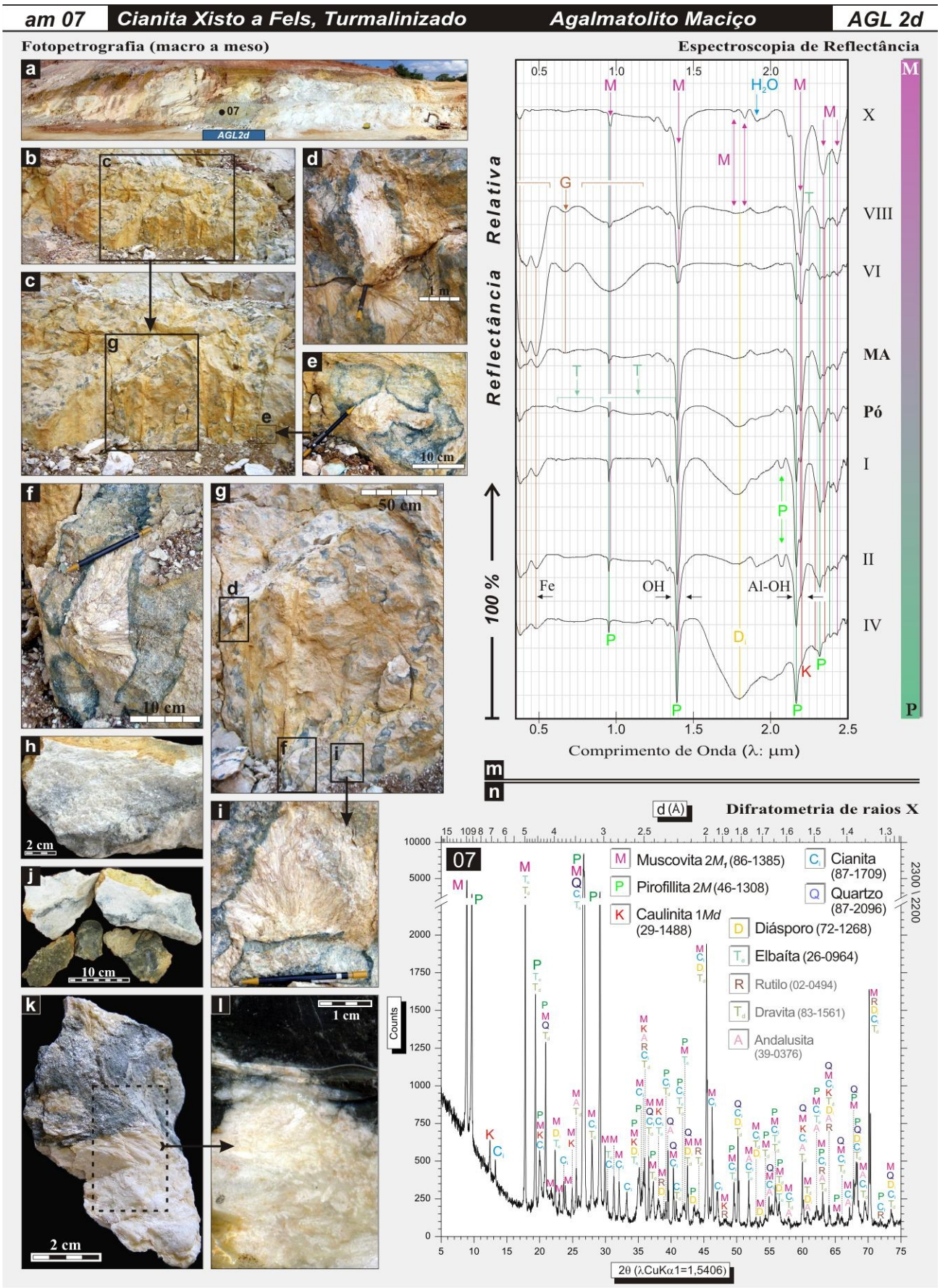


***Figura 17**: Fotopetrografias macro (a-c) e mesoscópicas (d-l) e análises (m-n) do AGL2d (07).*

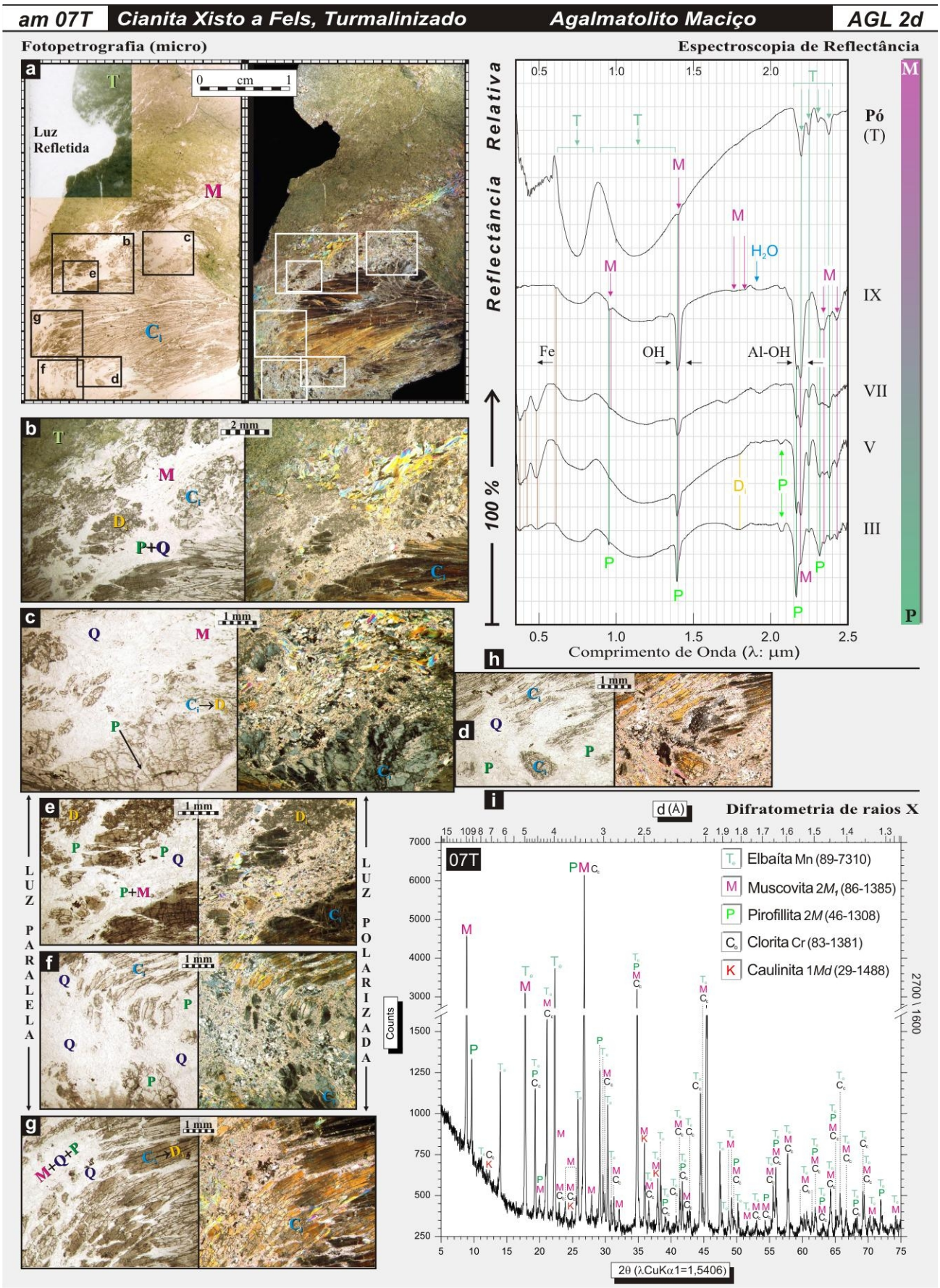


***Figura 18**: Fotopetrografias microscópicas (a-g) e análises (h-i) do AGL2d (07T).*

Nas porções brancas da matriz micácea da rocha e dos nódulos ricos em cianita, a turmalina somente é detectada pela ER na fração pó (Fig.17m), por sutis feições centradas em 0.75, 1.15 e 2.25 µm. No restante das leituras em rocha bruta destas porções verificam-se horizontes enriquecidos em diásporo, diretamente associados à pirofillita – nesse caso, a feição em 1.8 µm aumenta sua profundidade com o gradiente tendendo à pirofillita. Onde há maior quantidade de diásporo na amostra, a mica é parcialmente substituída por caulinita, pois a feição de absorção da molécula de Al-OH migra para 2.205 µm (Fig.17m: IV). As porções alteradas, mais externas da amostra, apresentam feições de absorção centradas em 0.67 µm e 0.95 µm devido a minerais de Fe^{3+}.

A ER da porção escura (Fig.18h) resultou em curvas com feições características da turmalina, centradas em: 0.75, 1.15, 2.2, 2.25, 2.3 e 2.37 µm, principalmente no espectro da fração pó. A absorção mais intensa nesta curva e que ocorre numa banda larga (0.87-1.80 µm), centrada em 1.15 µm, possui o "braço" direito assimétrico e interfere na curva até aproximadamente 2.0 µm (Fig.18h: Pó). A outra ampla feição da turmalina, entre 0.60-0.85 µm, apresenta "fundo largo" nas curvas das amostra brutas (Fig.18h: III,V,VII,IX) devido a interferência de outros minerais. Estes espectros coletados da rocha bruta também apresentam feições características da mica e da pirofillita, conforme o gradiente das feições de 2.17 e 2.195 µm. O diásporo é detectado por sua feição em 1.8 µm nos espectros onde a pirofillita é predominante sobre a mica.

A relação entre o gradiente mineral proposto para a DRX (pirofillita *versus* mica) é distinta, sendo que a porção clara (Fig.17n) contém maiores quantidade de pirofillita, quando correlacionada com a escura (Fig.18i), a depender dos picos de 10 e 9 Å. Enquanto no turmalinito ocorre os picos de 6.3 e 8 Å (Fig.18i), típicos da elbaíta, na porção clara eles não são observados (Fig.17n). Outra diferença importante é a composição em argilominerais - a porção clara possui caulinita (7 Å) e cianita (6.7 Å) muito bem demarcadas por seus picos (Fig.17n). No caso, a caulinita compõe a massa rósea denominada até aqui de filossilicatos finos, além de apresentar respostas na ER; já a cianita foi bem caracterizada pela microscopia. No turmalinito ocorre um pico ruidoso (Fig.18i), interpretado como devido à presença simultânea de clorita e caulinita. A clorita apresenta planos um pouco mais espaçados do que da caulinita e valores superiores, mas muito próximos de 7 Å, assemelhando-se ao da variedade chamosita.

AGL2e (Xisto a Fels): ocorre na porção SE da lavra, vizinho aos litotipos da classe AGL1 (Fig.19a,b,c). Esta rocha, compacta e clara, possui incipiente xistosidade em afloramento, demarcada por recorrência de planos, os quais são mais facilmente visualizados nos horizontes onde concentra-se óxido de ferro oriundo de percolação do pacote sobrejacente (Fig.19d,e). Este litotipo é densamente fraturado e contém enclaves verdes pertencentes a classe AGL1. Petrograficamente possui aspecto granular e maciço (Fig.19f,g).

Este litotipo é o mais pirofillítico da classe AGL2, fato que pode ser observado tanto pela profundidade das feições de absorção da pirofillita (ER, Fig.19g), assim como pela intensidade do pico de 9 Å da pirofillita (DRX, Fig.19h), aqui comprável ao da mica (10 Å).

Através da ER, nota-se que o domínio da pirofillita ocorre na maioria dos espectros (Fig.19g), principalmente em (Fig.19g: I), que possui considerável profundidade nas feições deste mineral. As posições das feições de absorção da pirofillita estão principalmente centradas em: 0.952, 1.395, 2.07-2.08, 2.166 e 2.315 µm, com particular profundidade. A feição (2.193 µm) da mica é proeminente somente em alguns espectros (Fig.19g: IV,V,VI). O diásporo também foi detectado na maioria das amostras, como pode ser observado pela feição de 1.8 µm (Fig.19g). As porções oxidadas mostram feições em 0.37 µm e 0.49 µm, devido a presença de minerais portadores de íons de ferro contido no material.

A assembléia mineral detectada a partir da DRX (Fig.19h) inclui, além dos minerais detectados pela ER (pirofillita, mica e diásporo), o quartzo, a cianita e a caulinita. O quartzo, abundante, é a principal fase mineral nesta amostra, o que é corroborado pela intensidade do pico de 3.35 Å. A caulinita (7 Å) e a cianita (6.3 Å) mostram picos de pouco intensidade e, portanto, ocorrem em pequenas proporções. O diásporo, marcado pelo pico de 3.9 Å (pico de intensidade referência: 100%), é abundante e aparece aqui em quantidades até então não detectadas pela DRX nos litotipos anteriores. Levando-se em conta a quantidade de quartzo, pirofillita e diásporo, pode-se especular que a depreciação relativa na quantidade de cianita é devida a sua transformação quase que total para diásporo e pirofillita, sendo o quartzo residual.

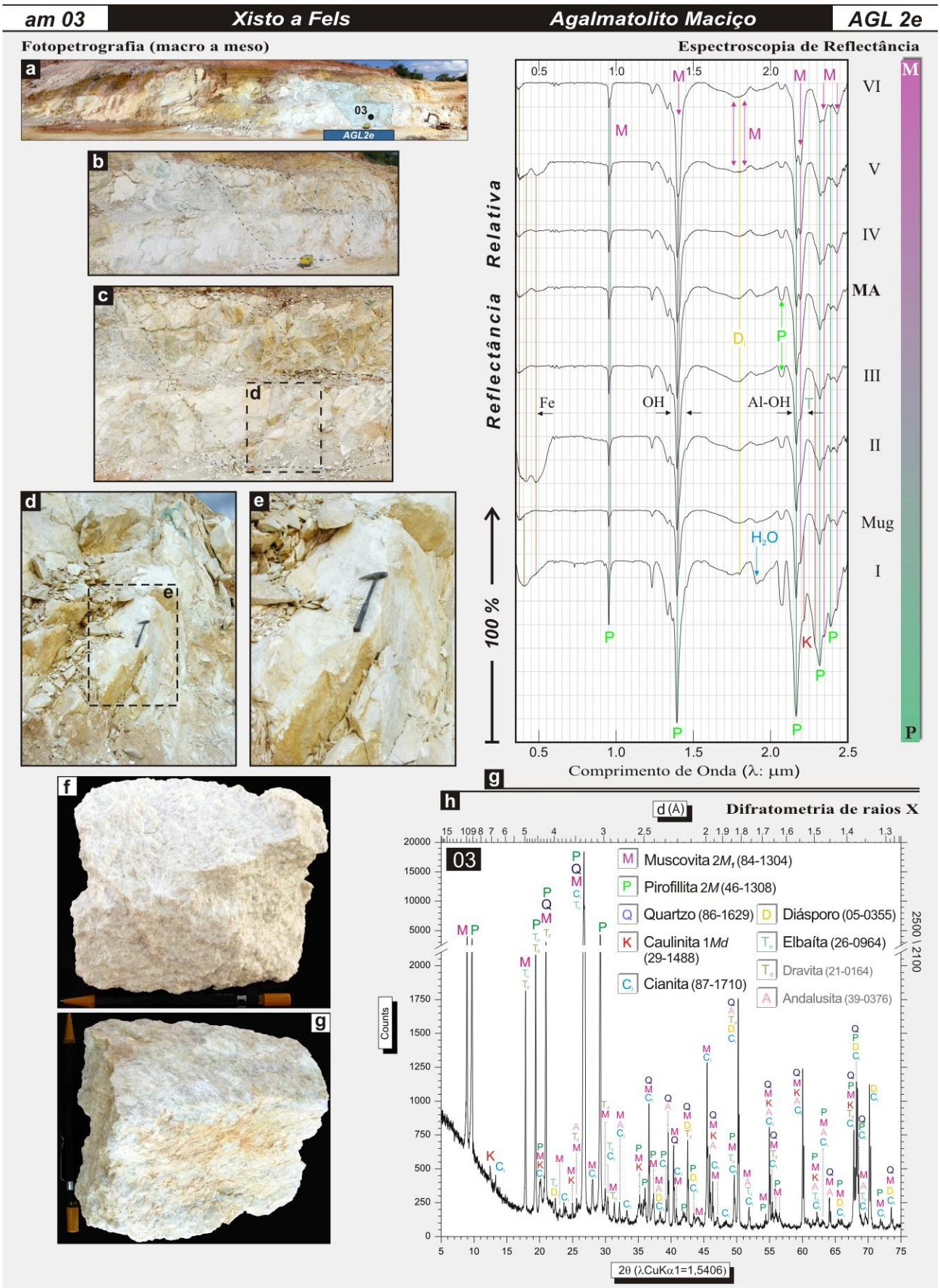


***Figura 19**: Fotopetrografias macro (a-e) a mesoscópicas (f-g) e análises (h-i) do AGL2e (03).*

AGL3 (Agalmatolito Silicoso)

Essa classe apresenta o quartzo como mineral majoritário. A presença de caulinita é notável, o que confere uma certa untuosidade e "maciez" ao material. A cianita é encontrada em cristais semi-orientados, demarcando planos irregulares. Embora a textura geral desta classe seja semelhante aos materiais das classes anteriores (AGL1 e AGL2), há evidências de milonitização.

Esta classe é representada por dois litotipos do CAM (AGL3a e 3b) e um do CAB (AGL3c), este último incorporado ao estudo do depósito devido sua peculiaridade composicional, por representar uma lavra juvenil e por compor a porção mais periférica do depósito.

AGL3a (Xisto Milonítico a Fels): ocorre na porção extremo noroeste do CAM (Fig.20a), na vizinhança norte do AGL2a. Apesar de também ser uma rocha clara, verifica-se um intenso recobrimento superficial, oriundo das encaixantes ferruginosas sotopostas, que confere ao litotipo a tonalidade mais escura (Fig.20a-d) do CAM. A amostra maciça, sem a alteração superficial (Fig.20d), possui aspecto granular e tonalidade bem clara, principalmente devido a presença de caulim. Petrograficamente este litotipo é um xisto rico em quartzo (~50%), com quantidades proporcionais de cianita (25%) e filossilicatos finos (25%) (Fig.20e-j). Ocorrem também diásporo, mica, turmalina, corindon, rutilo e zircão como acessórios. A fração fina, denominada de filossilicatos finos, cuja distinção mineral é inviabilizada pela sua granulometria extremamente fina, similar a fração argila, somente pode ser averiguada através das análises de ER e DRX (Fig.20k,l). Esta massa filossilicática é composta majoritariamente por pirofillita e secundariamente por mica e caulinita. Em luz paralela (Lp) ou cruzada (Lc) (Fig.20e) e refletida (Fig.20g) observa-se a bimodalidade deste litotipo, que possui uma orientação preferencial. Pode-se verificar que as porções incolores (Lp, Fig.20e) correspondem a aglomerações de quartzo recristalizado com formação de sub-grãos em contato serrilhado e com extinção ondulante (Lc, Fig.20e) (i.e., milonitos). Por outro lado, as porções coradas (Lp, Fig.20e) representam os cristais de cianita em estágios juvenis e avançados de filonitização, ou seja, transformação da cianita para massa filossilicática fina (pirofillita+mica+caulinita) (Fig.20f-j). Esta transformação ocorre em estágios iniciais nas bordas da cianita; em estágios intermediários nos planos de clivagem (fraturas) internos aos cristais; e nos estágios avançados, ocorre substituindo quase que integralmente a cianita (Fig.20f-j).

Observa-se que a cianita foi alterada também para diásporo, o que pode ser verificado pelos cristais escurecidos (Fig.20f,i,j). A alteração para diásporo e pirofillita parece ser posterior a filonitização, visto as bordas e clivagens mais claras destes cristais (Fig.20f).

A análise por ER (Fig.20k) permitiu a identificação de todos os filossilicatos, além do diásporo e dos óxido-hidróxidos de ferro da alteração supérgena. Novamente, o empilhamento dos espectros obedeceu ao gradiente; entretanto, neste litotipo o gradiente foi modificado para variações de teores de pirofillita para caulinita, considerando a abundância deste mineral nas amostras. Nesse caso, a variação da posição da principal feição centrada em torno de 2.165 µm (pirofillita) e daquela centrada em 2.2 µm (caulinita), além do gradiente entre as mesmas, representa aqui a presença e abundância relativa entre pirofillita *versus* caulinita. As feições da pirofillita (0.952, 1.395, 2.07-2.08, 2.166 e 2.315 µm), majoritária nas

misturas, têm profundidades expressivas, além da dupla feição em 2.07-2.08 µm, como pode ser observado na maioria dos espectros, exceto no nódulo silicoso (Fig.20k: V). Esta particularidade, posição e geometria das feições (assimetria dos ombros direitos) centradas em 1.4 µm e 1.9 µm, é devido a uma fase criptocristalina (SiO_2) ou mesmo de abundância de agua infra-cristalina. A absorção de 2.205 µm, que é a feição de maior comprimento de onda e profundidade do *doublet* típico da caulinita, embora apareça na maioria dos espectros, é máxima na curva "VIII" e mínima na leitura da fração "Pó" (Fig.20k). O diásporo também é detectado na maioria dos espectros pela sua feição em 1.8 µm, mas principalmente em curvas características (Fig.20k: III,IV), onde a presença da mica mais abundante é registrada em lugar da caulinita. No espectro da porção alterada, verifica-se a presença de goethita, indicada pela absorção abaulada em 0.77-1.19 µm e pela feição centrada em 0.68 µm. Nesta curva (Fig.20k: IX), as profundidades das feições da pirofillita e caulinita são similares, o que sugere abundância equivalente.

Pela DRX (Fig.20l), observa-se a maior proporção de pirofillita em relação a muscovita na mistura (3:1), levando-se em conta a intensidade dos picos de 9 e 10 Å, respectivamente. Conforme já verificado através da análise microscópica, a dominância do quartzo na mistura é comprovada pela intensidade de seu pico característico (3.35 Å), que se destaca em relação à intensidade média dos outros picos no difratograma (Fig.20l). A cianita, apesar de não ser detectada pela ER na faixa do espectro investigado, está representada pelo pico de 6.7 Å, com a maior intensidade detectada até então entre os litotipos anteriormente descritos. É notável observar que a presença sutil da caulinita verificada no difratograma (Fig.20l), a exemplo da baixa intensidade do pico de 7 Å, também é verificada no espectro correspondente (Fig.20k: Pó). Nota-se que mesmo em quantidades reduzidas, a caulinita é capaz de interferir no espectro com maior intensidade que a mica (Fig.20k: Pó).

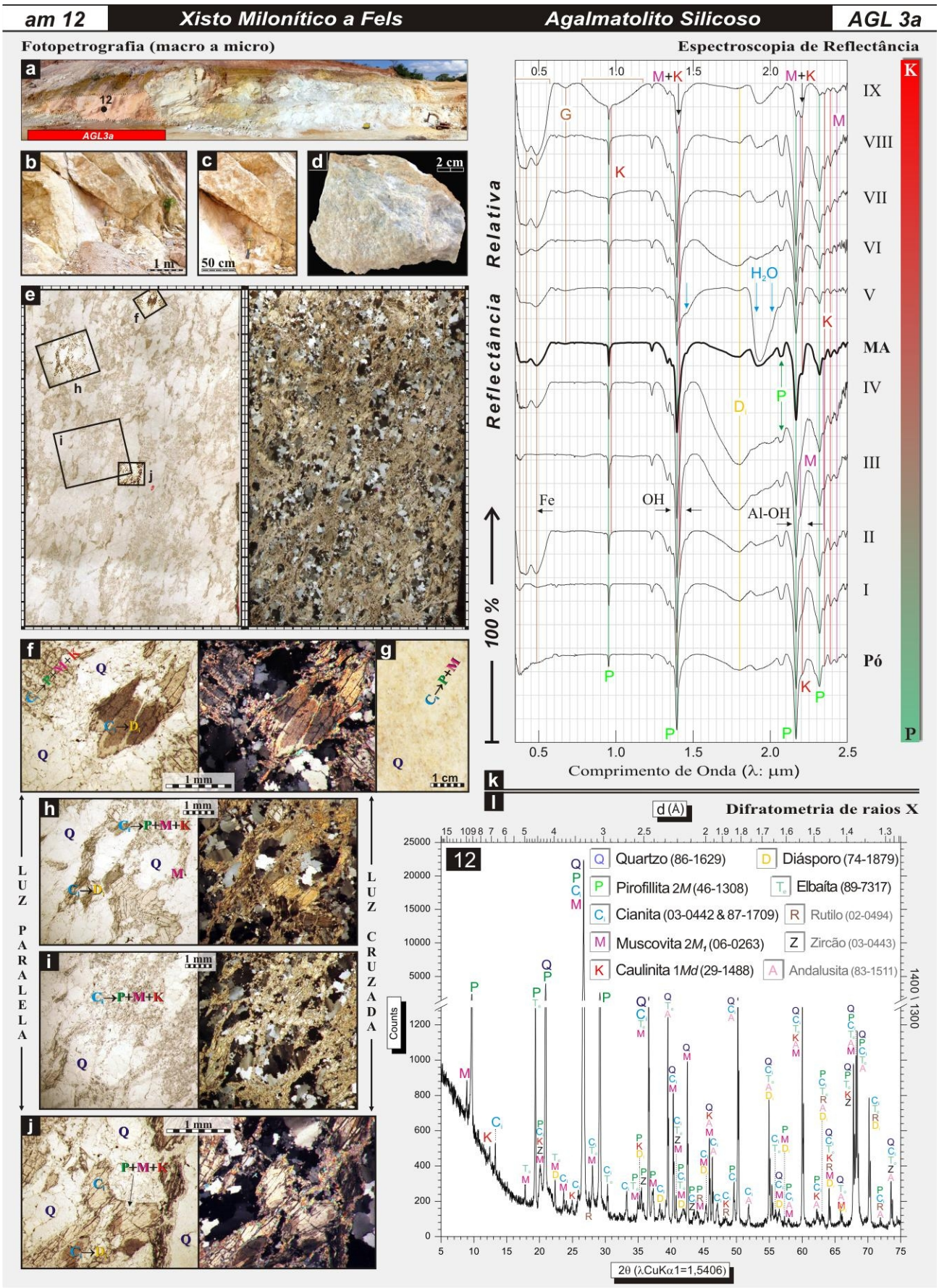


***Figura 20**: Fotopetrografias macro (a-c), meso (d,g) a microscópicas (e-f,h-j) e análises (k-l) do AGL3a (12).*

AGL3b (Cianita Quartzo Xisto Milonítico): ocorre na porção central do depósito, como núcleo do jazimento CAM (Fig.21a). É uma rocha clara com horizontes levemente escurecidos no topo, região em que também são hospedados os enclaves verdes da classe 1 (Fig.21b). Possui incipiente xistosidade marcada pela recorrência de planos que segregam pacotes maciços da rocha (Fig.21c,d). Também é freqüente o fraturamento, muitas vezes indistinguível xistosidade. Macroscopicamente a rocha é maciça (litotipo mais compacto do depósito) a granular, similar a um quartzito impuro, e sem estruturas internas de orientação diagnósticas. Em seção lisa, de corte para confecção de lâmina delgada, é possível observar esta estrutura incipiente, configurada por regiões translucidas (quartzo) e coradas, que vão do branco ao róseo acinzentado (Fig.21e). Petrograficamente este litotipo é um xisto milonitizado a *fels*, devido sua estrutura ora decussada, composto principalmente por quartzo (~50%), cianita (~30%) e filossilicatos finos (~20%). A trama da rocha é composta quase que exclusivamente pelo quartzo (incolor em luz paralela-Lp e translucido acizentado em luz refletida-Lr) e pela cianita (tons do cinza ao marrom claro em "Lp" e branca em "Lr") (Fig.21f). A cianita é bem caracterizada pelo relevo , clivagens bem definidas e extinção ondulante (Fig.21g-k). O notável o grau de corrosão dos cristais de cianita, é responsável pela geração de limite irregular a até orifícios internos no cristal (Fig.21i,j). Nestas regiões de transformação dos cristais de cianita, observa-se alteração para filossilicatos finos, por filonitização, como no litotipo anterior. Em alguns casos verifica-se que a alteração consumiu quase todo o cristal de cianita (Fig.21k). Esta massa filossilicática, composta principalmente por pirofillita e mica, secundariamente por caulinita e que comumente bordeja os cristais de cianita, também pode ser observada circundando os aglomerados de quartzo recristalizado (Fig.21i,j). Dentre os polimorfos de "Al_2SiO_5", há também a ocorrência de andaluzita filonitizada (<< 5%), verificada por suas propriedades ligeiramente distintas da cianita, como cor de polarização mais baixa (cinza de 1a ordem) e ausência de clivagens recorrentes na maior direção do cristal (Fig.21g). Também não é incomum a ocorrência de diásporo (< 5%) como produto da alteração da cianita e que eleva os tons dos cristais de cianita em "Lp" (Fig.21h). Alguns acessórios também participam da assembléia mineral, tais como corindon, em cristais muito pequenos (< 1 µm) e inclusos em grãos de quartzo; rutilo e zircão.

Este litotipo possui as assinaturas espectrais mais características de pirofillita de todos os materiais investigados no depósito. Além da pirofillita, a coleção espectral desta amostra possui feições de diásporo, mica e turmalina (Fig.21h). As feições diagnósticas da pirofillita, centradas nas regiões de: 0.727, 0.952, 1.395, 2.07-2.08, 2.166 e 2.315 µm, configuram absorções distanciadas em razões aritméticas (Fig.21h). Com exemplo, observa-se que os harmônicos centrados em: 0.73, 0.95, 1.39 e 2.17 µm, distam entre si com razões proporcionais (x, 2x, 7/2 x), sendo que a intensidade de absorção aumenta conforme a distância entre os harmônicos (Fig.21h). O diásporo também possui presença marcante, detectada a partir da feição centrada em 1.8 µm (1.77-1.80 µm). A mica e a turmalina são mais raras. As feições da mica são de difícil distinção devido à dominância de pirofillita na mistura - somente na leitura da amostra em pó (Fig.21h: Pó) ocorre sutil interferência em 2.19 µm. Em relação às feições relacionadas à turmalina, somente a banda larga de 0.6-0.9 µm é registrada (Fig.21h: II).

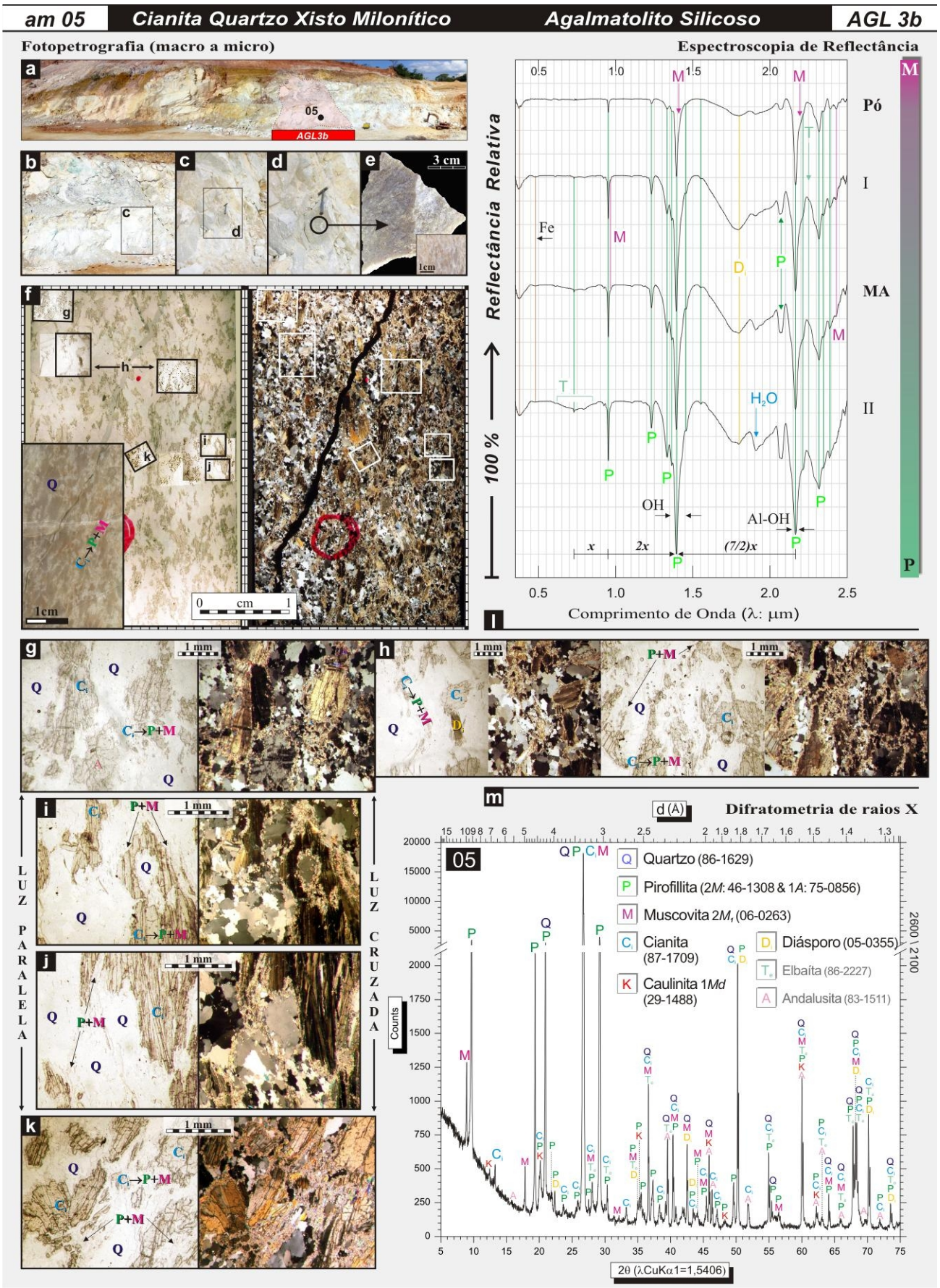


***Figura 21**: Fotopetrografias macro (a-c), meso (d-e) a microscópicas (f-k) e análises (l-m) do AGL3b (05).*

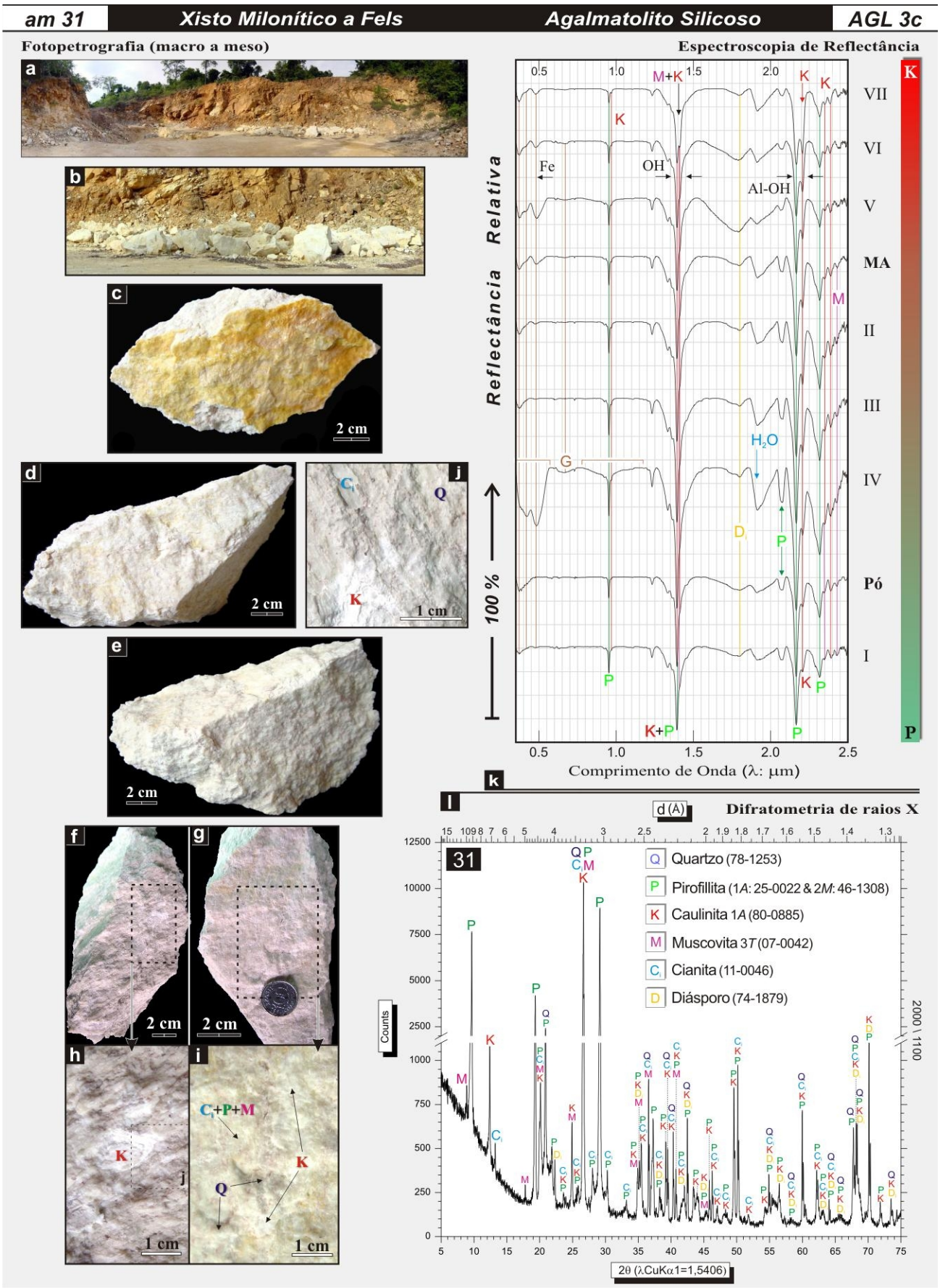


***Figura 22**: Fotopetrografias macro (a-b) a mesoscópicas (c-j) e análises (k-l) do AGL3c (31).*

A assembléia mineral (quartzo, cianita, pirofillita, diásporo, muscovita, caulinita, andaluzita e turmalina) resultante da análise por DRX (Fig.21m) comprova em parte aquela apontada pela ER. As principais exceções são o quartzo e cianita (e andaluzita), não detectáveis pela ER na região do espectro analisado. A mica detectada pelo pico de 10 Å ocorre em proporções inferiores a pirofillita (9 Å) (1:3), visto a intensidade de seus picos (Fig.21m). A combinação de dois espécimes de pirofillita (2*M*: 46-1308 e 1*A*: 75-0856) na amostra, aliado a quantidade de quartzo, podem ter sido fundamentais para mascarar a ocorrência de mica na amostra quando analisada por ER. Por outro lado, a caulinita, detectada pela DRX em 7 Å, possui intensidade muito sutil, o que justifica a não interferência nos espectros de ER (Fig.21l). A DRX ratificou a ocorrência de andaluzita, verificada pela presença do pequeno pico de 5.6 Å (intensidade fase monominerálica: IFM = 100%). O diásporo foi detectado pela ocorrência de seu principal pico em 4.0 Å (IFM = 100%). O pico do quartzo em 3.35 Å, corrobora seu volume (50%) estimado pela análise microscópica, visto a intensidade de difração (Fig.21m). A turmalina, dificilmente identificada na DRX, parece ser resultado de concentração em algumas fases da amostra, tal como registrado na microscopia; suas feições apareceram em dois dos espectros analisados.

AGL3c (Xisto Milonítico a Fels): não pertence ao corpo principal (CAM) do depósito, mas ao vizinho CAB (Fig.5,6). Este material está em fase inicial de explotação e por isto ainda encontra-se obstruído por espesso horizonte (~ 5 m) de solo (Fig.22a). Os matacões deste litotipo estocados no pátio desta lavra são provenientes de horizontes inferiores a este nível, devido a rasas escavações (Fig.22b). Este material é similar aos tipos anteriores desta classe, no entanto é mais caulinítico (Fig.22c-j). As características principais da amostra são a cor clara, o estado maciço com leve tendência a granulação e sensível untuosidade causada pela distribuição de material inconsolidado extremamente branco (caulim). Em detalhe, pode ser observado a concentração deste material caulinítico, imerso numa matriz composta por quartzo, cianita e filossilicatos finos (Fig.22h,i,j). Há também ocorrência de horizontes alterados (Fig.22c), função da alteração das fases minerais metálicas presentes na rocha e lixiviação do manto intempérico.

Por análise de ER (Fig.22k), observa-se que este litotipo contém as maiores quantidades de caulinita, visto a profundidade da feição de 2.205 µm e a notável inflexão do *doublet* formado devido às feições de absorção da pirofillita (2.166 µm) e da caulinita. Como no litotipo AGL3a, aqui o gradiente é associada à relação de proporção entre pirofillita *versus* caulinita. De acordo com esta relação, verifica-se que a inflexão do *doublet* (2.17-2.2 µm) é advinda das maiores quantidades de caulinita na amostra (Fig.22k: VII); em situação onde a caulinita é rara há geralmente ausência do *doublet* (Fig.22k: VII). Também vale ressaltar que a fração pó resultado da cominuição e homogeneização do material possui este *doublet* incipiente; ademais, feições da mica ocorrem na medida em que diminui a proporção de caulinita. A ocorrência de diásporo é comum na maioria dos espectros (feição em 1.8 µm) (Fig.22k). Também é notável que a feição de 2.315 µm da pirofillita perde a profundidade com o aumento de caulinita na mistura (Fig.22k: I→VII). A presença de fases ferruginosas é local (Fig.22c,k: IV), e

eventualmente aparecem disseminadas na matriz (Fig.22k: V). Nestes espectros verifica-se principalmente as feições de 0.48 e 0.67 µm, devidas à presença de goethita, provavelmente proveniente de alterações do rutilo e de outras fases metálicas acessórias.

O difratograma (DRX) deste litotipo (Fig.22l) corroborou a presença dos minerais observados pelas demais técnicas. O quartzo parece ainda ser o mineral mais abundante detectado pela DRX, principalmente pela intensidade do pico de 3.35 Å (IFM:100%) (Fig.22m). A pirofillita, secundária neste caso, foi relacionada a duas espécimes (1A: 25-0022 e 2M: 46-1308), com seus picos de elevada intensidade (Fig.22m). Apesar de ser majoritário, o volume de quartzo não supera a dos outros litotipos desta classe. O volume de pirofillita e caulinita (Fig.22m), porém, foi o maior verificado, visto as intensidades relativas de seus picos diagnósticos. Aqui a caulinita supera a mica em volume na composição da rocha - a diferença entre suas intensidades representam uma proporção de 2:1. A quantidade de cianita é muito próxima dos outros membros da classe (AGL3a,b), quando há comparação entre o pico de 6.7 Å. O mesmo ocorre com o diásporo, analisando-se a feição de 4.0 Å (Fig.22m).

5.2. Encaixante Oeste (EncW-CAM)

As encaixantes a oeste do CAM compreendem, de NE para SW, uma seqüência de xistos que variam desde o verde acizentado muito claro, a porções com verdes mais intensos e intercalações violáceas, gradando para caulins branco-amarelados (Fig.23).

Estes xistos são essencialmente micáceos, com feições centradas em 1.4, 2.2, 2.35 e 2.44 µm. Contudo, a mica branca destas encaixantes não possui a mesma composição daquelas presentes no CAM, considerando a posição das feições em torno de 2.2 µm. Os litotipos: **w1**, **w2** e **w3** (Fig.23) possuem a principal feição em 2.199 µm, sugerindo que a composição da mica seja um pouco menos aluminosa. Na amostra **w4,** a mesma feição ocorre em 2.205 µm e, nesse caso, a composição é bem menos aluminosa, com substituição do Al por Si (Brown *et al*. 2006). Vale ressaltar a possibilidade da substituição "Tschermak" (Scott & Yang 1997), onde a mica tende a composição fengítica (muscovita com Si:Al↔3:1 e substituição de Al por Mg e Fe^{2+} no sítio octaédrico) (Deer *et al.* 2000). Para esta seqüência **w1**-**w4**, a feição de 1.41 µm é similar em todos os espectros, assim como o par 2.345-2.438 µm, enquanto a feição de 1.91 µm (**w1**-**w3**) está ligeiramente deslocada para 1.922 µm (**w4**). Esta modificação associada ao ombro superior da feição de 1.41 µm indicam modificação das fases cristalinas.

A análise destes quatro primeiros espectros (**w1-w4**) na região do VNIR (Fig.23) indica a presença do Cr^{3+} na amostra **w2** pela feição em 0.622 µm, provavelmente decorrente da presença de fuchsita (e.g., AGL1c). As feições em 0.501 µm (hematita), 0.672 µm (goethita) e a depressão da reflectância entre 0.75-1.25 µm são devidas ao ferro férrico contido na hematita e goethita.

Deste grupo descrito acima, a amostra **w5** (caulim) é a única discrepante espectralmente (Fig.23). O mineral majoritário na amostra é a caulinita, que apresenta feições típicas e pronunciadas em 0.969, 1.393-1.414, 1.80, 2.166- 2.205, 2.318, 2.352 e 2.384 µm, sugerindo que se trata de uma espécie mais "cristalina" (i.e., de maior ordenamento estrutural). Uma pequena quantidade de pirofillita parece estar misturada nessa amostras, sendo possivelmente responsável pela maior profundidade em 0.97 µm, assim como a ausência do *doublet* causado pelo aprofundamento da feição de 1.393 µm e a existência do sutil degrau em 2.08 µm. Também há nesta amostra algum argilomineral de estrutura mais aberta e, conseqüentemente, mais hidratado, que gera a absorção em 1.4585 µm, assim como a maior absorção em 1.919 µm.

A DRX confirma a espectro-mineralogia. O litotipo **w1** (mica xisto) é composto por quartzo, mica (muscovita e fuchsita) e caulinita; o **w5** (caulim) por caulinita e mica.

5.3. Encaixante Leste (EncE-CAM)

A oeste do CAM, as encaixantes são representantes típicos de uma sequência vulcanoclástica, metamorfizada e alterada. Na foto-seção espectro-mineralógica tipo (Fig.24), observa-se uma variedade de faciologias. Alguns destes litotipos funcionam como contaminantes para a matéria-prima, representando sérios problemas no controle de qualidade do agalmatolito.

O xisto "**e1**" (Fig.24), que faz contato direto com o AGL, possui cor branca e muito provavelmente é parente da classe AGL1, pois a principal absorção em 2.195 µm é similar, e em ambos devido à presença de mica. Entretanto, alterações, como na forma do flanco superior da feição de 1.4 µm, indicam a parcial degradação das estruturas da mica, ou a presença de agua infra-estrutural. O xisto "**e6**" (Fig.24), intercalado entre as metavulcânicas, também é predominantemente micáceo, com alguma contribuição de goethita (0.49 µm) e/ou espessartita (0.51 µm), além de hematita (0.88 µm), clinocloro (0.91 µm) e/ou jarosita (0.96 µm). Segundo a análise por DRX, estes litotipos são compostos principalmente por quartzo, mica (muscovita) e caulinita; ocorre ainda titanita (**e1**) e lizardita (**e6**).

As metavulcânicas dos horizontes **e2**, **e5** e **e7** (Fig.24) possuem cor escura, aspecto arenoso (**e2** e **e5**) e são, localmente, foliadas (**e7**). Com base nas feições espectrais, a assembléia mineral compreende turmalina, caulinita, mica e goethita. As feições em 0.47 e 0.49 µm podem ser devidas ao ferro da goethita e turmalina, respectivamente. As feições irregulares em 0.72-0.77 µm são devido a turmalina, podendo haver alguma contribuição de goethita (0.68 µm) nas porções alteradas. O abaulamento verificado no espectro entre 0.9 e 1.8 µm decorre também das múltiplas feições de absorção (1.11-1.12-1.16 µm) da turmalina. As feições em 1.409, 2.196 (**e5**,**e7**), 2.20 (**e2**), 2.34 (**e7**) e 2.44 µm (**e7**) são devidas a mica. A turmalina também está marcada pela feição característica de 2.245 µm e os degraus (**e2** e **e5**) de 2.31 e 2.37 µm, relacionados a espécie elbaíta. De modo global, a mineralogia verificada pela DRX compreende principalmente os seguintes espécimes: quartzo, mica (muscovita), caulinita e turmalina (elbaíta-Mn), além de biotita (**e2** e **e7**), dravita-Cr (**e5**), titanita-Al (**e7**).

A metavulcânica roxa "**e3**" (**abcd**) (Fig.24) é o principal contaminante da mina. Possui composição caulinítica, como expresso pelas feições em 1.415, 2.165 e 2.206 µm, além de ter assinatura caracterizada por forte absorção centrada em 0.9 µm. A posição das feições indica presença de goethita (0.49 e 0.68 µm); hematita (0.88 µm), clorita-clinocloro (0.91 µm) e turmalina [1.46-1.48 µm (elbaíta) e 2.245 µm]. O espectro da porção turmalinizada (**e3d**) indica esta composição, pois a presença de turmalina modifica um dos centros de absorção no VIS para 0.51 µm. Entretanto, a maior proporção de turmalina é verificada pelas feições em 1.12 µm (abaulada) e 2.245 µm (aguda), além das características da elbaíta em 2.31 e 2.37 µm. Para a caulinita, a primeira feição do *doublet* (2.165 µm), encontra-se abaulada, mas o fenômeno também pode ser verificado em 2.206 µm, além da supeposição de outros minerais como goethita (0.49 e 0.68 µm), mica (2.195 µm) e clorita (1.11-1.16 µm). A análise de DRX comprovou esta assembléia, sendo as principais fases representadas por: quartzo, mica, caulinita e turmalina (dravita), presentes em todos os litotipos deste grupo (**e3**). Como minerais secundários ou de ocorrência isolada, observou-se fuchsita (**e3a**), goethita-Al (**e3a**), cronsteditita (serpentina, **e3b**), clorita-chamosita (**e3c**), hematita (**e3c**), zircão (**e3c**) e tainiolita (biotita, **e3c**).

A metavulcânica cinza clara (**e4**) (Fig.24), é formada por goethita (0.49 e 0.68 µm), caulinita (2.206 µm) e mica (2.195 µm) em evidente superposição com turmalina (2.205, 2.245 e 2.365 µm), além de cloritas (1.11 e 1.16 µm).

A formação ferrífera (**e8**) (Fig.24) possui um bandamento que grada de uma composição mais pelítica a oeste, para uma mais arenosa a leste, e é muito rica em caulinita e goethita. A caulinita possui os dois *doublets* característicos (1.398-1.415 e 2.165-2.206 µm) e a goethita provoca feições profundas em 0.49, 0.68 e 0.96 µm. Alguma quantidade de esmectita parece compor a mistura devido à profunda absorção em 1.932 µm (H_2O) e o degrau de 1.46 µm.

A unidade clasto-química, situada na porção leste, é representada por *metacherts* (**e9**) e quartzitos impuros (**e10**) (Fig.24), intensamente fraturados por onde permearam soluções "manganesíferas-negras" (**e9n**) e silicáticas (**e9s**). Tanto o *metachert* quanto o quartzito impuro são cauliníticos, visto a observação dos típicos *doublets* da caulinita entre 1.398-1.415 µm e 2.165-2.206 µm. A composição ferruginosa é decorrente da goethita (0.49, 0.68 e 0.96 µm) em ambos os casos. As porções negras (**e9n**) e silicificadas (**e9s**) também são cauliníticas; entretanto, só o primeiro *doublet* do espectro **e9n** foi preservado em função da mistura espectral. No espectro da amostra silicosa, as feições de 1.44-45 µm e de 1.932 µm, aparentemente indícios de esmectita, podem ser também devido a ocorrência de calcedônia ou sílica criptocristalina. Esta amostra parece conter ainda pequenas proporções de anfibólio, registrado pela feição de 1.04 µm. A amostra negra (**e9n**) também possui esta feição abaulada no intervalo 0.8-1.2 µm e centrada em 1.04 µm devido ao anfibólio, associado a outros minerais como goethita (0.96 µm) e clinocloro (0.91 e 1.11µm). Nesta amostra (**e9n**) é evidente a presença de turmalina, evidenciada pelas feições em 2.245 e 2.37 µm.

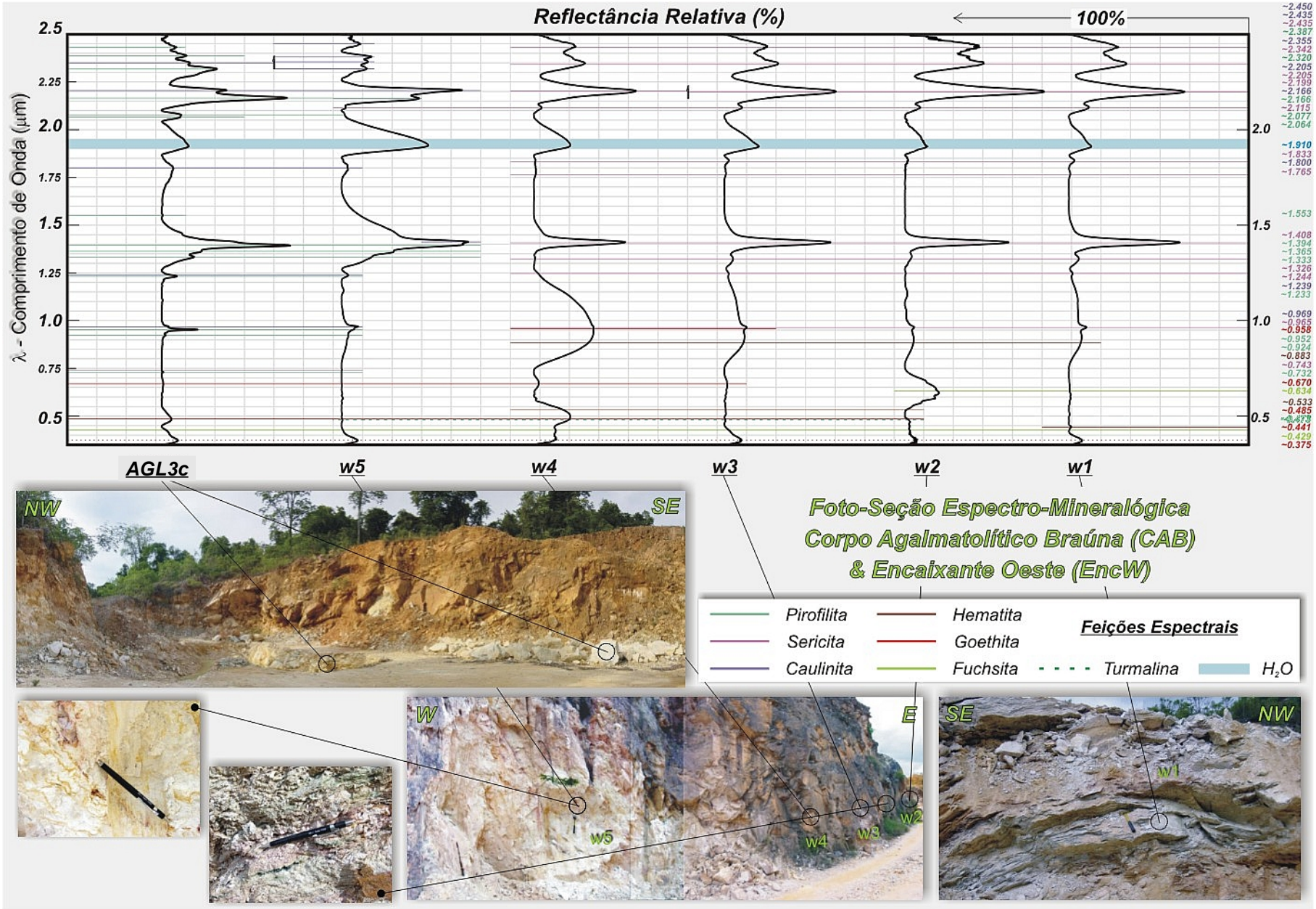


***Figura 23**: Foto-Seção Espectro-Mineralógica do CAB e da da Encaixante Leste (EncW), com normalização dos espectros pelo continuo.*

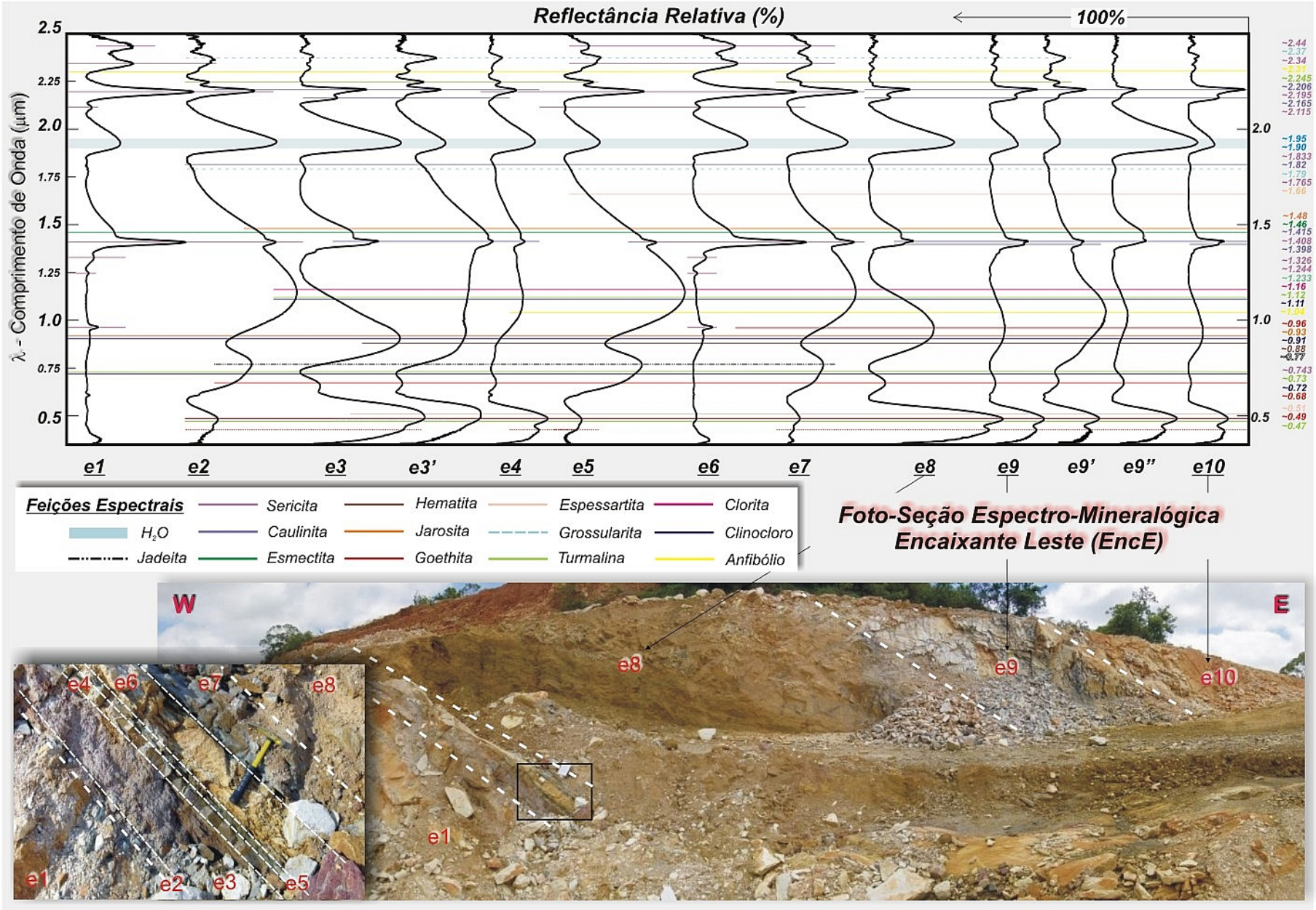


***Figura 24**: Foto-Seção Espectro-Mineralógica da Encaixante Oeste (EncW), com normalização dos espectros pelo continuo.*

6. ZONEAMENTO ESPECTRO-MINERALÓGICO

Os resultados da ER na faixa do VNIR-SWIR (0.4-2.5 µm) e técnicas associadas (DRX e microscopia) permitiram a caracterização espectro-mineralógica e a proposição de um zoneamento mineralógico para o Corpo Agalmatolítico Maritaca (CAM) e adjacências (Fig.25). O agalmatolito é concêntricamente constituído, do centro para a borda, por quartzo, cianita, pirofillita, diásporo, mica branca e caulinita. Também é composto por acessórios como turmalina, fuchsita e óxi-hidróxidos de ferro, que em geral, são contaminantes à aplicação industrial.

Alguns minerais silicatados, tais como quartzo, feldspato, cianita e andaluzita, não são normalmente detectáveis pela ER, devido a ausência de feições espectrais características no espectro refletido. Esses minerais, entretanto, foram amplamente descritos em trabalhos anteriores em depósitos correlatos da FAM (e.g.: Jordt-Evangelista 2005, Jordt-Evangelista *et al.* 2003, Carmo & Romano 1996, Romano & Renger 1996, Romano 1993) e mapeados via ER no CAM por associações mineralógicas.

O zoneamento mineral do CAM (Fig.25) é composto, genericamente, por auréolas aluminosas que bordejam um núcleo silicoso, com transição gradativa entre as zonas. Todas as fácies são concêntricamente dispostas, sendo que o núcleo silicoso possui maior quantidade de membros aluminosos do que as fácies aluminosas possuem de sílica. A pirofillita e a cianita ocorrem na maioria das faciologias, exceto na fácies parental da encaixante, onde são ausentes. Assim como o quartzo, pirofillita e cianita ocorrem de forma mais abundante no núcleo do depósito. O diásporo ocorre principalmente junto ao núcleo silicoso e nas auréolas mais periféricas, sendo sua ocorrência mais sutil nas fácies intermediárias. A composição micácea é sensivelmente abundante na borda, visto o parentesco com a encaixante, com diminuição para o centro. A caulinita, concentrada na região marginal norte, e parece configurar hidrotermalismo argílico, onde este mineral é concentrado na periferia do conduto hidrotermal. Os enclaves que ocorrem dispersos principalmente nas fácies centrais e intermediárias, são provenientes de rochas máficas basais ao pacote e remobilizados durante a deformação. A turmalinização, sem aparente ligação com o zoneamento mineral, decorreu de intensa percolação de fluidos ricos em boro. Esta fase hidrotermal é provavelmente relacionada a um evento termal, concomitante à colocação dos granitóides adjacentes e anterior a pirofillitizacão.

7. MAPEAMENTO ESPECTRO-MINERALÓGICO BASEADO EM IMAGENS DO SENSOR ASTER

Os dados do sensor ASTER (9 bandas) disponíveis para a área de estudo, já corrigidos para o efeito *cross-talk* e convertidos para reflectância, foram utilizados integralmente. Estes dados, processados segundo a técnica SAM, visaram avaliar a possibilidade de mapeamento remoto dos minerais constituintes das principais fases minerais detectadas por ER: pirofillita, mica, diásporo e caulinita.

Numa primeira aproximação, foram utilizados espectros medidos em amostras consideradas mais típicas do depósito, principalmente quanto à mistura de fases. Estes foram reamostrados para a resolução espectral do sensor ASTER no VNIR-SWIR, e utilizados como espectros de referência (*endmembers*) (Fig.26) para a classificação SAM. As imagens *Rule* derivadas para cada *endmember* foram combinadas, após inversão do histograma original, numa composição colorida RGB, onde cada canal foi atribuído à imagem do espectro de um litotipo. Para o canal vermelho foi atribuída a imagem do espectro da amostra AGL3c III (com pirofillita e caulinita), para o verde a da AGL1a I (com mica) e para o azul a da AGL 3a I (com pirofillita e diásporo) (Fig.26, imagem SAM 1). O resultado obtido na área principal do depósito (CAM) aponta a correlação entre os mapas espectro-mineralógicos derivados por ER e pelo método SAM. Porções onde as fases mais puras ocorrem foram detectadas, assim como setores onde essas mesmas fases encontram-se misturadas em proporções variadas. Observa-se em todo o limite NE do depósito a correlação com o AGL1 e na porção central verifica-se uma gradação dos litotipos AGL3a para AGL3c, de sudeste para noroeste.

Outro experimento foi realizado com base em espectros dos quatros minerais na sua forma pura: (i) pirofillita, (ii) paragonita (utilizado em lugar das muscovitas da biblioteca USGS que são pouco aluminosas), (iii) diásporo e (iv) caulinita. Esses espectros também foram reamostrados para a resolução do ASTER e estabelecidos como espectros de referência (*endmembers*) (Fig.26). Na classificação SAM 2, o canal vermelho foi atribuído a imagem da pirofillita, o canal verde a imagem da mica branca e o canal azul a imagem da caulinita (Fig.26, imagem SAM 2). Diferentemente, na classificação SAM 3 (Fig.26), o canal vermelho foi atribuído à pirofillita, o verde à mica branca e o azul ao diásporo. Na SAM 4 (Fig.26), atribui-se a caulinita ao vermelho, a mica branca ao verde e o diásporo ao azul. O resultado obtido na área principal do depósito (CAM) mostra, novamente, uma razoável correlação entre os mapas espectro-mineralógicos derivados por ER e pelo método SAM. Porções onde as fases mais puras ocorrem foram detectadas, assim como setores onde essas mesmas fases encontram-se misturadas em proporções variadas. Nos três resultados, a mica branca, que aparece em verde, ocorre bordejando o depósito, em maior ou menor proporção, a depender da mistura. No caso do SAM 3, é evidente a mistura da mica branca com a pirofillita, o que resulta em tons verdes mais amarelados na imagem. Em contraste, quando a caulinita é classificada ao invés da pirofillita (SAM 4) a mistura é sutil. A feição circular da porção centro-norte das figuras SAM (Fig.26), associada ao AGL1 do SAM 1, comporta-se distintamente em cada combinação. Observa-se que o amarelado perde intensidade na seguinte ordem: SAM 3 (Py/Mb/Di) - SAM 4 (Ka/Mb/Di) - SAM 2 (Py/Mb/Ka), indicando que há caulinita associada na mistura pirofillita-mica branca. A pirofillita, que ocorre disseminada em todas as classes (SAM 1, SAM 2 e SAM 3), possui maior associação com o diásporo (SAM 3) do que com a caulinita (SAM 2). Estas relações sustentam a hipótese de que a caulinita é, em parte, produto da alteração da pirofillita, ou secundária na transformação da cianita, principalmente nas fácies em que a pirofillita está associada ao diásporo (SAM 2, Fig.26). Por outro lado, o diásporo demonstrado pelas classificações SAM (3 e 4), está preferencialmente disposto na região interna do depósito e disseminado no CAM zonado.

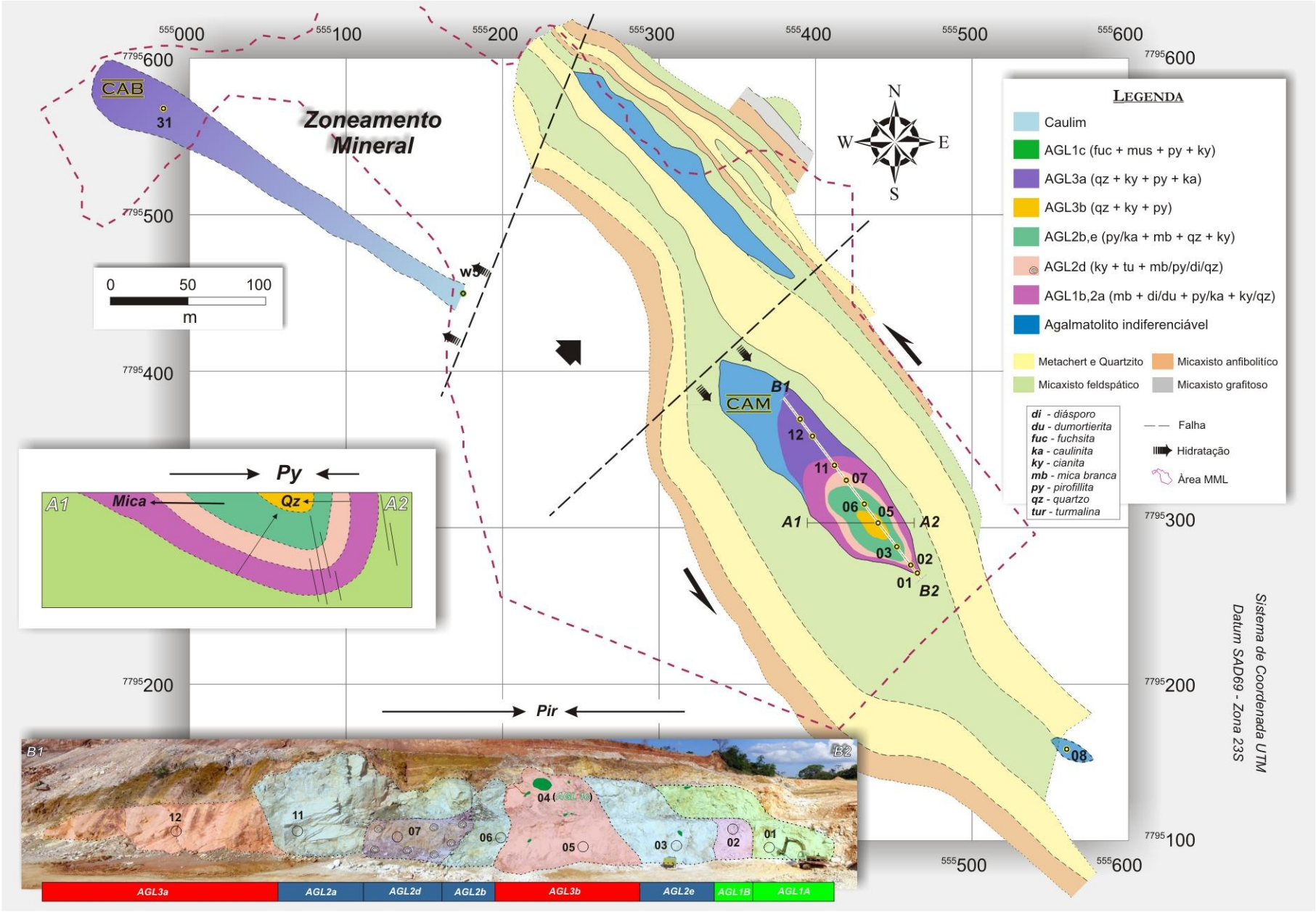


***Figura 25**: Zoneamento Mineral do Corpo Agalmatolítico Maritaca (MML) e Resultados de Mapeamento Espectro-Mineral (SAM) de dados ASTER.*

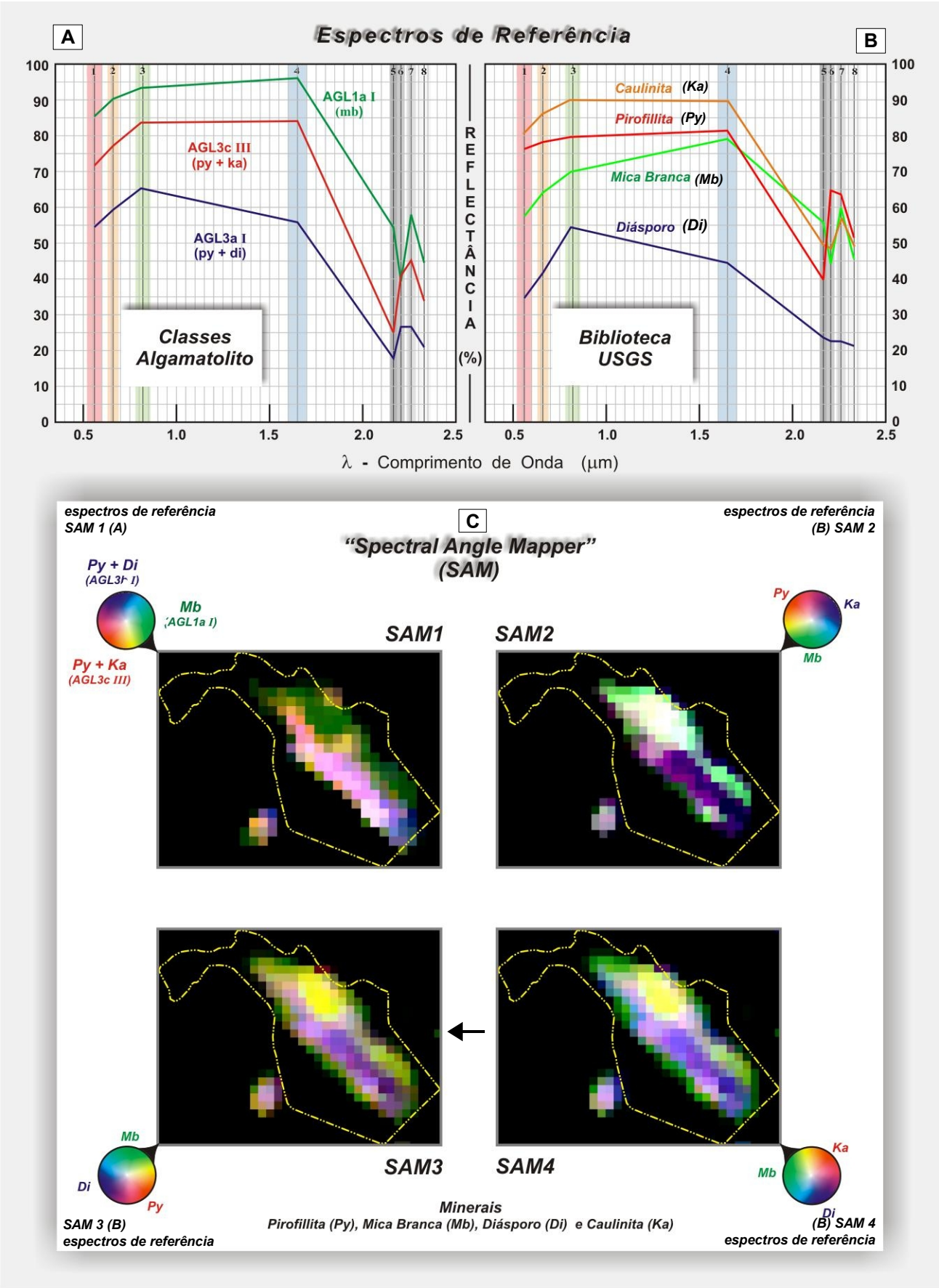


***Figura 26**: Coleção dos Espectros de Referência (A,B) e Resultados de PDI-SAM (C).*

8. CONSIDERAÇÕES PRELIMINARES SOBRE A GÊNESE DO DEPÓSITO

A gênese do agalmatolito mineiro é controlada por três processos principais: reologia do protólito, deformação (metamorfismo) em regime de alta pressão e alteração hidrotermal por soluções ácidas metassomáticas. Entretanto, modelos clássicos construídos a partir de investigação em depósitos da FAM (Romano 1989, Jordt-Evangelista e Delgado 2005) e em depósitos correlatos localizados na América do Norte (Sykes & Moody 1978, Schmidt 1985), sugerem que esta peculiar zona hidrotermalizada em alto alumínio é relacionada principalmente ao metamorfismo regional. Neste sentido, os diagramas de fases (Fig.27) clássicos de regimes metamórficos contemplam com propriedade as transformações mineralógicas experimentadas pelo agalmatolito. Da mesma forma, o modelo geológico (Fig.28a) desenvolvido para ilustrar sinteticamente a evolução deste depósito, fornece subsídios para correlacionar a mineralogia aqui caracterizada com os principais processos geológicos relacionados com a sua formação.

(1) Processo I: Protólito (Vulcanismo Félsico)

Apesar da estabilização da massa continental São Francisco ter ocorrido somente no Transamazônico (~ 2.0 Ga), quando da concepção do Cráton, os blocos (complexos) que se aglutinaram para formá-lo realizaram movimentações desde sua origem no Arqueano (~ 2.7 Ga). Como uma espécie de obturador (Fig.28a), estas massas, em diferenciação constante, afastaram-se e comprimiram-se sucessivamente, até a colagem final no Transamazônico, na atual região do Quadrilátero Ferrífero (QF) (Fig.1,2), sul do Cráton São Francisco (CSF). O registro deste regime são as zonas de cisalhamento que ocorrem perifericamente ao QF (Fig.28a), além das suas estruturas clássicas sinformais e anticlinais (Fig.1,2) encaixadas entre os blocos. A geometria e a dinâmica destas massas foram fundamentais para a formação da "Bacia Rio das Velhas", que serviu de espaço de acomodação para os depósitos vulcânicos bimodais do *greenstone* homônimo. A evidência do porte desta bacia é a ocorrência de seus registros preservados em zonas de cisalhamento, como o Lineamento Pitangui (LP) (Fig.28a), com distancias superiores a 100 km, a contar da Serra do Curral (Fig.1,2,3), margem NW do QF, de onde parte este lineamento. O LP representa a porção intermediária entre os blocos Divinópolis (BDV) a SW e Belo Horizonte (BBH) a NE, que no Arqueano representavam um limite indefinido de rochas que serviram de embasamento ao *greenstone* (SGRV). A porção basal do SGRV, constituída por rochas máficas e ultramáficas, foi sucedida pela deposição do Grupo Nova Lima (GNL) em suas três unidades principais hoje metamorfizadas (item 2.2).

O protólito do agalmatolito, provavelmente, foi uma vulcânica félsica da base do GNL (Fig.28a). Esta rocha peraluminosa, hoje totalmente obliterada, possivelmente foi parental de tipos como riolitos, riodacitos e/ou latitos (Jordt-Evangelista & Delgado 2005). Posteriormente, este litotipo foi soterrado por sucessivos depósitos, dentre os quais formações ferríferas e *metacherts* encontradas lateralmente à jazida de agalmatolito MML.

(2) Processo II: Metamorfismo Regional

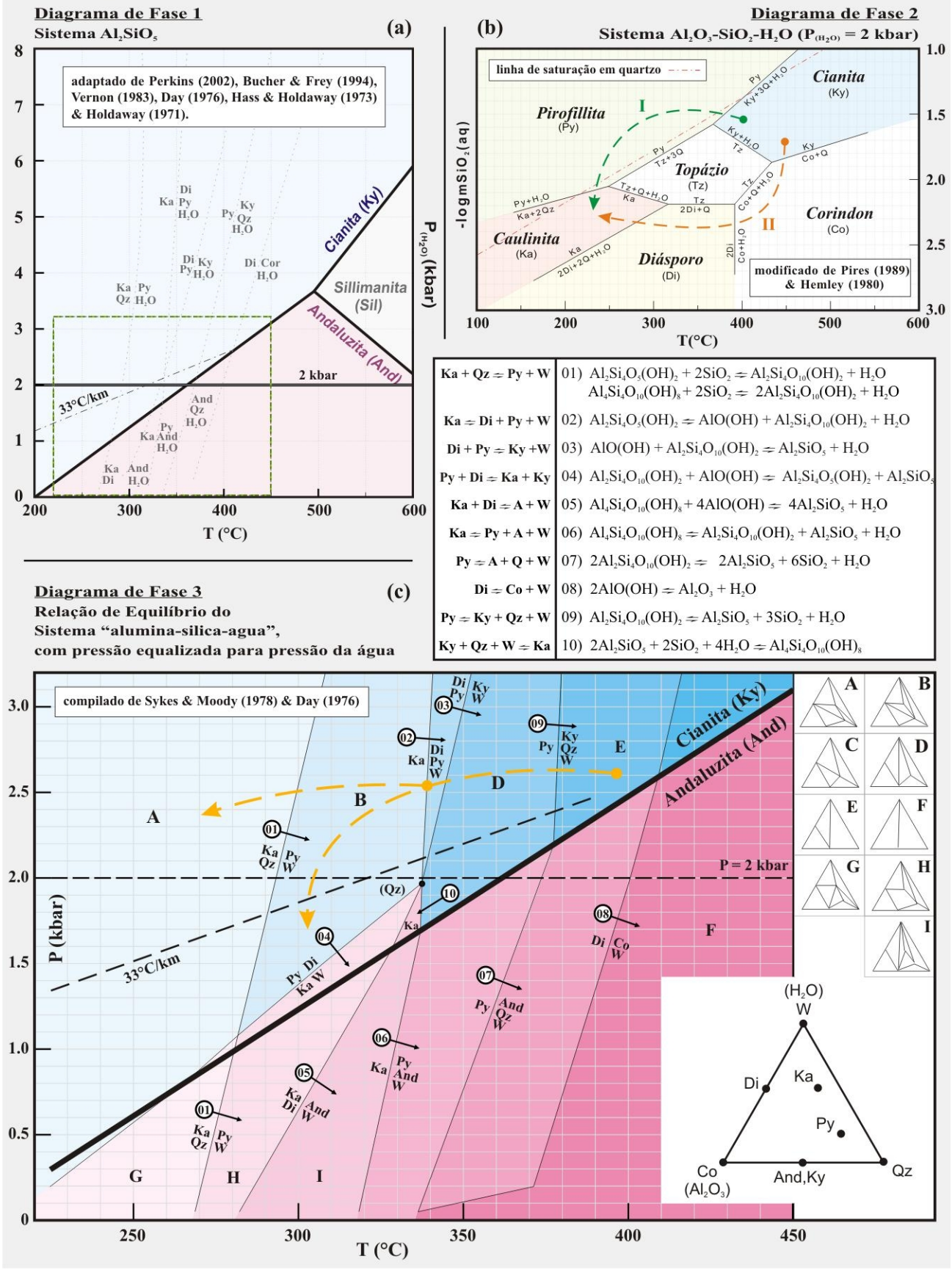
Num segundo episódio, a compressão entre os blocos BDV e BBH promoveu uma deformação de alto grau (elevada pressão) em todo o pacote SGRV, acomodado na zona de cisalhamento em fase inicial de desenvolvimento entre as massas (Fig.28a). Nesta deformação de elevada pressão, o protólito aluminoso foi transformado e surgiu a cianita, representada por seu campo de estabilidade (Fig.27a). A rocha metamorfizada tornou-se um mica-xisto rico no polimorfo de Al_2SiO_5. Em algum momento posterior, possivelmente um alívio causado por acomodação estrutural (despressurização), propiciou retrometamorfismo e a transformação de parte da cianita para andaluzita. Alternativamente, este alivio pode também estar relacionado a fase posterior, hidrotermal. Ao final deste processo, a zona de cisalhamento, encaixada numa mega estrutura profunda de *detachment*, foi instalada, e a margem reológica entre os blocos delimitada.

A formação das fases minerais ricas em pirofillita também poderiam ter ocorrido em regimes de alta pressão, conforme o modelo de Sharma (1979). Neste caso, o modelo prevê que a formação da fase aluminosa é diretamente controlada por sistemas de subducção, dos quais ainda não se tem registros plausíveis na região. Algo que também não se alinha a esse modelo, é o fato de que os cristais de cianita estão comumente alterados para pirofillita na borda. A existência de andaluzita em outros depósitos da FAM, também dificulta a adoção deste modelo, pois este mineral é a fase aluminosa (polimorfos de Al_2SiO_5) de mais baixa pressão (Fig.27).

(3) Processo IIIa: Hidrotermalismo - Metassomatismo

Este processo foi instalado concomitante a ascensão dos complexos metamórficos tipo TTGs, contemporaneamente ao evento Tranzamazônico. Esta ascensão provocou, num primeiro momento, a abertura da bacia, confinada e subsidente, e num segundo momento, uma compressão localizada, como nos sistemas transamazônicos (Fig.28a). Este regime, aliado a movimentação da zona de cisalhamento sinistral amadurecida (Carmo & Romano 1996), favoreceu a deformação e a mobilização de fluidos hidrotermais. Esses fluidos foram oriundos de regiões subcrustais, intra-*greenstone* e podem ter tido até mesmo influência meteórica, visto que muito provavelmente neste momento a bacia estava afogada em consonância ao término da deposição do Grupo Sabará (tipicamente plataformal-deltáico).

Coincidentemente, o mica xisto aluminoso, rico em cianita e posicionado nas adjacências da zona de cisalhamento, sofreu intensa percolação dos fluidos. Nesse ponto, o principal processo genético para formação da pirofillita passou a ocorrer - o agalmatolito foi produto da infiltração metassomática de fluidos hidrotermais tardios à reativação desta zona de cisalhamento e posteriores ao metamorfismo regional (Jordt-Evangelista 2005). Este cenário propiciou as reações para formação de pirofillita e diásporo às custas do consumo dos minerais aluminosos pré-existentes (e.g., cianita). Segundo pesquisa petrogenética (Jordt-Evangelista 2005), a pirofillitização teria ocorrido em temperaturas da fácies xisto verde inferior (300-400°C). Mas poderia ter ocorrido em temperaturas inferiores, conforme pode ser observado em análise aos gráficos (Fig.27a,b,c).



Ka + Qz ⇌ Py + W	01) $Al_2Si_4O_5(OH)_2 + 2SiO_2 \rightleftharpoons Al_2Si_4O_{10}(OH)_2 + H_2O$ $Al_4Si_4O_{10}(OH)_8 + 2SiO_2 \rightleftharpoons 2Al_2Si_4O_{10}(OH)_2 + H_2O$
Ka ⇌ Di + Py + W	02) $Al_2Si_4O_5(OH)_2 \rightleftharpoons AlO(OH) + Al_2Si_4O_{10}(OH)_2 + H_2O$
Di + Py ⇌ Ky +W	03) $AlO(OH) + Al_2Si_4O_{10}(OH)_2 \rightleftharpoons Al_2SiO_5 + H_2O$
Py + Di ⇌ Ka + Ky	04) $Al_2Si_4O_{10}(OH)_2 + AlO(OH) \rightleftharpoons Al_2Si_4O_5(OH)_2 + Al_2SiO_5$
Ka + Di ⇌ A + W	05) $Al_4Si_4O_{10}(OH)_8 + 4AlO(OH) \rightleftharpoons 4Al_2SiO_5 + H_2O$
Ka ⇌ Py + A + W	06) $Al_4Si_4O_{10}(OH)_8 \rightleftharpoons Al_2Si_4O_{10}(OH)_2 + Al_2SiO_5 + H_2O$
Py ⇌ A + Q + W	07) $2Al_2Si_4O_{10}(OH)_2 \rightleftharpoons 2Al_2SiO_5 + 6SiO_2 + H_2O$
Di ⇌ Co + W	08) $2AlO(OH) \rightleftharpoons Al_2O_3 + H_2O$
Py ⇌ Ky + Qz + W	09) $Al_2Si_4O_{10}(OH)_2 \rightleftharpoons Al_2SiO_5 + 3SiO_2 + H_2O$
Ky + Qz + W ⇌ Ka	10) $2Al_2SiO_5 + 2SiO_2 + 4H_2O \rightleftharpoons Al_4Si_4O_{10}(OH)_8$

***Figura 27**: Diagramas de Fases Minerais Metamórficas e Petrogênese (setas) do Agalmatolito.*

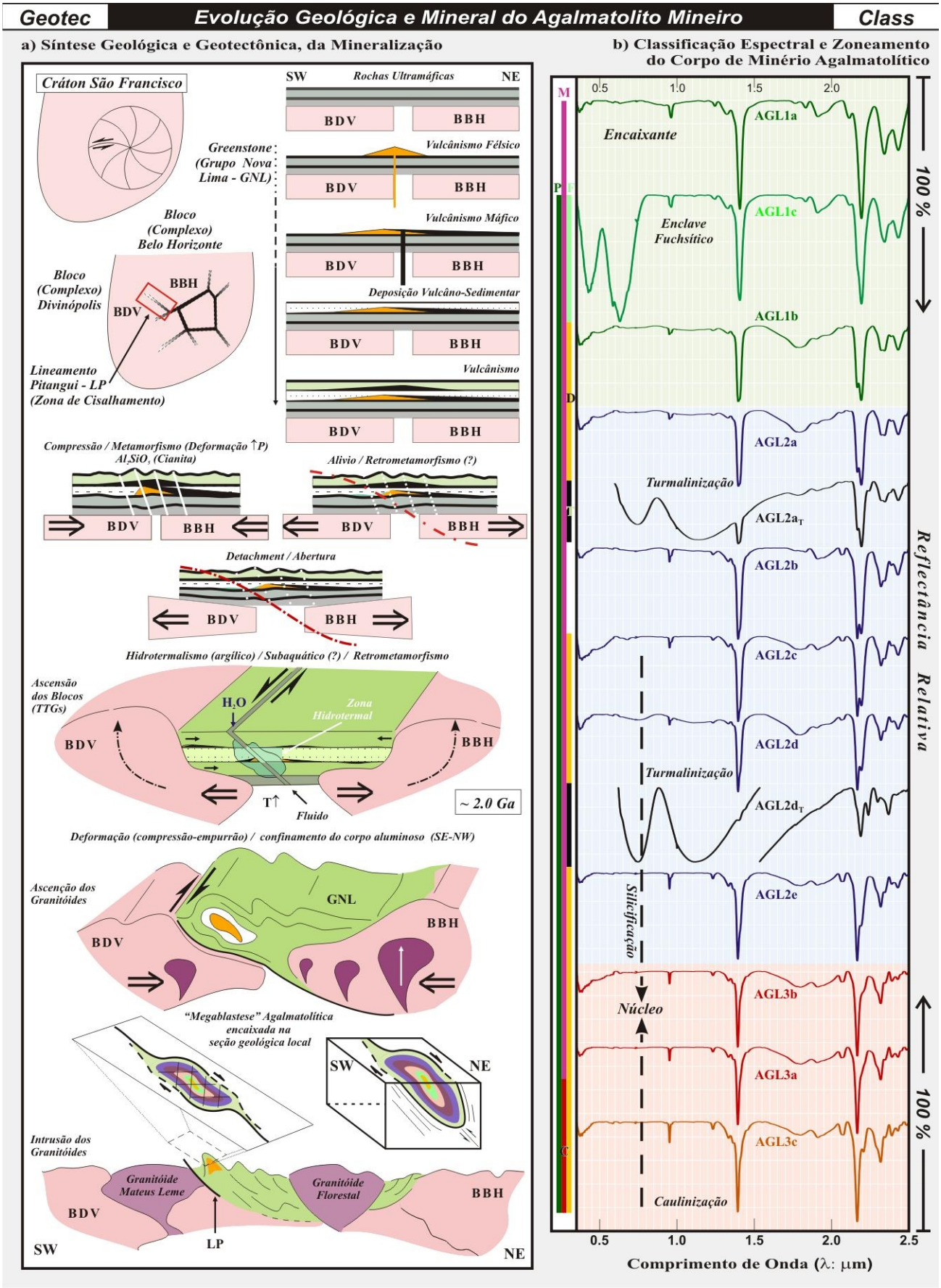


Figura 28: *Modelo de Evolução Geológica e Zoneamento Espectro-Mineralógico do Agalmatolito.*

(4) Processo IIIb: Remobilização Hidrotermal, Dobramentos e Ascensão dos Granitóides

O ultimo conjunto de eventos geológicos relacionados a geração dos corpos mineralizados envolveu remobilização hidrotermal, dobramentos e ascensão dos granitóides, dos quais os dois últimos representam um processo contínuo, aqui separados para facilitar a explicação. A compressão dos blocos provocou um encurtamento da faixa, levando à deformação generalizada de todo o pacote de rochas vulcanossedimentares (GNL), com dobramentos e cavalgamentos associados (Fig.28a). As principais geometrias do corpo agalmatolítico foram desenvolvidas sob controle destes dobramentos. Contemporaneamente, os granitóides cristalizados no limite do Arqueano com o Proterozóico (~ 2.5 Ga) foram instalados em situação intra e infra blocos (TTGs). Pelo menos uma parcela dos fluidos relacionados à ascensão desses granitóides deve ter contribuído para a sustentação do hidrotermalismo. O regime tectônico alterado modificou a vergência da zona de cisalhamento para *dextral* (Carmo e Romano 1996). Devido a esta intensa deformação, os corpos agalmatolíticos assumiram a forma de "mega-blastos" *boudinados,* segundo a direção da zona de cisalhamento (LP) (Fig.28a). Como esta deformação ainda foi acompanhada de hidrotermalismo-metassomatismo, os corpos desenvolveram-se mineralogicamente zonados. A combinação de todos estes fatores, propiciaram o acúmulo de minerais de mais alta temperatura nas regiões nucleadas dos "mega-blastos" e os de menor nas bordas.

A descontinuidade dos corpos, ou a segmentação de corpos maiores da FAM, pode ter sido provocada por falhamentos induzidos pela ascensão e compressão do Granitóide Mateus Leme (Fig.28a), aliado à reativação da zona de cisalhamento no Transamazônico, contemporaneamente ao hidrotermalismo, conforme proposição aqui defendida.

(5) Modelos Correlatos

Outros modelos similares discorrem sobre a evidência de um sistema "*hot springs*" no *greenstone* Rio das Velhas (Teixeira & Kuyumjian 1991), em consonância à processos verificados, por exemplo, no *"Carolina Slate Belt"* nos EUA, onde rochas vulcânicas ácidas foram alteradas pela ação de fumarolas (Spence 1975, McDaniel 1976). Este modelo Arqueano (Teixeira & Kuyumjian 1991) aponta para um zoneamento caracterizado por um núcleo pirofillítico encaixado em *metacherts*, mica xistos e vulcânicas ácidas do *greenstone*. As bordas seriam tipicamente ricas em quartzo e a porção intermediária composta por quartzo e mica, com turmalinização localizada. A composição pirofilítica teria parcialmente sido transformada em caulinita durante o metamorfismo regional (Fig.27c: reação 1). No entanto, esta configuração específica é um tanto quanto desconexa da geometria da mineralização observada no depósito de Mateus Leme. Ademais, com o auxilio da petrografia, observou-se que a pirofillita é posterior a cianita, visto os halos de alteração no polimorfo de Al_2SiO_5. Sendo assim, a pirofillita na FAM é tardia em relação à gênese deste depósito e não primária como o modelo de "*hot springs*" aponta.

Em escala regional, as primeiras tentativas de zoneamento hidrotermal da FAM (Romano & Carmo 1992, Carmo & Romano 1996), propuseram uma separação em três zonas: peraluminosa (Schmidt 1985), sericítica e propilítica. A zona peraluminosa corresponderia à zona argílica avançada do modelo epitermal (Rose & Burt 1979), mas instalada em condições mesotermais, onde a intensidade da hidrólise propiciaria a formação de cianita e corindon, e o consumo de feldspato alcalino favoreceria a formação da paragonita. O problema dessa proposta, no entanto, é a não ocorrência desse tipo de feldspato no depósito. Da mesma forma, a hidrólise também poderia ter sido a responsável pela produção de aglomerados finos de diásporo, decorrente da alteração de massas ricas em corindon e/ou cianita/andaluzita. A hipótese de que o diásporo seja contemporâneo à pirofillita às custas do consumo de feldspatos alcalinos totalmente sericitizados (Bryndzia 1988) também é improvável, visto a ausência desse feldspato no depósito. Entretanto, a hipótese de diásporo oriundo de corindon é muito pertinente, apesar de quase inexistência deste mineral no depósito MML.

(6) Petrogênese e Mineralogia do Depósito

O diagrama de fases clássico do sistema Al_2SiO_5 (Fig.27a), utilizado para representação dos regimes metamórficos em função de temperatura e pressão, possui campos de estabilidade dos alumíniosilicatos (cianita, andaluzita e sillimanita). A linha demarcada em 2 kbar refere-se ao diagrama 2 (Fig.27b) em condições isobáricas. O campo selecionado em linha descontinua indica a região relativa ao diagrama 3 (Fig.27c), que inclui o intervalo de P-T (2 kbar, 400°C), onde ocorrem as alterações argílicas (Müller *et al*. 2005).

Considerando o diagrama do sistema Al_2O_3-SiO_2-H_2O (Fig.27b), para pressões de água de 2 kbar, podemos observar que há dois caminhos para a evolução mineral no depósito. No primeiro (Fig.27b: I) a temperatura decai e somente ao final há perda de sílica - este parece ser o caminho mais provável para a formação da caulinita. No segundo caminho (Fig.27b: II), a perda de sílica ocorre no início do processo, e somente ao final há o resfriamento. Essa é uma proposta plausível para formação do diásporo, entretanto, mais dados são necessários para sua sustentação.

Para a relação de equilíbrio do sistema “alumina-sílica-água” (Fig.27c), as temperaturas (220-450°C) e pressões (0-3.2 kbar) são variáveis. Neste campo, dividido principalmente entre duas regiões (cianita e andaluzita), há subdivisões que incluem os outros minerais aluminosos, cujo controle pode ser vislumbrado nos diagramas ternários relativos a cada subcampo. Neste diagrama também foi possível apontar dois caminhos principais de resfriamento para formação dos minerais do depósito agalmatolítico. A rocha rica em cianita possivelmente estava originalmente no subcampo “E” (Fig.27c: E). Durante a fase metassomática-hidrotermal, a evolução seguiria a linha em direção ao campo “A” (Fig.27c: A) de ocorrência da caulinita, segundo as reações “01” e “02” (Fig.27c). O desvio por volta de 340°C, provocado por descompressão mais abrupta, resultaria em fases evoluídas até o campo “B” (Fig.27c: B), de ocorrência de pirofillita e diásporo. Este segundo caminho, de resfriamento com descompressão mais rápida, poderia explicar as alterações de borda dos cristais de cianita, segundo o

inverso das reações “03” e “09” (Fig.27c). No entanto, esta noção requer evidências de campo, como registros de grandes deslocamentos (quilométricos) por falhas de empurrão. Em 350°C e 2 kbar, as reações retrometamórficas (Haas & Holdaway 1973), seriam a s seguintes:

(a) cianita (and) + água ↔ diásporo + quartzo : $Al_2SiO_5 + H_2O \leftrightarrow 2AlO(OH) + SiO_2$

(b) cianita (and) + água ↔ pirofillita + diásporo : $4Al_2SiO_5 + 4H_2O \leftrightarrow Al_2Si_4O_{10}(OH)_2 + 6AlO(OH)$

(c) cianita (and) + quartzo + água ↔ pirofillita : $Al_2SiO_5 + 3SiO_2 + H_2O \leftrightarrow Al_2Si_4O_{10}(OH)_2$

A pirofillita, que pode formar veios irregulares encaixados em rochas alteradas, é comumente associada como produto da alteração hidrotermal de minerais aluminosos como feldspato, andaluzita, cianita, corindon e topázio. Quando esta alteração é promovida em rochas vulcânicas silicosas, também é comum formar pirofillita de fina granulação associada com quartzo, argilominerais, sericita, zoizita e outros minerais aluminosos (Nesse 2004). No entanto, nos principais corpos mineralizados do depósito, não houve reconhecimento de fases como feldspato, topázio e epidoto, mas as outras características foram contempladas.

Cristalograficamente, a pirofillita é geralmente dioctaédrica, apresentado alguns politipos, dos quais a estrutura 2M (Brindley & Brow 1980) é a cristalizada naturalmente em regimes de baixa temperatura e a 1Tc em altas temperaturas. No caso da muscovita, o politipo 1M é a forma metaestável em baixas temperaturas e o 2M1 é estável em altas temperaturas (Evans & Guggenhein 1988). No depósito, os politipos de pirofillita verificados foram o 2M (monoclínico) e o 1A (anórtico-triclínico). Segundo Brindley & Wardle (1970), podem ocorrer espécimes de pirofillita com um *layer* triclínico, dois monoclínicos e combinações variáveis entre os dois. Sintetizando estas fases, Eberl (1979) verificou que os politipos triclínicos são formados em altas temperaturas e os monoclínicos em baixas, com variável desordem após 360°C. Neste mesmo estudo, Eberl (1979) verificou-se que a taxa de variação Al/Si não afetou a reação. Dentre os dois politipos encontrados no depósito, o 2M ocorre na maioria das amostras, enquanto o tipo 1A somente foi observado nos litotipos AGL2b, AGL3b e AGL3c. Este cenário corrobora a hipótese de que o litotipo AGL3b (05) é o núcleo silicoso (Figs.25,28b) e de mais alta temperatura do depósito, conforme os modelos epitermais, envolvendo alteração do tipo argílica avançada (Rose & Burt 1979). Dos outros dois litotipos, o AGL2b (06) é vizinho ao núcleo (Figs.25,28b) e o AGL3c é o mais caulinítico e não pertencente ao CAM. O AGL3c (31) deve representar uma porção referente ao núcleo do CAB, visto suas similaridades com o CAM (Figs.25,28b).

A ocorrência de caulinita hidrotermal associada à pirofillita (AGL3a-12) nas porções a NW do CAM (Figs.25,28b), representa porções periféricas do corpo hidrotermalizado, onde a menor temperatura, ou seja, o maior resfriamento, propiciou a caulinização de borda, conforme os modelos epitermais da fase argílica avançada. No CAB, principalmente representado pelo litotipo AGL3c (31) de composição mais caulinítica, observa-se uma intensa caulinização na sua extremidade SE (Figs.25,28b), região do litotipo “W5”. Como já mencionado, este corpo é similar ao CAM quanto a sua

gênese, entretanto configura um estágio mais avançado do hidrotermalismo, pois a magnitude da hidratação alcançou maiores dimensões, resultando num caracter majoritariamente caulinítico.

A dumortierita que ocorre na classe 1 é o silicato que possui mais boro depois da turmalina. Normalmente ocorre em nódulos menores de 2 cm em rochas vulcânicas alteradas e está comumente associada à pirofillita - isso sugere que houve um incremento de sílica, juntamente com decaimento de B e Al (capturados pela fase em questão), durante a alteração hidrotermal (Choo & Kim 2003). No depósito, esse mineral dificilmente ultrapassa os 10 mm de dimensão e parece ter uma ligação com o evento de turmalinização, considerando a disponibilidade de boro no fluido. Esta fase, provavelmente de um evento termal, em que se formaram dumortierita e turmalina, por incremente de boro, é anterior a pirofillitização, mas posterior a todas as outras alterações paragenéticas mencionadas.

Os pseudo-*bouders,* circundados por intensa turmalinização e internamente compostos por grandes cristais de cianita branca (com parcial substituição por diásporo e pirofillita) (Figs.17,18), representam os materiais mais competentes do depósito. Da mesma forma, as outras porções de rochas irregulares denominadas de *fels* na jazida, correspondem também a materiais de elevada competência e/ou resistência à deformação. Ou seja, estes materiais não adquiriram xistosidade, como os outros litotipos, e mantiveram-se agregados em massas tipo fels, provavelmente devido a cianita e ao diásporo (e talvez ao extinto corindon).

Durante a primeira fase (IIIa) metassomática-hidrotermal, o fluido provavelmente possuía uma composição dominantemente aquo-carbônica (elevada acidez), sendo a variação de temperatura e pressão imprescindíveis ao evento mineralizante, conforme os diagramas já apresentados (Fig.27c). Já na segunda fase (IIIb), o fluido parece ter carreado quantidades de boro e lítio, que serviram de suprimento para a turmalinização e para a formação da dumortierita. De acordo com a caracterização petrográfica, estas fases minerais não teriam sido contemporâneas às fases minerais alteradas, provavelmente anteriores. Na primeira fase (metassomático-hidrotermal, com nuances epitermais): (i) a alteração foi proporcionada por fluidos gerados dentro da bacia greenstone em processo de deformação; (ii) estes fluidos foram originados da diferenciação dos TTGs e da percolação de soluções meteóricas, talvez em ambiente subaquático (ou não?); (iii) esses processos tiveram alguma associação importante com a evolução dinâmica da zona de cisalhamento (LP). Em contrapartida, a alteração da segunda fase (i) ocorreu de forma mais localizada, relacionada a um fenômeno similar ao “hidrotermalismo pegmatítico”; (ii) nesta fase tardia, os fluidos em ascensão, provenientes da granitogênese, forneceram os incrementos de boro e lítio por meio de condutos (e.g., apófises graníticas) - nesse caso, o granitóide Mateus Leme, que ocorre a menos de 1 km do depósito, pode ter sido um importante elemento nesse processo de hidrotermalismo. Contemporaneamente a esta deformação tardi-Tranzamazônica, a composição e geometria do depósito foi estabelecida, visto que esta região cratônica (NA-CSF; cf. item 2.1) permaneceu indeformada após este evento. Sendo a turmalinização cortante ao minério pirofillítico, evidentemente tranzamazônica.

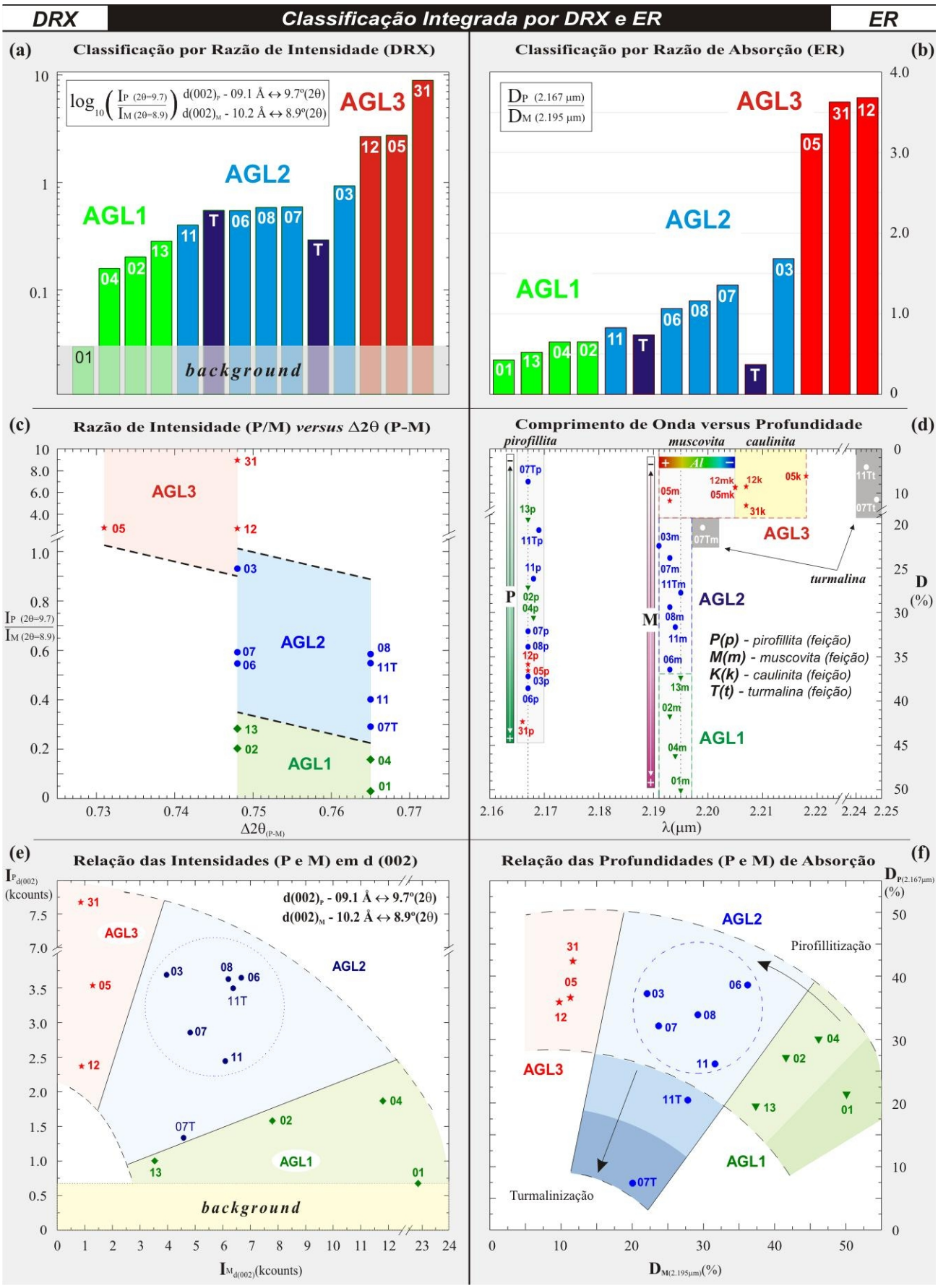


***Figura 29**: Classificação, Correlação e Discriminação dos Litotipos Agalmatolíticos do Depósito.*

9. CLASSIFICAÇÃO INTEGRADA: ER & DRX

A partir da investigação de características peculiares dos resultados de ER e DRX, foi possível desenvolver rotinas elaboradas que reforçassem a discriminação por classes propostas no inicio da caracterização. Estas rotinas, além de comprovarem a segregação do agalmatolito nas classes até aqui propostas, conseguiram comparar as técnicas de modo específico, focalizando as propriedades composicionais inerentes a cada litotipo. Para esta investigação foram utilizados como referência a pirofillita e a mica (sericita/muscovita), por serem os minerais mais abundantes e representativos do depósito.

As classificações por razões de intensidade (DRX, Fig.29a) e absorção (ER, Fig.29b) permitiram a separação correta das três classes. Para intensidade foi escolhida a razão entre os picos 9 Å da pirofillita e 10 Å da mica. A linha de *background* foi traçada devido à ausência do pico da pirofilita na "am01", ou seja, como este litotipo não possui pirofillita, o resultado da razão escolhida é um valor imaginário, pois leva em conta somente as intensidades da mica. Sendo assim, a normalização dos dados considera que a quantidade nula de pirofillita neste litotipo é o ponto de partida (*background*) para as demais razões no gráfico. Vale observar que a quantidade de pirofillita aumenta homogeneamente do AGL1 para o AGL3, exceto na amostra de turmalinito. Em relação às feições de absorção (ER), as escolhidas foram aquelas centradas em 2.167 µm para a pirofillita e em 2.195 µm para mica. Tal como a DRX, a ER também indica que o aumento de pirofillita é linear do AGL1 para AGL3, menos no turmalinito. A comparação entre os litotipos "05" e "12" mostra que ambos possuem razões de intensidade equivalentes, embora em relação a razão de absorção, a "am12" supere a "am05". A explicação é que a quantidade de caulinita na "am12" diminui a profundidade da feição em 2.195 µm, aumentando consequentemente a razão de absorção nessa amostra.

A distância entre a posição dos picos da pirofillita (9 Å) e da mica (10 Å) *versus a* razão da intensidade (DRX) de pirofillita por mica (I_P/I_M) (Fig.29c), separam as classes e segregam os materiais com maior ou menor quantidade de pirofillita. Neste esquema, aparentemente o litotipo "31" seria aquele com maior quantidade de pirofillita; entretanto, sua razão está com resultado obliterado pela substituição da mica por caulinita. Desta forma, o litotipo "05" é o minério com maior quantidade de pirofillita e o "01" com nenhuma.

No diagrama que representa a relação entre o comprimento de onda (ER) *versus* profundidade das feições de absorção (ER) (Fig.29.d), as classes somente são separadas quando analisada a feição próximo a 2.20 µm - e.g., a classe AGL3 possui as menores profundidades nesta região. Quando a análise é da absorção da pirofillita há certa ambigüidade na interpretação. O aspecto mais importante deste diagrama é a posição de cada feição - e.g., a "am03" possui a feição em 2.191 µm e é o litotipo com a mica mais aluminosa do depósito, como pode ser observado pelo gradiente no topo; a amostra "am05" possui mais mica em relação à caulinita, assim como o litotipo "31" é o mais caulinítico e o "01" é o mais micáceo. Vale observar a posição das feições da turmalina, que não possui profundidades comparáveis em relação às da região do VNIR (Figs.28b,29d).

A relação das intensidades (DRX) de mica *versus* pirofillita (Fig29e) também permitiu a separação das classes com propriedade. Novamente, aqui foi utilizado o limiar de *background* balizado pela "am01", conforme a explicação supracitada. Neste caso, a porção turmalinizada da amostra "11T" agregou-se aos outros litotipos devido ao seu baixo conteúdo de turmalina (em *layers*). O gráfico da relação entre as profundidades de absorção (ER) da mica *versus* a pirofillita (Fig.29f) segregou muito bem as classes, além de discriminar os horizontes turmalinizados (possíveis contaminantes). Aqui a porção turmalinizada desloca-se devido à diminuição da quantidade de pirofillita. Desta forma, a ER parece ser bastante superior na separação seletiva dos materiais quando comparada à DRX.

10. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

A investigação do depósito de agalmatolito da MML-SML através da Espectroscopia de Reflectância (ER) (Figs.28b,29), amparada pela Difratometria de raios X (DRX) (Fig.29) e microscopia, permitiu a discriminação entre as zonas mineralizadas de forma inédita, a exemplo de outros estudos que estabeleceram o uso da ER como rotina para determinação de tipos e distribuição de minerais de alteração em depósitos hidrotermais (Thompson *et al.* 1990).

A caracterização da matéria-prima por ER possibilitou a separação entre as diversas faciologias do corpo zonado (Fig.28b) e o estabelecimento de classes minerais (AGL1, AGL2 e AGL3) (Figs.7,29). A ER demonstrou o seu potencial como uma ferramenta para o mapeamento do minério, na medida em que permitiu a discriminação de minerais e associações mineralógicas distintas.

Auxiliada pelas tradicionais técnicas, a ER e seus produtos particulares, gerados a partir do conhecimento deste depósito durante a pesquisa, forneceram subsídios para elaborar um modelo genético de formação do jazimento no contexto da FAM. No entanto, é necessário o aprofundamento das pesquisas nos outros depósitos da FAM e nas suas adjacências para que o modelo passe de sintético à tectônico. Muitas perguntas em relação a esse tipo de depósito ainda restam, como por exemplo: (i) o protólito e sua transformação são realmente arqueanos? (ii) toda a fase mineralizante filossilicática ou rica em voláteis é tranzamazônica? (iii) o evento Brasiliano não teria nenhuma participação neste cenário metalogenético? Respostas a essas questões poderiam ser elaboradas, por exemplo, através do reconhecimento da temperatura regional atingida no Tranzamazônico, a partir da obtenção de dados geocronológicos pelos métodos K/Ar e Ar/Ar, e através de um estudo microscópico minucioso para mensurar, com exatidão, a granulometria de todas as fases minerais envolvidas.

De toda forma, é muito provável que os depósitos englobados na FAM tenham o mesmo protólito (vulcânica félsica), passaram pela mesma deformação em alta pressão e experimentaram o possante hidrotermalismo transamazônico ao longo do Lineamento Pitangui (LP) - uma zona de cisalhamento arqueana, reativada sucessivas vezes.

Esta extensa faixa (> 150 km) mostra registros dos processos erosivos devido sua composição. aluminosa. A gênese aluminosa é marcada pela transformação das fases (cianita) de alta pressão em diásporo e filossilicatos aluminosos de fina granulometria. Ficou evidente a alteração da cianita para estes minerais, sempre de modo distinto, seja como recobrimento das superfícies do polimorfo de Al_2SiO_5, como alteração de borda, como preenchimento de fraturas e cavidades de corrosão hidrotermal ou um extremo onde a cianita foi totalmente consumida. Esta massa filossilicática (fração argila) também experimentou variações em sua composição, ora mais pirofillítica, ora mais caulinítica.

Com base em métodos e dados obtidos por ER, DRX e microscopia foi possível construir pranchas espectro-mineralógicas e painéis espectro-litológicos, onde cada faciologia possui uma assinatura espectral característica, a qual pode ser diretamente relacionada a uma determinada composição e/ou uso industrial (ou não) do material.

Uso Industrial de Minerais Agalmatolíticos da FAM

(i) Minerais presentes em todas as classes de Agalmatolitos

A pirofillita é muito utilizada para manufatura de materiais refratários usados em linha de fornos, fornalhas e panelas de fundição devido a sua resistência as altas temperaturas requeridas em atividades industriais específicas. Também é uma matéria prima comumente empregada em revestimentos cerâmicos (azulejos e pisos) e cerâmicas de soldas porcelânicas ornamentais (Nesse 2000).

O diásporo é usado principalmente para tijolos refratários resistentes à queima, mas também adicionado a alguns argilominerais para aumentar o conteúdo de alumina na confecção de porcelanas de elevada dureza (Jensen & Bateman 1981).

Os ortossilicatos (Nesse 2004) ou nesossilicatos (Gaines *et al.* 2008) - cianta (triclínica), andaluzita e dumortierita (ortorrômbica) - possuem aplicação similar. Em altas temperaturas (1100-1650°C) são transformados em mullita ($3Al_2O_3.2SiO_2$) e sílica vítrea (cristobalita). Geralmente fundem a 1545°C, quando a sílica altera-se para mullita, que por sua vez se estabiliza em 1810°C, produzindo excelentes refratários. Nesse caso, pode ser utilizada para confeccionar porcelanas que resistam a altas temperaturas, com pequeno coeficiente de expansão, isolantes e resistentes à corrosão, como aquelas utilizadas em velas e cerâmicas elétricas e utensílios esmaltados. Particularmente são também resistentes ao choque (Jensen & Bateman 1981).

(ii) Agalmatolito Classe 1

De composição predominantemente micácea, essa classe possui melhor aplicação em cerâmica convencional, que necessita de baixo ponto de fusão. Esse é o caso, por exemplo, da louça branca que possui baixa expansão térmica e requer resistência ao choque térmico (Ciullo & Thompson 1994). A exceção é o tipo 1c, de cor verde, que também é lavrado e incluído no *blend* de materiais comercializáveis da mina. Devido a presença de cromo, o ponto de fusão desse material pode ser

mais elevado, ficando assim propicio à utilizações mais específicas, como cerâmicas avançadas do tipo iônica. Essas cerâmicas são muito mais resistentes ao desgaste, mas mais frágeis em tenacidade e flexão, quando comparadas àquelas aluminosas (Ichinose *et al*. 1987, Chiang *et al.* 1997). O litotipo 1b, rico em dumortierita, também possui um incremento de refratariedade devido a presença deste mineral, que é um excelente refratário, apesar das proporções de BO_3 , que se tornam voláteis logo no inicio da sinterização. É mais favorável em relação a cianita devido ao seu teor mais elevado de Al_2O_3 e por não aumentar de volume quando da formação de mullita (Jensen & Bateman 1981).

(iii) Agalmatolito Classe 2

Esta classe, de composição variável em termos de mineralogia, possui pirofillita associada a mica e caulinita em massas filossilicáticas finas, em volumes que variam de 30% (AGL2a) a 50% (AGL2b). O diásporo frequentemente ocorre em volumes que variam de 0 a 20% (AGL2a). A cianita possui desde teores abaixo de 5% (AGL2c) até superiores a 15% (AGL2b). A mica branca tem granulometria maior que aquela da massa filossilicática e apresenta volumes que variam em torno de 5 a 40% (AGL2a). O quartzo não supera os 20% (AGL2b) e a turmalinas irregularmente ocorrem concentradas em alguns *layers* que não perfazem 5% da amostra (AGL2a), ou em massas predominantemente turmaliníticas (AGL2dT).

Litotipos predominantemente pirofilíticos a diaspóricos caracterizam-se por aplicações em cerâmicas refratárias, visto seu elevado teor em alumínio. Outros com maior incremento de micas possuem aplicações mais semelhantes às da classe 1, visto que o setor de refratários requer produtos com baixo teor em alcalis (K_2O + Na_2O < 1%), favorecendo a expansão permanente durante a queima (sinterização), e óxidos metálicos (Fe_2O_3, FeO, TiO_2 < 1%) (Ciullo 1996a,b).

(iv) Agalmatolito Classe 3

Com composição pirofilítica e caulinítica, esse agalmatolito possui uma aplicação intermediária aos dois primeiros quanto ao seu uso cerâmico. É utilizado principalmente como carga mineral, proporcionando maior recobrimento (e.g. tintas) e favorecendo a tixotropia (quebra da viscosidade aparente) (Costa 2006). Esta possibilidade é dependente de um beneficiamento eficaz para separação da quantidade elevada de quartzo como, por exemplo, o peneiramento, que é pouco oneroso. Uma vez possibilitada a separação das fases quartzosas, o produto pode almejar aplicações mais nobres, visto a baixa quantidade de contaminantes corantes e elementos fundentes que abriga.

Os principais espécimes detectados nessa classe são de alta “cristalinidade”, considerando as feições recorrentes na pirofillita, mica e caulinita, detectados pela ER. A detecção de espécimes micáceos com variações na posição das feições de absorção, mas centradas em torno de 2.195 µm, indicou sutis diferenças composicionais e marcantes traços de composições altamente aluminosas. Minerais como cianita, andaluzita, quartzo e feldspatos não foram detectados pela ER por não possuírem feições diagnósticas nesta região do espectro.

De acordo com as classes propostas foi possível determinar parâmetros espectrais auxiliares na classificação deste minério para utilização como MPC. Estes parâmetros foram oriundos da relação entre as características espectrais dos minerais e sua distinta aplicação na industria de cerâmica.

A existência de um zonamento mineralógico, hipotetizado para o depósito, foi demonstrada. A evidente discriminação espacial das fácies (ZM), a partir da ER ,tornou viável um melhor gerenciamento do planejamento da lavra e aproveitamento dos recursos. Por exemplo, pode-se evitar que porções do minério contendo contaminantes prejudiciais ao processo cerâmico sejam misturados à materiais mais nobres. Assim, a cartografia sistemática, baseada em ER dos diferentes tipos de agalmatolito encontrados espacialmente distribuídos ao longo dos depósitos, pode trazer impactos interessantes ao processo de extração desta matéria prima

O sucesso obtido com a ER para caracterização dos agalmatolitos demonstrou a viabilidade e a versatilidade da técnica para aplicações multidisciplinares no setor industrial cerâmico. A ER mostrou-se como uma ferramenta portátil, expedita e alternativa (e.g, à microscopia óptica e/ou DRX) para a caracterização de filossilicatos, incluindo definição de tipos, composição e "cristalinidade" entre classes e intra-classes mineralógicas.

O mapeamento remoto de minerais (e/ou fácies) associados ao agalmatolito através de dados multiespectrais do sensor ASTER foi atingido com razoável sucesso. O uso destes dados, convertidos para reflectância e processados segundo algoritmos hiperespectrais (SAM) adaptados para dados multiespectrais, mostrou um grande potencial para o mapeamento mais amplo da ocorrência dos minerais do agalmatolito. Embora tenha resolução espectral limitada a 9 bandas espectrais no intervalo VNIR-SWIR e resolução espacial restrita ao máximo de 15 m (VNIR) e 30 m (SWIR), esses dados foram suficientes para a separação de setores dominantemente compostos por pirofillita, diásporo e mica, em consonância aos resultados obtidos por mapeamento de campo e análises espectrais de detalhe.

11. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Abrams, M. & Hook, S. 2001. *ASTER User Handbook: Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*. USA: NASA/Jet Propulsion Laboratory/California Institute of Technology, v. 2, 135 pp.

Alkmim F.F. & Marshak S. 1998. Transamazonic Orogeny in the Southern São Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*, 90 (1998): 29-58.

Alkmim F.F. 2004. O que faz de um Cráton um Cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações almeidianas ao delimitá-lo. *In*: V. Mantesso Neto, A. Bartorelli, C.R. Carneiro, B.B. Brito Neves (eds.) *Geologia do Continente Sul-Americano - Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, pp.: 17-35

Alkmim F.F., Brito Neves B.B., Castro Alves J.A. 1993. Arcabouço Tectônico do Cráton São Francisco, uma revisão. In: SBG, Simp. Sobre o Craton São Francisco, II, Salvador, Reunião Preparatória, Anais, p. 45-62

Allison I., Fergunson L.K., Cardenas F.A., Kronberg B.I. 1992. Precambrian muscovite - quartz (agalmatolite) paleosols from Scotland and Canada. *Canadian Journal of Earth Science*, 29(12): 2523-2529

Almeida F.F.M. 1976. Estruturas do Pré-Cambriano Inferior Brasileiro. *In*: SBG, Cong. Bras. Geol., 29, Ouro Preto, Resumos, p. 201-202

Almeida F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7: 349-364.

Almeida F.F.M. 1981. O Cráton Paramirim e suas relações com o Cráton São Francisco e Faixas marginais. SBG, Salvador, BA, 1:1-9.

DNPM 2005. Anuário Mineral Brasileiro, Depto. Nacional de Produção Mineral. Disponível em: http:/www.dnpm.gov.br

DNPM 2004. Sumário Mineral, Depto. Nacional de Produção Mineral. Disponível em: http:/www.dnpm.gov.br

ASD. 1994. Analytical Spectral Devices, *FieldSpec FR - User Guide*, 98 pp.

Answer 2007a. Pagodite. Disponível em: http://www.answers.com/topic/pagodite-1. Acessado em: 30/01/2007.

Answer 2007b. Pinite. Disponível em: http://www.answers.com/Pinite. Acessado em: 30/01/2007.

Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. 2003. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Texto, Mapas e SIG*. Serviço Geológico do Brasil - CPRM, Brasília, 692p.

Brown A.J., Cudahy T.J., Walter M.R. 2006. Hydrothermal alteration at the Panorama Formation, North Pole Dome, Pilbara Craton, Western Australia. *Precambrian Research*, 151(3-4):211-223

Brindley G.W. & Brow G. 1980. Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-ray Identification, Monograph nº5.Mineralogical Society, London, 495p.

Brindley G.W. & Wardle R. 1970. Monoclinic and Triclinic Forms of Pyrophyllite and Pyrophyllite Anhydrite. *American Mineralogist*, 55:1259-1272

Bryndzia L.T. 1988. The Origen Diaspore and Pyrophyllite in the Foxtrap Pyrophyllite Deposit Avalon Peninsula, Newfouland: A Reinterpretation. *Economic Geology*, 83(2):450-453

Campos J.C.S. & Carneiro M.A. 2005. Granitóides Neoarqueanos e Paleoproterozóicos ao longo do Lineamento Jeceaba-Bom Sucesso (Cratón São Francisco Meridional): Gênese e Implicações Tectônicas. *In*: SBG, Simp. sobre o Cráton do São Francisco, 3°, Salvador, p.196-199

Carmo J.C.C. & Romano A.W. 1996. O Algamatolito de Minas Gerais e sua Utilização como Rocha. *Revista da Escola de Minas*, 49(4):39-44

Carneiro M.A. 1992. O Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional. *Revista da Escola de Minas*, 45 (1/2): 155-156.

Carneiro M.A., Noce C.M., Teixeira W. 1995. Evolução Policíclica do Quadrilátero Ferrífero: uma análise fundamentada no conhecimento atual da Geocronologia U-Pb e Geoquímica isotópica Sm-Nd. *Revista da Escola de Minas*, 48 (4): 264 -273.

Carneiro M.A., Carvalho Jr. I.M., Teixeira W. 1998a. Petrologia, Geoquímica e Geocronologia dos diques máficos do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (Quadrilátero Ferrífero) e suas implicações na evolução crustal do Cráton do São Francisco Meridional. *Rev. Bras. Geoc*., 28(1):29-44.

Carneiro M.A., Carvalho Jr. I.M., Teixeira W. 1998b. Ensialic tectonic setting of the archeaen Rio das Velhas greenstone belt: Nd and Pb isotopic evidence from the Bonfim Metamorphic Complex, Quadrilatero Ferrífero, Brasil. Rev. Bras. Geoc., 28(2):189-200.

Chiang Y., Birnie III D., Kingery W.D. 1996. Physical Ceramics, Principles for Ceramics science and Engineering, John Wiley & Sons, Ltd., Chichester, UK, 552p.

Choo C.O. & Kim Y. 2003. Textural and spectroscopic studies on hydrothermal dumortierite from an Al-rich clay deposit, southeastern Korea. *Mineralogical Magazine*, 67(4): 799–806

Ciullo P.A. & Thompson C.S. 1994. Pyrophyllite. *In*: D.D. Carr (ed.) *Industrial Minerals and Rocks, 6th ed.*, Society for Mining, Metallurgy and Explorations, Inc., Littlenton, CO, pp.: 815-826

Ciullo P.A.. 1996a. Silicate Structures. *In*: P.A. Ciullo (ed.) *Industrial Minerals and Their Uses, A Handbook and Formulary*, chp.1, Noyes Publication, Westwood, New Jersey, pp.: 1-16

Ciullo P.A.. 1996b. The Industrial Minerals. *In*: P.A. Ciullo (ed.) *Industrial Minerals and Their Uses, A Handbook and Formulary*, chp.2, Noyes Publication, Westwood, New Jersey, pp.: 17-82

Clark R.N. 1999. Spectroscopy of Rocks And Minerals, And Principles of Spectroscopy, chapter 1. *In:* A.N. Rencz (eds.) *Remote Sensing for the Earth Sciences: Manual of Remote Sensing*, 3ed., vol. 3, John Wiley & Sons, Inc., New York, pp.: 03-58

Clark R.N., King T.V.V., Klejwa G.A., Swayze G.A. 1990a. High Spectral Resolution Reflectance Spectroscopy of Minerals. *Journal of Geophysical Research*, 95(B8): 12.653-12.680

Clark R.N., Swayze G.A., King T.V.V., Middlebrook B., Calvin W.M., Gorelick N. 1990b. The U.S. Geological Survey, Digital Spectral Library and Analysis Software. *In*: Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer (AVIRIS) Workshop, *Proceedings*, pp. 208-215 (http://makalu.jpl.nasa.gov/docs/wokshops/90_docs/21.PDF)

Cordani, U.G.; Kawashita, K.; Muller, G.; Quade, H.; Reimer, V. & Roeser, H. 1980. Interpretação Tectônica e Petrológica de Dados Geocronológicos do Embasamento no bordo SE do QF, MG. *Anais Acad. Bras. Ciências*, 52(4): 785-799.

Costa M. 2006. Entenda o que é a tixotropia. Disponível em:
http://www.crq4.org.br/informativo/outubro_2006/pagina04.php. Acessado em: 12/12/2006

CPRM. 2004. Folhas Belo Horizonte (SE-23) e Rio de Janeiro (SF-23). Carta Geológica ao Milionésimo, SIG.

Curtiss B. & Goetz A.F.H. 1994. Field Spectrometry: Techniques and Instrumentation. *In*: Proceedings of the International Symposium on Spectral Sensing Research, Boulder-Co, pp.: 31-40

Day H.W. 1976. A Working Model of Some Equilibria in The System Alumina-Silica-Water. *American Journal of Science*, 276:1254-1284

Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. 2000. *Minerais Constituintes das Rochas, uma introdução, 2nd ed.*, Tradução:
C.A.R. Macedo, Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa, 727 pp.

Dict 2007a. Pagodite. Disponível em: http://dict.die.net/pagodite/. Acessado em: 30/01/2007.

Dict 2007b. Pinite. Disponível em: http://dict.die.net/pinite/. Acessado em: 30/01/2007.

Dorr J.V.N. II, Gair J.E., Pomerene J.B., Reynearson G.A. 1957. Revisão da Estratigrafia Pré-Cambriana do Quadrilátero Ferrífero. Tradução: A.L.M. Barbosa. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, Avulso 81, 33 pp.

Dorr J.V.N. II. 1969. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Washington. U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 641-A, 110p. Mapas e Perfis Geológicos.

Duke E.F. 1994. Near infrared spectra of muscovite, Tschermak substitution, and metamorphic reaction progress: implications for remote sensing. *Geology*, 22:621–624

Eberl D. 1979. Synthesis of pyrophyllite polytypes and mixed layers. *American Mineralogist*, 64(9-10):1091-1096.

Endo I. 1997a. *Regimes Tectônicos do Arqueano e Proterozóico no interior da Placa Sanfranciscana: Quadrilátero Ferrífero e áreas adjacentes, Minas Gerais*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 382 p.

Endo I. 1997b. Regimes Tectônicos no segmento meridional do Cráton do São Francisco: Região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *In*: SBG, Simp. Geol. Minas Gerais, 9º, Belo Horizonte, Anais, Bol. 14, p. 58-59

Evans B.W. & Guggenheim S. 1988. Talc, pyrophyllite and related minerals. In: Bailey, S.W. (ed.), Hydrous Phyllosilicates (Exclusive of Micas). *Reviews in Mineralogy*, 19:225-294.

Ferreira Filho F.A. 1999. Análise Estrutural Qualitativa do Sistema de Falhas Água Quente, Borda Leste do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Tese de Mestrado, Dept. Geologia, Esc. Minas, Univ. Fed. Ouro Preto, 162 p.

Gaines R.V., Skinner H.C.W., Foord E.E., Mason B., Rosenzweig A. 1997. Dana's New Mineralogy; the System of Mineralogy of James Dwight Dana and Edward Salisbury Dana, 8th ed. John Wiley & Sons, Inc., New York, 1872 p.

Gair J.E. 1962. Geology and ore deposits of Nova Lima and Rio Acima Quadrangles, Minas Gerais, Brazil. Washington, *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 341-A, 67p.

Gladwell D.R., Lett R.E., Laurence P. 1983. Application of Reflectance Spectrometry to Mineral Exploration Using Portable Radiometers. *Economic Geology*, 78(4): 699-710

Gomes, N.S. 1986. Determinações geotermométricas e geobarométricas em paragênese minerais de alto grau metamórfico no Complexo do Bação, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *In*: SBG, Cong. Bras. Geol., 34, Goiânia, Anais, 4, p. 1224-1436

Guimarães D., Melo S.M.G., Melo E.A.V. 1967. O Complexo Bação. Bol. Inst. Geol., EFMOP, 2 (1): 1-12.

Harben P. & Kuzvart M. 1996. Pyrophyllite. *In*: *Industrial Minerals, A Global Geology*. Industrial Minerals Information Ltd., Metal Buletin PLC, London, pp.: 324-329

Hartmann L.A., Endo I., Suita M.T.F., Santos J.O.S., Frantz J.C., Carneiro M.A., McNaughton N.J., Barley M.E. 2006. Provenance and age delimitation of Quadrilátero Ferrífero sandstones based on zircon U-Pb isotopes. *Journal of South American Earth Sciences*, 20(4):273-285

Hass H. & Holdaway M.J. 1973. Equilibrium in the system Al_2O_3-SiO_2-H_2O involving the stability limits of pyrophyllite and thermodynamic data of pyrophyllite. *American Journal of Science*, 273:449-464

Hatchell D.C. 1999. FieldSPec© Full Resolution - Technical Guide 4th ed.. Boulder CO: Analytical Spectral Devices, Inc. (ASD). 98p.

Heddle M.F. 1882. On the geognosy and mineralogy of Scotland. *Mineralogical Magazine*, 4:197-254

Heineck C.A., Nilson A.A., Quéméneur J.J.G. 1993. Petrologia das rochas metabásicas e metaultramáficas do greenstone belt Rio das Velhas na região de Mateus Leme, MG. *In*: SBG, Simp. Geol. Minas Gerais, 7°, Belo Horizonte, Anais, Bol. 12, p. 134-138

Hemley J.J., Montoya J.W., Marinenko J.W., Luce R.W. 1980. Equilibria in the system Al_2O_3–SiO_2–H_2O and some implications for alteration/mineralization process. *Economic Geology*, 75:210–228

Herz N. 1970. Gneissic and Igneous Rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. U.S. Geol. Survey Prof. Paper, Washington, 641-B, 58p.

Holdaway M.J. 1971. Stability of andaluzita and the aluminum silicate phase diagram. *American Journal of Science*, 271:97-131

Hunt G.R. & Salisbury J.W. 1970. Visible and Near-Infrared Spectra of Minerals and Rocks: I Silicate Minerals. Modern Geology, 1:283:300

Ichinose N.(ed), Komeya K., Ogino N., Tsuge A., Yokomizo Y. 1987. Introduction to Fine Ceramics, Aplications in Engineering, John Wiley & Sons, Ltd., Chichester, UK, 169p.

Iwasaki A. & Tonooka H. 2005. Validation of a crosstalk correction algorithm for ASTER/SWIR. *IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing*, 43(12):2747-2751

Jenesn M.L. & Bateman A.M. 1981. Economic Mineral Deposits, 3rd ed., revised printing. John Wiley & Sons, New York, 593p.

Jordt-Evangelista H. & Muller G. 1986. Petrologia da zona de transição entre o Cráton do São Francisco e o Cinturão Móvel Costeiro na região sudeste do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *In*: SBG, Cong. Bras. Geol., 34, Goiânia, Anais, 4, p.1471-1479

Jordt-Evangelista H. & Delgado D.E.R. 2005. Agalmatolito do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *In*: SBG, Simp. sobre o Cráton do São Francisco, 3°, Salvador, p. 316-319

Jordt-Evangelista H., Martins R., Delgado D.E.R., Mendes J.C. 2003. Protólito do Agalmatolito de Pará de Minas, MG: Mineralogia e Metamorfismo. *In*: SBG, Simp. Geol. Minas Gerais, 12°, Ouro Preto, CD-ROM

Kelley L.A., Gardner S.P., Sutcliffe M.J. 1996. An automated approach for clustering an ensemble of NMR-derived protein structures into conformationally-related subfamilies. *Protein Engineering* , 9:1063-1065

Klaproth M.H. 1797. Beitrage zun chemischen Kenntniss der Mineralkörper. Rottman, Berlin.

Kruse F.A., Leflcoff A.B., Boardman J.W., Heidebrecht K.B., Shapiro A.T., Barloon P.J., Goetz A.F.H. 1993. The spectral image processing system (SIPS) - Interactive visualization and analysis of imagin spectrometer data. *Remote Sensing os Environment,* 44:145-163.

Ladeira E.A. & Viveiros J.F.M. 1984. Hipótese sobre a estruturação do Quadrilátero Ferrífero com base nos dados disponíveis. Belo Horizonte, SBG, Núcleo MG, Boletim 4, 18 p.

Ladeira E.A. 1980. *Metallogenesis of gold at the Morro Velho Mine in the Nova Lima Distrit, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil*. Tese de Doutorado, Universidade de Ontário, Ontário, Canadá, 264 p.

Ladeira E.A., Roese, H.M.P, Tobschall H.J. 1983. Evolução Petrogenética do Cinturão de Rochas Verdes, Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *In*: SBG, Simp.Geol. Minas Gerais, 2°, Belo Horizonte, Anais, p.149-159

Lara Filho J. 1997. Geologia do Talco e Pirofillita. In: C. Schobbenhaus, E.T. Queiroz, C.E.S. Coelho (eds.) *Principais Depósitos Minerais do Brasil, Volume IV, Rochas e Minerais Industriais, Parte C*, DNPM-CPRM, pp.: 529-544

Leinz V. 1938. Petrografia e gênese dos agalmatolitos de Minas Gerais. *Rev. Min. Met*., 3(14):82-84

Longhi I., Mazzoli C., Sgavetti M. 2000. Determination of metamorphicgrade in siliceous muscovite-bearing rocks in Madagascar using reflectance spectroscopy. *Terra Nova*, 12:21–27

Montoya, J.W., Henley, R.W., 1975. Activity relations and stabilities

Luz A.B., Andrade M.C., Gaspar O.M., Tomedi P., Lares C.A.R. 2001. Agalmatolito Lamil. *In*: J.A Sampaio, A.B. Luz, F.F. Lins (eds.) *Usinas de Beneficiamento de Minérios do Brasil.* Rio de Janeiro. CETEM/MCT, pp.: 201-210

Luz A.B., Tomedi P., Martins R. 2005. Agalmatolito (cap.3). In: A.B. Luz & F.A.F. Lins (eds.) *Rochas e Minerais Industriais, Usos e Especificações*. Rio de Janeiro. CETEM/MCT, pp.: 73-83

Machado N. & Carneiro M. 1992. Um significativo Evento Tectono-Termal de 2,78 Ga no Quadrilátero Ferrífero: Evidências U/Pb a partir do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional. *Revista da Escola de Minas*, 45 (1 e 2): 138-139.

Mackin S. 2002. SIMIS-Feature Search 1.6 - Spectrometer Independent Mineral Identification Software. *In: User Manual Version 1.6*, 57pp.

Marshak S., Alkmim F.F., Jordt-Evangelista H. 1992. Proterozoic crustal extension and the generation of dome-and-keel structure in an Archaean granite-greenstone terrane. *Nature*, 357:491-493

Marshak S., Tinkham D., Alkmim F.F., Brueckner H., Bornhorst T. 1997. Dome-and-keel provinces formed during Paleoproterozoic orogenic collapse-core complexes, diapirs, or neither?: Examples from the Quadrilátero and the Penokean orogen. *Geology*, 25 (5): 415-418.

Martini J.M. 2006. Sumário Mineral - DNPM. Talco e pirofillita. 105-106p.

McDaniel R.D. 1976. *Application of a Hot Spring-Fumarole Alteration Model to the Genesis of the Pyrophyllite Deposits of the Carolina Slate Belt*. Tese de Mestrado, Universidade do Estado da Carolina do Norte, Raleigh, N.C., EUA.

Mindat 2007a. Pagodite. Disponível em: http://www.mindat.org/min-27308.html. Acessado em: 30/01/2007.

Mindat 2007b. Pinite. Disponível em: http://www.mindat.org/min-9410.html. Acessado em: 30/01/2007.

Mooney J.F. 1996. Ceramics & Glass. *In*: P.A. Ciullo (ed.) *Industrial Minerals and Their Uses, A Handbook and Formulary*, Chp. 8, Noyes Publication, Westwood, New Jersey, pp.: 457-481

Moraes L.J. 1938. Jazidas de agalmatolitos em Minas Gerais. *Rev. Min. Met.*, 3(14):89-96

Müller A., Wanvik J.E., Kronz A. 2005. Norwegian kyanite quartzites - potential resources of high purity quartz? Report nº: 2005.039, Project nº: 270400. Geological Survey of Norway, Trondheim, 70p.

Navas A.S., Reddy B.J., Nieto F. 2004. Spectroscopic study of chromium, iron, OH, fluid and mineral inclusions in uvarovite and fuchsite. *Spectrochimica Acta*, Part A, 60: 2261-2268

Nesse W.D. 2000. Introduction to Mineralogy. Oxford University Press, New York, 442p.

Nesse W.D. 2004. Introduction to Optical Mineralogy, 3rd ed. Oxford University Press, New York, 348p.

Noce C.M., Pinheiro S.O., Ladeira E.A., Franca C.R., Kattah S. 1992. A Seqüência Vulcanossedimentar do Grupo Nova Lima na região de Piedade de Paraopeba, Borda Oeste do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, 22(2):175-183.

Noce C.M., Machado N., Teixeira W. 1994. O Complexo Belo Horizonte e a evolução arqueana do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *In*: SBG, Cong. Bras. Geol., 38, Camboriú, Bol. Res. Exp., Vol. I, p. 68-69.

Noce C.M., Machado N., Teixeira W. 1998. U-Pb Geochrology of gneisses and granitoids in the Quadrilátero Ferrífero (Southern São Francisco Craton): age constraints for Archean an Paleoproterozoic magmatism and metamorphism. *Rev. Bras. Geoc*., 28:95-102.

Noce C.M., Teixeira W., Quéméneur J., Martins V.T.S., Bolzachini E. 2000. Isotopic signatures of Proterozoic granitoids from the Southern São Francisco Craton and implications for the evolution of the Transamazonian Orogeny. *J. South Am. Earth Sci*., 13:225-239.

Nogueira H. & Barzaghi L. 1972. Composição mineralógica do agalmatolito de Pará de Minas. *Cerâmica*, 18(71):371-380

O'Rourke J.E. 1957. *The stratigraphy of metamorfic rocks of The Rio de Pedras and Gandarela quadrangles, Minas Gerais, Brasil*. Tese de Phd, University of Wincosin, Madison, 106 p.

Peach B.N., Horne J., Gunn W., Clough C.T., Hinxman L.W. 1907. The geological structure of the North-west Highlands of Scotland. Geological Survey of Great Britain, Memoir.

Pereira S.R. 1990. Agalmatolito, Levantamento Bibliográfico. Lamil (Lage Minérios Ltda), Pará de Minas, MG, 18p.

Perillo M. 1998. Geologia, Petrografia e Geoquímica do Maciço Granitóide de Florestal. Tese de Mestrado, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 127p.

Perillo M., Romano A.W., Sousa L.A.C. 1996. Geologia de um segmento do Supergrupo Rio das Velhas da Faixa Mateus Leme, NW do Quadrilátero Ferrífero. *In*: SBG, Cong. Bras. Geol., 34°, Salvador, Anais, Vol. 1, p. 447-449

Perkins D. 2002. Mineralogy. Prentice Hall, New Jersey, 483p.

Pires F.R.M. 1989. Equilibrio no Sistema Si-Al-O-H aplicado aos Depositos de Topazio e Cianita de Ouro Preto,Q.F., Minas Gerais. *In*: SBG, Simp. Geol. Minas Gerais - Pecambriano, 5°, Belo Horizonte, Anais, vol. 10, p. 36-40

Pontual S., Merry N., Gamson P. 1997a. Spectral Interpretation Field Manual, G-Max. Spectral Analysis Guides for Mineral Exploration, vol. 1. AusSpec International Pty.Ltd. 169 pp.

Pontual S., Merry N., Gamson P. 1997c. Epithermal Alteration Systems, G-Max. Spectral Analysis Guides for Mineral Exploration, vol. 4. AusSpec International Pty.Ltd. 74 pp.

Rolim V.K. & Alkmim F.F. 2004. Geometria 3D de Falhas de Empurrão e Dobras Associadas como Expressões da Morfologia do Descolamento Basal: Resultados de uma Simulação Computacional. *Revista Brasileira de Geociências*, 34(3):295-302.

Romano A.W. 1989. *Evolution tectonique de la region Nord-Ouest du Quadrilatere Ferrifere, Minas Gerais, Bresil*. Tese de Doutorado, Universidade de Nancy, França, 259 p.

Romano A.W. & Camo J.C.C. 1992. Estratigrafia e Alteração Hidrotermal das Rochas do Supergrupo Rio das Velhas no Sinclinório de Pitangui-Pequi, Minas Gerais. *Revista de Escola de Minas*, 45(1-2):115-117.

Romano A.W. & Noce C.M. 1995. Feições Estruturais do Lineamento Pitangui-Congonhas, Parte Meridional do Cráton do São Francisco-MG. *In*: SBG, Simp. Nac. Est. Tect., 5°, Gramado, Bol. Res.Exp., p. 76-77

Romano A.W. & Paiva C.T. 1997. Evolução de Eventos Tectônicos, Magmáticos e de Alteração Hidrotermal ao Longo de uma Zona de Colisão, Exemplo do Lineamentto Pitangui, Porção Meridional do Cráton São Francisco-MG. *In*: SBG, Simp. Nac. Est. Tect., 6°, Pirenópolis, Anais, p. 21-22

Romano A.W. & Renger F.E. 1996. An Archean High-Alumina Hydrothermal System in the Southern São Francisco Craton, Southeastern Brazil. *In*: International Geological Congress, 30th, Beijig, China, 1996. Abstracts, Vol. 2/3. 535p.

Romano A.W. 1990a. Litoestratigrafia e caracterização geoquímica de rochas dos Supergrupos Rio das Velhas e Minas na região do Quadrilátero Ferrífero ocidental, baseadas no estudo de diagramas de discriminação químico-mineralógicos e distribuição de elementos-traço. *In:* SBG, Cong. Bras. Geol., 36°, Natal, Bol. Res., p. 210

Romano A.W. 1990b. Alteração metassomática pré-metamórfica na origem das rochas peraluminosas do Supergrupo Rio das Velhas nos distritos de Pitangui e Mateus Leme, região noroeste do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *In:* SBG, Cong. Bras. Geol., 36°, Natal, Bol. Res., p. 211

Romano A.W. 1992. Proposição de um Modelo Evolutivo arqueano para a Região Ocidental do Quadrilátero Ferrífero - Minas Gerais. *Revsta da Escola de Minas*, 45(1-2):44-46.

Romano A.W. 1993. O Supergrupo Rio das Velhas da Faixa Mateus Leme-Pitangui - Parte Meidional do Cráton São Francisco, MG - E seu Sistema de Ateração Hidrotermal. *Geonomos*, 1(1):16-32

Romano A.W. 1998. Mapa Geológico da Folha SE-23-Z-C-IV Pará de Minas em Escala 1:100.000. *In*: SBG, Cong. Bras. Geol., 40°, Belo Horizonte, Anais, p. 63

Romano A.W., Bilal E., Correia-Neves J.M., Giret A., Moutte J. 1995. O Complexo Granitóide de Florestal - Parte Meridional do Cráton de São Francisco - Primeiros Dados Petrográficos e Geoquímicos. *In*: SBG, Simp. Geol. Minas Gerais, 8°, Diamantina, Anais, Bol.13: 86-88.

Rose A.W. & Burt D.M. 1979. Hydrothermal Aalteration. *In*: H.L. Barnes (ed.) *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. Jonh Willey & Sons, New York, pp.: 173-215

Schmidt R.G. 1985. *High-alumina hydrotermal systens in volcanick rocks and their significance to mineral prospecting in the Carolina Slate Belt*. Washington, U.S.Geol. Survey, Bull. 1562, 59 p.

Schorscher H.D. 1978. Komatiítos na estrutura “Greenstone Belt” Série Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. *In*: SBG, Cong. Bras. Geol., 30°, Recife, Res. Com., 1, p. 292-293

Schorscher H.D. 1979. Evolução Geotectônica e Petrogenética do Embasamento Arqueano do Quadrilátero Ferrífero. *Anais da Acadêmia Brasileira de Ciências*, 51(4): 767-768.

Schrank A. & Silva M.G. 1993. Greenstone Belts do Cráton do São Francisco, Brasil. *In*: J.M.L. Dominguez & A. Misi (eds.) *O Cráton do São Francisco*. Trab. Apres. Reun. Prep., SBG, Simp. Cráton São Franc., 2°, Salvador (1992), p. 85-18

Schrank A. 1998. Reconstrução Paleogeográfica da Região do Quadrilátero Ferrífero do Arqueano ao Neoproterozóico. *In*: SBG, Cong. Bras. Geol., 40°, Belo Horizonte, Anais, p. 44

Scott K.M. & Yang K. 1997. Spectral reflectance studies of white micas; CSIRO Exploration and Mining Report 439R, Sydney, Australia, 43 p.

Senna J.A. 2003. *Caracterização de Argilas de Utilização na Indústria Cerâmica por Espectroscopia de Reflectância*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Unicamp, Campinas, 221 p.

Senna J.A. & Souza Fo. C.R. 2004. Characterization of Clays used in the Ceramic Manufacturing Industry by Reflectance Spectroscopy. Ball-Clay Deposit in São Simão, SP. *In*: ICAM-International Council for Applied Mineralogy, 8°, Applied Mineralogy (Developments in Science and Technology), Águas de Lindóia. Proceeding, v.1, p. 309-312

Sharma R.P. 1979. Origin of the pyrophyllite-diaspore deposits of the Bundelkhand Complex, Central India. *Mineralium Deposita*, 14(3):343-352

Silva A.M., Souza Filho C.R., Toledo C.L.B., Dantas E.C. 2003. Amalgamation of different crustal blocks in the Southernmost part of the São Francisco Craton, constrained by airbone geophysical data, Brazil. *In*: SBGf, International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 8°, Rio de Janeiro

Souza Filho C.R. & Crosta A.P. 1998. Spectro-mineral and lithologic mapping using field spectroscopy and its usefulness a an exploration tool, undergoing research in the "Laboratório de Espectroscopia de Reflectância" (LER) at the University of Campinas. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 40, Belo Horizonte, Anais, p. 270

Spence, W. H. 1975. A model for the origin of the pyrophyllite deposits in the Carolina slate belt (abstr.). *Geol. Soc. Am. Abstr.Prog.,* 7, 536. *Abstracts with Programs - Geological Society of America* (1975), 7(4):536-537

Sykes M.L. & Moody J.B. 1978. Pyrophyllite and metamorphism in the Carolina slate belt. American Mineralogist, 63(1-2):96-108

Teixeira N.A. & Kuyumjian R.M. 1991. The Mateus Leme-Pitangui hidrothermal zone: Do they represent a fossil hot spring system in the Rio das Velhas greenstone belt, Central Brazil? *In*: E.A. Ladeira (ed.) *Brazil Gold's*. Rotterdam, Balkema, pp.: 171-177

Teixeira W., Ávila C.A., Cordani U.G., Martins V.T.S., Valença J. 2005. Dados Isotópicos (U/Pb,Pb/Pb, Sm/Nd, Rb/Sr) do Plutonismo Paleoproterozóico do Cinturão Mineiro, Porção Meridional do Cráton São Francisco: Implicações Tectônica *In*: SBG, Simp. sobre o Cráton do São Francisco, 3° , Salvador, p. 174-177

Teixeira W., Sabaté P., Barbosa J., Noce C.M., Carneiro M.A. 2000. Archean and Paleoproterozoic Tectonic Evolution of the São Franscisco Craton, Brazil. *In*: U.G. Cordani, E.J.Milani, A. Thomaz Filho, D.A.Campos (eds.). *Tectonic Evolution of South America*, 31st Iternational Geological Congress, Rio de Janeiro, p.101-137

Thompson A.J.B., Thompson J.F.H., Dunne K.P.E. 1996. *Atlas of alteration; a field and petrographic guide to hydrothermal alteration minerals*. Special Publication, Geol. Assoc. Canada. Mineral Deposits Division, 6 119 pp.

Ufogenesis 2005. Arte Oriental (Chinesa e Japonesa). Disponível em:
http://www.ufogenesis.com.br/arqueologia/noticias/noticias.asp?arqueologia=1331. Acessado em: 30/01/2007.

van Ruitenbeek F.J.A., Cudahy T.J., Hale M., van der Meer F. 2005. Tracing fluid pathways in fossil hydrothermal systems with near infrared spectroscopy. *Geology*, 33:597-600

Velde B. 1992. Introduction to Clay Minerals, chemistry, origins, uses and environmental significance. Chapman & Hall, London, 198 pp.

Wiebeck H. 2003. O uso de agalmatolito em composto de PVC para utilização em coberturas de fios e cabos. *In*: AB-CERAM, Cong. Bras. Cer., 47°, João Pessoa, CD-ROM

Wikisource 2007. Agalmatolite. Disponivel em:
http://en.wikisource.org/wiki/1911_Encyclopaedia_Britannica/Agalmatolite. Acessado em: 30/01/2007.

CARACTERIZAÇÃO ESPECTRO-MINERALÓGICA, GÊNESE E MODELAGEM, DOS TALCOS DO GRUPO ITAIACOCA, NA JAZIDA "ANTA MOURA", PONTA GROSSA, PR

Resumo. O talco detém reconhecida importância mundial na indústria de cerâmica. Esta matéria-prima possui numerosas aplicações neste setor, seja como insumo de cerâmica convencional ou mesmo avançada. Aumento de fusibilidade, resistência mecânica e expansão térmica estão entre as características proporcionadas pelo talco a processos de industrialização. A região de Ponta Grossa e Castro no Estado do Paraná é a maior produtora nacional de talco, no entanto o Brasil possui baixo percentual de exportação deste produto, seja bruto, beneficiado e/ou manufaturado, no cenário mundial. Os principais depósitos de talco encontram-se na "Faixa Talcífera Paranaense" (FTP), representada quase que exclusivamente pelo Grupo Itaiacoca, uma bacia proterozóica confinada e alinhada (NE-SW) entre dois granitóides (Cunhaporanga-NW e Três Córregos-SE) neoproterozoicos. A jazida "Anta Moura" situa-se próxima aos limites norte do município de Ponta Grossa e sul de Castro, numa posição periférica (SE) da FTP, alinhada segundo a "Zona de Cisalhamento Itapirapuã", onde se hospedam vários depósitos cogenéticos. O material talcífero possui gênese complexa, que sinteticamente envolveu os seguintes condicionantes e processos: composição e reologia do protólito (carbonático), metamorfismos regional, termal e dinâmico, hidrotermalismo, controle morfo-estrutural provocado por diques básicos. A compartimentação em "frentes de lavra" foi o método aqui adotado para facilitar a investigação no depósito, visando o controle rigoroso durante a coleta sistemática das amostras. Esta amostragem também incorporou a aquisição dos materiais de *blend* e de consumo industrial produzidos pela mineração. A utilização combinada da Espectroscopia de Reflectância (ER) e Difratometria de Raio X (DRX) para caracterização mineralógica do depósito foi calcada em algoritmos de última geração, que favoreceram a separação dos materiais em grupos e classes. A maioria dos materiais verificados possui talco como mineral majoritário, a exceção dos carbonatos (protólito), "*cherts*" (concentrações silicosas) e diabásios alterados, que ocorrem juntamente com o material talcífero. Os resultados desta pesquisa indicam que a ER pode ser utilizada para determinar a abundância de talco nas MP, assim como registrar os possíveis contaminantes que superem percentuais da ordem de 10 % em análise modal. Desta forma, é possível elaborar uma rotina adequada de extração da matéria prima, adaptada às necessidades implícitas a cada processo de uso industrial. O sucesso obtido com esta investigação na separação espectro-mineralógica de matérias-primas industriais favoreceu ainda uma experiência exitosa no mapeamento interativo do depósito com o auxílio de dados multiespectrais ASTER processados por técnicas hiperespectrais adaptadas (SAM). Neste caso, os *endmembers* escolhidos como representativos do depósito foram detectados e discriminados pelo processamento dos dados, o que abre uma perspectiva interessante para o mapeamento remoto desse tipo de matéria prima, bem como o acompanhamento de lavras de grande porte.

1. INTRODUÇÃO

O Talco é um filossilicato de magnésio hidratado ($Mg_3(Si_4O_{10})(OH)_2$), com arranjo espacial do tipo T-O-T. Uma folha octaédrica (brucita) - O, entre duas folhas tetraédricas (siloxana) - T. A "O" é constituída por magnésio e hidroxila e as "T" contém silício e oxigênio. Esse mineral pertence ao sistema triclínico ou monoclínico, possui clivagem basal perfeita na direção (001) paralela às folhas (T-O-T), é lamelar e apresenta a menor dureza (D=1) dentre os minerais. As unidades estruturais T-O-T são unidas entre si por ligações fracas do tipo "van der Waals", devido a ausência de cargas. Nestas porções também não há cátions intercamadas, conferindo a baixa dureza ao mineral. Os planos "T" formam anéis hexagonais empilhados sucessivamente (e.g., micas e caulinitas), mas predominantemente estão deslocados entre si, gerando lacunas intercamadas. Rotações suaves dos "T" conferem a simetria dos anéis, características que tendem mais ao di-trigonal do que hexagonal. O talco raramente ocorre como tabletes (001) pseudohexagonais, mas comumente forma massas foliadas e fibrosas, e agregados massivos, compactos, de fina granulometria. Pode compreender polimorfos triclínicos de uma camada (1Tc), além de monoclínico (2M) e ortorrômbico de (O) duas camadas. Do ponto de vista estrutural, o Talco é similar à Pirofillita - a principal diferença é que nos sítios octaédricos, o Talco contém Mg e a Pirofillita Al e, portanto, são trioctaédrico e dioctaédrico, respectivamente. (Pontes & Almeida 2005, Gaines *et al.* 1997, Deer *et al.* 1992).

O principal metalotecto talcífero do Brasil corresponde a "Faixa Talcífera Paranaense" (FTP), representada por rochas carbonáticas, metamorfizadas, fraturadas, hidrotermalizadas e intrudidas do Grupo Itaiacoca – foco desse estudo.

Aplicações e Propriedades Tecnológicas

O talco é uma matéria-prima de amplo espectro de aplicações industriais (e.g. cosméticos, fármacos, alimentos, tintas, papéis, plásticos, borrachas, têxteis, inseticidas, fertilizantes). Essa diversidade de tipos de uso é devida as suas características, tais como composição química (inércia química), estrutura cristalina, capacidade de retenção de fragrância, brilho intenso, pureza, brancura, suavidade, leveza, alto poder de lubrificação e deslizamento, alta capacidade de absorção de óleo e graxa, alta resistência dielétrica, alta condutividade térmica, baixa condutividade elétrica, entre outras (Johnson & Virta 1999, Harben & Bates 1990). O talco também detém reconhecida importância mundial na indústria de cerâmica, majoritariamente como fundente e, em segundo plano, como refratário. Possui inúmeras aplicações neste setor, seja como insumo de cerâmica convencional ou mesmo avançada.

Estas aplicações são dependentes de alguns fatores da matéria prima como: granulometria, composição química e alvura (Pontes & Almeida 2005). Industrialmente o talco pode ser classificado em decorrência da mineralogia, morfologia e fonte geográfica (Ciullo 1996).

Apesar da ampla utilização em cerâmica, algumas características conferidas ao processo de industrialização, são peculiares, como: acréscimo de fusibilidade, aumento de resistência mecânica e controle da expansão térmica. Em revestimentos (azulejos, ladrilhos, pastilhas), louças (sanitária e de mesa) e porcelanas, o talco age como fundente de massas e esmaltes. Nestes casos, mantém a plasticidade e a consistência, diminuindo o período de maturação devido a atuação do agente de fluxo (MgO) (Pontes & Almeida 2005, Jensen & Bateman 1981, Berg 1986, Oliveira 1988). Em cerâmica isolante, o MgO ajuda a controlar a expansão aumentando a resistência ao choque térmico, e evitando fraturas e trincas no produto. Também são utilizados em cerâmicas refratárias de elevada resistência ao choque térmico e ao ataque de álcalis; na composição de vidrados; na confecção de velas e juntas automotivas. Propriedades intelectuais de misturas específicas de matérias-primas cerâmicas com talco existem pelo menos desde o inicio do século XX (Malynovzsk 1935).

Aspectos Econômicos do Talco

A China é o principal produtor mundial de Talco, incluindo neste percentual pequenas quantidades de pirofillita, visto a freqüência do setor minero-econômico em atrelá-los. O Brasil ocupa a 5ª posição com 5.18 % (talco + pirofillita) da produção mundial, atrás da China (39,95%), Rep. Coréia (12.78 %), EUA (11.72 %) e Índia (8.52 %) e à frente do Japão (5.06 %). Quanto aos dados de reserva, o Brasil ocupa a 3ª posição, atrás de China e EUA (importantes depósitos em Montana-NW) e a frente de Japão (Amaral 2007). Na última versão do Sumário Mineral (Martini 2006) o Brasil ocupava a 6º e 3º posições em produção e reserva respectivamente.

A Luzenac é o líder mundial no fornecimento de talco, com uma quota de mercado global de ~25%. Sua produção de talco é da ordem de 1.4 Mt/ano e derivada de cerca de 30 operações ao redor do mundo (ICIS 2008). A Luzenac (Luzenac 2008) do Grupo Rio Tinto e a Mondominerals (Mondominerals 2008) dominam o mercado de talco no mundo.

Exportação: a exportação brasileira de talco atingiu 11.22 kt em 2006 (61 % e 71 % maior que 2005 e 2004, respectivamente). A receita (FOB) atingiu US$ 3.424 (2006), ligeiramente maior que nos anos anteriores. A Argentina é o principal importador do talco brasileiro (38 %), seguida por Colômbia (17%), Itália (13%), China (10%) e EUA (10%). O aumento da exportação brasileira ocorreu paralelo à redução da produção interna, evidencia de um maior direcionamento da produção para o mercado externo. Apesar do Brasil apresentar taxas crescentes de exportação, os volumes ainda são modestos, seja do produto bruto, beneficiado e/ou manufaturado. (Amaral 2007).

Importação: a quantidade total das importações de talco em 2006 foi de 5.370 t (FOB: US$ 2.200), valor maior do que o observado em 2005 (4.625 t) e 2003 (5.005 t), e abaixo de 2004 (6.908 t). Sendo assim, as importações apresentaram um incremento de 16,11%, revertendo a tendência anterior (2005), quando houve uma retração de 33% em relação à quantidade importada em 2004. A importação brasileira é originária, majoritariamente, dos EUA, país que fornece 94% das importações

brasileiras. Noruega, Áustria, Finlândia e Alemanha respondem juntas por 5% do restante das importações (Amaral 2007). A produção do talco americano é originária principalmente dos Estados de Vermont, Carolina do Norte e Montana. O material da Carolina do Norte, que possui ocorrência ligada à pirofillita, é quase integralmente destinado a produção de borracha (Jensen & Bateman 1981) e o de Vermont decorre de alteração de peridoditos (Johnson & Virta 1999). Os depósitos de Montana possuem ocorrência similar aos depósitos do Paraná, pois são oriundos de dolomitos silicosos (Johnson & Virta 1999, Brady *et al.* 1998, Anderson *et al.* 1990, Rice 1977). Este último, junto com outros depósitos similares importantes dos EUA, são responsáveis pelo total da produção de "talco doméstico", sendo que deste o setor cerâmico consome a maior proporção (> 30%) (Johnson & Virta 1999).

Produção Nacional: O Estado do Paraná ocupa a 1ª colocação na produção brasileira (46%), sustentando a produção nacional, visto a crescente produção desde 2003, diferentemente de outros estados. A região de Ponta Grossa e Castro (PR) é responsável pela produção do Estado e, conseqüentemente, é a maior produtora nacional. A relação das importações pela produção interna equivale a 1,4 % (Amaral 2007), ou seja, há uma tendência em atender ao mercado externo, o que pode acarretar novos investimentos em abertura e/ou expansão.

O Paraná já produziu nas décadas de 1970 e 1980 volumes de talco superiores a 300 kt/ano, inclusive com produção de MP branca requerida para aplicações cosméticas e farmacêuticas (Ciminelli 2002). Deste montante, 65% eram encaminhados à indústria cerâmica (Loyola & Godim 2000, Berg & Loyola 1987). Ainda segundos esses autores, no inicio do século XXI, esta produção encontrava-se em torno de 60 kt/ano e com produtos de baixo valor agregado. No entanto, outras fontes governamentais, estratégicas neste setor sustentam que produção de talco brasileira em 2004 ficou na faixa dos 400 kt/ano (Souza & Oliveira 2005). Neste sentido, a produção paranaense (46%, Amaral 2007) contemplaria volumes próximos de 190 kt/ano. Outro dado relevante, e desconexo aos anteriores, é a da produção brasileira avaliada em torno de 600 kt/ano, sendo o Paraná detentor de 72% (432 kt/ano) desta capacidade (Harben & Bates 1990).

Proposição Científica

A produção nacional de talco tem se caracterizado por um baixo valor agregado (relativo), devido ao investimento insuficiente em pesquisa e desenvolvimento de tecnologias que propiciem a produção com melhor especificação, possibilitando uma maior agregação de valor. Esse fato também contribuiria para a redução da importação, já que parte predominante do talco com maior valor agregado (e.g., fins farmacêuticos) é importado. Além disso, a incorporação de valor ao talco produzido no mercado nacional possibilitaria o atendimento de outros mercados, hoje atendidos pela importação do minério. Isso poderia contribuir, via diversificação do mercado consumidor, para a menor flutuação tanto da demanda como do preço do produto. A introdução de técnicas mais avançadas, no que se refere à

melhoria do controle de qualidade do talco, também seria um fator estimulador da exportação do produto beneficiado para outros mercados (Amaral 2007).

Técnicas analíticas diversas têm sido utilizadas com sucesso para a investigação de materiais talcíferos. Entretanto, estas técnicas envolvem a preparação dos materiais para análise e há limitada ou nenhuma possibilidade de medição *in situ*. A espectroscopia de reflectância (ER), uma das ferramentas fundamentais do sensoriamento remoto, é sensível à detecção de filossilicatos, carbonatos e óxidos-hidróxidos de alumínio e ferro, na faixa do visível e infravermelho de ondas curtas (0.4-2.5 μm). Além da grande utilidade em caracterização mineral, destaca-se por ser uma técnica não-destrutiva, rápida, de simples operação (Clark 1999) e por permitir análises diretamente no campo (Gladwell *et al.* 1993, Curtiss & Goetz 1994).

Considerando as complexidades envolvidas na caracterização das MPC talcíferas por métodos tradicionais, tais como a microscopia (para rochas frescas e compactas) e a DRX (para os materiais inconsolidados), os objetivos desta pesquisa, são os seguintes: (i) avaliar o potencial da ER como um método apropriado para caracterizar as diversas faciologias do minério, quanto as suas características mineralógicas; (ii) propor a separação dos diversos materiais do depósito, em grupos e classes distintas, também do ponto de vista mineral; (iii) identificar espécimes minerais considerados contaminantes à aplicação da MPC, (iv) averiguar a possibilidade de mapeamento de fases minerais direta ou indiretamente associadas ao talco, por meio de classificação supervisionada de dados do sensor ASTER; (v) propor um modelo sintético para a gênese do depósito, e (v) estabelecer parâmetros espectrais que possam auxiliar a classificação do minério para o uso industrial.

A designação escolhida para o metalotécto (Faixa Talcífera Paranaense - FTP), aqui será sempre utilizada para denominar a porção do "Distrito de Talco do Paraná" (Loyola 2003), correspondente a região portadora dos depósitos de talco do Grupo Itaiacoca (GI).

Localização da FTP

Localizada na região nordeste do Estado do Paraná (Fig.1), a FTP é uma feição geológica alongada (SW-NE), que ocorre desde o limite sudeste, próximo a cidade de Ponta Grossa (PR), até o limite nordeste com a Bacia do Paraná, próxima a cidade de Itararé (SP) (Fig.1). Sua extremidade sudeste, região deste estudo, está a cerca de 100 km a noroeste de Curitiba (Fig.1). Os principais municípios que contém a FTP em seus territórios, de sudoestes para nordeste, são: Ponta Grossa, Castro, Doutor Uysses, Jaguaraiaíva e Bom Sucesso de Itararé, este último no Estado de São Paulo (Fig.1).

2. CENÁRIO GEOLÓGICO REGIONAL DA FTP

A FTP corresponde à unidade carbonática do Grupo Itaiacoca, que serviu de hospedeira e protólito das mineralizações de talco. De acordo com o contexto geotectônico, a FTP (Fig.1) pertence a um arcabouço escudo-bacinal, sendo o escudo representado pelo Cinturão Ribeira nos domínios do Arco de Ponta Grossa. A FTP ocorre estirada (SW-NE) numa região de abrangência dos orógenos Brasilianos (Fig.1). Observa-se (MDT, Fig.1) que a FTP está posicionada numa meia vertente suave, com declividade para sudeste. Neste contexto, os terrenos a sudeste estão em cota inferior à FTP, e a noroeste em cota superior. Representada exclusivamente pelo Grupo Itaiacoca, a FTP é uma bacia neoproterozóica (deformada, confinada e alinhada (NE-SW), entre dois granitóides (Cunhaporanga-NW e Três Córregos-SE) brasilianos. O Complexo Cunhaporanga ocorre em posição elevada e o Três Córregos em posição depreciada topograficamente (Fig.1). No limite aproximado da FTP com o Complexo Três Córregos, instalou-se a Zona de Cisalhamento Itapirapuã (ZCI) (Fig.2). Os terrenos a noroeste da ZCI são relacionados ao Compartimento Campina dos Veados, enquanto que a sudeste repousa o Compartimento Ribeirão Branco (Siga Jr. *et al*. 2003). Ambos terrenos foram intrudidos por um enxame de diques (NW-SE), relacionado ao evento magmático do Arco de Ponta Grossa, conforme observa-se na textura do relevo (Fig.1). Estes diques seccionaram quase toda a extensão da FTP, em direção ortogonal ao alinhamento da faixa, principalmente próximo ao eixo do arco, onde ocorre a maior freqüência das intrusões (Fig.1,2).

A compartimentação litoestratigráfica regional correspondente aos terrenos supracitados (Fig.2) será detalhada a seguir:

***Complexo Apiaí Mirim* (Paleoproterozóico)**

Os representantes mais antigos, que ocorrem em corpos dispersos nos compartimentos da área (Fig.2), são compostos por quatro unidades principais: sedimentar (gnaisse, mármore, quartzito, mica xisto, xisto gnaissóide e calcissilicática), metaultramáfica (anfibolito, anfibólio xisto e metaultramáfica), augen gnaisse (hornblenda e/ou biotita ortognaisse) e migmatítica (migmatito, quartzo-monzodiorítico, quartzo-monzonítico e granodiorítico (Perrota *et al.* 2004).

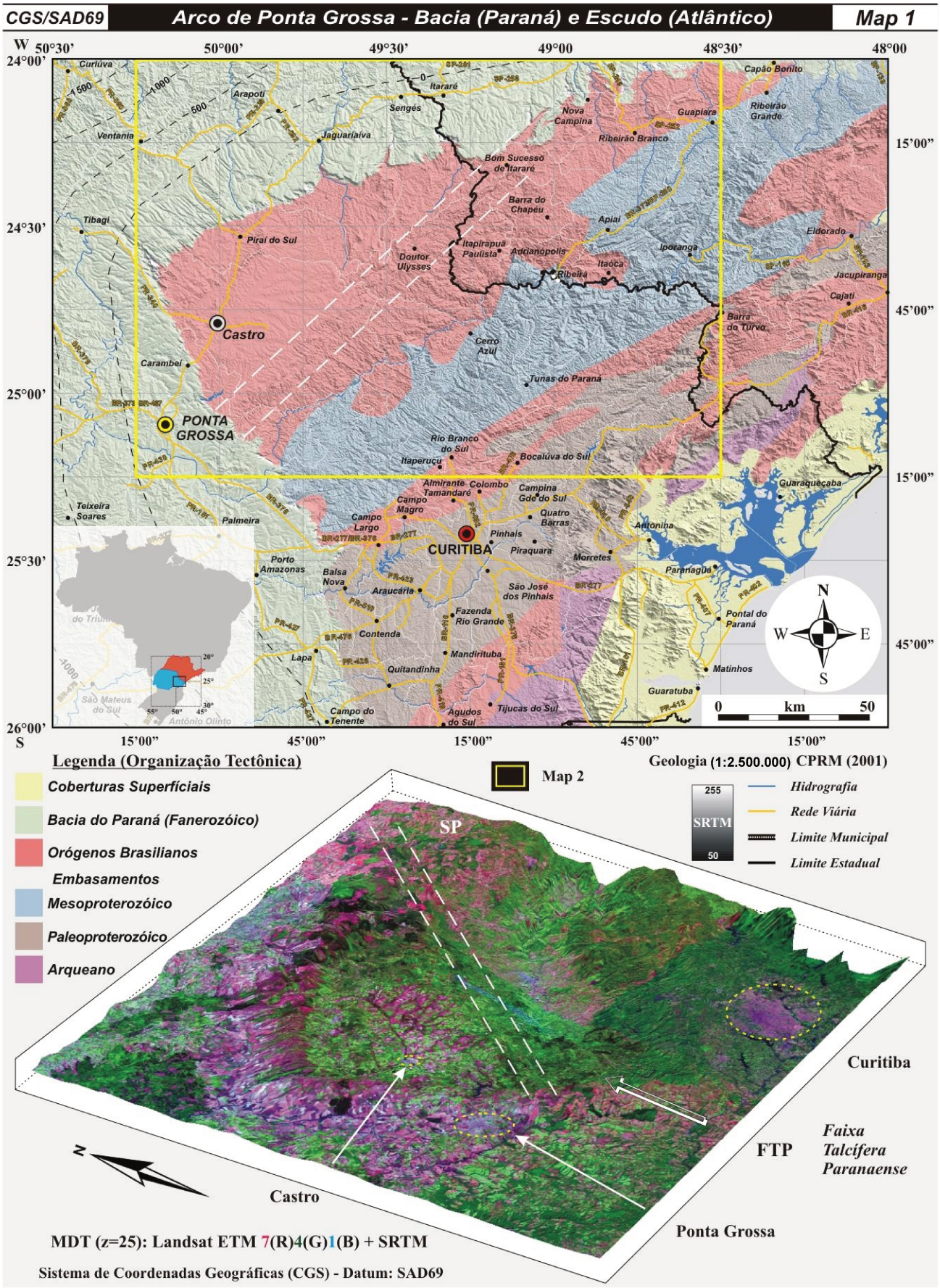
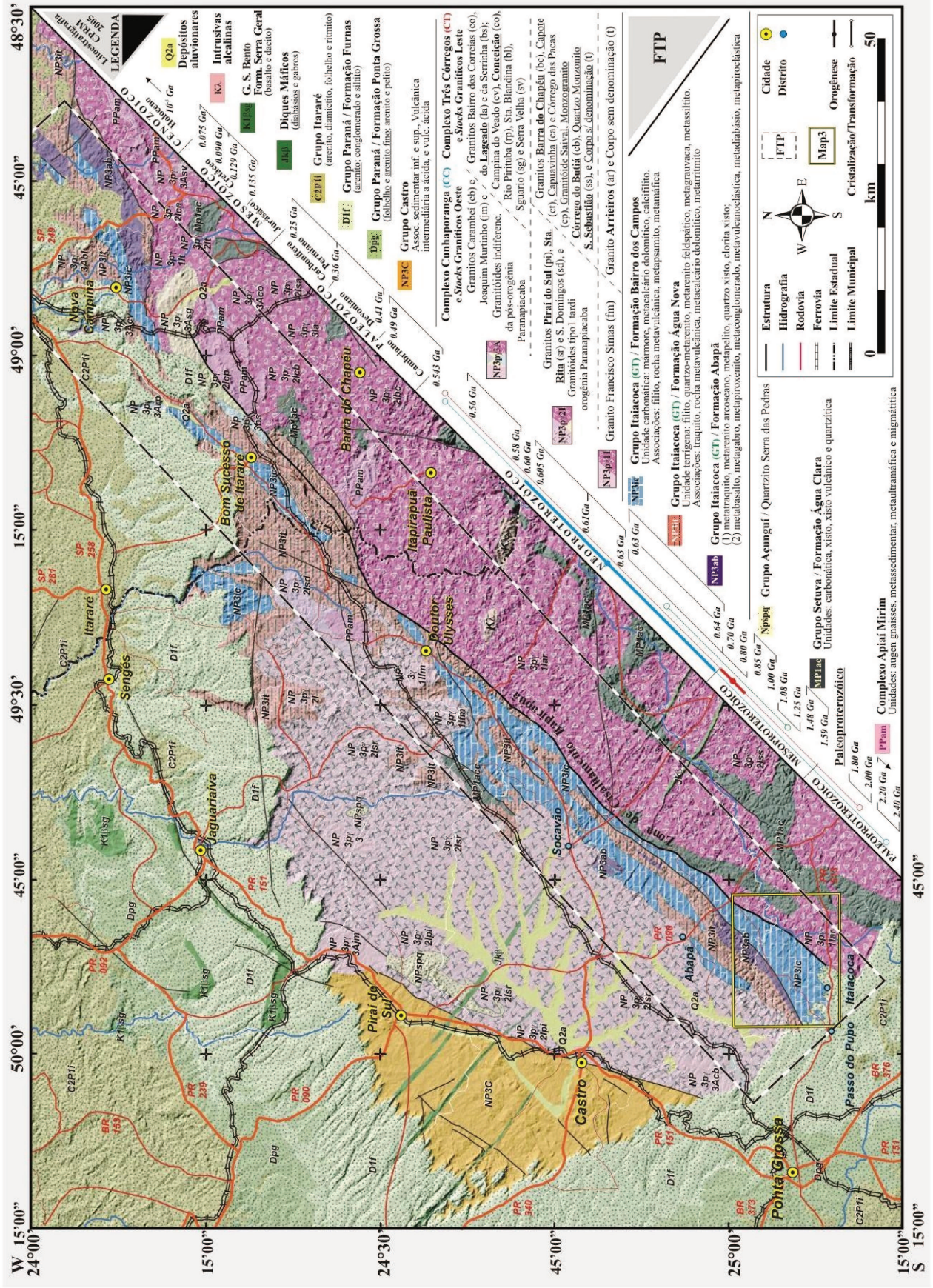


***Figura 1**: Mapa Geotectônico da região do Arco de Ponta Grossa no contexto da FTP.*


LEGENDA
Q2a Depósitos aluvionares
Kγ Intrusivas alcalinas
K1bg G. S. Bento Form. Serra Geral (basalto e diacito)
JKD Diques Máficos (diabásios e gabros)
C2P1i Grupo Itararé (arenito, diamictito, folhelho e ritmito)
D1f Grupo Paraná / Formação Furnas (arenito; conglomerado e siltito)
Dpg Grupo Paraná / Formação Ponta Grossa (folhelho e arenito fino; arenito e pelito)
NP3C Grupo Castro
Complexo Cunhaporanga (CC) e Stocks Graníticos Oeste
Complexo Três Córregos (CT) e Stocks Graníticos Leste
NP3pγ3 Granitóides indiferenc. da pós-orogênia Paranapiacaba
NP3pγ2 Granitos Pirai do Sul (pi), Sta. Rita (sr) e S. Domingos (sd), e Granitóides tipo I tardi orogênia Paranapiacaba
NP3pγ1 Granito Francisco Simas (fm)
Granitos Barra do Chapéu (bc), Capote (ct), Capuavinha (ca) e Córrego das Pacas (cp), Granitóide Saival, Monzogranito Córrego do Butiá (cb), Quartzo Monzonito S. Sebastião (ss), e Corpo s/ denominação (t)
Granito Arreieros (ar) e Corpo sem denominação (t)
NP3ic Grupo Itaiacoca (GT) / Formação Bairro dos Campos
Unidade carbonática: mármore, metacalcário dolomítico, calcifílito.
Associações: filito, rocha metavulcânica, metapsamito, metamafica
NP3it Grupo Itaiacoca (GT) / Formação Água Nova
Unidade terrígena: filito, quartzo-metarenito, metaremito feldspático, metagrauvaca, metassilito.
Associações: traquito, rocha metavulcânica, metacalcário dolomítico, metarritmito
NP3ab Grupo Itaiacoca (GT) / Formação Abapã
(1) metatraquito, metarenito arcoseano, metapelito, quartzo xisto, clorita xisto;
(2) metabasalto, metagabro, metaplroxenito, metaconglomerado, metavulcanoclástica, metadiabásio, metapiroclástica
NPspq Grupo Acungui / Quartzito Serra das Pedras
NP1ac Grupo Setuva / Formação Água Clara
Unidades: carbonática, xisto, xisto vulcânico e quartzítica
PPam Complexo Apiaí Mirim
Unidades: augen gnaisses, metassedimentar, metaultramáfica e migmatítica
Paleoproterozóico
FTP
Estrutura
Hidrografia
Rodovia
Ferrovia
Limite Estadual
Limite Municipal
Cidade
Distrito
Orogênese
Cristalização/Transformação
Map3
km
Nova Campina
Itararé
Senges
Jaguariaíva
Bom Sucesso de Itararé
Barra do Chapéu
Itapirapua Paulista
Doutor Ulysses
Pirai do Sul
Castro
Socavão
Abapã
Itaiacoca
Ponta Grossa
Passo do Pupo
Serra do Ribeira
Serra do Itapirapua
Serra do Ponta Grossa
Serra do Castro
Serra do Itaiacoca

***Grupo Setuva - Formação Água Clara* (Mesoproterozóico)**

Estas rochas metamórficas estão dispostas irregularmente a leste da FTP (Fig.2), encaixadas no complexo granítico. A unidade carbonática é representada por calcissilicáticas foliadas, lentes de mármore (calcítico e dolomítico) puro e impuro intercalados, ou seja, são rochas metamórficas com teor variável de carbonatos, mas onde predominam os membros impuros (Mineropar 2001). A unidade pelítica é composta por quartzo mica-xisto com intercalações de grafita xisto (Perrota *et al.* 2004, Weber *et al.* 2004). Os litotipos desta formação são representados por mármores calcíticos e dolomíticos, cálcio-filitos, cálcio-xistos, filitos e quartzitos. O ambiente de deposição dos sedimentos originais é considerado marinho de águas profundas (Mineropar 2001).

***Grupo Açunguí* (Mesoproterozóico)**

Na área, esta unidade geológica é representada somente pelo quartzito Serra das Pedras, que ocorre a oeste da FTP, próximo a Piraí do Sul (Fig.2). É composto por quartzito com muscovita e biotita subordinada (Perrota *et al.* 2004).

***Grupo Itaiacoca* (Neoproterozóico)**

São rochas metavulcânicas e metassedimentares (clásticas e químicas) que são diretamente correlacionáveis à FTP, no centro da área (Fig.2). Possuem diversificada gama de litotipos (e.g., filitos, metassiltitos, metarritimitos, quartzitos, metarcósios, metavulcânicas, mármores dolomíticos, metabasitos).

As rochas sedimentares foram originalmente geradas em ambiente de sedimentação marinho raso, com destaque para os equivalentes metamorfisados mármores, quartzitos e filitos (Mineropar 2001). Esse Grupo é composto pelas Formações Abapã (FAP), Água Nova (FAN) e Bairro dos Campos (FBC).

FAP *(unidade vulcânica)*: constituída principalmente pelos litotipos: metarcóseos, metarenitos, metapelitos, metaconglomerados. Ocorrem de forma intercalada metatraquitos, metabasaltos, metadiabásios, metagabros, metadacitos, meta-andesitos e metapiroxênitos, associados a clorita xisto, quartzo-tremolita xisto e quartzo-clorita xisto (Perrota *et al.* 2004). Na porção norte da FTP predominam metarcósios e meta-wakes (Loyola 2003).

FAN *(unidade terrígena)*: composta por metarcóseo, metarenito feldspático, metarenito e metapelito intercalados com filito, metadolomito, metamarga e metassiltito e metavulcânica (Perrota *et al.* 2004).

FBC *(unidade carbonática)*: incluí metadolomitos e mármores intercalados a calcifilitos e filitos carbonáticos; clorita-sericita xistos, clorita-talco filitos e metadoleritos (Perrota *et al.* 2004).

***Complexos Graníticos Cunhaporanga - W &Três Córregos - E* (Neoproterozóico)**

Estes stocks graníticos (polidiapirismo) intrudidos a oeste e a leste da FTP (Fig.2) estão associados a um longo período orogênico que confinaram e deformaram a bacia correspondente ao Grupo Itaiacoca (Loyola 2003). Esta longa orogênese foi dividida em três eventos principais: (i) Cunhaporanga (800-700 Ma), arco magmático oriundo da colisão e subducção do Bloco Curitiba (BC) sob o Paraná (BP); (ii) Três Córregos (700-600 Ma), novo arco magmático oriundo de nova subdudção, após rompimento do BP, e (iii) Final (600-500 Ma), fechamento das bacias Itaiacoca e Açungui e desenvolvimento das transcorrências (Lancinha e Itapirapuã) que deslocaram os blocos crustais (Reis Neto 1994). Os batólitos Cunhaporanga (CC) e Três Córregos (CT) contem litotipos graníticos distintos (unidades graníticas), sendo que o CC é mais potássico e o CT é mais sódico (Prazeres Filho *et al.* 2003).

CT: é composto por rochas gnáissicas (exemplares da fase pré a sin-tectônica, ~ 658 Ma) e graníticas (fase tardi e pós-tectônica, ~ 509 Ma), geradas a partir de uma fonte de mesma composição (Reis Neto 1994). Possui contato discordante e erosivo com as rochas sedimentares da Bacia do Paraná, e falhado com as rochas dos Grupos Setuva (Form. Água Clara) e Itaiacoca (Mineropar 2001).

CC: composto genericamente por rochas graníticas de cor rósea a cinza claro, textura porfirítica e eqüigranular, e litotipos como: quartzo-monzonito e granodiorito, podendo ocorrer dioritos (Mineropar 2001). A natureza calcialcalina dos gnáisses (pré a sin-tectônicos: 746 Ma), granitos (tardi e póstectônicos: 617 Ma) e riolitos (tardi e pós-tectônicos: 626 Ma), formados em ambiente de arco vulcânico, possuem geração em fontes compatíveis (Reis Neto 1994).

***Grupo Castro* (Cambriano)**

Compreende uma bacia extensional (tardi a pós-brasiliana, eocambriano a ordoviciano inferior), a oeste da FTP (Fig.2), composta basicamente por 4 unidades: (i) sedimentar superior (conglomerado polimítico), (ii) vulcânica ácida (tufo e ignibrito, subordinadamente riolito, quartzo-latito e brecha piroclástica), (iii) vulcânica intermediária a ácida (andesito intercalado com riolito, tufos lapílico e cinerítico, ingnibrito e conglomerado com seixos de andesito e tufo), e (iv) sedimentar inferior (arenito arcoseano gradando para siltito e lamito com contribuição vulcânica) (Perrota *et al.* 2004, Seoane 1999).

***Grupo Paraná* (Devoniano)**

Demarca o limite da Bacia do Paraná com o Escudo Pré-cambriano em construções escarpadas de grande desnível (Fig.2). Ocorre bordejando todo o limite convexo da bacia sobreposta ao Arco de Ponta Grossa. Inclui as Formações: **Furnas** (arcóseos grossos e imaturos, arenito conglomerático, conglomerado oligomítico, arenitos finos interdigitados com argilitos, siltitos e folhelhos; ambiente deposicional: fluvial a transicional com depósitos de deltas e rios entrelaçados, e litorâneos) na base e

Ponta Grossa (folhelhos com lentes de arenito fino, folhelho preto e carbonoso, arenito síltico e pelítico; ambiente: continental a marinho, com leque deltaico, e plataformal siliciclástico) no topo (Perrota *et al.* 2004).

***Grupo Itararé* (Carbonífero-Permiano)**

Ocorre principalmente a noroeste da FTP (Fig.2), selando a borda da Bacia do Paraná. É composto por arenitos, tilitos, folhelhos, ritmitos, conglomerados e raras camadas de carvão. O ambiente deposicional é glácio-marinho (Perrota *et al.* 2004, Wu *et al.* 1991).

***Grupo São Bento* (Jurássico-Cretáceo)**

De ocorrência localizada na área (Fig.2), são representados por basaltos (K1βsg) *sensu strictu* ou andesito tholeítico, riolito e riodacito (Perrota *et al.* 2004). Com frequência, principalmente próximo ao eixo do arco (Fig.2), ocorrem diques máficos (JKβ) mais antigos (Jurássico) de direção NW (N40-60°W), intrudidos extensivamente em toda a sequência pré-cambriana e bacinal da região do Arco de Ponta Grossa (Renne *et al.* 1996, Ussami *et al.* 1991, Raposo & Ernesto 1989).

***Intrusivas Alcalinas* (Cretáceo)**

São peridotitos, piroxenitos e sienitos (Perrota et al. 2004), que ocorrem na forma de *plugs*, *stocks* ou "chaminés" (Almeida 1983), e *stockworks* carbonatíticos (Ruberti *et al.* 2002), intrudidos no Complexo Trê Córregos (Fig.2).

***Depósitos Aluvionares* (Cenozóico/Holoceno)**

Ocorrem ao longo das drenagens, sobre os complexos ígneos e vulcânicos (Fig.2) de maneira possante (lateralidade) e irregular; sobre os terrenos metassedimentares estão controlados pela geometria dos diques (Loyola 2003). O material é constituído por sedimentos inconsolidados, tais como cascalhos grosseiros, areias, siltes e argilas e localmente turfa (Perrota *et al.* 2004).

3. GEOLOGIA DO SUL DA FTP (Sítio Ponta Grossa - SPG)

Esta porção (Fig.3) no extremo sul da FTP ocupa as aéreas dos municípios de: Ponta Grossa a sul (2/3) e Castro ao norte (1/3). Os litotipos aflorantes, predominantemente na direção SW-NE, pertencem aos Grupos Setuva e Itaiacoca e aos Complexos Três Córregos e Cunhaporanga. Subordinadamente, também ocorrem rochas da Formação Furnas, Diques Básicos (NW-SE) e os Depósitos Aluvionares.

Apesar da deformação imposta pelos complexos graníticos ao pacote sedimentar ter natureza dúctil, visto o caráter metamórfico destas rochas, verifica-se uma intensa fragmentação das mesmas

por processos rúpteis, anterior a deposição fanerozóica. Observa-se nesta área uma grande densidade de fraturas de grande porte (Fig.3,4), em pelo menos três direções (40°,90°,150°) distintas. Estas estruturas estão preferencialmente hospedadas no pacote carbonático (FBC), e foram traçadas a partir da interpretação visual de imagens do sensor ASTER (Fig.4). A principal unidade de interesse para essa pesquisa (mármore dolomítico-FBC) é limitado por duas estruturas de direção SW-NE, sendo que a oriental é a ZCI (Figs.3,4), que será mais frequentemente mencionada na seqüência deste documento.

Nos tópicos a seguir, serão abordadas as unidades geológicas de interesse direto à gênese do talco.

3.1. Grupo Itaiacoca (GI)

Segundo sua litoestratigrafia e as estruturas sedimentares, os litotipos deste grupo foram definidos como unidades penecontemporâneas de uma margem continental do tipo passiva. Algumas idades indicam também que a sedimentação das rochas do Grupo Itaiacoca ocorreu no Mesoproterozóico (Reis Neto 1994). Datações nas metavulcânicas e nos complexos adjacêntes sugerem que a bacia Itaiacoca tenha se desenvolvido durante o Neoproterozóico (630 Ma), e com metamorfismo (fechamento da bacia) logo após (10-15 Ma) a deposição (Siga Jr. *et al*. 2003, 2002).

Formação Abapã (Unidade Vulcânica)

Ocorre estirada na direção NE e afina para SW, em contato direto com a margem ocidental da FBC (Fig.2). É uma seqüência onde predominam rochas metavulcânicas (ácidas) sobrejacentes e intercaladas a rochas metassedimentares (metarenitos arcosianos) contemporâneas, e rochas metapiroclásticas associadas. Próximo ao contato com as rochas carbonáticas, ocorrem localmente ardósias verdes (quartzo e clorita). De maneira geral, o caráter é calcio-alcalino com tendência shoshonítica, originada a partir do magmatismo pericontinental, associado a uma zona de subducção (Loyola 2003, Reis Neto 1994, Trein *et al*. 1985). As rochas metavulcânicas permitiram interpretar litotipos com natureza ultrapotássicas, do tipo lamproíto, depositadas em aproximadamente (1.250 Ga) (Reis Neto 1994)

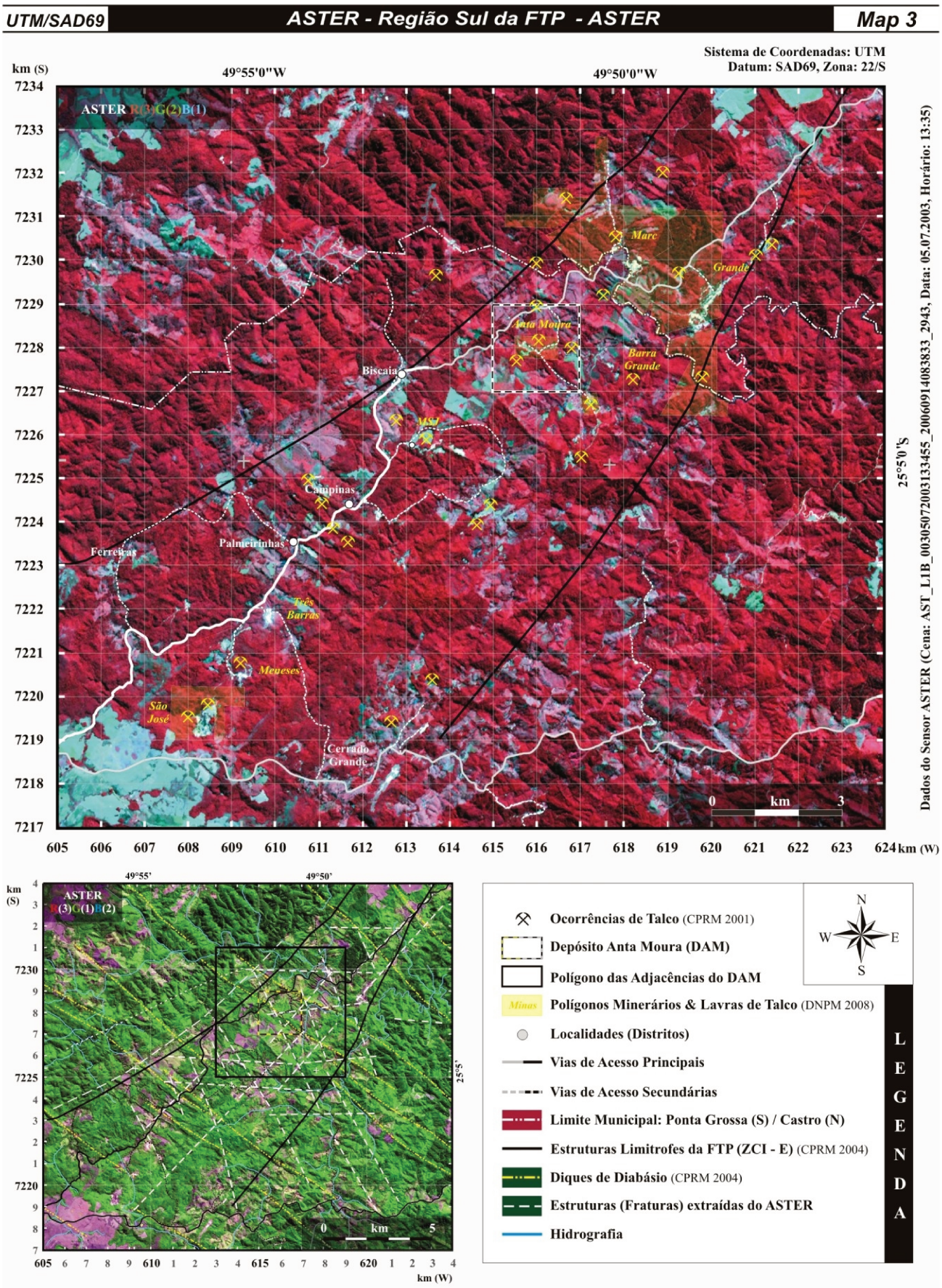


Figura 3: *Mapa de Aspectos Morfoestruturais (ASTER) do Sul da FTP.*

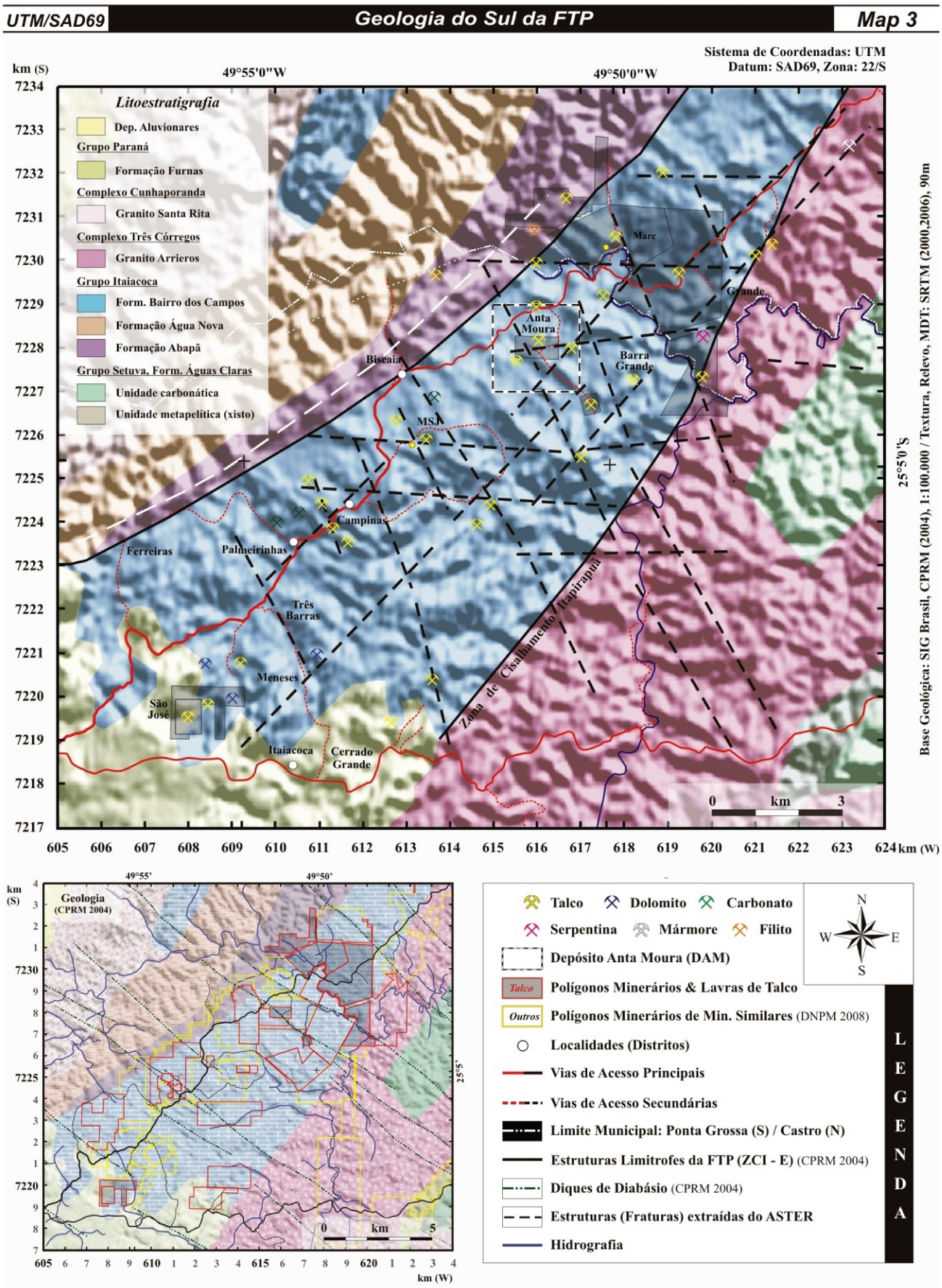


***Figura 4**: Mapa Geológico do Sul da FTP e localização dos depósitos de Talco.*

Formação Água Nova (Unidade Terrígena)

Margeando ocidentalmente e com área de exposição superior a FAP (Fig.2), esta unidade contém filitos (avermelhados), talco xistos, talco-filitos, mármores dolomíticos (talcificados), talco (maciço e lamelar), metabásicas (maciças e foliadas) e quartzitos (laminações plano paralelas concordantes com a foliação metamórfica). É geometricamente condicionada por falhamentos, com depósitos de talco posicionados em antiformes e sinformes. (Loyola 2003, Souza 1990)

Formação Bairro dos Campos (Unidade Carbonática)

Possui maior exposição territorial que o pacote subjacente (FAN) e não está condicionada a grandes estruturas (Loyola 2003). Apesar de regionalmente ocorrerem vários litotipos, localmente compreende metadolomitos e mármores, intercalados a calcifilitos e filitos carbonáticos, clorita-sericita xisto, clorita-talco filito e metadolerito (Perrota *et al.* 2004). Entre as localidades de Itaiacoca e Abapã (Figs.2,3), mármores dolomíticos, metapelitos e metapsamitos ocorrem na mesma direção da FTP (Loyola 2003, Lima 1993a,b, Souza 1990). Utilizando os resultados geoquímicos, foi possível caracterizar as rochas metadoleríticas desta unidade, geradas em um ambiente distencional. A integração dos métodos radiométricos Rb-Sr, Pb-Pb e Sm-Nd permitiu determinar uma idade de 1.080 M.a. para a geração das rochas metadoleríticas (Reis Neto 1994).

3.2. Complexo Graníticos (Três Córregos-CT & Cunhaoranga-CC)

CT - Granito Arrieiros (GA) - NP3γ1Iar

Corresponde a fácies do CT que ocorre na borda oriental do sul da FPT (Map 3, Fig.3) e representa a fase sincolisional (630-610 Ma; U-Pb) (Perrota *et al.* 2004) e/ou uma margem continental ativa (630-620 Ma) (Prazeres Filho *et al.* 2003). É composto por (i) monzogranitos (hornblenda biotita), (ii) granodioritos (porfiríticos) de cor cinza, metaluminosos, cálcialcalinos de alto a médio K, deformados (protomilonitos), contendo megacristais (< 6 cm) de feldspato potássico e raros de plagioclásio, além de (iii) raros tonalitos (Prazeres Filho *et al.* 2003). Também pertence a essa suite "granitóide foliado e ortognaisse, tipo I, calcialcalinos de alto K" (Perrota *et al.* 2004).

CC - Granito Santa Rita (GSR) - NP3γ2Isr

Representa a fácies do CC que ocorre adjacente e a oeste da área de interesse da FTP (Map 3, Fig.3). São unidades formadas em ambiente sin- a tardi-colisional, entre 620 e 590 Ma (Prazeres Filho *et al.* 2003, Guimarães (2000), ou de arco magmático de margem continental (610-605 Ma) (Perrota *et al.* 2004). É composto por biotita-monzogranito porfirítico, róseo a avermelhado, isotrópico, ocasionalmente deformado, com feldspatos potássios (< 2 cm) distribuídos numa matriz eqüigranular

média a fina (Prazeres Filho *et al.* 2003). Também inclui monzogranito com granodiorito subordinado, porfiríticos, pertencentes a suíte "granitóide foliado, tipo I, calcialcalinos de alto K" (Perrota *et al.* 2004).

3.3. Diques Básicos

São representados por rochas basálticas, ora denominadas de diabásio, ora de micro-gabro (Ribas *et al.* 1999). Possuem cores do cinza esverdeado escuro ao preto, textura afanítica a grossa. Corpos com espessura variável (5-200 m) formam cristas (altos topográficos) alongadas (NW) no terreno encaixante (e.g., mármores dolomíticos, filitos), mais susceptível ao intemperismo. Ocorrem como "indivíduos" alinhados ou como ramificações e apófises, que apresentam mergulhos frequentemente verticais a subverticais. Quando encaixados em rochas metavulcânossedimentares (FAP), os diques favorecem a formação de vales alongados (Loyola 2003). Estes diques (elevados) parecem ter propiciado a preservação dos depósitos de talco, visto que encontram-se encaixados nas zonas mineralizadas dos mármores dolomíticos, o que torna as regiões adjacentes alvos da exploração de talco (Loyola 2003).

3.4. Aspectos Metalogenéticos

O sul da FTP possui várias concentrações minerais cadastradas (e.g., dolomito, carbonato, serpentina, mármore, fillito), além do talco predominante (Figs.2,3).

Os depósitos de talco encontram-se preferencialmente nos domínios da FBC, notadamente na conjunção de grandes fraturas, apesar de descrições anteriores sobre o controle dos depósitos de talco por falhas (Gondim 2001, Loyola 2003, Ribas *et al.* 1999, Lima 1993).

Alguns modelos atribuem a formação dos depósitos de talco a três processos distintos ou complementares: hidrotermais, metamórficos e metamórficos-hidrotermais. Os controles geológicos dos depósitos são os seguintes: (i) litológico (mármore dolomítico), (ii) estrutural (sistemas de falhas) e (iii) morfológico (diques doleríticos verticais-NW e quartzitos subverticais-NE) (Gondim 2001).

Outros autores (Szabó *et al.* 2006, 2004 & Moya et al. 2002) identificam quatro formas de ocorrências de talco nos metadolomitos: (i) talco xisto em zona de cisalhamento transcorrente, (ii) fraturas e planos de acamamento incipientemente talcificados, (iii) bolsões irregulares de talco maciço fino (pulverulento), e (iv) talco retrometamórfico associado a olivina, diopsídio, tremolita, calcita e quartzo. Esses autores relacionam a formação dos depósitos a quatro episódios distintos: (i) metamorfismo regional fácies xisto verde durante o Ciclo Brasiliano no Neoproterozóico, (ii) metamorfismo termal ao longo do contato com o CC, (iii) hidrotermalismo relacionado a zonas de cisalhamento transcorrentes, levando a formação de volumosos talco xistos e bolsões de talco maciço, e (iv) metamorfismo termal de pequena abrangência espacial relacionado aos diques de diabásio mesozóicos. Apesar destes eventos, a formação das jazidas é dependente do hidrotermalismo, causado por percolação de soluções aquosas ricas em sílica, que aproveitaram o aumento de

permeabilidade nos metadolomitos, favorecida pelo cisalhamento (Szabó et al. 2006, 2004 & Moya et al. 2002).

Outras teorias complementares ou alternativas incluem o hidrotermalismo Eopaleozóico (Gondim & Loyola 2002) oriundo de fluidos superficiais aquecidos pelas intrusões graníticas (CT & CC), os quais, ao percolarem a hospedeira carbonática, ocasionaram a formação do minério (talco) (Lima 1993a,b; Loyola 2003). A relação entre a paragênese mineral e dados geológicos e estruturais também apontam para um modelo hidrotermal associado com metamorfismo de contato, causado e controlado pelo posicionamento dos diabásios, cuja intrusão causou a alteração da mineralogia original dos mármores dolomíticos para *hornfels* na zona de contato (Reis Neto *et al.* 2004). Os depósitos também são descritos como intimamente associados a ZCI (N50-70E/~90SE) brasiliana e percolação de fluido metamórfico enriquecido em SiO_2, reagente aos mármores. O talco, em bolsões alongados e paralelos a ZCI e as fraturas associadas, apresenta evidências de intensa deformação e frequentemente está associado a calcita (final da reação com dolomita). Quando retrabalhado, o talco acumula-se em depressões cársticas, em posição discordante sobre os mármores dolomíticos (Dardenne & Schobbenhaus 2001, Lima & Dardenne 1987).

3.5. Depósito Anta Moura (DAM)

Localizado no quadrante nordeste do polígono sul (Map 4, Fig.5) da FTP, próximo aos limites norte do município de Ponta Grossa e sul de Castro, esta jazida ocorre no domínio das rochas carbonáticas da Formação Bairro dos Campos, unidade de topo do Grupo Itaiacoca.

O principal corpo do depósito ocorre confinado entre dois volumosos e espessos (~50 m) diques de diabásio, em avançado estágio de alteração, e com direção NW-SE (300º). Entretanto, a lavra secundária ocorre a sudoeste do dique SW (Map 4, Fig.5). Esta geometria fez com que o depósito e/ou concentração do material talcífero, permanecesse segregada no interior dos diques.

A cava nordeste, que corresponde ao corpo principal, possui maior dimensão. Compreende 5 frentes de lavras (F1-F5), distribuídas lateral e verticalmente por toda a direção (NW-SE) da mineralização (Map 4, Figs.5,6).

Observa-se na lavra (Map 4, Figs.5,6) que as estruturas (fraturas) exercem um controle muito importante sobre a mineralização. As frentes de lavra F1, F2 e F3 estão localizadas num bloco triangular formado entre a estrutura (N30°W) e o dique. Por outro lado, as frentes de lavra F4 e F5 pertencem ao bloco oposto e estão condicionadas à elementos equivalentes a sudeste.

Apesar do dique possuir esta direção preferencial NW (Map 4, Figs.5,6), na lavra verifica-se braços deste corpo em direção ortogonal, separando os blocos de mármore dolomítico alterado que resistiram parcialmente aos efeitos do hidrotermalismo e da intrusão. Também há presença destas rochas diabásicas preeenchendo planos horizontais e camadas internas ao material talcífero.

O “mármore dolomítico” ou “metadolomito” aflorante na frente de lavra F3 possui registros de sua formação primária. As evidências indicam que as rochas do protólito carbonático eram bandadas. Este bandamento preservado é marcado por variação de tonalidade do cinza claro ao escuro, com acamamento (So = 60/30) mergulhando moderadamente para nordeste. Nesta posição ocorrem fraturamentos F(130-310/90, 220/90).

4. PROCESSAMENTO ANALÍTICO (Aspectos Metodológicos)

A etapa de análise consistiu de duas ferramentas fundamentais: a Espectroscopia de Reflectância (ER) e a Difratometria de raios X (DRX). A ER foi pioneiramente experimentada nesta pesquisa nos depósitos de talco da região de interesse, buscando sua caracterização e separação de minerais que acompanham esse mineral nas zonas mineradas. A DRX, embora já tradicionalmente estabelecida dentro do setor industrial para uso no controle de qualidade do talco como matéria-prima, ainda é muito sub-utilizada e de, de certa forma, sua aplicação é generalista. Nesse trabalho, a DRX foi primariamente utilizada como técnica de calibração e verificação dos resultados derivados da ER; embora tenha sido aplicada ainda para a qualificação e quantificação complementar dos materiais abordados.

A compartimentação da jazida em “frentes de lavra” foi a sistemática aqui escolhida para facilitar a investigação no depósito visando um controle rigoroso durante a coleta das amostras e a formulação e ordenação geométrica dos diversos materiais.

Amostragem

A investigação de campo objetivou a coleta do maior número possível de amostras distintas das frentes de lavra. Durante a coleta foram apreciadas várias características, na seguinte ordem de importância: cor, textura, grau de compactação, provável composição, posição relativa em relação ao corpo mineralizado, utilidade industrial e peculiaridades mineralógicas.

Globalmente foram coletadas mais de uma centena de amostras dos diversos materiais ocorrentes no depósito e dos materiais já preparados para a industrialização. Os materiais coletados nas cinco frentes de lavra acessíveis incluem uma grande maioria de amostras talcíferas, além de amostras dos protólitos carbonáticos (dolomitos, mármores ou metacalcários) e da intrusão diabásica, ambos quase sempre muito alterados.

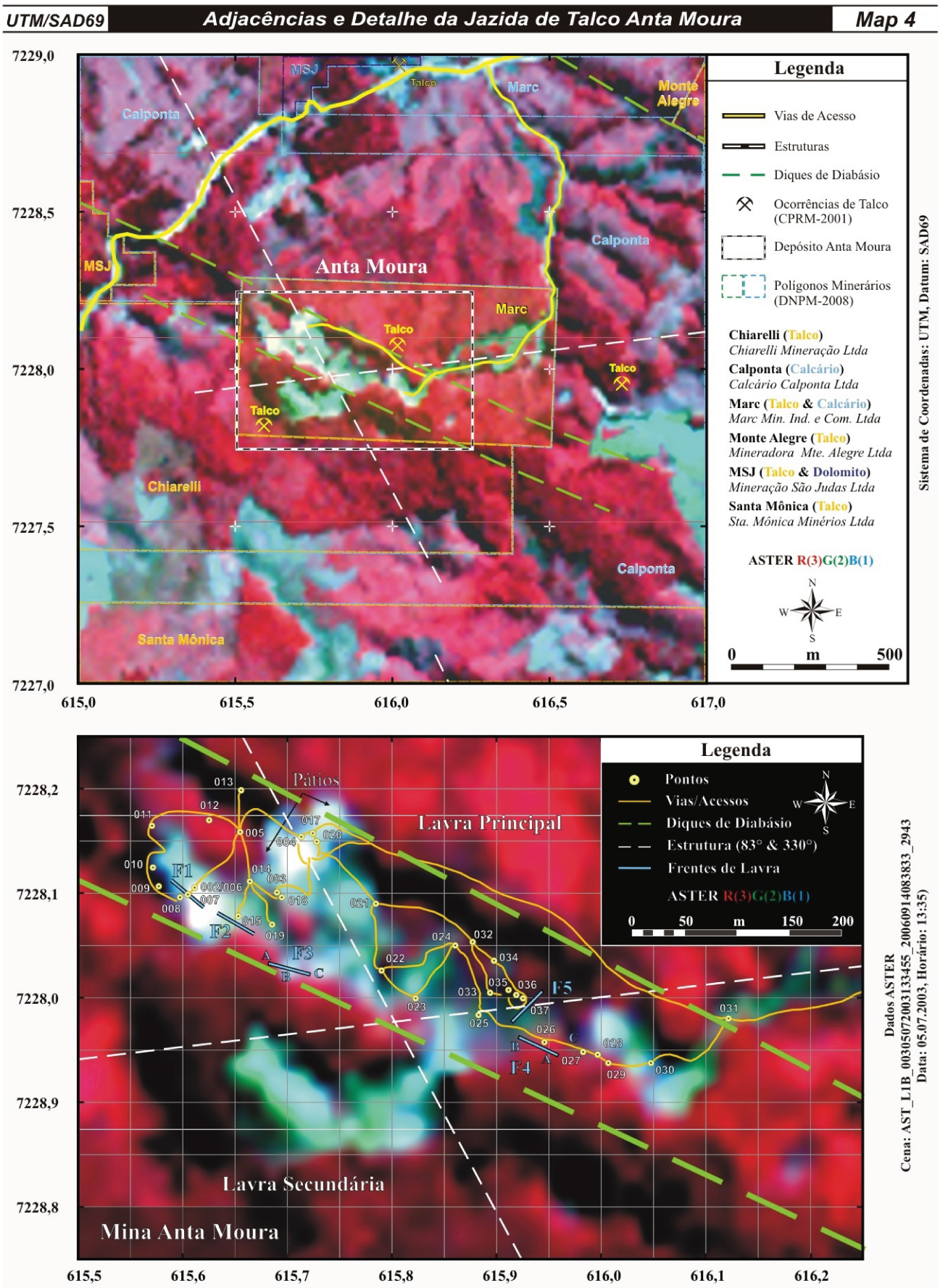


***Figura 5**: Localização e Articulação do Depósito Anta Moura. Background: imagem ASTER.*

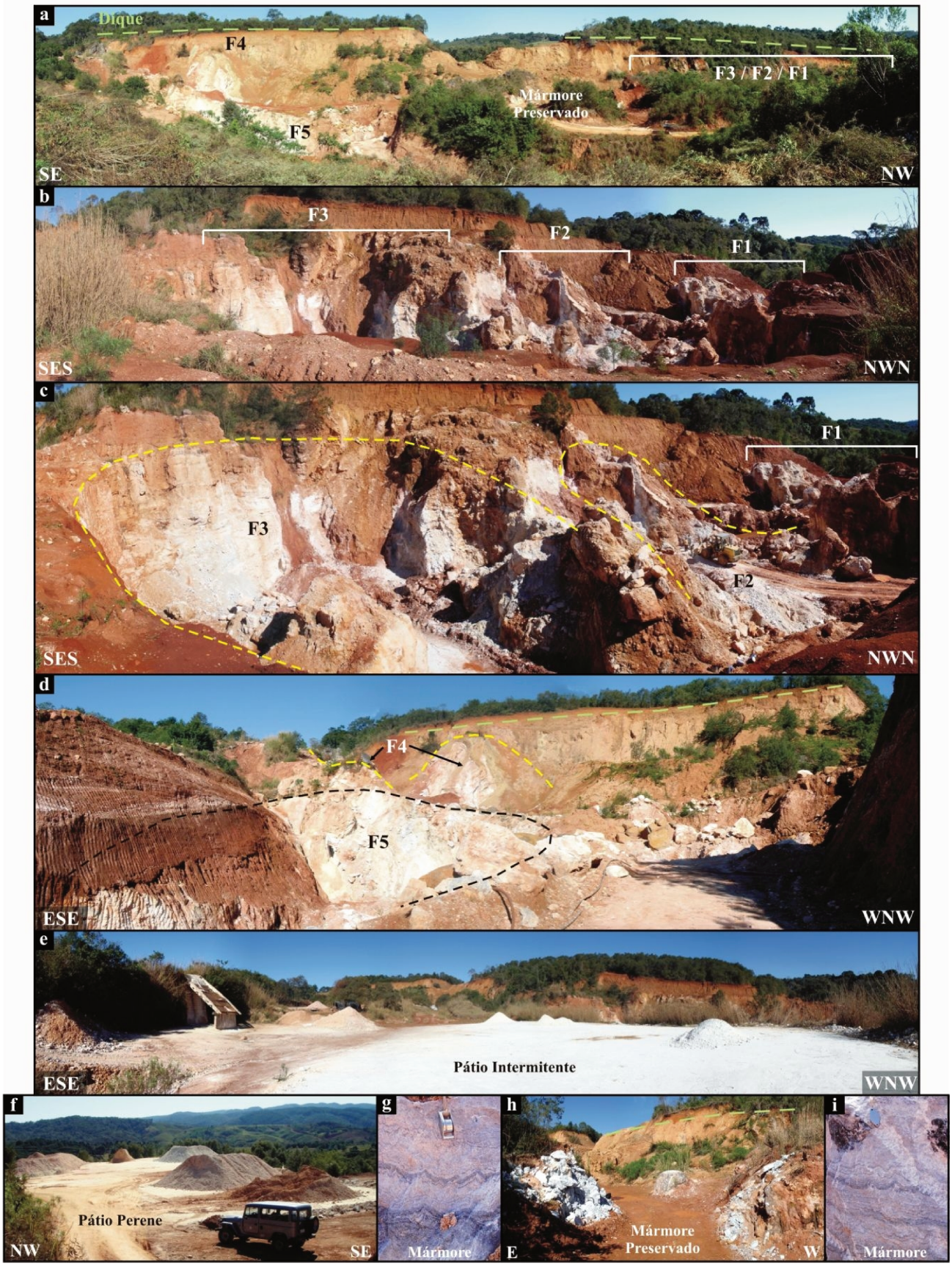


***Figura 6**: Fotografias da Lavra (DAM), articulação em FL e detalhe do protólito fresco.*

Também foram coletadas amostras do minério talcifero já selecionado e estocado em pequenas pilhas, decorrência do método do processo mineiro (*blend*) e materiais de consumo industrial produzidos e armazenados na planta de beneficiamento da mineração.

No total, foram selecionadas 100 amostras da lavra e 6 amostras das pilhas de materiais preparados para comercialização.

Denominação e Preparação das Amostras

Todas as amostras foram denominadas de acordo com a sua origem e local de coleta. As amostras foram denominadas de **F1, F2, ... F5** (frente de lavra 1, frente de lavra 2 e assim sucessivamente; F1: 24 amostras, F2: 23 amostras, F3: 21 amostras, F4: 13 amostras, F5: 19 amostras), **T** (Talco Tipo, oriundo da planta de beneficiamento industrial; T: 3 amostras) e **Tc** (Talco industrializado por reconhecidas empresas e comercializado por estabelecimentos varejistas; Tc: 3 amostras). Vale ressaltar que foram incluídos espécimes de Talco comercial de finalidade cosmética, para verificar o grau de pureza dos talcos da lavra, no entanto estes materiais somente foram analisados por ER. O segundo termo serviu para correlacionar espacialmente a amostra dentro de cada frente de lavra, separá-las em grupos afins e/ou identificar materiais *in situ* ou oriundos das pilhas de frente de lavra. Por exemplo, as siglas F4A, F4B e F4D, significam, respectivamente, materiais: ricos em serpentina (porção intermediária), carbonático (porção a sudeste) e alteração diabásica (porção a noroeste). Em outro caso, F1W e F1E significam materiais talcíferos a oeste e leste da frente de lavra, respectivamente. O terceiro termo é um "contador" convencional.

Apesar do estado desagregado da maioria das amostras, foi necessário realizar uma cominuição não mecanizada para homogeneização da granulometria das mesmas na fração pó. As amostras que alcançaram o estágio da fração pó, imprescindível à análise de DRX, receberam a denominação indicativa. Neste sentido, um quarto termo descritivo foi introduzido, que indica a menor fração granulométrica que a amostra atingiu. Para esta denominação granulométrica foram escolhidas três frações principais: **a** (amostra bruta não cominuída), **ab** (fração desagregada, mas não integralmente cominuída) e **b** (fração integralmente cominuída à fração pó).

O quinto e último termo designa o recipiente e/ou tipo de porta amostra ou acessório utilizado para análise. Os seguintes códigos foram adotados: **somug** (amostra bruta colocada diretamente no acessório), **pa** (amostra solta em porta amostra compatível ao orifício do acessório), **pagde** (amostra solta em porta amostra maior que o orifício do acessório), **vd** (amostra armazenada em vial apropriado para a leitura e porta amostra) e **vdd** (amostra armazenada em vial apropriado para a leitura).

Deve-se destacar que estes dois últimos termos serviram somente à ER, visto que todas as amostras da DRX requerem a fração pó e a análise é guiada por uma única metodologia.

4.1. Análise Mineral

Difratometria (DRX)

A maioria das amostras coletadas, exceto mármores, foi analisada por DRX, cuja preparação foi facilitada pelo grau de desagregação dos materiais.

A execução das análises pelo "método do pó" foi realizada a partir da leitura da superfície das amostras cujas partículas encontravam-se desorientadas. Este processo envolve a preparação do material com controle de espessura, objetivando expor a superfície de contra-molde do "porta-amostra".

As análises foram realizadas no Difratômetro de raios X da PANalytical©, pertencente ao Instituto de Geociências da UFPA. As especificações do equipamento e condições de leitura são apresentadas a seguir (Tab.1). A aquisição dos dados foi realizada a partir do *software* X'Pert Data Collector, versão 2.1a, do mesmo fabricante.

***Tabela 1**: Especificação do Equipamento e Condições e Leitura das Análises de DRX*

Especificação do Equipamento		Condições e Leitura	
Modelo	X´PERT PRO MPD (PW 3040/60)	**Tensão**	40 kV
Fabricante	PANalytical	**Corrente**	40 mA
Goniômetro	PW3050/60 (Theta/Theta)	***Range***	4 (4.008) - 75 (74.983)º
Tubo de raios X (TRX)	cerâmico	***Pontos de Dados***	4176
Anodo (TRX)	Cu (Kα1=1,540598 Å)	***Steps***	0,02 º
Modelo (TRX)	PW3373/00	**Tempo do passo**	5 s
Foco (TRX)	fino longo	**Tempo total de leitura**	3 minutos
Potência (TRX)	2200W	**Fenda divergente**	½ º (meio grau)
Tensão (TRX)	60kv	**Monocromador**	não tem
Detector	X'Celerator (tipo RTMS: 128 canais - *active lentgh*)	**Filtro**	Ni (remoção Kβ)
Acessórios	Filtro K (Niquel)	**Redução de canais**	(2θ: 2,122º → 0,518º)

Espectroscopia (ER)

Para a análise espectral dos materiais foi utilizado o equipamento *FieldSpec® Full Resolution*, da *Analytical Spectral Devices.* Este espectrorradiometro detecta radiação eletromagnética no intervalo espectral de 0.35 µm a 2.50 µm e executa a leitura da faixa por meio de três detectores independentes: 1 espectrômetro formado por arranjo de fotodiodo de silício (512 elementos) cobrindo o intervalo de 0.350-0.999 µm e os outros 2 cobrindo o intervalo de 1.000-1.775 µm e 1.776-2.500 µm, constituídos por *scanners* de alta velocidade de InGaAs, termoeletricamente resfriados (*ASD* 1994, Souza Filho & Crosta 1998). O equipamento possui alta resolução (1250 canais), sendo que 500 canais cobrem a

faixa de 0.35 µm a 1.00 µm (intervalo de amostragem: 1.40 nm) e 750 canais a faixa de 1.00-2.50 µm (intervalo de amostragem: 2.00 nm) (Hatchell 1999).

Todas as amostras coletadas e preparadas (a, ab e b) foram analisadas no LER (Laboratório de Espectroscopia de Reflectância do Instituto de Geociências da Unicamp) com o acessório apropriado, denominado de *muglight*, da mesma fabricante do equipamento. Este acessório é utilizado convencionalmente para análise de materiais cominuídos. É bastante interessante pois minimiza erros associados a medições de fontes de luz secundárias (ASD 2008). Consiste de um obturador de IFOV sem lente, fixo em uma estrutura cilíndrica e hermética, que captura a reflectância da amostra inserida a um "porta amostra", através de um orifício transparente de aproximadamente 2 cm de diâmetro. Neste caso cada amostra resultou de apenas uma leitura sem necessidade da rotina de correção, visto o preciso controle da geometria de iluminação. Este acessório utiliza uma lâmpada de halogênio de alta temperatura (iluminação artificial estável que opera a 3000º K) acoplada internamente. A condução da REM capturada pela lente é feita através da fibra ótica para uma grade de difração holográfica (*holographic diffraction grating*), onde os componentes do espectro são separados e refletidos para os 3 detetores independentes descritos acima. A calibração do aparelho foi realizada por meio de uma placa de referência constituída por um composto ótico sintético (*Spectralon*), que se comporta como uma superfície lambertiana quase ideal, capaz de refletir cerca de 100% da luz incidente.

Dois tipos de porta amostras foram utilizados para leitura de amostras no *muglight*: (i) um porta amostra convencional de formato circular e de acesso tipo bandeja, onde a amostra é acondicionada na parte interna sobre uma lente translucida ao feixe de luz; e (ii) um frasco especial do tipo *Vial* (*Closed-Cap Vial*) fabricado pela *I-CHEM™Brand* (C226-0020), confeccionado em borossilicato, com capacidade para 20 ml, cujas dimensões são 2.75 x 6.13 cm (diâmetro externo e altura total), e dotado de tampa de rosca para segurança e armazenamento permanente das amostras.

Os espectros foram corrigidos através da rotina *Splice Correction*, disponível no software *ViewSpecPro 4.2* (ASD), para eliminação de degraus ao longo da curva espectral, nos comprimentos de 1.0 µm e 1.775 µm, causados pela diferença de fase entre as medidas dos 3 detectores do sistema.

4.2. Classificação Mineral

Difratometria (DRX)

O processamento dos dados difratométricos foi executado com o auxilio do software *X'Pert HighScore*, versão 2.1b, licenciado pela mesma fabricante (PANalytical©) do equipamento.

A classificação mineral por DRX foi realizada em duas etapas (i) uma análise estatística semi-automática para separação das amostras em *clusters* para nortear a caracterização, e (ii) um tratamento convencional para interpretação das fases minerais presentes em cada amostra. A interpretação individual dos difratogramas foi feita com o auxilio do banco de dados PDF2 (*Powder*

Diffraction File) do ICDD (*International Centre for Diffraction Data*), que opera em conjunto com o X'Pert.

Análise Estatística (Clusters)

Executada a partir da rotina do software X'Pert., compara e individualiza as amostras selecionadas em *clusters* (classes). A geração de um dendograma, decorrente da análise da matriz de correlação por principais componentes, resulta na elaboração dos *clusters*. A matriz de correlação (p) é convertida para Distância Euclidiana (d=1-p) segundo vínculos, estratégias e testes fornecidos pelo algoritmo. Para esta rotina utilizou-se os seguintes parâmetros: limiar de comparação de 75%, método de vínculo completo, estratégia flexível (α = 0.5), cristalinidade mínima de 5%, método de corte KSG (Kelley *et al*. 1996), faixa de corte de 15 a 1000, e corte atual balizado segundo a distância euclidiana (d=29.67).

Para cada conjunto de amostras referente a cada frente de lavra, as classificações em *cluster* foram realizadas diversas vezes visando a melhor seleção dos litotipos afins. Não foi possível realizar esta classificação em toda a mina devido à limitação do software em manipular grande número de registros, mesmo quando selecionado somente grupos de talcos *sensu strictu*.

Espectroscopia (ER)

A caraterização dos materiais a partir da interpretação dos espectros envolveu duas etapas mutuamente classificatórias, uma análise qualitativa e outra semi-quantitativa.

Para a análise qualitativa (interpretação empírica), os espectros foram submetidos a remoção do contínuo (RC), com o auxilio do *RSI ENVI 4.3*. A RC favorece o realce de feições de absorção, auxiliando na interpretação visual do espectro e na conseqüente detecção da mineralogia associada (Clark *et al*. 1990a). De modo simplificado, a RC consiste na remoção do *foreground*, ou seja, o ajuste ascendente da linha convexa do espectro, em um patamar retilíneo, equivalente a um máximo de reflectância (1:100%). A automação da extração do contínuo foi descrita por Pontual *et al.* (1997a) e Clark (1999). Após a RC a análise qualitativa consistiu na interpretação visual do conjunto das feições de absorção de cada espectro em conjunto com a biblioteca espectral do *USGS* (Clark *et al*. 1990b). As principais características buscadas nos espectros para a interpretação foram a posição e a geometria da feição de absorção, e a relação destas com a proporção dos membros presentes na mistura.

Na análise semi-quantitativa (interpretação automática), as curvas espectrais foram interpretadas semi-automaticamente com o auxílio dos programas *Simis Feature Search* 1.6 (Mackin 2002) e *TSG™ Suite* (*The Spectral Geologist*) desenvolvido pelo CSIRO (*Commonwealth Scientific and Industrial Reserch Organization*). O *Simis* foi utilizado tomando-se como espectros de referência aqueles contidos na biblioteca espectral do *USGS* (Clark *et al*. 1990b). O *TSG* foi utilizado com uma biblioteca espectral interna mais simples (um espécime de cada mineral) e com número mais reduzido de espectros (~ 50),

em relação aqueles contidos na biblioteca do USGS. Visto que o *TSG* estabelece a proporção entre as duas fases possíveis de detecção e o erro da análise, seu resultados foram aqui utilizados principalmente para nortear a escolha dos espectros apropriados para a classificação supervisionada em dados ASTER. Neste caso, os espectros com menor erro de interpretação pelo *TSG* foram escolhidos como *endmembers* da classificação. Por outro lado, as análises do *Simis* forneceram os subsídios para a comprovação da interpretação empírica (principal). As condições de análise no *Simis* foram calibradas pelo método de diferença do contí*nuo* (*hull differences*) com percentual mínimo de ruído de 0.5-1 % e largura de 5-20 nm para leitura da feição. Esta análise foi orientada pela maior aproximação (similaridade) dos espectros decorrentes da mistura com a assinatura da amostra.

4.3. Mapeamento Remoto

Nesta etapa foram utilizados dados (imagens) do sensor multiespectral ASTER (Abrams & Hook, 2002). Uma cena foi adquirida junto à NASA, referente a região do depósito, com os respectivos registros de aquisição:

- **Id : AST-L1B-00305072003133455-20060914083833-2943**
- **data: 05/07/2003**
- **hora: 13:35**
- **coordenadas: 24°51'45"S/49°55'30"W (NW), 24°56'58"S/49°18'49"W (NE), 25°30'17"S/49°26'46" (SE) e 25°25'02"S/50°03'37" (SW)**

Correção Atmosférica

Os dados da cena original (ASTER-L1B) foram pré-processados segundo uma série de etapas. Primeiramente, as bandas SWIR foram submetidas à correção do efeito *crosstalk* usando o "*crosstalk correction software"* (Ersdac 2003). O efeito *crostalk* é causado no ASTER devido a dispersão da REM incidente na banda B4, a qual é transportada para o plano focal de outras bandas do SWIR, causando o aparecimento de "fantasmas", na interface entre superfícies de terra e água (Iwasaki & Tonooka 2005).

Para que fosse possível trabalhar conjuntamente com as faixas do visível (VIS) e infravermelho próximo (NIR) (bandas B1-B3), com 15 m de resolução, e do infravermelho de ondas curtas (SWIR) (bandas B4-B9), com 30 metros de resolução, foi realizada uma reamostragem espacial das bandas do SWIR, aumentando artificialmente sua resolução para 15m. Este procedimento permitiu a composição de uma base de imagens com 9 bandas espectrais, sob mesma resolução espacial. Esta re-amostragem foi também realizada no sentido de aproveitar a melhor resolução espacial possível, sem perda da informação espectral, visto que a variação dos materias na mina é de poucos decâmetros.

Esse conjunto foi então convertido para reflectância aparente com base no modelo de transferência radiativa (MODTRAN - *Moderate Resolution Atmosferic Radiance and Transmittance Model*), executado no ambiente do *software ACORN©* (*Atmospheric Correction Now* da *AIG*). As

seguintes condições de imageamento foram consideradas no modelo aqui implementado: (i) elevação média da região de estudo (840 m), (ii) altitude da plataforma (705 km), (iii) data da passagem (05/07/2003), (iv) níveis de aerossóis (visibilidade = 100 km), (v) coordenadas da área (-25º11'3.44/-49°41'14.31), (vi) quantidade de vapor d'água na atmosfera (10 mm) e (vii) modelo atmosférico (tropical) (Acorn 2002, Miller 2002). Uma vantagem do sensor ASTER é possibilidade de utilização de dados atmosféricos do sensor MODIS no modelo MODTRAN, desde que as resoluções de ambos os produtos sejam compatíveis. O MODIS também opera embarcado no satélite TERRA e, portanto, adquire imagens sob as mesmas condições de exposição, iluminação, altitude e resolução temporal do ASTER. Com base em produtos derivados do MODIS é possível estimar-se a quantidade de vapor água e aerossóis no momento da passagem do satélite TERRA, o que aumenta de maneira acentuada a qualidade do resultado da compensação atmosférica.

Todos esses cuidados no pré-processamento são fundamentais para que a comparação entre assinaturas espectrais de referência (sejam de bibliotecas espectrais padrão e ou de medidas de amostras colhidas no campo) e assinaturas da imagem ASTER seja realizada sem a interferência de artefatos gerados pelo sensor e efeitos atmosféricos, tornando a reflectância dos dados equivalentes.

As assinaturas espectrais obtidas para os materiais talcíferos e das encaixantes foram reamostradas para a resolução espectral do ASTER, visando uma avaliação sobre a separabilidade desses materiais nos dados multiespectrais.

Processamento Digital de Imagens (PDI)

Foi implementado a partir de técnica de classificação SAM (*Spectral Angle Mapper*). Esta técnica de classificação supervisionada compreende a comparação dos espectros coletados das amostras de campo ou de uma biblioteca espectral com os espectros dos *pixels* da imagem. O SAM determina a similaridade espectral entre esses espectros, que são convertidos em vetores num espaço n-dimensional (n= número de bandas), com base no angulo entre os mesmos, medido em radianos (Kruse *et al*. 1993). A aplicação da técnica resulta em dois produtos: um mapa de classes e imagens rule, nas quais os valores dos *pixels* correspondem ao ângulo espectral. Como os *pixels* claros nas imagens correspondem aos ângulos grandes (menor similaridade) e os escuros correspondem ângulos pequenos (maior similaridade entre os *pixels* de referência), foi necessário inverter os histogramas destas imagens, por uma questão visual. Deste modo, atribuem-se aos melhores resultados *pixels* claros e aos resultados de menor interesse *pixels* escuros. No intuito de isolar a informação de maior interesse, seus histogramas ainda devem ser criteriosamente ajustados, destacando apenas *pixels* associados a um intervalo pequeno de valores de ângulo. As imagens rule dos *endmembers* de interesse podem ser também conjugadas na forma de uma composição colorida RGB, visando ilustrar a distribuição de áreas dominantes e de mistura espectral entre esses *endmembers*.

5. CARACTERIZAÇÃO ESPECTRO-MINERALÓGICA

A caracterização espectro-mineralógica foi realizada em materiais coletados na cava principal da jazida Anta Moura, ao longo de suas 5 frente de lavras. Na amostragem foi considerada a distribuição espacial (lateral, longitudinal e vertical) dos materiais *in situ*, alem de seus equivalentes lavrados, estocados e processados.

Apesar dos trabalhos de investigação de campo terem proporcionado uma amostragem minuciosa de todas as frentes de lavras (Figs.5,6), a caracterização espectro-mineralógica propriamente dita será desenvolvida em 4 destas, visto que a quinta frente é uma extensão em profundidade da quarta (F4).

Na maioria das regiões da lavra, o talco é o principal constituinte do minério, mas há uma variada associação mineralógica. Os principais picos do talco observáveis nos difratogramas são os de 9.32 e 3.12 Å. Outros minerais de "primeira ordem" (1ªO) ocorrem principalmente nas encaixantes (e.g., dolomita) e esporadicamente no minério. Também observa-se minerais de "2ªO" que em alguns casos dividem proporções modais dos litotipos com o Talco (e.g., quartzo) e outros de "terceira ordem" (3aO) que somente ocorrem como acessórios em quantidades muito pequenas. A ER é capaz de detectar somente os minerais de "1ªO" e "2ªO". Por outro lado, a DRX detecta todos os minerais presentes e aponta uma proporção parcial entre eles. Sendo assim, estes resultados produzidos pela DRX, possibilitaram a construção de tabelas por frentes de lavra. Os materiais investigados foram separados por grupos e classes, e suas assembléias minerais hierarquizadas quantitativamente. Esta metodologia é eficaz para a certificação dos resultados das análises espectrais (ER), empírica e automática (TSG). As tabelas apresentadas na caracterização dos litotipos contém principalmente: (i) assembléia mineral resultante da análise difratométrica (polimodal) e (ii) espécimes resultantes da desmistura espectral (bimodal) obtida a partir da rotina automática TSG, inclusive com o erro de desmistura associado.

Foram verificados espécimes de vários grupos por DRX, mas somente alguns são representativos da composição dos materiais talcíferos e de suas encaixantes e/ou protólitos. Sendo assim, antes de iniciar a caracterização das frentes de lavras e dos materiais processados, é útil apresentar todas as fases minerais ocorrentes e separadas taxonomicamente em grupos (Tab.2 - óxidos, hidróxidos, carbonatos, fosfatos, halogênatos e sulfatos; Tab.3 - inossilicatos, nesossilicatos, sorossilicatos e tectossilicatos; e Tab.4 - filossilicatos) para facilitar a compreensão e evitar a repetição de termos e composições ao longo do texto.

***Tabela 2**: Composição química e sigla adotada para os espécimes minerais representantes dos óxidos, hidróxidos, carbonatos, fosfatos, halogênatos e sulfatos, detectados por DRX.*

Classe	Espécime	Sigla	Fórmula	Classe	Espécime	Sigla	Fórmula
Óxidos	Baddeleyta	**Bd**	ZrO_2	Carbonatos	Ankerita	**Ak**	$Ca(Fe^{2+},Mg,Mn)(CO_3)_2$
	Bixbiíta	**Bi**	Mn_2O_3		**Calcita**	**Ca**	$CaCO_3$
	Braunita	**Bt**	$(CaMgMn)(FeMn)_6SiO$		**Dolomita**	**D**	$CaMg(CO_3)_2$
	Grossita	**Gr**	$CaAl_4O_7$		Magnesita	**Mg**	$MgCO_3$
	Hematita	**He**	Fe_2O_3		Natrita	**Na**	Na_2CO_3
	Perovskita	**Pe**	$Mg(SiO_3)$	Fosfatos	Beraunita	**Be**	$Fe^{2+}Fe^{3+}{}_5(PO_4)_4(OH)_5.4H_2O$
	Pirolusita	**Py**	MnO_2		Variscite	**Va**	$AlPO_4.2H_2O$
	Ternovita	**Te**	$(Mg,Ca)Nb_4O_{11}.10H_2O$	Halogênios	Clorocalcita	**Cc**	$KCaCl_3$
Hidróxidos	Bayerita	**Ba**	$Al(OH)_3$		Weberite	**Wb**	Na_2MgAlF_7
	Gibbsita	**Gb**	$Al(OH)_3$	Sulfatos	Barita	**Br**	$BaSO_4$
	Goethita	**Go**	$Fe^{3+}O(OH)$		Polihalita	**Po**	$K_2Ca_2Mg(SO_4).2H_2O$
					Sanderita	**Sd**	$MgSO_4.2H_2O$

***Tabela 3**: Composição química e sigla adotada para os espécimes minerais representantes dos inossilicatos, nesossilicatos, sorossilicatos e tectossilicatos, detectados por DRX.*

Classe	Família	Grupo	Espécime	Sigla	Fórmula
Inossilicatos	Ortopiroxênios		**Enstatita**	**En**	$Mg_2Si_2O_6$
	Clinopiroxênios		**Diopsídio**	**Dp**	$CaMg(Si_2O_6)$
	Anfibólios		**Tremolita**	**Tr**	$Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2$
		Wollastonita	Bustamite	**Bu**	$(Mn,Ca)_3Si_3O_9$
		Outros	Haradaíta	**Ha**	$SrVSi_2O_7$
			Toccoíta	**Tk**	$K_2Ca_4(Si_7O_{18}(OH))(F,OH)$
Nesossilicato			Cianita	**Ky**	Al_2SiO_5
Sorossilicato		Epidoto	Epidoto	**Ep**	$Ca2(Fe^{3+},Al)_3(SiO_4)_3(OH)$
Tectossilicatos		Sílicas	**Quartzo**	**Q**	SiO_2
			Moganita	**Si**	SiO_2
			Cristobalita	**Si**	SiO_2
	Feldspatos		Anortita	**An**	$CaAl_2Si_2O_8$
			Albita	**Ab**	$NaAlSi_3O_8$
	Feldspatóides		Cancrinita	**Cn**	$Na_6Ca_2Al_6Si_6O_{24}(CO_3)_2$
			Lazurita	**La**	$Na_3CaAl_3Si_3O_{12}S$
			Sodalita	**So**	$Na_8Al_6Si_6O_{24}Cl_2$
		Zeólitas	Chabazita	**Cb**	$(Ca_{1/2},Na,K)_4(Al_4Si_8O_{24}).12H_2O$
			Gismondita	**Gi**	$CaAl_2Si_2O_8.4H_2O$
			Laumontita	**Lm**	$CaAl_2Si_4O_{12}.4H_2O$
			Ferrierita	**F**	$(Na,K)_2Mg(Si,Al)_{18}O_{36}.9H_2O$
			Estilbita	**Sb**	$NaCa_4Al_8Si_{28}O_{72}.30H_2O$

***Tabela 4**: Composição química e sigla adotada para os espécimes minerais representantes dos filossilicatos, detectados por DRX.*

Grupo	Espécime	Sigla	Composição Química
Serpentina	Clinocrisotilo	**Cr**	$Mg_3Si_2O_5(OH)_4$
	Lizardita	**Lz**	$Mg_3Si_2O_5(OH)_4$
	Amesita	**Am**	$Mg_2Al_2SiO_5(OH)_4$
Caulinita	Caulinita	**K**	$Al_2Si_2O_5(OH)_4$
	Halloysita	**Ha**	$Al_2Si_2O_5(OH)_4$
	Nacrita	**Nc**	$Al_2Si_2O_5(OH)_4$
Pirofillita-Talco	**Talco**	**T**	$Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$
Esmectita	Montmorillonita	**Mo**	$(Na,Ca)_{0.3}(Al,Mg)_2Si_4O_{10}(OH)_2.nH_2O$
	Nontronita	**No**	$Na_{0.3}Fe^{3+}{}_2(Si,Al)_4O_{10}(OH)_2.nH_2O$
	Saponita	**Sa**	$(Ca/2,Na)_{0.3}(Mg,Fe^{2+})_3(Si,Al)_4O_{10}(OH)_2.4H_2O$
palygorskita-Sepiolita	**Palygorskita**	**P**	$(Mg,Al)_2Si_4O_{10}(OH).4H_2O$
Mica-Branca (mica dioctaédrica)	Celadonita	**Ce**	$K(Mg,Fe^{2+})(Fe^{3+},Al)(Si_4O_{10})(OH)_2$
	Muscovita	**M**	$Kal_2(Si_3Al)O_{10}(OH,F)_2$
	Illita	**I**	$(K,H_3O)(Al,Mg,Fe)_2(Si,Al)_4O_{10}(OH)_2.H_2O$
	Tobelita	**To**	$(NH_4,K)Al_2(Si_3Al)O_{10}(OH)_2$
	Vermiculita	**V**	$(Mg,Fe^{2+},Al)_3(Al,Si)_4O_{10}(OH)_2.4H_2O$
Biotita (mica trioctaédrica)	Annita	**At**	$KFe^{2+}{}_3AlSi_3O_{10}(OH,F)_2$
	Biotita	**Bi**	$K(Mg,Fe^{2+})_3(AlSi_3O_{10}(OH,F)_2$
	Flogopita	**Ph**	$KMg_3AlSi_3O_{10}F(OH)$
	Polilitionita	**Po**	$Kli_2AlSi_4O_{10}(F,OH)_2$
	Tainiolita	**Ta**	$KLiMg_2Si_4O_{10}F_2$
	Trilitionita	**Tr**	$Kli_{3/2}Al_{3/2}AlSi_3O_{10}F_2$
	Zinnwaldita	**Z**	$KLiFe^{2+}Al(AlSi_3)O_{10}(F,OH)_2$
Clorita	**Chamosita**	**Ch**	$Fe^{2+}{}_3Mg_{3/2}AlFe^{3+}{}_{1/2}Si_3AlO_{12}(OH)_6$
	Clinocloro	**Ch**	$Mg_{15/4}Fe^{2+}{}_{5/4}Si_3Al_2O_{10}(OH)_8$
Stilpnomelano	Stilplomelano	**St**	$K(Fe^{2+},Mg,Fe^{3+})_8(Si,Al)_{12}(O,OH)_{27}.nH_2O$
Interestratificados	Caulinita-Montmorillonita	**K-Mo**	
	Clorita-Serpentina	**Ch**	

5.1. Frente de Lavra 1 (F1)

Encontra-se no extremo noroeste da lavra principal, em conjunto com as frentes F2 e F3 (Fig.5,6). Deste conjunto, a F1 é a que possui menor dimensão lateral, apesar de exibir uma continuidade para oeste (Fig7a,b).

Nesta frente o material talcífero (MT) está em contato direto com o protólito carbonático (mármore alterado, F1EE2, Fig.7c) a sudeste, com o dique diabásico alterado a oeste e ramificações desta intrusão, também em estágio avançado de alteração (F1Y1, Fig.7d) , a noroeste. Observa-se que a rocha portadora do minério está dobrada (eixo paralelo a direção do contato) próximo ao contato (SE-NW) com o dique e também contém o MT(F1C1, Fig.7e,h). Ademais, é notável a presença de fragmentos ricos em calcita (F1Y2, detalhe Fig7.b) dispersos por entre o diabásio alterado.

A frente propriamente dita, representada pelo MT, possui dimensão lateral reduzida (~15 m, Fig.7c,d,f), mas uma gama de materiais com cor e texturas características e que foram amostrados com sistematicidade. Todos estes materiais foram extraídos manualmente, após seleção visual, e posteriormente acondicionados em pilhas de minério com tipos específicos (F1X1,F1X2, Fig.7c,d).

Deste corpo principal (Fig.7f) foram extraídas a maioria das matérias-primas (MP) ordenadas em painéis (F1W e F1E) para facilitar a investigação. Em F1W (Fig.7l) a MP é predominantemente mais clara gradando irregularmente para composições mais ferruginosas na direção de F1E (Fig.7m). Na porção noroeste de F1E verifica-se o protólito carbonático de cor clara, entremeado por horizontes de material ocre (Fig.7i) a vermelho intenso do diabásio alterado (Fig.7j,k). Estes fragmentos do protólito em meio ao diabásio alterado mostram evidências de deformação dúctil (dobras) e rúptil (fraturas), que provavelmente são anteriores a esta intrusão (Fig.7j.k). Na porção F1W verificam-se os *layers* de contaminação no topo da seqüência, ainda com registro da estruturas do protólito (Fig7m,n,o). Na porção intermediária observam-se contaminações menos proeminentes e clastos de tonalidade escura, também oriundos do protólito (Fig.6i), circundados por material de cores brancas e ocre.

Dentre toda esta complexidade de materiais ocorrentes foi fundamental a separação em grupos e classes de forma a dinamizar a caracterização mineral. Der acordo com a classificação, a F1 possui dois grupos de MT, sendo o primeiro com 4 classes (I, Tab.5) e o segundo com duas (II, Tab.5). Os outros três grupos (III,IV,V, Tab.5) classificados são dos materiais das encaixantes.

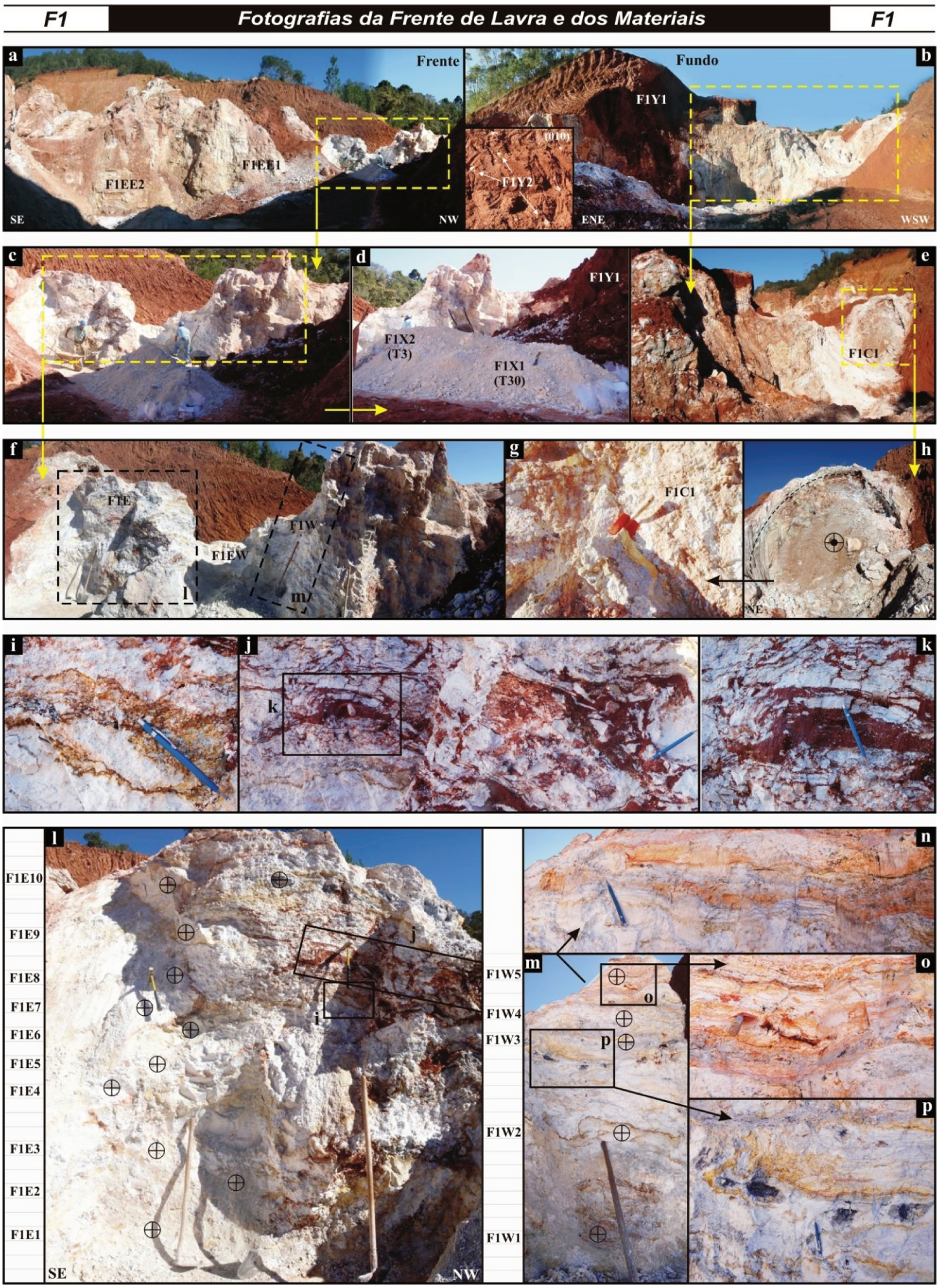


***Figura 7**: Ilustração da Frente de Lavra F1 e de seus materiais (talcíferos, contaminantes e da encaixante)*

***Tabela 5**: Assembléia mineral derivada de análises por DRX e ER dos materiais presentes na frente de lavra F1. Os minerais presentes são oriundos de mistura (DRX-Min) e desmistura espectral (ER-TSG).*

Grupo	Classe	AM	ϕ	DRX - Min	ER - TSG	
					Min	Erro (‰)
I	a	F1C1	b	T + Si (Ba) + To	T	107.6
		F1X2	b	T + Q + D + Br + Lz	T	179.3
			a	----	T (70) + MgC (30)	094.5
	b	F1E2	b	Q + T (So, At) + To + Gi (Bx,Bt)	T	177.3
			a	----	M (55) + T (45)	165.0
		F1E1	b	Q + T + I (So) + To (Te, Sd) + Ph	T	207.0
			b	Q + T + P + To (So) + Ph (Tk) + Bx + I	T	175.4
		F1E10	a1	----	T	680.2
			a2	----	T	775.1
	c	F1X1	b	T + Q + P (Ph) + To + (Cc, At) + I (Ha)	T	157.8
		F1E7	b	Q + T + P + To (So, Cc, Tr) + Ph + I	T	152.9
	d	F1E3	b	T + P + To (Cb, I-Mo) + Ha	T	154.6
		F1W2	b	T + Q + To (Ha, I) + P + He (?)	T	137.2
		F1E4	b	T + P + To + I (Ha)	T	150.4
		F1E5	b	T + I (Ha, At) + To + P	T	181.0
		F1E8	b	T + To (P) + Mg + I (Ha, Ph)	T	139.0
		F1W3	b	T + P + To (Q) + Mg + I (Ph, Te)	T	195.2
		F1W4	b	T + P (Be) + To + I + Ca (Ph, Dp, Go)	T	199.0
		F1W5	b	T + To + P + Mg + I (Ha, Ph)	T	156.5
II	a	F1EE1	b1	----	T (54) + M (46)	190.0
			b2	----	T (50) + D (50)	151.8
	b	F1W1	b	T + Gb + To (P) + I + Am	T (69) + Ha (31)	359.7
		F1E6	b	T + To + Ch + I (Ph, Gr) + M	T (65) + Ha (35)	150.9
		F1E9	b	T + Q + Nc + P + K + To (I, Lm)	T (64) + Ha (36)	156.1
		F1EE2	b	T + Ch + D + Q + Po + To + K + (Sa, Be, En)	T (78) + Bc (22)	417.4
III		F1EW	b	D + Dp + An + T + Q + Pk + Cb + Wb	D	089.2
IV		F1Y1B	b	Gb + Si + Q	Gb (50) + Ch (50)	067.7
		F1Y1A	b	K + He	Ha	140.2
V		F1Y2	a	----	Ca (64) + Sp (36)	101.9
		F1Y3	a	----	T	209.3

Am - amesita, An - anortita, At - annita, Ba - bayerita, Bc - Brucite, Be - beraunita, Br - barita, Bt - braunita, Bx - bixbiita, Ca- calcita, Cb - chabazita, Cc - clorocalcita, Ch - cloritas (chamosita, clinocloro), D - dolomita, Dp - diopsidio, En - enstatita, Gb - gibbsita, Gi - gismondita, Go - goethita, Gr - grossita, Ha - halloysita, He - hematita, I - illita, K - caulinita, Lm - laumontita, Lz - lizardita, M - muscovita, Mo - montmorillonita, Mg - magnesita, Nc - nacrita, P - palygorskita, Ph - flogopita, Pk - perovisquita, Po - polilitionita, Q - quartzo, Sa - saponita, Sd - sanderita, Si - silicas (cristobalita, moganita), Sp - serpentina, So - sodalita, T - talco, Te - ternovita, Tk - tokkoita, To - tobelita, Tr - tremolita, Wb - weberita.

Grupo I (classes: a,b,c)

A composição deste grupo é majoritariamente talcífera (ER-TSG, Tab.5). As principais feições de absorção do talco (095, 1.275, 1.391, 1.532, 1.904, 2.079, 2.128, 2.232, 2.29-2.311 (*doublet*-1), 2.391 e 2.430-2.464 µm (*doublet*-2) são registradas na maioria dos espectros.

Classe a (F1C1,X1): esta classe representa amostras do interior da dobra da F1 (F1C1) e amostra da MP em pilha do tipo T3 (F1X1) (Fig.7d,g). O talco é como principal constituinte;. O quartzo ocorre secundariamente na amostra X2 e é praticamente ausente na "C1" (DRX - Fig.9). Outros acessórios desta classe, como mica, serpentina e carbonato, não são registrados pela ER. Somente a abundância do talco pode ser estimada por suas absorções características (Fig.8). Entretanto, observa-se uma sutil interferência da mica no litotipo "X2" devido a absorção em 2.2 µm.

Classe b (F1E2,E1,E10): representando amostras da porção oeste da F1, esta classe é essencialmente quartzosa e contém talco como mineral secundário. São litotipos da base e do topo desta porção da F1 (Fig.7l). Além de quartzo e talco, também há uma fase secundária nesta classe representada pela mica (To, At e/ou I), por interpretação do pico de 3.7 Å. O pico de 10.3 Å também pode ser indicativo da presença desta mica (To), de maior espaçamento basal, possivelmente uma palygorskita (Fig.9). Pela ER (Fig.8) a assinatura também é típica do talco, mas verifica-se que a absorção do Al-OH (2.2 µm) é mais pronunciada quando comparada com a classe anterior, principalmente no litotipo E1. Neste mesmo litotipo, observa-se a presença de feições em torno de 1.41 µm, indicadora da fase micácea. Outras feições (Fig.8) na região (0.5-1.2 µm), indicativas da presença de íons de Fé, decorrem principalmente de degradações estruturais, mas não necessariamente de um espécime mineral não detectado pela DRX (Fig.9). Nos espectros coletados da fração de granulometria maior (a1,a2) da amostra "E10" (Fig.8), observa-se que a curva sofre uma inflexão a partir de 2.1 µm, culminando em 2.2 µm. Esta atenuação permanece até a região do *doublet*-1 do talco (2.29-2.31 µm) que possui feições de absorção mais sutis nesta curvas. Esta última característica pode apontar a possível existência de palygorskita (?) nesta amostra, devido a presença da sua absorção de 2.22 µm, tal como indicado pela DRX da fração pó (b) (Fig.9).

Classe c (F1X1,E7): o litotipo "X1" é o talco tipo T30 da pilha da F1 e o "E7" é uma porção de elevada alvura na porção superior do painel oeste (Fig.7d.l). Esta classe é constituída por variável composição de quartzo e talco - ora o talco é dominante (X1), ora o quartzo (E7). Como na classe anterior, ocorrem os picos de 10.3 Å e 3.7 Å (Fig.9); entretanto, o primeiro é mais intenso nesta classe. O pico de 10.3 Å pode ser decorrente da mica (To e/ou I) e/ou da palygorskita. Estes mesmos minerais podem também estar indicados pelo pico de 3.45 Å, ausentes nas outras amostras, mas aqui proeminente (Fig.9). O pico de 3.7 Å provavelmente é da mica (To e/ou At), sodalita, tremolita e/ou clorocalcita. Apesar da presença evidente de outras fases pela DRX, não se observa registros de absorção saliente destes espécimes nos espectros desta classe, a não ser uma atenuação da curva típica do talco em torno de 2.2 µm (2.18-2.22 µm) (Fig.8).

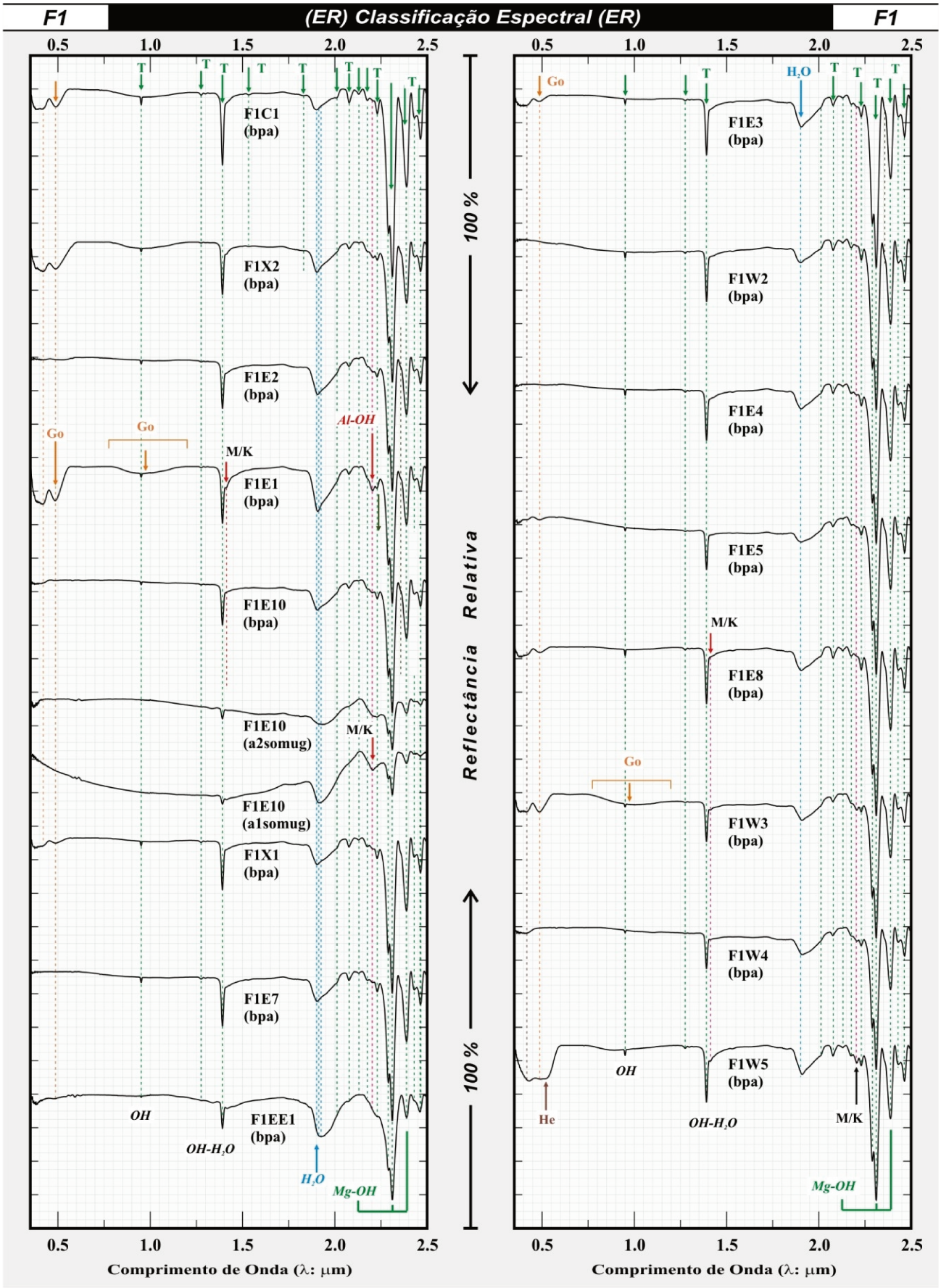


Figura 8: *Classificação Espectral dos Materiais da Frente de Lavra F1*

Classe d (F1E3,W2,E4,E5,E8,W3,W4,W5): as amostras do painel leste (E3, E5 e E8: presença moderada de elementos contaminantes, e E4: branco puro), que encontram-se em ordem hierárquica ascendente, são majoritariamente claras (Fig.7l). Os litotipos do painel oeste (W2: branco puro, W3 e W4: moderadamente contaminadas por manchas e/ou pintas escuras, e W5: MT rosa) possuem uma maior variação de tonalidade e misturas (Fig.7m,n,o,p). Todos estes exemplares possuem o pico da paligosquita e/ou mica (To,I) em 10.3 Å, assim como os de 3.45 Å, mais intrinsecamente relacionados a mica (Fig.10). O talco é abundante e domina a composição dos litotipos. O quartzo encontra-se somente nas amostras "W2" e "E3", que são os representantes de base do painel (F1W) nesta classe. Na ER, com base feição de 2.2 µm, verifica-se que os espectros do painel oeste possuem maior interferência dos espécimes micáceos, principalmente em direção ao topo (e.g., W5, Fig.8). O pico de 2.75 Å também foi associado à "To" e a "P", mas também a magnesita. A halloisita (5.05 Å) aparece como mineral acessório (Fig.10). As feições de absorção são relacionadas à presença de goethita (W3: 0.48 e 0.97 µm) e hematita (W5: 0.55 µm) (Fig.8); esses minerais são oriundos da contaminação da rocha por elementos dissociados.

Grupo II (classes: a,b)

Como no grupo anterior, aqui o talco também é abundante, entretanto contém maiores quantidades de minerais corantes e/ou contaminantes associados, que podem limitar uma determinada utilização da matéria-prima ou mesmo inviabilizar seu uso. As análises automáticas (ER) pelo TSG apontaram associações com a halloisita em proporções aproximadas 2:1 (Tab.5). As principais feições de absorção do talco ocorrem aqui em menor número: 1.904, 2.079, 2.232, 2.29-2.311 (*doublet*-1), 2.391 e 2.430-2.464 µm (*doublet*-2), este último muito sutil.

Classe a (F1EE1): corresponde ao bloco relacionado à encaixante carbonática alterada a sudeste da F1 (Fig.7a). É um litotipo abundante em talco, determinado pela geometria e posição do *doublet*-1 (Fig.8). O TSG (Tab.5) identificou a presença de dolomita em proporções iguais as do talco.

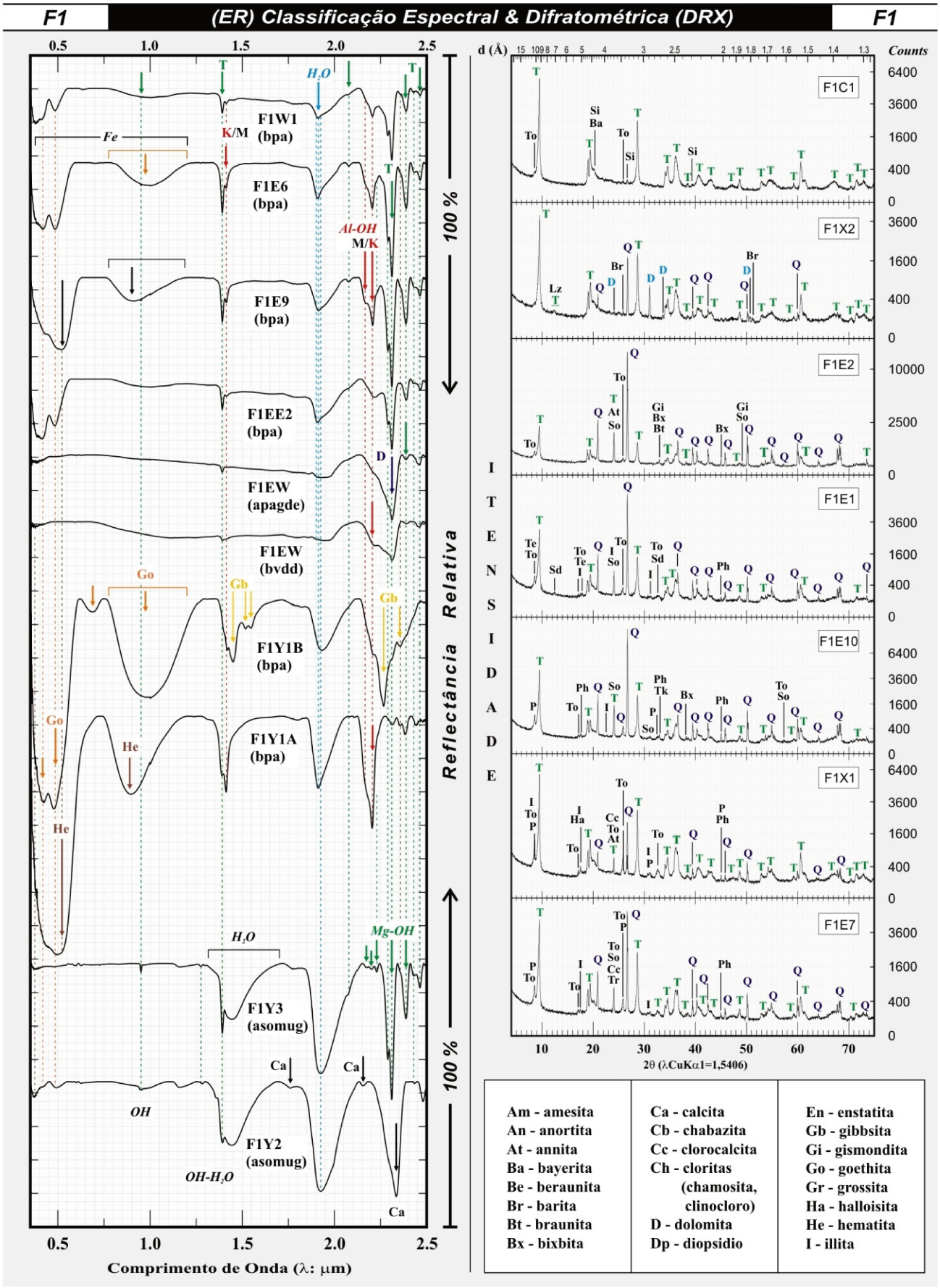


***Figura 9**: Classificação Espectral e Difratométrica dos Materiais da Frente de Lavra F1*

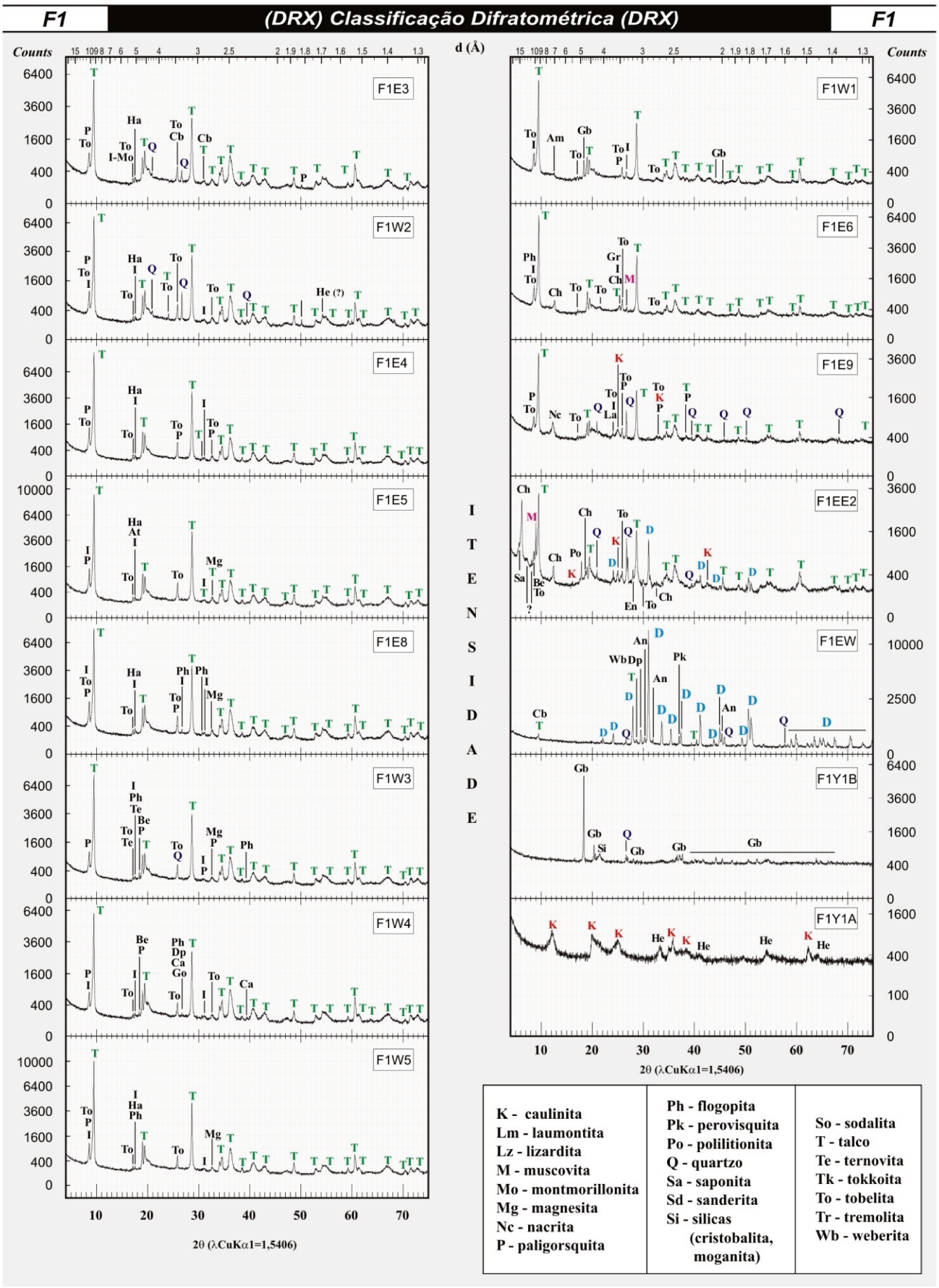


***Figura 10**: Classificação Difratométrica dos Materiais da Frente de Lavra F1.*

Classe b (F1W1,E6,E9,EE2): são os materiais do painel W-E que possuem as contaminações ao talco mais proeminentes da F1, como pode ser observado nas ilustrações (Fig.7a,l,m). Pela DRX (Fig.10), o talco é majoritário em todas as amostras, mas principalmente em "W1" (Fig7m). Em "EE2" o talco é acompanhado por clorita (14.15 Å), dolomita (2.9 Å) e quartzo (3.34 Å), nesta ordem. O quartzo ocorre também em "E9", amostra esta que apresenta pico característico da nacrita (7.2 Å), da caulinita (3.57 Å), mica (To) e/ou palygorskita (P) (10.31 Å). Este pico de 10.3 Å também ocorre em "w1" e "E6", com possível presença de outras micas (I, Ph). Em "E6" a clorita apresenta pico em 7 Å (chamosita). No litotipo "W1" ocorre a serpentina em 7.1 Å (amesita), muito sutil, e a gibbsita (4.84 Å) proeminente. A ER (Fig.9) indica que a clorita identificada pela DRX na "E6", pode ser a caulinita devido ao *doublet* característico (2.17-2.2 µm); entretanto não há exemplares de chamosita na biblioteca para efeito de comparação. Por outro lado, o mesmo *doublet* que ocorre no espectro "F1E9" é devido a combinação de nacrita, caulinita e a mica envolvida na mistura. No espectro "F1W1" não há registro da gibbsita identificada DRX, mas sim da fase micácea, com alguma contribuição de caulinita, função do *doublet* muito pouco desenvolvido. Em "EE2" a absorção desta feição de 2.2 µm (Fig.9) é menos proeminente ainda, provavelmente em decorrência da existência da clorita. De modo geral parece que os minerais investigados pela DRX (Fig.10) com base nos picos que ocorrem no entorno de 7 Å são muito provavelmente decorrência da caulinita ou minerais do grupo da caulinita. Sendo assim, a ER pode ser utilizada para corrigir eventuais problemas de deslocamento de difratogramas provocados por espessuras irregulares de amostras. A sistemática de preparação de amostra em difração, com espessura rigorosamente controlada, é algo imprescindível para uma maior acurácia do resultado.

Grupo III (F1EW)

É composto pelo litotipo do painel principal da F1, ocorrente entre os dois articulados (F1W e F1E) (Fig.7f). Representa a rocha protólito devido a sua composição carbonática, com abundante dolomita (Fig.10), pouco quartzo e presença de diopsídio, o que atesta a origem metamórfica do "mármore dolomítico". Pela ER esta relação foi satisfeita com a absorção da dolomita característica em 2.315 µm (Fig.9).

GrupoIV (F1Y1B,Y1A)

Este grupo representa os materiais oriundos do dique de diabásio alterado, sendo que o exemplar "A" pertence a um tipo de latossolo e "B" a uma porção mais arenosa. Pela ER (Fig.9) observa-se a presença de gibbsita (*quadriplet*: 1.42-1.45-1.52-1.55 e *triplet*: 2.21-2.27-2.36) conjuntamente com a goethita, conforme ilustrado pelas feições de absorção da curva espectral "F1Y1B". Da mesma forma, a DRX (Fig.10) indica os mesmos minerais para esta amostra. O espectro "F1Y1A" indica presença de caulinita e hematita, também comprovados pela DRX.

Grupo V. (F1Y2,Y3)

São materiais encontrados como clastos esparsos imersos na massa de diabásio alterado. Provavelmente são fragmentos da encaixante que foram transportados pela intrusão e resistiram ao intemperismo. Observa-se pela ER (Fig.9) que ambos possuem espectros decorrentes de materiais muito hidratados, vistos as feições de OH e H_2O centradas em 1.4 e 1.9 µm. O litotipo "Y2" é um exemplar típico de calcita, com sua feição proeminente em 2.325 µm, e o "Y3" é um fragmento de MT *sensu strictu*.

5.2. Frente de Lavra 2 (F2)

Encontra-se no noroeste da lavra principal, entre as frentes F2 e F3 (Fig.5;6a,b,c). Assim como a F1, ocorre entre blocos do protólito dolomítico e, de certa forma, é circundada pela intrusão diabásica alterada (Fig.11a,c). O principal painel desta frente não possui dimensões laterais superiores aos 15 m, estando diretamente sobreposta pelo diabásio alterado (Fig.11a,b,e). Também contém blocos do mármore alterado a sudeste (Fig.11c,d), mas estes não esta em contato direto com o painel mineralizado, decorrência da retirada da matéria-prima. Observa-se que a rocha mineralizada em talco encontra-se intensamente obliterada, com evidências de dobramentos, fraturamentos e remobilizações, além de estruturas primárias (acamamento e/ou bandamento) localmente preservadas (Fig.11b,e).

No minério, há uma variedade grande de litotipos, que nesta frente da cava foram primordialmente coletados no painel principal (Fig.11e), com enfoque em cor e textura. Como rotina para ordenar a amostragem optou-se por segregar estes painel principal em 4 sub-painéis representativos (P1,2,3,4; Fig.11e). Além das amostras do painel principal também foram coletados exemplares inconsolidados junto ao protólito carbonático (Fig.11d) e amostra da pilha referente ao material nobre (T30) da mina (Fig.11b,d; porção inferior da ilustração). Das características gerais dos painéis pode-se destacar que: "P1" possui as maiores contribuições provenientes do diabásio alterado (Fig11.g); "P2", logo acima e a noroeste, é rico no material cerâmico (T4), mas com participação intensa de *layers* escuros (Fig11.h); "P3" representa a porção intermediária, contém MT mais puro e é cortado por falha/fratura (Fig11.f); e "P4" é o painel mais a noroeste, com predomínio de MT mais claro (Fig11.j).

Novamente devido a complexidade dos MT nesta frente, foi oportuno a separação em grupos e classes. Desta forma F2 será caracterizada nos grupos I,II,III,IV,V e VI (Tab.6), sendo o primeiro subdividido em 3 classes (a,b,c; Tab.6) e o segundo em 2 classes (a,b; Tab.6).

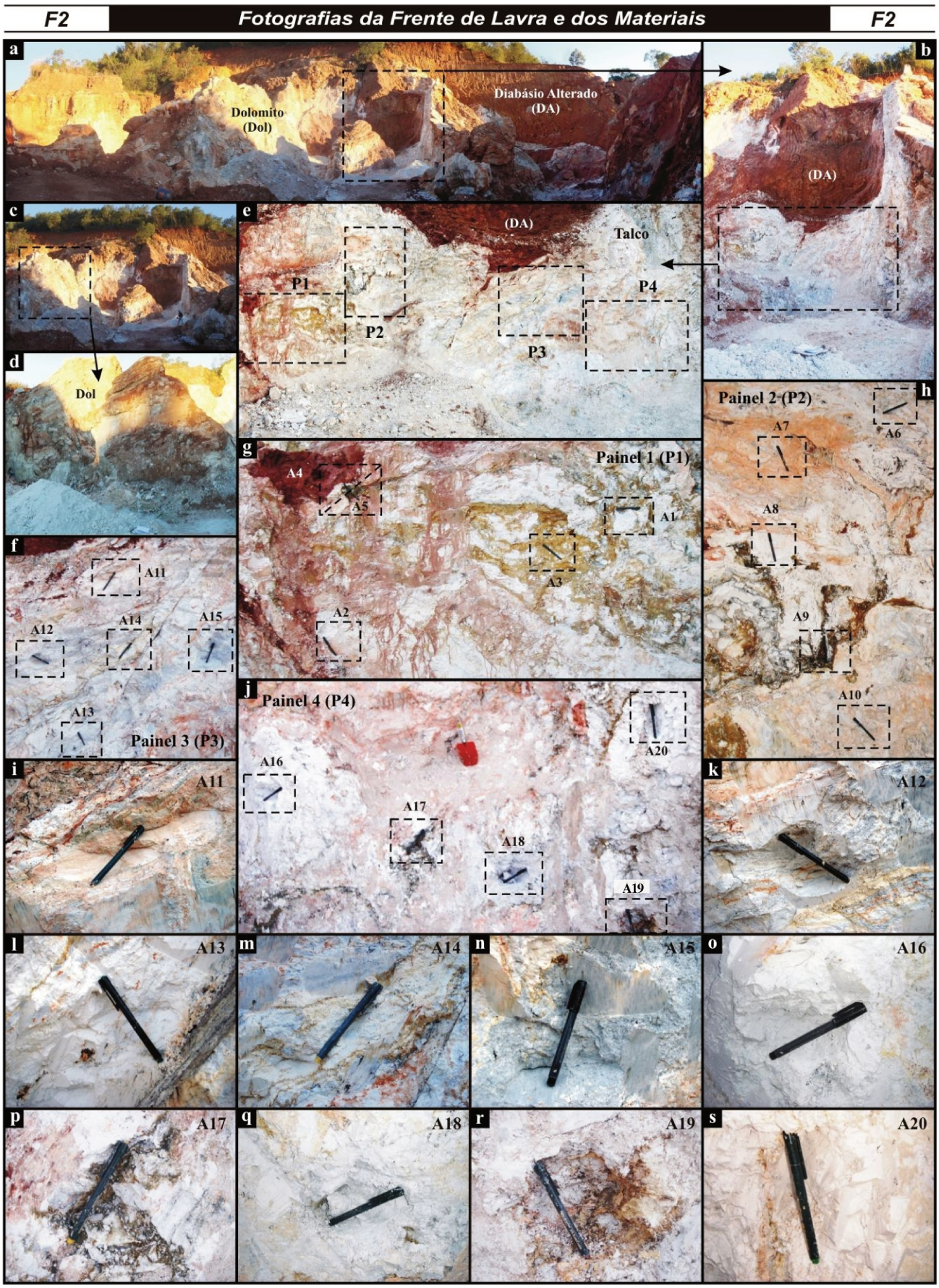


***Figura 11**: Ilustração da Frente de Lavra F2 e de seus materiais (talcíferos, contaminantes e encaixante)*

***Tabela 6**: Assembléia mineral derivada de análises por DRX e ER dos materiais presentes na frente de lavra F2. Os minerais presentes são oriundos de mistura (DRX-Min) e desmistura espectral (ER-TSG).*

Grupo	Classe	AM	ϕ	DRX - Min	ER - TSG	
					Min	Erro (‰)
I	a	F2A7	b	T + P	T	146.2
		F2A10	b	T + Q + To + I + Ba	T	162.5
	b	F2A12	b	T + To + I	T	174.9
		F2A14	b	T + To + I + Gb	T	153.6
		F2A15	b	T + To + I + Te + Py	T	209.1
	c	F2A18	b	T + Q + To	T	180.6
		F2A20	b	T + Q + To	T	101.7
II	a	F2A1	b	T + P+ Ph + To	T	082.8
		F2A16	b	T + P+ Tk	T	141.0
		F2A17	b	T + Ch + Am	T	369.3
		F2A19	b	T + P+ Ch + To + No + I + Ph	T (74) + Ha(26)	241.3
	b	F2A13	b	T + P + Gb + Py	T	134.3
		F2A11	b	T + P+ To + Bi	T	144.1
		F2A6	b	T + P	T	165.3
III		F2A3	b	T + Ch + No	T (59) + Ha (41)	212.6
		F2A5	b	T + Q + Ch + K + I + Te	T (60) + Ha (40)	228.9
		F2A9	b	T + F + Am	T (61) + Ha (39)	401.1
			ab	T	T	103.5
IV		F2A2	b	T + Q + To + Ph	T	097.0
		F2A8	b	T + Q + To + Tk	T	143.9
		F2T30	b	T + Q + To + I + Py	T	165.9
V		F2S1	b	Q + T + To	T	130.7
		F2S2	b	Q + T + To + I + So	T	172.2
VI		F2A4	b	K + He + Ch + St	K	097.8

Am - amesita, Ba - bayerita, Bi - biotita, Ch - cloritas (chamosita, clinocloro, clorita-serpentina), F - ferrierita, Gb - gibbsita, Ha - halloisita, He - hematita, I - illita, K - caulinita, No - nontronita, P - palygorskita, Ph - flogopita, Py -pirolusita, Q - quartzo, So - sodalita, St - stilpnomelana, T - talco, Te -ternovita, Tk - tokkoita, To - tobelita

Grupo I (classes: a,b,c)

Como a maioria do MT encontrado na lavra, este grupo possui o talco como mineral abundante e não há litotipos em que o quartzo participe liderando a composição. Apesar dos erros elevados de classificação, essa noção foi ratificada pelo TSG. O litotipo "A20" é o mais representativo do grupo (classe a). Na classe 'b' o talco é sempre acompanhado pela mica (To) e na classe 'c' pelo quartzo (Tab.6).

Classe a (F2A7,A10): os exemplares desta classe pertencem ao painel 2, e correspondem aos MT rosa e rosa claro, respectivamente (Fig.11h). A análise de seus espectros mostra que são ricos em talco, com feições características. O ton rosa é registrado pela banda larga de absorção que ocorre entre 0.35-0.6 µm, em máximos localizados em 0.43 e 0.52 µm, este último similar a posição de absorção da hematita (Fig.12). A DRX indica a abundância do talco, com pequena parcela de quartzo e

acessória de mica (To) e/ou palygorskita (Fig.13). A presença destas fases interferem de forma muito sutil na região de 2.2 µm das curvas espectrais (Fig.12).

Classe b (F2A12,A14,A15): compreende amostras do painel 3, orientadas numa mesma direção (Fig.11f). Essas amostras tem tons claros, variando do cinza claro (A12,A15) ao creme (15) (Fig11.k,m,n). Pela ER (Fig.12) observa-se que são exemplares com abundância em talco, principalmente a "A14", que possui maior número de feições características desse mineral. O tom em creme é registrado pela banda larga até 0.6 µm e com máximo em 0.48 µm, similar à da goethita. A análise por DRX (Fig.13) indica resultados semelhantes à classe 'a', neste caso marcado por ausência de quartzo e presença acessória de mica (To,I), além de gibbsita (A14), corante e oriunda do diabásio alterado. A ER aqui também registra a presença desses minerais de forma sutil na região em torno de 2.2 µm (Fig.12).

Classe c (F2A18,A20): os litotipos desta classe correspondem ao painel 4. A amostra "A18" possui tom branco acinzentado e é mais friável; a "A20" é extremamente branca e mais compacta (Fig.11f,q,s). A curva espectral (ER, Fig.13) da "A20" indica riqueza em talco devido ao conjunto abundante de feições características (095, 1.275, 1.391, 1.532, 1.904, 2.079, 2.128, 2.232, 2.29-2.311 (*doublet*-1), 2.391 e 2.430-2.464 µm (*doublet*-2)), e ausência de fases hidratadas (baixa profundidade em 1.9 µm) e micáceas (2.2 µm). A amostra "A18" não possui o mesmo número e intensidades das feições em função da considerável presença de quartzo (DRX, Fig.13).

<u>Grupo II (classes: a,b)</u>

As concentrações de talco também são majoritárias, mas verifica-se uma participação secundária importante de halloisita (TSG).

Classe a (F2A1,A16,A17,A19): o primeiro exemplar desta classe (A1) pertence ao painel 3 (Fig.11f), e os outros (A16,A17,A19) ao painel 4 (Fig.11j). Os dois primeiros (A1,A16) (Fig.11f,o) possuem cor branca e os dois últimos (A17,A19) são marrons devido a presença de minerais escuros (Fig.11p,r). A ER indica que os dois primeiros são espécimes abundantes em talco. A curva espectral "F2A1" (Fig.12) possui a curva mais característica do talco encontrada na mina, com presença de todas as feições (095, 1.275, 1.391, 1.532, 1.904, 2.079, 2.128, 2.232, 2.29-2.311 (*doublet*-1), 2.391 e 2.430-2.464 µm (*doublet*-2)) em intensidades de absorção elevada. A ocorrência de mica (To) e/ou "P" nesta amostra, assinalada pelos picos de 10.3 e 3.45 Å (Fig.13), e possivelmente de flopopita (5.06 Å), não possuem registros equivalentes na curva espectral (Fig.12). Para a amostra "A16" a interpretação é similar, no entanto não há o mesmo número e intensidade das absorções (ER) e a fase auxiliar paligorsquítica é apenas acessória (DRX) (Fig14). Já para os exemplares "A17" e "A19" a absorção na região de 2.2 µm é característica, inclusive com o aparecimento de absorção em 1.413 µm, redução da profundidade do *doublet-1* do talco (Fig.13). Enquanto que na amostra "A17" há o predomínio de talco com pequeno percentual de chamosita (Ch) e serpentina (Am) (7.05 Å, Fig.14), na "A19" ocorre

esmectita (No) (14.17 Å) e/ou clinocloro (Ch) (7.2 Å), e palygorskita e/ou flogopita (10.34 e 3.45 Å) (Fig.14). A combinação destas fases provoca interferências nos espectros de “A17” e “A19”, tais como: (i) feição similar à da goethita em 0.48 µm, (ii) duplicação da feição em 1.4 µm, (iii) maior profundidade da absorção de 1.9 µm (A19), (iv) feição de 2.2 µm com incipiente formação de *doublet* e redução acentuada da profundidade do *doublet*-1 do talco (Fig.13).

Classe b (F2A13,A11,A6): os dois primeiros litotipos pertencem ao painel 3 (Fig.13) e “A6” ao painel 2 (Fig.11h). Os tipos “A6” e “A13” são brancos acinzentados e “A11” possui cor rosa claro. Nesta classe é comum a palygorskita acompanhar o talco (DRX, Fig.14). Entretanto, em função de sua pequena quantidade ou superposição de suas feições com as do talco, esse mineral é de difícil identificação por ER nas amostras (Fig.13). Todos os exemplares possuem as feições características do talco. A banda do ferro somente é destacada na curva “F2A11” em posição similar à misturas de goethita e hematita. A atenuação das feições em 2.2 µm é mais facilmente visualizada no tipo “A6” (Fig.13). A DRX indica que o tipo “A11” possui uma parcela pequena de mica (To) (10.29 Å) e/ou palygorskita (10.29 Å e 3.44 Å) (Fig.14). Desta forma, a palygorskita em conjunto com o talco parece não deixar registro na assinatura espectral da mistura.

Grupo III (F2A3,A5,A9)

É um grupo notadamente “contaminado”, seja pelo aspecto visual (Fig.11g,h), espectral (Fig12) ou difratométrico (Fig.14). Os dois primeiros litotipos (A3,A5) pertencem ao painel 1 (Fig.11g) e o terceiro (A9) ao painel 2 (Fig.11h). Todos possuem cores escuras variando do ocre ao cinza marrom, nesta ordem. Todos os espectros possuem a feição de 2.2 µm, sendo mais proeminente em “A3”. É generalizada a atenuação do *doublet*-1 do talco, da maior absorção na banda da água (1.9 µm) e do aparecimento da feição de 1.41 µm formando um *doublet* composto com a feição do talco 1.39 µm. Pela DRX (Fig.14) observa-se a existência de chamosita (Ch) com pico em 14.05 Å nos difratogramas “A3” e “A5”, e a ocorrência conjunta de clorita, caulinita e provavelmente serpentina (Am) em 7.06 Å, registrada em todos os tipos (Fig.14). Esta ocorrência conjunta de caulinita e clorita justifica a existência da absorção de caulinita em todos os espectros da classe, inclusive com o registro do *doublet* (2.17-2.2 µm) incipiente (A3,A5) (Fig.12). A clorita também é detectada nos espectros pela feição de 2.25 µm, e somente da curva “F2A9ab” pela posição de 2.29 µm. Nesta curva (F2A9ab), que envolve uma amostra de granulometria maior, observa-se o abaulamento extenso que ocorre entre 0.6 e 2.1 µm, provavelmente devido a mistura de clorita e serpentina (Am) (Fig.12). Também são marcantes as absorções similares a da goethita em 0.48 e 0.97 µm, principalmente nos espectros “A3” e “A5” (Fig.12).

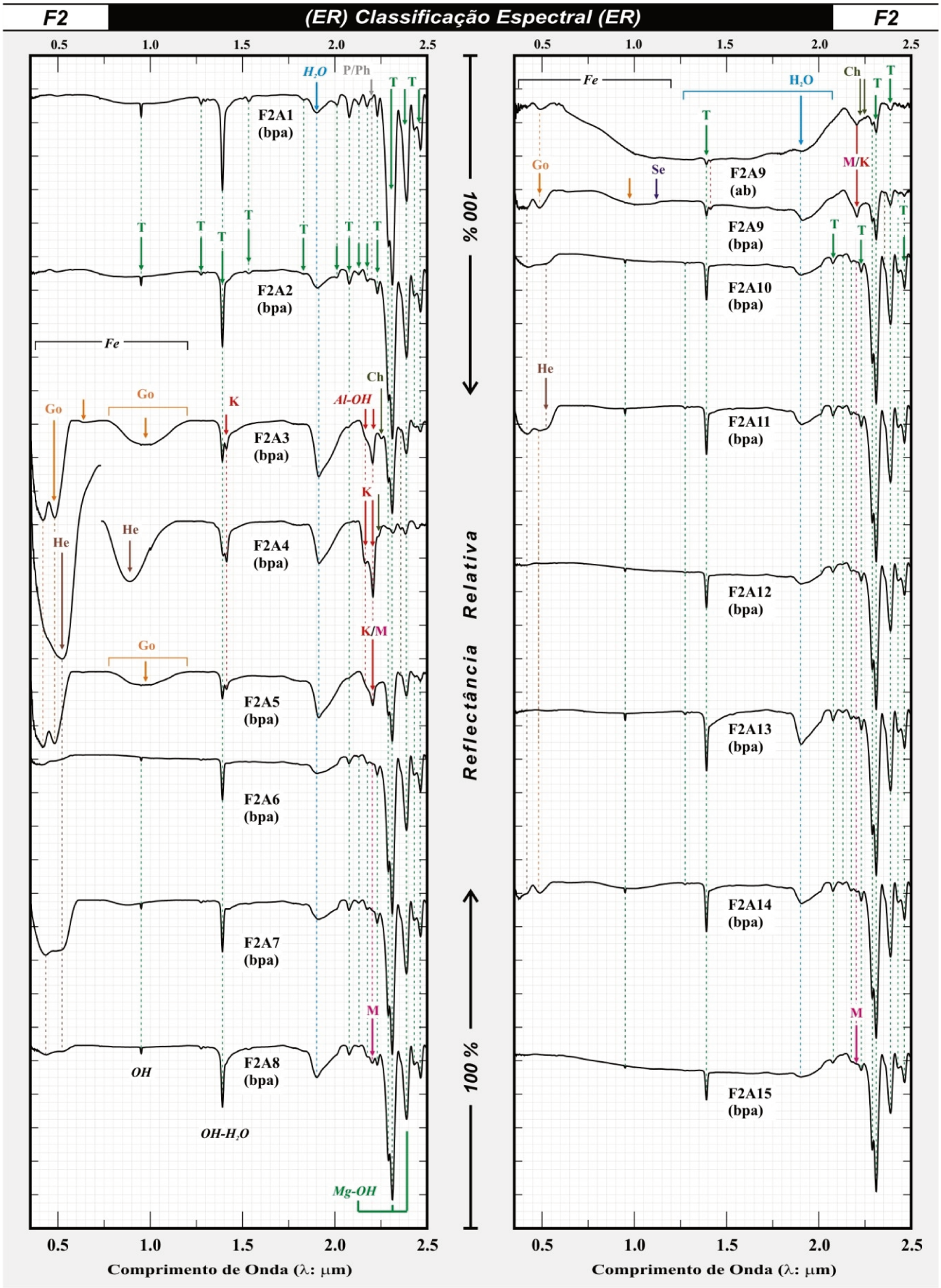


***Figura 12**: Classificação Espectral dos Materiais da Frente de Lavra F2*

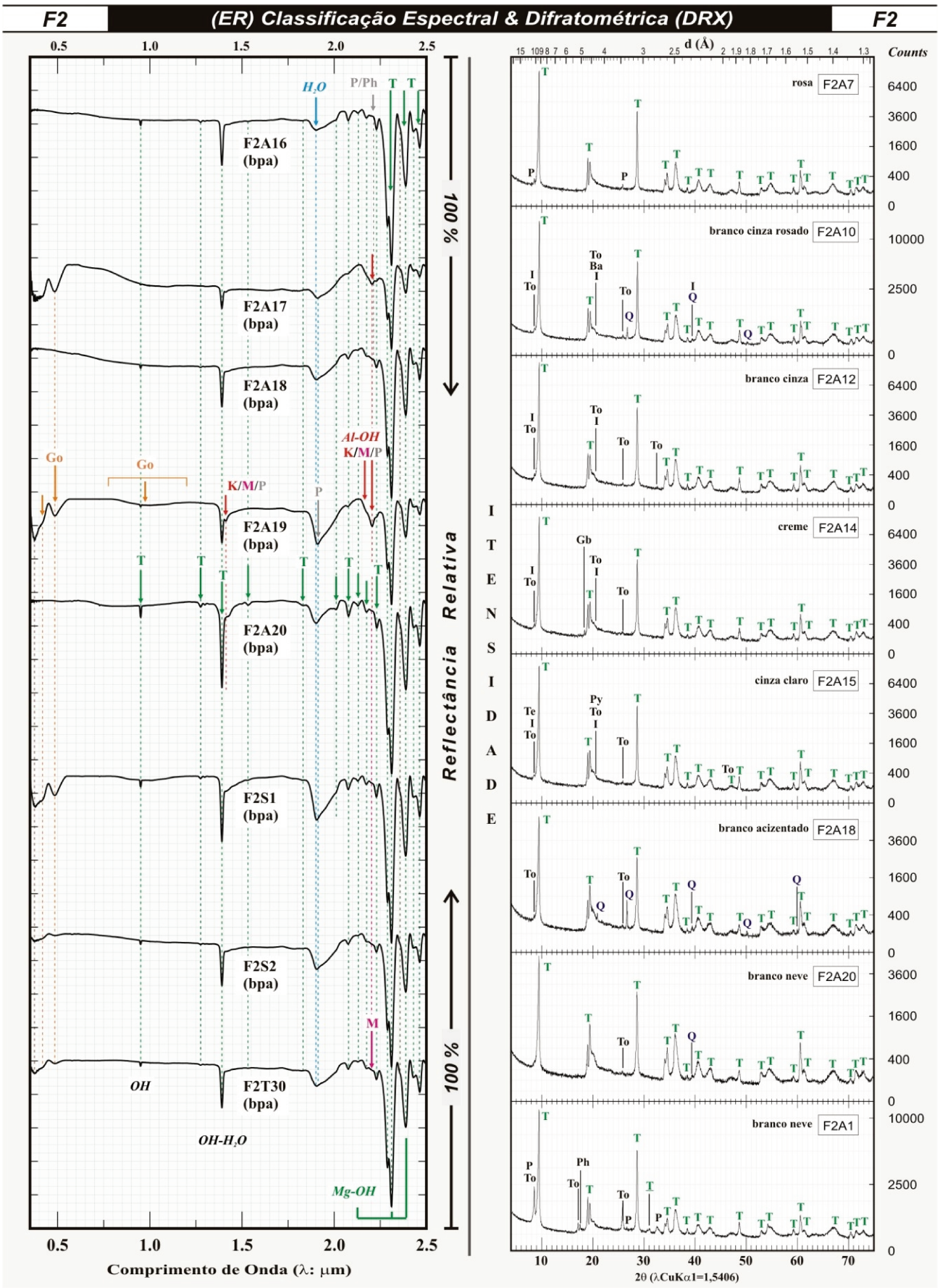


***Figura 13**: Classificação Espectral e Difratométrica dos Materiais da Frente de Lavra F2*

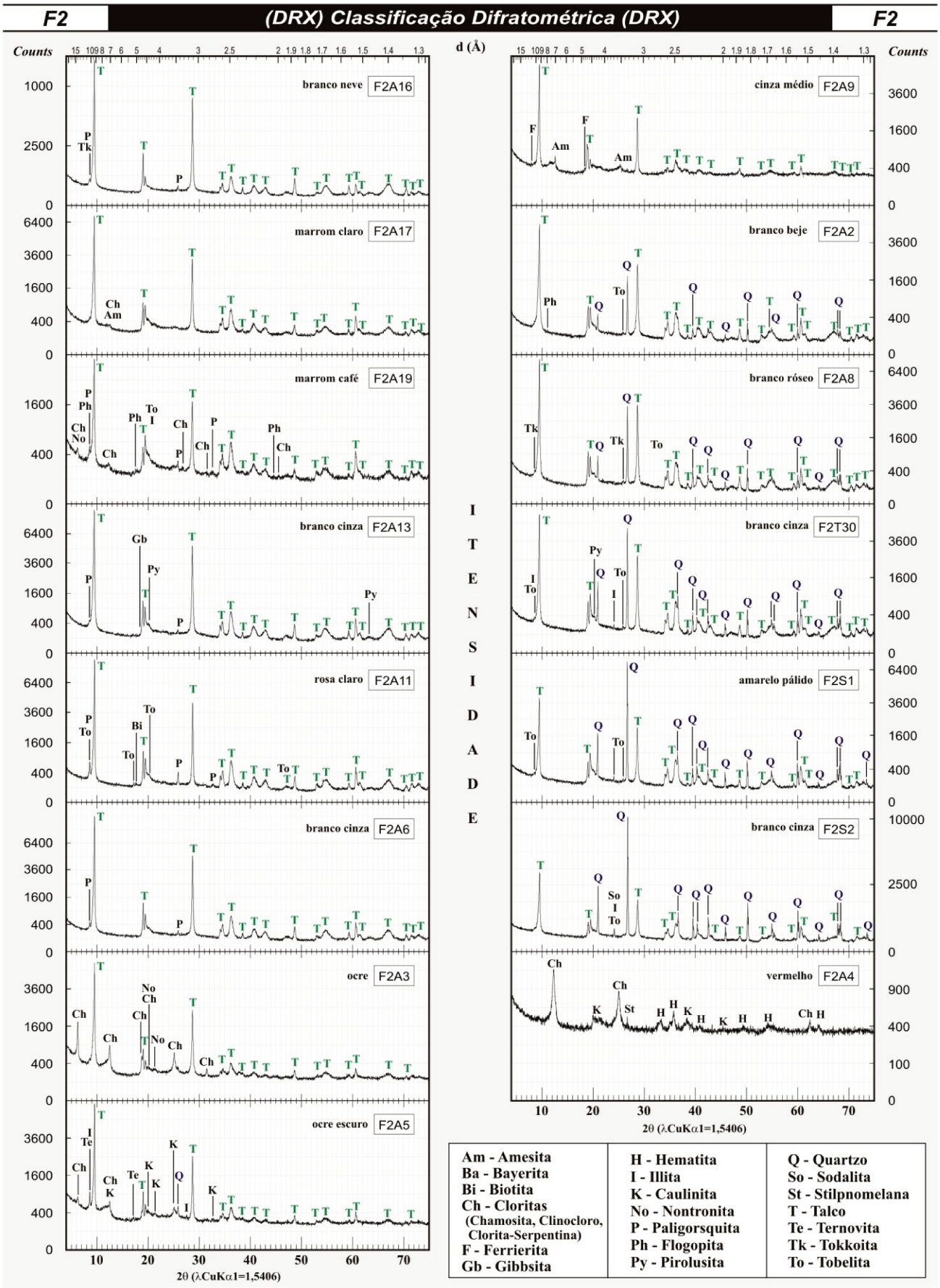


***Figura 14**: Classificação Difratométrica dos Materiais da Frente de Lavra F2*

Grupo IV (F2A2,A8,T30)

Entre os MTs, este grupo é o que contém maiores quantidades de quartzo, conforme verificado pela DRX (e.g., pico 3.35 Å do difratograma "F2T30", Fig.14). Compreendem exemplares do painel 1 (A2) (Fig.11g), do painel 2 (Fig.11h) (A8) e da pilha de minério selecionado (T30). São amostras geralmente claras, sendo o "A2" um tipo branco tendendo ao bege, e o "A8" tendendo ao róseo. Todos os espectros demonstram abundância em talco, assim como a DRX (pico 3.35 Å, Fig.14). A curva "F2A2" é a mais representativa deste mineral nesta classe, visto a ocorrência de todas as feições características e de intensas profundidades (Fig.12), mesmo com elevada quantidade de quartzo registrada pela DRX (Fig. 14). As curvas "F2A8" (Fig.12) e "F2T30" (Fig.13) mostram a absorção em 2.2 µm, devido à presença incipiente de fase micácea, nesse caso representada por tobelita e illita (Fig.14).

Grupo V (F2S1,S2)

São representantes típicos de um material inconsolidado de granulometria muito fina, semelhante a um *chert* desagregado. Ocorre abaixo do bloco de rocha carbonática (dolomito e/ou mármore) alterada na porção sudeste da frente de lavra (Fig.11a,c,d). O tipo "S1" possui cor amarela clara e o "S2" cor branca acinzentada. Na lavra estes materiais são denominados de "sapólio" devido ao efeito abrasivo, mas ainda não há uma utilização industrial para este produto. A ER indica composição abundante de talco (Fig.13), muito embora o quartzo seja a fase principal, conforme apontado pela DRX (Fig.14). O tipo "S1" possui maior número de feições do talco, mas com maior interferência na região do ferro. O "S2" possui menos feições do talco e quase ausência das assinaturas do ferro. Pela DRX verifica-se que em "S2" a proporção de quartzo em relação ao talco é maior, ou seja "S2" é mais silicosa que "S1". O pequeno pico de mica (To) registrado em 3.7 Å (DRX, Fig.14), interfere no espectros da mesma amostra na região de 2.2 µm (ER, Fig13). Este grupo, de caráter silicoso, representa provavelmente um resíduo do processo hidrotermal que finalmente foi alterado pela intrusão diabásica e/ou é produto da transformação térmica impressa pela intrusão na fácies hidrotermal, pois tem ocorrência localizada próximo aos diques.

Grupo VI (F2A4)

Este grupo da F2 é representado por uma única amostra pertencente ao painel principal, mais precisamente ao painel "P1" (Fig.11e,g). Possui cor vermelha intensa e é uma intrusão localizada e segregada de pequena dimensão em meio ao MT. É composta principalmente por caulinita e hematita, (ER, Fig.12), além de clorita (feições em 2.25 µm; DRX - Fig.14). A hematita é detectada com propriedade pela ER em função de suas profundas absorções em 0.53 e 0.88 µm. O registro dos *doublets* característicos da caulinita centrados em 1.4 e 2.2 µm, são um justificativa irrevogável de sua

presença; ademais, a curvatura interna do *doublet* indica um bom grau de ordenamento cristalino desse mineral (Fig.12). Nesta amostra também foi verificada a existência singular de stilpnomelano (Fig.14), um filossilicato de ferro.

5.3. Frente de Lavra 3 (F3)

Localizada na porção noroeste da lavra, também está encaixada em meio a blocos do "mármore dolomítico" e encostada na parede da intrusão principal de direção NW-SE (Fig.15a,b,c). Observa-se que o "mármore dolomítico" está basculado próximo à intrusão, havendo inclusive blocos desta rocha sustentados pela intrusão no centro da F3 (Fig15c). Porções inferiores a este bloco sustentado contém o minério talcífero entremeado pelo diabásio alterado (Fig.15c)

O principal painel desta frente possui dimensões laterais da ordem de 15-20 m, incluindo o MT propriamente dito, o material alterado da intrusão e os relictos em blocos decamétricos do "mármore dolomítico". Nesta frente, a geometria dos corpos indica que grande parte do material já fora extraído até o nível base da lavra (Fig.15a,b,c).

Do painel principal foram escolhidos sub-painéis para coleta sistemática das amostras ordenadas espacialmente. O primeiro painel corresponde à porção denominada de "F3A", e o segundo e terceiro sucessivamente aos termos "F3B" e "F3C". O painel "F3A" compreende aos materiais da porção noroeste, encaixados a noroestes pelo "mármore" e a sudeste pelo "diabásio". O "F3B" encontra-se segregado entre porções do "diabásio" na porção central da F3. O painel "F3C", na porção sudeste da F3, corresponde ao "mármore dolomítico talcificado", em contato noroeste com a intrusão (Fig.15b,c).

Aqui também o MT foi separado em grupos e classes, com auxilio da técnica de *clusters* (DRX). Essa frente contém dois grupos (I e II, Tab.7), sendo que cada um contém 4 classes (a,b,c,d; Tab.7).

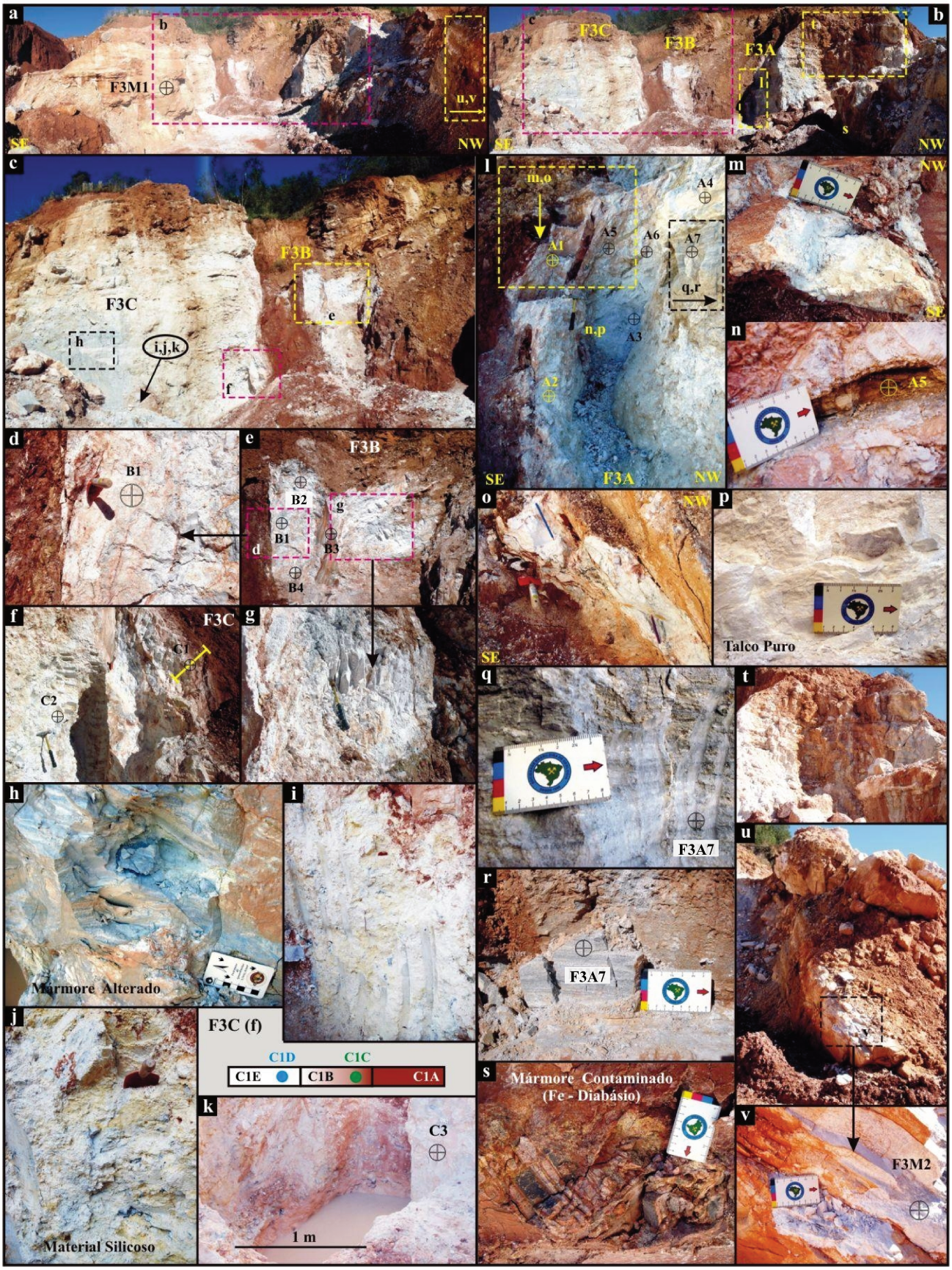


***Figura 15**: Ilustração da Frente de Lavra F3 e de seus materiais (talcíferos, contaminantes e da encaixante)*

Tabela 7: *Assembléia mineral derivada de análises por DRX e ER dos materiais presentes na frente de lavra F3. Os minerais presentes são oriundos de mistura (DRX-Min) e desmistura espectral (ER-TSG).*

Grupo	Classe	AM	ϕ	DRX - Min	ER - TSG	
					Min	Erro (‰)
I	a	F3A2	b	T + Q	T	169.6
		F3B4	b	T + Q + D	T	176.5
		F3C1A	b	T + Q	T	154.7
		F3C2	b	T + Q + P + Py	T	134.6
	b	F3B3	b	T + Ph + P (To) + Py	T	145.6
		F3C1C	b	T + P + Py	T	121.6
		F3C1D	b	T + Ph + P	T	118.2
		F3C1E	b	T + P (To) + Ca	T	133.7
		F3C3	b	T + Ph + P + Py	T	233.6
	c	F3A1	b	T + P + Py	T	141.9
		F3B1	b	T + Q + Py	T	185.9
		F3C1B	b	T + P	T	133.9
	d	F3A3	b	T + Cr + V	T	141.6
		F3B2	b	T + Ca + Q + Ph + Py + Te	T (66) + MgC (34)	100.8
II	a	F3A5	b	T + Ch (Mo) + Lz + Sa	T (64) + Ha (36)	309.4
		F3A6	b	T + Ch + Bi + Sa	T (65) + MgC (35)	122.3
	b	F3A7	b	D + Ce + Cb + Ca + Hd	D	328.8
		F3M1	b	D + Q + Cb + Py	D	241.4
	c	F3M2.1	a	---	D (58) + T (42)	116.1
		F3M2.2	a	---	T (70) + D (30)	165.1
	d	F3A4	a1	---	T	094.0
			a2	---	T (75) + Ca (25)	192.0

Bi - biotita, Ca - calcita, Cb - chabazita, Ce - celadonita (glauconita), Ch - clorita (clinocloro), Cr - clinocrisotila, D - dolomita, Hd - haradaita, Lz - lizardita, MgC - Argila magnesiana, Mo - montmorillonita, P - palygorskita, Ph - flogopita, Py -pirolusita, Q - quartzo, Sa - saponita, T - talco, Te - ternovita, To - tobelita, V - vermiculita

Grupo I (classes: a,b,c,d)

Esse grupo também é essencialmente talcífero, com classes mais quartzosas (a), mais micáceas (b) e mais serpentiníticas (d). Uma amostra do painel "F3C" foi separada em vários horizontes, meticulosamente (escala milimétrica), em 5 partes (C1A,C1B,C1C,C1D,C1E) paralelas ao contato, na direção do MT (Fig.15f-croqui). O intuito desta segregação foi o de verificar a variação mineral da MT ao longo do contato.

Classe a (F3A2,B4,C1A,C2): esta classe compreende MT brancos dos três painéis: "A2" da base do painel A (Fig.15b,l), "B4" da porção intermediária do painel B (Fig.15b,c,e), "C1A" é um dos MT do contato com a intrusão (Fig.15c,f), e "C2" é o MT coletado próximo ao anterior (Fig.15c,f). Todos contêm talco, com a maioria das feições espectrais características. A curva espectral derivada da amostra "C2" apresenta as feições típicas de talco com maior profundidade; a grande profundidade da feição centrada em 1.9 µm é atribuída à presença de água estrutural (Fig.16). Pela DRX, verifica-se que todos possuem talco seguido por quartzo, visto a intensidade dos picos relacionados a estes dois espécimes (Fig.17). Outros minerais ocorrem em quantidade acessória muito vaga (e.g., To), mas que interfere de forma muito sutil na região de 2.2 µm, principalmente dos espectros "F3A2" e "F3B2" (Fig.16).

Classe b (F3B3,C1C,C1D,C1E,C3): somente o primeiro litotipo (B3) corresponde ao painel intermediário (Fig.15c,e). Os outros pertencem ao painel sudeste, sendo que três são das parcelas segregadas da amostra "C1" (Fig.15c,f). "C3" pertence a cava do piso da F3 (Fig.15a,c,k). Todas são amostras claras, representativas do MT e exemplares típicos da abundância em talco, como pode ser visualizado pelas feições características apresentadas pelos espectros, principalmente nas amostras "C1C" e "C1D" (Fig.16). A amostra "C1E" possui uma suave interferência em 2.2 µm, mas em "F3C3" esta interferência é mais acentuada. Nesta última, além da interferência citada também é observado o abaulamento na porção intermediária do espectro (Fig.16), provavelmente devido à ocorrência da flogopita em baixa quantidades, registrada pelo pico de 3.34 Å (Fig.17). De modo geral, a difratomeria (Fig.17) indica composições majoritárias de talco, com alguma mica envolvida.

Classe c (F3A1,B1,C1B): O tipo "A1", com tons claros, está na mesma posição horizontal que "A2", mas verticalmente superior (Fig.15b,l). O tipo "B1" do painel intermediário é o representante da porção mais elevada, estando somente abaixo de "B2" na F2 (Fig.15c,d,e). "C1B" é a porção intermediária da segregação da amostras do contato do painel sudeste (F3C) (Fig.15c,f). Todos são majoritariamente talcíferos e possuem espectros representativos do talco, principalmente o exemplar "C1B", que também contém uma banda rasa na região do ferro. O tipo "B1" possui interferência em 2.2 µm e um suave abaulamento da curva na porção intermediária (Fig.16). O agente causador desta alteração em "B1", assim como a fase que provocou a absorção em 2.2 µm, não foram detectados pela DRX. A explicação pode estar na interpretação errônea do pico de 3.34 Å (Fig.17), identificado como do quartzo (*low*, PDF: 86-1629), que certamente poderia ser da illita trioctaédrica (PDF: 09-0343) (Fig.17), corroborando com o resultado espectral (Fig.16).

Classe d (F3A3,B2): o exemplar "A3" é um material acinzentado ("mármore talcoso") oriundo da base do painel "F3A" (Fig.15l); o "B2", de cor clara, é a amostra da porção mais elevada do painel intermediário "F3B" (Fig.15c,e). Apesar de estarem na mesma classe, possuem algumas peculiaridades difratométricas (Fig.17). Do ponto de vista espectral (Fig.16) são tipos muito semelhantes, ambos com as feições características do talco, todavia, exibem registro de água estrutural marcante, como pode ser observado pelo abaulamento da região de 1.4 a 1.9 µm do espectro (Fig.16) e pela intensidade e geometria assimétrica da feição de 1.9 µm. O litotipo "A3", conforme indicado pela DRX, possui quantidades de vermiculita, registrada pelo pico de 14.4 Å, e serpentina (clinocrisotilo), identificada pelos picos em 7.3 e 3.66 Å (Fig.17).

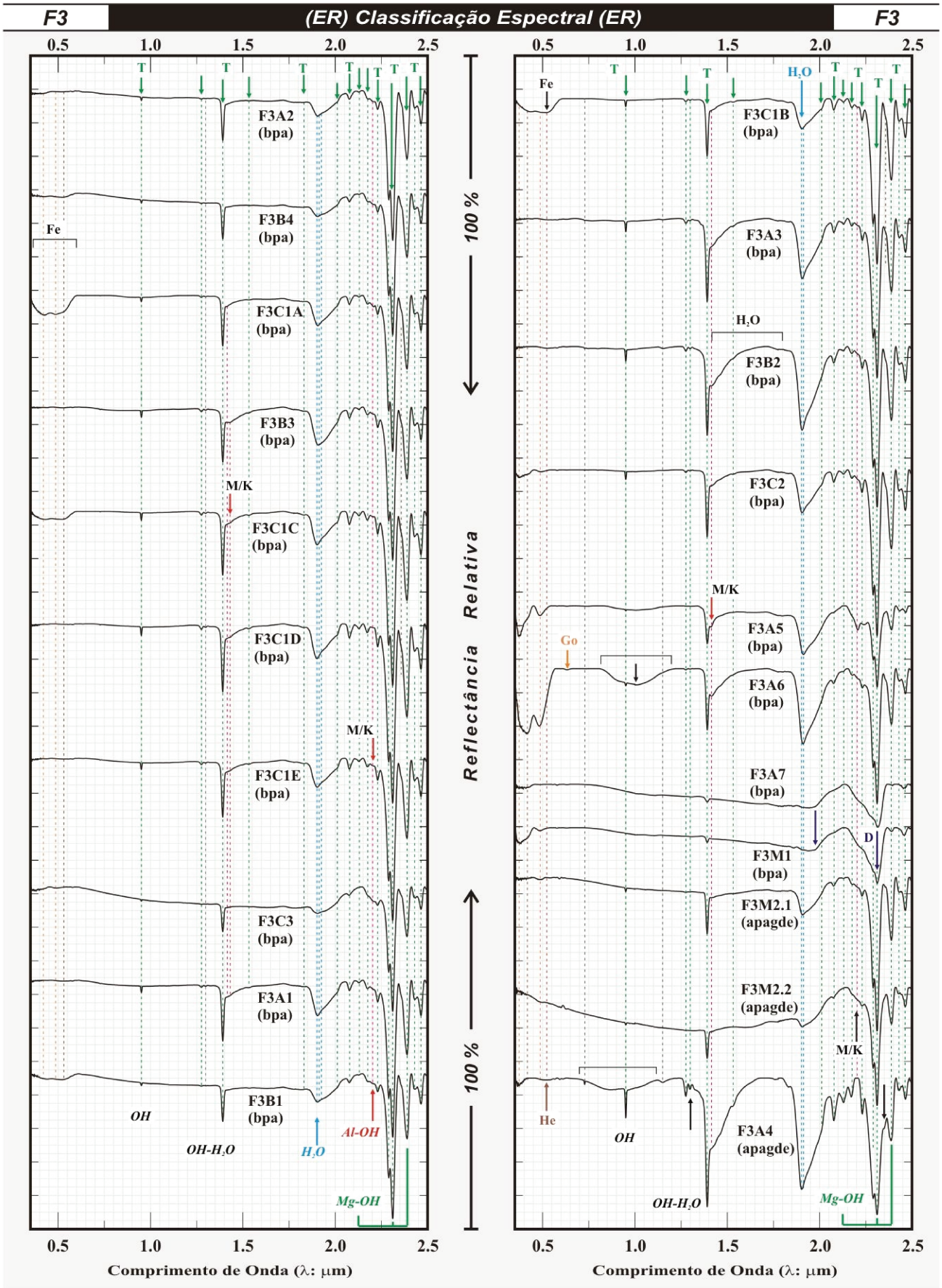


***Figura 16**: Classificação Espectral dos Materiais da Frente de Lavra F3*

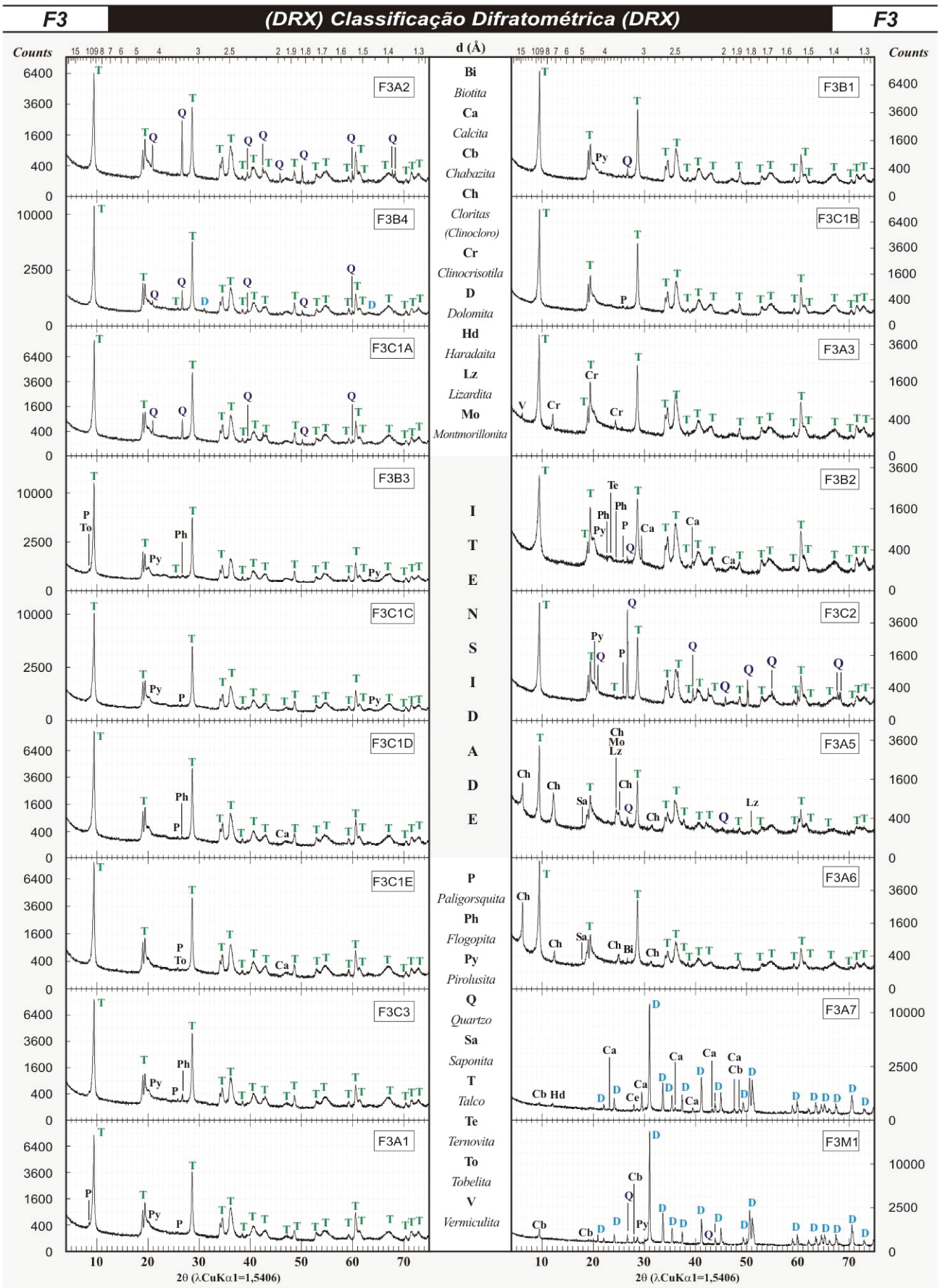


***Figura 17**: Classificação Difratométrica dos Materiais da Frente de Lavra F3*

Grupo II (classes: a,b,c,d)

É um grupo reduzido e somente duas de suas classes foram analisadas por DRX. Somente a segunda classe não é talcífera.

Classe a (F3A5,A6): estes dois exemplares tem cor ocre, sendo que o segundo é mais escuro. Estão localizados no painel "F3A", numa mesma cota, como horizontes irregulares do MT claro (Fig.15b,l). Pela ER verifica-se que ambos os espectros possuem contribuição de água estrutural, devido a curvatura do espectro de 1.4 a 1.9 µm, além da assimetria e maior profundidade da feição de 1.9 µm (Fig.16). Outras características registradas são: interferência na curva espectral acentuada em 2.2 µm no tipo "A5" e sutil no tipo "A6"; atenuação do *doublet*-1 do talco em "A5"; e banda do ferro (goethita) suave em "A5" e profunda em "A6", com incorporação da feição de 0.98 µm, também similar à da goethita. A análise difratométrica (Fig.17) indica que ambos os exemplares possuem picos da clorita em 14.21 Å. O pico em 7.1 Å pode ser devido à clorita ou a caulinita no tipo "F3A5". A ER (Fig.16) aponta a existência combinada desses dois minerais - a caulinita pela feição de 2.2 µm e a clorita pela de 2.245 µm (sutil).

Classe b (F3A7,M1): esta classe é formada por membros carbonáticos. O litotipo "A7", pertencente ao painel "F3A", é a alteração do "mármore dolomítico", com bandamento preservado, marcado por variação de tonalidade do cinza claro ao escuro (Fig.15b,l,q,r). O tipo "M1" representa o mármore de tonalidade mais clara, que ocorre na porção sudeste da frente de lavra (Fig.15a,b). Os espectros (Fig.16) destes exemplares são similares e típicos da dolomita, com proeminente feição em 2.32 µm. A DRX (Fig.17) indica que esses litotipos possuem composição dolomítica majoritária. Entretanto, a calcita aparece como mineral acessório em "A7" e o quartzo em "M1". Nas duas amostras há evidencias da presença de chabazita, uma zeólita.

Classe c (F3M2.1,M2.2): apesar das siglas diferentes, são parcelas do mesmo litotipo. Esta rocha clara e maciça ocorre na região anterior noroeste da F3A (Fig.15a,u,v). A parcela "M2.1" possui tonalidades cinza claro com porções brancas; a "M2.2" exibe porções escuras, de traço negro. Os espectros desta classe indicam composição talcífera, com o *doublet* característico em 2.31 µm (Fig.16), identificado pela geometria e profundidade da absorção. Observando a região de 2.2 µm, verifica-se que há possibilidade de ocorrer fases micáceas conjuntamente com este material. Este é um exemplar típico de talco compacto, uma porção do mármore dolomítico totalmente talcificada.

Classe d (F3A4): esta classe pertence ao painel "F3A" e corresponde ao mesmo horizonte do exemplar "A3" ("mármore talcosos"), entretanto trata-se de uma amostra compacta. A ER desta fração de granulometria maior (a) indica composição talcífera. Nas medidas espectrais, a presença de água "intra-poros" provoca o registro de feições de elevada intensidade de absorção, com formas assimétricas e largas. Feições de ordem secundária se tornam semelhantes às primárias de outros espectros de talco, e novas feições do talco são detectadas. Nesse litotipo, as feições do talco são as

seguintes: 0.729, 0.951, 1.273, 1.298, 1.391, 1.904, 2.076, 2.129, 2.171, 2.231, 2.290-2.310 (*doublet*-1), 2.355 (?), 2.388, 2.431-2.464 (*doublet*-2) µm.

5.4. Frente de Lavra 4 (F4)

Localizada na porção sudeste da lavra principal, esta frente é a de maior extensão no percurso da cava e encontra-se na cota mais elevada do conjunto de frentes do DAM (Fig.5,6d). É constituída por duas regiões de bancadas ao longo do acesso NW-SE (Fig.5). A bancada a sudoeste foi dividida em duas porções de investigação: a primeira (A), a sudeste, concentra os materiais claros de composição serpentiníca; a segunda (D), a noroeste, engloba os materiais oriundos do dique de diabásio alterado. A bancada a nordeste do acesso (Fig.5,6d), que ocorre em extensão superior aos 200 m, foi investigada pontualmente (B), com ênfase em seus materiais dolomíticos.

Diferentemente das frentes investigadas até aqui, nesta há uma separação linear dos litotipos da seguinte forma: dique a sudoeste do acesso, protólito carbonático a nordeste do acesso (Fig.5,6d) e o material serpentítico encaixado entre estes dois litotipos (Fig.18a,b,i,j).

Na região do contato com o dique, observa-se a verticalização do pacote de tonalidade clara, além da alternância gradacional paralela ao contato (Fig.18a,b). Os materiais deste horizonte foram amostrados discriminadamente e relacionados ao painel A (F4A) (Fig.18c,de,f,g,h). Os produtos de alteração e alguns fragmentos inalterados do dique, compreendidos no painel D (F4D) (Fig.18b), também foram coletados. As rochas dolomíticas expostas a nordeste do acesso foram relacionadas ao painel pontual B (F4B) (Fig.18i,j,k,l,m).

A F4 possui outra tipologia de minério (F4A) em relação à região noroeste da lavra. Esse material é menos explotado, talvez devido a falta de conhecimento mais detalhado sobre suas características, ou mesmo de sua aplicação.

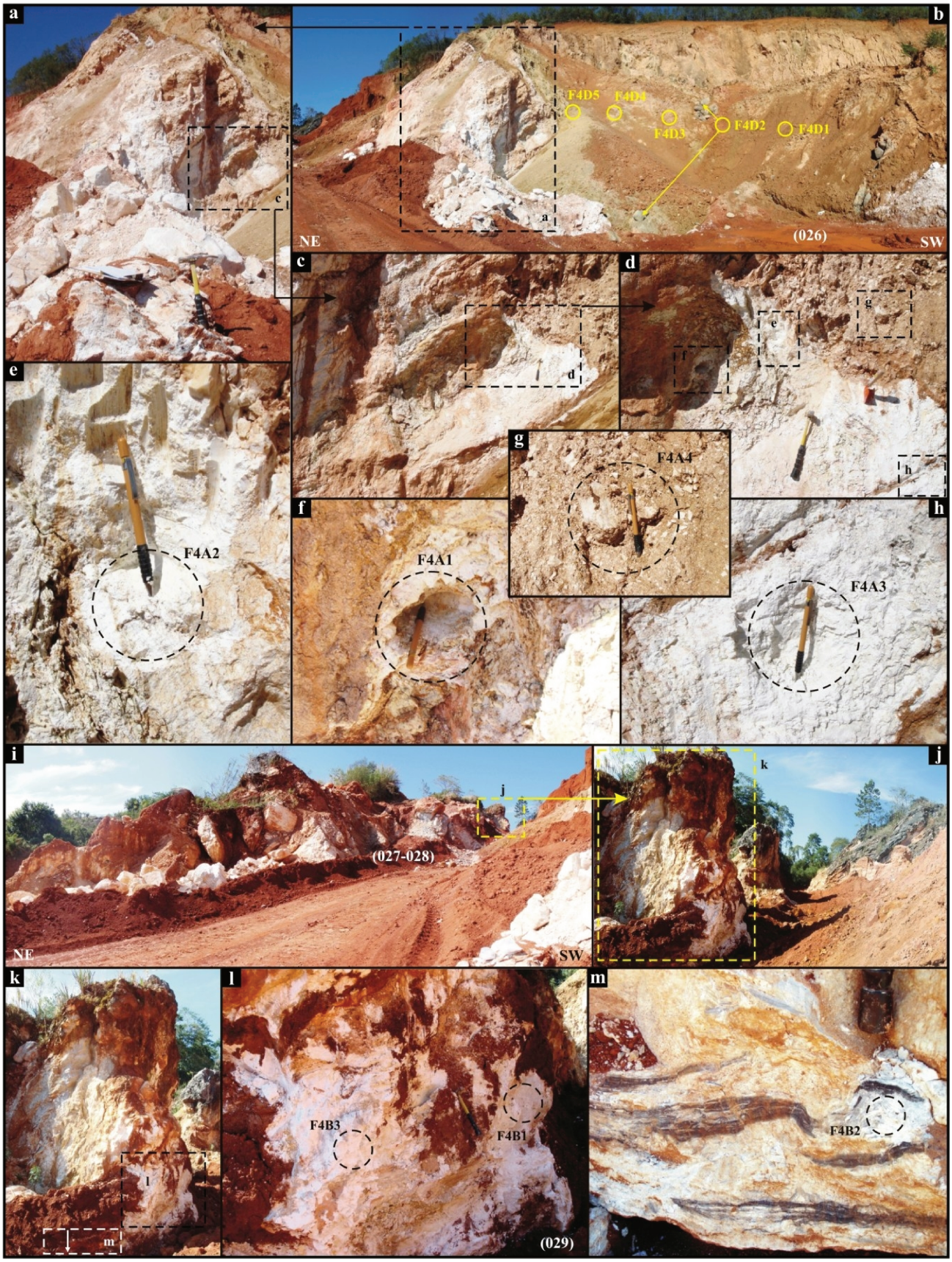


***Figura 18**: Ilustração da Frente de Lavra F4 e de seus materiais (talcíferos, contaminantes e da encaixante)*

***Tabela 8**: Assembléia mineral derivada de análises por DRX e ER dos materiais presentes na frente de lavra F4. Os minerais presentes são oriundos de mistura (DRX-Min) e desmistura espectral (ER-TSG).*

Grupo	AM	ϕ	DRX - Min	ER - TSG	
				Min	Min
A	F4A1	b	V (Mo) + T + Lz + M + Cr + Bi	MgC (60)+ MgCh (40)	092.2
	F4A2	b	Lz + V + Ph (Ce,I) + E + Dp + Cr + Tr	Sp	337.2
	F4A3	b	Lz + V + Cr + T + Dp + Ch	Sp	149.4
	F4A4	b	Ca + Qz + Lz + Mg + Sa (No,V) + An + Si + Cb	Ha (60) + MgCh (40)	142.6
		a	----	Sp	184.2
B	F4B1A	b	D + Lz + Cr + Ca (Wb) + Cb (Bu)	D	143.0
		a4		D	109.6
		a5	---	D	058.7
		a6	---	D (76) + T (24)	087.7
	F4B1B	b	D + Lz + Ca + Cb (Bd + Ab + En) + Dp	D	147.0
	F4B2	a7	----	T (68) + MgC (32)	112.4
		a8	----	Sp (72) + Ca (28)	185.9
	F4B3	b	D + Lz + Ca + Cr + Cb (Po) + Ak	Sp (64) + D (36)	213.3
D	F4D1	b	----	FeCh (58) + Gb (42)	112.0
		a10	----	Mo (58) + No (42)	160.9
		a11	----	Mo (57) + Sid (43)	098.7
	F4D2B1	b	Gb + Q + V (Mo-Ch)	Gb	163.8
	F4D2B2	b	Gb + Q + Va + V + Ph (At + M)	Gb	163.8
	F4D3	b	K + Q + Go	Ha	130.5
	F4D4	b	V (No) + K-Mo + Q + Dp + Ab-An	Ha (59) + Mo (41)	092.1
	F4D5	b	Q + K + Go	Ha	134.5

Ab - albita, Ak - ankerita, An - anortita, At - annita, Bd - baddeleíta, Bi - biotita, Bu - bustamite, Ca - calcita, Cb - chabazita, Ce - celadonita, Ch - cloritas, Cr - clinocrisotila, D - dolomita, Dp - diopsídio, E - epidoto, -En - enstatita, FeCh - clorita de ferro, Gb - gibbsita, Go - goethita, I - illita, K - caulinita, Lz - lizardita, M - muscovita, Mg - magnesita, MgC - Argila magnesiana, MgCh - clorita magnesiana, Mo - montmorillonita, No - nontronita, Ph - flogopita, Po - polihalita, Q - quartzo, Sa - saponita, Si - cristobalita/moganita, Sid - Siderita, Sp - serpentina, T - talco, Tr - trilitionita, V - vermiculita, Va - variscita, Wb - weberita

Grupo A (F2A1,A2,A3,A4)

Os materiais deste grupo pertencem ao painel "A" (Fig.18a,c). A composição geral não possui um mineral preponderante. Em A1, A2-A3 e A4 dominam, respectivamente, vermiculita, serpentina (lizardita) e calcita (A4). Os materiais serpentínicos possuem cor clara e encontram-se confinados próximo ao contato com o dique.

A análise pelo TSG identificou argila magnesiana (palygorskita - e.g., Pontual *et al.* 1997) em uma das amostras (A1) e clorita magnesiana em duas das amostras (A1 e A4). Por DRX (Tab.8), a composição da amostra "A1" é dominada pela vermiculita, com participação de talco, serpentinas (lizardita e clinocrisotilo), micas e provavelmente uma esmectita (montmorillonita). Na "A4" a

assembléia é dominada por calcita e quartzo, acompanhada por serpentina, magnesita, esmectitas e outros assessórios (DRX, Tab.8). A detecção errônea de halloysita pelo TSG para na “A4” é função da presença de água, que provoca o formato abaulado da curva entre 1.4 e 1.9 µm e a assimetria do “braço direito” da feição em 1.4 µm (Fig.19). Nas amostras “A2” e “A3”, os resultados do TSG e da DRX (Tab.8) foram coerentes, ambos indicando serpentina dominante.

F4A1: este litotipo de cor clara corresponde ao centro do painel (Fig.18c,d,f), numa porção que assemelha-se a uma zona de charneira. A análise automática (TSG) detectou clorita magnesiana devido à feição centrada em 1.4 µm, que é semelhante à da Mg-Clorita (Pontual *et al*. 1997), seja pela geometria ou pela posição das feições em 1.39, 1.43 e 1.51 µm (Fig.19). A vermiculita (DRX) tem esta feição (1.4 µm) ligeiramente diferente quanto a sua geometria, sendo que as duas primeiras absorções ocorrem em posição coincidente, mas a terceira (1.51 µm) é ausente neste espécime. Destaca-se que a esmectita tem forte absorção nesta posição e, dessa forma, a mistura de vermiculita com montmorillonita pode gerar feições similares à da Mg-clorita, reduzindo as fortes absorções da vermiculita singular. Outro ponto a destacar é a geometria da feição da água (1.9 µm), profunda e muito similar à absorção da palygorskita (Fig.19). Isso explica porque o TSG identificou argila magnesiana como o mineral majoritário nesta amostra. A DRX (Fig.20) não identificou palygorskita, mas sim montmorillonita na amostra. No entanto, a feição da amostra está centrada em 1.911 µm, exatamente entre as posições de “Mo” (1.904 µm) e “P” (1.918 µm). O *doublet* de 1.4 µm é composto de absorções em 1.393 e 1.412 µm - a primeira é devida à presença de serpentina (lizardita) e/ou talco, e a segunda à esmectita (montmorillonita) e/ou mica (muscovita) (Fig.19). Em 2.21 µm, a absorção também poderia ser decorrente de duas fases, a mica detectada pela DRX ou a “MgC” (“P”) registrada pelo TSG. A feição de 2.245 µm também é dúbia quando comparada pelas duas análises, pois ocorre tanto na vermiculita como na Mg-clorita, sendo mais proeminente e aguda na primeira. O *doublet* 2.29-2.31 µm, característico do talco, comprova sua existência não detectada pelo TSG, assim como a outra feição diagnóstica do Mg-OH do talco em 2.39 µm, bastante proeminentes neste espectro (Fig.19). Pela DRX foram identificadas as seguintes fases: vermiculita (10.3 Å), muscovita (9.98 Å), talco (9.32 Å) e lizardita (7.3 Å) (Fig.20).

F4A2 e F4A3: estes dois tipos possuem cor branca e representam massas integralmente desagregadas (Fig.18c,d,e,h). De acordo com a ilustração da Fig.18d, observa-se que correspondem ao mesmo horizonte, daí a sua similaridade espectral (Fig.19). Segundo a DRX (Fig.20) (Tab.F4): a vermiculita (14.28 Å) e o diopsídio (2.99 Å) são mais abundantes em “A3” (Fig.20); a mica (Ce,Ph,I) identificada em 9.98 Å não ocorre em “A3”; a clorita (clinocloro: 4.81 Å) não ocorre em “A2” (Fig.20). As quantidades de serpentina são proporcionais nas duas amostras, ora com picos da lizardita (7.29 Å), ora com os da clinocrisotilo (3.65 Å) (Fig.20). Apesar da análise automática (TSG) apontar corretamente a existência de serpentina, o seu erro é elevado principalmente em “A2”. As feições aguda em 1.393 µm, assimétrica e abaulada (1.98 µm) em 1.915 µm e tipo serrote em 2.33 µm, certamente são da serpentina (Pontual *et al*. 1997), mesmo havendo uma diferença com os espécimes

de serpentina (lizardita) da biblioteca da USGS, que não possuem tantas feições de absorção. As feições (Fig.19) da serpentina que ocorrem nestes espectros são: bandas da hidroxila e da água, vibrações do Al-OH (*doublet*: 2.098-2.128 µm) e do Mg-OH (2.326 µm) (Pontual *et al*. 1997).

F4A4: esta amostra é a mais escura e heterogênea, com porções claras em clastos e porções escuras mais finas (Fig.18c,d,g). Apesar da DRX (Fig.20) apontar uma composição muito rica em calcita, pelas assinaturas espectrais o domínio parece reportar à um espécime interestratificado (e.g., cauesmectita) na fração fina (a) ou à própria serpentina na fração grossa (b) (Fig.19). Além da calcita (3 Å) também foram detectados por DRX o quartzo, a lizardita (7.3 Å), uma pequena parcela de talco e/ou chabazita. Além das esmectitas (Sa,No), a vermiculita pode estar presente em função do pico de 14.7 Å (Fig.20). A curva espectral da fração fina (b), entre 2.17 a 2.35 µm, apresenta interferências de caulinita (2.17-2.2 µm), esmectita (nontronita) (2.27-2.296 µm), vermiculita (2.25 µm) e lizardita (2.33 µm), mas a calcita não ocorre (2.34 µm). A explicação é que o conteúdo de calcita divide com a lizardita a composição do espectro "F4A4" (Fig.19), apesar desta assinatura possuir as feições mais profundas da lizardita, mascarando as interferências da calcita.

Grupo B (F2B1A,B1B,B2,B3)

São as rochas carbonáticas da F4 que ocorrem na bancada a sudeste e ao longo do acesso NW-SE (Fig.18i). Representam blocos testemunhos da rocha carbonática, relictos da abertura e extração da cava (Fig.18j,k,l). Estes blocos são compostos pelos mármores dolomíticos (F4B1), que ora estão mais talcificados (F4B2), ora mais serpentinizados (F4B3). Este material, quando preservado, contém bandamentos escuros parcialmente substituídos e/ou contaminados pela intrusão diabásica (Fig.18m).

F4B1: são os principais exemplares do "mármore dolomítico" de cor cinza claro, que ocorrem nos diversos blocos isolados da bancada (Fig.18k,l). Os espectros ratificam sua composição dolomítica, conforme as posições de absorção e geometria das feições centradas em 1.87, 1.9, 2.14, 2.32 µm (Fig.19). Além da dolomita há uma associação com serpentina e rara calcita. Nas frações de maior granulometria (a) ocorrem interferências do talco (F4B1Aa6), também indicado pelo TSG (Tab.8). A serpentina também é evidente na mistura, visto a observação de feições em 1.39, 1.92, 2.27 µm presentes - esta última, aliás, altera a geometria da feição de 2.32 µm da dolomita. Neste mesmo espectro verifica-se a participação do talco pelas feições de 2.39 e 2.455 µm, assim como em "F4B1Aa5". A DRX também aponta a composição majoritariamente dolomítica. O pico de 7.28 Å (Fig.20) da lizardita ocorre com um pouco mais de intensidade em "F4B1A" do que em "F4B1B". Sua presença também é verificada nos espectros - os tipos A possuem mais feições relacionadas à serpentina do que os tipos B (Fig.19). Pelo TSG a composições dolomíticas foram confirmadas, mas a serpentina não foi classificada como mineral presente.

F4B2: são os litotipos mais compactos e preservados (com estruturas primárias) desta bancada (Fig.18m). As porções brancas que representam esta classe também possuem variada composição (talco, serpentina e dolomita), e por vezes são denominados de talco compacto. Os espectros (Fig.19) da amostras brutas (a), são ora talcíferos (F4B2a7), ora serpentínicos (F4B2a8). Quando possuem serpentina também há o aparecimento em conjunto da dolomita, visto as interferências nas feições de 1.9 e 2.32 µm. As porções talcíferas exibem todas as principais feições do talco, assim como as serpentínicas (Fig.19). O TSG aponta a existência de argila magnesiana no espectro "F4B2a7", devido a presença de água que aumenta a curvatura do espectro, obliterando a informação.

F4B3: ocorre próximo e decorrem da alteração superficial (material pulverizado e branco) dos tipos anteriores deste grupo. A curva espectral (Fig.19) demonstra a presença na mistura tanto de serpentina como de dolomita. Esta mistura também foi detectada e quantificada pelo TSG, apresentando o resultado de 2:1 (Lz:D). Pela DRX este resultado é comprovado devido ao pico e 7.3 Å (Fig.20), que no difratograma desta amostra aparece com maior intensidade, quando comparado aos outros exemplares deste grupo.

Grupo D (F2D1,D2B1, D2B2 ,D3,D4,D5)

Estes litotipos são todos exemplares da alteração diabásica, amostrados no sentido do contato com o grupo A para o interior do corpo em questão (Fig.18b). As parcelas "D1" e "D2" são ricas em gibbsita nas frações finas (b); as frações brutas (b) apresentam composições de esmectita e gibbsita misturadas. A gibbsita é bem registrada por suas feições características (*quadriplet*: 1.42-1.45-1.52-1.55 µm e *triplet*: 2.21-2.27-2.36 µm) (Fig.19). A DRX (Fig.20) da parcela "D2" aponta para proporções entre vermiculita e esmectita, registradas principalmente em 14.4 Å, além da gibbsita e do quartzo. Ambas amostras também exibem feições recorrentes em 0.48, 0.68 e 0.97 µm, atribuídas a goethita, embora essas feições possam também ser devido à nontronita. As esmectitas são evidenciadas pelas absorções de 2.2 e 2.29 µm e pela geometria assimétrica e profunda das bandas da hidroxila (1.4 µm) e da água (1.9 µm) (Fig.19). O TSG apresenta resultado coerente nestes dois tipos, apontando a presença da gibbsita e esmectita.

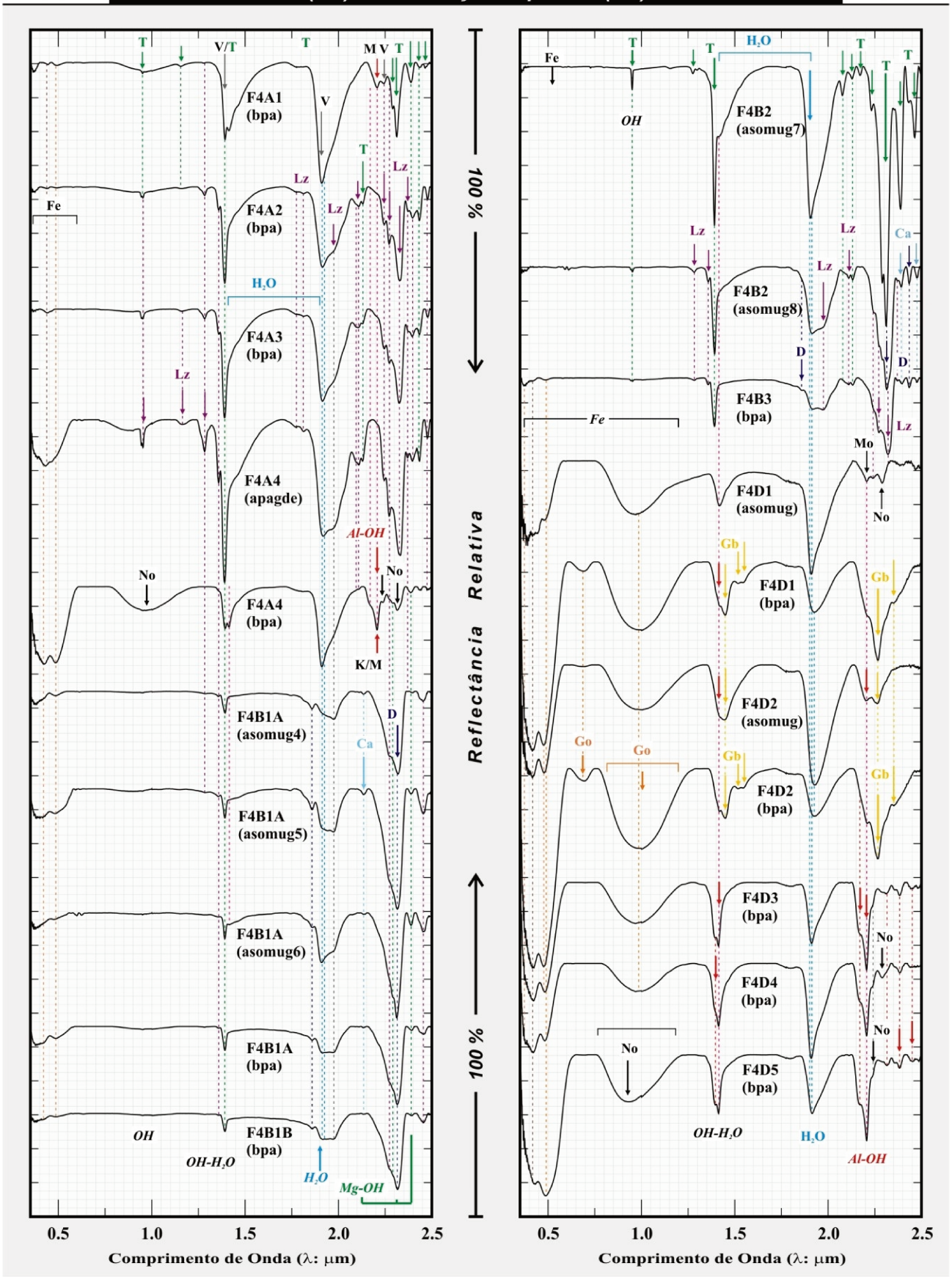


***Figura 19**: Classificação Espectral dos Materiais da Frente de Lavra F4*

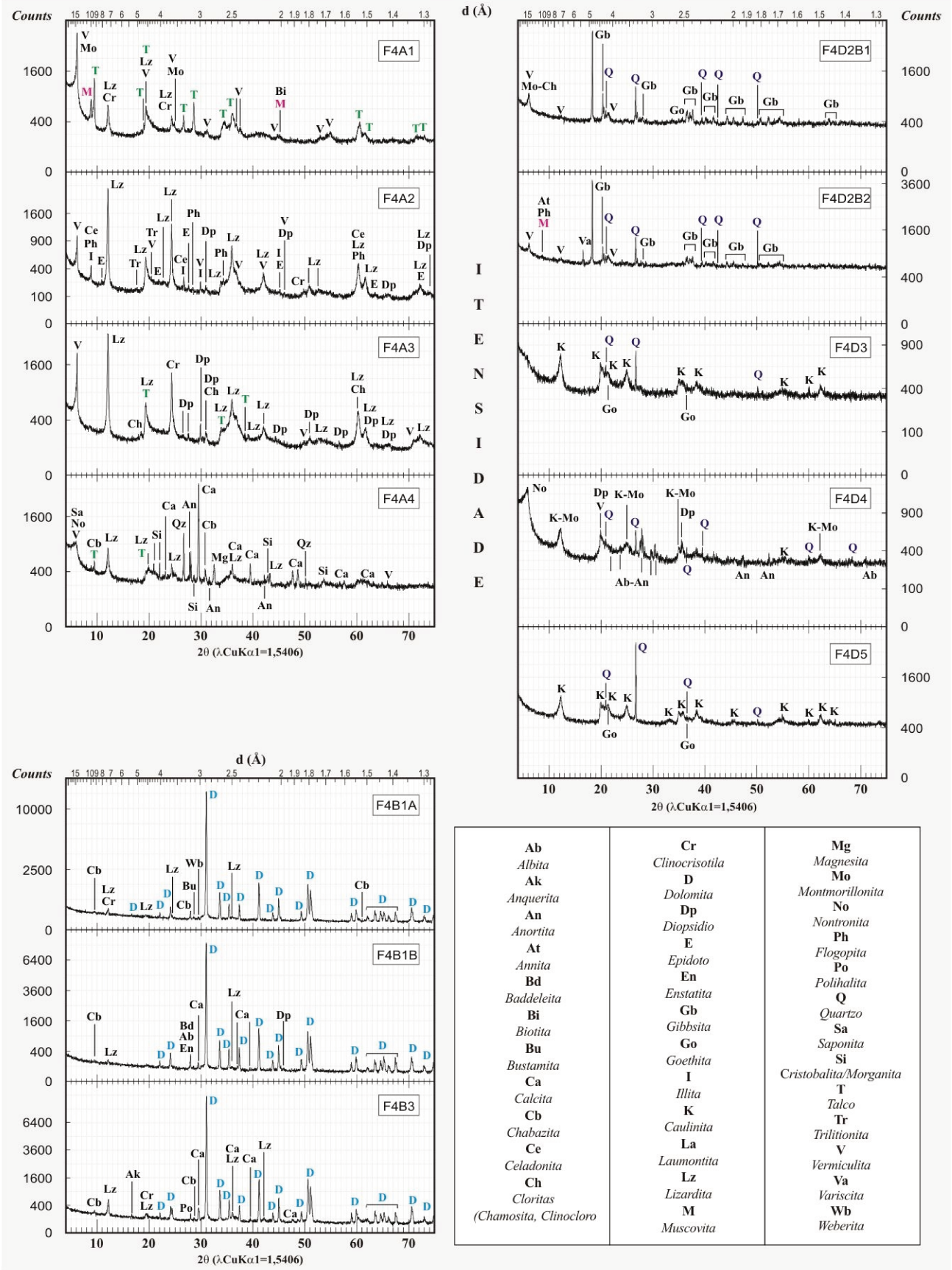


***Figura 20**: Classificação Difratométrica dos Materiais da Frente de Lavra F4*

Os espectros (Fig.19) das parcelas D3, D4 e D5 são muito semelhantes, indicando a presença de caulinita (*doublet* em 2.17-2.2 μm) e goethita (feições em 0.48, 0.68 e 0.97 μm). Verifica-se pela DRX (Fig.20) que contem minerais com estruturas degradadas e/ou em degradação, visto a intensidade do *background* e o formato da curvatura no começo do difratograma. A DRX dos tipos "D3" e "D5" ratificou a presença da caulinita e goethita detectadas pela ER, além do quartzo. No entanto, no tipo "D4", que possui a maior presença de estruturas degradadas, verifica-se a presença de argilas expansivas (esmectita) ocorrendo individualmente ou em interestratificação com caulinita, assim como vermiculita e outros acessórios. O espectro de "D4" só é diferenciado pela sutil diferença no *doublet* de 1.4 μm e a maior absorção na banda da água (Fig.19). Para este tipo, o TSG também aponta resultados parcialmente coerentes pois considera a caulinita como halloysita.

Estas duas classes de materiais, gibbsíticos e cauliníticos, descritos nesse grupo, representam os principais materiais contaminantes ou portadores do contaminante dos talcos, seja por enriquecimento em hematita, goethita, ferro estrutural ou dissociado.

5.5. Matéria-Prima Industrial-& Talco Comercial

Apesar de todos os materiais talcosos extraídos da jazida possuírem aplicação industrial, esta designação foi escolhida para indicar os materiais prontos para comercialização, coletados na usina de beneficiamento onde o referido processo não é executado em todas as matérias-primas talcíferas (MPT).

Grupo I (T3,T4,T30)

Inclui todas as MPTs produzidos pela Marc e que possuem assinaturas espectrais representativas da composição talcífera (Fig.21).

Classe T3 (A,B): corresponde a MPT de qualidade secundária produzida pela empresa. É processada por moagem para homogeneização granulométrica e possui uma cor mais escura que o tipo nobre. A amostra "A" foi coletada logo após a moagem a quente e a "B" foi coletada na pilha de estocagem da MPT industrial (Fig.22). Do ponto de vista espectral, são exemplares muito similares, com boa parte das feições características do talco, além de pequenas quantidades de mica ou caulinita que provocam feições sutis em 2.2 μm.

Classe T4 (A,B,C): é a MPT menos nobre produzida pela empresa. Não é beneficiada, mas somente selecionada em tipos específicos. Os três tipos mostram diferentes composições, decorrente de misturas do material oriundo da mina, visando atender às especificações requeridas pela indústria (Fig.22). Todos os materiais desta classe possuem o pico aproximado em 7.2 Å interpretado como da serpentina, mas pode haver conjuntamente a participação de caulinita, visto a recorrência de suas assinaturas nos espectros desta classe.

T4A: é a mais escura MPT desta classe e produzida para atender às necessidades da Cerâmica Eliane (Fig.22). Os espectros (Fig.21) indicam a composição talcífera. A fração fina (b), além do talco, contém quantidades razoáveis de mica e/ou caulinita devido (feições em 1.41 e 2.2 μm). A DRX (Fig.22) indica que essa amostra contém quartzo em proporções similares ao talco, e a serpentina em quantidades acessórias. Na fração intermediária (ab) retida em peneira verifica-se a abundância em talco, visto suas multi-feições de absorção, além da marcante presença da água. Alguns espectros da fração bruta (a25,a26; Fig.21) são muito atenuados devido à abundancia de minerais sem feições e com baixa reflectância nesta região, mas mesmo assim o *doublet*-1 do talco é visível (Fig.21). Outros espectros (a27, Fig.21) exibem feições perfeitas das micas, em formas agudas e profundas. Vale destacar que na fração fina (b) é mais intensa a assinatura do ferro.

T4B: esta MPT, produzida para atender as necessidades da Cerâmica Atlas, é a mais escura da classe (Fig.22). Como a T4A, a fração fina também mostra razoáveis frações de mica e/ou caulinita, além de talco abundante, considerando suas propriedades espectrais características (Fig.21). Na fração intermediária (ab) esta interferência é mais incipiente, assim como na fração bruta. Essas pequenas quantidades de mica e caulinita são detectadas pela DRX (Fig.22), que também indica um ligeiro domínio do quartzo sobre o talco.

T4C: dentre os tipos desta classe é o material de melhor qualidade e o mais homogêneo. Quando cominuído para uma certa homogeneização granulométrica, é acondicionado em galpões para evitar a umidade. É produzido segundo as especificações exigidas pela Cerâmica Portobello (Fig.22). O espectro (Fig.21) da porção fina (b) possui predominância de talco com incrementos de mica, caulinita e/ou serpentina. A fração intermediária (b) é predominantemente talcífera e a bruta (b) possui participação de mica, caulinita e/ou serpentina. Pela DRX (Fig.22) verifica-se a maior proporção de quartzo em relação ao talco e menor de caulinita/serpentina.

Classe T30: representa a MPT mais nobre que é produzida pela empresa, sendo o tipo mais claro e mais homogêneo (Fig.22). A assinatura espectral (Fig.21) é típica do talco, com alguma contribuição de mica e/ou caulinita. Os resultados de DRX (Fig.22) apontam para o domínio de talco sobre o quartzo, entretanto outras fases acessórias participam desta mistura como as micas (I). Fases contaminantes, não identificadas como espécimes minerais, provavelmente são oriundas do processamento. Estas fases correspondem a compostos: óxidos e silicatos, de metais alcalinos terrosos (K,Mg,Ba), de transição (Zn,Ti) e alumínio.

Grupo II (TcJ,TcYB,TcTPBA,TcTPBv)

Estes grupo é composto por materiais denominados de Talco, fabricado por indústria do setor de cosméticos e vendidos em estabelecimentos comerciais para utilização humana. Os dois primeiros tipos (TcJ e TcYB) são talcos para utilização em indivíduos na fase infantil. Os dois últimos, também conhecidos como talcos, são fabricados pelo segmento de cosméticos e utilizados como

desodorizadores de pés. O tipo TcJ, um dos produtos de talco mais conhecidos do mercado, possui a assinatura espectral típica do talco (Fig.21). Reúne a maioria das feições diagnósticas deste mineral, exceto duas pequenas feições em 2.232 e 2.246 µm, antes do *doublet*-1 do talco (Fig.21), que provavelmente pertencem a algum composto aromático acrescentado pela indústria. O tipo TcYB tem a mesma finalidade do anterior, mas não é tão comum. Também possui todas as assinaturas diagnósticas do talco, além de uma feição proeminente e singular centrada em 0.65 µm (Fig.21), que pode ser devida a presença de cromo. Os exemplares "TcTPB", ditos desodorizadores, possuem talco em sua composição, o que é atestado pelo intenso *doublet*-1 em 2.29-2.31 µm, típico da molécula de Mg-OH (Fig.21), apesar desta feição estar modificada pela composição espectral, rica em feições de moléculas orgânicas, provavelmente de amido.

Tabela 9: *Assembléia mineral derivada de análises por DRX e ER dos materiais tipo (industriais). Os minerais presentes são oriundos de mistura (DRX-Min) e desmistura espectral (ER-TSG).*

Grupo	Tipo	AM	ϕ	DRX - Min	ER - TSG	
					Min	Erro (‰)
I	T3	T3A	b	Q + T + Ta + I + Ph	T	171.2
		T3B	b	Q + T + Cb + I + Ph (M) + Zi	T	183.5
	T4	T4A	b	Q + T + Lz + Sb	T (76) + Ha (24)	178.8
			ab	----	T (72) + MgC (28)	094.9
			a	----	M (72) + Ha (28)	170.5
		T4B	b	Q + T + Lz + K + I (Tr)	T (71) + Ha (29)	184.1
			ab	----	T (77) + Ha (23)	082.2
			a	----	T	146.6
		T4C	b	Q + T + Lz + Cc (La) + Na	T	249.5
			ab	----	T	131.0
			a	----	T	201.9
		T30	b	T + Q + Ky (comp) + Cn (comp) + Tk + I	T	169.8
II		TcJ	b	----	T	108.3
		TcYB	b	----	T	109.3
		TcTPBa	b	----	DV	105.7
		TcPBv	b	----	DV	112.5

Cb - chabazita, Cc - clorocalcita, Cn - cancrinita, DV -vegetação seca, I - illita, K - caulinita, Ky - cianita, La - lazurita, Lz - lizardita, M - muscovita, MgC - argila magnesiana, Na - natrite, Ph - flogopita, Q - quartzo, Sb - estilbita, T - talco, Ta - tainiolita, Tr- tremolita, Tk - tokkoita, Zi - zinvaldita

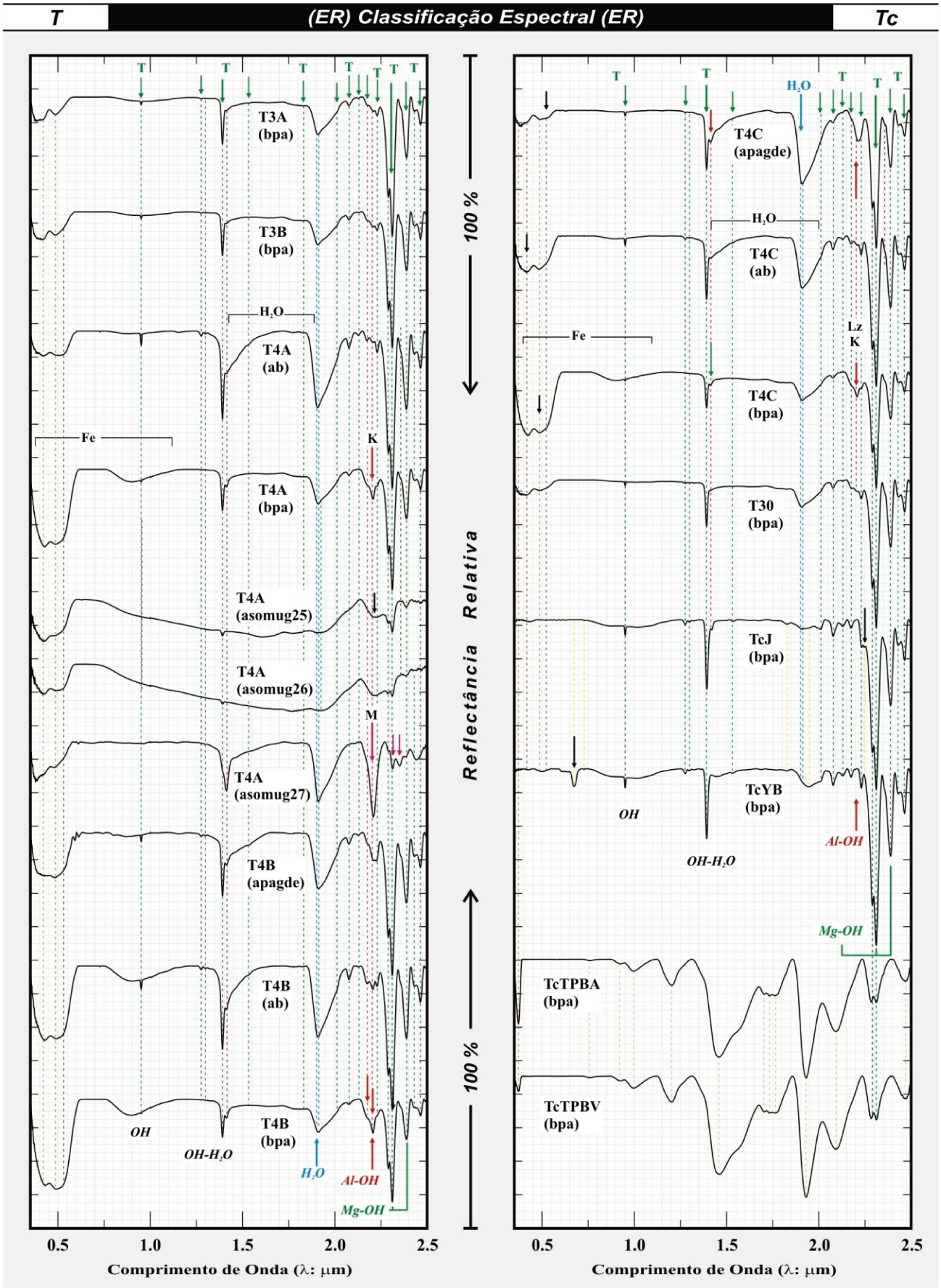


***Figura 21**: Classificação Espectral dos Materiais Industriais (Marc) e Comerciais, de Talco*

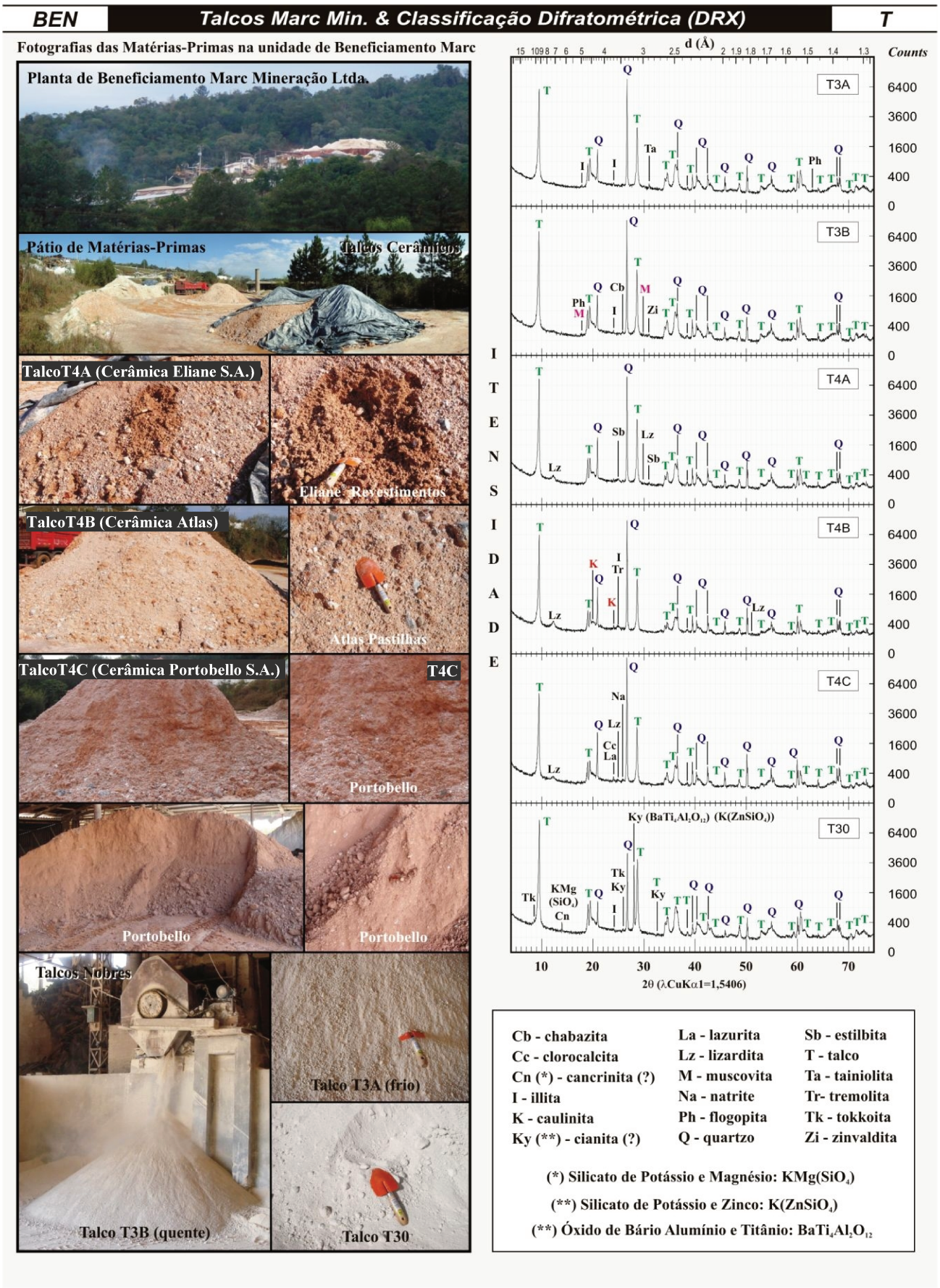


***Figura 22**: Ilustração do Beneficiamento e das MP (Marc), e Classificação Difratométrica dos materiais tipo*

6. MAPEAMENTO ESPECTRO-MINERALÓGICO POR DADOS DO SENSOR ASTER

Os dados do sensor ASTER disponíveis e referentes à área de estudo foram preliminarmente ajustados com a correção do efeito *cross-talk* e convertidos para reflectância. Posteriormente aplicou-se o processamento de acordo com técnica SAM. Esta rotina visou avaliar a possibilidade de mapeamento remoto dos minerais constituintes e das principais fases minerais detectadas por ER: talco, dolomita, serpentina, caulinita, calcita, "cauesmectita" (interestratificado: caulinita e esmectita), gibbsita e "dolomito".

O processamento foi executado em duas áreas recortadas do dado principal. A primeira (P5) corresponde ao polígono maior (adjacências do depósito) e a segunda (P6) corresponde ao polígono da jazida (Fig.5).

A aproximação utilizou os espectros extraídos de leituras das amostras típicas do depósito, principalmente quanto à mistura de fases minerais, e que apresentaram os menores erros de "desmistura" espectral pelo TSG. Ou seja, para cada litotipo com predomínio de um determinado espécime mineral, escolheu-se o exemplar (assinatura espectral) que obteve o menor erro de "desmistura" dentre todos os outros espectros de composição similar analisados pelo TSG. Os registros espectrais relativos à região de ocorrência no depósito, com seus respectivos erros de "desmistura" escolhidos foram os seguintes: talco-T (F2A1b: 82.8 ‰), dolomita-D (F4B1Aa: 58.7 ‰), serpentina-S (F4A3b: 142.6 ‰), caulinita-K (F2A4b: 97.8 ‰), calcita-C (F1Y2a: 101.9 ‰), "cauesmectita"-E (F4D4b: 92.1 ‰), gibbsita-G (F1Y1Bb: 67.7 ‰) e "dolomito"-Dm (M22H16a: 41.3 ‰).

Estas assinaturas foram reamostrados para a resolução espectral do sensor ASTER no VNIR-SWIR e utilizados como espectros de referência (*endmembers*) (Fig.23) para a classificação SAM. As imagens *Rule* derivadas para cada *endmember* foram combinadas, após inversão do histograma original, numa composição colorida RGB, onde cada canal foi atribuído à imagem do espectro de um litotipo. Finalmente o histograma de cada canal (RGB) foi ajustado para a faixa de desvio padrão apropriada e aproximada: [(-0.400) - (-0.300)].

Numa primeira aproximação, foram considerados para processamento SAM somente os pixels da área da jazida (P6) (Fig.23a,b). Duas composições coloridas foram geradas. Uma a partir da combinação em RGB das imagens *Rule* dos *endmembers* talco (T - F2A1b), caulinita (K - F2A4b) e dolomita (D - F4B1Aa) (Fig.23a); e outra a partir das imagens *Rule* de talco (T - F2A1b), serpentina (S - F4A3b) e dolomita (D - F4B1Aa) (Fig.23b).

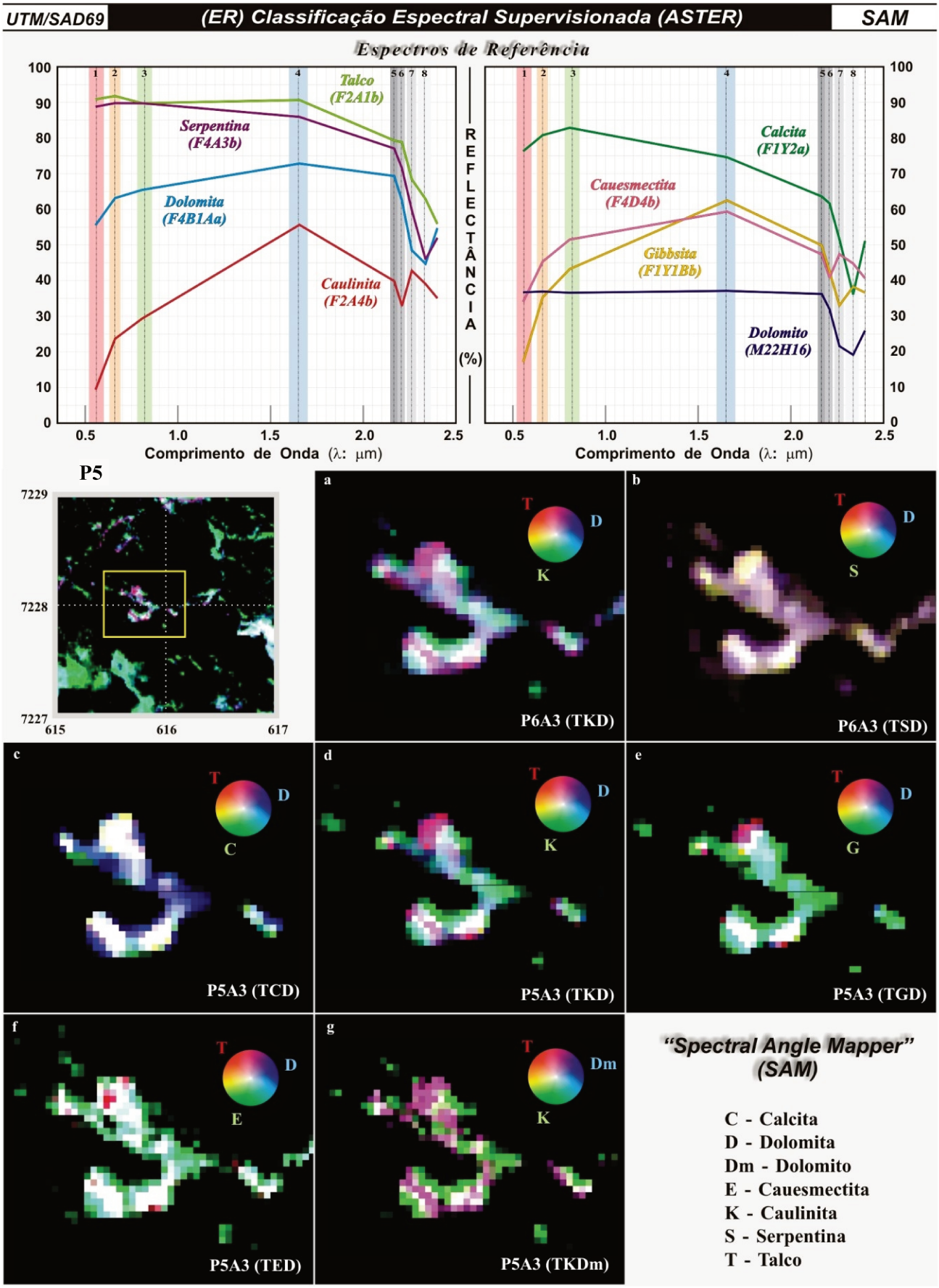


***Figura 23**: Resultados da Classificação Supervisionada SAM por espectros de referência e dados ASTER*

Outro conjunto de resultados foi produzido com base no processamento SAM de pixels compreendidos na área do depósito e adjacências (P5). A esse conjunto foram atribuídas as seguintes relações canal RGB/imagem *Rule* do *endmember*: (c) vermelho ao talco (T - F2A1b), verde à calcita (C - F1Y2a) e azul à dolomita (D - F4B1Aa) (Fig.23c); (d) vermelho ao talco (T - F2A1b), verde à caulinita (K - F2A4b) e azul à dolomita (D - F4B1Aa) (Fig.23d); (e) vermelho ao talco (T - F2A1b), verde à gibbsita (G - F1Y1Bb) e azul à dolomita (D - F4B1Aa) (Fig.23e); (f) vermelho ao talco (T - F2A1b), verde à "cauesmectita" (E - F4D4b) e azul à dolomita (D - F4B1Aa) (Fig.23f); e (g) vermelho ao talco (T - F2A1b), verde à caulinita (K - F2A4b) e azul ao dolomito (Dm - M22H16a) (Fig.23g).

O resultado obtido na área principal do depósito (DAM) aponta a correlação entre os mapas espectro-mineralógicos derivados por ER e pelo método SAM. Porções onde as fases mais puras ocorrem foram detectadas, assim como setores onde essas mesmas fases encontram-se misturadas em proporções variadas.

Apesar da posição de absorção da dolomita e da calcita serem muito próximas, a separação entre esse minerais com base em dados ASTER foi bem sucedida. A posição de absorção da dolomita ocorre em 2.315 μm e da calcita em 2.335 μm. Considerando análise realizada em espécimes da biblioteca da USGS, há uma distância de cerca de 20 nm entre os centros de absorção. A banda B8 do ASTER, que detecta a principal feição dos carbonatos, é centrada em 2.330 μm, possui largura de 70 nm e não é, portanto, capaz de resolver essas feições individualmente. Assim, a separabilidade destes dois espécimes, na resolução espectral do ASTER, é controlada pela geometria de suas feições. A distinção geométrica fica clara na medida em que são analisados dois vetores: o primeiro que une as bandas B7-B8 (2.26-2.33 μm) e segundo que une as bandas B8-B9 (2.33-2.3975 μm). A dolomita possui o maior gradiente no primeiro vetor, enquanto que a calcita exibe gradiente maior no segundo vetor.

Segundo os resultados do SAM, o talco é abundante principalmente na região norte do depósito, onde a anomalia elíptica corresponde ao pátio de MP (Fig.6e). Talco e dolomita estão intimamente ligados, entretanto as proporções de dolomita aumentam para a região sul do depósito. Na lavra secundária (corpo SW) há um *trend* NW-SE onde a presença do talco é proeminente, bordejado pelos materiais de alteração como caulinita, "cauesmectita" e gibbsita. A calcita parece estar intimamente ligada ao talco, assim como a serpentina (Fig.23c,b).

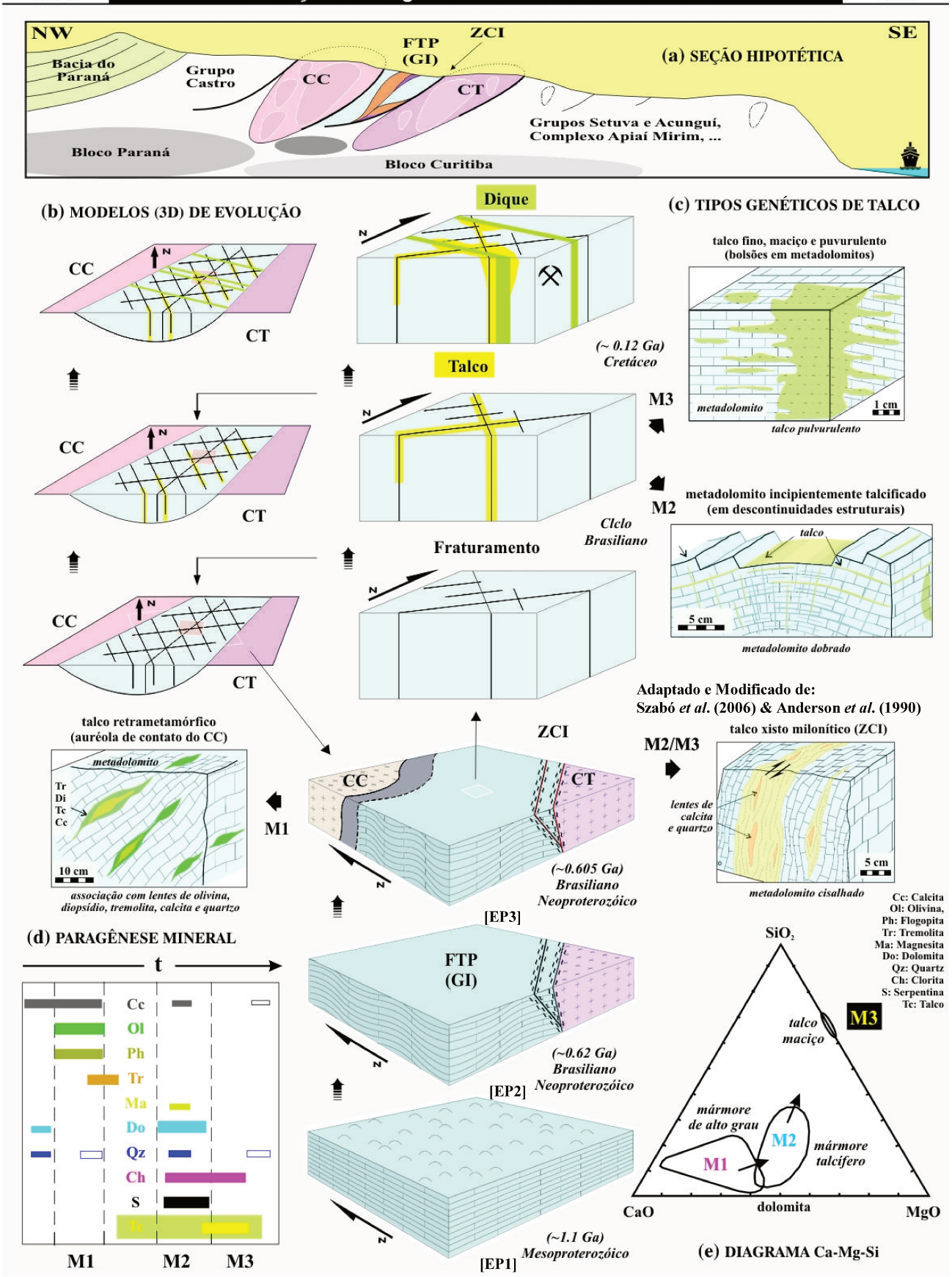


***Figura 24**: Modelo de evolução geológica e mineral, sintético para a mineralização da FTP.*

7. CONSIDERAÇÕES PRELIMINARES SOBRE A GÊNESE DO DEPÓSITO

A gênese do talco da FTP parece ser controlada por três processos principais: reologia do protólito carbonático, deformação (metamorfismo regional) e alteração hidrotermal-metassomática (metamorfismo local).

Inúmeros trabalhos (Brady *et al.* 2003, Shin & Lee 2003, Congxi & Keqin 2000, Hecht *et al.* 1999, Schandl *et al.* 1999, Brady *et al.* 1998, Anderson *et al.* 1990, Moine *et al.* 1989, Skippen 1974) têm abordado mineralizações de talco similares à FTP, com propostas interessantes sobre sua gênese. No caso particular da FTP, vários trabalhos (Szabo *et al.* 2006, Reis Neto *et al.* 2004, Szabo *et al.* 2004, Loyola 2003, Prazeres Filho *et al.* 2003, Siga Jr. *et al.* 2003, Godoy 1997, Reis Neto 1994, Lima 1993a) permitiram a sua caracterização detalhada. No entanto, raras são ainda as contribuições avançadas sobre a evolução geológica regional e a gênese da mineralização.

Segundo o estudo mais recente (Szabo *et al.* 2006) na FTP, do ponto de vista genético, o Grupo Itaiacoca (GI) teria passado por quatro episódios metamórficos: (i) metamorfismo regional facies xisto-verde durante o Ciclo Brasiliano no Neoproterozóico; (ii) metamorfismo termal ao longo do contato com o Complexo Granítico Cunhaporanga (CC); (iii) hidrotermalismo relacionado a zonas de cisalhamento transcorrentes, que levou à formação de grandes volumes de talco xisto e bolsões de talco maciço; (iv) metamorfismo termal de pequena abrangência espacial relacionado a diques de diabásio mesozóicos. Este mesmo estudo também aponta para a existência de quatro padrões de talcificação (Fig.24c): (i) talco xisto em ZC transcorrente; (ii) talco de fraturas e de planos de acamamento incipientemente talcíficados; (iii) talco, maciço fino e pulverulento, em bolsões irregulares; e (iv) talco retrometamórfico, associado a olivina, diopsídio, tremolita, calcita e quartzo na zona de contato com granitos vizinhos.

Nessa pesquisa, foi possível desenvolver um modelo sintético (Fig.24) sobre a gênese do talco do DAM, assim como montar um seção esquemática (Fig.24a) com aspectos da evolução geológica da região, tendo como ponto de partida trabalhos pretéritos (e.g., Szabo *et al.* 2006, Reis Neto 1994). Esse modelo é descrito a seguir.

EP1 *(Mesoproterozóico / ~ 1.1 Ga)*

Corresponde ao período deposicional do GI, quando foram constituídas seqüências vulcano-clasto-químicas, mas principalmente rochas calcárias dolomíticas da FBC (GI), com teor de magnésio variável de acordo com a região da bacia (Loyola 2003), denominadas de **protólito** carbonático (Fig.24b)

EP2 *(Neoproterozóico / Ciclo Brasiliano / ~ 0.62 Ga)*

Representa a colocação (após ascensão) da massa de *stocks* graníticos do Complexo Três Córregos (CT), nas vizinhanças do GI. A deformação por compreensão provocou dobramentos do tipo "aberto", com metamorfismo regional de baixo grau (facies xisto-verde), que deu origem aos metadolomitos. Este episódio corresponde a primeira mineralização talcífera nos mármores dolomíticos. Concomitante a este processo, iniciou-se o desenvolvimento (instalação) da estrutura da Zona de Cisalhamento Itapirapuã (ZCI), no contato do batólito (CT) com as rochas do GI, e também no interior da bacia (Fig.24a).

EP3 *(Neoproterozóico / Ciclo Brasiliano / ~ 0.605 Ga)*

É contemporâneo ao alojamento do CC, nas imediações (borda oeste) da bacia Itaiacoca (Fig.24a). O metamorfismo termal operou ao longo deste contato (CC-GI), sendo responsável pela geração de paragêneses minerais tipicas de médio a alto grau e retrometamórficas. Este evento termal (M1, Fig.24,d,e), produziu aureolas de contato nas rocha carbonáticas, em consequência da intrusão ígnea (Shin & Lee 2003), gerando mármores dolomíticos, de elevada alvura e teor em magnésio, a partir de transformação em fácies anfibolito (Anderson *et al.* 1990), dos dolomitos e metadolomitos.

EP4 *(Neoproterozóico / Ciclo Brasiliano / < 0.60 Ga)*

Este episódio ocorre principalmente na borda sudeste da bacia (GI), próximo a ZCI e é o principal período da mineralização. É acompanhado de intenso fraturamento da bacia (pacote carbonático), metamorfismo dinâmico de ativação da ZCI e hidrotermalismo-metassomatismo do GI com percolação de fluidos meteóricos e ascensão de ígneos (CT). Neste sentido configurava-se um cenário tectônico peculiar.

Neste cenário, a bacia Itaiacoca (GI) comportou-se como um corpo alongado (SW-NW), confinado entre as massas dos CC (W) e CT (E). As rochas carbonáticas (FBC), topo do GI, apresentaram comportamento rúptil a esta deformação, ao contrário das entidades da base (FAP,FAN), notadamente dúcteis. Estes pacote reologicamente rúptil, desenvolveu intenso fraturamento (e.g., 330º, 40°, 90°) principalmente nas rochas interiores ao corpo (GI). Este comportamento foi resultado da migração da deformação, da borda para o centro da bacia, mais frio e espesso. A deformação concentrada na margem da bacia e representada pela ZCI, atuava em resposta à compressão resultante à instalação rotacionada, da população de *stocks* graníticos (CC & CT). Neste momento o CC comportava-se com anteparo à movimentação para NW do CT. O hidrotermalismo, resultado deste processo, estaria intimamente relacionado a estas zonas de cisalhamento transcorrentes, que auxiliaram na geração de fluidos para a mineralização. Desta forma, ocorre uma concentração de talco metassomático-hidrotermal-metamórfico nas adjacências da ZCI. Nas regiões de confluência das

descontinuidades, também ocorre esta mineralização por migração dos fluidos da ZCI para o interior da bacia. Esta alteração hidrotermal, por soluções ácidas metassomáticas, favoreceu a formação de grandes volumes de talco xisto e bolsões de talco maciço, respectivamente.

Talvez as rochas de natureza vulcânica e básica, da base do GI (e.g., FAP), já metamorfizadas pelos eventos anteriores, tenham sido expostas, ou interagido com os fluidos durantes esta fase deformacional. Há casos em que corpos massivos de talco são formados em decorrência da alteração de serpentina e olivina (forsterita), em zonas falhas e de cisalhamento (Schandl *et al.* 1999).

A possibilidade da bacia estar submersa durante este evento é grande, pois neste regime houve percolação constante de água com elevados teores de Mg^{2+} pelas estruturas pré-existentes, a exemplo do processo observado em *Ruby Range* (Montana, USA) (Brady *et al.* 2003, Brady *et al.* 1998, Anderson *et al.* 1990). Outro processo passível de ter ocorrido, seria por meio de um hidrotermalismo operante em faixas entre 250-400° C, com descarbonatação ($CaCO_3$), e provocado por fluxo intenso de fluidos ácidos em falhas normais (ou reativação de esturturas pré-existentes), desenvolvidas durante o regime extensional (Hecht *et al.* 1999). Num regime de infiltração (salina e pobre em CO_2) metassomatática bimodal, a formação de talco e clorita seria favorecida, com ausência de tremolita (Moine *et al.* 1989).

Ao longos destes processos demonstrados, verifica-se a atuação dos eventos M2 e M3 (Fig.24b,c,d,e), com paragêneses distintas. Entretanto as mineralizações de talco correspondentes a M3, seriam formadas em decorrência de um último episódio de concentração e acumulo. Sendo assim, o evento M2 estaria ligado ao metamorfismo de fácies xisto-verde e retrometamorfismo, e M3 ao estagio final de formação de talco (Anderson *et al.* 1990), com predominância de metassomatismo-hidrotermalismo.

EP5 *(Mesozóico / ~ 0.15-0.10 Ga)*

Este período final corresponde a intrusão generalizada de diques máficos, de direção NW-SE (300°), relacionados a uma fase juvenil dos derrames da Form. Serra Geral, que seccionaram todas as rochas (Escudo Atlântico e Bacia do Paraná) durante o soerguimento do arco de Ponta Grossa. No GI, a intrusão destes diques de diabásio provocou uma espécie de metamorfismo termal (de contato), de pequena magnitude, abrangendo somente as rochas imediatamente adjacentes (~ 15-30 m). Do ponto de vista metalogenético, estas intrusões tiveram papel fundamental para o acumulo de talco disseminado nas estruturas geradas na fase anterior.

No DAM, observa-se que estas intrusões aproveitaram estruturas pré-existentes reativadas e se instalaram na confluência de várias estruturas (330°,40°, 90°) - local onde coincidentemente encontram-se a maioria dos depósitos de talco da porção sul da FTP.

Nesta regiões frágeis de confluência de estruturas mineralizadas, a intrusão diabásica aproveitou a facilidade e ascendeu, remobilizando concentrações de talco (baixa reatividade) em profundidade,

para porções subsuperficiais. Nesta ascensão, blocos de mármore dolomíticos, com talcificação ou não, foram basculados e acomodados de acordo com a possança da intrusão. Observa-se com facilidade no DAM que estes blocos estão circundados por volumosa massa talcífera desagregada.

Sendo assim, nesta pesquisa descarta-se a hipótese de que estas intrusões teriam provocado alterações metamórficas-metassomáticas-hidrotermais para geração de talco, visto que não há abundância de sílica suficiente durante o final da solidificação do magma básico (Godoy 1997). Se os diques são mineralizadores, porque nem todos os diques que cortam o mesmo pacote dolomítico estão mineralizados em suas adjacências? Ademais, porque a serpentina, que segundo a paragênese clássica (Fig.24) seria de uma fase intermediária, e que no DAM ocorre em contato direto com o dique, não transformou-se em talco ?

8. DISCUSSÕES

Em todas as classes individualizadas no conjunto de frentes de lavras e na matéria-prima, o talco apresentou comportamento predominante, seja pela ER, com suas feições características (0.73, 0.95, 1.27, 1.30, 1.39, 1.53, 1.90, 2.08, 2.13, 2.17, 2.23, 2.29-2.31 (*doublet*-1), 2.39 e 2.43-2.46 µm (*doublet*-2) (Pontual *et al.* 1997a,b; Clark *et al.* 1990a,b), seja pela DRX, com seus picos diagnósticos [9.33 (001), 4.67 (002), 4.59 (020), 3.11 (003), 2.63 (130), 2.60 (200), 2.49 (1-31),1.53 (060)] (Brindley & Brow 1980).

Nas amostras portadoras de contaminantes e/ou corantes (e.g., F2A3) observou-se um *doublet* entre 1.391-1.412 µm. Nesse caso, a primeira feição é atributo do talco puro (vibração da molécula Mg_3OH). A segunda pode ser interpretada como da vibração de OH da caulinita ou como da vibração da molécula de Mg_2FeOH (1.41 µm) (Clark *et al.* 1990a), nesse caso indicando a presença de clorita rica em Fe. Essa possibilidade é reforçada pela presença da feição em 2.25 µm (Fe-OH) e do *overlap* em 2.30 µm (Clark *et al.* 1990a), com o *doublet*-1 do talco. Apesar de eventualmente ser confundida com clorita a partir da ER, a caulinita ocorre certamente em várias amostras, conforme indicado por suas feições proeminentes (*doublet* diagnóstico de 2.17-2.2 µm). De fato, a DRX indicou a presença de caulinita em função de *overlaps* dos picos de 7 Å.

Entre todas as frentes de lavra aqui abordadas, somente a F4 apresentou-se discordante do conjunto quanto à composição mineralógica dos materiais talcíferos. Nessa frente verificou-se a presença majoritária da serpentina (lizardita). A lizardita possui feição diagnóstica do tipo 'serrote' (2.245, 2.270, 2327 µm), além do par de baixa e alta absorção, respectivamente, em 1.357 e 1.391 µm (King & Clark 1989). A vermiculita está intimamente ligada a este contexto dentro da mina, visto que somente ocorre na F4. A serpentina, por sua vez, embora predomine na F4, também ocorre ligada ao minério talcífero em outros locais da mina.

Registros e evidências do protólito carbonático ("mármore dolomítico") foram verificados em todas as frentes, mas com destaque para a F4. Esse mármore foi muito bem caracterizado pela ER a

partir da feição centrada em 2.32 µm. O mármore de Vermont, que possui similaridade geológica e mineralógica com os da FTP, além da semelhança do tipo de mineralização (talco), apresenta assinaturas ligeiramente diferentes. No entanto, as feições decorrentes do manganês na região do visível do espectro (0.36, 0.385, 0.42, 0.45, 0.47 e 0.55 µm) (Hunt & Salisbury 1976), também ocorrem em vários espectros do Talco Anta Moura. De fato, em espetros de carbonatos, ou de produtos de alteração desses minerais, é comum aparecer forte absorção no VIS devido aos incrementos comuns de Mn^{2+} e Fe^{2+} (Gaffey 1987, 1986, 1985).

A presença de clorita em diversos materiais talcíferos pode ser decorrência de transformação isoquímica e com volume constante da lizardita (serpentina). A fase final interestratificada (lizardita-clorita) com layer tipo brucita (os mesmos do talco) deve corresponder a elevações de pressão (Dodony & Buseck 2004). Estas interestratificações podem ter diversas aplicações especiais na indústria (Torii 1998).

A calcita ocorre esporadicamente, mas seu registro espectral é claramente distinto da dolomita. Sua ocorrência parecer estar ligada ao mesmo processo hidrotermal que gerou a concentração de talco. Entretanto, a origem de fragmentos com abundância de calcita imersos na intrusiva básica alterada é desconhecida.

Os picos de 3.7 Å, com intensidade similares aos da sodalita, observados nos difratogramas, podem ser devido, de fato, a presença de zeólitas, que possuem estruturas similares àquele mineral (cubos-octaedros ligados por extremidades tetraédricas) (Thompson *et al.* 1996). Esses picos foram notados principalmente em materiais da F1, particularmente num horizonte onde o material talcifero foi contaminado pela intrusiva básica em estágio avançado de alteração.

As argilas expansivas ou esmectitas (e.g., nontronita, saponita, montmorillonita), detectadas sobretudo em função de suas feições de absorção devidas a água intra-cristalina (1.9 µm), correspondem a minerais de alteração da intrusiva básica.

A tobelita é uma mica de amônia (Higashi 1982). Sua confirmação no depósito, entretanto, carece de análises adicionais. Caso esteja presente, sua ocorrência pode ser devido a um ou mais fatores, entre os quais: (i) existência de matéria orgânica (fonte de amônia) nos sedimentos originários da mica em regime anóxido, (ii) ocorrência como produto de alteração hidrotermal (baixo grau) de feldspato potássico e muscovita, nesta ordem, num ambiente redutor rico em amônia (Mookherjee *et al.* 2002). Por outro lado, Stukalova *et al.* (2001) apontam para a possibilidade de inserção natural de amônia oriunda de matéria orgânica entre as folhas dos argilominerais. Estes minerais (caulinita e pirofillita) formariam-se até 500° C e 2000 atm, e o potássio representaria o alto grau metamórfico. No DAM a ocorrência da possível tobelita, detectada pelos pequenos picos de DRX, pode explicar as feições muito sutis que aparecem nos espectros em torno de 2.2 µm. Sua ocorrência pode estar mesclada com outras fases micáceas (e.g., illita, flogopita, muscovita), passíveis de ocorrência conjunta, conforme os resultados apontados nessa pesquisa.

A presença de palygorskita, mais frequentemente observada nos litotipos da F2, é pertinente ao contexto da composição do protólito carbonático (mármore dolomítico). Entretanto, assim como verificado para as esmectitas em diversas situações na mina, não ocorreram em quantidades suficientes para terem suas feições bem registradas nos espectros. Tal como visto para o caso das argilas expansivas, suas principais feições são devidas a água.

O quartzo, tão comum em associações deste tipo, também participa frequentemente das associações minerais aqui observadas. Dentre os materiais da mina, verifica-se que em apenas duas classes (F1-Ib, F2-V) ele supera o talco em proporção, mas está ausente em maior número de classes.

A MP industrial possui características ligeiramente distintas. O quartzo é concentrado nesta etapa e aparece com mineral majoritário em dois (T3 e T4) dos três tipos estudados, mas principalmente nos materiais de aplicação cerâmica (T4). Estas MPC também possuem maior conteúdo de serpentina que, de certa forma, configura uma vantagem, visto que sua aplicação requer composições mais magnesianas e capacidades mais fundentes. O talco nobre (T30) apresenta uma clássica assinatura espectral do mineral homônimo e considerável alvura. No entanto, a DRX permitiu a identificação de fases adicionais nessa matéria prima, possivelmente de origem não mineral, que podem ser decorrentes do processamento. Quanto aos talcos comerciais (alto fator de alvura e pureza), verifica-se que alguns espécimes da lavra têm condição integral de assumir esta aplicação, seja pelas características difratométricas, espectrais (muito similares) e visuais. Neste caso, vale ressaltar que os resultados do TSG para “desmistura” espectral foram muito bons, mesmo considerando litotipos similares do depósito.

9. CONCLUSÕES

A investigação do Depósito de Talco Anta Moura através da Espectroscopia de Reflectância (ER) e Difratometria de raio X (DRX) permitiu a discriminação de inúmeros minerais, presentes na massa talcífera e nos materiais associados, em escala de detalhe. Dessa forma, foi possível avaliar o potencial da ER como um método apropriado para caracterizar as diversas faciologias do minério, quanto às características mineralógicas. Ficou demostrado que o talco da FTP é de alta “cristalinidade”, com cor, pureza e feições espectrais típicas.

A utilização combinada da ER e DRX para caracterização mineralógica do depósito foi calcada em algoritmos de última geração, que favoreceram a separação dos materiais em grupos e classes, do ponto de vista mineral. A maioria dos materiais verificados possui talco como mineral majoritário, a exceção dos carbonatos (protólito), “*cherts*” (concentrações silicosas) e diabásios alterados, que ocorrem juntamente com o material talcífero.

A principal MPC (T4) *in situ* - talco rosa - possui baixas quantidades de quartzo. A caracterização mineralógica, entretanto, apontou que há uma concentração de quartzo entre a extração, estocagem e

processamento da matéria-prima. Esse aporte de quartzo pode ser devido à adição de sílica ou lavagem/lixiviação do material fino quando estocado em pilha a céu aberto.

Os resultados desta pesquisa indicam que a ER pode ser utilizada para determinar a abundância de talco nas MP, assim como registrar os possíveis contaminantes que superem taxas acima de 10 % em análise modal. Desta forma, é possível elaborar uma rotina adequada de extração da matéria prima, adaptada às necessidades implícitas a cada processo de uso industrial.

No que diz respeito a caracterização mineral propriamente dita, deve-se ressaltar que a utilização dos resultados da ER acoplados aos da DRX podem solucionar ou minimizar problemas intrínsecos a detecção mineral. Como exemplo, cita-se o caso de amostras com conteúdo de caulinita e clorita, onde é necessário realizar preparações complementares às convencionais utilizadas pela DRX, para certificação das fases citadas. Nesse contexto, a preparação da fração argila e conseqüente queima para separação de caulinita e clorita, poderia ser suprimida em alguns casos com a ajuda da ER. Estas fases, que por ventura não possam ser separadas pela técnica mineral *sensu strictu*, são facilmente detectadas pela ER, visto suas feições diagnósticas e distintas.

A partir da caracterização detalhada do minério, pode-se aproveitar este conhecimento para incorporar benefícios à sua lavra e mesmo no processo industrial. Por exemplo: (i) indivíduos argilosos contidos na massa talcífera conferem propriedades mais plásticas ao material, além de menor temperatura de fusão que o talco puro (Pereira 1988), uma propriedade que pode ser desejável pelo setor cerâmico, com vantagens potenciais nas etapas de extrusão e moldagem; (ii) a confecção de índices de contaminantes corantes detectados pela ER, pode nortear um maior controle durante a extração, evitando total ou parcialmente o beneficiamento químico, em muitos casos necessário. Os materiais da jazida estudada contêm elevados teores deste contaminantes, mas não há um controle deste processo que não seja o empírico e visual. Neste sentido, também foi possível identificar espécimes minerais considerados contaminantes à aplicação da MPC.

Alguns talcos de elevada alvura e pureza (isentos de contaminantes reativos, corantes e/ou tóxicos) poderiam ter aplicação mais nobre, adquirindo maior valor agregado. Apesar do depósito estudado possuir talco com estas características nobres (indústria farmacêutica e cosmética), que conseqüentemente podem adquirir cotações bem superiores as atuais, não há extração e produção nestes sentido, como aconteceu entre as décadas de 1970 e 1980. Este mercado é abastecido quase que exclusivamente pela Magnesita S.A. (Ciminelli 2002) (unidade Brumado, BA), que possui controle e processos adequados para essa aplicação de talco.

O sucesso obtido com esta investigação na separação espectro-mineralógica de matérias-primas industriais favoreceu uma experiência exitosa no mapeamento interativo do depósito com o auxílio de dados multiespectrais ASTER, processados por técnicas hiperespectrais adaptadas (SAM). Os dados ASTER permitiram o mapeamento, na escala de lavra, de fases minerais diretamente (litotipos representativos) ou indiretamente (mármore dolomítico e alteração diabásica) associadas ao talco.. Neste caso, os *endmembers* escolhidos como representativos do depósito foram detectados e discriminados

pelo processamento dos dados, o que abre uma perspectiva interessante para o mapeamento remoto desse tipo de matéria prima, bem como o acompanhamento de lavras de grande porte.

No âmbito dessa pesquisa, foi possível ainda elaborar um modelo sintético sobre a gênese do depósito, em cinco etapas principais: (i) protólito (FBC/GI) sedimentar; (ii) metamorfismo regional (CT), com formação dos metadolomitos, instalação da ZCI e primeira fase de mineralização talcífera; (iii) metamorfismo termal (CC), com geração de mármore dolomítico e minerais de fácies anfibolito e retro-metamórficos; (iv) tectônica compressiva e/ou distensiva, envolvendo o conjunto CC-GI-CT, acompanhada de fraturamento da bacia, intenso hidrotermalismo-metassomatismo-metamorfismo por percolação de fluidos (meteóricos de alto Mg^{2+} e ígneos de alta SiO_2), o que, dentro da dinâmica da ZCI, culminou com a mineralização massiva de talco nas descontinuidades estruturais; e (v) intrusão diabásica em zonas frágeis (regiões de confluência das estruturas), o que causou a remobilização de concentrações de talco (baixa reatividade) de porções mais profundas para porções subsuperficiais, assim como movimentação do protólito metamorfizado.

A reunião das informações levantadas até o presente permitem a composição de modelos e guias prospectivos, favorecendo novas pesquisas e exploração de talco na FTP. Dentre uma gama de possibilidades, os principais vetores para a descoberta de novos depósitos de talco na região são os seguintes: (i) presença de rochas dolomíticas, (ii) elevado teor de magnésio em geoquímica de solo e sedimentos de corrente; (iii) alta densidade de descontinuidades geológicas, (iv) confluência de estruturas; e (v) presença de diques de diabásio.

O conjunto de dados e métodos experimentados nesse estudo possibilitou a caracterização de várias associações da MP talcífera (pré e pós-extração), demostrando a viabilidade do uso de parâmetros espectrais para direcionar o beneficiamento e classificação do minério para o uso industrial.

10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Abrams, M. & Hook, S. 2001. *ASTER User Handbook: Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*. USA: NASA/Jet Propulsion Laboratory/California Institute of Technology, v. 2, 135 pp.

Acorn 2002. Analytical Imaging and Geophysics, LLC. ACORN 4.0 User's Guide. ImSpec LLC.

Almeida F.F.M. 1983. Relações Tectônicas das Rochas Alcalinas Mesozóicas da Região Meridional da Plataforma Sul-Americana. *Revista Brasileira de Geociências*, 13(3):139-158

Amaral R.Q. 2007. Sumário Mineral - DNPM. Talco e pirofillita. 1-2p. Disponível em: http://www.dnpm.gov.br. Acesso em: 24/07/2008

Anderson D.L., Mogk D.W., Childs J.F. 1990. Petrogenesis and timing of talc formation in the Ruby Range, Southwestern Montana. *Economic Geology*, 85(3):585-600

ASD. 1994. Analytical Spectral Devices Inc., *FieldSpec FR - User Guide*, 98 pp.

ASD. 2008. Analytical Spectral Devices Inc., *FieldSpec®,* Products & Acessories. Disponível em: http://www.asdi.com/products-accessories-hisp.asp. Acessado em 14/07/2008.

Berg E.A.T. & Loyola L.C. 1987. Contribuição ao estudo de talcos do Estado do Paraná. In: ABC, Congresso Brasileiro de Cerâmica, 2, São Paulo, Anais, Simpósio de Cargas Minerais, 31, *Anais*, v.2, p. 783-819.

Berg E.A.T. 1988. Oportunidades em Cerâmica Avançada. *In*: SIENMPG (Sind. Ind. Ext. Min. Não-Met. Ponta Grossa), Encontro Nacional do Talco, 4, Simpósio de Cargas Minerais, 2, *Anais*, p. 93-106

Brady J.B., Cheney J.T., Rhodes A.L., Vasquez A., Green C., Duvall M., Kogut A., Kaufman L., Kovaric D. 1998. Isotope geochemistry of Proterozoic talc occurrences in Archean marbles of the Ruby Mountains, southwest Montana, U.S.A. *Geological Materials Research*, 1(2):1-41

Brady J.B., Cheney J.T., Rhodes A.L., Vasquez A., Green C., Duvall M., Kogut A., Kaufman L., Kovaric D. 2003. Isotope geochemistry of Proterozoic talc occurrences in Archean marbles of the Ruby Mountains, southwest Montana, U.S.A. *American Mineralogist*, 88(1):246

Brindley G.W. & Brow G. 1980. Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-ray Identification, Monograph nº5.Mineralogical Society, London, 495p.

Ciminelli R.R. 2002. Projetos de P&D em mineração de talco. São Paulo, CTMineral, Secretaria Técnica do Fundo Setorial, CGEE (Centro de Gestão e Estudos Estratégicos: Ciência, Tecnologia e Inovação), 17p. Disponível em: http://www.finep.gov.br/fundos_setoriais/ct_mineral/documentos/ct-mineral02p&d_talco.pdf. Acessado em: 24/06/2007.

Ciullo P.A. 1996. The Industrial Minerals. *In*: P.A. Ciullo (ed.) *Industrial Minerals and Their Uses, A Handbook and Formulary*, chp.2, Noyes Publication, Westwood, New Jersey, pp.: 17-82

Clark R.N. 1999. Spectroscopy of Rocks And Minerals, And Principles of Spectroscopy, chapter 1. *In:* A.N. Rencz (eds.) *Remote Sensing for the Earth Sciences: Manual of Remote Sensing*, 3ed., vol. 3, John Wiley & Sons, Inc., New York, pp.: 03-58

Clark R.N., King T.V.V., Klejwa G.A., Swayze G.A. 1990a. High Spectral Resolution Reflectance Spectroscopy of Minerals. *Journal of Geophysical Research*, 95(B8): 12.653-12.680

Clark R.N., Swayze G.A., King T.V.V., Middlebrook B., Calvin W.M., Gorelick N. 1990b. The U.S. Geological Survey, Digital Spectral Library and Analysis Software. *In*: Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer (AVIRIS) Workshop, *Proceedings*, pp. 208-215. Disponível em: http://makalu.jpl.nasa.gov/docs/wokshops/90_docs/21.PDF. Acessado em: 29/07/2003

Congxi C. & Keqin C. 2000. Minerogenic System of Magnesian Nonmetallic Deposits in Early Proterozoic Mg-rich Carbonate Formations in Eastern Liaoning Province. *Acta Geologica Sinica (english edition)*, *Journal os the Geological Society of China*, 74(3):623-631

CPRM - Serviço Geológico do Brasil 2001. Brasília (DF): Folha Curitiba SG-22, Mapa Geológico, escala 1:2.500.000.

CPRM - Serviço Geológico do Brasil 2005. São Paulo (SP): Folha Curitiba SG-22, Mapa Geológico, escala 1:1.000.000. ver Perrota *et al* 2004

Curtiss B. & Goetz A.F.H. 1994. Field Spectrometry: Techniques and Instrumentation. *In*: Proceedings of the International Symposium on Spectral Sensing Research, Boulder-Co, pp.: 31-40

Dardenne M.A. & Schobbenhaus C. 2001. Metalogênese do Brasil. Editora Universidade de Brasília, Brasília, 392pp.

Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. 1994. *Minerais Constituintes das Rochas, uma introdução, 2nd ed.*, Tradução: C.A.R. Macedo, Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa, 727 pp.

Dodony I. & Buseck P.R. 2004. Lizardite-chlorite structural relationships and an inferred high-pressure lizardite polytype. *America Mineralogist*, 89(11-12):1631-1634

Ersdac 2003. ERSDAC (Earth Remote Sensing Data Analysis Center)

Gaffey S.J. 1985. Reflectance spectroscopy in the visible and near-infrared (0.35-2.55 μm): Application in carbonate petrology. *Geology*, 13(4):270-273

Gaffey S.J. 1986. Spectral reflectance of carbonates minerals in the visible and near infrared (0.35-2.55 μ): calcite, aragonite, and dolomite. *American Mineralogist*, 71(_):151-162

Gaffey S.J. 1987. Spectral Reflectance of Carbonates Minerals in the Visible and Near Infrared (0.35-2.55 μ): Anhydrous Carbonate Minerals. *Journal of Geophysical Research*, 92(B2):1429-1440

Gaines R.V., Skinner H.C.W., Foord E.E., Mason B., Rosenzweig A. 1997. Dana's New Mineralogy; the System of Mineralogy of James Dwight Dana and Edward Salisbury Dana, 8th ed. John Wiley & Sons, Inc., New York, 1872 p.

Gladwell D.R., Lett R.E., Laurence P. 1983. Application of Reflectance Spectrometry to Mineral Exploration Using Portable Radiometers. *Economic Geology*, 78(4): 699-710

Godoy L.C. 1997. Depósitos de Talco de Castro, Paraná. *In*: C. Schobbenhaus, E.T. Queiroz, C.E.S. Coelho (eds.) *Principais Depósitos Minerais do Brasil, Volume IV, Rochas e Minerais Industriais, Parte C*, DNPM-CPRM, pp.: 551-561

Gondim A.C. & Loyola L.C. 2002. Ponta Grossa and Castro zones in Paraná talc district, Brazil: ore properties and mineral industry. *Boletim Paranaense de Geociências-UFPR*, 50:9-14.

Gondim A.C. 2001. Exploration of talc deposits in Paraná State, Brazil. *Mineralia Slovaca*, 33:575-578

Gondim A.C. 2001. Magnesite and talc in Brazil related to the world context. *In*: SGA-SEG, Joint 6th Biennial Meeting, Krakow. Mineral deposits at the beginning of the 21st century, Netherlands, Balkema, v.1, p. 985-988.

Gondim A.C. 2002. The Paraná Talc District - Brazil, Castro-Socavão and Ponta Grossa Region. Curitiba: IGCP 443 Project, 2002 (Impresso).

Guimarães G.B. 2000. *As rochas granitóides do Complexo Granítico Cunhaporanga:* aspectos geológicos, geofísicos, geoquímicos e mineralógicos. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 230 p.

Harben P.W. & Bates R.L. 1990. *Industrial Minerals Geology and World Deposits*. Industrial Mineral Division, Metal Bulletin Plc, London, 320 pp.

Hatchell D.C. 1999. FieldSPec© Full Resolution - Technical Guide 4th ed.. Boulder CO: Analytical Spectral Devices, Inc. (ASD). 98p.

Hecht L., Freiberger R., Gilg H.A., Grundmann G., Kostitsyn Y.A. 1999. Rare earth element and isotope (C, O, Sr) characteristics of hydrothermal carbonates: genetic implications for dolomite-hosted talc mineralization at Göpfersgrün (Fichtelberg, Germany). *Chemical Geology*, 155(1-2):115-130

Higashi S. 1982. Tobelite, a new ammonium dioctahedral mica. *Mineralogical Journal,* 113:138-146

Hunt G.R. & Salisbury J.W. 1976. Visible and Near Infraed Spectra of Minerals and Rocks: XII. Metamorphic Rocks. Modern Geology, 5(4):219-228

ICIS - Chemical Business. 2008. Rio Tinto puts its entire talc business up for sale. *Focus on Pigments*, 2008(3):6

Iwasaki A. & Tonooka H. 2005. Validation of a crosstalk correction algorithm for ASTER/SWIR. *IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing*, 43(12):2747-2751

Jenesn M.L. & Bateman A.M. 1981. Economic Mineral Deposits, 3rd ed., revised printing. John Wiley & Sons, New York, 593p.

Johnson R.L. & Virta R.L. 1999. Talc. *American Ceramic Society Bulletin*, 78(8):143-145

Kelley L.A., Gardner S.P., Sutcliffe M.J. 1996. An automated approach for clustering an ensemble of NMR-derived protein structures into conformationally-related subfamilies. *Protein Engineering* , 9:1063-1065

King T.V.V. & Clark R.N. 1989. Spectral Characteristics of Chlorites and Mg-Serpentines Using High-Resolution Reflectance Spectroscopy. *Journal of Geophysical Research*, 94(B10):13997-14008

Kruse F.A., Leflcoff A.B., Boardman J.W., Heidebrecht K.B., Shapiro A.T., Barloon P.J., Goetz A.F.H. 1993. The spectral image processing system (SIPS) - Interactive visualization and analysis of imagin spectrometer data. *Remote Sensing os Environment,* 44:145-163.

Lima R.E. & Dardenne M.A. 1987. Geologia e controle da Mina Grande da Costalco – Itaiacoca (PR). *In*: SBG, Simpósio Sulbrasileiro de Geologia, 3, Curitiba, *Anais,* v. 2, p. 623-632.

Lima R.E. 1993a. *Evolução Geológica e Controles dos Depósitos de Talco da Região de Itaiacoca, Abapã, PR*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 139 p.

Lima R.E. 1993b. Geologia da Faixa Itaiacoca / PR: estratigrafia, litologias, depósitos de talco e intrusivas associadas. *In*: SBG, Simpósio Sulbrasileiro de Geologia, 5, Curitiba, *Anais,* v. 2, p. 30-35.

Lima R.E. 1997. Geologia das jazidas de talco do Paraná. In: ABCERAM-SENAI/PR, Encontro de Mineradores e Consumidores, 5, Ponta Grossa, *Anais,* p. 8-11.

Loyola L.C. & Gondim A.C. 2000. Characterization of the Paraná talc deposits, Brazil. *Mineralia Slovaca*, 32(6):527-529

Loyola L.C. 2003. *O Distrito de Talco do Paraná, Gênese e Características dos Minérios*. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, 82 p.

Luzenac. 2008. Talc. Disponível em: http://www.luzenac.com/ceramics.html. Acessado em 20/05/2008.

Mackin S. 2002. SIMIS-Feature Search 1.6 - Spectrometer Independent Mineral Identification Software. *In: User Manual Version 1.6*, 57pp.

Malynovzsk A. 1935. Ceramic Products Composed Mainly of Silica, Magnesia, and Alkalies. United States Patent Office, n° 2.025.762. Applications Oct. 3, 1932 (serial n° 636.029), Patented Dec. 31, 1935. Malinite Coproration, Los Angeles, California

Martini J.M. 2006. Sumário Mineral - DNPM. Talco e pirofillita. 105-106p. Disponível em: http://www.dnpm.gov.br. Acessado em: 14/02/2007

Miller C. J. 2002. Performance assessment of ACORN atmospheric correction algorithm. Algorithms and Technologies for Multispectral, Hyperspectral, and Ultraspectral Imagery VIII; Aerosense 2002. SPIE, Orlando, FL.

Mineropar. 2001. Projeto Riquezas Minerais, Avaliação do Potencial Mineral e Consultoria Técnica no Município de Jaguariaíva, Relatório Final. Secretaria de Estado da Indústria, do Comércio do Turismo, Minerais do Paraná S.A. - Mineropar, Curitiba, 34 pp.

Moine B., Fortune J.P., Moreau P., Viguier F. 1989. Comparative mineralogy, geochemistry, and conditions of formation of two metasomatic talc and chlorite deposits: Trimouns (Pyrenees, France) and Rabenwald (Eastern Alps, Austria). *Economic Geology*, 84(5):1398-1416

Mondominerals. 2008. Talc, Geology and Mineralogy. Disponível em: http://www.mondominerals.com.br. Acessado em 20/05/2008

Mookherjee M., Redfern S.A.T., Zhang M., Harlov D.E. 2002. Orientational order-disorder of $N(D,H)_4^+$ in tobelite. American Mineralogist, 87(_):1686-1691

Moya F.A., Szabó G.A.J., Andrade F.R.D., Guimarães G.B. 2002. Metamorfismo e Metassomatismo das Rochas Dolomíticas do Grupo Itaiacoca, com Ênfase na Gênese dos Depósitos de Talco e Ocorrências de Tremolita Asbestiforme na Região de Itaiacoca-Socavão, Nordeste do Estado do Paraná. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 42, João Pessoa, *Anais,* p. 321.

Oliveira D.E. 1988. O Uso do Talco na Indústria Cerâmica. *In*: SIENMPG (Sind. Ind. Ext. Min. Não-Met. Ponta Grossa), Encontro Nacional do Talco, 4, Simpósio de Cargas Minerais, 2, *Anais*, p. 223-238

Pereira A.L. 1988. Influências da Presença de Argilo-Minerais nos Talcos e sua Consequência na Industria Cerâmica. *In*: SIENMPG (Sind. Ind. Ext. Min. Não-Met. Ponta Grossa), Encontro Nacional do Talco, 4, Simpósio de Cargas Minerais, 2, *Anais*, p. 107-128

Perrota M.M., Salvador E.D., Lopes R.C., D'Agostinho L.Z., Wildner W., Ramgrab G.E., Peruffo N., Freitas M.A., Gomes S.D., Chieregati L.A., Silva L.C., Sachs L.L.B., Silva V.A., Batista I.H., Marcondes P.E.P. 2004. Folha Curitiba SG-22. In: Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Santos J.O.S., Abram M.B., Leão Neto R., Matos G.M.M, Vidotti R.M., Ramos M.A.B., Jesus J.D.A. (eds.). Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil. CPRM, Brasília. CD-ROM.

Pontes F.I. & Almeida S.L.M. 2005. Talco. In: Luz A.B. & Lins F.F. (eds.) Rochas e Minerais Industriais, Usos e Especificações, 29, CETEM (Centro de Tecnologia Mineral), pp. 607-628

Pontual S., Merry N., Gamson P. 1997a. Spectral Interpretation Field Manual, G-Max. Spectral Analysis Guides for Mineral Exploration, vol. 1. AusSpec International Pty.Ltd. 169 pp.

Pontual S., Merry N., Gamson P. 1997b. Archean Greenstone Gold, G-Max. Spectral Analysis Guides for Mineral Exploration, vol. 6. AusSpec International Pty.Ltd. 73 pp.

Prazeres Filho H.J. 2000. *Litoquímica, geocronologia (Upb) e geologia isotópica dos complexos graníticos Cunhaporanga e Três Córregos, Estado do Paraná*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 180 p.

Prazeres Filho H.J., Harara O.M., Basei M.A.S., Passarelli C.R., Siga Jr. O. 2003. Litoquímica, geocronologia U-Pb e geologia isotópica (Sr-Nd-Pb) das rochas graníticas dos batólitos Cunhaporanga e Três Córregos na porção sul do Cinturão Ribeira, Estado do Paraná. *Geologia USP Série Cientifica (Rev. Inst. Geoc. - USP)*, 3(1):51-70

Raposo M.I.B. & Ernesto M. 1989. Rochas intrusivas básicas do Arco de Ponta Grossa; resultados paleomagneticos preliminares. *Revista Brasileira de Geociências*, 19(3):393-400

Reis Neto J.M. 1994. *Faixa Itaiacoca: registro de uma colisão entre dois blocos continentais no Neoproterozóico*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 235 p.

Reis Neto J.M., Rebelo A.M.A., Basei M.A.S. 2004. Jura-Cretaceous hydrothermalism as genesis of mineralization in dolomitic marbles of Itaiacoca Belt, Brazil. In: IMA, International Congress on Applied Mineralogy, 8, Águas de Lindóia, *Proceedings,* v. 1, p. 733-736.

Renne P.R., Deckart K., Ernesto M., Féraud G., Piccirillo E.M. 1996. Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil), and implications to Paraná flood volcanism. *Earth and Planetary Science Letters*, 144(1-2):199-211

Ribas S.M., Guimarães S.B., Adam E.R. 1999. *Avaliação Metalogenética do Distrito Mineiro do Talco no Estado do Paraná*. Curitiba: DNPM; MINEROPAR, 1999. (Relatório Final. Texto e anexos).

Rice J.M. 1977. Progressive Metamorphism of Impure Dolomitic Limestone in the Marysville Aureole, Montana. *American Journal of Science*, 277(1):1-24

Ruberti E., Castorina F., Censi P., Comin-Chiaramonti P., Gomes C.B., Antonini P., Andrade F.R.D. 2002. The geochemistry of the Barra do Itapirapuã Carbonatite (Ponta Grossa Arch, Brazil); a multiple stockwork. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(2):215-228

Schandl E.S., Sharara N.A., Gorton M.P. 1999. The Origin of the Atshan Talc Deposit in the Hamata Area, Eastern Desert, Egypt: a Geochemical and Mineralogical Study. *Canadian Mineralogist*, 37(5):1211-1227

Seoane J.C.S. 1999. *Geologia do Ouro Epitermal de Castro (PR), Uso de Sistema de Informação Georreferênciada para avaliação de dados geológico-geoquímicos*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Campinas, 114 p.

Shin D. & Lee I. 2003. Carbonate-hosted talc deposits in the contact aureole of an igneous intrusion (Hwanggangri mineralized zone, South Korea): geochemistry, phase relationships, and stable isotope studies. *Ore Geology Reviews*, 22(1-2):17-39

Siga Jr. O., Basei M.A.S., Sato K., Prazeres Filho H.J., Cury L.F., Weber W., Passarelli C.R., Harara O.M., Reis Neto J.M. 2003. U-Pb (zircon) ages of metavolcanic rocks from the Itaiacoca Group: tectonic implications. *Geologia USP Série Cientifica (Rev. Inst. Geoc. - USP)*, 3(1):39-49

Siga Jr. O., Weber W., Basei M.A.S., Sato K., Reis Neto J.M. 2002. O Grupo Itaiacoca: Registro U-Pb (Zircões) de uma Bacia Neoproterozóica. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 42, João Pessoa, *Anais,* p. 510.

Skippen G. 1974. An Experimental Model for Low Pressure Metamorphism of Siliceous Dolomitic Marble. *American Journal of Science*, 274(5):487-509.

Souza A. 1990. *Mapa Geológico na escala 1:50.000 e esboço da evolução tectônica e sedimentar do Grupo Itaiacoca, nas folhas Barra do Chapéu e Ouro Verde - SP/PR.* Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 200 p.

Souza A.B. & Oliveira M.L. 2005. *O Setor Mineral, Sumário Executivo*. Brasíllia, DNPM, Sumário Mineral, v.25, 35p.

Souza Filho C.R. & Crosta A.P. 1998. Spectro-mineral and lithologic mapping using field spectroscopy and its usefulness a an exploration tool, undergoing research in the “Laboratório de Espectroscopia de Reflectância” (LER) at the University of Campinas. *In*: SBG, Cong. Bras. Geol., 40, Belo Horizonte, Anais, p. 270

Stukalova I.E., Petrova V.V., Sakharov B.A., Pokrovskaya E.V. 2001. Potassium Tobelite as Indicator of the Postsedimentary Transformation of Coal-Bearing Sedimentary Complexes. *Lithology and Mineral Resources*, 36(3):243-254

Szabo G.A.J., Andrade F.R.D., Guimarães G.B., Carvalho F.M.S., Moya F.A. 2006. As Jazidas de Talco no Contexto da Historia Metamórfica dos Metadolomitos do Grupo Itaiacoca, PR. *Geologia USP Série Cientifica (Rev. Inst. Geoc. - USP)*, 5(2):13-31

Szabó G.A.J., Andrade F.R.D., Guimarães G.B., Moya F.A., Carvalho F.M.S. 2004. Genesis of Talc Deposits and the Metamorphic History os the Itaiacoca Group Metadolomites, Southern Brazil. *In*: Pecchio M., Andrade F.R.D., D'Agostino L.Z., Kahn H., Sant'Agostino L.M., Tassinari M.M.M.L. (eds.) *Applied Mineralogy, Developments in Science and Technology*, 2, ICAM-BR (International Council for Applied Mineralogy do Brasil, 8°, Águas de Lindóia), pp. 759-761

Thompson J.G., Dougherty J., Melnitchenko A., Lobo C. and Withersetal R. L. 1996. Sodalite-type $Na_8Mg_3Si_9O_{24}(OH)_2$ and $Na_8Mg_3Si_9O_{24}(OH,Cl)_2$: novel framework magnesiosilicates. *Journal of Materials Chemistry*, 6(12):1933-1937

Torii K., Onodera Y., Hayashi H., Nagase T., Iwasaki T. 1998. Hydrothermal Synthesis of Interstratified Lizardite/Saponite. *Journal American Ceramic Society,* 81(2):447-449

Trein E., Reis Neto J.M., Biondi J.C., Monastier M.S. 1985. Revisão da Formação Itaiacoca: Identificação de uma Sequência Metavulcano-sedimentar em Abapã (PR). In: SBG, Simpósio Regional de Geologia, 5, São Paulo, Atas, v.1, p.169-182.

Ussami N., Kolisnyk A., Raposo M.I.B., Ferreira F.J.F., Molina E.C., Ernesto M. 1991. Detectabilidade magnética de diques do Arco de Ponta Grossa; um estudo integrado de magnetometria terrestre/aérea e magnetismo de rocha. *Revista Brasileira de Geociências*, 21(4):317-327

Weber W., Siga Jr. O., Sato K., Reis Neto J.M., Basei M.A.S., Nutman A.P. 2004. A Formação Água Clara na região de Araçaiba - SP: registro U-Pb de uma bacia mesoproterozóica. *Geologia USP Série Cientifica (Rev. Inst. Geoc. - USP)*, 4(1):101-110

Wu F-T., Caetano-Chang M., Landevi P.M.B. 1991. Proveniência das Rochas Arenosas do Subgrupo Itararé em Termos de Ambiente Tectônico no Sul do Estado de São Paulo. Revistas Brasileira de Geociências, 21(2): 127-137

Characterization of Clays Used in the Ceramic Manufacturing Industry by Reflectance Spectroscopy: An Experiment in the São Simão Ball-Clay Deposit, Brazil.

Abstract. The characterization of clays from the physical, chemical, and ceramic standpoint in pre- and -within mining stages is a necessary step. However, succinct mining planning, lack of industry-oriented standards and the usual bond to empirical discrimination of clays as regards their use, put chemically and technologically different materials as similar standards, with serious consequences to the mining and manufacturing process. Taking the alluvium-derived, ball-clay deposit of São Simão (SS) as a case study, this works aims to evaluate the potential of reflectance spectroscopy (RS) as a method to define types, purity and "crystallinity" of clays and to seek for possible relations between spectral characteristics of clays and their use in the ceramic industry. The SS deposit hosts three types of clays that were spectrally set apart based on RS. The technique indicated that the white clays comprise highly ordered kaolinite, mica, smectite and lepidocrosite (first finding in Brazilian alluviums). The brown clays are also rich in well-ordered kaolinite and contain abundant Fe-bearing minerals, as goethite, hematite and siderite (rarely found in alluviums). The gray clays are kaolinite-poor and display an intrinsic relation between organic matter and smectites. Each of the clay classes typified in the SS deposit has a specific application in the fine ceramic industry, indicating the prominent potential of RS to characterize industry-aimed materials.

Keywords: Ball-Clay, Clay Minerals, Raw Material, Ceramic, Mineral Characterization, Reflectance Spectroscopy.

1. INTRODUÇÃO

The São Simão (SS) ball-clay deposit comprises a very important type of clay used in the Brazilian ceramic industry, particularly in manufacturing porcelains and pottery. These clays are fine-grained (< 2 μm), rich in "hexagonal" kaolinite but also contain smectites, mica adsorved to kaolinite crystal faces (Pressinotti 1991) and organic matter. The SS clays are characterized by their high plasticity, resistance under dry conditions, extensive thermal vitrification and light burning color under heating (Souza Santos 1992, Wilson 1983).

The deposit is located (Fig.1) in the northeastern region of the São Paulo State, about 8km to the west of the São Simão town.

Despite the unique features of the SS clays, their characterization from the physical, chemical, and ceramic standpoint in pre- and -within mining stages is a difficult task. Considering the intrinsic complexities involved in characterizing clays by conventional methods (ie., specifics on sample preparation), this works aims (i) to evaluate the potential of reflectance spectroscopy as a complementary, expedite and portable method to characterize clays, including definition of their type, composition and "crystallinity", and (ii) to study the possibility to relate clays classified on the basis of their spectral characteristics to specific uses in the ceramic industry, using the SS deposit as a case study.

2. REFLECTANCE SPECTROSCOPY - BACKGROUND

Spectroscopy is a tool that has been used for decades to identify, understand, and quantify solid, liquid or gaseous materials, especially in the laboratory. In several disciplines, spectroscopic measurements are used to detect absorption features due to specific chemical bonds, and detailed analyses are used to determine the abundance and physical state of the detected absorbing species (Clark 1999). Visible and infrared reflectance spectroscopy (RS), in particular, is a key tool used in remote sensing sciences (Drury 2001, Sabins 1999) and it is a sensitive method in detecting clay minerals in the shortwave infrared range - SWIR (1.3-2.5 μm) of the electromagnetic spectrum. This is a fast, non-destructive and operational method that can be applied in mineral determination and mapping (Hunt 1979, 1980). RS of natural surfaces are sensitive not only to specific chemical bonds in materials, but also has the advantage of being sensitive to both high and low ordered crystalline materials. It aims to measure, along different and continuous wavelengths, the amount of radiation reflected by the surface of materials, which is displayed as reflectance spectra. Absorption features in the spectra of minerals are due to the presence of specific molecular groups and, depending on wavelength position, shape and intensity, can be often used to diagnose minerals present in a sample, providing clues on their relative proportion and abundance (Clark 1999).

With the advent of portable, high resolution spectrometers (Gladwell *et al*. 1983), RS has been widely used both to support studies about the complexities involved in energy-matter interaction, that forms the basis of remote sensing studies (Curtiss & Goetz 1994, Kruse 1997), and to aid mineral identification and crystallography investigations (Martines-Alonso *et al.* 2002(a,b), Goetz *et al*. 1991, Taylor *et al*. 1997).

A major advantage of RS over other analytical methods (X-ray powder diffraction; mid-infrared (MIR, 2.5-25 μm) infrared transmission spectroscopy), is that reflectance measurements usually can be made without any sample preparation and grinding. For clays minerals this is particular important as the grinding of samples to prepare extremely fine material for dispersion can imply in structural damage and alter the analytical result. Care must also be taken to use RS on powered material. In relatively transparent materials, light is scattered out of fine-grained samples before much absorption takes place, resulting in spectra that have weak absorption bands and a bright background or "continuum". Relatively coarser samples commonly show more pronounced absorption bands (Crowley & Vergo 1988).

3. GEOLOGICAL SETTING OF THE SÃO SIMÃO DEPOSIT

The geology around the SS deposit (Fig.1) comprises lithostratigraphic units of the Paleozoic-Mesozoic São Bento Group (sedimentary rocks of the Pirambóia and Botucatu Formations and basalts of the Serra Geral Formation), and Cenozoic sediments. The Tamanduá river (Fig.1) occupies a N/S-trending open valley, formed in Mesozoic sediments. This valley hosts a fluvial system filled by alluvial sediments. Sediment deposition started some 30.000 years ago (Turcq *et al*. 1997).

Basaltic dykes and sills restrain the morphology of the river, whereas the floodplain shows two distinct terraces: terrace 1 - the actual level of the river, corresponding to a lower terrace; terrace 2 - an earlier, higher terrace (Fig.1) (Tanno *et al*. 1994, Pressinotti 1991). Terrace 2 is a 8m-thick sequence made up of conglomerates at the base, followed by a thick bed of sandstones at the top, which are intercalated with turfaceous (peat) and clay-rich layers (Ruiz 1990). In the latter, clays are concentrated in lenticular bodies up to 2m thick (Tanno *et al*. 1994). These layers are vertically discontinuous, but can be laterally correlated (Pressinotti 1991). The SS ball-clay deposit corresponds to these lenses and comprises mainly fine grained kaolinites displaying a bi-modal granulometric distribution (Tanno *et al*. 1994). (Fig.1)

The clays were formed during the Late Pleistocene (Pressinotti 1991), between 10.000-20.000 years ago (Turcq *et al*. 1997). Paleohydrological studies indicate clay deposition in two stages (wet and dry periods), intercalated by erosive episodes. The occurrence of lepidocrocite and siderite among the clays suggests deposition in oxidizing, cold dry climate and in reducing, hot humid climate, respectively (Senna & Souza Fo. 2004, Senna 2003).

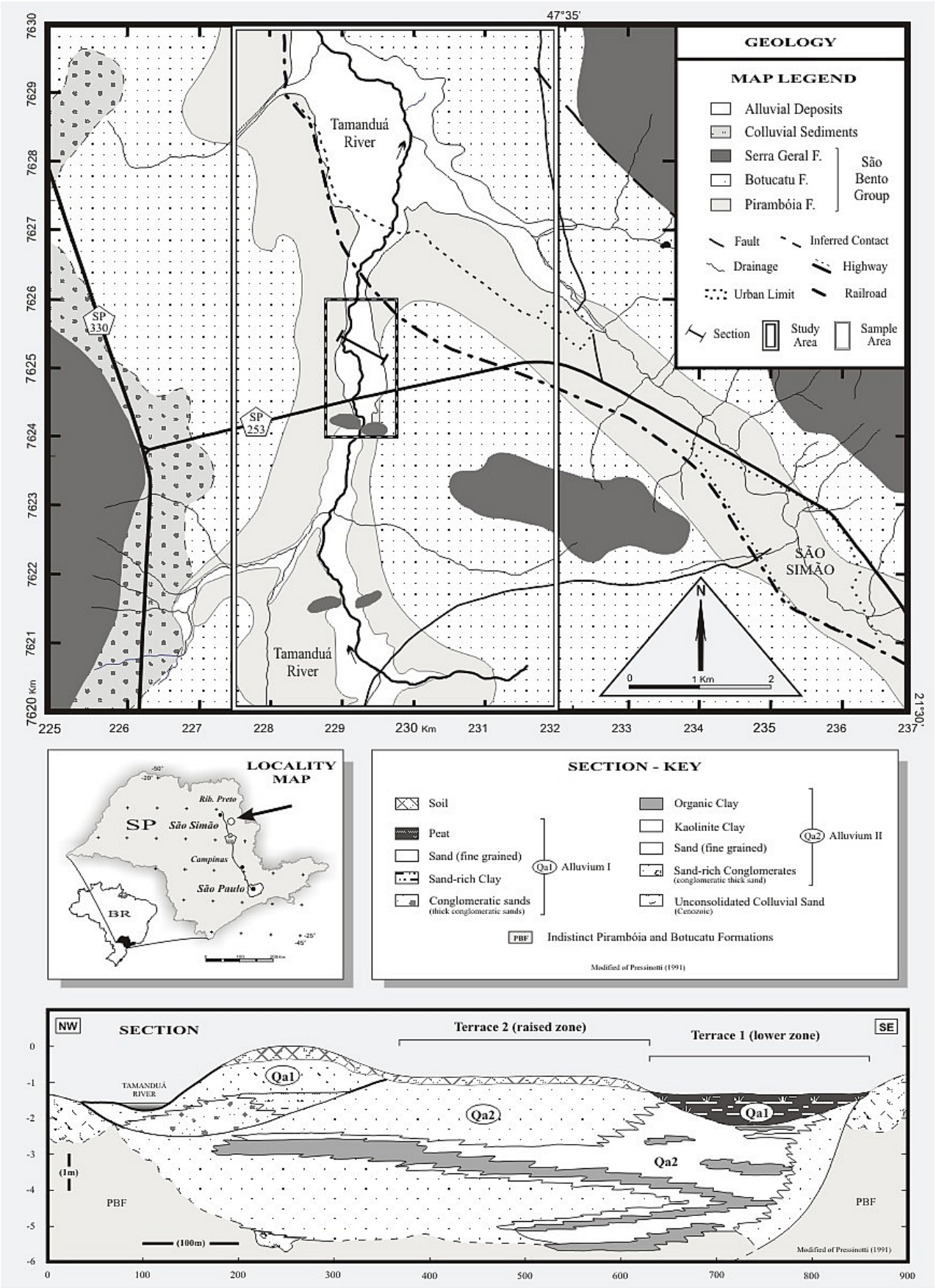


Figure 1: *Locality map and geological setting of the study area.*

4. MATERIALS AND METHODS

Field work was aimed at collecting a large number of samples in the study area, in which distinct color, texture, probable composition, infrared spectral features, among others aspects were verified. In this process, three classes comprising white (WC), brown (BC) and gray (GC) clays were identified.

RS measurements were performed with a FieldSpec® Full Resolution spectroradiometer (Analytical Spectral Devices, Inc) (Fig.2). This instrument offers superior signal-enhancing features, high resolution (3nm @ 0.7 µm; 10 nm @ 1.4/ 2.1 µm), and dense sampling interval (1.4 nm @ 0.35 –1.050 µm ; 2 nm @ 1.0-2.5 µm nm) within the 0.35- 2.5 µm spectral range (Hatchell 1999).

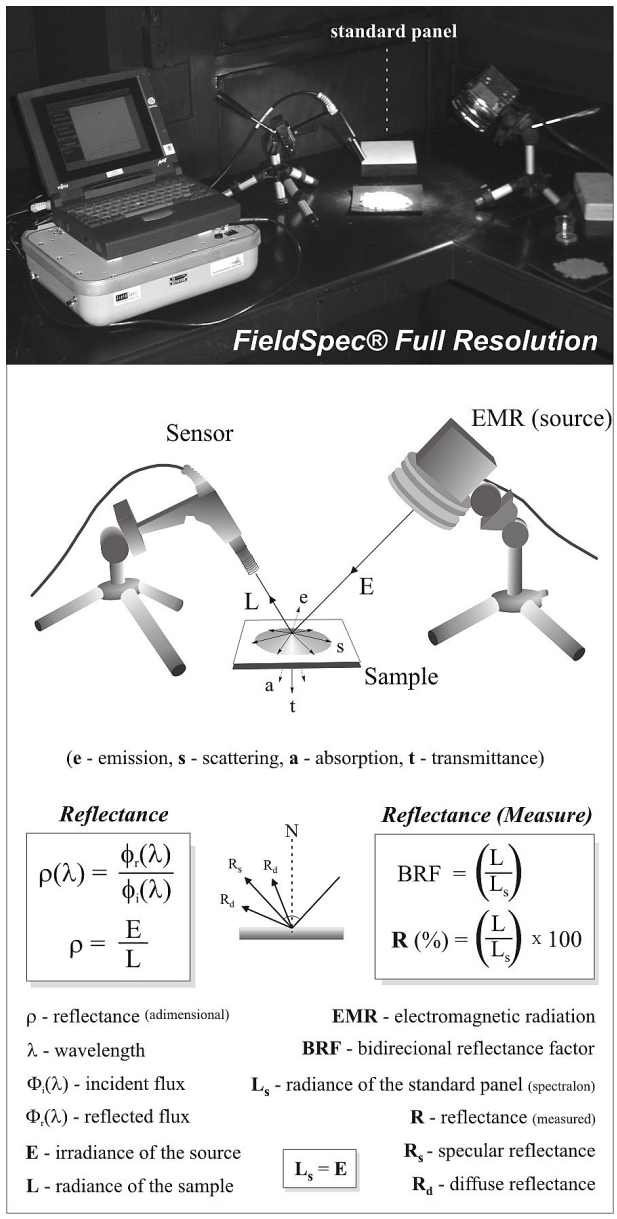


Figure 2: *General setting for lab measurements with the FieldSpec Full Resolution (top figure) and schematic representation of parameters involved in such measurements.*

The reflectance (R), which in fact is the bidirectional reflectance factor (BRF), is expressed in percentage and comprises the ratio between the radiance (L) yielded by the sample and the radiance yielded by a Spectralon panel (L_s) (i.e., a reflectance standard that gives the highest diffuse reflectance of any known material or coating and exhibits highly_lambertian_behavior - its reflectance is higher than 99% for wavelengths from 0.4 µm to 1.5 µm, and higher than 95% from 1.5 µm to 2.5 µm region of the spectrum) (Fig.2) (Meneses & Madeira Netto 2001, Moreira 2001, Jensen 2000, Maracci 1992).

Measurements were accomplished in two stages. Firstly, raw samples collected in the field were submitted to several types of readings, depending on the diversity of materials involved. This was followed by readings of coarsely crushed samples. Crushed samples stemmed from an integral part of a raw sample or from a specific portion of it, where a particular material was identified. In order to obtain a standard spectrum for each class of clay, the arithmetic mean of their respective spectral readings was computed.

Spectral-mineral classification comprised a two-fold reasoning: (i) spectra were classified under the basis of SWIR (1.4-2.5 µm) (Fig.3a) features only; and (ii) using features depicted in the complete VIS-SWIR (0.35-2.5 µm) (Fig.3b) interval. This notion allowed better results for detection of clays poor in iron phases (SWIR-only), whereas the VIS-SWIR was useful to distinct between samples containing iron-rich stains.

The characterization of these clays in laboratory was carried out also with the aid of powder X-ray diffraction (XRD) analysis. Samples were prepared in two different ways: totally random and partly oriented (i.e., with preferred orientation). The objective here was to establish the necessary parameters for qualitative and semi-quantitative discrimination between samples. Using XRD results, it was possible to approximate the modal composition of samples considered as representatives of each class. The XRD analysis of partially oriented samples (Fig.4 - POS) were carried out in a Siemens Diffraktometer Kristalloflex D5000 equipment, with Kα1Co (λCoKα1 =1,7889Å) radiation under 35 kV (power in the pipe) and 25mA (current in the filament). Samples were scanned from 3-70° (2θ) with 0.05° steps per 0.8s. XRD of the randomly oriented samples (Fig.4 - ROS) were carried out in a PW 3710 diffractometer with Cu anode (45 kV, 40 MA and $CuK\alpha_1$ radiation -1,54050 Å), divergence slit 1°, reception slit 0,2 mm, graphite monochromator, with 2θ range of 5-65° in steps of 0,02°. Samples scanned with Co radiation were converted to Cu in order to match the different patterns in the same figure. Interpretation of the diffractograms was carried out using the appropriate criteria (Brindley & Brown 1984) with the aid of the PDF 2 (Powder Diffraction File) data base of the ICDD (International Centre for Diffraction Data).

The term “cristallinity” will be used in this paper according to recommendations of the AIPEA report (Guggenheim *et al* 2002), i.e. “the degree of perfection of translational periodicity as determined by some experimental method, where diffraction techniques are the common methodologies to ascertain periodicity”. Therefore, the term “kaolinite cristallinity” is referred here as the estimation of octahedral vacancy (structural) disorder in kaolinite.

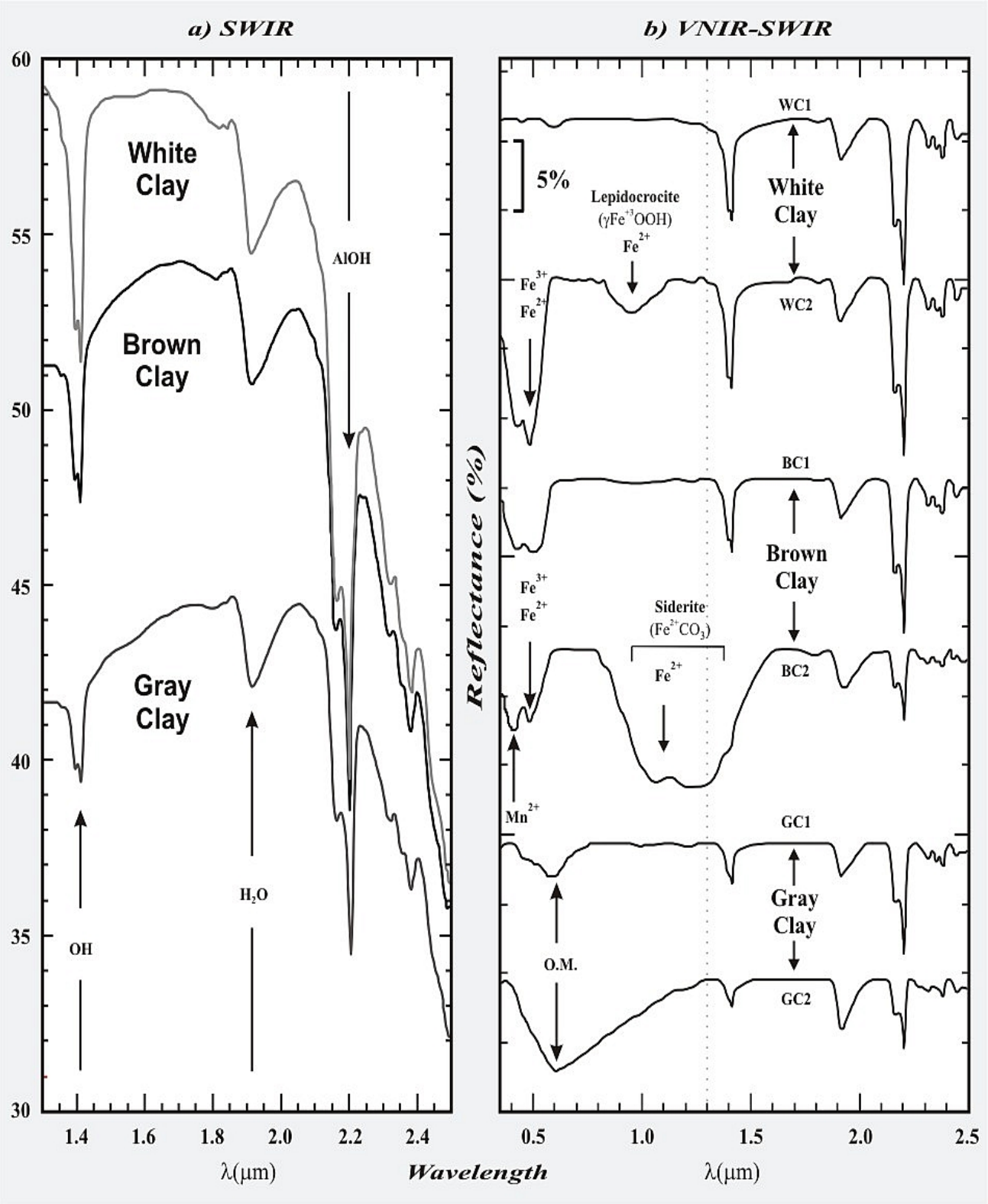


Figure 3: *(a) Absolute reflectance spectra of SS clays (white, brown and gray), in the SWIR region. (b) Relative (continuum removed and stacked) reflectance spectra of SS clays – white (WC1, WC2), brown (BC1, BC2) and gray (GC1, GC2) species, throughout the VNIR-SWIR region. O.M. = organic matter.*

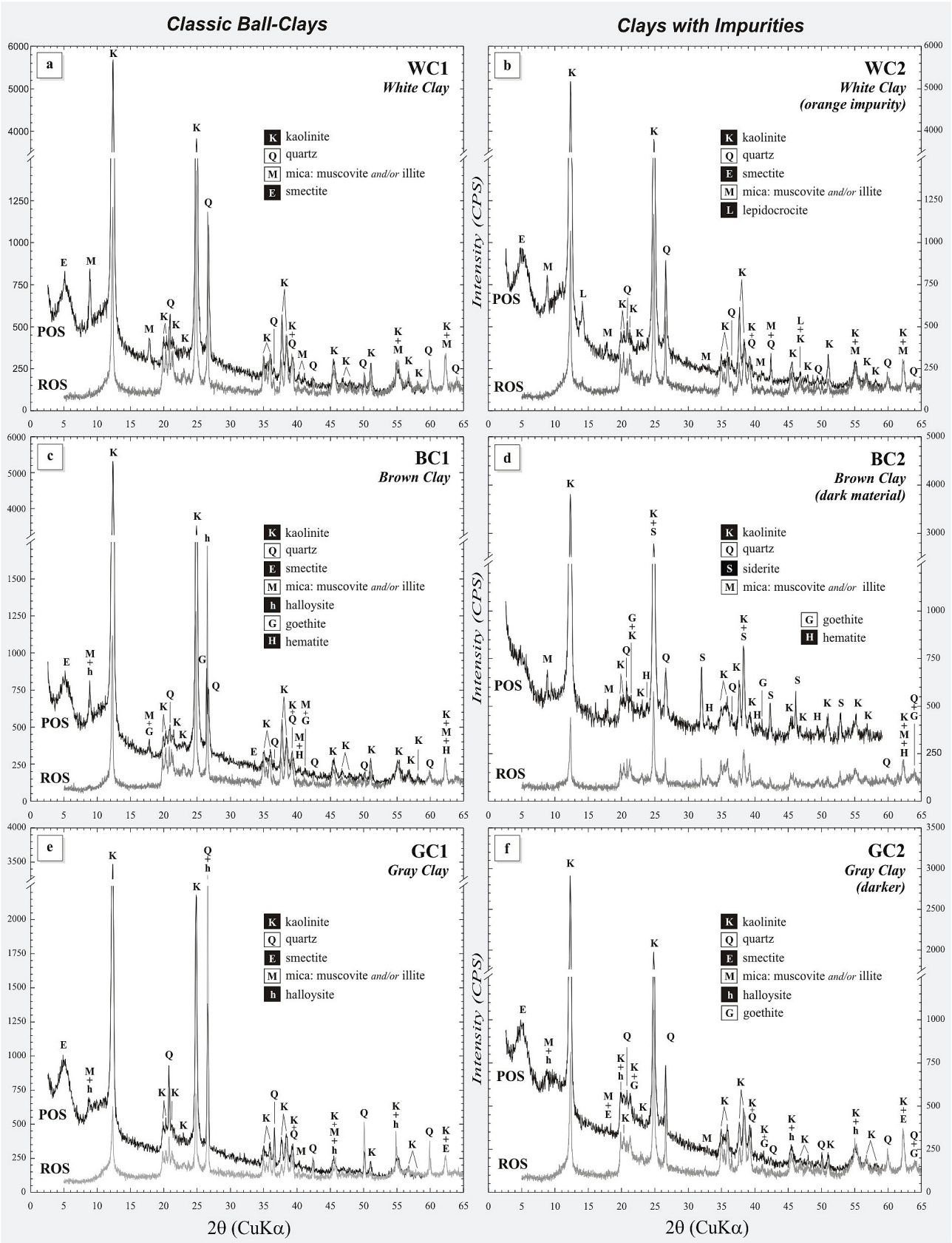


Figure 4: *X-ray diffraction patterns of white (WC), brown (BC) and gray (GC) clays. Diffractograms: POS (partly oriented samples) and ROS (randomly oriented samples).*

The study of kaolinite crystallinity based both on RS and XRD was approached as follows:

(i) the raw reflectance spectra were first submitted to continuum removal (or hull correction) and transformed to relative reflectance. This correction involves multiplying by 100 the value given by dividing the reflectance value for each wavelength on the spectrum by the reflectance value for the same wavelength on a calculated hull line (a baseline that touches the maximum number of points on the spectrum whilst remaining convex and not crossing the spectrum line) (Pontual *et al.* 1999) (Fig. 3b). From the relative reflectance spectra, the kaolinite diagnostic doublet centered between 2.05 µm and 2.30 µm was extracted. Using this interval, the depth (D) of the 2.206 µm feature and the gradient (S_{B-A}) between the reflectance at 2.162 µm and 2.180 µm were calculated (Fig. 5). These two variables were then summed to yield the Senna (kaolinite crystallinity) Index (SI) (Fig. 5). This index has advantages over previously proposed kaolinite crystallinity indices (Pontual *et al* 1997; Ducart *et al*. 2006), as it combines not only the slope of the kaolinite features between 2.180 µm and 2162 µm (higher gradient values imply in higher crystallinity), but simultaneously measure the depth of the 2.2 µm feature (increasing depth of this feature is akin to increasing crystallinity).

(ii) the "Hinckley Index", that differentiates kaolinite samples containing ''low'' amounts of defects ('low-defect kaolinite') *vs.* ''high'' amounts of defects ('high-defect kaolinite') (Guggenheim *et al* 2002) was also evaluated in the 18-24° (2θ) range using the non-oriented samples, according to the procedures described by Hinckley (1963) and Plançon *et al* (1988) (Fig.5). Powder difractograms were previously treated with background removal and FFT filter smoothing. HI values were yielded based on the classic region of the difractogram where a line tangent to the spectrum is positioned between the depressions at 20°(2θ) and 22.3°(2θ)

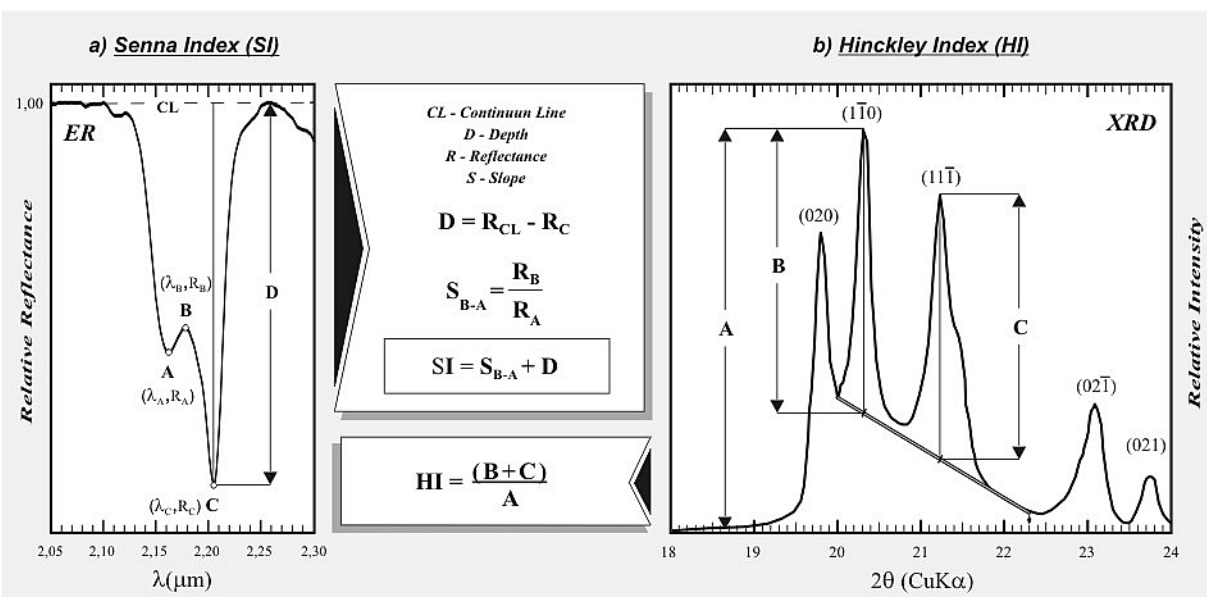


Figure 5. *Proposed schema for cristallinity evaluation. (a) Senna Index calculation based on reflectance features at 2.2 mm. (b) HI calculation based on kaolinite peaks analysis (K2 e K3 – Tab.1) (modified after Plançon 1988).*

5. RESULTS - REFLECTANCE SPECTROSCOPY AND XRD

Mineralogical Composition

RS analysis of SWIR absorption features (1.3-2.5 µm) (Fig.3a), revealed a number of different spectral characteristics between the three clays. The inspection of absolute reflectance spectra for each endmember showed that the WC has stronger absorption features around 2.2 µm, followed by BC and GC. The shape (sharpness) and gradient of the 1.4 e 2.2 µm absorption features are also indicative that the WC are more crystalline specimens, particular due to the intensity and inflection of the doublet centered around these wavebands. Moreover, the combined appearance of the 1.4 µm and 1.8 µm features, as observed for the WC, are reliable indicators of its higher crystallinity (Pontual *et al.* 1997). Although the GC contains more smectites and organic matter than the other samples, which usually imply in attenuation of spectral features by the latter, the ubiquitous presence of kaolinite sustains a clear doublet at 2.2 µm (Fig.3a). The use of the full spectrum (0.35-2.5 µm) (Fig.3b), including VIS-NIR wavelengths (0.35-1.30 µm), also allowed the distinction of these three clay classes, but including the recognition of critical, iron-rich impurities.

A set of mineral endmembers identified in the spectral mineral classification of two representative samples of each clay class is displayed in Fig.3b as stacked spectra and with the continuum removed. In this figure, sample WC2 (white clay) shows a feature at 0.95 µm that is due the presence of Fe^{3+}-bearing lepidocrosite (Townsend 1987, Clark *et al.* 1993). Sample BC2 (brown clay) shows double absorptions at 1.05-1.25 µm within an ample absorption feature related to Fe^{2+}-bearing carbonates, tipical of siderite (Whitney 1983). Siderite crystals are illustrated in Fig.6.This sample also shows an absorption feature at 0.41 µm that is likely to be related to Mn^{2+}-bearing minerals (Gaffey 1987, Hunt & Salisbury 1971). Samples GC1 and CG2 display broad features centered at 0.6 µm that are indicative of the presence of organic matter. Samples WC2, BC1 and BC2 display an absorption feature at 0.5 µm that is representative of generic Fe-bearing minerals, which is abundant in the BCs.

XRD analyses showed that all clay classes are rich in kaolinite (>70%). However, considering the diffractograms and the intensity peaks K^1 and K^2 (Tab.1), it is observed that the WC is the clay richest in kaolinite (Fig.7), whereas the GC is kaolinite-poor. These peaks decrease from WC1 (Fig.4a) to BC2 (Fig.4d). Quartz is present in every class and varies between 5% (WC) to 20% (GC), approximately (see Q^2 intensity - Tab.1). It is abundant in sample GC1 (Fig.4e) and scarce in BC2 (Fig.4d). Samples that contain fewer impurities are richer in quartz (Fig.4). Mica content in samples WC and BC are 10% and 5%, respectively. Mica is rare or absent in most GCs (Figs.4e,f), as indicated by the lack of intrinsic peaks at M^1 e M^2 (Tab.1). Smectites are found mainly in the GC (5-10%) (Figs.4e,f) and are lacking only in sample BC2 (Fig.4d). They are less ordered minerals as indicated by their broader peaks (E - Tab.1). Halloysite (10Å) is marked by peaks h^1 e h^2 (Tab.1) and usually is associated with zones wealthy in organic matter. Hematite and goethite occur simultaneously (Fig4c,d,f e Tab.1) and account for the BCs distinctive pigmentation. Lepidocrosite (~10%) occurs in orange-coloured WCs zones; it shows up mainly

Table 1. *Values obtained for d-spacings, hkl and relative intensity (I/Io) of the main peaks for the difractograms in Fig.4 (hkl and intensity values are from Brindley & Brown, 1984). K = kaolinite, Q = quartz low, M = mica, E = smectite (T), h = halloysite (10Å), H = hematite, G = goethite, L = lepidocrocite, S = siderite*

PEAK	**2θ**	**d (Å)**	**(hkl)**	**I/I_0 (%)**
K^1	12.4°	7.14	001	>100
K^2 (HI)	19.9°	4.47	020	40
K^3 (HI)	20.3°	4.36	1***1***0	50
K^4	21.2°	4.18	11***1***	50
K^5	24.9°	3.57	002	>100
K^6	35.0°	2.56	1***3***0 / 20***1***	60
K^7	36.0°	2.49	1***31*** / 200	80
K^8	37.8°	2.38	003	60
K^9	38.4°	2.34	1***3***1 / 20***2***	90
K^{10}	39.3°	2.29	131	80
K^{11}	45.5°	1.99	20***3*** / 1***3***2	60
K^{12}	51.1°	1.79	004	40
K^{13}	55.1°	1.67	20***4***	70
K^{14}	62.3°	1.49	060	80
Q^1	20.9°	4.26	100	35
Q^2	26.7°	3.34	101	100
Q^3	36.5°	2.46	110	12
Q^4	39.4°	2.28	102	12
Q^5	50.1°	1.82	112	17
Q^6	59.9°	1.54	211	15
M^1	8.8°	10.0	001	>100
M^2	17.8	4.98	002	37
E	5.0°	17.6	001	100
h^1	8.8°	10.1	001	100
h^2	26.5°	3.40	003	50
H^1	33.3°	2.70	104	100
H^2	40.8°	2,21	113	23
H^3	49.4°	1.84	024	39
G^1	17.8°	4.98	020	15
G^2	21.3°	4.18	110 (11***1***)	100
G^3	26.4°	3.38	120	10
G^4	41.1°	2.19	140	20
G^5	64.0°	1.45	061	10
L	14.11°	6.27	020	100
S^1	24.86°	3.58	102	25
S^2	32.05°	2.79	104	100
S^3	38.31°	2.35	110	15
S^4	42.34°	2.13	113	20
S^5	46.14°	1.97	201	15
S^6	52.89°	1.73	116	20

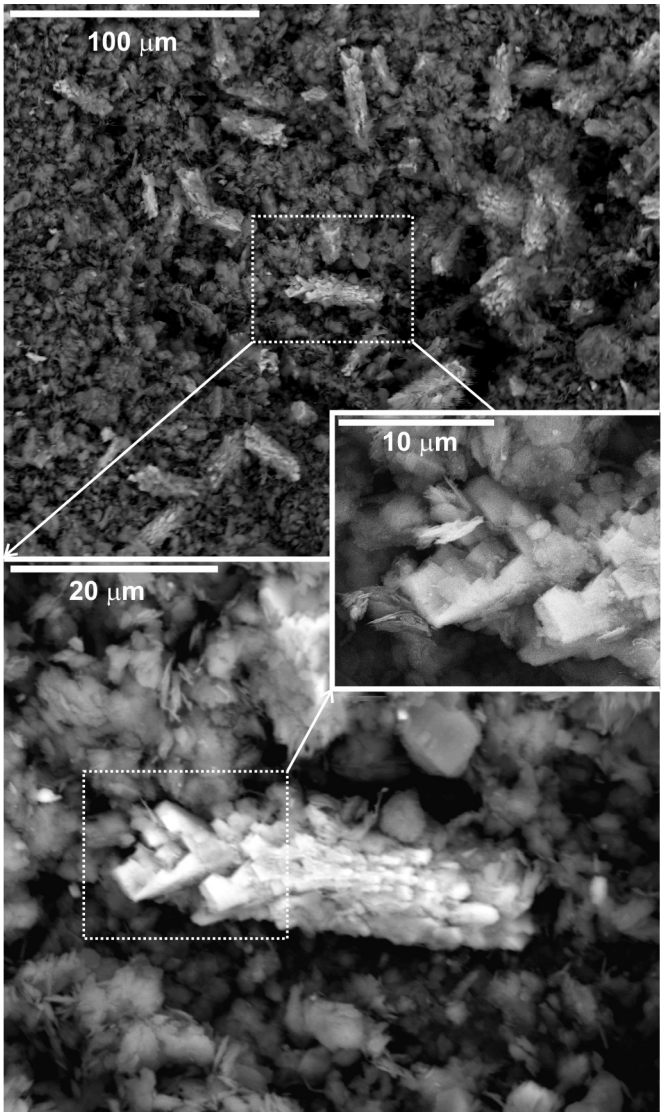


Figure. 6. *SEM image of prismatic, rhombohedric siderite crystals associated with the Brown Clays.*

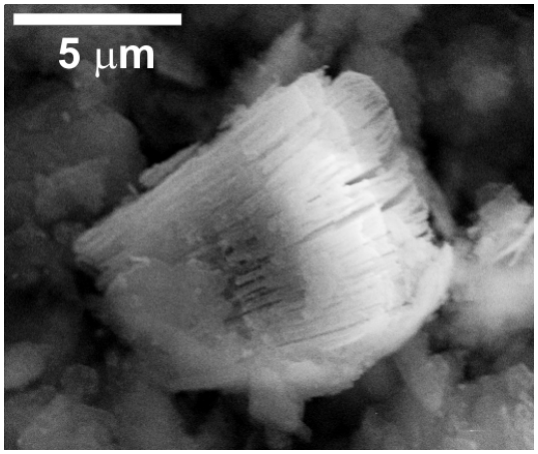


Figure 7: *SEM image of typical booklets of kaolinite aggregates in the White Clays.*

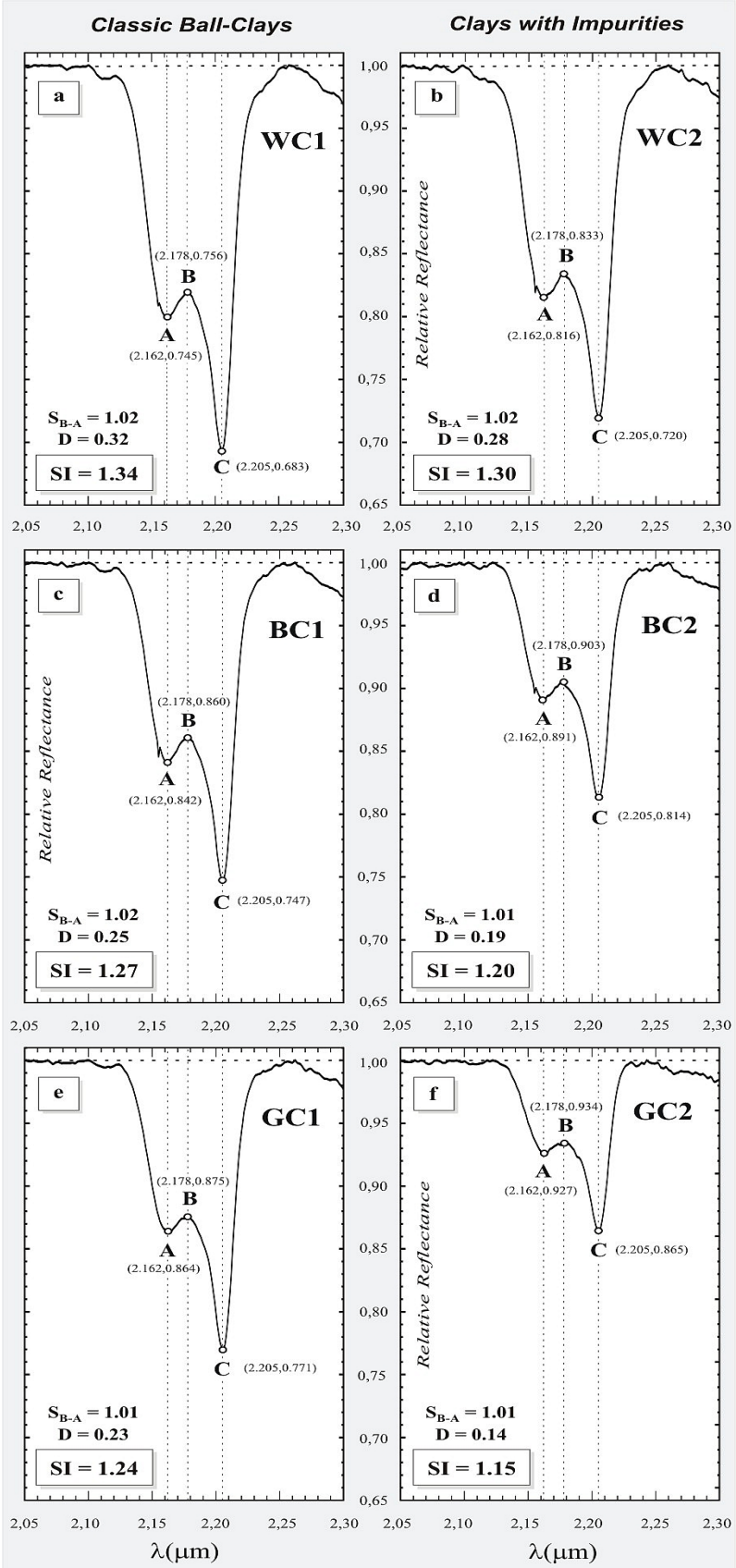


Figure 8: *SI (Senna Index) values yielded for archetypal ball-clays of the São Simão deposit, including samples containing impurities.*

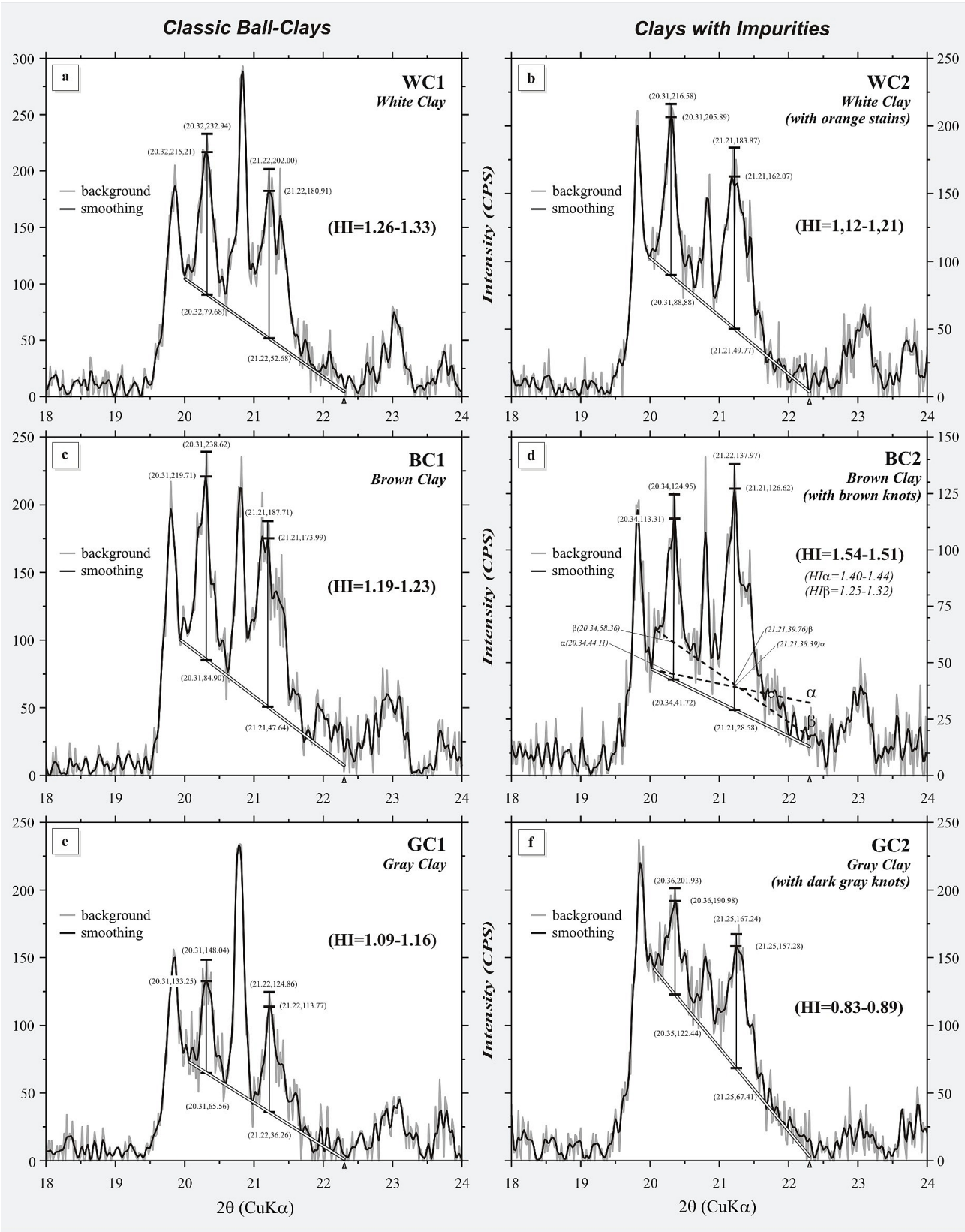


Figure 9: *HI (Hinckley Index) values yielded for archetypal ball-clays of the São Simão deposit, including samples containing impurities (b,d,f)*

in the oriented samples (POS-Fig.4b) with a characteristic peak (L-Tab.1) and its signature suggests that this is a highly ordered type, possibly formed in slow oxidation conditions (Fortin *et al*. 1993). Siderite (>10%) appears within coarser and darker zones of the BCs (Fig.4d). It is identified in the diffractograms by several archetypal planar reflections (S^1-S^6 - Tab.1). Siderite may be also present in sample WC2 (Fig.4b), considering the display of some planar reflections (e.g., S^4 - Tab.1) plus the fact that the quartz peak is stronger in this sample in comparison to sample WC1 (Fig.4a).

Kaolinite Crystallinity (or structural disorder)

Structural disorder in kaolinite can be the result of non-regular interlayer shifts, non-regular rotations of layers, or faults involving the position of the vacancy in the octahedral sheet (Brindley 1980). XRD studies have demonstrated that vacancy displacements within the octahedral sheet constitute the most important type of defect (Plançon *et al.* 1988).

The approach based on RS and the SI (Fig.5) for the estimation of structural disorder in kaolinite allowed the establishment of a gradation between poorly and well ordered kaolinites within the exemplary ball-clays of the São Simão deposit. SI values indicate an increase in crystallinity for the studied samples from well, through moderate to poorly ordered, as follows: WC1>WC2>BC1>BC2>GC1>GC2 (Fig.8). WC1 (Fig.8a) and GC2 (Fig.8f) show SI values of 1.34 and 1.15 and, therefore, are typified as clays with the highest and lowest crystallinity within the set, respectively. Besides the higher SI values, it is interesting to note that well ordered kaolinites show steeper spectral gradients between 2.25-2.30 µm (Fig.8) and this feature could be used additionally in the determination of relative crystallinity.

The investigation of equivalent samples involving the HI (Fig.5) also permitted to organize the set as regards crystallinity (Fig.9), from higher to lower, as follows: WC1>WC2>BC1>GC1>GC2. Sample BC2 (Fig.9d), however, yielded a dissimilar and overestimated HI value (>1.5) than expected. Such discrepancy is maintained even for HIs computed on the basis of other criteria (HIα e HIβ) (Fig.9d). Our analysis show this is probably due the combination of one of the goethite planar reflections (G2 - Tab.1) with another planar reflection of kaolinite (K4 - Tab.1).

6. DISCUSSIONS

The three types of clays found in the SS deposit are spectrally distinguishable based on RS results, which substantiated and augmented the results yielded through XRD-analysis of equivalent samples. The technique indicated that: (i) WCs host greater concentration of well ordered, highly crystalline kaolinite and abundant micas; (ii) BCs contain lower abundance of kaolinite in comparison with WCs, but show significant amounts of goethite e hematite; (iii) GGs are relatively poor in kaolinite but considerably rich in smectites and organic matter. Mineral impurities that usually inflict distinct color

and texture properties to the samples are marked by lepidocrocite (WCs), as observed in similar deposits elsewhere (Senna 2003), and siderite (BCs). The content of goethite/hematite and organic matter also control the color appearance on BCs and GCs, respectively.

The study of kaolinite crystallinity based on RS analysis (SI) discriminated the SS ball-clays successfully and showed a key hierarchy between well and poorly ordered specimens that is akin to the traditional approach based on XDR analysis (HI).

Fig. 8 comprises the graphic relations between SI and HI values yielded from all the studied samples. The classic ball-clays WC1, BC1 and GC1 are positioned ascendingly in both SI *versus* HI and HI *versus* SI diagrams (Fig.10). These diagrams uniquely show that WC1 and GC1 are the more and the less crystalline specimens. Using these diagrams is also possible to predict an adequate HI index for samples contaminated by iron hydroxides and, therefore, to account for their actual crystallinity – as is the case for sample BC2. Using the equations displayed in Fig.8 a new HI was calculated for BC2 and this showed coherency with the crystallinity predicted for this sample, which occupies a new field in the SI x HI diagram.

Considering that the standard HI range varies from 0.2 to 1.5 (Plançon *et al* 1988), the high HI values yielded for the SS ball-clays (HI>1.0) also substantiates their overall type as well ordered kaolinites.

Another interesting finding of this study is that each type of clays characterized by RS in the SS deposit, coincidently, showed a specific application in the ceramic industry The WCs are considered the best quality clay product available in the SS deposit. This is sustained by the fact demonstrated through RS that these clays are highly pure and rich in crystalline kaolinite and poor in Fe-bearing stains. SS WCs are extensively used by white porcelain manufacturing industries in Brazil.

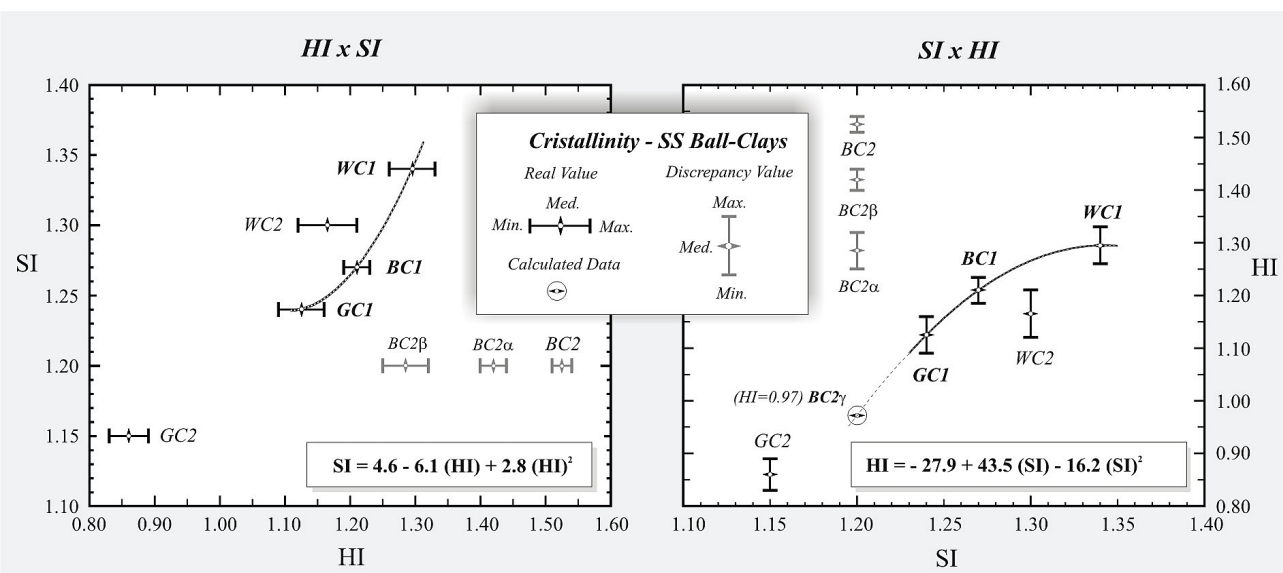


Figure 10: *Cristallinity signature of the ball-clays of the São Simão deposit considering HI vs SI and SI vs HI relationships. Equations in each diagram can be used to compensate index values biased by the presence of excessive impurities and for the recalculation of outliers.*

Although they do not display a white color that is typically associated with clay quality in the ceramic industry, the BCs and the GCs are of great use by sanitaryware manufacturers. These clays are known to be extremely plastic - a feature associated with the content of smectites detected by RS (BCs) and organic matter (GCs).

7. CONCLUSIONS

RS supported the successful characterization of three classes of clays in the SS ball-clay deposit as regards their composition, purity and crystallinity. In laboratory, XRD analysis carried out in the same samples confirmed the obtained results. This indicates that RS analysis can be utilized as a portable method in the field for clay classification.

Our results indicate that RS analysis is a superior method for the determination of kaolinite crystallinity. Limitations of XRD analysis are two-fold. Firstly, a particular degree of long-range ordering is essential within the kaolinite to permit detection of the XRD peaks that provide the crystallinity information (HI). Conversely, RS analysis is responsive to localized intra-layer variations that cannot simply be detected by XRD. This makes RS a lot more sensitive to subtle variations in crystallinity than XRD, as also previously indicated by Crowley & Vergo (1988) and Pontual *et al.* (1997). Secondly, the presence of impurities in the sample, such as iron hydroxides, imposes planar reflection interferences that also modify the crystallinity information (HI). This is another problem straightforwardly transcended by RS. Using SI values as a control, HI biased by the presence of such impurities can be corrected and more accurately elaborated using a model equation as provided in this work.

The occurrence of lepidocrocite (first finding in Brazilian alluviums) and siderite (first time described in the Tamanduá River) in samples of white and brown clays, respectively, marks the spectral signature of these two clay classes. Of great interest is the fact that the presence (or absence), type and amount of impurities determined by RS in such clays showed a remarkable correlation with their application in the ceramic manufacturing industry. Therefore, in view of the exploratory nature of this research, the results using RS to characterize particular industry-aimed clays proved very promising.

8. REFERENCES

Brindley G.W. & Brown G. (eds.) 1984. Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification. London, Mineralogical Society, Monography n°5. 495p.

Clark R. N. 1999. Spectroscopy of Rocks and Minerals, and Principles of Spectroscopy, chapter 1. *In*: A.N. Rencz (eds.) Remote Sensing for the Earth Sciences: Manual of Remote Sensing, 3ed., John Wiley & Sons, Inc., New York, v.3, pp.: 03-58.

Clark R.N., Swayze G.A., King T.V.V., Calvin W.M. 1993. Digital Spectral Library, version 1, 0.2 to 3.0 µm, U.S. Geological Survey, Open File Report 93-592, 1326p.

Crowley, J.K. and Vergo, N., 1988, Near-infrared reflectance spectra of mixtures of kaolin-group minerals; use in clay mineral studies, Clays and Clay Minerals; v. 36; no. 4; p. 310-316

Curtiss B. & Goetz A.F.H. 1994. Field Spectrometry: Techniques and Instrumentation. *In: Proceedings of the International Symposium on Spectral Sensing Research*, Boulder-Co, pp.: 31-40

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

Ducart, D.; Crosta, A.P.; Souza Filho, C.R.; Coniglio, J. 2006. Alteration Mineralogy at the Cerro La Mina Epithermal Prospect, Patagonia, Argentina: Field Mapping, Short-Wave Infrared Spectroscopy, and ASTER Images, Economic Geology, Vol. 101, p. 1010-1025.

Fortin D., Leppard G.G., Tessier A. Characteristics of lacustrine diagenetic iron oxyhydroxides. Geochimica et Cosmochimica Acta, 57(18):4391-4404

Gaffey S.J. 1987. Spectral Reflectance of Carbonate in the Visible and Near Infrared (0.35-2.55 µm): Anhydrous Carbonate Minerals. *Journal of Geophysical Research*, 92(B2): 1429-1440

Gladwell D.R., Lett R.E., Laurence P. 1983. Application of Reflectance Spectrometry to Mineral Exploration Using Portable Radiometers. *Economic Geology*, 78(4): 699-710

Goetz A.F.H., Hauff P., Shippert M. 1991. Rapid Detection and Identification of OH-Bearing Minerals in the 0.9-1.0 µm Region Using a New Portable Field Spectrometer. *In:* Thematic Conference on Geologic Remote Sensing, 8, Denver, Colorado, USA, *Proceedings*, pp.: 1-11

Guggenheim S., Bain D.C., Bergaya F., Brigatti M.F., Drits V.A., Eberl D.D., Formoso M.L.L., Galan E., Merriman R.J., Peacor D.R., Stanjek H., Watanabe T. 2002. *Clays and Clay Minerals*, 50(3): 406–409.

Jensen J.R. 2000. Eletronagnetic Radiation Principles, Charpter 2. In: Jensen J.R. Remote Sensing of the Environment an Earth Resource Perspective, Prentice Hall, New Jersey, pp.: 29-51

Kruse F.A. 1997. Identification and Mapping of Minerals in Drill Core using Hyperspectral image Analysis of Infrared Reflectance Spectra. *International Journal of Remote Sensing*, 17(9): 1623-1632

Hatchell D.C. 1999. FieldSPec© Full Resolution - Technical Guide 4th ed.. Boulder CO: Analytical Spectral Devices, Inc. (ASD). 98p.

Hinckley D.N. 1963. Variability in “crystallinity” values among the kaolin deposits of the Coastal Plain of Georgia and South Carolina. *Clays and Clay Minerals*: 11: 229-235

Hunt G. R. 1980. Electromagnetic Radiation, The communication link in Remote Sensing, Chapter 2. *In*: Siegal B.S. and Gillespie A.R. (eds). Remote Sensing in Geology, John Wiley & Sons, New York, pp.: 5-45

Hunt G.R. 1977. Spectral Signatures of Particulate Minerals in the Visible and Near Infrared. *Geophysics*, 42(3):501-513

Hunt G.R. & Salisbury J.W. 1971. Visible and Near-Infrared Spectra of Minerals and Rocks: II-Carbonates. Modern Geology, 2:23-30

Maracci G. 1992. Field and Laboratory Narrow Band Spectrometers and the Techniques Employed, Chapter 3. In: Toselli F. & Bodechtel J. (eds.). Imaging Spectroscopy: Fundamentals and Prospective Applications, Klumer Academic Publishers, Netherlands, pp.: 33-46

Martinez-Alonso S., Rustad J., Goetz A.F.H. 2002a. Ab initio quantum mechanical modeling of infrared vibrational frequencies of the OH group in dioctahedral phyllosilicates. Part I: Methods, results and comparison to experimental data. *American Mineralogist*, 87: 1.215-1.223

Martinez-Alons S. Rustad J., Goetz A.F.H. 2002b. Ab initio quantum mechanical modeling of infrared vibrational frequencies of the OH group in dioctahedral phyllosilicates. Part II: Main physical factors governing the OH vibrations. *American Mineralogist*, 87: 1.224-1.234

Meneses R.M. & Madeira Netto J.S. 2001. Sensoriamento Remoto: Reflectância dos Alvos Naturais. Ed. UnB & Embrapa, Brasília, 262 p.

Moreira A.M. 2001. Fundamentos de sensoriamento Remoto e Metodologias de Aplicação, INPE, São José dos Campos, 250 p.

Plançon A., Giese, R.F., Snyder R. 1988. The Hinckley Index for Kaolinites. *Clay Minerals*: 23(3):249-260

Pontual S., Merry N., Gamson P. 1997. Spectral Interpretation Field Manual, G-Max. Spectral Analysis Guides for Mineral Exploration. Ferny Creek: AusSpec Int. Pty.Ltd. v.1, 169 p.

Pressinotti M.M.N. 1991. Caracterização Geológica e Aspectos Genéticos dos Depósitos de Argilas Tipo “Ball Clay”de São Simão, SP. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 141p.

Ruiz, M.S. 1990. Argilas - Perfil 4, capítulo IV. *In*: IPT - Instituto de Pesquisas Tecnológicas, Mercado Produtor Mineral do Estado de São Paulo - Levantamento e Análise. Pró-Minério - programa de Desenvolvimento de Recursos Minerais. São Paulo, pp.: 61-86.

Sabins F.F. 1999. Remote sensing for mineral exploration. *Ore Geology Reviews*, 14 : 157-183.

Sei J., Touré A.A., Olivier-Fourcade J., Quiquampoix H., Staunton S. Jumas J.C., Womes M. 2004. Characterization of kaolinitic clays from the Ivory Coast (West Africa). Applied Clay Science, 27:235-239

Senna J.A. & Souza Fo. C.R. 2004. Characterization of Clays used in the Ceramic Manufacturing Industry by Reflectance Spectroscopy. Ball-Clay Deposit in São Simão, SP. *In*: 8° ICAM-International Council for Applied Mineralogy, Applied Mineralogy (Developments in Science and Technology), 2004, Águas de Lindóia. Proceedings…,Águas de Lindóia, ICAM, 2004, v.1, p. 309-312

Senna J.A. 2003. Caracterização de Argilas de Utilização na Indústria Cerâmica por Espectroscopia de Reflectância. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Unicamp, Campinas. 221p.

Souza Santos P. 1992. Caulins e Argilas para Cerâmica Branca, cap.21. In: Ciência e Tecnologias de Argilas aplicada às argilas brasileiras. Ed. Blücher Ltda, São Paulo. v.2, p.468-505

Tanno L.C., Motta J.F.M., Cabral Jr. M., Kaseker E.P., Pressinotti M.M.N. 1994. Depósitos de Argilas para uso Cerâmico no Estado de São Paulo, cap.9. In: Schobbenhaus C., Queiroz E.T., Coelho C.E.S (eds.), Principais Depósitos Minerais do Brasil-DNPM, Brasilia, v. IV-B - Rochas e Minerais Industriais, pp.: 99-110

Taylor G.R., Reston M., Hewson R.D. 1997. An Assessment of a Portable Spectrometer for Analysis of Geologial Materials. *In:* Conference and Worshops os Applied Geologic Remote Sensing, 12, Denver, Colorado, *Proceedings*, part. II, pp. 409-416

Townsend T.E. 1987. Discrimination of Iron Alteration Minerals in Visible and Near-Infrared Reflectance Data. *Journal of Geophysical Research*, 92 (B2): 1.441-1.454

Turcq B., Pressinotti M.M.N., Martin L. 1997. Paleohydrology and paleoclimate of the Past 33,000 years at the Tamanduá River, Central Brazil. *Quaternary Research*, 47(3): 284-294

Whitney G., Abrams M.J., Goetz A.F.H. 1983. Mineral Discrimination Using a Portable Ratio-Determining Radiometer. *Economic Geology*, 78(4): 688-698

Wilson I.R. 1983. Ball Clays inglesas - origens, propriedades e usos em cerâmica. *Cerâmica*, 29(165): 217-238.

CARACTERIZAÇÃO E MODELAGEM DE ARGILAS UTILIZADAS PELA INDÚSTRIA CERÂMICA POR ESPECTROSCOPIA DE REFLECTÂNCIA E DADOS MULTIESPECTRAIS ASTER. UM EXPERIMENTO NO DEPÓSITO DE BALL CLAY DE SÃO SIMÃO, SP.

Abstract. This study comprises the characterization of ceramic clays from the São Simão (SS) ball-clay deposit (São Paulo State) using reflectance spectroscopy (RS), and an evaluation of the potential of ASTER multispectral data and image products to map these clays remotely. Three classes of clays host in the SS deposit were distinguished by RS. The white clays (WC) show the most intense absorption features around 2.2 µm, followed by the brown (BC) and gray (GC) clays. The WC is highly crystalline and contains the largest amount of kaolinite. The BC is abundant in Fe^{2+}-bearing minerals. The GC is kaolinite-poor and show considerable content of expansive clay-minerals and organic matter. Considering the type of occurrence (alluvium), erosional process and mining practices, the spatial distribution of such materials in the SS deposit is uneven and difficult to map in the field. Spectral feature-oriented image processing of ASTER imagery allowed precise mapping of the three classes of clays using RS data as a control.

Palavras-chave: ball clays, ceramic, reflectance spectroscopy, ASTER; argilas do tipo *ball-clay*, cerâmica, espectroscopia de reflectância, ASTER.

1. INTRODUÇÃO

O depósito (aluvio-derivado) de argilas do tipo *ball-clay* de São Simão (SS) apresenta características singulares. Argilas dessa categoria são raras no mundo e o depósito de SS compreende a única ocorrência desse tipo de material no Brasil. Essas argilas têm funções especiais para industria cerâmica, particularmente na confecção de louças e porcelanas. São argilas de granulometria fina (< 2 µm), ricas em caulinita hexagonal; contém argilominerais expansivos, micas adsorvidas às faces (laterais) cristalinas das caulinitas (Pressinotti 1991) e matéria orgânica. As argilas de SS são caracterizadas pela elevada plasticidade e resistência em condições secas, extensa faixa térmica de vitrificação e cor clara após o processo de fusão (Menezes *et al*. 2003, Wilson 1998, Sousa Santos 1992, Wilson 1983).

O depósito de SS é localizado na região nordeste do Estado de São Paulo, aproximadamente 8km à oeste da cidade de São Simão (Fig.1), e encontra-se hospedado nos domínios do ribeirão Tamanduá.

Apesar da importância das argilas de SS, a sua caracterização do ponto de vista físico, químico e cerâmico durante os estágios pré- e -pós mineração, é uma tarefa complexa e dispendiosa, principalmente considerando-se métodos convencionais (e.g., difratometria de raios X). A cartografia sistemática dos diferentes tipos de argilas de SS, as quais encontram-se espacialmente distribuídas de forma irregular ao longo do depósito e possuem destinações distintas na indústria, também é um desafio ainda não atingido e que pode trazer impactos interessantes no processo de exploração do depósito. Assim, este trabalho tem como objetivos (i) avaliar o potencial da espectroscopia de reflectância como um método expedito, capaz de caracterizar as argilas de SS, incluindo definição dos tipos, composição, pureza e cristalinidade, e (ii) avaliar a possibilidade de mapeamento dessas argilas através de dados do sensor ASTER e técnicas de processamento digital.

2. CENÁRIO GEOLÓGICO DO DEPÓSITO DE SÃO SIMÃO

A geologia no entorno do depósito de SS (Fig.1) compreende as unidades litoestratigráficas do Grupo São Bento Grupo (rochas sedimentares das Formações Pirambóia e Botucatu e basaltos da Formação Serra Geral) e sedimentos cenozóicos. O ribeirão Tamanduá (Fig.1) ocupa o vale aberto, de direção N-S, encaixado em sedimentos mesozóicos. Este vale hospeda um sistema fluvial preenchido por sedimentos aluvionares. A deposição dos sedimentos iniciou-se a 30.000 anos atrás (Turcq *et al*. 1997).

A morfologia do aluvião é controlada pelo estrangulamento causado pelos diques e/ou soleiras de diabásio e a planície de inundação apresenta dois níveis geomorfológicos distintos: Aluvião I (Terraço 1) - nível atual do ribeirão (zona baixa) e Aluvião II (Terraço 2) - nível antigo (zona elevada) (Tanno *et al.* 1994, Motta *et al*. 1993, Pressinotti 1991).

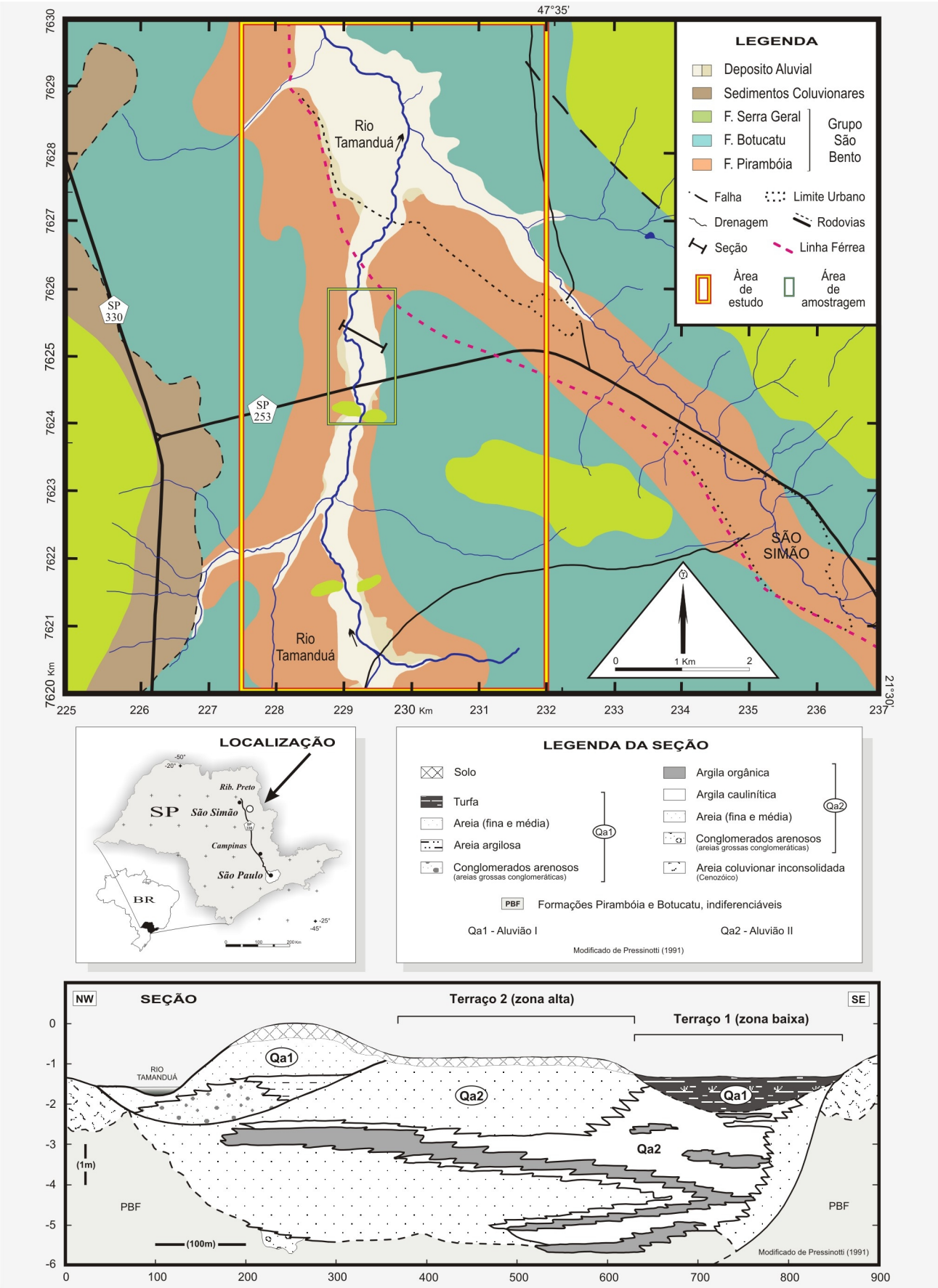


Figura 1: *Mapa Geológico, localização da região de estudo e seção geológica do aluvião Tamanduá.*

O Aluvião II possui sedimentos conglomeráticos sotopostos por espesso pacote arenoso; a estas areias encontram-se intercalados: níveis argilosos e níveis turfáceos. Os níveis argilosos são constituídos de lentes e/ou bolsões de argila de espessura máxima de 2 m (Tanno *et al.* 1994) e ocorrem até 8 m de profundidade (Ruiz 1990). Estes níveis estão dispostos irregularmente, sendo descontínuos longitudinalmente e correlacionáveis lateralmente (Pressinotti 1991). O depósito de *ball-clay* de SS corresponde a estas lentes, e compreende principalmente caulinitas finas, que exibem uma distribuição granulométrica bi-modal (Tanno *et al.* 1994).

As argilas formaram-se durante o Pleistoceno - informações baseadas em determinações de idade em material orgânico associado as mesmas (Turcq *et al.* 1997, Pressinotti 1991). Estudos paleohidrológicos indicam que a deposição das argilas ocorreu em dois estágios (períodos úmidos e secos), intercalados por períodos erosivos. A recente descoberta de lepidocrocita e siderita em diferentes porções do depósito (Senna 2003), sugere a deposição de argilas em clima frio e seco e em clima quente e úmido, respectivamente.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

Os trabalhos de campo objetivaram a coleta de um grande número de amostras na área de estudo, na qual foram verificados: cor, textura, provável composição e etc. Neste processo, três classes, que incluem argila branca (WC), marrom (BC) e cinza (GC), foram identificadas (Fig.2). A caracterização espectral destas argilas foi verificada com a ajuda de análises por difratometria de raios X (DRX). A noção aqui foi estabelecer os parâmetros necessários para a discriminação qualitativa e quantitativa entre as amostras. Usando os resultados de DRX, foi possível aproximar a composição modal de amostras consideradas como representantes de cada classe. Um espectrômetro *FieldSpec Full Resolution* (0.35-2.5 µm) foi utilizado para as medidas espectrorradiométricas, as quais foram feitas em dois estágios. Primeiramente, amostras brutas coletadas no campo foram submetidas a vários tipos de leitura, dependendo da diversidade de materiais envolvidos; isto foi seguido por leituras de amostras finamente moídas (i.e., preparadas para a DRX). As amostras moídas foram originadas de uma parte integral de uma amostra bruta ou de uma porção específica desta, onde um material particular foi identificado. Para obter os espectros padrões para cada classe de argila, a média aritmética das respectivas leituras espectrais forma computadas.

Para a etapa de PDI foi utilizada uma imagem do sensor multiespectral ASTER (Abrams & Hook, 2002). A cena foi adquirida em 14/10/2000 (13h:41min) e está inscrita nas coordenadas (lat/long) 21°03’20’’S/47°59’46’’W e 21°43’15’’S/47°22’39’’W. Para esse estudo, optou-se pela aquisição do produto AST-07 junto à NASA, que compreende a correção atmosférica e conversão das 9 bandas do ASTER no espectro refletido (3 no VNIR (0.56-0.86 µm) e 6 do SWIR (1.6-2.43 µm)) para reflectância aparente. As 5 primeiras bandas do SWIR foram reamostradas para 15m, de forma a serem utilizadas nas etapas posteriores de processamento em conjunto com as bandas do VNIR, que originalmente

possuem essa resolução espacial. Essas bandas unidas foram então recortadas para abranger a área principal de estudo (Fig.2). Com base nas assinaturas espectrais obtidas para cada tipo de argila (WC,BC,GC), uma biblioteca espectral de referência foi constituída para o depósito de SS, a qual foi reamostrada para a resolução espectral do ASTER, visando uma avaliação sobre a separabilidade desses materiais nos dados multiespectrais (Fig.2).

O PDI foi baseado em técnicas hiperespectrais adaptadas aos dados do sensor ASTER, com ênfase no médoto de classificação espectral SAM (*Spectral Angle Mapper*). Esta técnica de classificação supervisionada compreende a comparação dos espectros coletados das amostras de campo (neste caso, a biblioteca espectral de SS) com os espectros dos pixels da imagem (de composição desconhecida). O SAM determina a similaridade espectral entre esses espectros, que são covertidos em vetores num espaço n-dimensional (n= número de bandas), com base na distância entre os mesmos medida em radianos (Kruse *et al.* 1993). Para cada um dos espectros de referência (ou *endmember*) utilizado, o SAM gerou uma imagem (que é denominada *rule image*), cujos pixels, individualmente, representam tais ângulos. Cada imagem *rule* foi interpretada segundo a condição de que quanto menor é o valor do *pixel*, maior é a probabilidade deste ser composto pelo material de referência computado. Para que os pixels de interesse fossem realçados, as imagens rules dos três tipos de argilas foram negadas (inversão do histograma). Essas imagens foram, em seguida, conjugadas na forma de uma composição colorida RGB, num produto onde foi possível analisar os resultados de classificação dos três *endmembers* num só produto. No sentido de diminuir o impacto de dados espúrios e de pixels classificados isoladamente, adicionalmente, um filtro de mediana foi aplicado. Esse conjunto foi então submetido à um ajuste interativo de histograma, buscando isolar-se somente os pixels de interesse, ou seja, aqueles que apresentam a maior similaridade possível com cada endmember.

Uma maneira de verificar o ângulo máximo dos parâmetros do método SAM, foi a confecção de um ROI (*Region of Intereste*) na região central do aluvião (Fig.2). A estatística dos pixels deste ROI forneceram 5 valores distintos representados por espectros de referência (máximo,σ+, média, σ-, mínimo) (Fig.2), além de apontar a coerência entre o ângulo escolhido (0,05 radioanos) para o processamento exploratório dos dados.

4. RESULTADOS

Análises de DRX mostraram que todas as classes de argila são ricas em caulinita (>70%). Com base na intensidade dos picos dos difratogramas, a argila branca é a mais rica em caulinita, enquanto na argila cinza o conteúdo desse mineral é menor. O quartzo está presente em todas as classes e varia entre 5% (BC) e 20% (GC). As micas, embora com conteúdo variável na BC e WC (proporções de 5% e 10%, respectivamente), são ausentes nas GC. Os argilominerais expansivos são encontrados principalmente na GC (5-10%) e são praticamente ausentes nas WC. A lepidocrocita (< 10%) ocorre em níveis alaranjados na WC e a siderite (5-10%) dentro de porções arenosas da BC.

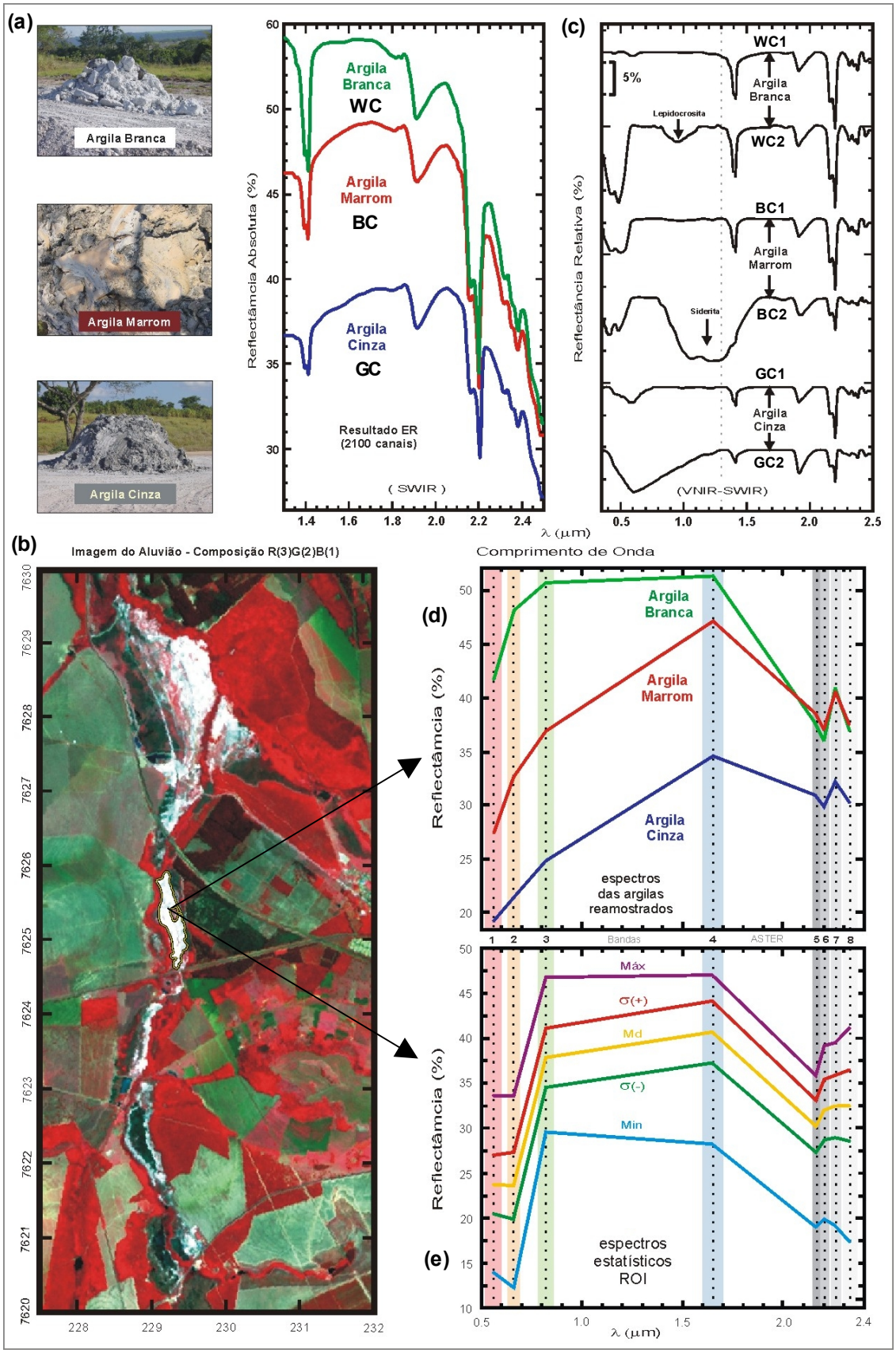


Figura 2: *Depósito de SS: (a) tipos de argila; (b) imagem ASTER do aluvião (bandas 321 em RGB); (iii) assinaturas espectrais das argilas; (d) espectros das argilas reamostrados para resolução espectral do sensor ASTER; (e) variação estatística da assinatura espectral global do depósito.*

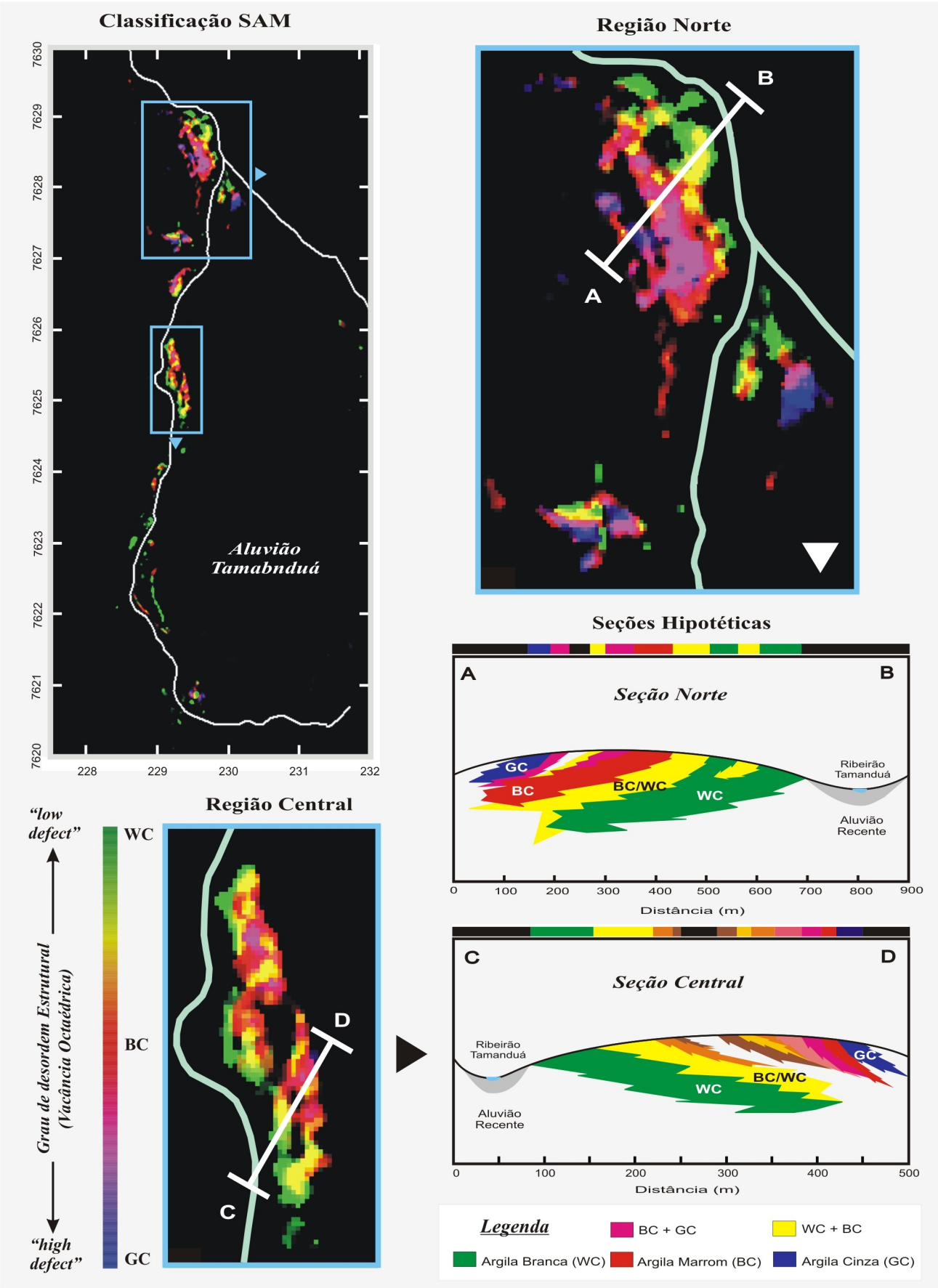


***Figura 3**: Resultado do PDI e seções modelo nas duas principais regiões do depósito de SS*

As análises de ER revelaram várias características espectrais distintas entre estas três argilas (Fig.2). A inspeção dos espectros de reflectância absoluta (Fig.2) para cada *endmember* mostraram que: as WC têm a maior absorção característica em torno de 2.2 µm, seguidas pelas BC e GC. A forma (aguda) e o gradiente das feições de 1.4 e 2.2 µm também são indicativos de que as WC são os espécimes mais cristalinos, particularmente devido à intensidade e inflexão do *doublet* centrado em torno destes comprimentos de onda. Além disso, o aparecimento combinado das feições de 1.4 µm e 1.8 µm, como observado para as WC, são indicadores fidedignos de mais alta cristalinidade (Pontual *et al*. 1997). O uso do espectro completo (0.35-2.50 µm), com remoção do contínuo e normalização dos *endmembers* (empilhamento dos espectros) (Fig.2), permite a distinção de outros espécimes, um para cada classe. Nesse caso, não só aparecem diferenças de cristalinidade relativa mas também composicionais, incluindo a presença de impurezas. A curva WC2 mostra feições em 0.95 µm, devido a presença do Fe^{3+} hospedado pela lepidocrocita (Townsend 1987). A curva BC1 mostra absorções entre 1.05-1.25 µm, típicas da siderita (Whitney 1983). As amostras WC2, BC1 e BC2 apresentam feições em 0.5µm decorrentes da presença de minerais de ferro. As curvas GC1 e GC2 mostram feições de absorção em 0.6µm, provavelmente devido às altas concentrações de matéria orgânica. É observado que a amostra GC2 (mais escura), mais rica em matéria orgânica, apresenta maior absorção nesta faixa. Os três tipos de argilas hospedas no depósito (SS), são perfeitamente separáveis espectralmente com base na ER. A técnica indicou que: (i) a WC inclui maior concentração de caulinita com alta cristalinidade, presença de micas e ocorrência de lepidocrocita; (ii) a BC contém proporção de caulinita sutilmente inferior a da WC e marcante presença de minerais de ferro (goethita e siderita); (iii) a GC possui menor quantidade de caulinita, e considerável presença de argilominerais expansivos e matéria orgânica.

Na imagem do aluvião resultante do PDI (Fig.3), os três tipos de argilas foram codificados com as seguintes cores na composição RGB: vermelho-BC, verde-WC, e azul-GC. Nessa figura, as tonalidades amarelo, ciano e magenta representam, respectivamente, as misturas: WC-BC, WC-GC e BC-GC. Nota-se que foi possivel delinear o zoneamento mineral do aluvião Tamanduá com base nesse resultado. Os resultados provenientes das análises dos espectros estatísticos capturados do ROI (região central) mostraram-se muito similares, haja visto que o ângulo máximo calculado e o inferido para o tratamento com os espectros amostrados foram muito próximos entre si.

Este mapeamento interativo também propiciou a geração de um modelo deposicional, com base nas seções norte e central (Fig.3). Neste modelo as argilas brancas situam-se na base do aluvião - sua ocorrência está mais próxima do aluvião e a erosão do canal moderno foi fundamental para o afloramento de porções basais do pacote sedimentar. Em contrapartida, as argilas cinzas, mais distantes do aluvião, afloram em porções mais elevadas do terraço antigo, sugerindo que sua deposição foi ligada ao final do processo deposicional. A argila marrom foi depositada numa fase intermediária dentro deste ciclo deposicional. É certo que a distribuição lenticular do depósito favorece as intercalações entre estes materiais, detalhe confirmado pelas misturas espectrais apontado pelas cores primárias subtrativas (ciano, amarelo e magenta) do modelo (Fig.3).

5. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

A ER caracterizou com sucesso as três classes de argilas observadas no depósito SS *ball-clay* sob os aspectos de composição, pureza e cristalinidade. A ocorrência de lepidocrocita (inédita em aluviões brasileiros) e a siderita (inédita no ribeirão Tamanduá) em amostras de argilas branca (WC) e marrom (BC), respectivamente, marca a assinatura destas duas classes de argila.

Um fato de grande interesse é a presença (ou ausência), tipo e quantidade de impurezas determinadas pela ER em cada argila, algo que tem uma correlação notável com a aplicação das mesmas na indústria cerâmica. Assim, devido à natureza exploratória desta pesquisa, os resultados usando a ER para caracterizar argilas industriais mostraram-se muito promissores. De maneira ligeiramente similar outros estudos (Gonçalves & Petter 2007, Julien *et al*. 2005, Beauvais *et al*. 2002, Kortüm 1969), utilizarão regiões distintas do infravermelho para caracterizar argilominerais e classificar estes tipos de minérios.

O processamento de imagens multiespectrais ASTER permitiu mapear a distribuição espacial dos materiais discriminado pela ER na escala do aluvião, ilustrando que, embora os mesmos encontrem-se distribuídos de forma heterogênea, há uma nítida relação entre tipo de argila e seu respectivo ambiente deposicional. Os minerais lepidocrocita e siderita (espacial e cronologicamente distintos), são possíveis indicadores paleoambientais da passagem pleistoceno-holoceno na região.

Considerando-se que cada um dos tipos de argilas classificados no depósito de SS tem uma aplicação específica na indústria de cerâmica fina, os resultados aqui obtidos são importantes no sentido de demonstrar o potencial da ER e do processamento orientado de imagens ASTER como subsídio à caracterização e cartografia remota de materiais de uso industrial.

A geração de mapa-modelos, de variabilidade cristalina, relação entre o grau de cristalinidade (Senna *et al*. 2008) e o mapeamento remoto destes materiais, podem revolucionar desde a explotação e aplicação destes materiais, como a interpretações a respeito do grau de entropia destes ambientes deposicionais.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Abrams M. & Hook S. ASTER 2002. *User Handbook: Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*. USA: NASA/Jet Propulsion Laboratory/California Institute of Technology, v. 2, 135pp.

Beauvais A. & Bertaux J. 2002. In Situ Characterization and Differentiation of Kaolinites in Lateritic Weathering Profiles Using Infrared Microspectroscopy. *Clays and Clay Minerals*, 50(3):314-330

Clark R. N. 1999. Spectroscopy of Rocks and Minerals, and Principles of Spectroscopy, (chapter 1). *In*: A.N. Rencz (eds.) *Remote Sensing for the Earth Sciences: Manual of Remote Sensing 3ed*., vol. 3, John Wiley & Sons, Inc., New York, pp.: 03-58

Gonçalves I.G. & Petter C.O. 2007. Teoria de Kubelka-Munk aplicada na indústria de minerais industriais: predição do teor de contaminantes em caolim. *Revista da Escola de Minas*, 60(3):491-496

Jullien M., Raynal J., Kohler É., Bildstein O. 2005. Physicochemical Reactivity in Clay-Rich Materials: Tools for Safety Assessment. Oil & Gas Science and Technology, 60(1):107-120

Kortüm G. 1969. Reflectance Spectroscopy, Principles, Methods and Applications. New York, Springer-Verlag Inc., 366p.

Kruse F.A., Leflcoff A.B., Boardman J.W., Heidebrecht K.B., Shapiro A.T., Barloon P.J., Goetz A.F.H. 1993. The spectral image processing system (SIPS) - Interactive visualization and analysis of imagin spectrometer data. Remote Sensing os Environment. 44: 145-163.

Pontual S., Merry N., Gamson P. 1997. *Spectral Interpretation Field Manual, G-Max. Spectral Analysis Guides for Mineral Exploration*, v.1, AusSpec Int. Pty.Ltd., Ferny Creek, 169 pp.

Pressinotti M.M.N. 1991. *Caracterização Geológica e Aspectos Genéticos dos Depósitos de Argilas Tipo "Ball Clay"de São Simão, SP*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo-USP, São Paulo, 141 p.

Menezes R.R., Ferreira H.S., Neves G.A., Ferreira H.C. 2003. Caracterização de argilas plásticas do tipo "ball clay" do litoral paraibano. *Cerâmica*, 49(311):120-127

Motta J.F.M., Tanno L.C., Cabra Jr. 1993. Argilas Plásticas para Cerâmica Branca no Estado de São Paulo – Potencialidade Geológica, 23(2):158-173

Ruiz M.S. 1990. Argilas .*In*: IPT - Instituto de Pesquisas Tecnológicas (ed.) *Mercado Produtor Mineral do Estado de São Paulo - Levantamento e Análise. Pró-Minério - programa de Desenvolvimento de Recursos Minerais*. São Paulo, perfil 4, cap. IV, pp.: 61-86

Senna J.A. 2003. *Caracterização de Argilas de Utilização na Indústria Cerâmica por Espectroscopia de Reflectância*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas - Unicamp, Campinas, 221 p.

Senna J.A., Souza Filho C.R., Angelica R.S. 2008. Characterization of Clays Used in the Ceramic Manufacturing Industry by Reflectance Spectroscopy: An Experiment in the São Simão Ball-Clay Deposit, Brazil. *Applied Clay Science*, 41(1-2):85-98

Sousa Santos P. 1992. Caulins e Argilas para Cerâmica Branca, cap.21. In: Ciência e Tecnologias de Argilas aplicada às argilas brasileiras. Ed. Blücher Ltda, São Paulo. v.2, p.468-505

Tanno L.C., Motta J.F.M., Cabral Junior M., Kaseker E.P., Pressinotti M.M.N. 1994. Depósitos de Argilas para uso Cerâmico no Estado de São Paulo (cap.9). *In*: C. Schobbenhaus, E.T. Queiroz, C.E.S. Coelho (eds.) *Principais Depósitos Minerais do Brasil-DNPM*. Brasilia, v. IV-B (Rochas e Minerais Industriais), pp.: 99-110

Townsend T.E. 1987. Discrimination of Iron Alteration Minerals in Visible and Near-Infrared Reflectance Data. *Journal of Geophysical Research*, 92 (B2): 1.441-1.454.

Turcq B., Pressinotti M.M.N., Martin L. 1997. Paleohydrology and paleoclimate of the Past 33,000 years at the Tamanduá River, Central Brazil. *Quaternary Research*, 47(3): 284-294.

Whitney G., Abrams M.J., Goetz A.F.H. 1983. Mineral Discrimination Using a Portable Ratio-Determining Radiometer. *Economic Geology*, 78(4): 688-698.

Wilson I.R. 1998. The constitution, evaluation and ceramic properties of ball clays. *Cerâmica*, 44(287-288):88-117

Wilson, I.R. 1983. Ball Clays inglesas - origens, propriedades e usos em cerâmica. *Cerâmica,* 29(165): 217-238.

CONCLUSÕES GERAIS

De modo sucinto, as principais conclusões dessa tese são as seguintes:

Faixa Agalmatolítica Mineira (FAM-SML-MML)

- A partir do uso da ER foi possível verificar que a variedade de mica presente é a muscovita altamente aluminosa;
- O tipo de pirofillita e mica presentes é de alta "cristalinidade", considerando suas numerosas feições espectrais recorrentes e espaçadas ao longo do espectro eletromagnético;
- A mistura entre pirofillita e mica pôde ser quantificada a partir do *doublet* gerado pelas principais feições de cada mineral;
- Além da pirofillita e da muscovita, diásporo e caulinita são espécimes sempre presentes no depósito, isto é, do grupo de minerais passíveis de detecção em misturas analisadas na região do SWIR;
- Mineralizações anteriores à concentração de pirofillita foram decorrentes de metamorfismo regional de protólitos félsicos e aluminosos e retrometamorfismo;
- A Pirofillita é oriunda principalmente da alteração metassomática-hidrotermal da cianita neste depósito da FAM;
- Durmortierita e Turmalina, presentes em fácies localizadas do depósito, representam um período hidrotermal particular, talvez associado a voláteis pegmatitícos, mas certamente decorrente de uma fase termal anterior a pirofillitização;
- Os resultados da espectro-mineralogia propiciaram o zoneamento do corpo algamatolítico, que foi separado em três classes, com composições e aplicações distintas na industria;
- As fases detectadas, assim como a relação entre elas, aliado ao zoneamento mineral do agalmatolito, foram fundamentais para a construção do modelo sintético para a gênese da pirofillita no depósito;
- Dados adquiridos pelo sensor ASTER, convertidos para reflectância, foram processados pela técnica de classificação supervisionada SAM, permitindo o mapeamento remoto das principais fácies do minério.

Faixa Talcífera Paranaense (FTP-SPG-DAM)

- Os resultados de ER e DRX propiciaram a separação dos materiais talcíferos em grupos e classes, algo até então inviável por outras técnicas;
- O talco do depósito Anta Moura é de alta "cristalinidade", visto sua cor, pureza e feições espectrais típicas;
- As assinaturas espectrais do talco ou dos materiais talcíferos (misturas alteradas ou não), possuem ligeira e até sutil diferença, em termos de posição e geometria das feições de absorção, indicando que este espécime (talco) possui volumosa estabilidade (baixa entropia) neste específico ambiente (gênese e supergênese) do depósito;
- Materiais talcíferos com contribuição representativa de argilominerais podem possuir aplicações distintas dos materiais essencialmente magnesianos, requeridos pela indústria;
- A ER é capaz de separar clorita e caulinita. A utilização conjunta das técnicas (ER-DRX), possibilitou certificar qual dos minerais havia em um determinado material. A presença da caulinita foi comprovada devido a analise ao *doublet* (feição de absorção dupla: 2.16-2.2 μm), peculiar nas assinaturas espectrais deste mineral. Nestes litotipo, a DRX sem preparação especial (queima da fração argila), não possibilitou a discriminação entre os espécimes (ambos com intenso pico em 7Å);
- Além do talco propriamente dito, a ER demonstrou a sua capacidade em caracterizar os materiais hospedeiros (dolomito), encaixantes (dique diabásico) e contemporâneos;
- As análises em conjunto das duas técnicas favoreceram a identificação de um tipo de serpentina (lizardita) inédita nos depósitos da FTP;
- Os materiais da lavra que contém lizardita e vermiculita, antes denominados de talcíferos, apresentaram teores muito baixos ou inexistentes do talco;
- A mineralogia detectada também foi útil para apoiar o modelo sintéticos de gênese do talco;
- Também com o auxilio da técnica hiperespectral SAM e das imagens multiespectrais ASTER, os litotipos representativos (talcos, mármores dolomíticos ou alterações diabásicas) puderam ser parcialmente mapeados em escala de lavra;
- Guias prospectivos foram lançados, para apoiar o desenvolvimento da pesquisa e exploração de Talco da FTP;
- Uma tecnologia desenvolvida com base na ER poderia amparar a separação dos materiais talcíferos após a extração e mitigar os custos do seu beneficiamento.

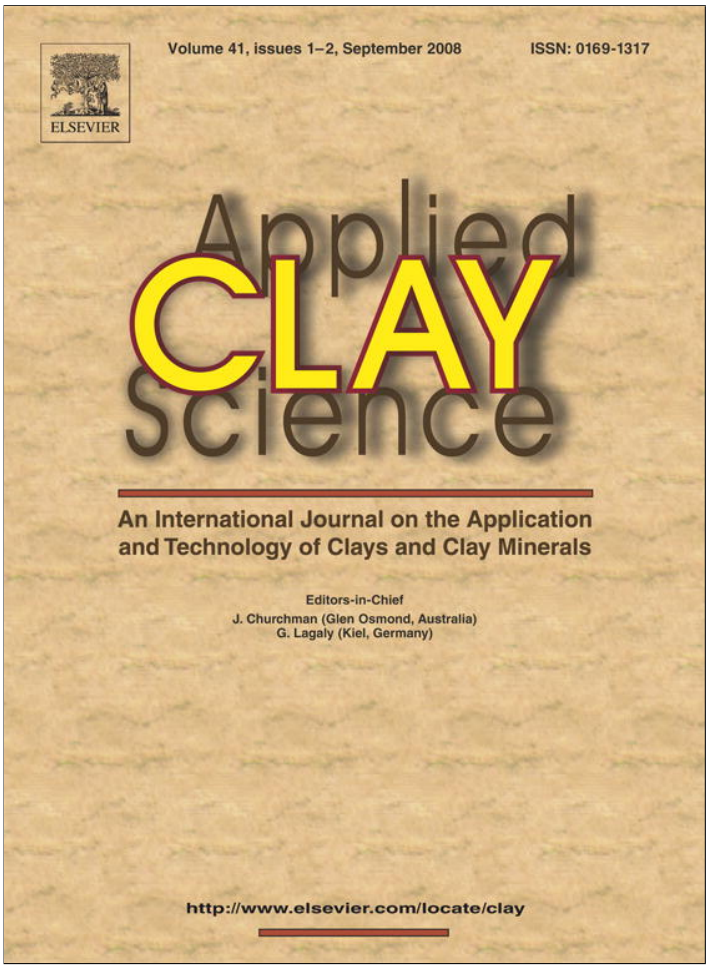
São Simão Ball Clay (SSBC)

- A ER propiciou a separação das argilas em três classes distintas (WC1,BC1,GC1), assim como de seus contaminantes (WC2,BC2,GC2), e o conhecimento detalhado da "cristalinidade" (grau de desordem cristalina) das caulinitas;
- Cada uma das classes de argilas caracterizadas possui aplicações distintas e específicas para utilização na industria cerâmica (WC1: porcelana, ,BC1: cerâmica sanitária A e GC1: cerâmica sanitária B);
- Um novo índice de "cristalinidade" para a caulinita (SI), baseado em dados de ER, foi proposto, assim como a possibilidade de correção de índices de "cristalinidade" para argilas com conteúdo simultâneo de goethita;
- O estudo permitiu a discriminação eficaz dos litotipos nos dados multiespectrais do ASTER (*Advanced Spacebone Thermal Emission and Reflection Radiometer*) através da técnica hiperespectral SAM (*Spectral Angle Mapper*);
- Um mapa-modelo de variabilidade cristalina (grau de desordem estrutural, índice de entropia) foi criado ao longo do aluvião Tamanduá, segregando espacialmente as diferentes classes de argilas identificadas;
- A ocorrência de lepidocrocita e siderita, inéditas no depósito, juntamente com a distribuição espacial das argilas, decorrência de processos deposicionais cronologicamente distintos, podem conferir ferramentas essenciais à reconstrução paleoambiental da passagem pleistoceno-holoceno nesta região.

“Se não existe vida fora da Terra, então o universo é um grande desperdício de espaço.
A ausência da evidência não significa evidência da ausêncial.”

Carl Sagan

Provided for non-commercial research and education use.
Not for reproduction, distribution or commercial use.



This article appeared in a journal published by Elsevier. The attached copy is furnished to the author for internal non-commercial research and education use, including for instruction at the authors institution and sharing with colleagues.

Other uses, including reproduction and distribution, or selling or licensing copies, or posting to personal, institutional or third party websites are prohibited.

In most cases authors are permitted to post their version of the article (e.g. in Word or Tex form) to their personal website or institutional repository. Authors requiring further information regarding Elsevier's archiving and manuscript policies are encouraged to visit:

http://www.elsevier.com/copyright

Author's personal copy

Available online at www.sciencedirect.com
ScienceDirect
Applied Clay Science 41 (2008) 85 – 98
Applied Clay Science
www.elsevier.com/locate/clay

Characterization of clays used in the ceramic manufacturing industry by reflectance spectroscopy: An experiment in the São Simão ball-clay deposit, Brazil

Juliano Alves de Senna, Carlos Roberto de Souza Filho *, Rômulo Simões Angélica

Geosciences Institute, University of Campinas, PO Box 6152, 13083-970, Campinas, Sao Paulo, Brazil

Received 2 July 2007; received in revised form 2 October 2007; accepted 4 October 2007
Available online 17 October 2007

Abstract

The characterization of clays from the physical, chemical, and ceramic standpoint in pre-and-within mining stages is a necessary step. However, succinct mining planning, lack of industry-oriented standards and the usual bond to empirical discrimination of clays as regards their use, imply in mixing chemically and technologically different materials, with serious consequences to the mining and manufacturing process. Taking the alluvium-derived, ball-clay deposit of São Simão (SS) as a case study, this works aims to evaluate the potential of reflectance spectroscopy (RS) as a method to define types, purity and crystallinity of clays and to seek a possible relation between spectral characteristics of clays and their use in the ceramic industry. The SS deposit hosts three types of clays that were spectrally set apart based on RS. The technique indicated that the white clays comprise highly ordered kaolinite, mica, smectite and lepidocrosite (first finding in Brazilian alluviums). The brown clays are also rich in well-ordered kaolinite and contain abundant Fe-bearing minerals, as goethite, hematite and siderite (rarely found in alluviums). The gray clays are kaolinite-poor and are abundant in organic matter and smectites. Each of the clay classes typified in the SS deposit has a specific application in the fine ceramic industry, indicating the prominent potential of RS to characterize industrial materials.
© 2007 Elsevier B.V. All rights reserved.

Keywords: Ball-clay; Clay Minerals; Ceramic; Mineral characterization; Reflectance spectroscopy; Infrared spectroscopy

1. Introduction

The São Simão (SS) ball-clay deposit comprises a very important type of clay used in the Brazilian ceramic industry, as it comprises one of few sources in the country for manufacturing porcelain and pottery of superior quality. These clays are fine-grained (<2 μm), rich in "hexagonal" kaolinite but also contain smectites, mica adsorbed to kaolinite crystal faces (Pressinotti, 1991) and organic matter. The SS clays are characterized by their high plasticity, resistance under dry conditions, extensive thermal vitrification and light burning color under heating (Wilson, 1983; Santos, 1992). The deposit is located in the northeastern region of the São Paulo State, Brazil, about 8 km west of the São Simão town (Fig. 1).

Despite the unique features of the SS clays, their characterization from the physical, chemical, and ceramic standpoint in pre-and-within mining stages is a difficult task. Considering the intrinsic complexities

* Corresponding author.
E-mail address: beto@ige.unicamp.br (C.R. de Souza Filho).

0169-1317/$ - see front matter © 2007 Elsevier B.V. All rights reserved.
doi:10.1016/j.clay.2007.10.004

“Se queremos progredir, não devemos repetir a história, mas fazer uma história nova.”

Mahatma Gandh