



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA



DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**ESTRATIGRAFIA, PETROGRAFIA E GÊNESE DA
MINERALIZAÇÃO DE POTÁSSIO EM SILTITOS VERDES
(*VERDETES*) DO GRUPO BAMBUÍ NA REGIÃO DE SÃO
GOTARDO, MINAS GERAIS**

AUTORA

Débora Silvano Moreira

ORIENTAÇÃO

Prof. Dr. Alexandre Uhlein (UFMG)

Prof^ª. Dr^ª. Ana Maria Pimentel Mizusaki (UFRGS)

Universidade Federal de Minas Gerais
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia

**ESTRATIGRAFIA, PETROGRAFIA E GÊNESE DA
MINERALIZAÇÃO DE POTÁSSIO EM SILTITOS VERDES
(*VERDETES*) DO GRUPO BAMBUÍ NA REGIÃO DE SÃO
GOTARDO, MINAS GERAIS**

Autora

Débora Silvano Moreira

Orientação

Prof. Dr. Alexandre Uhlein (UFMG)

Prof^a. Dr^a. Ana Maria Pimentel Mizusaki (UFRGS)

Banca Examinadora

Prof^a. Dr^a. Lúcia Maria Fantinel (UFMG)

Prof^a. Dr^a. Maria Lourdes Souza Fernandes (UFMG)

Dissertação apresentada ao Programa de Pós Graduação em Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Geologia – Área de Concentração: Geologia Econômica e Aplicada

Belo Horizonte, 28 de outubro de 2015

M838e
2015

Moreira, Débora Silvano.

Estratigrafia, petrografia e gênese da mineralização de potássio em siltitos verdes (*verdetes*) do Grupo Bambuí na região de São Gotardo, Minas Gerais [manuscrito] / Débora Silvano Moreira. – 2015.

125 f., enc.: il. (principalmente color.)

Orientador: Alexandre Uhlein.

Coorientadora: Ana Maria Pimentel Mizusaki.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, 2015.

Área de concentração: Geologia Econômica e Aplicada.

Bibliografia: f. 107-119.

Inclui anexos.

1. Geologia estratigráfica – Teses. 2. Petrologia – Minas Gerais – Teses. 3. Potássio – Teses. I. Uhlein, Alexandre. II. Mizusaki, Ana Maria Pimentel. III. Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências. IV. Título.

CDU: 551.7(815.1)



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA



FOLHA DE APROVAÇÃO

Estratigrafia, Petrografia e Gênese de Siltitos Verdes (Verdetes) do Grupo Bambuí na região de São Gotardo, Minas Gerais

DEBORA SILVANO MOREIRA

Dissertação submetida à Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOLOGIA, como requisito para obtenção do grau de Mestre em GEOLOGIA, área de concentração GEOLOGIA ECONÔMICA E APLICADA.

Aprovada em 28 de outubro de 2015, pela banca constituída pelos membros:

Prof(a). Alexandre Uhlein - Orientador
UFMG

Prof(a). Maria Lourdes Souza Fernandes
Universidade Federal de Minas Gerais

Prof(a). Lúcia Maria Fantinel
Universidade Federal de Minas Gerais

Belo Horizonte, 28 de outubro de 2015.

Dedico este trabalho a meus pais, Lindomar e Fausto.

AGRADECIMENTOS

Muitos contribuíram para a realização deste trabalho, sendo difícil tarefa agradecer a todos.

Agradeço primeiramente ao Colegiado de Pós-Graduação em Geologia do IGC/UFMG pela oportunidade concedida e à diretoria da Verde Fertilizantes pelo incentivo e disponibilização dos dados de sua campanha exploratória, viabilizando a realização deste trabalho.

“É tarefa essencial do professor despertar a alegria de trabalhar e de conhecer” (Albert Einstein). Por isso, agradeço a meu orientador, professor Alexandre Uhlein, pelo entusiasmo ao conduzir este trabalho, por todas as discussões, pela paciência e sabedoria, não apenas nas questões geológicas. Da mesma forma, agradeço à professora Ana Maria Mizusaki, que mesmo à distância contribuiu muito para o andamento do trabalho e à professora Maria Lourdes Fernandes pela importante ajuda com a mineralogia. Ao professor Roberto Galéry por disponibilizar a infraestrutura do Departamento de Engenharia de Minas de Escola de Engenharia da UFMG e ao Itamar Delbem pelo apoio com as análises por microscopia eletrônica de varredura. Aos professores que participaram da banca do exame de qualificação, Antônio Romano, Ricardo Diniz e Lúcia Fantinel, pelas recomendações e sugestões.

A equipe do CPMTc, em especial, ao Hélivio Barcelos por disponibilizar a estrutura do LABTEC, à Kácia Monteiro pelas análises por difração de raios X, ao Fernando Soares e ao Wenceslau Rodrigues pela confecção das lâminas delgadas.

Ao Luís Garcia e ao Márcio Flores, do Centro de Microscopia da UFMG, pela realização das análises de microsonda eletrônica e discussões sobre a mineralogia.

Aos colegas Gabriel Uhlein e Marcelo Freimann pelas dicas valiosas que, sem dúvida, enriqueceram o trabalho. Ao Beau Nichols e Iwona Zakrzewski pela ajuda com o inglês.

Aos colegas da Verde, em especial, Edson Rodrigues pelo apoio em campo, Rafael Ivo pelos conselhos e Rodolfo Silva pelas discussões. Também cabe agradecer àqueles que me incentivaram em minha carreira: Antônio Schettino, Cristiano Veloso, Pérsio Mandetta, Pedro Ladeira, Rubens Mendonça e Ysao Munemassa.

A meus amigos, por estarem sempre dispostos a me ouvir e a minha família, pelo apoio.

Finalmente, ao meu esposo Thiago, por compartilhar os momentos de insegurança, angústia, cansaço, alegria e realização.

“Agora compreendo o riso do Visconde depois que deu para estudar Geologia. Como tudo se esclarece! Como fica interessante! Aquele barranco e este corte nunca me fizeram vir à cabeça a menor ideia. Agora já me falam, dizem coisas, contam pedaços da vida da Terra. Que engraçado!...”

(Pedrinho, Monteiro Lobato)

RESUMO

As grandes extensões de siltitos verdes que ocorrem na região de São Gotardo, Minas Gerais são conhecidas como *verdetes*. Pertencem à Formação Serra da Saudade, Grupo Bambuí e podem ser utilizados como fonte de potássio para agricultura. Este trabalho apresenta a mineralogia, petrografia e estratigrafia dos siltitos verdes e analisa a distribuição de potássio em profundidade. A mineralogia foi analisada por meio de difração de raios X, microscopia ótica, microsonda eletrônica e microscopia eletrônica de varredura. Os resultados mostraram que os *verdetes* contêm glauconita (40-80%), feldspato potássico (10-15%), quartzo (10-60%), muscovita (5%), biotita (2%), óxidos de titânio e manganês (<1%), goethita (<1%) e traços de fosfatos de bário e terras-raras. Níveis mineralizados com potencial para fertilizantes potássicos possuem teor de K₂O entre 8 e 12%, atingem até 50 m de espessura e estão associados às lâminas glauconíticas. A glauconita é autigênica e está relacionada a um ambiente deposicional com baixa taxa de sedimentação. Os *verdetes* representam uma superfície de inundação máxima na Bacia Bambuí. A proveniência sedimentar é a partir de elementos supracrustais félsicos em ambiente de margem continental com contribuição de arco magmático ácido (bacia *foreland* ou ante-país).

Palavras chave: Siltitos (Verdetes); Grupo Bambuí; Glauconita; Potássio

ABSTRACT

The extensive green siltstones units that occur in the São Gotardo region, Minas Gerais state, known as *verdetes*. The *verdetes* belong to the Bambuí Group within the Serra da Saudade Formation and can be used as a source of potassium fertilizer in agriculture. This paper presents the mineralogy, petrography and stratigraphy of the green siltstones and analyzes the vertically spreading of potash. The mineralogy was analyzed using X-ray diffraction, optical microscopy, electron microprobe and scanning electron microscope. The results showed the *verdete* contains glauconite (40-80%), K-feldspar (10-15%), quartz (10-60%), muscovite (5%), biotite (2%), titanium oxide and manganese oxide (<1%), goethite (<1%) and barium phosphate and rare-earth elements phosphate (trace). Mineralized zones of potential potash fertilizer have K₂O grades between 8 and 12%, thickness up to 50 m and are associated to the glauconite units. The glauconite is authigenic and is related to a depositional environment with a low sedimentation rate. The *verdete* have resulted from a high level flooding event in the Bambuí Basin. The sedimentary provenance is from supracrustal felsic elements on continental margin environment with acid magmatic arc (foreland basin).

Keywords: Siltstones (*Verdetes*); Bambuí Group; Glauconite; Potassium

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. Localização e Acessos	1
1.2. Justificativa	3
1.3. Objetivos.....	3
1.4. Aspectos Fisiográficos	4
1.5. Materiais e Métodos.....	5
1.5.1. Levantamento Bibliográfico	5
1.5.2. Geologia e Amostragem	5
1.5.3. Petrografia.....	6
1.5.4. Difração de Raios X (DRX).....	6
1.5.5. Microscopia Eletrônica de Varredura com Espectrômetro de Energia Dispersiva	7
1.5.6. Microsonda Eletrônica	8
1.5.7. Geoquímica.....	8
2. GEOLOGIA REGIONAL	9
2.1. Contexto Geotectônico da Bacia do São Francisco	9
2.2. Litoestratigrafia da Região Sudoeste da Bacia do São Francisco.....	12
2.2.1. Grupo Bambuí.....	13
2.2.2. Grupo Areado	17
2.2.3. Grupo Mata da Corda	17
2.2.4. Coberturas Cenozóicas	18
2.3. Geologia Estrutural da Bacia do São Francisco.....	18
2.4. Geocronologia do Grupo Bambuí.....	19
2.5. Trabalhos Anteriores sobre os Verdetes	21
3. IMPORTÂNCIA ECONÔMICA DO POTÁSSIO	24
3.1. Introdução	24
3.2. Importância do Potássio.....	24

3.3. Formas de Ocorrência	25
3.4. Produção e Consumo de Potássio no Brasil.....	27
3.5. Uso dos Verdetes como Fonte de Potássio para Agricultura	28
4. GLAUCONITA EM ROCHAS SEDIMENTARES	32
4.1. Introdução	32
4.2. Propriedades Gerais	33
4.3. Propriedades Químicas e Mineralógicas.....	35
4.4. Ocorrências	39
4.5. Gênese.....	41
4.6. Principais Depósitos de Glauconita no Brasil e no Mundo	43
4.7. Aplicações.....	46
4.7.1. Estudos Geológicos.....	46
4.7.2. Indústria	47
5. GEOLOGIA DA REGIÃO DE SÃO GOTARDO.....	48
5.1. Litoestratigrafia.....	48
5.1.1. Grupo Bambuí.....	50
5.1.1.1. Siltitos Cinza.....	50
5.1.1.2. Ritmitos Argilosos	50
5.1.1.3. Siltitos Verdes com Lâminas Argilosas (Verdetes)	52
5.1.2. Grupo Areado	54
5.1.3. Grupo Mata da Corda	54
5.1.4. Cobertura detrítico-laterítica.....	56
5.2. Geologia Estrutural	57
6. PETROGRAFIA E MINERALOGIA DOS SILTITOS VERDES	58
6.1. Microscopia Ótica.....	58
6.2. Difração de Raios X.....	60
6.3. Microscopia Eletrônica de Varredura	63

6.4. Microsonda Eletrônica	66
7. GEOQUÍMICA DOS SILTITOS VERDES.....	73
7.1. Introdução	73
7.2. Resultados.....	73
7.2.1. Elementos Maiores	73
7.2.2. Elementos Menores e Traços.....	76
7.2.3. Elementos Terras-raras	76
7.3. Proveniência e Ambiente Geotectônica	79
8. ARTIGO – ESTRATIGRAFIA, PETROGRAFIA E MINERALIZAÇÃO DE POTÁSSIO EM SILTITOS VERDES DO GRUPO BAMBUÍ NA REGIÃO DE SÃO GOTARDO, MINAS GERAIS.....	80
8.1. Introdução	83
8.2. Localização e Acessos	83
8.3. Materiais e Métodos.....	84
8.4. Estratigrafia do Depósito de Potássio de São Gotardo	86
8.4.1. Grupo Bambuí – Formação Serra da Saudade.....	88
8.4.2. Siltitos Cinza.....	88
8.4.3. Ritmitos Argilosos	89
8.4.4. Siltitos Verdes com Lâminas Argilosas (Verdetes).....	90
8.5. Mineralogia do Verdete	92
8.5.1. Análises por Difração de Raios X.....	92
8.5.2. Análises por Microsonda Eletrônica e Microscópio Eletrônico de Varredura.....	92
8.6. Geoquímica e Distribuição do Potássio no Verdete	95
8.7. Discussão Sobre a Formação dos Sedimentos Potássicos	97
8.8. Conclusões.....	99
8.9. Agradecimentos	99
8.10. Referências Bibliográficas.....	100

9. DISCUSSÃO SOBRE A MINERALIZAÇÃO DE POTÁSSIO NA REGIÃO DE SÃO GOTARDO	102
10. CONCLUSÕES.....	105
11. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	106
ANEXOS	120
Anexo I – Parâmetros de Análise por Difração de Raios X.....	121
Anexo II – Parâmetros de Análise por Microsonda Eletrônica / EDS	124

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1-1: Localização da área de pesquisa (Folha SE.23-Y-D, Bom Despacho 1:250.000 – Coordenadas UTM WGS1984 zona 23S).....	2
Figura 1-2: Paisagem geral da área	4
Figura 2-1: Localização da área de pesquisa na Bacia do São Francisco (adaptado de Alkmim 2004).....	9
Figura 2-2: Coluna estratigráfica da Bacia Intracratônica do São Francisco (Alkmim & Martins-Neto, 2001).....	10
Figura 2-3: Evolução do Cráton São Francisco (modificado de Martins-Neto <i>et al.</i> 2001).....	11
Figura 2-4: Mapa geológico da região de São Gotardo (adaptado de Dardenne 1978 e Tuller & Silva 2003)	12
Figura 2-5: Coluna estratigráfica do Grupo Bambuí.....	13
Figura 2-6: Coluna estratigráfica da Formação Serra da Saudade (Lima, 2005).....	15
Figura 2-7: Compartimentação estrutural da Bacia do São Francisco (modificado de Alkmim & Martins-Neto 2001).....	18
Figura 4-1: Variedades morfológicas de glauconita: a) fotomicrografia mostrando um grão de glauconita ovoide (Ov); b) grãos de glauconita tabulares; c) grãos de glauconita em formato mamilar; d) grãos de glauconita em formato lobado; e) fotomicrografia mostrando um grão de glauconita em forma de cápsula (Ca); f) pellets compostos de glauconita e quartzo, aumento de 18x; g) grãos de glauconita em formato vermicular; h) fotomicrografia mostrando glauconita preenchendo parcialmente um fóssil de foraminífero (Fo); i) fotomicrografia mostrando preenchimento de fissuras por glauconita e quartzo (Q). Barra de escala: A – E, F, G, I = 1mm, H = 0,5 mm. Fontes: A – E , G – I (Udgata, 2007); F (Triplehorn, 1966).....	34
Figura 4-2: Diagrama ternário com as relações químicas entre os filossilicatos (adaptado de Dooley, 2006).....	35
Figura 4-3: Relações diagenéticas entre as micas (adaptado de Burst 1958) K^+ = número de átomos equivalentes de K por célula unitária.....	36
Figura 4-4: Diagrama esquemático da estrutura da glauconita (Gruner, 1935).....	36
Figura 4-5: Abundância relativa de glauconita durante o tempo geológico e variações do nível do mar (NM) (adaptado de Dooley 2006).....	39
Figura 4-6: Classificação dos grãos de glauconita em função da origem (Amorosi 1997).....	40

Figura 5-1: Mapa geológico da região estudada (modificado de Ackroyd <i>et al.</i> , 2014).....	48
Figura 5-2: Afloramento mostrando a estratigrafia da região estudada (contato entre o Grupo Areado e os verdetes do Grupo Bambuí)	49
Figura 5-3: Coluna estratigráfica da região estudada.....	49
Figura 5-4: A) afloramento de siltito cinza em drenagem; B) siltito cinza típico; C) siltito bege; D) fotomicrografia de siltito cinza sob nicóis cruzados mostrando os minerais principais: mica branca (Mu), quartzo (Qz), feldspato potássico (Kf) e microfraturas preenchidas por calcita (Ca)	51
Figura 5-5: A) ritmito argiloso vermelho/branco; B) ritmito argiloso vermelho/verde; C) fotomicrografia de ritmito argiloso mostrando a laminação e estruturas de carga; D) fotomicrografia de ritmito argiloso mostrando a mineralogia principal: quartzo (Qz), mica branca (Mu), feldspato potássico (Kf) e cristais de magnetita.....	51
Figura 5-6: A) Imagem do Google Earth da área pesquisada (afloramentos de verdetes em tonalidade azulada); B) afloramento de verdetes em corte de estrada (Coordenadas: 407850 E, 7872110 N, 937 m) ; C) contato gradacional entre os verdetes e os siltitos cinza; D) detalhe do verdete; E) contato discordante entre os verdetes e os arenitos do Grupo Areado (Coordenadas: 405382 E, 7871071 N, 954 m)	53
Figura 5-7: A) Afloramento típico de arenito do Grupo Areado com estrutura maciça (Fonte: VOGBR 2015, Coordenadas: 405429 E, 7871314 N, 964m); B) estratificação cruzada métrica em afloramento de arenito; C) conglomerado polimítico do Grupo Areado (Coordenadas: 407877 E, 7872113 N, 937 m); D) arenito conglomerático com ciclos de granulometria ascendente (Coordenadas: 407877 E, 7872113 N, 937 m).....	55
Figura 5-8: A) Sucessão horizontal de grauvacas do Grupo Mata da Corda; B) amostra de grauvaca com estratificação cruzada e clastos de rochas vulcânicas kamafugíticas (cinza escuro)	55
Figura 5-9: A) Aluvião no leito do Córrego Pirapitinga; B) Conglomerado lateritizado com matriz areno-siltosa e clastos de quartzo (pontos claros) Fonte VOGBR, 2015. Coordenadas: 405255 E, 7871539 N, 881 m; 405570 E, 7871714 N, 961 m, respectivamente.....	56
Figura 5-10: A) Afloramento de siltito com dobra com flancos 270/40 e 110/50 e eixo N15E; B) afloramento de verdete com acamamento sub-vertical 275/83 e fraturas ortogonais	57

Figura 6-1: Fotomicrografias de verdetes mostrando a laminação (A, B) e a mineralogia: glauconita (Gl), feldspato potássico (Kf), quartzo (Qz), mica branca (Mu), biotita (Bt), goethita (Go), óxido de titânio (Ti) e zircão (Zr).....	59
Figura 6-2: Difratoograma de raios X da fração verde escuro da amostra 28B glauconita (Gla), muscovita (Mus) e microclina (Mic).....	61
Figura 6-3: Difratoograma de raios X da amostra 31A (rocha total) glauconita (Gla), microclina (Mic) e quartzo (Qua).....	61
Figura 6-4: Difratoograma de raios X da fração verde escuro da amostra 31A glauconita (Gla) e microclina (Mic).....	62
Figura 6-5: Imagem de elétron retroespalhados obtidas no MEV mostrando a mineralogia do verdete: glauconita (Gl), quartzo (Qz), feldspato potássico (Kf), biotita (Bt), muscovita (Mu), zircão (Zr), fosfato de terras-raras (Fo), goethita (Go) e óxido de titânio (Ti)	64
Figura 6-6: Imagem de verdete ao MEV, com aumento de 4200 x (A) com respectiva microanálise de uma área contendo glauconita (B,C).....	65
Figura 6-7: Imagem de elétrons retroespalhados de amostra de verdete em microsonda eletrônica e respectivos espectros de EDS das fases analisadas	66
Figura 6-8: Gráficos de correlação entre K ₂ O e demais óxidos analisados em glauconita e entre os teores de Al ₂ O ₃ e Fe ₂ O ₃	68
Figura 6-9: Correlações entre as razões de cátions bivalentes e trivalentes $R^{2+}/R^{2+}+R^{3+}$ e $^{VI}Al/^{VI}Al+^{VI}Fe^{3+}$ em filossilicatos e os limites determinados para glauconitas e illitas (Rieder <i>et al.</i> , 1998)	70
Figura 6-10: Diagrama composicional dos filossilicatos (Meunier & El Albani, 2007) mostrando que as amostras de verdete são predominantemente de glauconitas (MLM = minerais de camadas mistas)	71
Figura 6-11: Gráficos de correlação composicional para glauconitas, Fe-illitas e Al-glauconitas (Longuépée & Cousineau, 2006). De cima para baixo: i) ferro total <i>versus</i> alumínio de coordenação octaédrica (^{VI}Al); ii e iii) ferro total e magnésio <i>versus</i> cátions intercamadas; iv) ausência de correlação entre alumínio de coordenação tetraédrica (^{IV}Al) e cátions bivalentes indicando desequilíbrio de cargas durante as substituições de Al por Fe	72
Figura 7-1: Diagramas de correlações entre SiO ₂ e demais óxidos analisados em amostras de verdete	74

Figura 7-2: Correlação entre SiO ₂ e Al ₂ O ₃ e a composição idealizada de alguns minerais (Cullers & Podkovyrov, 2000). O campo pontilhado indica a variação composicional da glauconita (ver Tabela 4-5)	75
Figura 7-3: Padrão de elementos maiores em relação ao PAAS (Taylor & McLennan, 1985)....	77
Figura 7-4: Padrão de elementos menores em relação ao PAAS (Taylor e McLennan, 1985)	77
Figura 7-5: Padrão de ETR normalizado ao condrito (Boynnton, 1984).....	77
Figura 7-6: Padrão de ETR normalizado ao PAAS (Taylor & McLennan, 1985).....	77
Figura 7-7: Diagramas discriminantes de ambiência geotectônica: A) distribuição dos siltitos verdes em diagrama de Floyd & Leveridge (1987) – 1) fonte toleítica de ilha oceânica; 2 – fonte de arco andesítico; 3 – fonte de mistura félsica/máfica; 4 – fonte de arco ácido; 5 – fonte de margem passiva; B) distribuição das amostras de silito verde em Diagrama de Roser & Korsch (1986) mostrando a tendência para margem continental	79
Figura 8-1: Localização da área de pesquisa (coordenadas UTM – Datum WGS1984, zona 23S)	84
Figura 8-2: A) Contextualização geotectônica da área de pesquisa na Bacia do São Francisco (adaptado de Alkmim 2004); B) mapa geológico da região de São Gotardo (modificado de Ackroyd <i>et al.</i> 2014) e perfil geológico com as relações estratigráficas e estruturais e projeção dos furos de sondagem analisados em detalhe (coordenadas UTM – Datum WGS1984, zona 23S)	87
Figura 8-3: Principais feições estruturais da área de estudo: A) dobra com flancos 270/40 e 110/50 e eixo N15E em siltitos verdes do Grupo Bambuí; B) discordância entre os siltitos verdes dobrados do Grupo Bambuí e os arenitos sub-horizontais do Grupo Areado.....	88
Figura 8-4: Litofácies encaixantes dos siltitos verdes da Formação Serra da Saudade, Grupo Bambuí: A) silito cinza com lâminas verdes; B) fotomicrografia de silito cinza sob nicóis cruzados com aumento de 40x, mostrando a laminação marcada pelo alinhamento de micas e microfraturas preenchidas por calcita (Ca); C) ritmito silto-argiloso ferruginoso; D) ritmito silto-argiloso verde e vermelho	89
Figura 8-5: A) afloramento de verdete; B) verdete com laminação marcada pela alternância de níveis verdes escuros argilosos com níveis sílticos de cor verde claro; C– F) fotomicrografias de verdete em nicóis paralelos (N//) e cruzados (Nx) mostrando a mineralogia principal: glauconita (Gl), feldspato potássico (kf), quartzo (Qz), muscovita (Mu), biotita (Bt), goethita (Go) e óxidos de titânio (Ti).....	91

Figura 8-6: Difractogramas de raios X de amostra de verdete com a identificação das fases predominantes: A) rocha total; B) fração argila.....	93
Figura 8-7: Imagens de elétrons retroespalhados dos verdetes em microsonda eletrônica (a) e MEV (b, c) mostrando o predomínio de uma matriz glauconítica (Gl), em uma fase cinza clara e clastos de quartzo (Qz), feldspato potássico (Kf), muscovita (Mu), biotita (Bt) e raros grãos de fosfatos de bário (Cr) terras raras (Fo) e óxidos de titânio (Ti)	94
Figura 8-8: Perfil esquemático de correlação entre os furos de sondagem descritos (ver Figura 2B) com os respectivos gráficos de teores de K ₂ O (eixo das abscissas) <i>versus</i> profundidade do furo (eixo das ordenadas)	96
Figura 8-9: Modelo esquemático da evolução da bacia sedimentar, evento transgressivo e glauconitização (modificado de Odin & Matter 1981, Stille & Clauer 1994, Amorosi 1995, Suguio 2003): A) sedimentação marinha de minerais precursores; B) transgressão (NMi = nível do mar inicial, NMf = nível do mar final) e formação de glauconita diagenética	98
Figura 9-1: Modelo esquemático mostrando a sedimentação marinha de minerais precursores seguida por evento de transgressão (NMi = nível do mar inicial, NMf = nível do mar final) e formação de glauconita diagenética (modificado de Odin & Matter 1981, Stille & Clauer 1994, Amorosi 1995, Suguio 2003)	104
Figura 9-2: Correlação entre a estratigrafia da região de São Gotardo e a de Cedro do Abaeté (modificado de Lima 2005).....	104

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 3-1: Principais sais de potássio e seus respectivos teores equivalentes em K_2O	26
Tabela 3-2: Comparação dos teores equivalentes em K_2O e solubilidade em água entre a silvita e os principais silicatos de potássio.....	26
Tabela 3-3: Estatísticas do Potássio no Brasil.....	27
Tabela 3-4: Análises químicas de Greensand e Verdetes	29
Tabela 4-1: Nomenclatura de minerais glauconíticos de acordo com o IMA e termos equivalentes de outros autores.....	32
Tabela 4-2: Variedades morfológicas de glauconita	33
Tabela 4-3: Tipos de arranjo interno de grãos de glauconita	34
Tabela 4-4: Variação composicional da glauconita*	38
Tabela 4-5: Composição química média da glauconita	38
Tabela 4-6: Classificação da glauconita a diferentes estágios de evolução	43
Tabela 4-7: Principais ocorrências mundiais de glauconita	44
Tabela 4-8: Composição mineralógica e caracterização petrográfica dos arenitos glauconíticos do Grupo Paranoá.....	46
Tabela 6-1: Fases identificadas em difratogramas de raios X de amostras de verdete	62
Tabela 6-2: Comparação da composição química média das glauconitas dos verdetes e as descritas na literatura.....	67
Tabela 6-3: Resultados de análise química mineral e cálculo de fórmula estrutural para a glauconita	69
Tabela 7-1: Resultados de análises químicas de elementos maiores	73
Tabela 7-2: Resultados de análises químicas de elementos menores, traços e terras-raras (ppm).....	78
Tabela 8-1: Resultados de Química Mineral e Cálculo de Fórmula Estrutural para a Glauconita	93
Tabela 8-2: Composição química média do siltito verde	95
Tabela A-1: Lista de picos identificados em difratograma de raios X de amostras de verdete ..	122

LISTA DE ABREVIACOES E SIGLAS

%	Porcentagem
<	Menor
>	Maior
~	Aproximadamente
±	Mais ou Menos
µm	Micrmetro
Al	Alumínio
Al ₂ O ₃	xido De Alumínio
Cl-	Cloreto
CEMIG	Companhia Energética de Minas Gerais
cm ³	Centímetro Cúbico
CNPq	Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico
CPMTC	Centro de Pesquisas Manoel Teixeira da Costa
CPRM	Serviço Geológico do Brasil
DNPM	Departamento Nacional de Produção Mineral
DRX	Difraco de Raios X
E	Leste
Eds	Editores
EDS	Espectrômetro de Energia Dispersiva
EMBRAPA	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
ERTP	Elementos Terras-Raras Pesados
ERTRL	Elementos Terras-Raras Leves
ETR	Elementos Terras-Raras
EUA	Estados Unidos da América
EW	Leste-Oeste
FOB	Frete <i>Free On Board</i>
G	Gramas
HCl	cido Clorídrico
HST	Trato De Sistemas de Mar Alto
IDEIA	Instituto de Desenvolvimento e Pesquisa
IGC	Instituto de Geociências
K	Potássio
K ₂ O	xido de Potássio
K ₂ SO ₄	Sulfato de Potássio

KCl	Cloreto de Potássio
km	Quilômetro
km ²	Quilômetro Quadrado
LOI	Perda do Fogo
M	Metro
Ma	Milhões de Anos
MEV	Microscopia Eletrônica de Varredura
Mm	Milímetro
N	Norte
NaOH	Hidróxido de Sódio
NE	Nordeste
NM	Nível do mar
NNE	Nor-Nordeste
O	Oeste
°C	Graus Celsius
OH ⁻	Hidroxila
PAAS	<i>Post-Archean Australian Shale</i>
pH	Potencial De Hidrogênio
PUC-RS	Pontifícia Universidade Católica do Rio Grande Do Sul
R ²⁺	Cátion bivalente
R ³⁺	Cátion trivalente
ROM	<i>Run of Mine</i>
S	Sul
Si	Silício
SiO ₄	Óxido de Silício
TK47 [®]	Termopotássio
TST	Trato de Sistemas Transgressivos
UFMG	Universidade Federal de Minas Gerais
US\$	Dólar Americano
UTM	Universal Transversa de Mercator
^{VI} Al	Alumínio na posição octaédrica
^{VI} Fe	Ferro na posição octaédrica
WGS	World Geodetic System
XRF	Fluorescência de Raios X

1. INTRODUÇÃO

A região de São Gotardo, Minas Gerais tem sido alvo de investimentos de empresas no setor de fertilizantes devido às ocorrências de rochas com teores de K_2O acima de 10%. Estas rochas pelíticas de cor verde, conhecidas tradicionalmente como verdetes, estão inseridas na Formação Serra da Saudade, Grupo Bambuí. As ocorrências de pelitos esverdeados dispersam-se pela região em afloramentos contínuos, com espessura média de 70 m.

O estudo dos verdetes da região da Serra da Saudade, Alto Paranaíba, iniciou-se nos anos de 1960, pelo professor Djalma Guimarães. A princípio, o foco dos trabalhos era a prospecção de fosfato na região de Cedro do Abaeté, a aproximadamente 18 km a NE da área pesquisada neste trabalho (Figura 1-1). O primeiro levantamento foi realizado em 1962 pela Comissão do Vale do São Francisco. Posteriormente, o DNPM tornou-se responsável por definir os aspectos estratigráficos, estruturais e econômicos da ocorrência de fosfato, realizando sondagens, poços, trincheiras e mapeamento geológico. Guimarães & Dutra (1969) calcularam uma reserva superior a 6 bilhões de toneladas de rocha potássica, para uma espessura média de 20 m e uma área de ocorrência de 200 km na região de Cedro do Abaeté. A partir de 1970, estes trabalhos passaram a ser executados pela CPRM, que mencionou seu potencial uso como fertilizante potássico.

Este trabalho apresenta os principais aspectos estratigráficos, petrográficos e mineralógicos do verdete e analisa a distribuição de K_2O ao longo da área estudada a partir de dados de testemunhos de sondagem diamantada.

1.1. Localização e Acessos

A área de estudo está localizada próximo ao Distrito de Funchal, município de São Gotardo, região do Alto Paranaíba, estado de Minas Gerais (Figura 1-1). Está delimitada pelas coordenadas UTM 403750/408987 E e 7873890/7869780 N, *datum* WGS1984, zona 23S, compreendendo 21 km².

São Gotardo está localizado a cerca de 300 km a oeste de Belo Horizonte, cujo acesso principal é feito pela BR-262 e MG-354. O acesso à área de estudo, a partir da sede de São Gotardo, é feito seguindo-se pela MG-235 em direção a Matutina. Nas proximidades da subestação da CEMIG, segue-se à direita por uma estrada não pavimentada em direção ao Distrito de Funchal. Após este distrito, vira-se a esquerda na estrada vicinal até a área de estudo. O percurso total, a partir de São Gotardo é de 25 km.

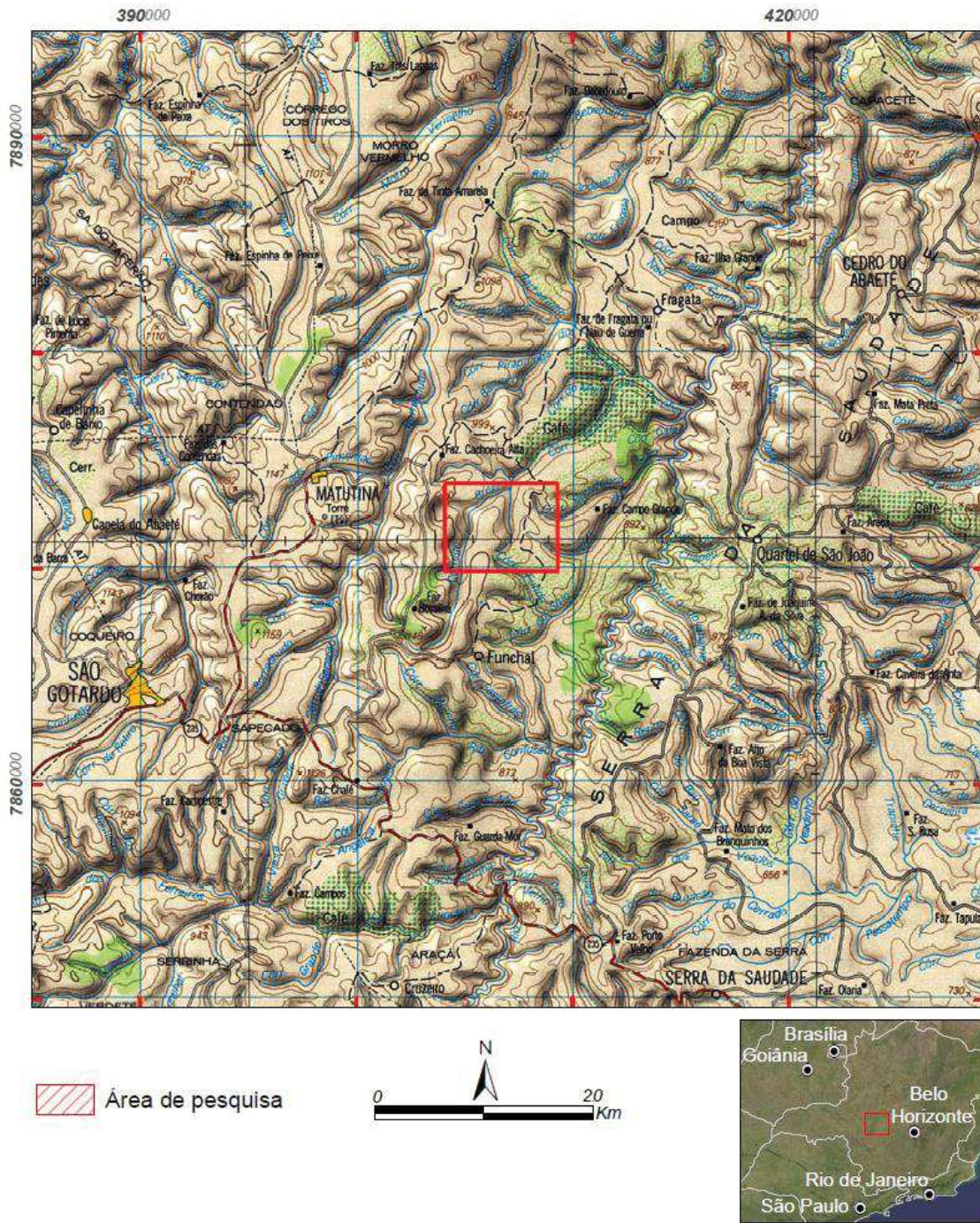


Figura 1-1: Localização da área de pesquisa
(Folha SE.23-Y-D, Bom Despacho 1:250.000 – Coordenadas UTM WGS1984 zona 23S)

1.2. Justificativa

Diversos trabalhos já foram publicados sobre a estratigrafia, sedimentologia, petrografia, geologia estrutural e geocronologia do Grupo Bambuí. No entanto, são poucos os estudos em nível de detalhe sobre os verdetes da Formação Serra da Saudade, tanto do ponto de vista de sua caracterização mineralógica e geoquímica quanto sobre sua formação.

Os teores de K_2O na ordem de 10% possibilitam a utilização destas rochas como matéria prima para a produção de fertilizantes potássicos (Ackroyd *et al.*, 2014).

Para o desenvolvimento e otimização de técnicas de beneficiamento mineral, é de grande importância considerar avaliações quantitativas ou semi-quantitativas dos constituintes do minério, juntamente com análises químicas. Aspectos geológicos relativos à gênese da rocha mineralizada, assim como as propriedades físico-químicas dos seus minerais também podem apresentar implicações com os processos de beneficiamento. Para as etapas de metalurgia extrativa existem outros fatores associados à fase mineral que são determinantes na velocidade da reação química e estão relacionados ao tipo de estrutura cristalina dos principais minerais como textura, fraturas, inclusões, tamanho médio das partículas, porosidade, orientação, natureza das impurezas, entre outras (Luz *et al.*, 2004).

Dessa forma, é de grande importância que a mineralogia e geoquímica dos verdetes sejam bem estabelecidas.

1.3. Objetivos

Considerando a grande importância dos verdetes como fonte de potássio para a agricultura, esta dissertação objetiva apresentar a caracterização geológica, petrográfica e geoquímica destas rochas, visando contribuir com o entendimento dos processos relacionados à origem e evolução desta unidade. Os objetivos específicos são:

- i) Caracterizar a estratigrafia da região de São Gotardo;
- ii) Caracterizar os verdetes do ponto de vista petrográfico, geoquímico e mineralógico;
- iii) Avaliar os teores de potássio em profundidade;
- iv) Analisar a geoquímica de rocha total para caracterização da proveniência sedimentar dos verdetes;
- v) Discutir sobre a gênese da mineralização de potássio nos verdetes.

1.4. Aspectos Fisiográficos

Conforme observado em campo e descrito por Costa (2008), a região de estudo, localizada na Serra da Saudade, compreende chapadas que variam entre 1000 e 1120 m, formas onduladas e amplos vales, que cortam tanto as rochas vulcanoclásticas do Grupo Mata da Corda quanto os pelitos do Grupo Bambuí (Figura 1-2).



Figura 1-2: Paisagem geral da área

O modelo proposto para o desenvolvimento da paisagem baseia-se na formação de um vasto pediplano produzido pela denudação, entre o Cretáceo Inferior e o Terciário Médio, reduzido posteriormente a um planalto dissecado pela erosão policíclica que escavou vales em quase toda a superfície, denominada Superfície Sul Americana (King 1956 *apud* Costa 2008). A Superfície Sul Americana aparece como chapadas mais elevadas em relação às superfícies onduladas. Estes remanescentes, delimitados por escarpas e dissecados por processos geoquímicos, apresentam depósitos de material detrítico-laterítico (Costa, 2008).

A região está inserida na bacia hidrográfica do Rio Indaiá, afluente da margem esquerda do Rio São Francisco. Os principais rios são o Rio Indaiá, o Rio Borrachudo e o Córrego Pirapitinga das Perobas. A área é cortada também pelo Ribeirão Indaiazinho, Córrego Fragata, Córrego dos Bastos, Córrego Barreiro, Córrego do Meio e Córrego do Sítio, dentre outros. A drenagem é fortemente influenciada pela estrutura geológica devido às variações litológicas e lineamentos. Apresenta, em geral, direção NNE, em um padrão subdendrítico e retangular, caracterizado por ramificações irregulares de cursos d'água em todas as direções, com os afluentes formando ângulos variados com o curso principal, principalmente sobre o substrato pelítico do Grupo Bambuí (Costa, 2008).

Os solos acompanham a diversidade litológica, sendo predominantemente distróficos, do tipo Latossolos, associados às coberturas detrítico-lateríticas e arenitos dos grupos Areado e Mata da Corda. Os Cambissolos são formados a partir de rochas pelíticas, associados a maiores amplitudes e declividades (Costa, 2008).

Em relação à vegetação, predomina o Cerrado, preservado principalmente nas áreas mais acidentadas, já que boa parte foi devastada para cultivos agrícolas e pastagens. Ocorrem ainda alguns enclaves de Mata Atlântica, restritos a alguns vales.

O clima da região do Alto Paranaíba é do tipo Cwa, de acordo com a classificação de Köppen, caracterizado por temperaturas médias anuais de 22 a 18 °C. A precipitação anual é de aproximadamente 1700 mm. Os períodos mais secos ocorrem entre julho e setembro (Costa, 2008).

1.5. Materiais e Métodos

As atividades desenvolvidas para a realização deste estudo incluíram levantamento bibliográfico, trabalho de campo, amostragem, petrografia e geoquímica.

Além de amostras de afloramentos, foram descritos e amostrados testemunhos de quatro furos verticais de sondagem diamantada, disponibilizados pela empresa Verde Fertilizantes Ltda.

1.5.1. Levantamento Bibliográfico

Com a pesquisa bibliográfica realizada, foi feita a integração do conhecimento atual sobre a geologia regional, evolução geotectônica e estrutural da área de estudo. Foi feita a compilação de mapas e imagens de satélite disponíveis para a região.

Foi feita uma síntese dos trabalhos relativos à formação de rochas glauconíticas. Também foi sumarizado o estado da arte referente ao aproveitamento econômico destas rochas.

1.5.2. Geologia e Amostragem

Os dados de mapeamento geológico em escala 1:25.000 foram disponibilizado pela empresa Verde Fertilizantes Ltda (Ackroyd *et al.*, 2014). Este mapa foi modificado neste trabalho a partir da correlação com a estratigrafia de Dardenne (1978), mapas geológicos do Projeto São Francisco (Tuller & Silva, 2003) e do Projeto Fosfato Cedro do Abaeté (Guimarães & Dutra 1969, Chaves *et al.* 1971), bem como perfis de campo realizados em maio de 2013.

Para complementar os dados de campo, foram utilizados quatro testemunhos de sondagem diamantada, disponibilizados pela empresa Verde Fertilizantes Ltda. Os testemunhos foram descritos em detalhe, sendo amostrados para análises petrográficas e geoquímicas.

1.5.3. Petrografia

Os estudos petrográficos foram baseados na descrição macroscópica das amostras de testemunhos de sondagem e afloramentos, bem como na descrição de lâminas delgadas ao microscópio ótico, microsonda eletrônica e microscopia eletrônica de varredura, com a caracterização dos minerais constituintes e suas texturas, além de difração de raios X.

Foram selecionadas amostras dos principais litotipos e encaminhadas para o Laboratório de Laminação do Centro de Pesquisas Manoel Teixeira da Costa do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais (CPMTC/IGC/UFMG). As lâminas foram descritas utilizando o microscópio binocular de luz transmitida ZEISS modelo AXIOSKOP 40 do Laboratório de Caracterização de Rochas Ornamentais do CPMTC/IGC/UFMG. Fotomicrografias foram obtidas por uma câmera acoplada ao microscópio.

1.5.4. Difração de Raios X (DRX)

As análises de difração de raios X tiveram o objetivo de auxiliar na caracterização da mineralogia principal dos verdetes. O método permite a identificação de compostos cristalinos através da colisão de raios X sobre o cristal (Bleicher & Sasaki, 2000). A difração é o desvio na propagação retilínea dos raios X, que são espalhados pelos elétrons dos átomos do cristal, conforme regido pela Lei de Bragg: $n \lambda = 2 d \sin \theta$, onde:

- λ : comprimento de onda da radiação utilizada;
- d: distância entre os planos paralelos sucessivos na estrutura cristalina, planos difratantes com índice de Miller (hkl);
- θ : ângulo de incidência e difração de um feixe de raios X relativamente a um dado plano atômico.

O resultado deste tipo de análise é apresentado sob a forma de um gráfico, denominado difratograma, cujas variáveis são o ângulo 2θ (abscissas) e a intensidade dos picos difratados (ordenadas). Os picos são produzidos quando, para um dado valor de θ , um plano atômico possui distância interplanar “d” que satisfaça à Lei de Bragg. As alturas dos picos são proporcionais às intensidades dos efeitos da difração. Cada estrutura cristalina possui um padrão difratométrico característico. A interpretação dos resultados é feita a partir da comparação dos resultados obtidos com um banco de dados.

As análises foram realizadas no Laboratório de Raios X do CPMTC/IGC/UFMG e os parâmetros estão apresentados no Anexo I.

Também foram realizadas análises Instituto de Desenvolvimento e Pesquisa (IDEIA) da PUC-RS. A análise de rocha total foi realizada pelo método do pó, a amostra da fração argila foi orientada, ambas em difratômetro Bruker D8 Advance, com tubo de cobre operando em voltagem de 40 kV e corrente de 30 mA, varredura de 2 Theta de 3° a 70°, passo de 0,015° e tempo de contagem de 0,2 s. A interpretação dos difratogramas foi realizada com auxílio do *software* DIFFRAC.EVA V3.1, a partir do banco de dados do *Powder Diffraction File* (2013), produzido pelo *International Center for Diffraction Data*.

1.5.5. Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) com Espectrômetro de Energia Dispersiva (EDS)

O microscópio eletrônico de varredura permite visualizar imagens com alta resolução e ampliação. Através do acoplamento do espectrômetro de energia dispersiva é possível obter uma análise qualitativa e semi-quantitativa da composição química dos minerais. Este método analítico consiste em incidir um feixe de elétrons sobre um mineral, fazendo com que os elétrons das camadas mais externas dos átomos excitam-se e mudem de nível energético. Quando esses elétrons retornam à sua posição inicial, é liberada uma energia na forma de comprimento de onda no espectro de raios X. Através de um detector é possível relacionar essa energia com o seu respectivo elemento químico e, assim, identificar o mineral analisado (Dedavid *et al.*, 2007).

As análises foram realizadas no Departamento de Engenharia de Minas da Escola de Engenharia da UFMG. Foi utilizado um microscópio eletrônico de varredura, marca Jeol, modelo JSM-5410, com um espectrômetro em energia dispersiva (EDS) marca Noran, modelo TN-M3055 e acessório para microdifração do feixe de elétrons retroespalhados marca EBSP-Nordif.

Também foram realizadas análises no Centro de Microscopia e Microanálises do Instituto de Desenvolvimento e Pesquisa (IDEIA) da PUC-RS. Foi utilizado um microscópio eletrônico de varredura marca Philips, modelo XL 30, com EDS acoplado, 20 kW, elétrons secundários. Primeiramente as amostras foram quebradas em fragmentos milimétricos; posteriormente estes fragmentos foram fixadas em suportes próprios (*stubs*) com fita condutora de cobre e cola de prata e, por fim, as mesmas foram recobertas com platina, para melhor condução dos elétrons no microscópio.

1.5.6. Microsonda Eletrônica

A análise por microsonda eletrônica permite identificar quantitativamente os teores das fases minerais primárias e secundárias, sendo possível definir a fórmula estrutural dos minerais e confeccionar diagramas de variação composicional.

A lâmina polida foi confeccionada no Laboratório de Laminação do CPMTC/IGC/UFMG. A metalização e as análises foram realizadas no Centro de Microscopia da UFMG. Foi feita a metalização em carbono, sendo utilizada uma metalizadora Bal-Tec, modelo MD20. Foram feitas análises qualitativas e quantitativas com a microsonda eletrônica Jeol 8900 (Anexo II).

1.5.7. Geoquímica

Os dados de análises químicas por fluorescência de raios X (XRF) dos elementos maiores foram disponibilizados pela empresa Verde Fertilizantes Ltda.

As análises foram realizadas a cada 2 m ao longo da camada de verdetes nos testemunhos de sondagem. Para a obtenção das amostras, os testemunhos foram serrados ao meio e enviados ao laboratório da SGS Geosol Ltda em Vespasiano, MG. A preparação das amostras consistiu na secagem a 105 °C, britagem a 3 mm, homogeneização, quarteamento para obtenção de 250 a 300 g, pulverização em moinho de aço com 95% passante em 150 mesh. No laboratório, a cada 20 amostras foram realizados testes granulométricos e inseridas amostras para controle de qualidade. A análise por XRF com fusão em metaborato de lítio identificou os óxidos majoritários e a perda ao fogo (LOI) por calcinação da amostra a 1000 °C.

A geoquímica para elementos traços e terras-raras foi feita por espectrometria de plasma na ACME Analytical Laboratories em quatro amostras de verdetes obtidas em afloramentos.

2. GEOLOGIA REGIONAL

2.1. Contexto Geotectônico da Bacia do São Francisco

A área de pesquisa está inserida na porção sudoeste do Cráton do São Francisco (Figura 2-1), consolidado ao final da Orogênese Brasileira (Almeida, 1977). Após esta orogênese foi instalada a Bacia do São Francisco, intracratônica, pouco deformada na parte central e limitada a oeste pela Faixa Brasília e a leste pela Faixa Araçuaí (Alkmim 2004).

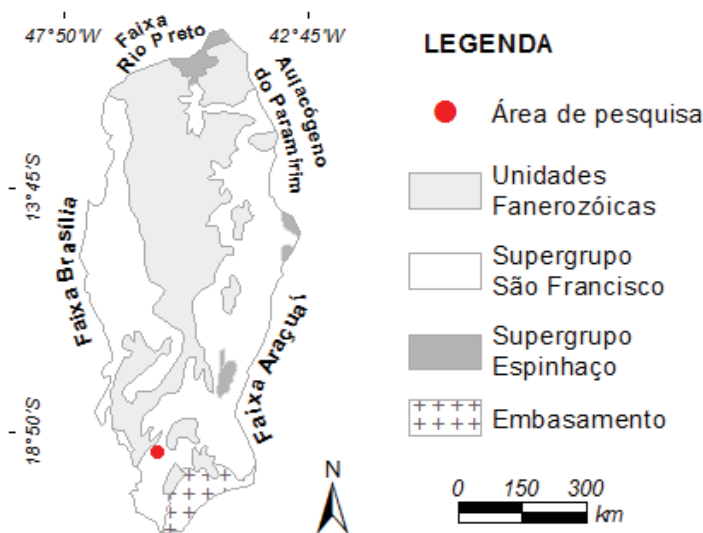


Figura 2-1: Localização da área de pesquisa na Bacia do São Francisco (adaptado de Alkmim 2004)

A Bacia do São Francisco foi interpretada por Alkmim & Martins-Neto (2001) como uma sucessão de bacias superpostas, formadas a partir da ruptura do continente Atlântica, a partir da Tafrogênese Estateriana, cujo intenso rifteamento ocasionou a deposição dos sedimentos continentais e marinhos paleo a mesoproterozóicos do Supergrupo Espinhaço. A coluna estratigráfica da Bacia do São Francisco proposta por estes autores está apresentada na Figura 2-2.

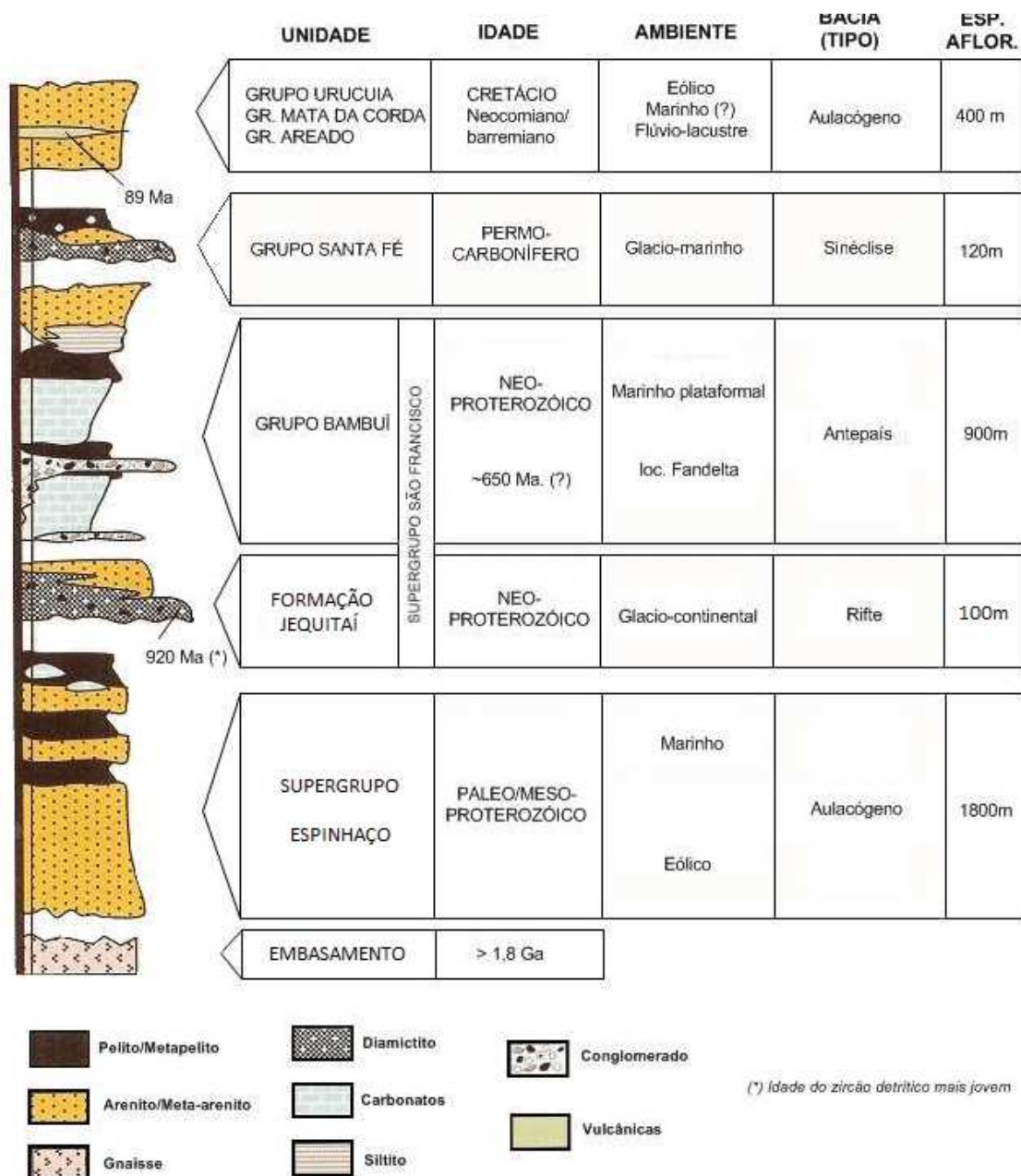


Figura 2-2: Coluna estratigráfica da Bacia Intracratônica do São Francisco (Alkmin & Martins-Neto, 2001)

Os eventos orogenéticos mesoproterozóicos subsequentes promoveram a formação do Supercontinente Rodínia, o qual teria como parte integrante o paleocontinente São Francisco/Congo (Brito-Neves, 1999). O Supercontinente Rodínia começou a se fragmentar durante o período Toniano, com a deposição glaciogênica da Formação Jequitai (Martins-Neto & Alkmim, 2001).

Posteriormente, as sucessivas colisões do paleocontinente São Francisco/Congo com os paleocontinentes Rio de La Plata, África Ocidental, Kalahari e Amazônia, geraram a aglutinação do supercontinente Gondwana Ocidental (Brito-Neves, 1999), com a edificação da

Faixa Brasília, cujos esforços também causariam deformação contemporânea à sedimentação do Grupo Bambuí em uma bacia de ante-país (Martins-Neto & Alkmim, 2001), conforme esquematizado na Figura 2-3.

Ao final do Paleozóico ocorreu a deposição de sedimentos glaciogênicos do Grupo Santa Fé, decorrente de um amplo resfriamento do planeta durante o Permo-Carbonífero (Martins-Neto & Alkmim, 2001). Durante o Cretáceo, a Bacia do São Francisco sofreu uma nova série de rifteamentos que permitiram a deposição do Grupo Areado, além do magmatismo alcalino e sedimentos vulcanoclásticos do Grupo Mata da Corda. Estes rifteamentos cretácicos iriam evoluir para a separação das porções cratônicas São Francisco e Congo, e posteriormente para o desmembramento do supercontinente Gondwana Ocidental, e finalmente, para a formação do Oceano Atlântico Sul (Alkmim & Martins-Neto, 2001).

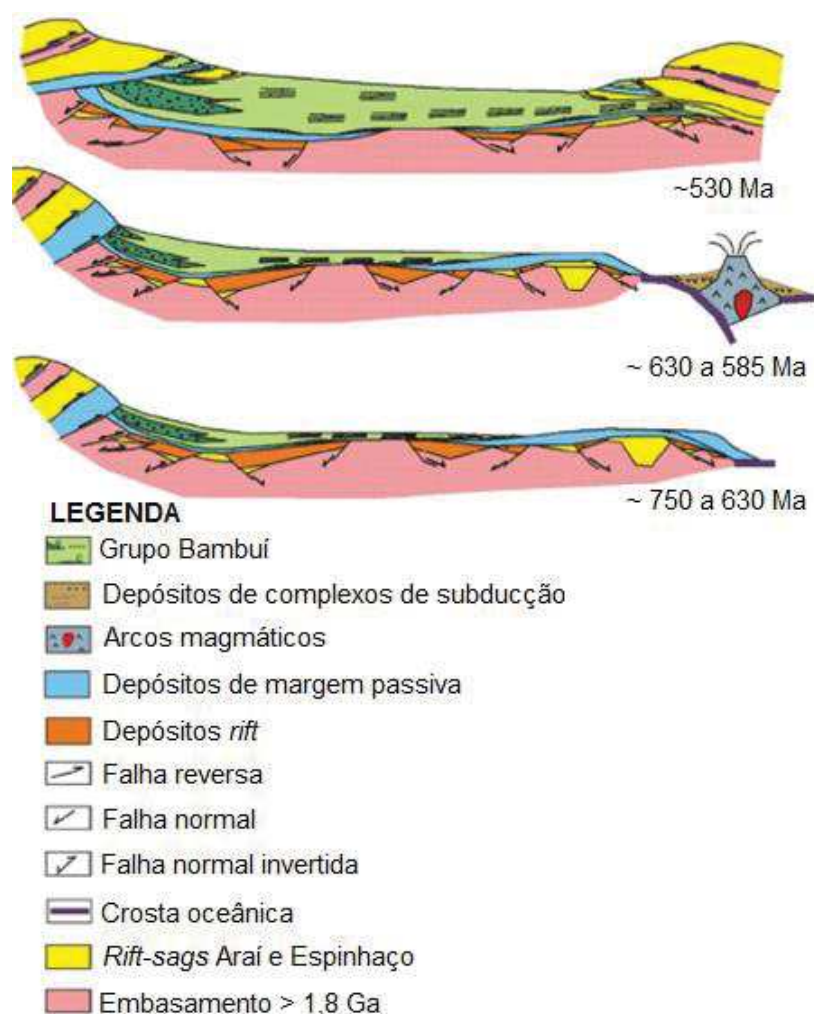


Figura 2-3: Evolução do Cráton São Francisco (modificado de Martins-Neto *et al.* 2001)

2.2. Litoestratigrafia da Região Sudoeste da Bacia do São Francisco

A Figura 2-4 apresenta o mapa geológico da região de São Gotardo, produzido a partir da compilação da Folha Bom Despacho 1:250.000 (Tuller & Silva, 2003), sendo adotadas as unidades estratigráficas definidas por Dardenne (1978). Na área afloram rochas pelíticas neoproterozóicas das formações Serra da Saudade e Serra de Santa Helena do Grupo Bambuí, sobrepostas, por discordância angular e erosiva, por rochas cretáceas do Grupo Areado. Acima do Grupo Areado ocorrem rochas vulcanoclásticas do Grupo Mata da Corda, bem como coberturas detrítico-lateríticas cenozóicas.

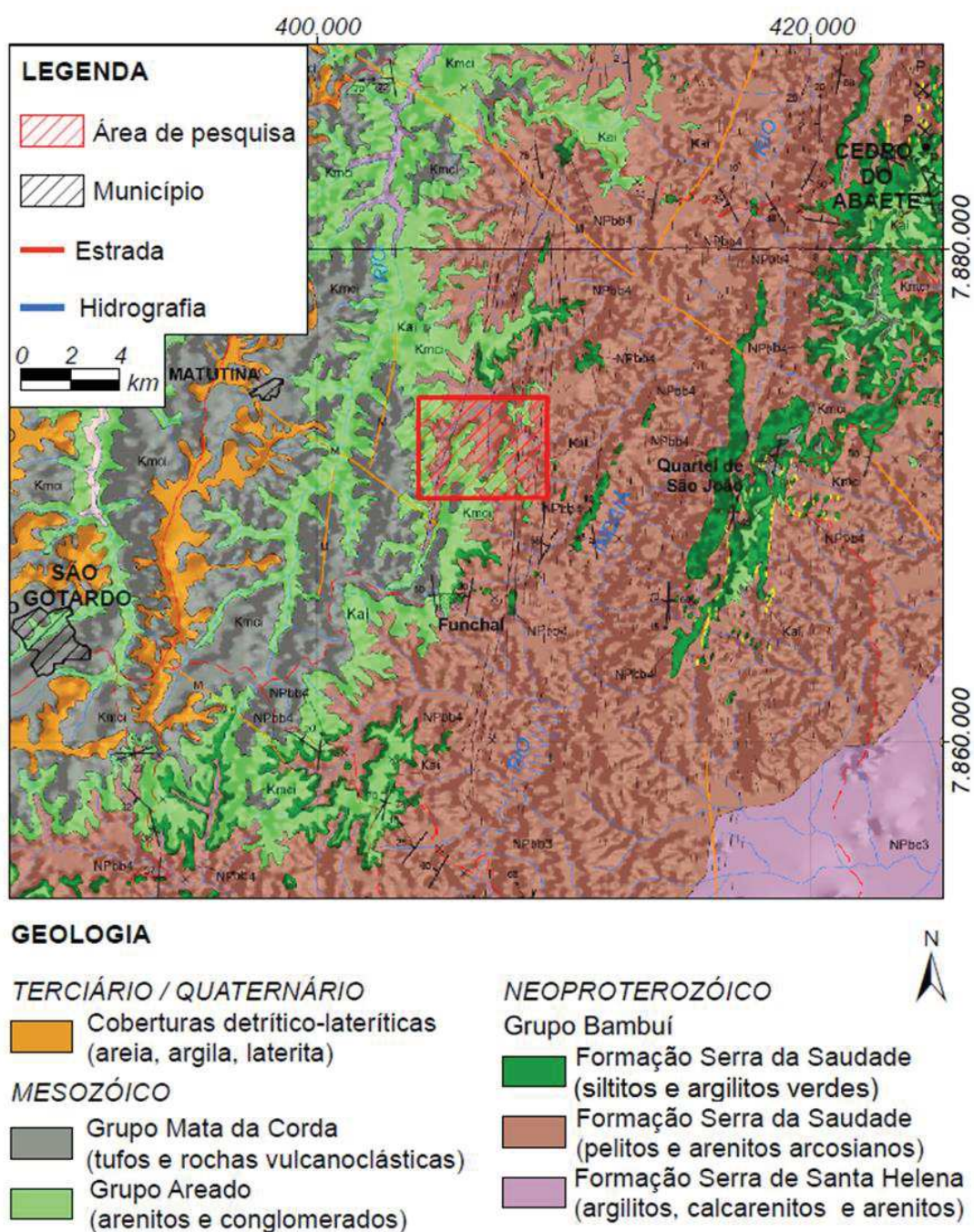


Figura 2-4: Mapa geológico da região de São Gotardo (adaptado de Dardenne 1978 e Tuller & Silva 2003)

2.2.1. Grupo Bambuí

O Grupo Bambuí é a unidade estratigráfica mais importante, que abriga as mineralizações de potássio, contidas nos siltitos verdes (verdetes) da Formação Serra da Saudade. A estratigrafia mais adotada atualmente para o Grupo Bambuí é a proposta por Dardenne (1978), que considera as seguintes formações, da base para o topo: Jequitaí, Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias (Figura 2-5).



**Figura 2-5: Coluna estratigráfica do Grupo Bambuí
(adaptado de Dardenne 1978 e Castro 2004)**

A Formação Sete Lagoas é formada por lentes de calcários e dolomitos intercaladas com margas e pelitos. Atinge 200 m na margem esquerda do Rio São Francisco e até 500 m na região de Montalvânia, MG. Caracteriza um ambiente de deposição marinho raso em regime transgressivo (Brandalise *et al.*, 1976).

A Formação Serra de Santa Helena é constituída por siltitos micáceos cinza esverdeados, folhelhos e margas esverdeadas, siltitos avermelhados, com estratos plano paralelos e marcas de onda; além de intercalações métricas de calcário cinza escuro, com alto teor de enxofre. Segundo Iglesias & Uhlein (2009), atinge 135 m no norte de Minas Gerais, de São Francisco a Itacarambi. Representa uma transgressão gradual da plataforma carbonática e a deposição de uma sucessão predominantemente pelítica (Dardenne, 1978).

A Formação Lagoa do Jacaré é constituída por calcários negros, em estratos paralelos, separados por superfícies onduladas, localmente oolíticos e psolíticos, com nódulos de chert, intensa recristalização e alto teor de enxofre. Ocorrem também brechas intraclasticas,

margas e intercalações de siltitos e folhelhos verdes com gretas de contração e estratificações cruzadas. Na Serra do Sabonetal atinge 140 m de espessura. Deposita-se sobre a Formação Serra de Santa Helena em um contexto regressivo, sobre uma plataforma de alta energia, com retrabalhamento constante e tempestades (Iglesias, 2007).

A Formação Serra da Saudade foi definida por Costa & Branco (1961) como membro superior do Grupo Bambuí. Lima (2005), reconheceu cinco litofácies na região de Cedro do Abaeté (Figura 2-6):

- i) *Ritmitos pelito-arenosos*: litofácies predominante na base da Formação Serra da Saudade, formada por arenitos médios a finos, ricos em micas brancas detríticas e às vezes calcita e dolomita. Os arenitos possuem estratificações planas e cruzadas, marcas onduladas simétricas e as camadas pelíticas, estrutura maciça. Os leitos pelíticos, com 0,5 a 15 cm de espessura, são esverdeados e maciços.
- ii) *Ritmitos pelito-arenosos verdes (verdetes)*: litofácies predominante na região de Cedro do Abaeté e São Gotardo. Ocorrências associadas a corpos lenticulares de extensão quilométrica. São formados pela sucessão de camadas de 0,5 a 15 cm, com ciclos de granodecrescência ascendente, com sedimentos silto-arenosos na base, e argilitos verdes no topo. O mineral responsável pela cor verde característica é a glauconita. Ocorre laminação plana e localmente cruzada tabular, mas predomina estrutura maciça.
- iii) *Carbonatos retrabalhados*: corpos lenticulares de calcarenitos médios e calciruditos que ocorrem na base ou no meio da sequência de ritmitos pelito-arenosos verdes.
- iv) *Ritmito fosfático*: unidade pouco espessa (até 20 m), que ocorre acima dos carbonatos retrabalhados e envolta pelos verdetes. São ritmitos areno-pelíticos cinza claros, estratiformes ou lenticulares, ricos em wavelita e apatita, com teores de P_2O_5 entre 3 e 14%, podendo atingir até 25% em alguns pontos.
- v) *Arenito fino com hummocky*: bancos acamadados ou lenticulares de arenitos imaturos finos a muito finos predominam em direção ao topo da Formação Serra da Saudade. Algumas camadas são maciças, outras ricas em mica branca detrítica, estratificadas paralelamente ao S_0 . Entre os estratos ocorrem *hummockys*, que evidenciam eventos de tempestades.

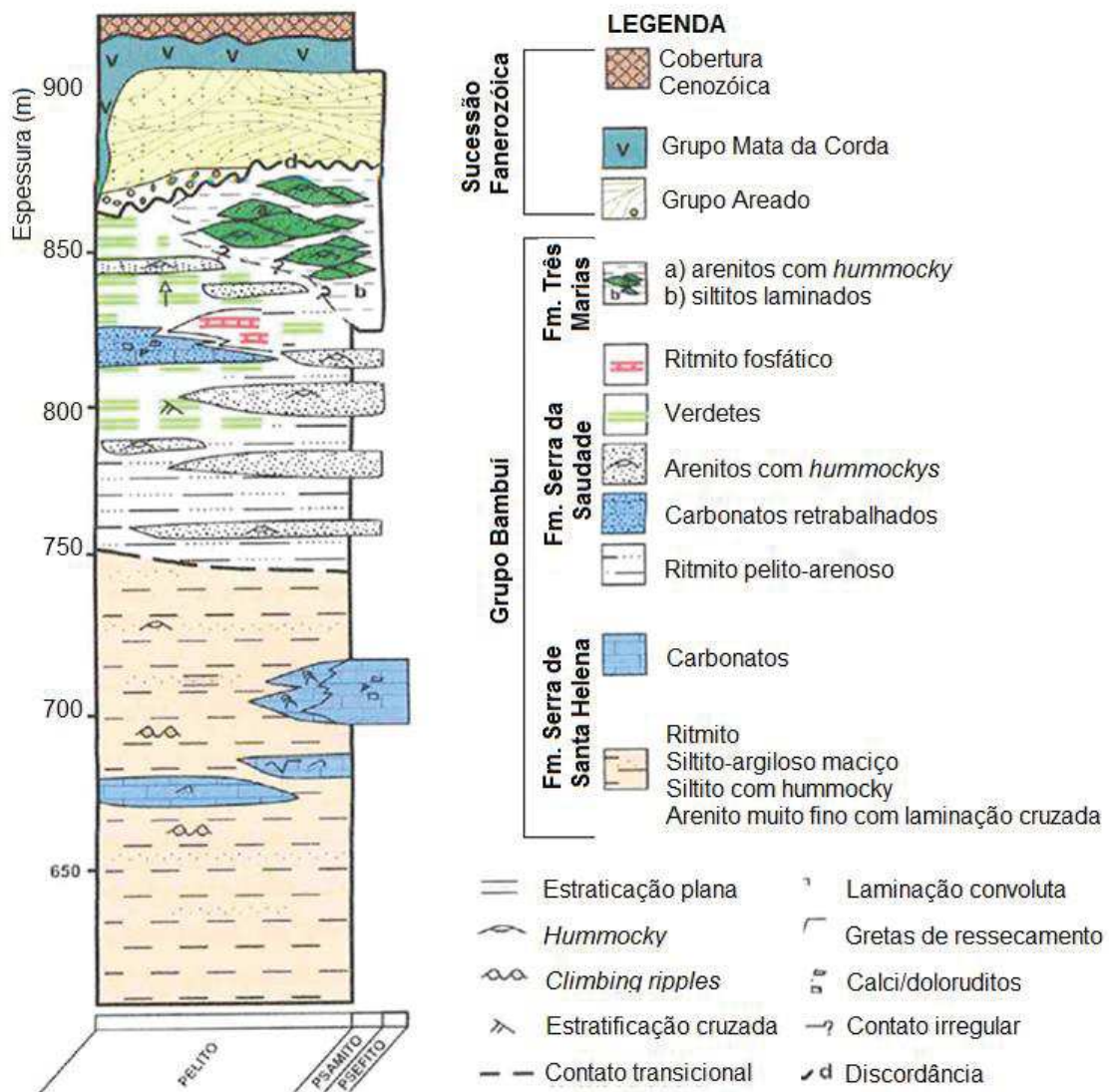


Figura 2-6: Coluna estratigráfica da Formação Serra da Saudade (Lima, 2005)

A distribuição espacial da Formação Serra da Saudade na Bacia Bambuí apresenta espessuras de 25 a 200 m (Dardenne, 1978). O contato com a Formação Lagoa do Jacaré é concordante e gradacional, mas na região da Serra da Saudade esta formação ocorre acima da Formação Serra de Santa Helena (Lima, 2005). De acordo com Tuller *et al.* (2010), a Formação Serra da Saudade distribui-se em uma faixa contínua nordeste-sudoeste que se estende do Rio São Francisco na BR-262, passando por Engenho do Ribeiro, Martinho Campos, Abaeté, Pompéu e Silva Campos, onde sofre uma inflexão para leste, abrangendo Cachoeira do Choro e Bananal, indo até Cordisburgo.

A Formação Três Marias é caracterizada por uma sequência de arcóseos, arenitos e siltitos com raras lentes de argilitos (Iglesias, 2007). Apresentam estratificações e laminações cruzadas de baixo ângulo e incipientes marcas onduladas. Atingem espessuras de 180 a 250 m,

principalmente na porção central da Bacia Bambuí, próximo à Represa de Três Marias (Lima, 2005). Está sobre contato gradacional com a Formação Serra da Saudade, tendo sido depositada na borda da bacia, em uma importante regressão, em ambiente plataformal-deltáico em evolução para flúvio-deltáico. Esta unidade representa uma grande mudança nas condições plataformais reinantes durante a sedimentação das unidades inferiores do Grupo Bambuí (Lima 2005, Iglesias 2007).

As formações do Grupo Bambuí representam três ciclos de sedimentação regressiva, em ambiente marinho raso com influência de ondas de tempestades (Dardenne 1978, Uhlein *et al.* 2004). Na base, as formações Jequitaí e Carrancas, mostram desenvolvimento regional do embasamento oriental da Bacia Bambuí na Faixa Araçuaí (Uhlein *et al.* 2004). Na porção oeste da Bacia do São Francisco, no limite com a Faixa Brasília, foram incorporadas duas unidades ao Grupo Bambuí, após Dardenne (1978):

- i) *Formação Samburá* (Castro 1997, Castro & Dardenne 2000): associação de arenitos arcossianos, pelitos e conglomerados, relacionada a uma sedimentação tipo *debris-flow*, com proveniência do soerguimento da Faixa Brasília, a oeste.
- ii) *Formação Lagoa Formosa* (Seer *et al.* 1987, 1989, Baptista 2004, Uhlein *et al.* 2004, Uhlein *et al.* 2011): associação de litofácies compostas por diamictitos, arenitos, conglomerados e carbonatos, relacionada a uma sedimentação em leques submarinos em um contexto de bacia tipo *foreland* proximal, associada ao soerguimento da Faixa Brasília. Siltitos e jaspilitos representam correntes de turbidez associadas a paleoaltos onde houve a precipitação de carbonatos.

Considerando a complexidade de sua estratigrafia, a Bacia Bambuí pode ser dividida em dois compartimentos distintos: ocidental e oriental (Uhlein *et al.* 2004). O setor oriental é caracterizado por uma sedimentação plataformal, com menores taxas de subsidência e forte controle eustático. No setor ocidental, onde ocorrem as formações Samburá e Lagoa Formosa, há maior subsidência e controle tectônico na sedimentação, com ocorrência de conglomerados.

O Grupo Bambuí está relacionado a uma bacia do tipo ante-país (*foreland*) associada à Orogênese Brasileira (Chang *et al.* 1988, Guimarães 1997, Castro & Dardenne 2000, Dardenne 2000, Martins-Neto & Alkmim 2001). Zalán & Romeiro Silva (2007) consideram a Bacia Bambuí como intracratônica na base e de ante-país no topo.

2.2.2. Grupo Areado

O Grupo Areado está subdividido nas formações Abaeté, Quiricó e Três Barras (Sgarbi *et al.* 2001, Fragoso 2011).

A Formação Abaeté corresponde a fácies de leques aluviais e outro de rios entrelaçados de alta energia (Campos & Dardenne, 1997). O Membro Carmo é representado por paraconglomerados com seixos de siltito e matriz arenosa, arenitos líticos e arenitos imaturos, depositados sob fluxos laminares. O Membro Canabrava é composto por ortoconglomerados quartzíticos, com intercalações de arenitos quartzosos com estratificações cruzadas. A sedimentação da Formação Abaeté foi controlada por correntes aquosas em regime de fluxo superior, relacionada a um ambiente fluvial entrelaçado grosso (Campos & Dardenne 1997), depositando sucessões conglomeráticas com subordinações psamíticas.

A Formação Quiricó representa uma sequência lacustre tipo *playa lake*, com arenitos, siltitos, argilitos e lentes de calcretes. Sua associação faciológica é representada por fácies de pelitos e arenitos finos, maciços; fácies arenitos médios; fácies de pelitos laminados; fácies de calcários e margas e fácies de calcretes (Sgarbi *et al.* 2001).

A Formação Três Barras apresenta duas associações faciológicas, sendo uma associada a um ambiente flúvio-deltáico (Sgarbi 1989 *apud* Sgarbi *et al.* 2011) e fluvial meandrante (Seer *et al.* 1989) e outra relacionada a um ambiente eólico. O Membro Quintinos é representado por fácies de arenitos sigmoidais, finos, feldspáticos, com estratificação plano-paralela; fácies de arenitos finos em bancos, com finas lentes de pelitos; e fácies de arenitos médios conglomeráticos em bancos, com estratificações cruzadas acanaladas. O Membro Olegário possui arenitos com estratificações cruzadas de grande porte e plano-paralelas, com deformações sinsedimentares (Sgarbi *et al.* 2001).

2.2.3. Grupo Mata da Corda

O Grupo Mata da Corda está dividido nas formações Patos e Capacete:

A Formação Patos é a unidade basal do Grupo Mata da Corda e engloba as rochas vulcânicas e subvulcânicas kamafugíticas. Ocorrem vulcanoclásticas do tipo auto-brechas ou depósitos de conduto associadas a elas. São rochas bastante semelhantes, sendo, macroscopicamente, afanitos, geralmente porfiríticos e faneritos finos, porfiríticos ou não (Sgarbi *et al.* 2001).

A Formação Capacete é composta por rochas epiclásticas, fácies vulcanoclástica composta por conglomerados, arenitos epiclásticos, e também argilitos. A Formação Capacete

representa o produto do retrabalhamento das rochas vulcânicas da Formação Patos, tendo sido originado de fluxos piroclásticos, intemperismo e erosão das lavas transportadas por leques aluviais (Sgarbi *et al.* 2001).

2.2.4. Coberturas Cenozóicas

A geologia da Era Cenozóica na região compreende coberturas elúvio-colúviais laterizadas, compostas por sedimentos arenosos e argilo-arenosos avermelhados associados a níveis de canga laterítica; e coberturas arenosas elúvio-colúviais, representadas por sedimentos arenosos, argilo-arenosos e argilo-siltosos beges, amarelados, róseos a esbranquiçados (Tuller & Silva, 2003).

2.3. Geologia Estrutural da Bacia do São Francisco

A área de estudo está localizada na porção sul da Bacia do São Francisco (Figura 2-7), dividida em três compartimentos estruturais (Alkmim & Martins-Neto, 2001):

- i) *Oeste*: compartimento com deformação expressiva associada à Faixa Brasília;
- ii) *Leste*: compartimento com influência da Faixa Araçuaí;
- iii) *Central*: rochas com acamamentos sub-horizontais e ausência de deformação.

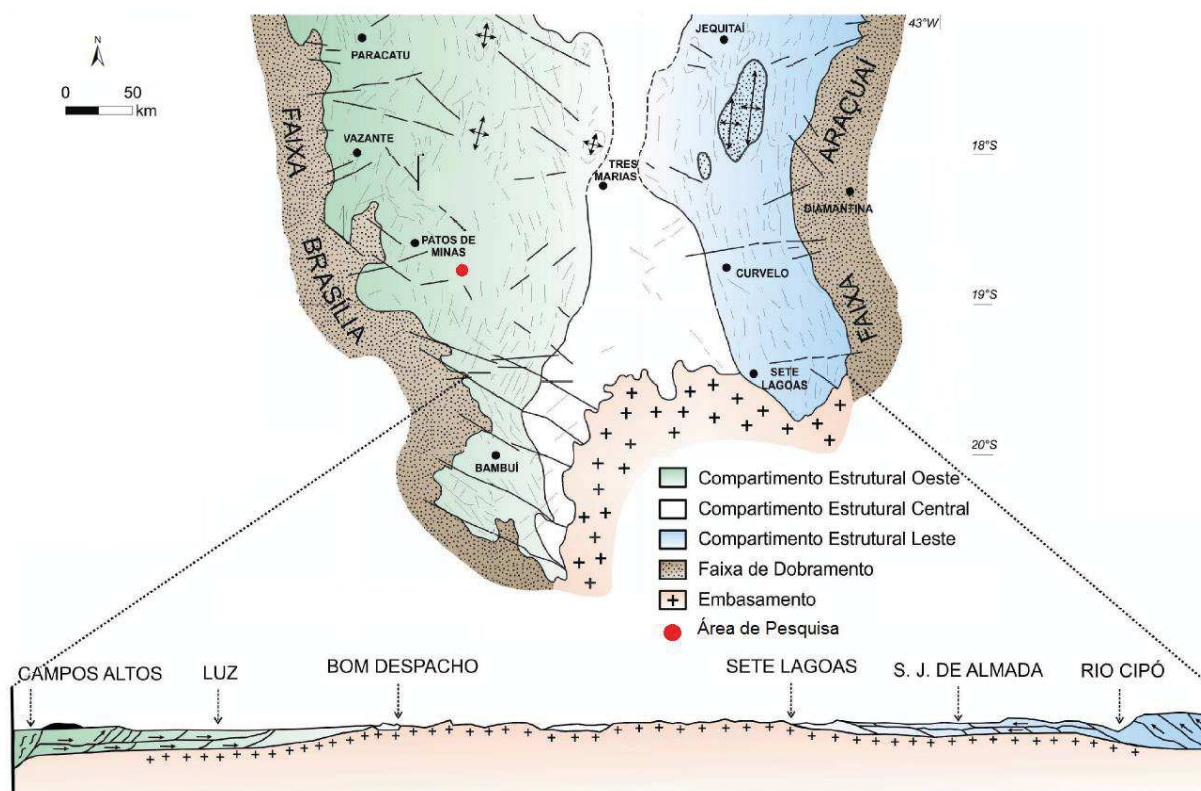


Figura 2-7: Compartimentação estrutural da Bacia do São Francisco (modificado de Alkmim & Martins-Neto 2001)

Na porção sul do compartimento W, tem-se dobras de escalas variadas e falhas inversas, parcialmente truncadas por falhas transcorrentes sinistrais, orientadas preferencialmente NNE-SSW, vergendo para E, como reflexo da deformação causada pela Orogênese Brasileira.

Já a porção norte do compartimento W é caracterizada por dobras, falhas de empurrão, inversas e transcorrentes dextrais de orientação NE-SW, que representam um cinturão epidérmico de ante-país (Alkmim & Martins-Neto 2001).

No compartimento E, relacionado à Faixa Araçuaí, as rochas apresentam clivagem plano-axial e grau metamórfico aumentando progressivamente para leste, que representa um cinturão epidérmico de ante-país vergente para W (Alkmim & Martins-Neto 2001).

Nas unidades cretácicas ocorrem estruturas rúpteis, geralmente fraturas e falhas. Um conjunto mais antigo pode ser relacionado às falhas normais da abertura do rifte no qual se depositou o Grupo Areado, que, possivelmente, reativou falhas mais antigas do Grupo Bambuí. Outra fase de estruturas rúpteis está relacionada às intrusões do Grupo Mata da Corda, que teriam gerado dobras e falhas de escalas diversas. Cortando todo o pacote cretácico, ocorreu uma reativação de estruturas brasileiras, formando falhas normais sinistrais de direção NE-SW (Alkmim & Martins-Neto 2001).

O compartimento central da bacia é praticamente indeformado, com metamorfismo incipiente e acamamentos predominantemente sub-horizontais (Alkmim & Martins-Neto 2001).

2.4. Geocronologia do Grupo Bambuí

As primeiras estimativas de idade do Grupo Bambuí foram de 619 ± 17 Ma, obtidas pela datação Rb/Sr em pelitos da Formação Paraopeba na região de Januária, Minas Gerais (Bonhomme, 1976).

Dardenne (1981), com base na identificação de estromatólitos colunares pertencentes ao Supergrupo *Gymnosolenida*, com aproximação ao Grupo *Linnela avis*, estimou uma idade de 900 a 650 Ma para o Grupo Bambuí.

Parenti-Couto *et al.* (1981), em datações Rb/Sr realizadas em pelitos das formações Paraopeba e Três Marias, apresentaram idades de sedimentação e diagênese de 640 ± 15 e 590 ± 40 Ma, respectivamente.

Bonhomme *et al.* (1982), a partir do cálculo de isócronas Rb-Sr de rocha total em argilitos das regiões centrais da bacia, inclusive em verdetes, calculou idades de 690 a 560 Ma.

Foram interpretadas como idades mínimas de sedimentação, relacionadas a uma abertura do sistema durante os eventos deformacionais do Brasiliano.

Babinski *et al.* (2007) dataram os carbonatos de capa da base da Formação Sete Lagoas pelo método Pb-Pb, fornecendo uma isócrona de 720 ± 22 Ma.

Rodrigues (2008) e Pimentel *et al.* (2011) dataram zircões detríticos encontrados na transição entre as formações Sete Lagoas e Serra de Santa Helena em 610 Ma, indicando uma discordância, com importante hiato de aproximadamente 120 Ma dentro dos carbonatos da Formação Sete Lagoas. Esta discordância também está evidenciada em seções sísmicas (Zalán & Romeiro Silva, 2007).

Lima (2011), ao considerar idades U/Pb de zircões detríticos de níveis arenosos intercalados nas formações Sete Lagoas e Serra de Santa Helena, e dados da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, provenientes de calcários das formações Sete Lagoas e Lagoa do Jacaré, limita a idade máxima do Grupo Bambuí em 610 Ma, reforçando a idade Ediacarana.

Caxito *et al.* (2012), a partir de comparações litotípicas e isotópicas, interpretaram uma idade relacionada ao evento glacial Marinoano (~635 Ma) para a glaciação da Formação Jequitai e os carbonatos de capa da Formação Sete Lagoas. Interpretaram o hiato dentro da Formação Sete Lagoas com um tempo inferior aos 120 Ma propostos por Rodrigues (2008) e Pimentel *et al.* (2011).

Valeriano *et al.* (2000) e Pedrosa-Soares *et al.* (2011) consideram a idade mínima para a deposição do Grupo Bambuí como ~567 Ma para a parte ocidental da bacia e ~570 Ma para a porção oriental. As idades mínimas foram interpretadas como a idade de resfriamento de muscovitas provenientes de *nappes* da Faixa Brasília empurradas sobre as rochas do Grupo Bambuí, a oeste. Idades U-Pb de granitos sin-colisionais da Faixa Araçuaí devem marcar a idade da deformação do Grupo Bambuí a leste. Segundo Caxito *et al.* (2012), a idade mínima para deposição do Grupo Bambuí está entre 635-570 Ma.

2.5. Trabalhos Anteriores sobre os Verdetes

As pesquisas geológicas na região da Serra da Saudade tiveram início na década de 1960, com os trabalhos realizados pelo Professor Djalma Guimarães e pela Comissão do Vale do São Francisco, com foco na prospecção de fosfato em Cedro do Abaeté. Com os resultados positivos, o DNPM tornou-se o responsável pela pesquisa geológica e avaliação do potencial econômico das ocorrências de fosfato na região (Chaves *et al.*, 1971).

Do ponto de vista petrográfico, os verdetes foram caracterizados primeiramente por Guimarães (1964) como xistos verde azulados, com aspecto argiláceo, constituídos por hidromicas e hidrossilicato ferroso, similar ao folhelho quando decomposto.

Posteriormente, Guimarães (1967), descreveu as ocorrências de verdetes como folhelhos verdes, definindo melhor sua ocorrência, do norte de Cedro do Abaeté, a oeste da Serra da Saudade, com largura média de 5 km, se estendendo por 40 km na direção N-S, acompanhando o Rio Indaiá.

Nos anos de 1967 e 1968 foram realizados diversos trabalhos na região de Cedro do Abaeté, desenvolvidos pelo DNPM, com foco no fosfato associado aos verdetes, denominado Projeto Fosfato de Cedro do Abaeté.

Guimarães & Dutra (1969) consideraram os verdetes a oeste de Cedro do Abaeté como xistos glauconíticos, azulados quando frescos. Esta camada, de espessura entre 25 e 35 m, com maior espessamento nas charneiras de dobras sinclinais e diminuição nos anticlinais devido à erosão, foi verificada em uma área de mais de 200 km². Segundo estes autores, o teor de K₂O varia de 4% na superfície a 8% nas rochas abaixo de 10 m de profundidade, se elevando com um aumento de profundidade. Neste trabalho, os autores estimaram uma reserva superior a 6 bilhões de toneladas.

Costa & Oliveira (1970) sugerem que o mineral verde predominante nos verdetes é uma illita, devido aos altos teores de K₂O (6,2 – 10%) e baixo FeO (6,4%).

A partir de 1970, os trabalhos de geologia passaram a ser desenvolvidos pela CPRM, que realizou mapeamentos geológicos em escalas de 1:50.000, 1:25.000 e 1:5.000 na região da Serra da Saudade. Chaves *et al.* (1971), no *Relatório do Projeto Fosfato de Cedro do Abaeté*, descreveram os verdetes como argilitos e siltitos com cor verde azulado, com teores elevados em potássio. Por meio de petrografia convencional, identificaram:

- i) *Fácies hidro-micáceo*: formado por glauconita e illita, com pouco quartzo associado;
- ii) *Fácies quartzo-micáceo*: depositado na borda da bacia, a menores profundidades, onde há maior contribuição detrítica.

Chaves *et al* (1971) apontam o potencial dos verdetes na produção de fertilizantes potássicos devido ao alto teor de K_2O . Como o objetivo do trabalho realizado pela CPRM era a exploração de fosfato, mas esta foi considerada inviável economicamente, os trabalhos na região foram gradualmente interrompidos. No entanto, outras pesquisas foram realizadas sobre os verdetes, com foco na caracterização tecnológica para aplicação como fertilizante.

Bonhomme (1976), estudando os verdetes para datações Rb/Sr, reconheceu illita, esmectita e clorita como constituintes da matriz, além de quartzo e feldspato potássico, não mencionando a presença de glauconita.

Pereira (1987) apresentou a caracterização tecnológica dos verdetes para a produção de fertilizantes. A rocha foi definida como um argilito verde escuro laminado, denso e às vezes compacto, com fratura conchoidal. Ocorre algumas vezes intercalado com argilito, pacote que representaria a sedimentação mista entre o argilito da base (estéril em potássio) e os verdetes glauconíticos (minério). Segundo a autora, a espessura dos verdetes é superior a 50 m na região de Cedro do Abaeté. A cerca de 2,5 m de profundidade a rocha é compacta, densa, de fratura conchoidal e cor verde intensa, com maior teor de K_2O que em superfície. Por difração de raios X foram identificadas illita e glauconita como minerais principais.

De acordo com Valarelli *et al.* (1993), na região de Cedro do Abaeté, em área mapeada pela DOCEGEO, a reserva de verdetes foi calculada em 1,5 bilhões de toneladas a 11% de K_2O , sendo identificadas lentes de fosforitos com teores de até 27% de P_2O_5 .

Lima (2005), a partir de análise litoquímicas e mineralógicas, definiu os verdetes como ritmitos pelito-arenosos verdes, que atingem até 80 m de espessura na região de Cedro do Abaeté. Os verdetes são formados pela sucessão de camadas de 0,5 a 15 cm com ciclos de granodecrescência ascendente, iniciada na base pela granulometria silto-arenosa e no topo por lâminas argilosas de cor verde escura. A partir de análises petrográficas, difração de raios X e microsonda eletrônica, foi identificada a glauconita como mineral cromóforo, além de mica branca, quartzo, albita, microclina, caulinita, clorita, hematita e raramente apatita. A deposição desta sequência foi relacionada a uma rápida transgressão marinha que ocorreu em um contexto plataformal com influência de correntes de turbidez e episódios de tempestade (Uhlein *et al.* 2004, Lima 2005, Lima *et al.* 2007).

Piza *et al.* (2009) caracterizaram os verdetes como metassedimentos pelíticos com predominância de glauconita, quartzo, feldspato potássico, albita, mica branca, clorita, magnetita, caulinita e opacos. Consideraram que a cor verde é dada pela presença de ferro. Segundo eles, o teor de K_2O varia de 7 a 14%. Neste trabalho, a petrografia foi baseada apenas em difração de raios X e microscopia ótica.

Silva *et al.* (2012 a, b) fizeram a caracterização do verdete por difração de raios X, fluorescência de raios X e espectrometria no infravermelho, e comprovaram que a rocha possui 7% em massa de K_2O , associado à glauconita. Os teores de SiO_2 em torno de 65% estão relacionados ao quartzo. Também foram identificados clorita, serpentina e illita.

A empresa Verde Fertilizantes Ltda possui um importante projeto na região de São Gotardo, que visa o aproveitamento econômico dos verdetes na produção de fertilizantes potássicos, com um total de recursos minerais de 1,47 bilhões de toneladas com um teor de 9,28% de K_2O (recursos medidos + indicados a um teor de corte de 7,5% de K_2O) (Verde Potash PLC, 2014). Os trabalhos de exploração têm sido desenvolvidos desde 2008, com a realização de sondagens e análises química ao longo das ocorrências de verdetes. A sequência mineralizada, com teores de K_2O de 6 a 12%, foi descrita como um meta-argilito glauconítico laminado, composto por glauconita, quartzo, feldspato potássico, sericita/illita, biotita e clorita. A espessura da camada varia de 15 a 80 m (Ackroyd *et al.*, 2014).

3. IMPORTÂNCIA ECONÔMICA DO POTÁSSIO

3.1. Introdução

O potássio é um elemento químico de número atômico 19 e massa atômica 39,0983. O símbolo K provém do latim *Kalium*, derivado do árabe *quali*, que significa álcali. É um dos metais mais reativos e eletropositivos. Foi o primeiro metal a ser isolado por eletrólise a partir da potassa cáustica presente em cinzas de árvores. O produto residual era chamado “*pot ash*” (Nascimento & Lapidou-Loureiro, 2004).

Assim como o fósforo, é um elemento indispensável à vida por entrar na composição do núcleo das células de todos os seres vivos. Está envolvido em vários processos metabólicos das plantas, como a ativação enzimática, controle osmótico de fluxo de água, produção e quebra das cadeias de carboidratos e balanço de cargas (Nascimento & Lapidou-Loureiro, 2004).

3.2. Importância do Potássio

Registros da importância do potássio na agricultura são encontrados desde a Antiguidade. Existem referências da utilização como fertilizantes de cinzas resultantes da queima de árvores ou peixes, materiais ricos em potássio (Nascimento & Lapidou-Loureiro, 2004).

Cerca de 90% do potássio utilizado na agricultura é aplicado na forma de Cloreto de Potássio (KCl). Também pode ser aplicado na forma de sulfato, principalmente em solos com deficiência de enxofre ou culturas que não toleram o íon Cl^- , tais como tabaco, batata, tomate, cenoura e algumas frutas.

Dentre as principais funções agronômicas, Nascimento & Lapidou-Loureiro (2004) citam:

- Influência no transporte de elétrons durante a fotossíntese e conseqüentemente melhora da capacidade energética da planta e maior assimilação do carbono;
- Contribuição na síntese de carboidratos, proteínas e lipídios;
- Aumento na resistência a pragas de doenças;
- Melhoria na qualidade do produto colhido.

3.3. Formas de Ocorrência

O potássio está normalmente em equilíbrio dinâmico na natureza, mas a agricultura intensiva provoca perdas que devem ser compensadas por adubação. Por suas dimensões e carga iônica, o potássio tende a se concentrar nas fases finais da atividade magmática. O teor de potássio na litosfera é da ordem de 1,58%, com variações acentuadas em função da litologia. Enquanto nos granitos o teor médio é de 4,5%, em diabásios é de 0,53% e nos basaltos dos fundos oceânicos é sempre inferior a 0,3%. Litófilo, entra, de acordo com suas afinidades geoquímicas, com mais de 2% na composição de mais de trezentos minerais, sendo um dos mais abundantes na crosta terrestre (Mason, 1971).

Está distribuído no solo sob as seguintes formas (Nascimento & Lápido-Loureiro, 2004):

- Componente estrutural em minerais primários e secundários, correspondendo a cerca de 98% do total. Torna-se disponível no solo apenas com sua decomposição;
- Fixado temporariamente entre lâminas de argilominerais expansíveis (e.g. illita);
- Na forma facilmente trocável por uma solução não tamponada de sal neutro (2 a 8 %);
- Dissolvido nas soluções do solo (0,1 a 0,2 %);
- Contido na matéria orgânica (traços).

Os minerais minério de potássio são principalmente os sais solúveis silvita e carnalita, formados pela deposição química nas bacias evaporíticas. Também são utilizadas misturas de silvita e halita, denominada silvinita, além de sulfatos (Pereira, 1987). Os principais sais de potássio estão apresentados na Tabela 3-1.

Os depósitos típicos de potássio são evaporitos, formados por deposição química. Constituem estratos de espessuras muito variáveis que podem se estender por superfícies consideráveis. Frequentemente as camadas de sais de potássio apresentam-se interestratificadas com as de outros sais comuns, como cloreto de sódio.

Tabela 3-1: Principais sais de potássio e seus respectivos teores equivalentes em K₂O

Mineral	Fórmula Química	K ₂ O equivalente (%)
Silvita	KCl	63,2
Carnalita	KCl.MgCl ₂ .H ₂ O	16,9
Silvinita	KCl + NaCl	10,4
Arcanita	K ₂ SO ₄	54,1
Cainita	KCl.MgSO ₄ .3H ₂ O	18,9
Langbeinita	K ₂ SO ₄ .2MgSO ₄	22,7
Leonita	K ₂ SO ₄ .2MgSO ₄ .4H ₂ O	25,7
Polialita	K ₂ SO ₄ .MgSO ₄ . 2CaSO ₄ .2H ₂ O	15,6
Schoenita	K ₂ SO ₄ .MgSO ₄ .6H ₂ O	23,4
Singeita	K ₂ SO ₄ .CaSO ₄ .H ₂ O	28,6

Rochas ricas em silicatos de potássio como sienitos, mica-xistos, ardósias, arcóseos e siltitos, podem ser utilizadas na produção de fertilizantes (Pereira 1987, Nascimento & Lapidou-Loureiro 2004). Estas rochas contêm feldspatóides, feldspatos potássicos e/ou minerais do grupo das micas. Em comparação com os evaporitos, que são solúveis em água, estes minerais possuem menor teor de K₂O e baixa solubilidade (Tabela 3-2). No caso dos silicatos, em que o potássio está na rede cristalina, o processo de dissolução só é possível a partir de ataque químico ou tratamento térmico. Estas rochas também podem ser usadas para aplicação direta como fertilizantes de solubilização lenta.

Tabela 3-2: Comparação dos teores equivalentes em K₂O e solubilidade em água entre a silvita e os principais silicatos de potássio

Mineral	Fórmula Química	K ₂ O equivalente (%)	Solubilidade em água
Silvita	KCl	60	Alta
Glauconita	KMg(Fe,Al)(SiO ₃) ₆ .3H ₂ O	10 – 15	Moderada
Flogopita	KMg ₃ Al(OH)Si ₄ O ₁₀	10 – 15	Moderada
Biotita	K ₂ (Mg,Fe) ₂ (OH) ₂ (AlSi ₃ O ₁₀)	10	Moderada
Moscovita	KAl ₂ (OH) ₂ (AlSi ₃ O ₁₀)	5 – 10	Baixa
Kalsilita	KAlSiO ₄	25 – 30	Baixa
Leucita	KAl(SiO ₃) ₂	15 – 20	Baixa
Nefelina	(Na,K)(Al,Si) ₂ O ₄	5 – 10	Baixa
Feldspatos alcalinos	(K,Na)AlSi ₃ O ₈	5 – 15	Baixa

3.4. Produção e Consumo de Potássio no Brasil

Em termos mundiais, mais de 95% da produção de potássio é utilizada como fertilizante, sendo 90% desta produção na forma de Cloreto de Potássio. O restante é consumido pela indústria química. O sulfato de potássio e o sulfato duplo de potássio e magnésio também são usados como fertilizantes, mas em menor proporção, sendo aplicados em culturas específicas (Oliveira, 2015).

O Brasil é um dos principais consumidores de potássio do mundo. A produção interna encontra-se muito abaixo da demanda pelo produto, representando cerca de 6% do consumo interno. As exportações brasileiras são destinadas a países da América do Sul. As principais estatísticas, de acordo com o DNPM, estão apresentadas na Tabela 3-3.

Tabela 3-3: Estatísticas do Potássio no Brasil

Discriminação		2011	2012	2013
Produção (t)	KCl	625.300	548.500	492.151
	K ₂ O equivalente	395.002	346.509	310.892
Importação (t)	K ₂ O equivalente	4.607.449	4.225.774	4.880.907
Exportação (t)	K ₂ O equivalente	9.553	12.187	33.956
Consumo* (t)	K ₂ O equivalente	4.992.898	4.560.096	5.157.843
Preço (US\$ FOB /t)	K ₂ O equivalente	760,34	831,29	681,14

* consumo aparente = produção + importação – exportação

De acordo com o DNPM (Oliveira, 2015), a produção de potássio fertilizante no Brasil está restrita ao complexo mina/usina Taquari-Vassouras, em Sergipe, operada pela Vale Fertilizantes S.A. Em 2013 foram produzidas 492.000 toneladas de KCl, correspondendo a 311.000 toneladas de K₂O equivalente. A mina está em atividade desde 1985, tendo sido exploradas 44,08 milhões de toneladas de silvinita. A capacidade total instalada da mina atualmente é de 3,2 milhões de toneladas/ano (ROM) e a vida útil, prevista, é de mais 3 anos. Existe a possibilidade de reavaliação de reservas, com a expectativa de ampliação da vida útil da mina até 2022.

Está em fase de implantação, também pela Vale, um projeto para aproveitamento da carnalita, com previsão de produzir 1,2 milhões de toneladas de KCl por ano, com uma vida útil de 40 anos. Outros projetos, como exploração de silvinita em Santa Rosa de Lima e no Amazonas ainda estão em desenvolvimento (Oliveira, 2015).

A utilização dos verdetes como matéria prima principal na produção de fertilizantes inovadores decorre da importância que o potássio representa na economia brasileira atual.

3.5. Uso dos Verdetes como Fonte de Potássio para Agricultura

O aproveitamento econômico dos verdetes da Formação Serra da Saudade está relacionado principalmente às concentrações elevadas de glauconita e aos altos teores de potássio, possibilitando sua aplicabilidade como fertilizante e condicionador do solo.

As propriedades agronômicas de rochas glauconíticas têm sido descritas desde o século XVIII (Tedrow, 2002). A principal fonte de glauconita são rochas conhecidas como *Greensand*, com ampla distribuição mundial, com os principais depósitos nos EUA, Inglaterra, França, Alemanha, Hungria, Bélgica, Rússia, Austrália, Nova Zelândia e África do Sul (Dooley, 2006).

Em New Jersey, EUA, existem registros de aplicações do *Greensand* com resultados agronômicos positivos desde 1760. Durante a Primeira Guerra Mundial, a interrupção das vendas de potássio pela Alemanha estimulou um aumento na produção de KCl nos EUA e a prospecção de novas fontes, com conseqüente ampliação da indústria de *Greensand*. Atualmente sua aplicação é principalmente como condicionador de solo (Tedrow, 2002).

Um *Greensand* é tipicamente composto por glauconita, muscovita, illita, quartzo e feldspato, podendo conter hornblenda, magnetita, augita, zircão, epidoto, turmalina e granada e outros minerais detríticos (Tedrow, 2002). Além de potássio, é fonte de cálcio, magnésio, ferro, sílica e outros micronutrientes (Heckman & Tedrow, 2004). A Tabela 3-4 apresenta os resultados de análises químicas de *Greensand* em comparação com os verdetes.

Silva *et al.* (2012 b), mostraram que na aplicação de verdetes *in natura* 0,4% do total de K₂O ficou disponível após 4 horas de extração em solução de ácido cítrico 1,0 mol/L. Quando calcinado a 1200 °C com a adição de CaO nas quantidades de 10, 20 e 30%, 6,4; 7,7 e 4,2% de K₂O presente na amostra se solubiliza em solução de ácido cítrico 1,0 mol/L. Estes resultados reforçam o potencial para a utilização como fertilizante em culturas que demandem potássio a longo prazo.

Tabela 3-4: Análises químicas de Greensand e Verdetes

Óxido	Concentração média (%)	
	Greensand (Dooley, 2006)	Verdetes (Ackroyd <i>et al.</i> , 2014)
K ₂ O	3,95	9,30
SiO ₂	54,46	59,78
Al ₂ O ₃	9,90	15,61
Fe ₂ O ₃	15,45	6,86
CaO	4,04	0,48
MgO	2,35	2,90
Na ₂ O	1,14	0,16
P ₂ O ₅	0,83	0,14
TiO ₂	Não analisado	0,81
MnO	Não analisado	0,13
LOI	7,68	3,46

Além da aplicação direta no solo, como fertilizante de solubilização lenta, com a crescente demanda de insumos agrícolas, estão sendo realizados diversos estudos para o aproveitamento de fontes não convencionais de potássio na agricultura.

Processos para a recuperação do potássio presente em rochas silicáticas têm sido desenvolvidos desde o início do século XX (Thompson 1911, Basset 1913, 1914, Andrews 1919, Ashcroft 1919, Auden 1920, Basset 1922, dentre outros). No final da década de 1960, foram realizados diversos estudos no Brasil, inseridos em projetos financiados pelo CNPq e EMBRAPA, como a Rede AgriRocha, Fundo Mineral e Agronegócio e a Rede FertBrasil. Guimarães & Dutra (1969) abordaram o uso dos verdetes como fertilizante, sendo comparados com o *Greensand*, com 6% de K₂O.

Algumas rotas para produção de fertilizantes a partir de rochas silicáticas baseiam-se na fusão. Valarelli (1979) descreve três processos de tratamento de silicatos com teores superiores a 8% de K₂O, baseados na pelotização, calcinação e resfriamento rápido de misturas de verdetes com calcário ou gipsita.

Valarelli & Guardani (1981) pelotizaram e fundiram uma mistura composta por rocha fosfática, verdetes e fontes de cálcio e magnésio, como serpentinitos, calcários e dolomitos. O produto apresentou liberação lenta dos nutrientes, possui fósforo e potássio como macronutrientes primários, além de cálcio e magnésio como macronutrientes secundários.

Eichler (1983) comprovou, a partir de testes em vasos, que a mistura com 50% de verdetes e 50% de calcário magnesiano calcinada a 1100 °C foi eficiente fonte de potássio, cálcio e magnésio, e funcionou como corretivo, o que permite reduzir a quantidade de calcário na calagem.

Santos (1984) estudou o efeito da acidificação de verdetes com ácido nítrico, clorídrico, sulfúrico e fosfórico concentrados, nas proporções de 10, 20, 30, e 40% em peso de ácido em relação ao verdete com 11,4% de K_2O , verificando um aumento da disponibilidade de potássio. Observou ainda que o uso de 10% de ácido clorídrico resultou em maior eficiência agronômica.

Leite (1985) testou misturas de verdetes, fosfatos e calcário magnesiano em vasos com solos sob vegetação de cerrado com ou sem tratamento térmico. Concluiu que a fusão é promissora quando aplicada em misturas com maiores teores de calcário, resultando em um aumento no poder corretivo. O produto final é uma fonte de potássio, cálcio, fósforo e magnésio para culturas anuais em solos sob cerrado.

Pereira (1987) realizou testes com os verdetes para avaliar sua utilização na produção de um termofosfato potássico, considerando sua aplicação tecnicamente viável, fornecendo produtos com estrutura vítrea, solubilização do fósforo e do potássio superiores a 90%, além de MgO , CaO e SiO_2 . Neste trabalho, a autora apresenta comentários sobre a viabilidade econômica e discute sobre a questão energética, na época principal fator que inviabilizou os projetos, já que representava de 30 a 40% dos custos de produção.

Devido ao aumento no preço do Cloreto de Potássio, estes estudos foram retomados nos anos 2000, o que viabilizou investimentos no desenvolvimento de novas rotas de processos.

Em 2006 foi feito um pedido de patente pela Companhia Vale do Rio Doce para um processo de recuperação de valores de potássio contidos nos verdetes, baseado na solubilização do potássio contido nas rochas (Freitas *et al.*, 2006). O processo hidrometalúrgico considera a lixiviação sob pressão com hidróxido de sódio. A filtração a vácuo do licor alcalino resultante permite a obtenção de sulfato de potássio, amplamente empregado como fertilizante. Em outra variante do processo, é realizada a calcinação seguida da lixiviação sob pressão, permitindo uma extração de 85,7% do potássio originalmente contido na rocha.

A partir da abertura sulfática e lixiviação aquosa de verdetes, seguida de processos de precipitação seletiva, osmose reversa, cristalização e precipitação, pode-se produzir sulfato de potássio, sulfato de alumínio, sulfato de ferro, sulfato de magnésio e sílica. A rota de processo consiste basicamente no beneficiamento do minério em unidades constituídas de plantas de britagem e moagem seguida da cura ácida do material em reatores, permitindo a reação minério/ácido. A massa curada é submetida à etapa de lixiviação aquosa, obtendo um resíduo sólido com elevado teor de sílica e uma solução de sulfatos que é concentrada estágio por estágio. A solução resultante da lixiviação é encaminhada para tanques de precipitação seletiva e permitindo a obtenção de óxido de ferro e alumínio. A solução resultante é enviada para uma

unidade de osmose reversa, onde ocorre a concentração dos sulfatos presentes. Para a obtenção dos cristais de sulfato, é introduzida uma etapa de cristalização para a precipitação, na seguinte ordem: sulfato de potássio, sulfato de alumínio e sulfato de magnésio. A utilização dos cristalizadores permite a recirculação de grande parte da água necessária ao processo bem como o aproveitamento integral dos constituintes da matéria-prima, fornecendo produtos que atendem as especificações do mercado para materiais de alta pureza (Fonseca, 2010).

Desde 2008, a empresa Verde Fertilizantes Ltda tem estudado o uso dos verdetes na produção de fertilizantes potássicos, sendo desenvolvidos dois produtos: Termopotássio (TK47[®]) e Cloreto de Potássio (KCl) (Ackroyd *et al.*, 2014).

O TK47[®], com patente de processo número WO2014/087118-A1, é produzido a partir da calcinação do argilito glauconítico com calcário, através da qual ocorrem reações de alta temperatura entre as fases sólidas e transformação dos silicatos em um complexo silicático com potássio em uma forma mais solúvel no solo (Ackroyd *et al.* 2014). Silva *et al.* (2012) mostraram que há um desaparecimento da glauconita e a formação de um material amorfo, quartzo, espinélio (MgAl₂O₄), anortita (CaAl₂Si₂O₈), silicato de potássio e cálcio (K₄CaSi₃O₉) e silicato de cálcio hidratado (CaSiO₄.50H₂O). Duarte (2012) observou que o TK47[®] apresenta maior índice de eficiência agrônômica que o KCl, liberando parte do potássio, cálcio, magnésio e silício no primeiro cultivo e com efeito residual no segundo cultivo, além de corrigir o pH do solo.

O desenvolvimento dos processos para a produção de KCl teve início em 2011, com uma parceria entre a Verde Potash e a Universidade de Cambridge, sendo gerada a patente número GB1118622-8. O processo baseia-se na calcinação do argilito glauconítico com calcário e cloreto de sódio. Durante a calcinação, reações de alta temperatura ocorrem nas fases sólidas com a formação de KCl no produto calcinado. Este produto é lixiviado com água e o KCl é rescuperado na forma sólida por meio de cristalizadores. O excesso de sal é lixiviado, processado e reciclado para reuso na mistura inicial. O resíduo sólido remanescente forma o rejeito (Ackroyd *et al.* 2014).

4. GLAUCONITA EM ROCHAS SEDIMENTARES

4.1. Introdução

Segundo os trabalhos de McRae (1972) e Dooley (2006), que sumarizaram os principais estudos sobre a glauconita, os primeiros relatos do mineral foram feitos no século XVII, sendo usados os termos “*la glauconite*” por Brongniart (1823 *apud* McRae 1972) e “*glaukonit*” por Keferstein (1828 *apud* McRae 1972) para designar pequenos pellets argilosos de cor verde encontrados em muitos depósitos sedimentares. O nome deriva do grego “*γλαυκος*”, que significa azulado ou verde claro. Já o termo “*glauconia*” é usado para designar quaisquer minerais de cor verde, finamente granulados, de hábito micáceo ou em pellets. Rochas glauconíticas são conhecidas como *Greensand*, *Greenearth*, *Grünerde*, *Terre Verte* (McRae 1972, Dooley 2006).

Odin & Matter (1981) reconheceram a glauconita como uma série de minerais verdes, cujos membros extremos são esmectita glauconítica e mica glauconítica. Amorosi (1997) nomeia estes minerais de acordo com seu estágio de evolução. De acordo com a *International Mineralogical Association* – IMA, o termo glauconita deve ser usado para designar uma série de micas dioctaédricas deficientes em cátions intercamadas (Rieder *et al.*, 1998). A Tabela 4-1 apresenta a nomenclatura de minerais glauconíticos de acordo com estes autores. A classificação do IMA (Rieder *et al.*, 1998) é baseada nos cátions intercamadas /O₁₀(OH)₂ enquanto as outras classificações consideram os teores de K₂O. O termo glauconita esmectítica não faz parte da classificação do IMA mas é utilizado para representar os minerais glauconíticos com menos de 0,6 cátions intercamada por célula unitária.

Neste trabalho, será adotado o termo glauconita para designar os minerais de cor verde que predominam nos siltitos verdes do Grupo Bambuí, com teor de K₂O acima de 8% (Amorosi, 1997) e estrutura micácea (Odin & Matter, 1981).

Tabela 4-1: Nomenclatura de minerais glauconíticos de acordo com o IMA e termos equivalentes de outros autores

Cátions Intercamadas	RIEDER <i>et al.</i> (1998)	ODIN & MATTER (1981)	AMOROSI (1995)	K ₂ O (%)	Cristalinidade
< 0,6	Esmectita glauconítica	Esmectita glauconítica	Glauconia nascente	< 4	Esmectita
< 0,6	Esmectita glauconítica	Mineral glauconítico	Glauconia ligeiramente envolvida	4 – 6	↓
0,6 – 0,85	Glauconita	Mineral glauconítico	Glauconia envolvida	6 – 8	
> 0,85	Celadonita	Mica glauconítica	Glauconita	> 8	Mica

4.2. Propriedades Gerais

A glauconita é tipicamente verde oliva a verde escuro e ocorre principalmente como grãos tamanho areia a silte, de 4 a 200 μm (McRae 1972, Dooley 2006). Os grãos possuem um brilho terroso típico (Odin & Matter, 1981). A morfologia varia consideravelmente em relação ao tamanho, forma bruta e características superficiais como suavidade, ornamentação externa e grau de fraturamento. Triplehorn (1966), Odin & Matter (1981) e Udgata (2007) descrevem, ao todo, nove variedades morfológicas, que refletem os minerais precursores e a maturidade composicional da glauconita (Tabela 4-2 e Figura 4-1). Segundo Triplehorn (1966), a textura interna dos grãos pode refletir a estrutura do grão precursor substituído ou estar associada à formação de glauconita como um precipitado primário.

Em seção delgada a glauconita pode apresentar pleocroísmo de verde escuro a amarelado. Dados óticos podem ser obtidos apenas em grãos vermiculares ou com estruturas microcristalinas orientadas. A birrefringência máxima é de 0,02, com figura de interferência biaxial negativa com 2V até 40° e uma bissetriz aguda perpendicular a (001). O índice de refração varia de 1,56 a 1,64 e está relacionado aos teores de Fe_2O_3 e à porcentagem de camadas expansíveis (Dooley, 2006).

Seguindo a escala de Mohs, a glauconita possui dureza 2. A susceptibilidade paramagnética é variável, relativamente alta, dependendo do teor de ferro total. O peso específico varia entre 2,32 e 2,92 g/cm^3 , de acordo com o grau de substituição nos sítios octaédricos e tetraédricos, e com o grau de intemperismo (Dooley, 2006).

Tabela 4-2: Variedades morfológicas de glauconita (Triplehorn, 1966)

Forma	Características
Pellets esféricos ou ovoides	Grãos com superfícies simples, arredondadas, equidimensionais e suavizadas
Pellets tabulares ou discoides	Pellets achatados, alongados ou em forma de taça
Pellets mamilados	Grãos irregulares com pequenas suturas
Pellets lobados	Grãos muito irregulares com fraturas radiais e forma triangular em seção delgada
Pellets em forma de cápsula	Grãos cilíndricos simples, com seção aproximadamente circular
Pellets compostos	Grãos relativamente grandes (acima de 3 mm) compostos de pequenos grãos de glauconita e minerais detríticos em uma matriz glauconítica
Grãos vermiculares	Grãos alongados, em forma de lagarta ou livreto
Fósseis	Fragmentos ósseos ou moldes internos (e.g. testas de foraminíferos, espículas de esponjas, espinhos de equinodermos, etc.)
Glauconita pigmentar	Preenchimento de fraturas e clivagens de outros minerais

Tabela 4-3: Tipos de arranjo interno de grãos de glauconita (Triplehorn, 1966)

Tipo de arranjo	Características
Microcristalino aleatório	Agregados homogêneos de micas, sobrepostas sem orientação
Microcristalino orientado	Agregados lamelares de microcristais orientados que exibem extinção única em luz polarizada
Micáceo ou vermicular	Arranjo similar ao microcristalino orientado mas com clivagem micácea incipiente
Preenchimento de grãos	Textura oolítica ou acrescionária
Substituição de substâncias orgânicas	Estruturas fibrosas ou lamelares que refletem a estrutura interna do precursor substituído ou os grãos esqueléticos preenchidos
Concreções	Estruturas fibro-radiadas formadas pela acumulação ou precipitação (maiores que alteração), resultando em aros de diferentes cores e estruturas

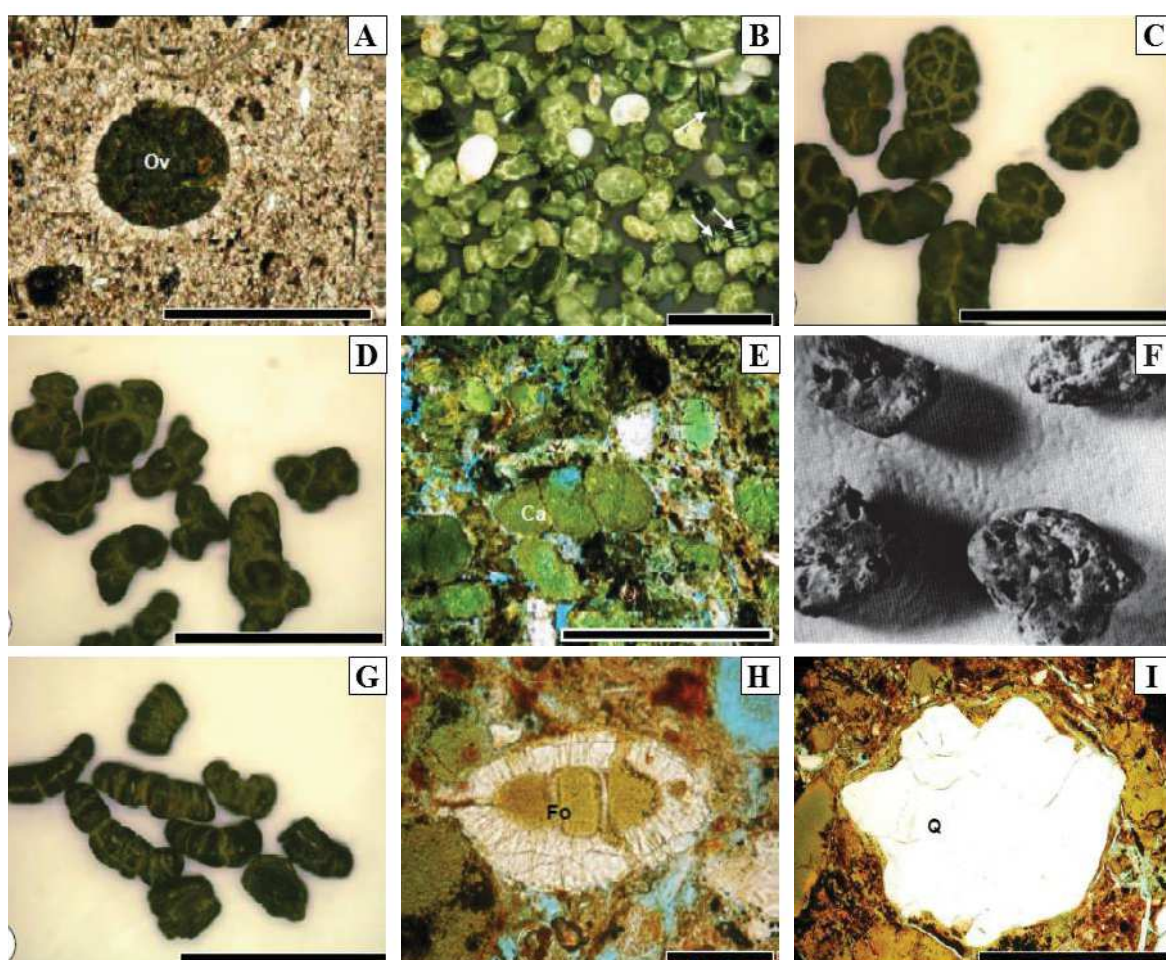
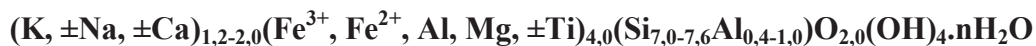


Figura 4-1: Variedades morfológicas de glauconita: a) fotomicrografia mostrando um grão de glauconita ovoide (Ov); b) grãos de glauconita tabulares; c) grãos de glauconita em formato mamilar; d) grãos de glauconita em formato lobado; e) fotomicrografia mostrando um grão de glauconita em forma de cápsula (Ca); f) pellets compostos de glauconita e quartzo, aumento de 18x; g) grãos de glauconita em formato vermicular; h) fotomicrografia mostrando glauconita preenchendo parcialmente um fóssil de foraminífero (Fo); i) fotomicrografia mostrando preenchimento de fissuras por glauconita e quartzo (Q). Barra de escala: A – E, F, G, I = 1mm, H = 0,5 mm. Fontes: A – E, G – I (Udgata, 2007); F (Triplehorn, 1966)

4.3. Propriedades Químicas e Mineralógicas

De acordo com Rieder *et al.* (1998), a glauconita corresponde a uma série de filossilicatos dioctaédricos do grupo das micas, ricos em potássio e ferro, de composição química heterogênea. A fórmula empírica definida por Odin & Matter (1981) e ainda aceita atualmente é:



O diagrama ternário apresentado na Figura 4-2 ilustra as variações composicionais entre os membros extremos dos filossilicatos, que refletem as concentrações de alumínio, potássio, cálcio, magnésio e sódio.

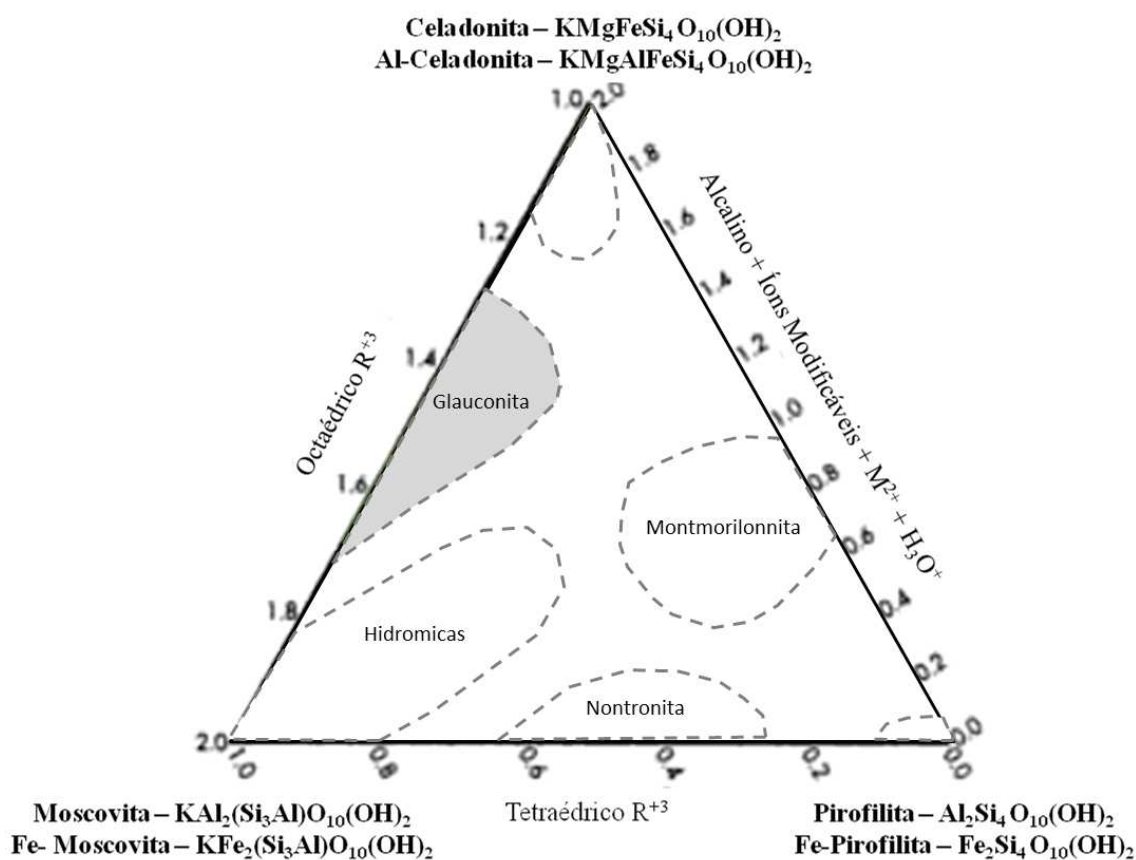


Figura 4-2: Diagrama ternário com as relações químicas entre os filossilicatos (adaptado de Dooley, 2006)

A classificação dos filossilicatos baseada no teor de potássio (Burst, 1958) permite a construção de um paralelismo entre micas aluminosas com estruturas pobremente ordenadas (illitas) e micas férricas pobremente ordenadas (glauconitas), conforme Figura 4-3. Estágios genéticos têm sido identificados como illita e glauconita; illita degradada e glauconita desordenada; argilas e glauconitas de camadas mistas; e são sugeridos como intermediários entre micas verdadeiras e argilas expansíveis. A biotita foi incluída neste diagrama devido a seu alto teor de ferro e pela conversão direta para a glauconita.

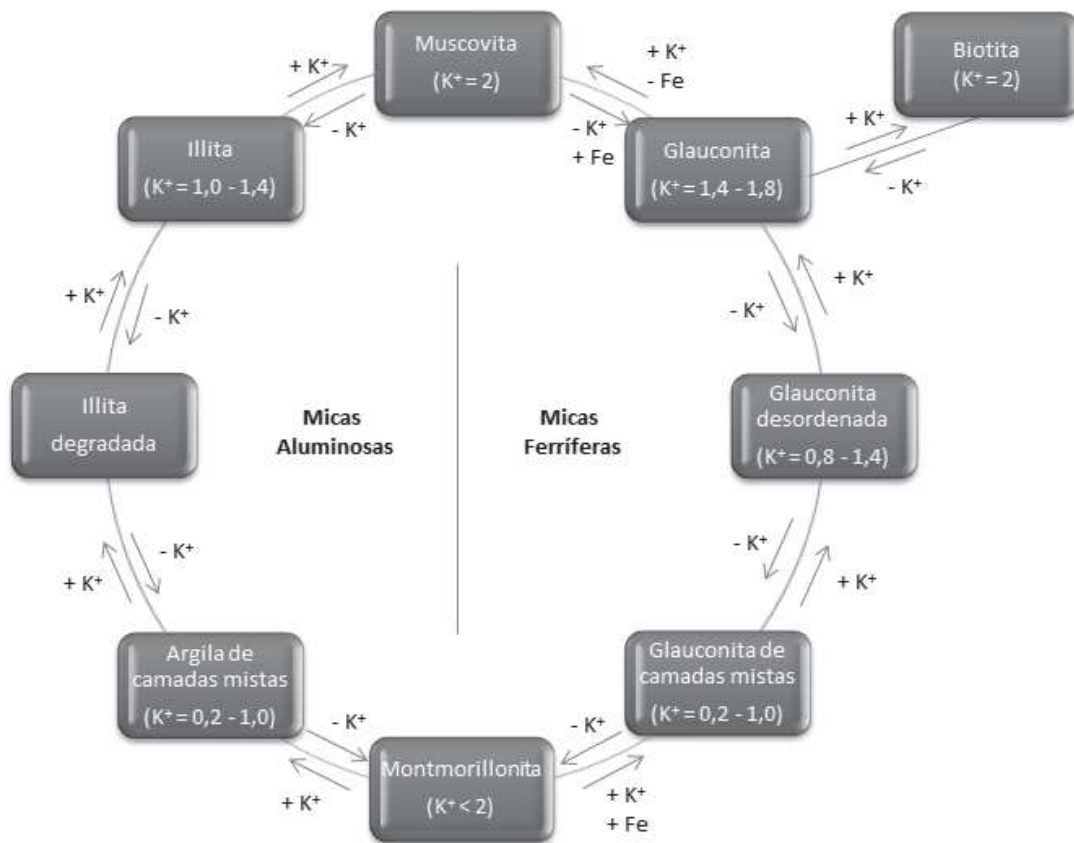


Figura 4-3: Relações diagenéticas entre as micas (adaptado de Burst 1958)
 K^+ = número de átomos equivalentes de K por célula unitária

A estrutura cristalina da glauconita é muito similar à da biotita, na qual há a intercalação de uma camada octaédrica com duas camadas tetraédricas (Figura 4-4). No entanto, as camadas podem estar ligeiramente desordenadas, com a intercalação de camadas de esmectita, o que resulta em uma estrutura mais expansiva (Dooley, 2006).

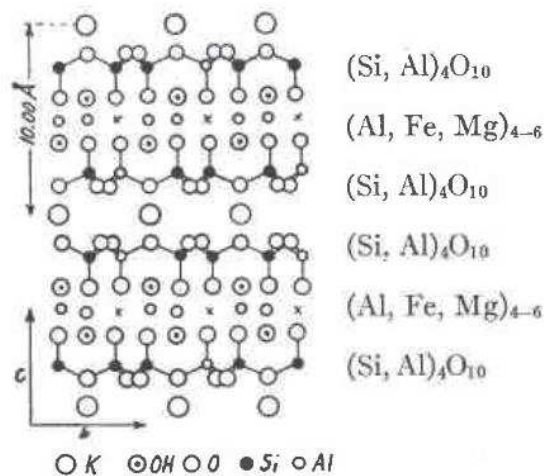


Figura 4-4: Diagrama esquemático da estrutura da glauconita (Gruner, 1935)

A glauconita contém mais Fe e menos Al, com maior carga dos sítios que a biotita, o que requer mais K entre as camadas para o balanço de carga. Geralmente os teores de K_2O estão em torno de 8% e os de MgO na ordem de 4%, ou seja, de 0,35 a 0,45 íons de Mg por célula unitária. A razão Fe^{3+}/Fe^{2+} varia de 4,1 a 6,2, sendo que a maioria deste ferro ocupa os sítios octaédricos (Dooley, 2006).

Segundo Gruner (1935), enquanto a biotita contém mais de 40% de SiO_2 , na glauconita estes teores variam entre 46% e 51%. Nas camadas tetraédricas pode haver substituição de 4,2 a 17,5% de átomos de Si por Al. Neste caso, a deficiência de cargas é balanceada pela substituição de Fe^{3+} e Al^{3+} por cátions bivalentes, Fe^{2+} e Mg^{2+} . Geralmente a quantidade de alumínio que substitui o silício nos sítios tetraédricos é maior que 0,21 íons por célula unitária (McRae, 1972).

No caso da glauconita, considerando que todo SiO_2 está contido nas camadas tetraédricas típicas da mica – $(Si_3Al)O_{10}$, o número de moléculas de SiO_2 em uma célula unitária seria doze. O conteúdo de álcalis de muitas micas é considerado menor que o apresentado na fórmula química. Dessa forma, nem todas as posições do K entre as camadas precisam estar ocupadas. O número de espaços vazios depende do número de íons Al que substituem Si. Para cada íon Al na camada tetraédrica $(Si,Al)_4O_{10}$, deverá haver um íon K^+ na estrutura. Sob condições nas quais a glauconita se forma, uma deficiência de Al_2O_3 (solúvel em algumas formas) é provavelmente a regra, com abundância de SiO_2 coloidal ou em solução. Isso favoreceria uma estrutura micácea com um mínimo de íons de Al e um máximo de Si nas camadas $(Si,Al)_4O_{10}$. Considerando que as dezesseis posições (Si, Al) na célula unitária estejam ocupadas por dois Al em vez de quatro, o Si poderia ser distribuído em mais de quatorze posições (Dooley, 2006).

A cor verde típica da glauconita está associada aos teores de ferro e alumínio, e particularmente à razão Fe^{2+}/Fe^{3+} ou à presença de Fe^{2+} . As variações na quantidade e no grau de oxidação do ferro e do alumínio acompanham a formação de minerais glauconíticos a partir de um mineral precursor, com a cor verde tornando-se mais acentuada à medida que aumenta a maturidade do grão (Hendricks & Ross, 1941).

A composição química da glauconita foi investigada por diversos autores, conforme sumarizado na Tabela 4-4. Os teores médios estão apresentados na Tabela 4-5.

Tabela 4-4: Variação composicional da glauconita*

Óxido	Foster (1969)		Thompson & Hower (1975)**		Birch <i>et al.</i> (1976)		Buckley <i>et al.</i> (1978)**		Dillenburg <i>et al.</i> (2000)		Guimarães <i>et al.</i> (2000)		Udgata (2007)		Baoumy & Boulis (2012)		Li <i>et al.</i> (2012)		Harding <i>et al.</i> (2014)	
	Min	Máx	Min	Máx	Min	Máx	Min	Máx	Min	Máx	Min	Máx	Min	Máx	Min	Máx	Min	Máx	Min	Máx
SiO ₂	46,9	52,9	41,02	59,31	28,1	54,1	37,2	52,9	45,1	52,1	51,8	53,6	42,34	50,73	54,0	57,0	48,15	56,19	28,0	36,1
Al ₂ O ₃	5,8	15,2	1,52	23,6	4,0	6,4	2,2	9,4	15,8	29,1	12,5	21,0	4,04	9,10	5,6	18,0	8,47	16,01	11,5	16,5
Fe ₂ O ₃	9,3	24,1	6,17	27,98	19,1	44,7	14,8	31,9	3,4	24,3	8,6	12,8	NA	NA	8,5	19,0	10,97	18,41	17,1	28,6
FeO	1,0	6,3	0,14	8,00	NA	NA	1,6	8,2	NA	NA	NA	NA	18,80	25,89	NA	NA	3,83	6,43	5,13	8,59
MgO	2,3	4,6	0,95	11,49	2,8	5,4	1,9	6,4	0,5	3,0	3,4	5,4	3,59	4,12	2,5	4,6	3,76	4,99	3,95	7,90
CaO	traço	1,9	0,00	3,95	0,2	2,1	0,1	0,7	0,1	0,7	0,1	0,1	0,31	1,17	0,2	0,7	0,27	1,58	0,36	1,37
Na ₂ O	traço	1,6	0,00	3,91	0,1	0,2	0,0	2,2	0,01	0,2	0,0	0,1	0,01	0,04	0,1	1,2	0,01	0,18	0,02	0,16
K ₂ O	5,1	9,3	1,81	9,01	3,4	9,0	5,4	8,8	0,7	2,8	9,0	9,6	4,80	7,56	4,9	6,9	6,93	8,30	0,26	1,76
TiO ₂	0	1,8	NA	NA	NA	NA	NA	NA	0,1	0,5	0,0	0,2	NA	NA	0,3	1,2	0,08	0,28	0,07	0,62
P ₂ O ₅	NA	NA	NA	NA	0,1	0,5	0,2	1,2	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
H ₂ O	4,3	7,2	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	10,5	12,0

* Resultados em %; ** Dados próprios e compilação de resultados de Hendricks & Ross (1941) e Burst (1958)
NA = não analisado ou não informado

Tabela 4-5: Composição química média da glauconita

Óxido	Variação (%)
SiO ₂	28,1 - 57,0
Al ₂ O ₃	2,2 - 29,1
Fe ₂ O ₃	3,4 - 44,7
FeO	1,0 - 25,9
MgO	0,5 - 11,5
CaO	0,0 - 3,9
Na ₂ O	0,0 - 3,9
K ₂ O	0,2 - 9,6
TiO ₂	0,0 - 1,8
P ₂ O ₅	0,1 - 1,2
H ₂ O	4,3 - 12,0

4.4. Ocorrências

A glauconita é encontrada em rochas do Pré-cambriano ao Recente (Figura 4-5), mas a maioria dos depósitos são relacionados a arenitos de idade terciária ou cretácea (McRae 1972, Dooley 2006). Geralmente a glauconita está associada a ambientes deposicionais marinhos, mas também pode ocorrer em rochas lacustres ou aluviais. Forma-se comumente em plataformas continentais e altos topográficos de todos os oceanos, em profundidades de 50 a 500 m, sendo mais abundante entre 150 e 300 m, na transição talude/plataforma (Suguio 2003, Dooley 2006). Têm sido descritos depósitos recentes em várias áreas de plataformas continentais, exceto nas áreas polares. Acredita-se que a formação atual de glauconita esteja restrita a ambientes marinhos de salinidade normal e pH levemente alcalino, sendo favorecida pela presença de conchas e testas de foraminíferos e pelo decaimento de matéria orgânica, o que acarreta condições mais redutoras (Dooley, 2006).

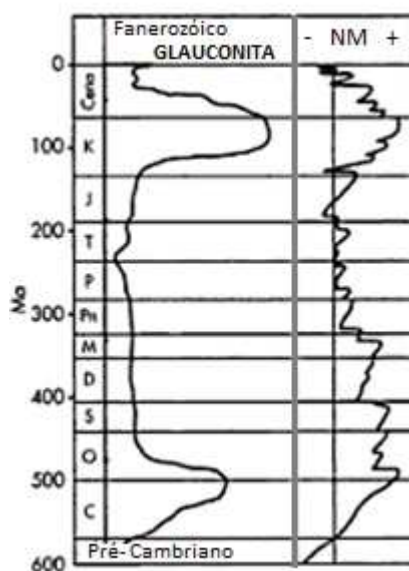


Figura 4-5: Abundância relativa de glauconita durante o tempo geológico e variações do nível do mar (NM) (adaptado de Dooley 2006)

Segundo Amorosi (1997), grãos sedimentares de glauconita podem ser classificados em função da origem como autóctones ou alóctones (Figura 4-6). A glauconita autóctone é comum em trato de sistemas transgressivos (TST) e menos predominante em trato de sistemas de mar alto (HST). A concentração e a maturidade da glauconita aumentam no TST, diminuindo gradativamente na parte inferior do HST sobreposto. Esta variação vertical é controlada pelo suprimento de sedimentos terrígenos, que ocorre em função das variações do nível do mar. A remobilização penecontemporânea intrassequencial durante transgressões e retrabalhamento de glauconita extrassequencial causada pela exposição subaérea da plataforma continental durante

ciclos de diminuição do nível do mar leva a uma importante concentração de glauconita alóctone a níveis estratigráficos, misturando dessa forma glauconitas autóctones e alóctones (Amorosi, 1997).

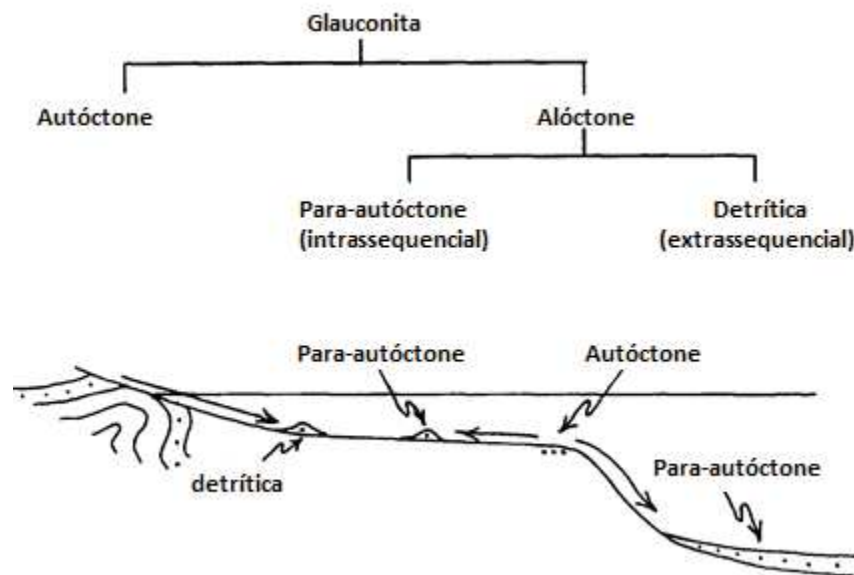


Figura 4-6: Classificação dos grãos de glauconita em função da origem (Amorosi 1997)

A distinção entre glauconita alogênica e autigênica pode ser feita pela petrologia, morfologia dos grãos, razão de Fe^{+3}/Fe^{2+} e a quantidade de ferro entre as camadas. Geralmente a glauconita autigênica forma o cimento ou a matriz, preenchendo interstícios em sedimentos de granulometria mais grossa. Grãos de glauconita associados a evidências de turbulência são geralmente considerados alogênicos, retrabalhados a partir de sedimentos contemporâneos provenientes de outras partes do assoalho oceânico ou derivados de um estrato rochoso pré-existente (Dooley, 2006).

Glauconita detrítica pode derivar de uma área vizinha na bacia onde tenha ocorrido a formação contemporânea do mineral, sob condições alcalinas. Também pode ser derivada de afloramentos submarinos pré-existentes. A origem detrítica pode ser determinada pela idade K/Ar, caso a idade da rocha hospedeira seja conhecida (Dooley, 2006).

A glauconita pode se precipitar como preenchimento de fissuras, orifícios ou outros microambientes semi-confinados, geralmente associados com carbonatos. No entanto, se forma mais comumente em substratos siliciclásticos granulares via substituição, infiltração ou preenchimento de grãos individuais (Udgata, 2007). Pellets fecais são os tipos mais comuns de substrato precursor. Agregação de sedimentos ricos em argila durante a passagem através do trato digestivo de organismos cria microambientes favoráveis para a glauconitização (Chafetz &

Reid, 2000). Além disso, a glauconita pode substituir minerais micáceos e se precipitar como cimento em cavidades de microfósseis ou como filme em outros grãos (McRae 1972, Odin & Matter 1981).

4.5. Gênese

A gênese da glauconita tem sido debatida desde o final da década de 1950, sendo ainda controversa. Apresenta-se a seguir, de forma sucinta, as teorias principais que foram propostas para explicar a sua formação.

De acordo com Burst (1958) e Hower (1961), a formação da glauconita decorre da transformação, em ambiente redutor, de um mineral micáceo com estrutura degradada, em um mineral neoforado do grupo das illitas, rico em potássio e ferro. Neste processo, ocorre a substituição de Fe por Al nas camadas octaédricas, balanceado pelo aumento concomitante de cargas devido à incorporação de potássio nas intercadas. Ocorre assim a fixação sincrônica de ferro e potássio nas células unitárias.

Foster (1969) propôs uma teoria alternativa, que considera o processo de glauconitização como sendo dois processos separados não relacionados. Um é a incorporação de Fe na estrutura cristalina. O outro processo é fixação de K nas posições intercadas, com a incorporação de Fe e desenvolvimento de uma carga de camada negativa, que precede a completa fixação de K.

Birch *et al.* (1976) consideraram que se os modelos de Burst (1958) e Hower (1961) estivessem corretos, K e Fe deveriam ser proporcionais um ao outro e inversamente proporcionais ao número de camadas expansíveis, o que não foi identificado em seus trabalhos. Além disso, Hower (1961) considerava que o Fe e K seriam adsorvidos contemporaneamente a partir da água do mar por um mineral de estrutura degradada. Entretanto, não foram identificadas evidências deste processo (Birch *et al.*, 1976).

Na hipótese de substituição epigenética de Ehlmann *et al.* (1963), as camadas de glauconita se desenvolveriam a partir de soluções de minerais pré-existentes e íons provenientes da água do mar. McRae (1972) propôs uma teoria alternativa a esta para explicar a substituição preferencial de calcita por glauconita, bem como de silicatos não micáceos como quartzo, piroxênios, olivinas.

Sínteses de glauconita sob condições similares às naturais demonstraram que o mineral pode se formar pela precipitação de hidróxidos de ferro e absorção de sílica e potássio de soluções diluídas. Ferro e alumínio presentes em minerais detríticos dissolvidos em

microambientes redutores se precipitariam em condições mais oxidantes em uma variedade de substratos sedimentares (Harder, 1980).

A teoria mais aceita atualmente considera que a formação da glauconita ocorre via autigênese, sob condições ambientais específicas, próximo à interface água/sedimento em ambientes marinhos oxigenados a levemente redutores, onde as taxas de sedimentação são muito baixas (Odin & Matter 1981, Amorosi 1997, Udgata 2007). A glauconitização ocorre principalmente em argilas finas depositadas em plataformas e taludes plataformais a profundidades de 30 a 500 m (Amorosi 1997, Udgata 2007). Esta teoria, proposta por Odin & Matter (1981), postula que a glauconita resulta da neoformação de material dissolvido que se precipita nos poros de um substrato progressivamente alterado e substituído. Este material se precipita como cristalitos de esmectita glauconítica de cor verde claro pobres em potássio, ou como um gel sílico-ferruginoso, que se transforma diageneticamente em uma esmectita glauconítica sob condições redutoras. Esta glauconita esmectítica, presente na interface água/sedimento, evolui para um mineral micáceo de estrutura mais ordenada, a partir da incorporação do potássio proveniente da água do mar, resultando na glauconita.

Nesta concepção, Stille & Clauer (1994) apresentaram um modelo evolucionário de dois estágios para a glauconita. O estágio inicial envolve a dissolução de precursores argilosos e cristalização simultânea em equilíbrio com o ambiente químico precursor dominante até que 4,5% em peso de K_2O seja alcançado. O segundo estágio consiste na maturação do cristal. A estrutura é fortemente modificada, com a incorporação de K^+ , Na^+ , Ca^{2+} e Mg^{2+} . Fe^{+2} entra na estrutura e é parcialmente oxidado para Fe^{+3} nas posições octaédricas, mas continua sendo incorporado enquanto o sistema prossegue em direção ao equilíbrio com o ambiente deposicional marinho.

Odin & Matter (1981) reconheceram que a maturidade da glauconita depende das taxas de sedimentação e do tempo de residência dos grãos na proximidade da interface água/sedimento. O processo de glauconitização normalmente termina após o soterramento por alguns decímetros de sedimentos e a formação de grãos completamente maduros pode requerer tempos de residência de 10^5 a 10^6 anos.

Muitos peloides glauconíticos são criptocristalinos em seção delgada e suas mudanças texturais mostram glauconitização progressiva. Texturalmente, a glauconita autigênica, em seu estágio inicial de formação, consiste frequentemente em glóbulos finos e mal definidos, com diâmetro menor que $0,5 \mu m$. Estes coalescem e formam agregados de forma cilíndrica de 2 a $3 \mu m$. Com o prosseguimento da autigênese, estes agregados formam rosetas de

4 a 5 µm. Peloides mais envolvidos de glauconita consistem em estruturas lamelares, subparalelas, ligeiramente sinuosas bem desenvolvidas (Amorosi, 1997).

Os estágios de evolução da glauconita, baseados nos teores de potássio são apresentados na Tabela 4-6 (Amorosi, 1995).

Tabela 4-6: Classificação da glauconita a diferentes estágios de evolução (Amorosi, 1995)

Estágio	Maturidade	Teor de K ₂ O	Estrutura mineralógica	Suscetibilidade paramagnética	Cor
Nascente	Baixa	< 4%	Esmectita	Baixa	Verde pálido
Levemente envolvida	Moderada	4 – 6%		Moderada	Verde claro
Envolvida	Alta	6 – 8%		Alta	Verde
Altamente envolvida	Muito alta	> 8%	Mica (glauconita)	Muito alta	Verde escuro

4.6. Principais Depósitos de Glauconita no Brasil e no Mundo

A glauconita possui ampla distribuição mundial, conforme Tabela 4-7, que apresenta os maiores depósitos. No Brasil, destacam-se as ocorrências em siltitos verdes da Formação Serra da Saudade, Grupo Bambuí (Neoproterozóico) e em arenitos do Grupo Paranoá (Proterozóico).

Guimarães *et al.* (2000) descreveram três tipos de arenitos glauconíticos associados ao Grupo Paranoá, que ocorrem na região de Cabeceiras, Goiás (Tabela 4-8), com teores de K₂O em torno de 9%. As diferentes litologias foram interpretadas como variações faciológicas laterais em um ambiente plataformal.

Lima (2005) caracterizou siltitos glauconíticos do Grupo Bambuí que ocorrem na região de Cedro do Abaeté, Minas Gerais, como ritmitos pelito-arenosos verdes. A deposição dessa sequência está relacionada a uma rápida transgressão marinha que ocorreu em um contexto plataformal com influência de correntes de turbidez e episódios de tempestade (Uhlein *et al.*, 2004).

Costa-Neto (2006) descreveu a fácies Glauconítica no Ritmito Superior do Grupo Paranoá, unidade de topo na região de Bezerra, Goiás, inserida na Faixa Brasília. Esta fácies constitui o marco da unidade e indica um evento transgressivo. A deposição desta unidade se deu em um lapso de tempo antes da Orogênese Brasileira e a formação da Bacia Bambuí.

Dillenburg *et al.* (2000) identificaram grãos glauconíticos em depósitos sedimentares arenosos da planície costeira na região de Laguna de Tramandaí, Rio Grande do Sul.

Tabela 4-7: Principais ocorrências mundiais de glauconita

País	Idade	Descrição	Referência	
Estados Unidos	Cretáceo Superior e Paleoceno Inferior	Os principais depósitos de arenitos glauconíticos ocorrem em formações de New Jersey, Delaware e Maryland, típicos de planície costeira	Tedrow (2002)	
Austrália	Cretáceo Superior	A norte de Perth ocorrem depósitos de arenitos com até 50% de glauconita	Brown <i>et al.</i> (1968 <i>apud</i> Dooley, 2006)	
	Paleoproterozóico	A Bacia Earahedy no oeste australiano contém glauconita dispersa em unidades clásticas das formações Chiall e Wongawal do Subgrupo Minningarra, típicas de um ambiente de plataforma continental passiva	Pirajno & Adamides (2000)	
Egito	Cretáceo Superior	A norte do deserto ocidental, a porção superior do Arenito Nubian é composta de um xisto glauconítico	Dooley (2006)	
Inglaterra	-	A sudeste da Inglaterra ocorrem siltitos e arenitos glauconíticos da Formação Greensand Superior, bem exposta na Falésia Cliff		
Hungria	Cretáceo Inferior	A Formação Nana, na região de Transdanubian é composta de margas glauconíticas.		
	Oligoceno	Na Formação Torokbalint, na porção sul das Montanhas Buda, ocorrem argilas e areias glauconíticas		
Israel	Cretáceo	Sedimentos glauconíticos das Formações Hatira e Hazera	Gage (1957)	
	Plioceno	Arenito Abu Hareira, compacto, rico em glauconita, bem desenvolvido entre Gaza e Beersheba		
Nova Zelândia	Eoceno a Cretáceo Superior	A Formação Greensand Iron Creek consiste em um arenito maciço, com alto teor de glauconita, com mais de 250 m de espessura		Dooley (2006)
	Paleoceno-Eoceno	O Greensand Waipara consiste em alternância de arenitos glauconíticos duros e friáveis, exposto em bancos no Rio Waipara		Gage (1957)
	Oligoceno Superior	O Greensand Kokoamu é uma areia glauconítica pura, que ocorre na Área Duntroon		
Nova Guiné	Cretáceo Superior	A Formação Kembelagan é bem desenvolvida na região de Vogelkop, no oeste do país. A glauconita corresponde a mais de 50% da rocha	Dooley (2006)	

País	Idade	Descrição	Referência
Paquistão	-	O membro inferior da Formação Chicali no oeste da cadeia Sal e parte de Kohat é composta de ardósias glauconíticas que gradam para o topo para um arenito glauconítico fossilífero verde escuro	Danilchick & Shah (1967)
África do Sul	Cretáceo Superior	Um dos maiores depósitos de glauconita e fosforita do mundo ocorre nos sedimentos de plataforma continental da costa oeste, na Formação Igoda. Calcários arenosos glauconíticos e arenitos calcíferos glauconíticos estão expostos nas Falésias do Rio Igoda	Coles <i>et al.</i> (2002)
Suíça	Cretáceo Inferior	O Xisto Altman, com camadas de glauconita até 40m de espessura está bem desenvolvido nos Alpes	Dooley (2006)
Tailândia	Jurássico Inferior	Xistos verdes ricos em glauconita da Formação Phra Vihan aflorantes no Planalto Khorat	Ward & Bunnang, (1964)
Ucrânia	Jurássico – Paleoceno	Arenitos glauconíticos na região de Volga, no talude leste das Montanhas Urais	Dooley (2006)
Venezuela	Cretáceo	O Grupo Cogollo inclui uma sequência de sedimentos contendo mais de 80% de glauconita. O grupo alcança 610m de espessura, aflorando principalmente na região do Lago Maracaibo	Bartok <i>et al.</i> (1981)
Taiwan	Jurássico ao Paleoceno	Na porção noroeste de Taiwan ocorrem arenitos glauconíticos intercalados com as formações Wuchihshan, Talião e Nankang, depositados em áreas de sedimentação lenta e ambientes quentes, neríticos a batiais	Dooley (2006)

A glauconita corresponde a 3% da rocha, em grãos verdes bem arredondados de tamanho areia fina, sendo considerada alóctone. O ambiente deposicional foi interpretado como ante-praia (*shoreface*) mas não foi identificado o seu depósito primário. O limite superior do depósito glauconítico marca a transição entre o Pleistoceno (fase regressiva da bacia) e Holoceno (fase transgressiva da bacia).

Tabela 4-8: Composição mineralógica e caracterização petrográfica dos arenitos glauconíticos do Grupo Paranoá (Guimarães *et al.*, 2000)

Rocha	Minerais	Glauconita			
		(%)	Forma	Sedimentação	Origem
Arenito branco	Quartzo Feldspato Argilominerais Acessórios	< 10	Pellets verdes em agregados argilosos	Para-autóctone	Intrabacinal; alteração diagenética de micas.
Arenito verde ferruginoso	Quartzo Argilominerais Acessórios Óxidos de ferro	> 50	Pellets finos, escuros, compactados paralelamente ao acamamento	Autóctone	Intrabacinal; alteração de micas; resultado da substituição de Al por Si e Fe-Mg nas illitas.
Arenito cinza-esverdeado	Quartzo Feldspato Micas Argilominerais Acessórios	Não informada	Pellets finos em agregados, ou distribuída entre planos de clivagem de micas detríticas	Autóctone ou para-autóctone	Intrabacinal; pseudomorfismo

4.7. Aplicações

4.7.1. Estudos Geológicos

A glauconita é amplamente utilizada em estratigrafia de sequências pelo fato de sua formação ser favorecida em condições específicas. A formação e maturação da glauconita requerem residência prolongada próximo ou na interface água/sedimento e indicam baixas taxas de sedimentação. Por isso, espessos pacotes de glauconita têm sido interpretados como reflexo de uma transgressão marinha e associados a um hiato de sedimentação (Odin & Matter 1981, Amorosi 1997, Udgata 2007).

Glauconitas evoluídas, ricas em potássio, podem ser utilizadas para datação $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$, $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de eventos deposicionais e definição de taxas de sedimentação (Maraschin & Mizusaki, 2008).

4.7.2. Indústria

Além da utilização agrícola, conforme descrito anteriormente no item 3.5.Uso dos Verdetes como Fonte de Potássio para Agricultura, as rochas ricas em glauconita possuem outras aplicações, desde a pavimentação de estradas e construção civil ao uso industrial.

Como outros filossilicatos, a glauconita adsorve íons em solução. Seus sítios trocáveis estão fora dos espaços Si-Al-Fe e a reação de troca geralmente não afeta a estrutura da glauconita. Tanto cátions quanto ânions podem ser trocáveis. Trocas iônicas são importantes nas separações químicas, remoção de dureza da água e nas propriedades do solo para agricultura e engenharia. A capacidade de troca catiônica para a glauconita é de 20 meq/100g (Gruner, 1935).

Estudos feitos nos Estados Unidos apontam que a glauconita pode ser utilizada como catalisador em reações de condensação de aldeídos, desidratação de ciclo-hexano para formação de benzeno, oxidação e de-hidrogenação de álcoois. A dissolução destrutiva da glauconita permite a recuperação em três produtos economicamente viáveis: sílica de alta pureza, potássio e óxidos de ferro (Dooley, 2006).

Na Bielorrússia, a glauconita é utilizada na fabricação de cerâmicas e pigmentos (Pavlyukevich *et al.*, 2005).

Na Rússia, areias glauconíticas são utilizadas na recuperação de solos sobre os resíduos e rejeitos de mineração e na indústria de cimento (Dooley 2006).

Estudos demonstram ainda que a glauconita pode ser utilizada como filtro para rejeitos radioativos e remoção de metais pesados de efluentes industriais (Dooley 2006).

5. GEOLOGIA DA REGIÃO DE SÃO GOTARDO

5.1. Litoestratigrafia

A região estudada compreende pelitos do Grupo Bambuí (Neoproterozóico/Ediacarano), sobrepostos em discordância angular pelos arenitos e conglomerados do Grupo Areado (Mesozóico). Ocorrem ainda rochas vulcanoclásticas do Grupo Mata da Corda (Mesozóico), além de coberturas cenozóicas (Figura 5-1 a Figura 5-3).

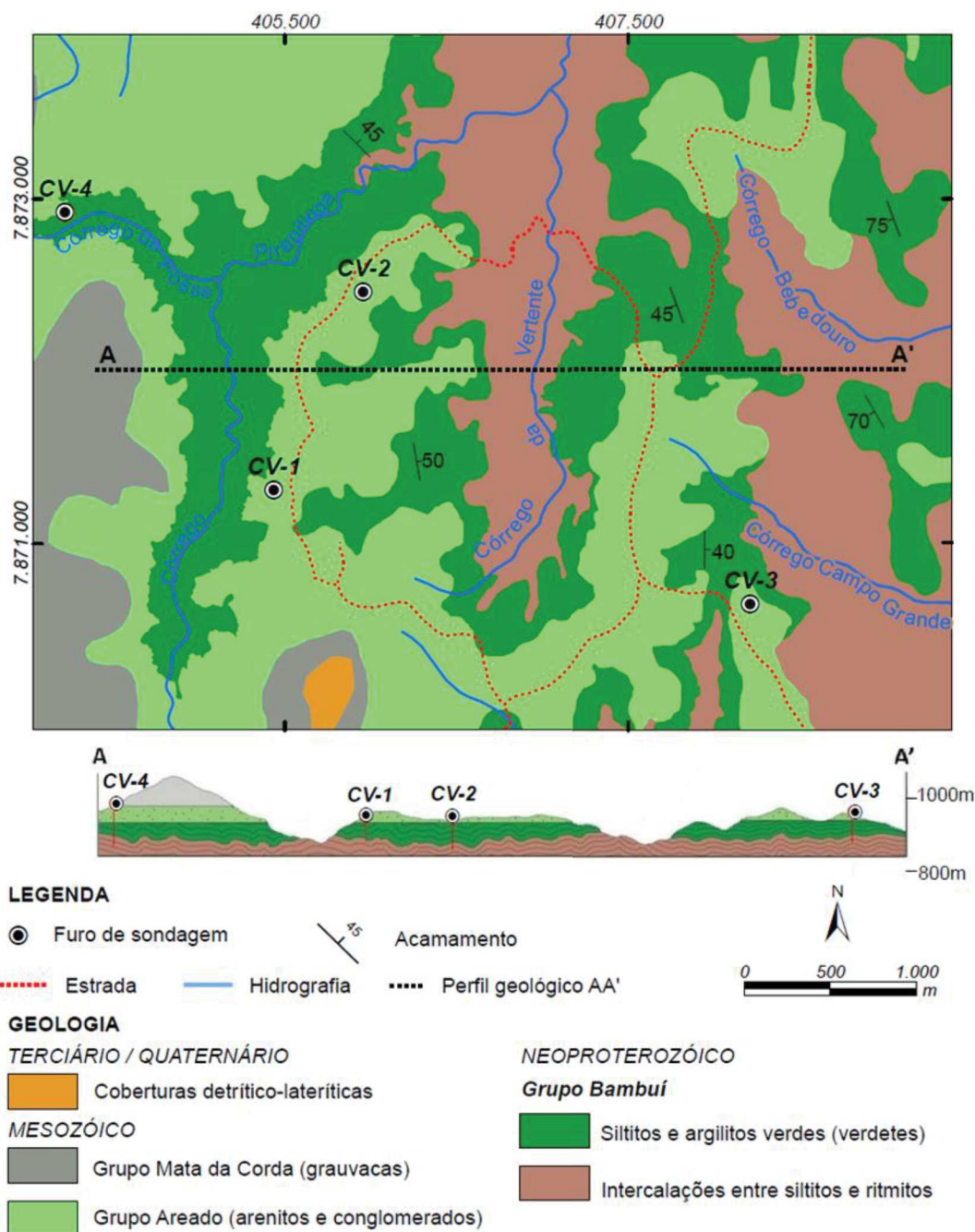


Figura 5-1: Mapa geológico da região estudada (modificado de Ackroyd *et al.*, 2014)

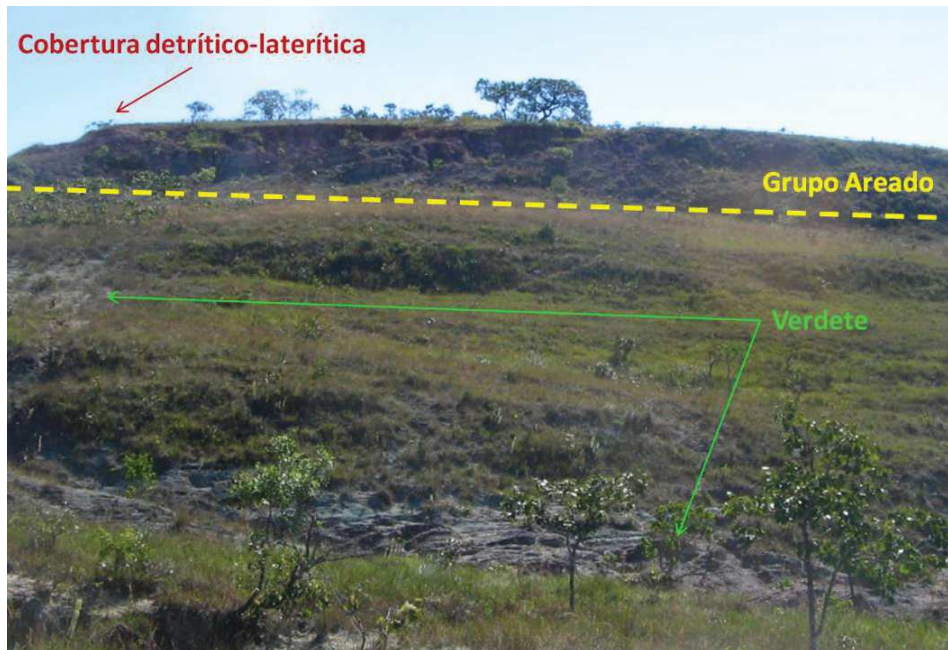


Figura 5-2: Afloramento mostrando a estratigrafia da região estudada (contato entre o Grupo Areado e os verdetes do Grupo Bambuí)

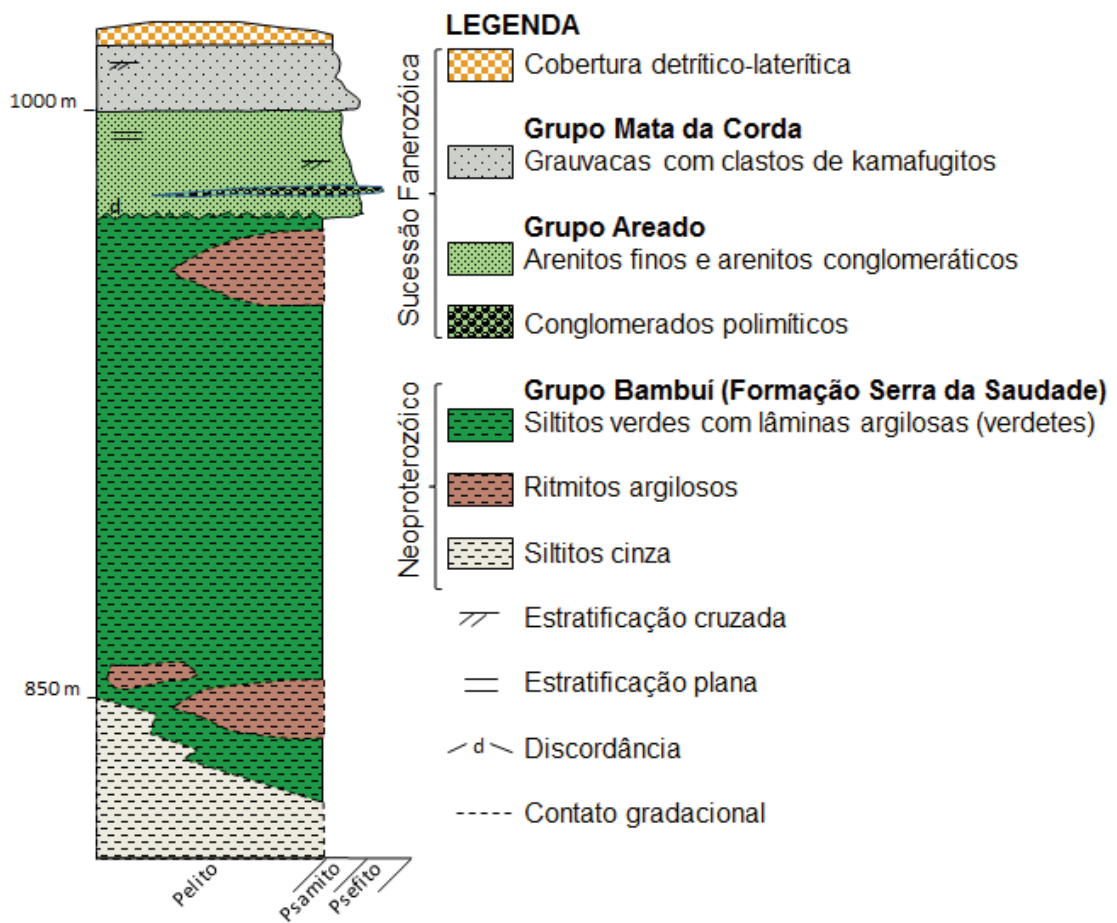


Figura 5-3: Coluna estratigráfica da região estudada

5.1.1. Grupo Bambuí

O Grupo Bambuí é a unidade mais importante, tanto em área, quanto no aspecto econômico. Está representado pela Formação Serra da Saudade, que contém as mineralizações de potássio associadas aos siltitos verdes (verdetes). Além dos verdetes, foram identificadas outras duas litofácies, que são consideradas suas encaixantes: siltitos de cor cinza que ocorrem na base e ritmitos argilosos, às vezes intercalados com os verdetes.

5.1.1.1. Siltitos Cinza

Na região estudada, na base da Formação Serra da Saudade ocorrem siltitos de granulometria fina. A cor predominante é cinza escuro. (Figura 5-4A,B). Localmente ocorrem siltitos de cor bege e raras lâminas argilosas de cor verde escuro (Figura 5-4 C).

Os siltitos cinza podem ser confundidos com ardósias, pois possuem alto grau de compactação e laminação incipiente. No entanto, em análise de lâmina delgada não foram identificados minerais ou estruturas metamórficas e evidências de deformação.

A laminação é incipiente, sendo definida pelo alinhamento de minerais micáceos. A matriz é argilosa e o arcabouço é formado por quartzo e feldspato monocristalinos e sub-arredondados, biotita com pleocroísmo entre castanho claro e amarelo, algumas vezes alterada para clorita. Microfraturas estão preenchidas por calcita (Figura 5-4D). Ocorrem ainda minerais opacos, provavelmente óxidos e hidróxidos de ferro.

5.1.1.2. Ritmitos Argilosos

Intercalados com os siltitos cinza e às vezes com os siltitos verdes, ocorrem ritmitos argilosos (Figura 5-5A,B). São formados pela alternância de lâminas argilosas avermelhadas com lâminas sílticas. Foram observadas estruturas de carga, com projeção de material argiloso sobre o síltico (Figura 5-5C).

As lâminas sílticas podem ser brancas (Figura 5-5A) ou esverdeadas (Figura 5-5B). Nas lâminas brancas ocorrem quartzo e micas. Nas lâminas verdes, além de quartzo e micas, foi identificada glauconita, mas em menor proporção que nos siltitos verdes. As lâminas argilosas são ricas em magnetita, óxidos e hidróxidos de ferro (Figura 5-5D).

O quartzo, de modo geral, está disperso na matriz, é sub-arredondado, com grãos inferiores a 15 μm . A mica branca é acicular, de tamanho até 20 μm , se destaca na matriz e define a laminação.

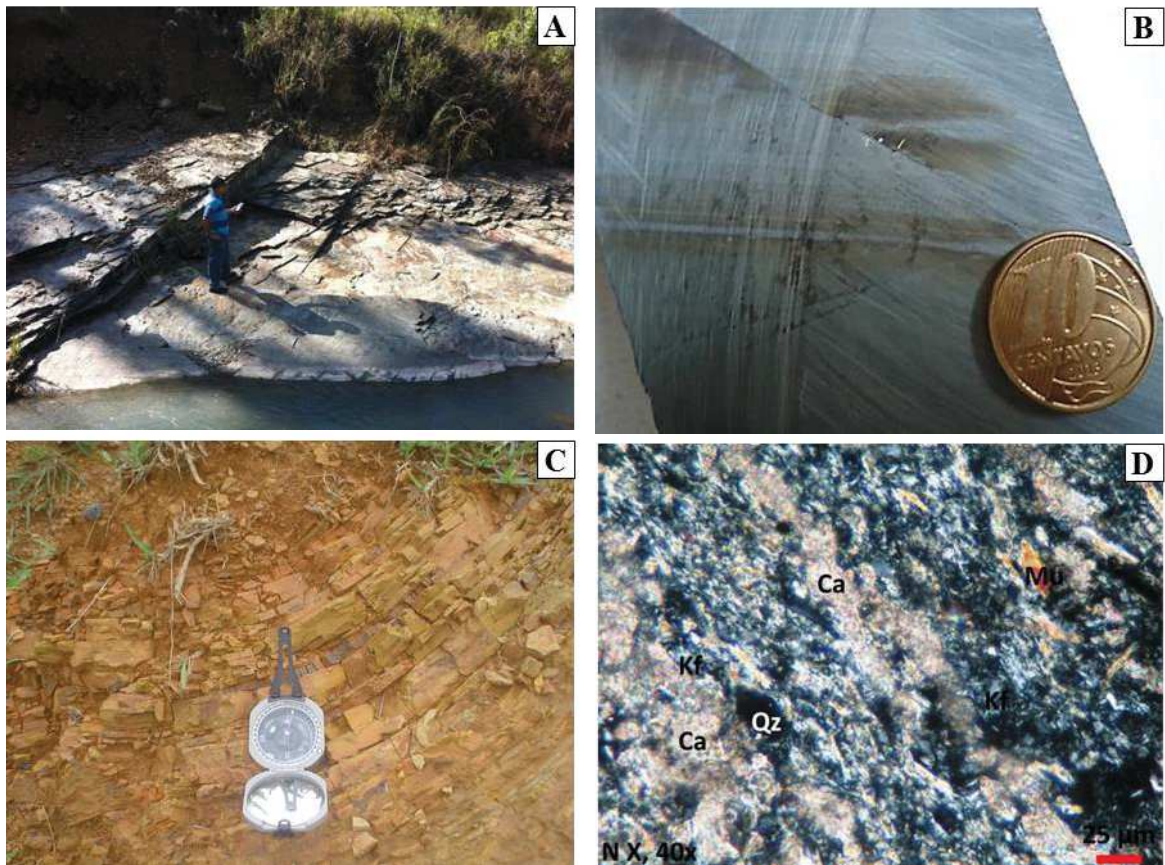


Figura 5-4: A) afloramento de siltito cinza em drenagem; B) siltito cinza típico; C) siltito bege; D) fotomicrografia de siltito cinza sob nicóis cruzados mostrando os minerais principais: mica branca (Mu), quartzo (Qz), feldspato potássico (Kf) e microfraturas preenchidas por calcita (Ca)

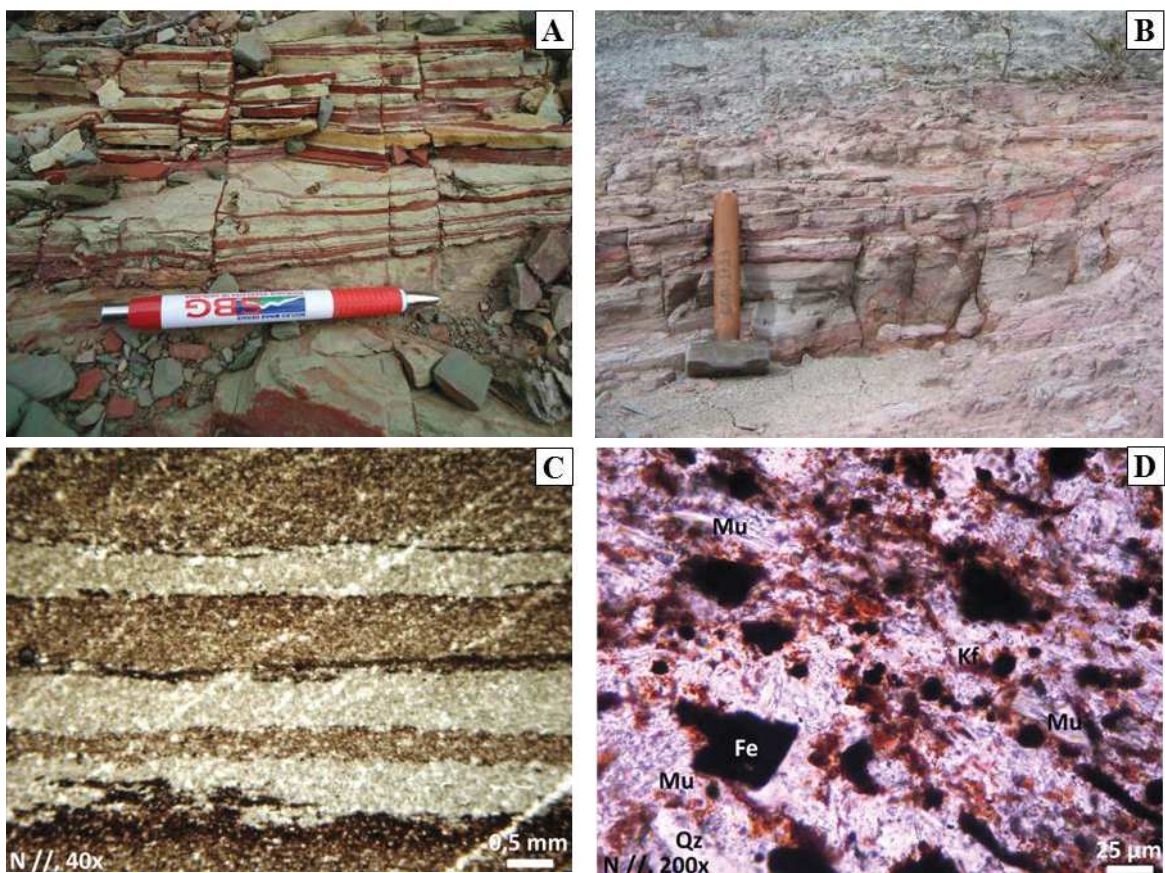


Figura 5-5: A) ritmito argiloso vermelho/branco; B) ritmito argiloso vermelho/verde; C) fotomicrografia de ritmito argiloso mostrando a laminação e estruturas de carga; D) fotomicrografia de ritmito argiloso mostrando a mineralogia principal: quartzo (Qz), mica branca (Mu), feldspato potássico (Kf) e cristais de magnetita

5.1.1.3. Siltitos Verdes com Lâminas Argilosas (Verdetes)

Esta é a litofácies mais importante da Formação Serra da Saudade, tanto em área e volume quanto no aspecto econômico, já que contém as mineralizações de potássio. Os verdetes são siltitos verdes de granulometria fina, geralmente laminados, com alternância de níveis mais maciços e às vezes lâminas de argilitos de cor verde escuro. A espessura média da camada é de 70 m e os afloramentos são contínuos em toda a área de pesquisa. Os afloramentos podem ser avistados a longas distâncias, inclusive em imagens de satélite (Figura 5-6A,B). O intemperismo, muitas vezes, torna a rocha esbranquiçada e fraturada. A camada de verdetes é bastante homogênea (Figura 5-6D), sendo raras as intercalações de ritmitos argilosos, que alcançam apenas alguns centímetros, quando presentes. Esta unidade está sobreposta, em contato gradacional, aos siltitos cinza ou aos ritmitos argilosos (Figura 5-6C). O contato superior ocorre com os arenitos do Grupo Areado, em discordância angular e erosiva (Figura 5-6D).

A descrição detalhada desta litofácies, em virtude de sua importância econômica, será acrescida de dados de petrografia, mineralogia e geoquímica, sendo apresentada separadamente nos capítulos subsequentes.

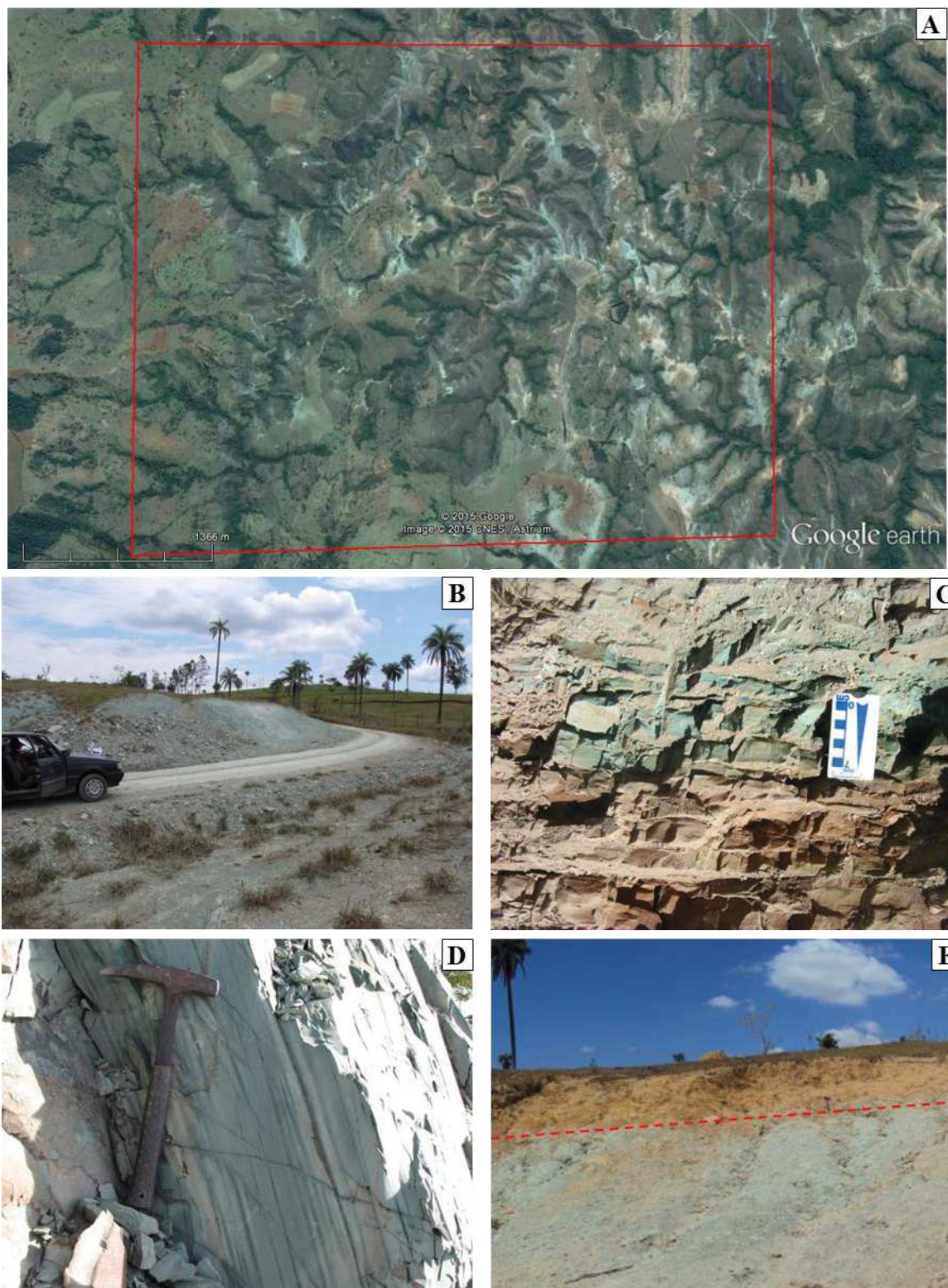


Figura 5-6: A) Imagem do Google Earth da área pesquisada (afioramentos de verdetes em tonalidade azulada); B) afloramento de verdetes em corte de estrada (Coordenadas: 407850 E, 7872110 N, 937 m) ; C) contato gradacional entre os verdetes e os siltitos cinza; D) detalhe do verdete; E) contato discordante entre os verdetes e os arenitos do Grupo Areado (Coordenadas: 405382 E, 7871071 N, 954 m)

5.1.2. Grupo Areado

Acima dos verdetes, em contato discordante angular e erosivo, ocorrem arenitos e conglomerados em estratos horizontais, pertencentes ao Grupo Areado (Figura 5-6D).

Os arenitos possuem granulometria areia fina, estrutura maciça e granular, com cor variando de bege a rosa (Figura 5-7A). Não foram observadas estruturas sedimentares na área de pesquisa, mas na estrada de acesso foram encontrados afloramentos com estratificações cruzadas de grande porte (Figura 5-7B). Pela descrição dos furos de sondagem, a camada de arenitos pode atingir espessura de 15 m.

Localmente, em contato discordante com o verdete, ocorre um conglomerado polimítico suportado por uma matriz arenosa verde (Figura 5-7C). Contêm seixos imbricados de arenitos castanhos e siltitos variados, inclusive verdetes, de formas achatadas e alongadas. Este conglomerado, de ocorrência restrita, foi observado em apenas um afloramento e em um testemunho de sondagem, sendo estimada uma espessura de 1,5 m.

Abaixo deste conglomerado, em contato gradacional, ocorre um arenito conglomerático com espessura de aproximadamente 1 m. A granulometria é ascendente, variando de areia fina a grossa, sugerindo um turbidito, que pode ser interpretado como a base do Grupo Areado (Figura 5-7D).

5.1.3. Grupo Mata da Corda

Sobrepostas às litofácies do Grupo Areado ocorrem grauvacas pertencentes ao Grupo Mata da Corda. Os afloramentos estão restritos à porção centro-sul da área, em um topo de morro com cota superior a 1000 m de altitude.

As grauvacas ocorrem em estratos sub-horizontais, possuem estratificações plano-paralelas e cruzadas (Figura 5-8A). Apresentam clastos arredondados a sub-arredondados de rochas vulcânicas kamafugíticas, quartzo, calcário, argilitos e siltitos e cristais de apatita, às vezes centimétricos (Figura 5-8B). A matriz é constituída por magnetita, carbonatos, quartzo, feldspato e micas.

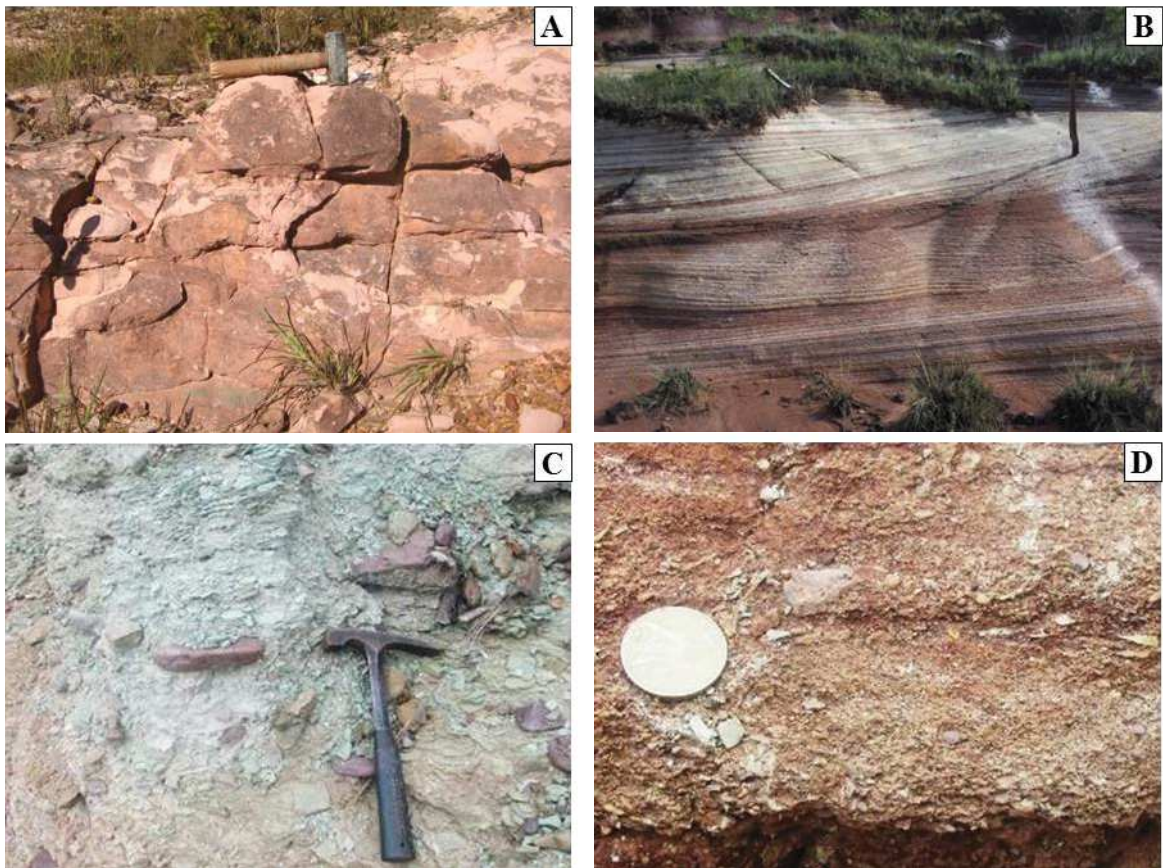


Figura 5-7: A) Afloramento típico de arenito do Grupo Areado com estrutura maciça (Fonte: VOGBR 2015, Coordenadas: 405429 E, 7871314 N, 964m); B) estratificação cruzada métrica em afloramento de arenito; C) conglomerado polimítico do Grupo Areado (Coordenadas: 407877 E, 7872113 N, 937 m); D) arenito conglomerático com ciclos de granulometria ascendente (Coordenadas: 407877 E, 7872113 N, 937 m)

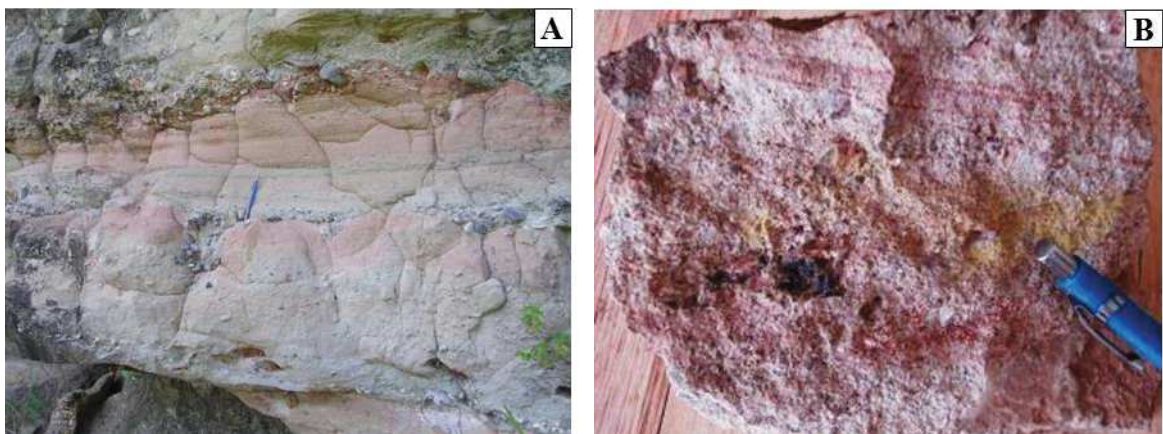


Figura 5-8: A) Sucessão horizontal de grauwacas do Grupo Mata da Corda; B) amostra de grauwaca com estratificação cruzada e clastos de rochas vulcânicas kamafugíticas (cinza escuro)

5.1.4. Cobertura detrítico-laterítica

Esta unidade ocorre em toda a área de pesquisa, mas destaca-se na porção centro-sul, onde recobre as grauvacas do Grupo Mata da Corda. Compreende sedimentos avermelhados associados a níveis de canga laterítica.

Ao longo do vale do Córrego Pirapitinga ocorre um aluvião caracterizado por seixos de siltitos, arredondados a sub-arredondados, com baixo grau de esfericidade, envolvidos por uma matriz marrom areno-siltosa (Figura 5-9A).

Sobre os arenitos do Grupo Areado, ocorrem colúvios de cor marrom claro, com matriz silto-arenosa a areno-siltosa, e clastos de quartzo, siltitos verdes, arenitos e conglomerados, de tamanho seixo a cascalho, arredondados a sub-angulosos.

Ocorrem ainda, conglomerados castanho escuros, com clastos na granulometria seixo a matacão, com baixa esfericidade, sub-angulosos, com matriz areno-siltosa e avançado estágio de laterização (Figura 5-9B).

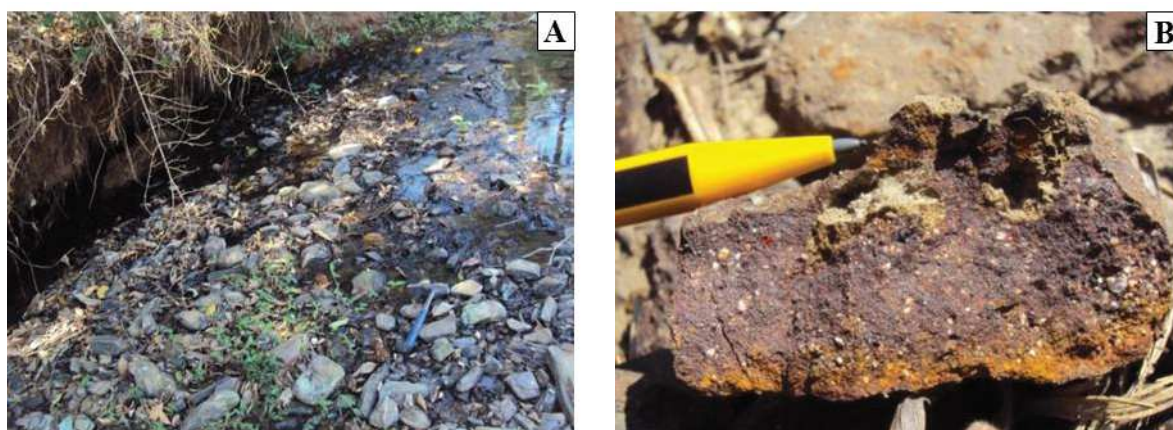


Figura 5-9: A) Aluvião no leito do Córrego Pirapitinga; B) Conglomerado lateritizado com matriz areno-siltosa e clastos de quartzo (pontos claros) Fonte VOGBR, 2015. Coordenadas: 405255 E, 7871539 N, 881 m; 405570 E, 7871714 N, 961 m, respectivamente

5.2. Geologia Estrutural

Em escala regional, a partir de imagens de satélite, pode-se observar lineamentos de direções N30E e N30W, coincidentes com as principais drenagens e altos topográficos, que podem estar associados a fraturas ou dobramentos. Na área de pesquisa, as unidades, tanto do Grupo Bambuí, quanto dos grupos Mata da Corda e Areado, possuem atitude sub-horizontal, como pode ser observado no mapa geológico e no perfil apresentados na Figura 5-1. Entretanto, em grande parte dos afloramentos de pelitos da Formação Serra da Saudade, são observadas dobras com plano axial mergulhando para NNW (Figura 5-10A). São dobras assimétricas, com eixos submeridianos e vergência para leste. Como reflexo destas dobras, em vários pontos o acamamento encontra-se inclinado a sub-vertical (Figura 5-10B). No entanto, em lâmina delgada não foram identificadas evidências de deformação, como xistosidade ou clivagem. Como pode ser observado no perfil geológico apresentado na Figura 5-1, estas rochas, dobradas em escala de afloramento, exibem mergulhos comumente baixos, refletindo dobras suaves.

Outra feição deformacional importante nos pelitos da Formação Serra da Saudade são sistemas de fraturas verticalizadas de direções diversas, responsáveis pela fragmentação natural que ocorre nos afloramentos. Nos argilitos, as fraturas são normalmente planas. Com o aumento na granulometria, há uma maior tendência de faturamento sub-conchoidal. Em geral, as paredes das fraturas apresenta rugosidade lisa e estão levemente alteradas, com persistência de até 1 m e espaçamento muito pequeno.

Os arenitos do Grupo Areado estão depositados horizontalmente, em discordância angular e erosiva, sobre os siltitos do Grupo Bambuí e não apresentam nenhuma evidência de deformação, assim como as rochas do Grupo Mata da Corda.

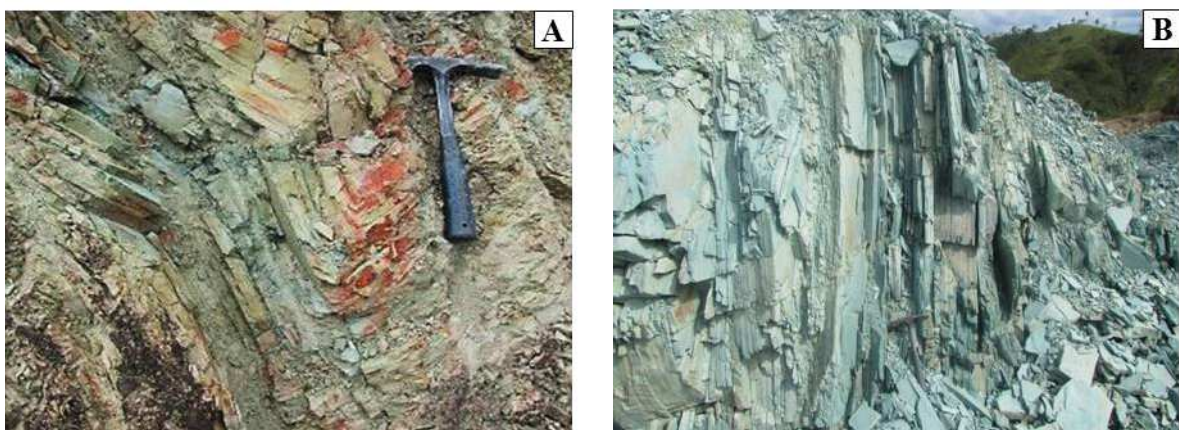


Figura 5-10: A) Afloramento de siltito com dobra com flancos 270/40 e 110/50 e eixo N15E; B) afloramento de verdete com acamamento sub-vertical 275/83 e fraturas ortogonais

6. PETROGRAFIA E MINERALOGIA DOS SILTITOS VERDES

Os siltitos verdes pertencentes à Formação Serra da Saudade, Grupo Bambuí, que ocorrem na região de São Gotardo, são conhecidos tradicionalmente como verdetes e têm sido considerados importante fonte alternativa de potássio. Apresenta-se neste capítulo a descrição petrográfica destes siltitos, baseada na consolidação de dados de microscopia ótica, difração de raios X, microscopia eletrônica de varredura e microsonda eletrônica.

6.1. Microscopia Ótica

A laminação dos siltitos verdes é muito variável, definida pela alternância de níveis argilosos ricos em glauconita, com cor verde escuro e níveis sílticos, ricos em feldspato, quartzo e muscovita, em tons mais claros de verde (Figura 6-1A,B). Ocorrem ainda raras lâminas de cor castanha ricas em hidróxido de ferro e biotita. Microfraturas estão preenchidas por quartzo e/ou hidróxido de ferro.

O arcabouço é síltico, composto principalmente por quartzo e feldspato potássico, com palhetas finas de mica e glauconita (Figura 6-1). A matriz é formada por glauconita e micas.

Na matriz a glauconita ocorre na fração argila. Ocorre ainda como grãos placóides tamanho silte fino, com pleocroísmo entre amarelo e verde escuro, concentrada nas porções argilosas, nas quais a cor verde é mais acentuada (Figura 6-1B).

A mica branca, possivelmente muscovita detrítica, é acicular a lamelar, com tamanho de 2 a 25 μm , e se destaca na matriz glauconítica (Figura 6-1B,C). A biotita é lamelar, com tamanho de 2 a 10 μm , possui pleocroísmo castanho claro a escuro, ocorre dispersa na matriz, principalmente nas lâminas quartzo-feldspáticas, alinhada à laminação (Figura 6-1D).

O feldspato potássico ocorre como grãos sub-arredondados de 5 a 25 μm e está concentrado nas porções mais sílticas, muitas vezes com alteração superficial.

O quartzo ocorre como grãos detríticos isolados e dispersos na matriz glauconítica, geralmente concentrado nas bandas mais sílticas, de cor verde claro. A granulometria varia de sub-anguloso a sub-arredondado, com tamanho de 5 a 30 μm . Ocorre também como preenchimento de microfraturas.

Foram identificados raros cristais de zircão, com tamanho de até 5 μm , sub-arredondados (Figura 6-1C). Os minerais opacos são sub-arredondados, com tamanho médio de 5 μm , distribuídos na matriz, principalmente nas bandas ricas em quartzo. Alguns estão muitas vezes alterados para hidróxido de ferro.

Visualmente, foi possível estimar a seguinte composição mineralógica:

- i) Glauconita (40 – 80%),
- ii) Feldspato potássico (10 – 15%),
- iii) Quartzo (10 – 60 %);
- iv) Muscovita (5%)
- v) Acessórios (1 – 2%): biotita, hidróxido de ferro, zircão e opacos.

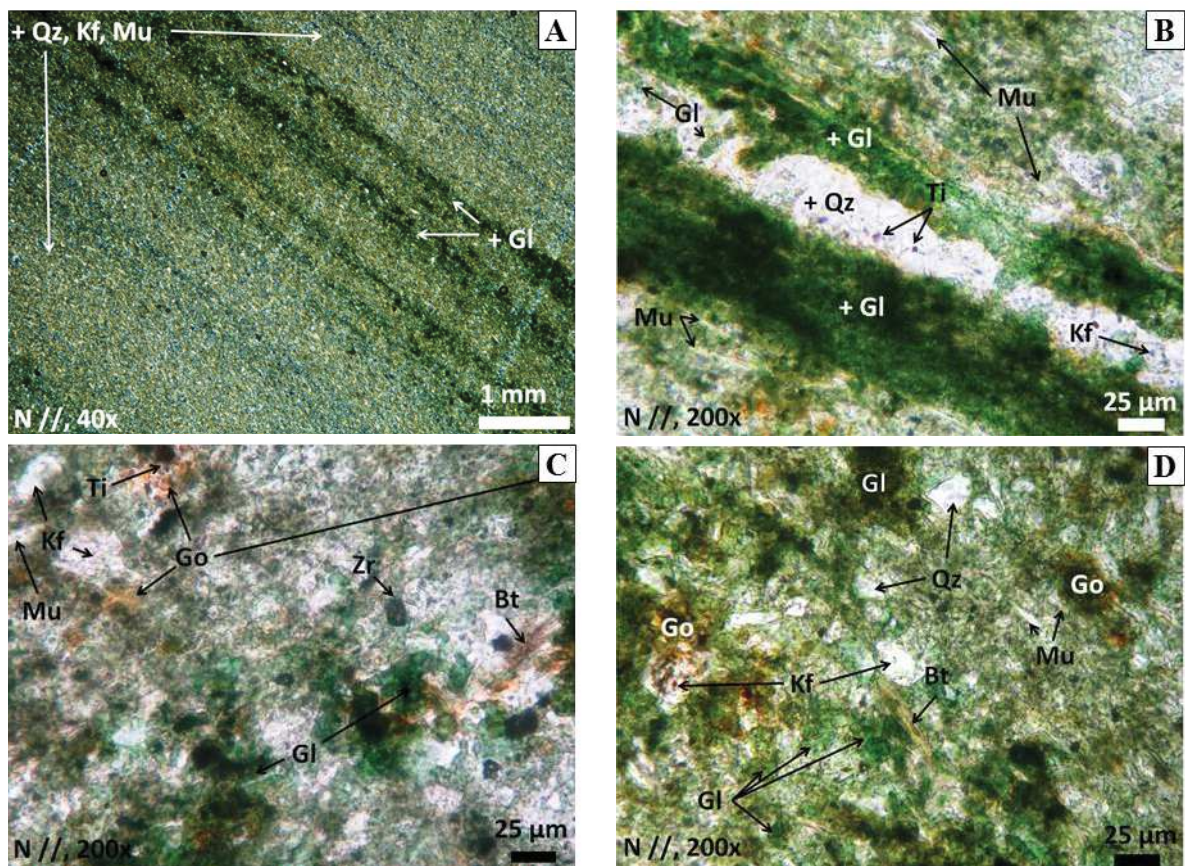


Figura 6-1: Fotomicrografias de verdetes mostrando a laminação (A, B) e a mineralogia: glauconita (Gl), feldspato potássico (Kf), quartzo (Qz), mica branca (Mu), biotita (Bt), goethita (Go), óxido de titânio (Ti) e zircão (Zr)

6.2. Difração de Raios X

Pela análise dos difratogramas de raios X de rocha total e da fração verde escuro de amostras de verdete (Figura 6-2 a Figura 6-4, Tabela 6-1 e Anexo I) foi possível identificar que a rocha é constituída essencialmente por:

- i) Glauconita: $K(Fe,Al)_2(Si,Al)_4O_{10}(OH)_2$;
- ii) Microclina: $KAlSi_3O_8$;
- iii) Quartzo: SiO_2 ;
- iv) Muscovita: $KAl_2(Si_3Al)O_{10}(OH,F)_2$.

Nota-se que na fração verde escuro, mais argilosa, há o predomínio de glauconita e muscovita. Isso também é observado ao microscópio ótico, pois a laminação dos siltitos verdes é definida pela concentração de minerais micáceos nas lâminas argilosas, com cor verde mais acentuada.

A glauconita pertence a uma série de filossilicatos dioctaédricos do grupo das micas, ricos em potássio e ferro, de composição química heterogênea e significativa substituição isomórfica de Al^{3+} por Fe^{3+} (Gruner 1935, Burst 1958, Odin & Matter 1981, Rieder *et al.* 1998). Sua estrutura muito similar a das micas dificulta sua diferenciação de outros minerais deste grupo por difração de raios X. No entanto, com base nas reflexões observadas em $2\theta = 10,16^\circ$, $22,78^\circ$ e $40,41^\circ$, pode-se confirmar que se trata da glauconita.

Para a muscovita, há o mesmo problema de diferenciação de outros filossilicatos por difração de raios X, especialmente da illita. A presença de um pico agudo a $1,0 \text{ \AA}$ caracteriza micas bem cristalizadas, enquanto a illita produziria um pico mais arredondado entre $1,0$ e $1,1 \text{ \AA}$ (Santos, 1975).

Em relação ao feldspato potássico, as reflexões são mais coerentes com as da microclina, embora os três polimorfos (ortoclásio, sanidina e microclina) tenham a mesma estrutura fundamental, composta por tetraedros de SiO_4 e AlO_4 compartilhados pelos vértices, com diferenças apenas na organização do Si e Al dentro dos tetraedros (Lira & Neves, 2013).

O quartzo apresenta picos bem definidos e também foi identificado em microscopia ótica. Os demais minerais não foram identificados nos difratogramas de raios X por serem minoritários ou traços.

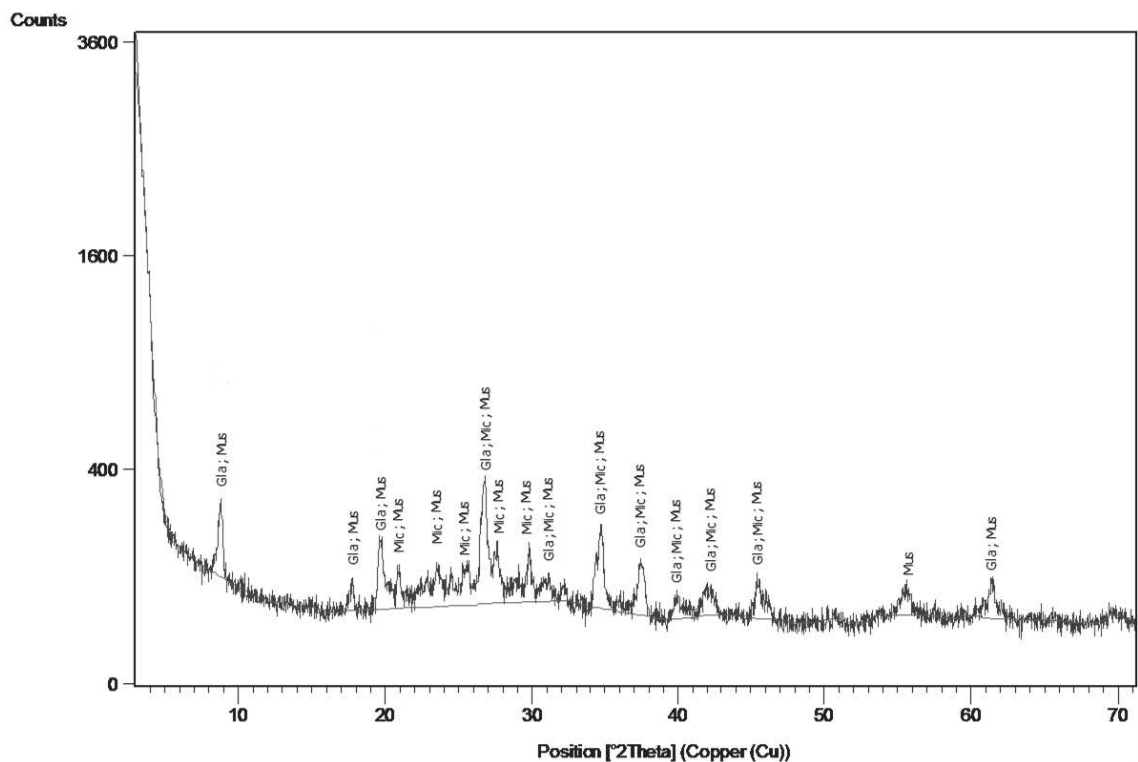


Figura 6-2: Difratoograma de raios X da fração verde escuro da amostra 28B glauconita (Gla), muscovita (Mus) e microclina (Mic)

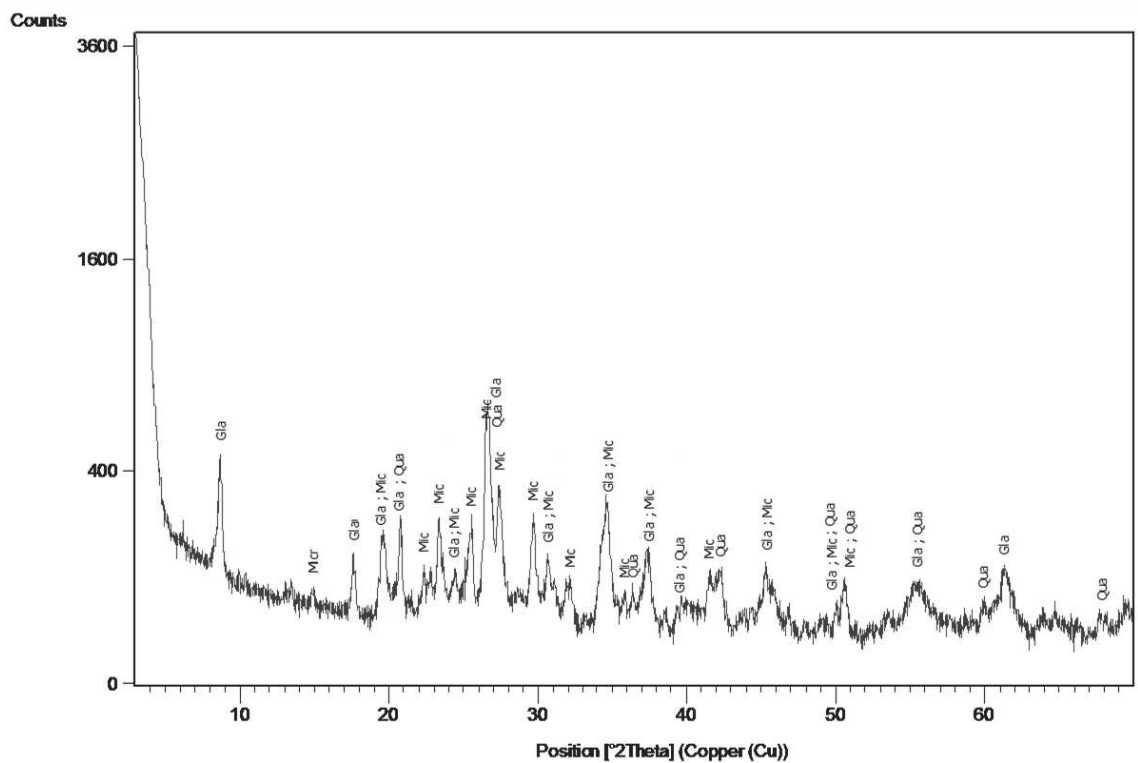


Figura 6-3: Difratoograma de raios X da amostra 31A (rocha total) glauconita (Gla), microclina (Mic) e quartzo (Qua)

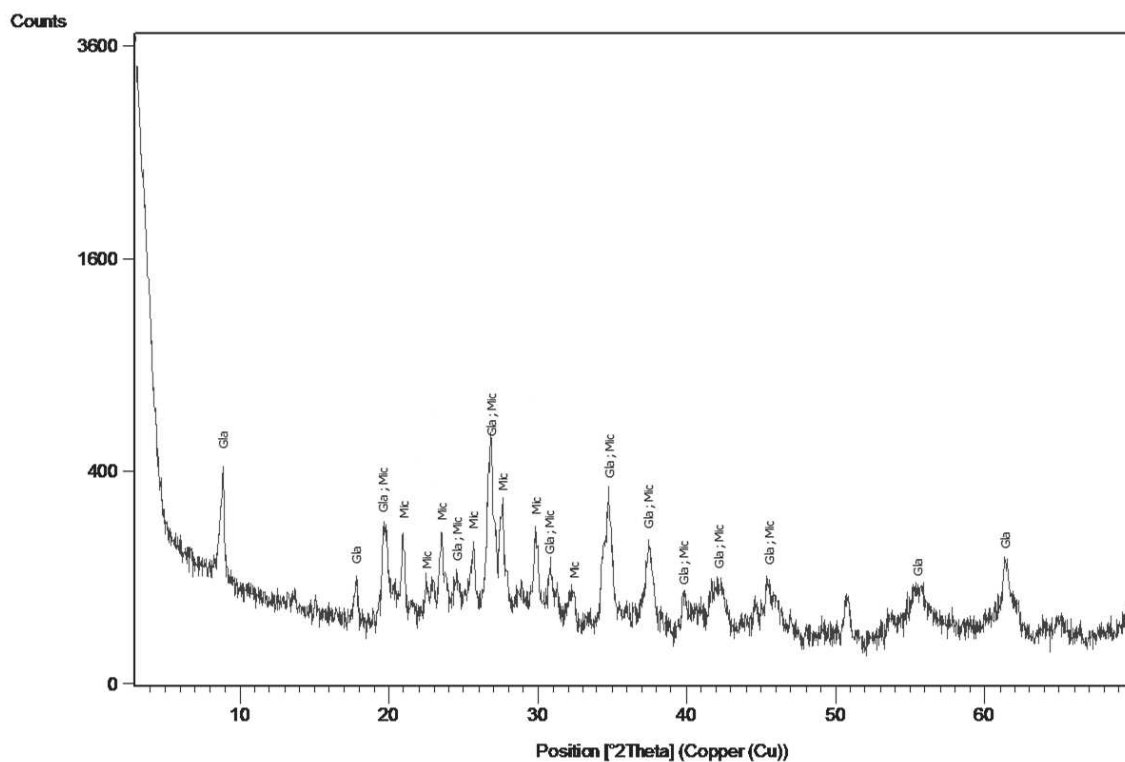


Figura 6-4: Difratoograma de raios X da fração verde escuro da amostra 31A glauconita (Gla) e microclina (Mic)

Tabela 6-1: Fases identificadas em difratogramas de raios X de amostras de verdete

Amostra	Score	Nome	Fator Escala	Fórmula Química
28B Fração verde escuro	38	Glauconite-1\ITM\RG	0,336	$K(Fe,Al)_2(Si,Al)_4O_{10}(OH)_2$
	25	Microcline, intermediate	0,249	$KAlSi_3O_8$
	28	Muscovite-2\ITM#1\RG	0,453	$KAl_2(Si_3Al)O_{10}(OH,F)_2$
31A Rocha total	33	Glauconite-1\ITM\RG	0,254	$K(Fe,Al)_2(Si,Al)_4O_{10}(OH)_2$
	25	Microcline, ordered	0,323	$KAlSi_3O_8$
	27	Quartz, low	0,457	SiO_2
31A Fração verde escuro	37	Glauconite-1\ITM\RG	0,415	$K(Fe,Al)_2(Si,Al)_4O_{10}(OH)_2$
	31	Microcline, intermediate	0,459	$KAlSi_3O_8$

6.3. Microscopia Eletrônica de Varredura

As análises por MEV foram utilizadas para definir as relações texturais e como suporte para identificação mineralógica dos siltitos verdes.

Em amostras de verdete moído entre 212 e 300 μm , as análises em MEV permitiram observar que as partículas são compostas por glauconita, quartzo, feldspato potássico, micas, óxido de titânio, óxido de manganês, goethita, zircão e fosfatos de terras-raras (Figura 6-5), não havendo separação mineral nesta granulometria.

A glauconita ocorre na matriz, concentrada em uma massa com aspecto argiloso (Figura 6-5A,C,D). Foram identificados dois tipos de micas, uma com alto teor em Al e outra rica em Mg, sendo interpretadas como muscovita e biotita, respectivamente (Figura 6-5C,D). Porém, em função da granulometria extremamente fina, a quantificação destes minerais pode ter sido comprometida. Feldspato e quartzo ocorrem como grãos sub-arredondados a sub-angulosos, isolados e dispersos na matriz (Figura 6-5A,C,D). Óxidos de titânio e zircão formam cristais sub-arredondados (Figura 6-5A,C,D). Foram identificados fosfatos de terras raras (provavelmente Ce-monazita), sub-arredondados, possivelmente detríticos (Figura 6-5C). Também foi identificada goethita, aparentemente resultante de alteração (Figura 6-5B).

Em lâminas delgadas, análises ao MEV confirmaram que os minerais micáceos estão orientados ao longo dos planos de laminação, sendo que a glauconita concentra-se principalmente nas lâminas mais argilosas. Considerando a classificação de Triplehorn (1966), a glauconita na matriz apresenta-se em arranjos microcristalinos aleatórios, nos quais os agregados lamelares de microcristais encontram-se sobrepostos sem orientação definida (Figura 6-6).

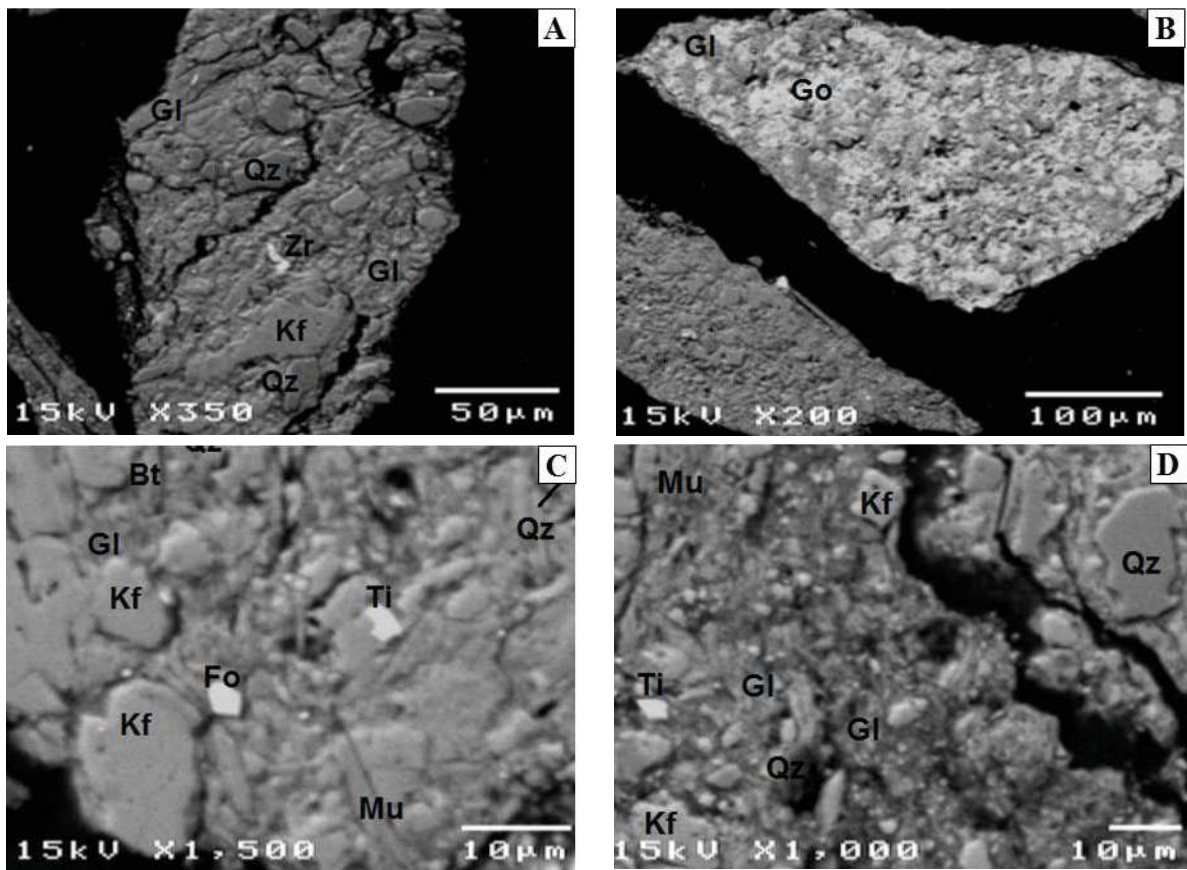
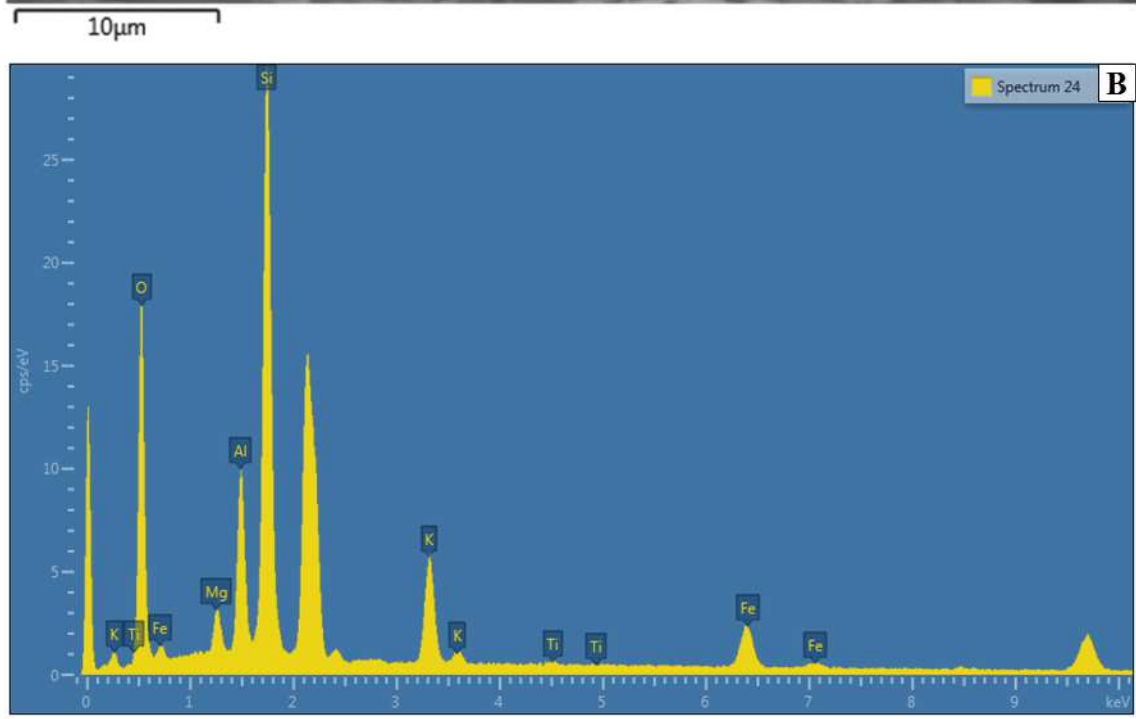
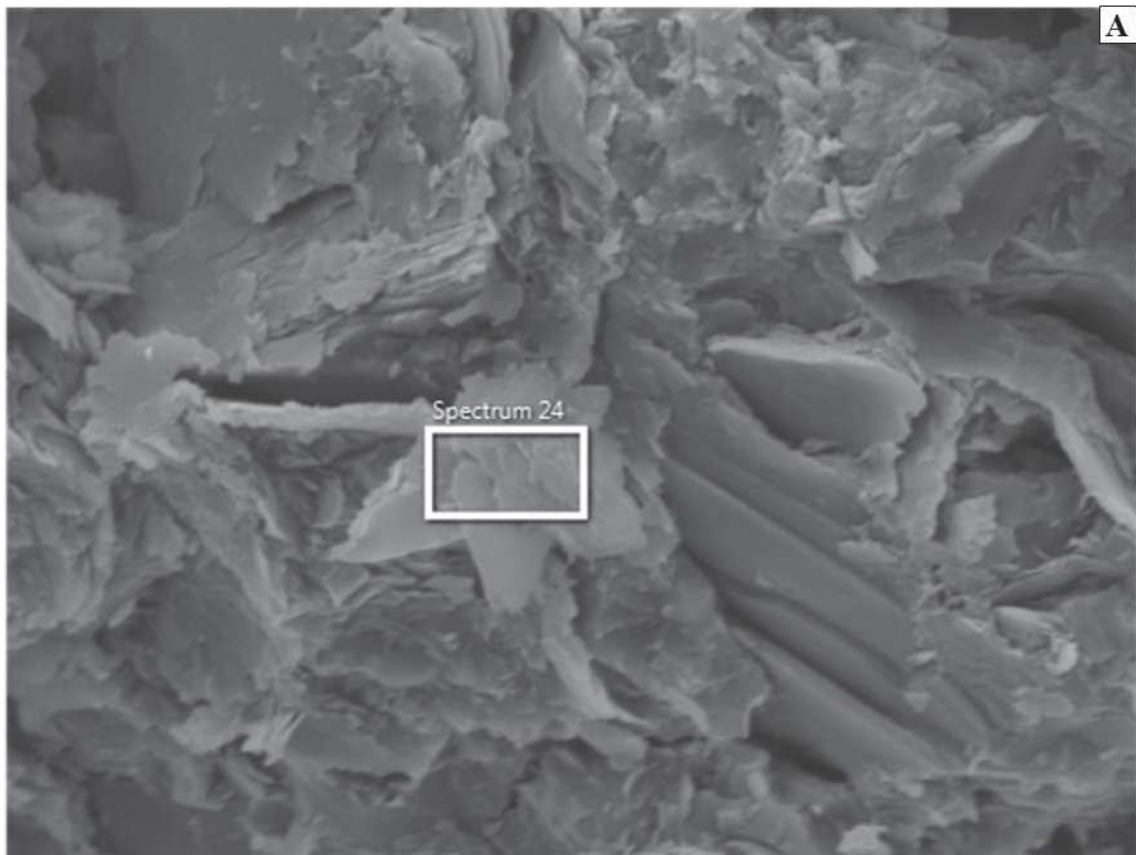


Figura 6-5: Imagem de elétron retroespalhados obtidas no MEV mostrando a mineralogia do verdete: glauconita (Gl), quartzo (Qz), feldspato potássico (Kf), biotita (Bt), muscovita (Mu), zircão (Zr), fosfato de terras-raras (Fo), goethita (Go) e óxido de titânio (Ti)



Elemento	O	Mg	Al	Si	K	Ti	Fe
%	50,12	2,15	7,81	24,35	7,07	0,35	8,14

Figura 6-6: Imagem de verdete ao MEV, com aumento de 4200 x (A) com respectiva microanálise de uma área contendo glauconita (B,C)

6.4. Microsonda Eletrônica

As análises em microsonda eletrônica tiveram como principal objetivo caracterizar composicionalmente a fase predominante, formada pelo mineral verde, identificado em difração de raios-X, microscopia ótica e MEV como glauconita. Além disso, foi possível comprovar a mineralogia determinada pelos demais métodos, sendo identificados quartzo, feldspato potássico, micas, óxido de titânio, fosfato de bário (Figura 6-7).

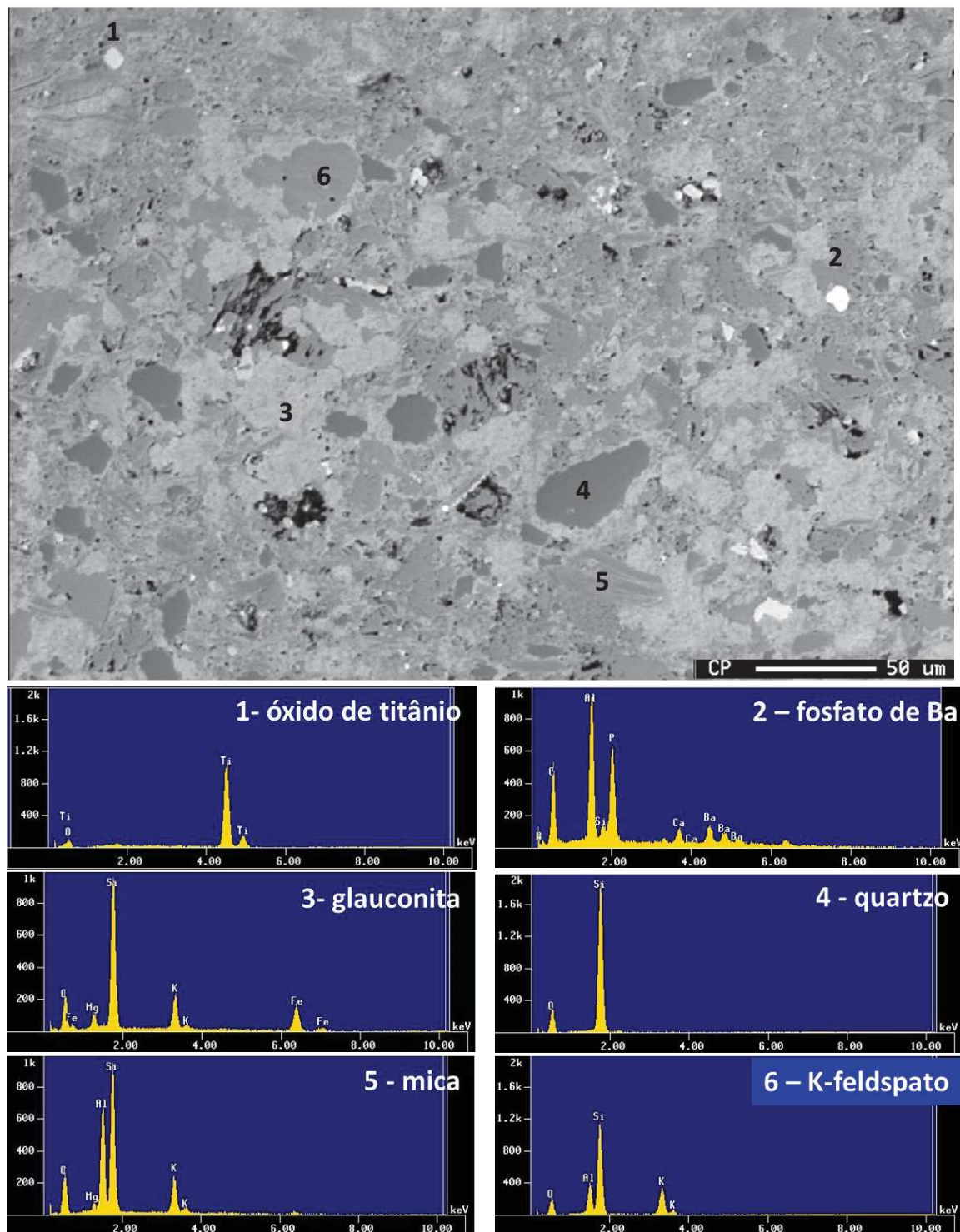


Figura 6-7: Imagem de elétrons retroespalhados de amostra de verdete em microsonda eletrônica e respectivos espectros de EDS das fases analisadas

Foram realizadas diversas análises na fase predominante (possivelmente glauconita), entretanto, alguns resultados foram descartados devido à provável interferência de minerais vizinhos, totalizando 29 resultados válidos (Tabela 6-2 e Tabela 6-3).

Tabela 6-2: Comparação da composição química média das glauconitas dos verdetes e as descritas na literatura

Óxido	Literatura ¹	Verdetes
SiO ₂	28,1 – 57,0	49,10 – 57,23
Al ₂ O ₃	2,2 – 29,1	0,57 – 14,12
Fe ₂ O ₃	3,4 – 44,7	14,10 – 28,15
MgO	0,5 – 11,5	3,05 – 6,69
K ₂ O	0,2 – 9,6	8,55 – 10,64

O teor de K₂O é o mais importante indicador de maturidade da glauconita (Burst 1958, McRae, 1972, Odin & Matter 1981, Amorosi 1995, 1997, Amorosi *et al.* 2007, Udgata 2007). Nos pontos analisados, o teor de K₂O varia de 8,55% a 10,64%, com uma média de 10,14%, indicando alto grau de maturidade para a glauconita presente nos verdetes, coerente com a tonalidade verde intensa dos grãos, que também caracteriza estágios avançados de evolução (Amorosi, 1995).

Foi feita a análise da variação do teor de K₂O com os teores dos demais óxidos analisados (Figura 6-8), mas não foram observadas boas correlações, o que é esperado para glauconitas encontradas em rochas siliciclásticas, onde a presença de quartzo e outros argilominerais pode afetar os resultados das microanálises (Amorosi *et al.* 2007).

Nas amostras analisadas o teor de Fe₂O₃ varia de 14,10 a 28,15%, compatível com glauconitas descritas na literatura (e.g. Birch *et al.* 1976: 16,6 a 23%). A sutil correlação positiva entre os teores de Fe₂O₃ (recalculados a partir dos teores de ferro total, dados como FeO no EDS) e K₂O mostra glauconitas com alto grau de maturidade (Amorosi, 1997). No entanto, como o Fe pode também estar presente adsorvido nos poros e não apenas incorporado à estrutura do mineral, não deve ser usado como critério para definir o grau de maturidade (Birch *et al.* 1976, Amorosi *et al.*, 2007).

O teor de SiO₂ varia de 49,10 a 57,23%. Já o teor de Al₂O₃ varia de 0,57 a 14,12%, sendo em média 2,53%. O valor de 14,12% obtido em um ponto analisado pode ser devido a uma possível interferência de grãos de feldspatos adjacentes. O valor médio de Al₂O₃, embora baixo, é compatível com os dados de algumas glauconitas descritas na literatura (Tabela 6-2).

¹ Fontes: Foster (1969), Hendricks & Ross (1941), Burst (1958), Thompson & Hower (1975), Birch *et al.* (1976), Buckley *et al.* (1978), Dillenburg *et al.* (2000), Guimarães *et al.* (2000), Udgata (2007), Baioumy & Boulis (2012), Li *et al.* (2012), Harding *et al.* (2014), conforme Tabela 4-4

De acordo com McRae (1972), o teor de Al_2O_3 nas glauconitas varia de 1,77 a 7,01%, dependendo do grau de substituição entre Al e Fe. Amorosi (2007) relaciona teores baixos de Al com o aumento da maturidade da glauconita. A correlação negativa entre os teores de Al_2O_3 e Fe_2O_3 (Figura 6-8) sugere a predominância de substituições Al^{3+} por Fe^{3+} nos sítios octaédricos (Amorosi, 2007).

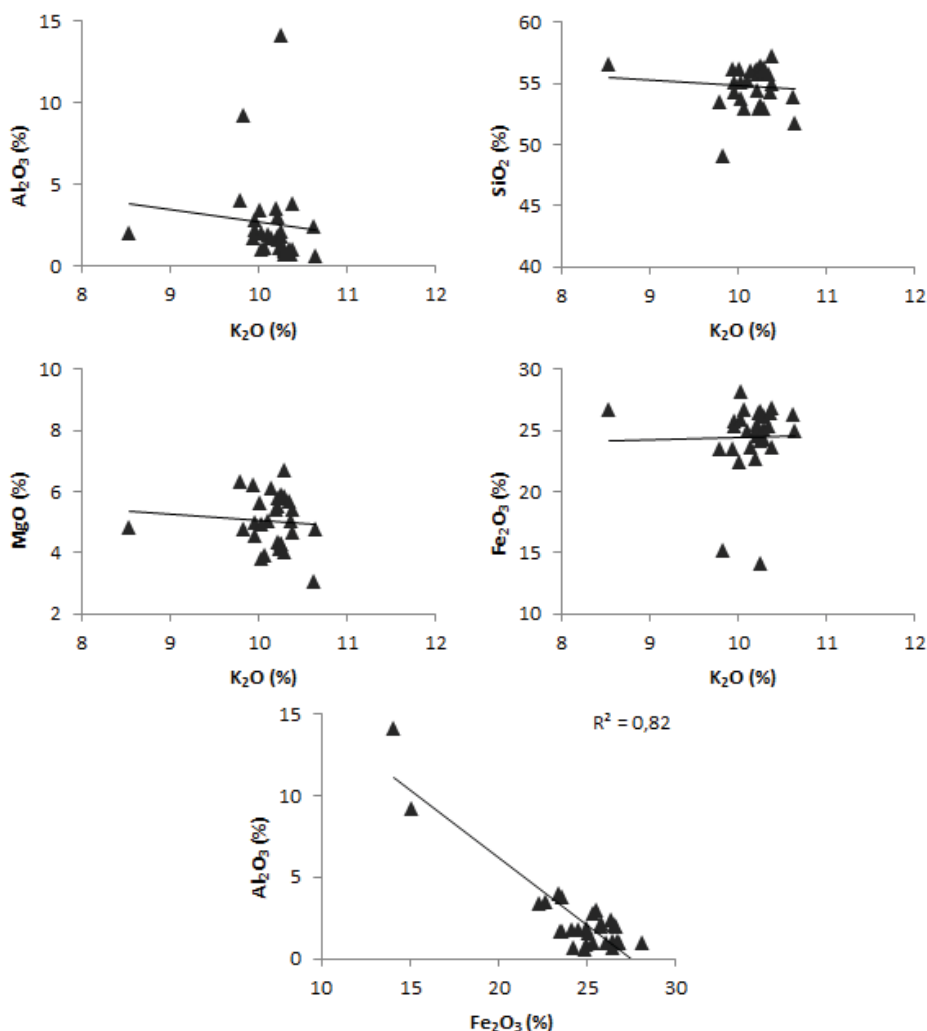


Figura 6-8: Gráficos de correlação entre K_2O e demais óxidos analisados em glauconita e entre os teores de Al_2O_3 e Fe_2O_3

Tabela 6-3: Resultados de análise química mineral e cálculo de fórmula estrutural para a glauconita

Análise	Resultados (%)						Tetraedro		Octaedro			Intercamada	Fórmula
	K ₂ O	Al ₂ O ₃	MgO	FeO	SiO ₂	Fe ₂ O ₃ (recalc)	Si ⁴⁺	Al ³⁺	Al ³⁺	Fe ³⁺	Mg ²⁺	K ⁺	
2	10,11	1,89	5,04	22,52	55,23	25,02	3,95	0,05	0,11	1,35	0,54	0,58	K _{0.58} (Al _{0.11} , Fe _{1.35} , Mg _{0.54})(Si _{3.95} , Al _{0.05})O ₁₀ (OH) ₂
3	10,24	1,08	4,09	23,81	52,95	26,46	3,96	0,04	0,05	1,49	0,46	0,50	K _{0.50} (Al _{0.05} , Fe _{1.49} , Mg _{0.46})(Si _{3.96} , Al _{0.04})O ₁₀ (OH) ₂
4	9,97	2,20	4,55	23,22	55,02	25,79	3,94	0,06	0,13	1,39	0,49	0,55	K _{0.55} (Al _{0.13} , Fe _{1.39} , Mg _{0.49})(Si _{3.94} , Al _{0.06})O ₁₀ (OH) ₂
5	10,23	2,94	4,33	22,98	54,38	25,53	3,91	0,09	0,16	1,38	0,46	0,56	K _{0.56} (Al _{0.16} , Fe _{1.38} , Mg _{0.46})(Si _{3.91} , Al _{0.09})O ₁₀ (OH) ₂
7	10,39	1,00	4,64	24,15	54,92	26,83	3,96	0,04	0,05	1,46	0,50	0,54	K _{0.54} (Al _{0.05} , Fe _{1.46} , Mg _{0.50})(Si _{3.96} , Al _{0.04})O ₁₀ (OH) ₂
8	10,07	1,06	3,88	24,07	52,96	26,74	3,97	0,03	0,06	1,51	0,43	0,47	K _{0.47} (Al _{0.06} , Fe _{1.51} , Mg _{0.43})(Si _{3.97} , Al _{0.03})O ₁₀ (OH) ₂
10	10,21	3,51	5,39	20,39	56,03	22,66	3,94	0,06	0,23	1,20	0,57	0,62	K _{0.62} (Al _{0.23} , Fe _{1.20} , Mg _{0.57})(Si _{3.94} , Al _{0.04})O ₁₀ (OH) ₂
11	10,29	0,97	4,01	23,53	52,94	26,14	3,98	0,02	0,07	1,48	0,45	0,47	K _{0.47} (Al _{0.07} , Fe _{1.48} , Mg _{0.45})(Si _{3.98} , Al _{0.02})O ₁₀ (OH) ₂
12	10,22	1,78	5,51	22,06	55,76	24,51	3,96	0,04	0,11	1,31	0,58	0,63	K _{0.63} (Al _{0.11} , Fe _{1.31} , Mg _{0.58})(Si _{3.96} , Al _{0.04})O ₁₀ (OH) ₂
13	10,63	2,39	3,05	23,71	53,93	26,34	3,99	0,01	0,20	1,47	0,34	0,35	K _{0.35} (Al _{0.20} , Fe _{1.47} , Mg _{0.34})(Si _{3.99} , Al _{0.01})O ₁₀ (OH) ₂
14	10,03	0,92	3,78	25,34	53,77	28,15	3,95	0,05	0,03	1,56	0,41	0,46	K _{0.46} (Al _{0.03} , Fe _{1.56} , Mg _{0.41})(Si _{3.95} , Al _{0.05})O ₁₀ (OH) ₂
15	9,81	4,02	6,33	21,08	53,51	23,42	3,76	0,24	0,10	1,24	0,66	0,90	K _{0.90} (Al _{0.10} , Fe _{1.24} , Mg _{0.66})(Si _{3.76} , Al _{0.24})O ₁₀ (OH) ₂
16	9,96	2,74	4,98	22,86	54,27	25,39	3,87	0,13	0,11	1,36	0,53	0,65	K _{0.65} (Al _{0.11} , Fe _{1.36} , Mg _{0.53})(Si _{3.87} , Al _{0.13})O ₁₀ (OH) ₂
19	10,26	2,03	4,29	23,92	53,27	26,57	3,89	0,11	0,07	1,46	0,47	0,57	K _{0.57} (Al _{0.07} , Fe _{1.46} , Mg _{0.47})(Si _{3.89} , Al _{0.11})O ₁₀ (OH) ₂
20	10,04	2,00	4,95	23,25	55,12	25,83	3,92	0,08	0,09	1,38	0,53	0,60	K _{0.60} (Al _{0.09} , Fe _{1.38} , Mg _{0.53})(Si _{3.92} , Al _{0.08})O ₁₀ (OH) ₂
21	8,55	1,98	4,80	24,03	56,61	26,70	3,94	0,06	0,10	1,40	0,50	0,56	K _{0.56} (Al _{0.10} , Fe _{1.40} , Mg _{0.50})(Si _{3.94} , Al _{0.06})O ₁₀ (OH) ₂
22	9,96	1,68	6,19	21,18	56,11	23,53	3,96	0,04	0,10	1,25	0,65	0,69	K _{0.69} (Al _{0.10} , Fe _{1.25} , Mg _{0.65})(Si _{3.96} , Al _{0.04})O ₁₀ (OH) ₂
24	9,84	9,18	4,74	13,62	49,10	15,13	3,76	0,24	0,59	0,87	0,54	0,78	K _{0.78} (Al _{0.59} , Fe _{0.87} , Mg _{0.54})(Si _{3.76} , Al _{0.24})O ₁₀ (OH) ₂
26	10,22	1,61	5,77	22,61	56,15	25,12	3,94	0,06	0,07	1,33	0,60	0,67	K _{0.67} (Al _{0.07} , Fe _{1.33} , Mg _{0.60})(Si _{3.94} , Al _{0.06})O ₁₀ (OH) ₂
29	10,29	0,82	5,82	22,53	55,80	25,03	3,97	0,03	0,04	1,34	0,62	0,65	K _{0.65} (Al _{0.04} , Fe _{1.34} , Mg _{0.62})(Si _{3.97} , Al _{0.03})O ₁₀ (OH) ₂
30	10,37	0,67	5,05	23,82	54,30	26,46	3,95	0,05	0,01	1,45	0,55	0,60	K _{0.60} (Al _{0.01} , Fe _{1.45} , Mg _{0.55})(Si _{3.95} , Al _{0.05})O ₁₀ (OH) ₂
31	10,35	0,91	5,70	22,83	55,72	25,37	3,96	0,04	0,04	1,36	0,60	0,64	K _{0.64} (Al _{0.04} , Fe _{1.36} , Mg _{0.60})(Si _{3.96} , Al _{0.04})O ₁₀ (OH) ₂
32	10,64	0,57	4,77	22,44	51,79	24,93	3,97	0,03	0,02	1,44	0,54	0,58	K _{0.58} (Al _{0.02} , Fe _{1.44} , Mg _{0.54})(Si _{3.97} , Al _{0.03})O ₁₀ (OH) ₂
34	10,15	1,70	6,10	21,28	56,07	23,64	3,96	0,04	0,10	1,26	0,64	0,68	K _{0.68} (Al _{0.10} , Fe _{1.26} , Mg _{0.64})(Si _{3.96} , Al _{0.04})O ₁₀ (OH) ₂
36	10,26	14,12	4,27	12,69	56,38	14,10	3,76	0,24	0,87	0,71	0,42	0,67	K _{0.67} (Al _{0.87} , Fe _{0.71} , Mg _{0.42})(Si _{3.76} , Al _{0.24})O ₁₀ (OH) ₂
38	10,01	3,38	5,65	20,11	56,13	22,34	3,95	0,05	0,23	1,18	0,59	0,65	K _{0.65} (Al _{0.23} , Fe _{1.18} , Mg _{0.59})(Si _{3.95} , Al _{0.05})O ₁₀ (OH) ₂
39	10,27	1,75	5,90	21,73	55,97	24,14	3,95	0,05	0,10	1,28	0,62	0,67	K _{0.67} (Al _{0.10} , Fe _{1.28} , Mg _{0.62})(Si _{3.95} , Al _{0.05})O ₁₀ (OH) ₂
41	10,38	3,82	5,39	21,25	57,23	23,61	3,92	0,08	0,23	1,22	0,55	0,63	K _{0.63} (Al _{0.23} , Fe _{1.22} , Mg _{0.55})(Si _{3.92} , Al _{0.08})O ₁₀ (OH) ₂
42	10,30	0,66	6,69	21,80	56,23	24,22	3,96	0,04	0,01	1,28	0,70	0,74	K _{0.74} (Al _{0.01} , Fe _{1.28} , Mg _{0.70})(Si _{3.96} , Al _{0.04})O ₁₀ (OH) ₂

A composição química de grãos de glauconita é normalmente heterogênea devido ao seu complexo processo de formação (Odin & Matter, 1981). As porcentagens dos óxidos obtidas foram recalculadas para estimar a fórmula estrutural. O cálculo foi feito conforme método de Hendricks & Ross (1941). Foi considerada a estrutura da mica, com camadas tetraédricas de Si, Al e O, camadas octaédricas com Al, Mg e Fe, e íons de K entre as camadas. O balanço de cargas foi calculado para 10 átomos de oxigênio e 2 grupos de hidroxilas (22 cargas negativas).

De acordo Rieder *et al.* (1998), a glauconita corresponde a uma série de filossilicatos dioctaédricos do grupo das micas, ricos em potássio e ferro, de composição química heterogênea. A diferenciação entre illitas e glauconitas pode ser realizada a partir da correlação entre as razões $R^{2+}/R^{2+}+R^{3+}$ (onde R^{2+} e R^{3+} representam as quantidades de cátions bivalentes e trivalentes nas camadas tetraédricas e octaédricas) e ${}^{\text{VI}}\text{Al}/{}^{\text{VI}}\text{Al}+{}^{\text{VI}}\text{Fe}^{3+}$ (quantidades de Al e Fe^{3+} nos sítios octaédricos), conforme Figura 6-9 (Rieder *et al.*, 1998). As amostras analisadas, de modo geral, foram plotadas no campo das glauconitas.

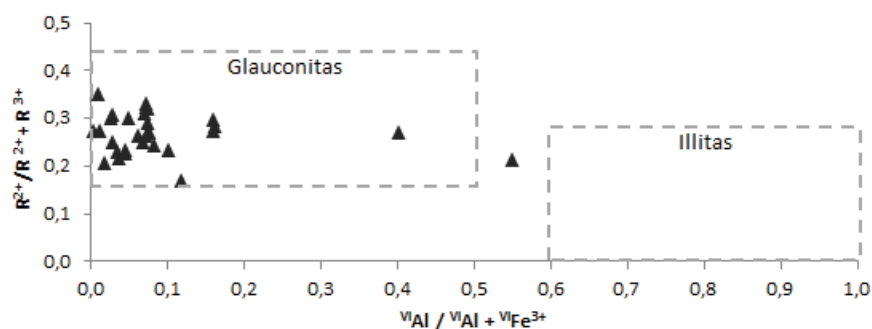


Figura 6-9: Correlações entre as razões de cátions bivalentes e trivalentes $R^{2+}/R^{2+}+R^{3+}$ e ${}^{\text{VI}}\text{Al}/{}^{\text{VI}}\text{Al}+{}^{\text{VI}}\text{Fe}^{3+}$ em filossilicatos e os limites determinados para glauconitas e illitas (Rieder *et al.*, 1998)

No diagrama de Meunier & El Albani (2007), os campos composicionais da glauconitas, Fe-illitas, Fe-esmectitas e Al-esmectitas são determinados pelas relações $M^+/4\text{Si}$ versus Fe/somatório de cátions octaédricos, onde M^+ é a quantidade de íons intercâmara, no caso K^+ (Figura 6-10). Apenas algumas amostras foram classificadas como Fe-illitas. Alguns pontos ficaram posicionados fora dos campos definidos, possivelmente devido aos baixos teores de Al associado às substituições, tanto na camada octaédrica (Al por Mg, Fe^{3+} , Fe^{2+}), quanto na tetraédrica (Si^{4+} por Al^{3+}). A maioria das amostras foi classificada como glauconita.

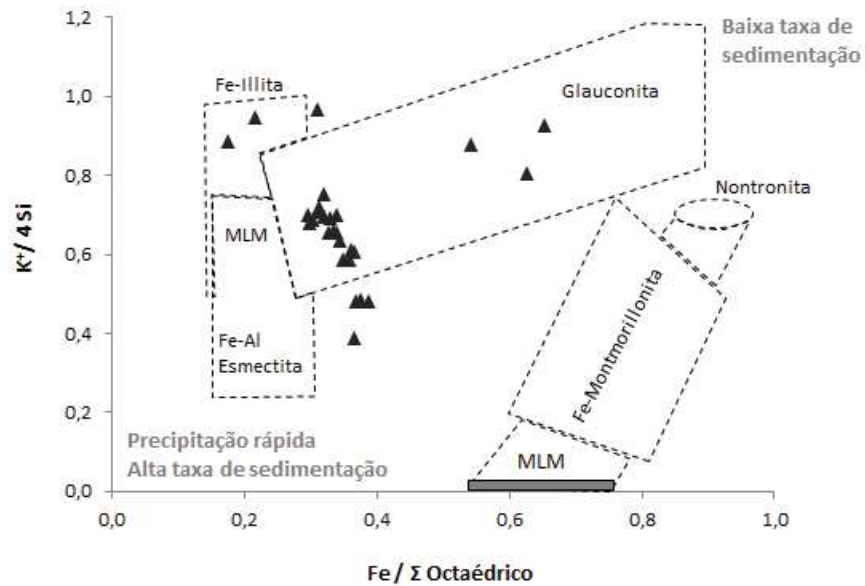


Figura 6-10: Diagrama composicional dos filossilicatos (Meunier & El Albani, 2007) mostrando que as amostras de verdete são predominantemente de glauconitas (MLM = minerais de camadas mistas)

Em outros gráficos composicionais, as amostras também estão plotadas no campo das glauconitas, sendo apenas algumas classificadas como glauconitas ricas em alumínio (Figura 6-11). Uma sutil correlação linear negativa entre os teores de Al e Fe reflete a substituição de Al por Fe nos sítios octaédricos. Como a quantidade de Al que substitui o Si nos sítios tetraédricos varia de 0,01 a 0,24 íons por célula unitária (Tabela 6-3), para balancear a deficiência de cargas, tem-se a substituição de Fe^{3+} e Al^{3+} por cátions bivalentes, Fe^{2+} e Mg^{2+} nos sítios octaédricos. (Gruner 1935, McRae 1972). Neste caso, como não foi feita a análise de Fe^{2+} , considerou-se apenas a substituição por Mg^{2+} , que varia de 0,67 a 1,40 íons por célula unitária. Observa-se uma baixa correlação entre os cátions intercamada (neste caso, apenas o K foi analisado) e ferro, assim como descrito por Odin & Matter (1981). A ausência de correlação entre alumínio de coordenação tetraédrica e cátions bivalentes indica o desequilíbrio de cargas durante as substituições de Al por Fe. Estas relações sugerem que a substituição de Al por Fe e Mg nos sítios octaédricos pode ter acarretado em um aumento de K (Longuépée & Cousineau, 2006).

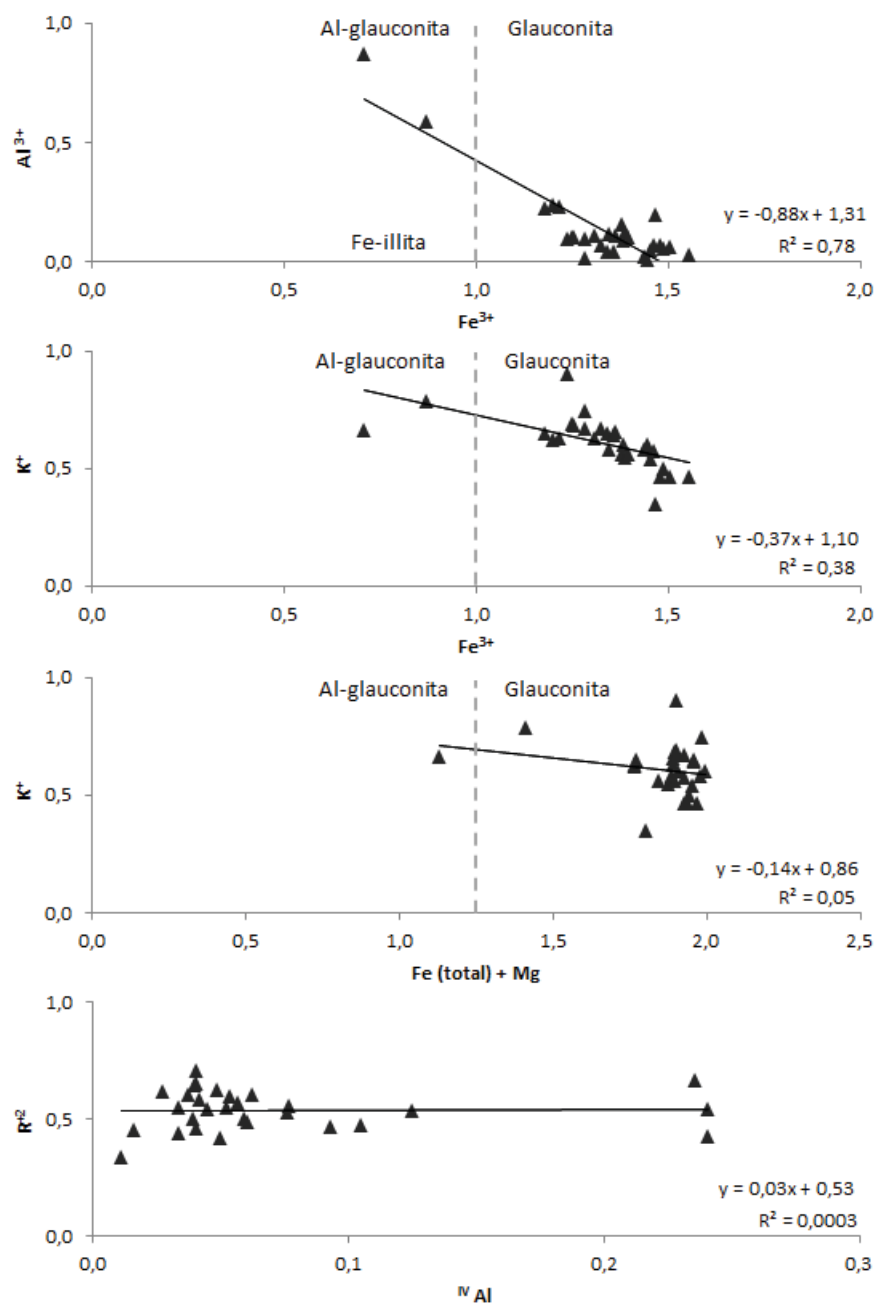
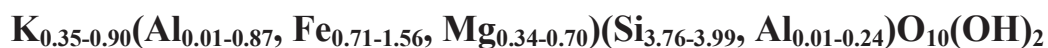


Figura 6-11: Gráficos de correlação composicional para glauconitas, Fe-illitas e Al-glauconitas (Longuépée & Cousineau, 2006). De cima para baixo: i) ferro total *versus* alumínio de coordenação octaédrica (${}^{VI}Al$); ii e iii) ferro total e magnésio *versus* cátions intercambadas; iv) ausência de correlação entre alumínio de coordenação tetraédrica (${}^{IV}Al$) e cátions bivalentes indicando desequilíbrio de cargas durante as substituições de Al por Fe

Os resultados das análises por microsonda eletrônica permitiram definir a fase predominante como glauconita e estimar a seguinte fórmula estrutural:



7. GEOQUÍMICA DOS SILTITOS VERDES

7.1. Introdução

A composição química de rochas sedimentares pode fornecer informações importantes sobre a proveniência, sendo que rochas siliciclásticas pelíticas são as mais propícias para estes estudos, uma vez que possuem um maior enriquecimento em elementos terras-raras, além de fornecerem uma abrangência das áreas-fonte da bacia (Taylor & McLennan 1985).

A interpretação dos dados geoquímicos compreendeu a análise de diagramas para avaliar as correlações entre os elementos, além de diagramas classificatórios e de caracterização de ambiente geotectônico.

7.2. Resultados

7.2.1. Elementos Maiores

Para elementos maiores foram analisadas 102 amostras de testemunhos de sondagem. Dentre os óxidos dosados (Tabela 7-1), destacam-se os teores de SiO₂, que variam entre 56,7 e 65,8%. Devido a esta abundância, serão apresentadas as variações dos demais óxidos analisados em relação à sílica (Figura 7-1). Observa-se, no entanto, baixa correlação entre estes óxidos ($R^2 < 0,34$).

Tabela 7-1: Resultados de análises químicas de elementos maiores

Óxido (%)	K ₂ O	P ₂ O ₅	CaO	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	MgO	TiO ₂	MnO	Na ₂ O	LOI
Mínimo	5,34	0,02	0,02	13,00	5,59	56,70	2,09	0,68	0,04	< 0,1	2,33
Máximo	11,50	0,39	2,54	16,70	7,85	65,80	3,33	0,98	0,26	0,94	4,62
Médio	10,07	0,16	0,40	15,36	6,88	59,28	2,90	0,85	0,09	0,07	3,24

Os teores de Al₂O₃ variam de 13,0 a 16,7%. A composição química dos siltitos verdes pode ser considerada “evoluída”, com razões relativamente altas de SiO₂/Al₂O₃, que variam de 3,9 a 4,4. Estes valores intermediários de alumina refletem a composição química dos aluminossilicatos que compõem o verdete (glauconita, micas e feldspatos potássicos).

Em relação ao TiO₂, os valores da ordem de 0,85% são condizentes com a presença de óxidos de titânio, identificados em MEV e microsonda eletrônica.

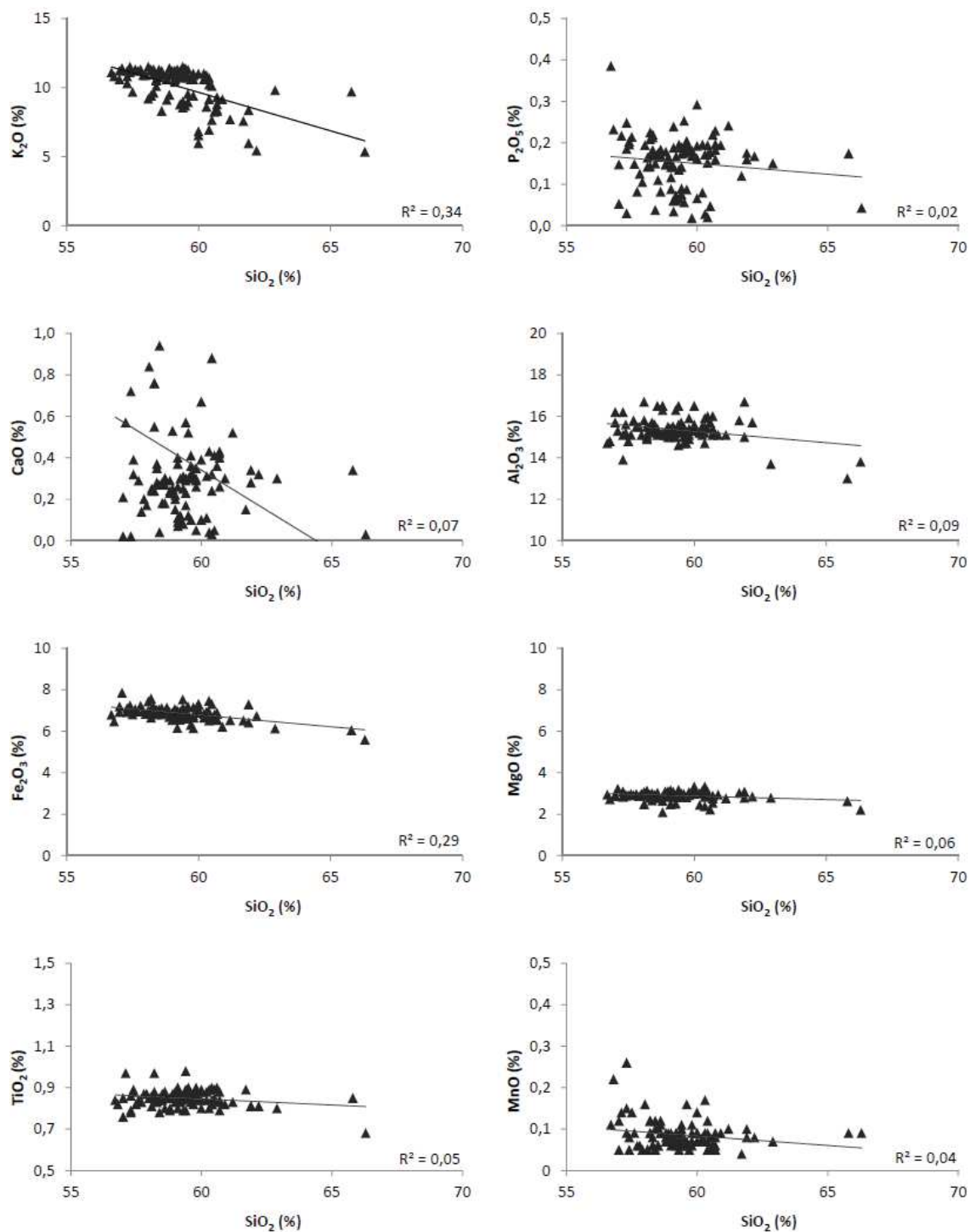


Figura 7-1: Diagramas de correlações entre SiO₂ e demais óxidos analisados em amostras de verdete

Os teores de Fe₂O₃ (total) mostram uma tênue correlação negativa com SiO₂, sendo relacionados aos óxidos e hidróxidos de ferro identificados nas amostras e até mesmo aos flossilicatos ricos em ferro (biotita e glauconita).

Os teores de MnO, que variam de 0,04 a 0,26% estão relacionados à presença de óxidos de manganês, que ocorrem na rocha principalmente na forma de dendritos.

Ao contrário dos demais óxidos, que mostram uma tênue correlação com SiO_2 , mesmo com baixos valores de R^2 , observa-se que os resultados de P_2O_5 e CaO estão muito dispersos, variando de 0,02 a 2,54% e 0,02 a 0,39%, respectivamente. Podem ser relacionados aos fosfatos de bário e terras-raras identificados no verdete.

Os gráficos de correlação entre SiO_2 e Fe_2O_3 versus Al_2O_3 (Figura 7-2) mostram as concentrações do verdete em relação às composições idealizada de alguns minerais (Cullers & Podkovyrov 2000), inclusive a variação composicional para a glauconita, conforme Tabela 4-5. As amostras de verdete estão distribuídas próximas ao campo da glauconita, mas com influência de quartzo e muscovita.

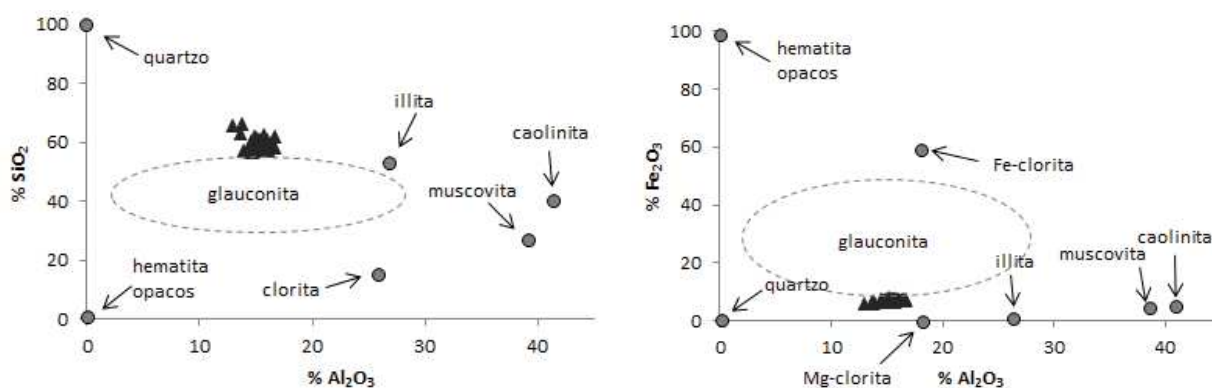


Figura 7-2: Correlação entre SiO_2 e Al_2O_3 e a composição idealizada de alguns minerais (Cullers & Podkovyrov, 2000). O campo pontilhado indica a variação composicional da glauconita (ver Tabela 4-5)

Verifica-se que o valor de K_2O é bem expressivo nas amostras, com teor médio de 10%, sendo atribuído principalmente à presença de glauconita, feldspato potássico e micas.

Na maioria das amostras, os teores de Na_2O ficaram abaixo do limite de detecção do método ($<0,1\%$). Considerando os dados válidos, a razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ varia de 12,2 a 53,4, evidenciando o predomínio de feldspato potássico. De fato, não foi identificado plagioclásio nas análises petrográficas.

Os teores verificados para os elementos dosados foram plotados em diagramas multielementares normalizados ao *Post-Archean Australian Shale* / PAAS (McLennan, 1989). A comparação da abundância média dos elementos maiores analisados em relação ao PAAS nas quatro amostras de afloramento (Figura 7-3) mostra ligeiro enriquecimento em K_2O , Fe_2O_3 e MgO e empobrecimento significativo em MnO e CaO . O padrão para Na_2O é muito variável e, considerando dados de testemunhos de sondagem (Tabela 6-2), pode-se considerar que há um significativo empobrecimento em sódio.

7.2.2. Elementos Menores e Traços

Dentre os elementos menores e traços dosados, os teores mais elevados são os de Rb, Zr e Ba (Tabela 7-2).

Elementos traços normalizados ao PAAS (Figura 7-4) mostram anomalia negativa moderada de Cs (Cs^*/Cs entre 0,45 a 0,83) e pequena anomalia negativa Sr (Sr^*/Sr entre 0,14 a 0,32). Três amostras têm anomalias positivas de V (V^*/V entre 1,73 e 3,94). Nota-se uma ligeira anomalia positiva de Rb (Rb^*/Rb entre 1,57 e 1,95), geralmente associado ao K dos argilominerais, coerente com os altos conteúdos de minerais micáceos e glauconita nos verdetes.

7.2.3. Elementos Terras-raras

Em relação aos elementos terras-raras (ETR), foram analisadas quatro amostras de afloramentos (Tabela 7-2). A distribuição é ilustrada nas figuras Figura 7-5 e Figura 7-6, nas quais os dados foram normalizados ao condrito (Boynnton, 1984) e ao PAAS (Taylor & McLennan, 1985), respectivamente.

Em relação ao condrito, os verdetes mostram um padrão praticamente idêntico para todas as amostras, com exceção a VER-3 (Figura 7-5), na qual há um enriquecimento ligeiramente maior de terras-raras leves (ETRL) com relação aos pesados (ETRP), com razões La_n/Yb_n variando de 12,5 a 14,5. Há um maior fracionamento dos ETRL em relação aos ETRP, com razões La_n/Sm_n e Gd_n/Yb_n variando de 5,9 a 6,7 e 1,8 a 2,1, respectivamente. Todas as amostras possuem pequena anomalia negativa de Eu (Eu^*/Eu de 0,94 a 0,98) e padrão praticamente plano de ETRP.

Os dados de elementos terras raras (ETR) normalizados pela composição do PAAS (Taylor & McLennan, 1985) apresentados na Figura 7-6 mostram um padrão similar, praticamente retilíneo, para todas as amostras, com razões La_n/Yb_n de 0,92 a 1,07.

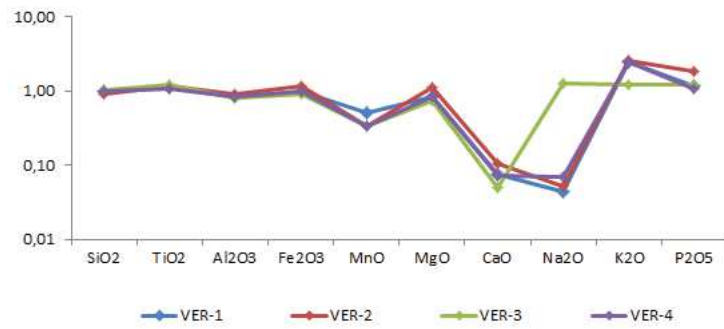


Figura 7-3: Padrão de elementos maiores em relação ao PAAS (Taylor & McLennan, 1985)

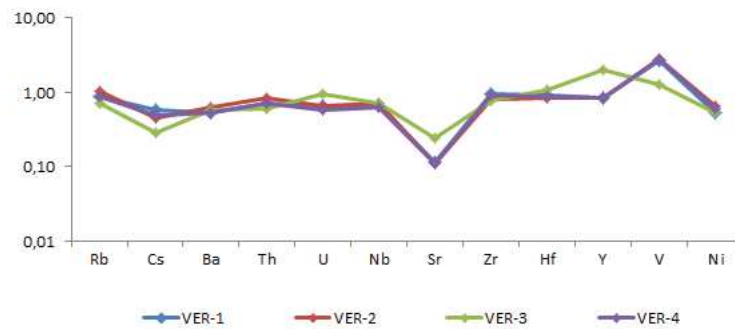


Figura 7-4: Padrão de elementos menores em relação ao PAAS (Taylor e McLennan, 1985)

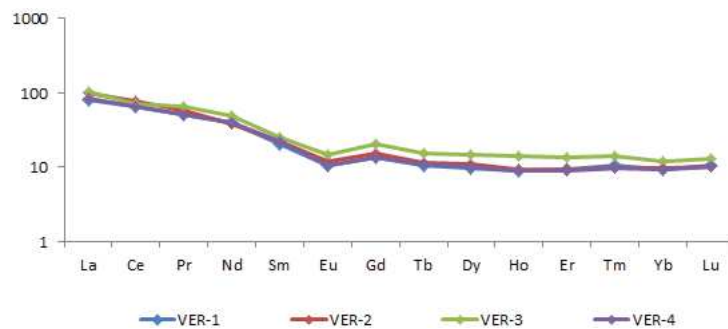


Figura 7-5: Padrão de ETR normalizado ao condrito (Boynton, 1984)

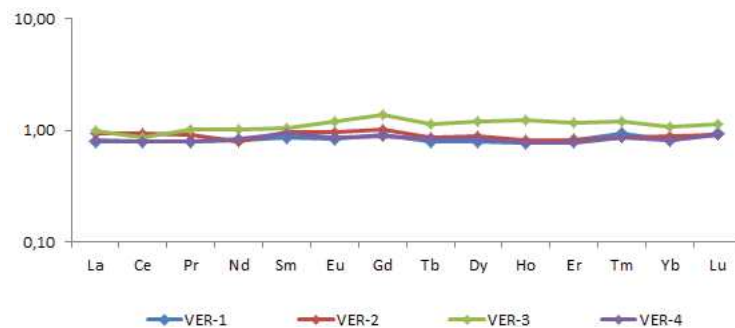


Figura 7-6: Padrão de ETR normalizado ao PAAS (Taylor & McLennan, 1985)

Tabela 7-2: Resultados de análises químicas de elementos menores, traços e terras-raras (ppm)

Elemento	VER-1	VER-2	VER-3	VER-4	Elemento	VER-1	VER-2	VER-3	VER-4
Zr	200,4	166,9	161,0	188,7	La	30,3	35,8	37,8	30,8
Y	22,4	23,0	53,6	22,7	Ce	63,5	75,2	68,5	64,0
Th	10,3	12,1	8,9	10,6	Pr	6,98	8,08	9,05	7,10
U	2,0	2,0	3,0	1,8	Nd	28,0	26,8	35,0	28,4
Ni	29,0	36,0	30,0	33,0	Sm	4,81	5,28	5,79	5,20
Sc	13,0	16,0	12,0	13,0	Eu	0,91	1,05	1,29	0,94
V	401,0	429,0	192,0	429,0	Gd	4,20	4,81	6,43	4,18
Cu	9,8	16,4	26,5	10,6	Tb	0,62	0,67	0,88	0,64
Pb	2,3	5,7	17,3	3,8	Dy	3,72	4,20	5,57	3,97
Zn	17,0	41,0	98,0	18,0	Ho	0,77	0,80	1,23	0,76
Sn	4,0	3,0	4,0	3,0	Er	2,30	2,34	3,37	2,21
W	1,8	1,8	1,5	1,7	Tm	0,38	0,35	0,50	0,35
Mo	0,2	0,1	0,3	0,1	Yb	2,29	2,47	3,03	2,31
Au	0,9	< 0,5	3,2	3,3	Lu	0,40	0,39	0,49	0,39
Co	15,0	14,2	11,4	15,8					
Ba	348,0	405,0	377,0	350,0					
Rb	140,8	169,1	113,0	141,8					
Sr	23,2	22,6	48,0	22,3					
Cs	8,8	6,9	4,3	7,4					
Ga	17,0	19,2	15,4	16,3					
Be	2,0	4,0	2,0	3,0					
As	0,5	0,6	1,7	<0,5					
Tl	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1					
Ta	1,0	1,1	1,0	0,9					
Nb	12,3	13,7	13,6	12,1					
Hg	0,02	< 0,01	< 0,01	0,02					
Hf	4,5	4,3	5,3	4,4					

7.3. Proveniência e Ambiente Geotectônica

A distribuição dos ETR, com enriquecimento em ERTL em relação aos ETRP e anomalia negativa de Eu, sugere proveniência a partir de elementos supracrustais compostos principalmente por componentes félsicos (Taylor & McLennan, 1981).

O diagrama de Floyd & Leveridge (1987), construído a partir da razão La/Th versus a concentração de Hf nas amostras, mostra tendência para fonte de arco magmático ácido (Figura 7-7A). De acordo Brown *et al.* (1984), o enriquecimento de Rb, Zr, Ba e K, conforme observado nos verdetes, pode sugerir a contribuição de arco magmático maturo.

A partir do diagrama discriminativo de Roser & Korsch (1986), os verdetes mostram uma associação com ambiente de margem continental. Para a construção deste diagrama, no entanto, resultados de $Na_2O < 0,1\%$ foram desconsiderados (Figura 7-7B). Entretanto, esta interpretação deve ser considerada com cautela devido ao enriquecimento anômalo em potássio que ocorre nos siltitos verdes, acima de 10% de K_2O .

Razões $La/Th < 5$ e $Hf > 5$ sugerem áreas fontes ácidas e aumento progressivo de reciclagem sedimentar. Ambientes de margem passiva forneceriam rochas sedimentares com Hf acima de 13 ppm, o que não ocorre nos siltitos verdes.

Cabe ressaltar que o número reduzido de amostras não permite uma interpretação conclusiva, mas os resultados reforçam as teorias descritas na literatura sobre a participação de possíveis arcos vulcânicos nas áreas de captação da Bacia Bambuí (Martins-Neto & Alkmim 2001, Uhlein *et al.* 2004, Uhlein 2014).

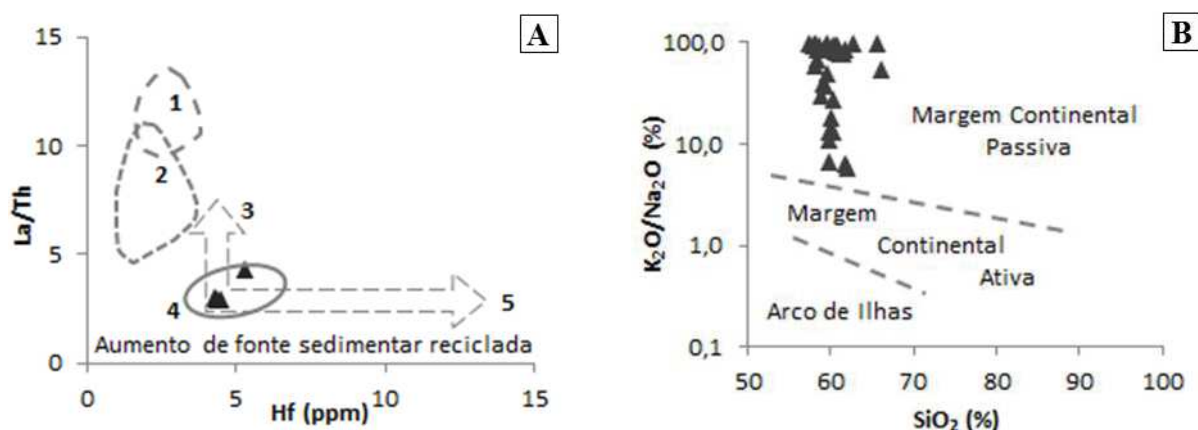


Figura 7-7: Diagramas discriminantes de ambiência geotectônica: A) distribuição dos siltitos verdes em diagrama de Floyd & Leveridge (1987) – 1) fonte toleítica de ilha oceânica; 2 – fonte de arco andesítico; 3 – fonte de mistura félsica/máfica; 4 – fonte de arco ácido; 5 – fonte de margem passiva; B) distribuição das amostras de siltito verde em Diagrama de Roser & Korsch (1986) mostrando a tendência para margem continental

8. ARTIGO

ESTRATIGRAFIA, PETROGRAFIA E MINERALIZAÇÃO DE POTÁSSIO EM SILTITOS VERDES DO GRUPO BAMBUÍ NA REGIÃO DE SÃO GOTARDO, MINAS GERAIS

Débora Silvano MOREIRA¹, Alexandre UHLEIN², Maria Lourdes Souza FERNANDES², Ana Maria MIZUSAKI³, Roberto GALÉRY⁴, Itamar Daniel DELBEM⁴

- (1) Programa de Pós Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Av. Antônio Carlos, 6627, Campus Pampulha, Belo Horizonte, MG, Brasil, CEP: 31270-901. Endereço eletrônico: geo.debora@yahoo.com.br.
- (2) Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Av. Antônio Carlos, 6627, Campus Pampulha, Belo Horizonte, MG, Brasil, CEP: 31270-901. Endereço eletrônico: auhlein@gmail.com, fernandes.mlourdes@gmail.com.
- (3) Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Caixa Postal 15001, Porto Alegre, RS, Brasil, CEP: 91509-90. Endereço eletrônico: ana.mizusaki@ufrgs.br
- (4) Departamento de Engenharia de Minas, Escola de Engenharia, Universidade Federal de Minas Gerais, Av. Antônio Carlos, 6627, Campus Pampulha, Belo Horizonte, MG, Brasil, CEP: 31270-901. Endereço eletrônico: rgalery@demin.ufmg.br, danieldelbem@yahoo.com.br.

Ofc. Revgeoc 375

Rio Claro, 17 de Julho de 2015

A

Sra. Débora Silvano MOREIRA
Universidade Federal de Minas Gerais

Ilma. Sra.,

Vimos pela presente agradecer a submissão do artigo **“ESTRATIGRAFIA, PETROGRAFIA E MINERALIZAÇÃO DE POTÁSSIO EM SILTITOS VERDES DO GRUPO BAMBUÍ NA REGIÃO DE SÃO GOTARDO, MINAS GERAIS”** que está em análise pelo corpo consultivo da Revista Geociências.

Atenciosamente



Marcos Aurélio Farias de Oliveira

RESUMO – Siltitos verdes, conhecidos tradicionalmente como verdetes, ocorrem na região de São Gotardo, centro-oeste de Minas Gerais, inseridos na Formação Serra da Saudade, Grupo Bambuí. Estudos petrográficos baseados em lâminas delgadas, difratometria de raios X, microsonda eletrônica e microscópio eletrônico de varredura foram realizados visando à caracterização mineralógica destes siltitos. São rochas sedimentares silto-argilosas constituídas por glauconita (40-80%), feldspato potássico (10-15%), quartzo (10-60%), muscovita (5%) e traços de biotita (2%), goethita (<1%), óxidos de titânio e manganês (<1%), e fosfatos de bário e terras-raras (<1%). Níveis enriquecidos em potássio, com teores de K₂O entre 8 e 12%, estão associados às porções mais ricas em glauconita, que possuem uma cor verde mais acentuada. A glauconita é autigênica e possui alto grau de maturidade. As grandes concentrações deste mineral indicam que os siltitos verdes podem estar associados com uma superfície de inundação máxima que se desenvolveu na Bacia Bambuí no Ediacarano.

Palavras-chave: Silito (Verdete); Grupo Bambuí; Glauconita; Potássio

ABSTRACT – Green siltstones, traditionally known as verdetes occurs in the São Gotardo region, in western Minas Gerais State, Brazil, and is associated with the Serra da Saudade Formation of the Bambuí Group. Petrographic studies based on thin sections, X ray diffractometry, electron microprobe and scanning electron microscope were carried out to identify the mineralogy of these siltstones. They are silty-clayed sedimentary rocks composed of glauconite (40-80%), potassium feldspar (10-15%), quartz (10-60%), muscovite (5%) and minor quantities of biotite (2%), goethite (<1%), titanium and manganese oxides (<1%), barium phosphate and rare-earth elements phosphates (<1%). Enriched levels of potash with K₂O grades from 8 to 12% and are associated to the glauconitic levels. These levels are dark green in color. The glauconite is authigenic and highly mature. The high concentration of this mineral indicates that the green siltstones can be associated with a maximum inundation surface developed in the Bambuí Basin during Ediacaran Period.

Keywords: Siltstone (Verdete); Bambuí Group; Glauconite; Potassium

8.1. Introdução

A região de São Gotardo, centro-oeste de Minas Gerais, tem sido alvo de investimentos de empresas no setor de fertilizantes devido às rochas com teores de K_2O acima de 10%. São pelitos verdes, conhecidos tradicionalmente como “*verdetes*”, associados à Formação Serra da Saudade, Grupo Bambuí.

Os altos teores de K_2O nos verdetes foram mencionados por Guimarães (1964, 1967) e por Chaves *et al.* (1971), abordando seu uso como fonte não convencional de potássio para produção de fertilizantes. Guimarães & Dutra (1969) calcularam uma reserva superior a 6 bilhões de toneladas de rocha potássica, com uma espessura média de 20 m e uma área de ocorrência de 200 km na região de Cedro do Abaeté, a aproximadamente 18 km a NE da área de trabalho (Figura 8-1).

Este artigo apresenta os principais aspectos estratigráficos, petrográficos e mineralógicos dos verdetes, analisa a distribuição de K_2O em profundidade ao longo da área estudada e propõe uma origem autigênica para os minerais potássicos.

8.2. Localização e Acessos

A área de pesquisa está localizada próxima ao distrito de Funchal, município de São Gotardo, região centro-oeste de Minas Gerais, delimitada pelas coordenadas UTM 403750/408987E e 7873890/7869780N, *datum* WGS84, zona 23S (Figura 8-1). O acesso a partir de São Gotardo é feito percorrendo-se 30 km pela MG-235 e 5 km por estradas vicinais. São Gotardo está localizado a cerca de 300 km a oeste de Belo Horizonte, cujo acesso principal é feito pela BR-262 e MG-354.

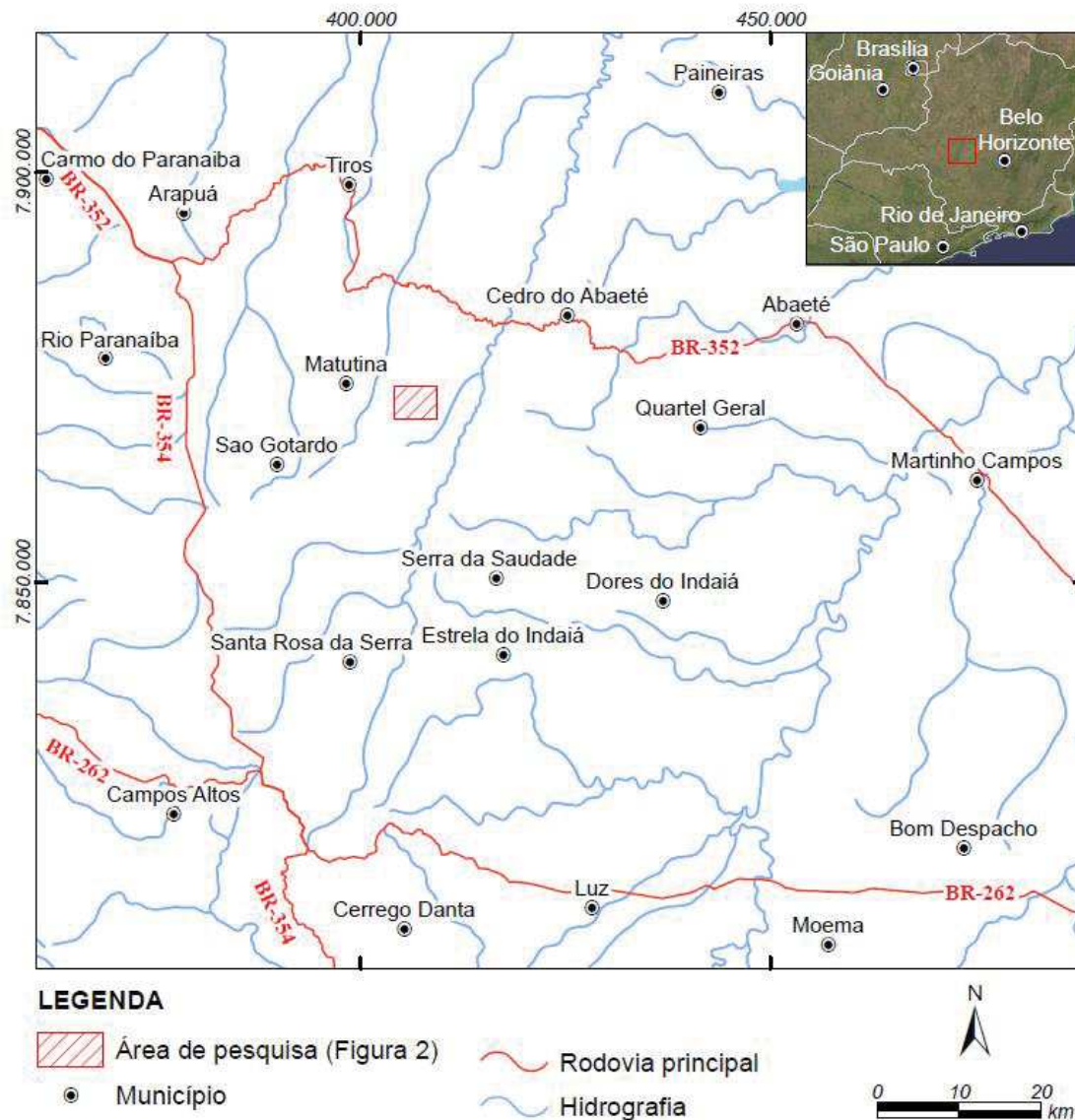


Figura 8-1: Localização da área de pesquisa (coordenadas UTM – Datum WGS1984, zona 23S)

8.3. Materiais e Métodos

A área de pesquisa, com direitos minerários da Verde Fertilizantes Ltda., foi mapeada para fins de estimativa de recursos minerais, conforme Ackroyd *et al.* (2014). Posteriormente, este mapa foi modificado a partir de perfis de campo e utilização de mapas regionais, como o Projeto São Francisco (Tuller & Silva, 2003), Projeto Cedro do Abaeté (Chaves *et al.*, 1971), imagens de satélite ASTER GDEM NASA.

Quatro testemunhos de sondagem diamantada verticais, com profundidade média de 78 metros, foram descritos e amostrados, com a realização de estudos petrográficos em detalhe, incluindo microscopia convencional, difratometria de raios X, microscopia e microsonda

eletrônicas. Também foram feitas análises químicas por fluorescência de raios X para elementos maiores no laboratório SGS Geosol Ltda., cedidas pela Verde Fertilizantes Ltda.

As lâminas petrográficas foram descritas utilizando o microscópio binocular de luz transmitida ZEISS, modelo AXIOSKOP 40, do Laboratório de Caracterização de Rochas Ornamentais do Centro de Pesquisas Manoel Teixeira da Costa do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais (CPMTC/IGC/UFMG).

Foram realizadas análises de rocha total e da fração fina por difratometria de raios X (DRX) no Centro de Microscopia e Microanálises do Instituto de Desenvolvimento e Pesquisa (IDEIA) da PUC-RS. A análise de rocha total foi realizada pelo método do pó, a amostra da fração argila foi orientada, ambas em difratômetro Bruker D8 Advance, com tubo de cobre operando em voltagem de 40 kV e corrente de 30 mA, varredura de 2 Theta de 3° a 70°, passo de 0,015° e tempo de contagem de 0,2 s. A interpretação dos difratogramas foi realizada com auxílio do *software* DIFFRAC.EVA V3.1, a partir do banco de dados do *Powder Diffraction File* (2013), produzido pelo *International Center for Diffraction Data*.

As análises por microscopia eletrônica de varredura com espectrômetro de energia dispersiva (MEV/EDS) foram realizadas no Departamento de Engenharia de Minas da Escola de Engenharia da UFMG. Foi utilizado um microscópio eletrônico de varredura, marca JEOL, modelo JSM-5410, com um espectrômetro de energia dispersiva (EDS) marca NORAN, modelo TN-M3055, acessório para microdifração do feixe de elétrons retroespalhados marca EBSP-Nordif. Também foram realizadas análises no Centro de Microscopia e Microanálises do Instituto de Desenvolvimento e Pesquisa (IDEIA) da PUC-RS. Foi utilizado um Microscópio Eletrônico de Varredura Philips modelo XL 30 com EDS acoplado, voltagem de aceleração de 20 KV, elétrons secundários.

A lâmina polida foi confeccionada no Laboratório de Laminação do CPMTC/IGC/UFMG. A metalização e as análises foram realizadas no Centro de Microscopia da UFMG. Foi feita a metalização em carbono, sendo utilizada uma Metalizadora BAL-TEC, modelo MD20. Foram feitas análises qualitativas e quantitativas com a Microsonda Eletrônica JEOL 8900, com uma voltagem de aceleração de 20 KV e uma corrente de 20 nA. Para a calibração foram utilizados os padrões periclásio sintético (MgO), magnetita (FeO), sanidina (K₂O), alumina sintética (Al₂O₃) e quartzo (SiO₂).

8.4. Estratigrafia do Depósito de Potássio de São Gotardo

A região estudada está inserida na Bacia do São Francisco (Figura 8-2A) e compreende rochas neoproterozóicas / ediacaranas do Grupo Bambuí e mesozóicas dos grupos Areado e Mata da Corda (Alkmim 2004, Ackroyd *et al.* 2014).

O Grupo Bambuí é a unidade estratigráfica mais importante, de maior extensão areal e que contém as mineralizações de potássio (Figura 8-2B) Na área afloram os pelitos da Formação Serra da Saudade, sobrepostos pelos arenitos e conglomerados do Grupo Areado e pelos arenitos e conglomerados vulcanoclásticos do Grupo Mata da Corda. Ocorrem ainda coberturas elúvio-colúviais laterizadas (Ackroyd *et al.* 2014).

Em afloramentos de siltitos da Formação Serra da Saudade, observam-se dobras assimétricas, com eixos submeridianos e vergência para leste (Figura 8-3A). Como reflexo destas dobras, em alguns pontos, o acamamento torna-se inclinado a sub-vertical, mas não foram identificadas xistosidade ou clivagem. Outra feição deformacional importante são sistemas de fraturas verticalizados de direções diversas. No entanto, como pode ser observado no perfil geológico da Figura 8-2B, as rochas pelíticas, dobradas em escala de afloramento, exibem mergulhos comumente baixos, refletindo dobras suaves.

Os siltitos do Grupo Bambuí estão sobrepostos em discordância pelos arenitos e conglomerados pertencentes ao Grupo Areado (Cretáceo). Os conglomerados e arenitos possuem clastos de siltitos do Grupo Bambuí, indicando uma discordância erosiva. As atitudes sub-horizontais indicam uma discordância angular (Figura 8-3B). Sobrepostas ao Grupo Areado ocorrem intercalações de arenitos líticos e conglomerados sub-horizontais com clastos de rochas vulcânicas kamafugíticas, calcários e siltitos, pertencentes ao Grupo Mata da Corda, geralmente em altitudes superiores a 1.000 m (Figura 8-2B).

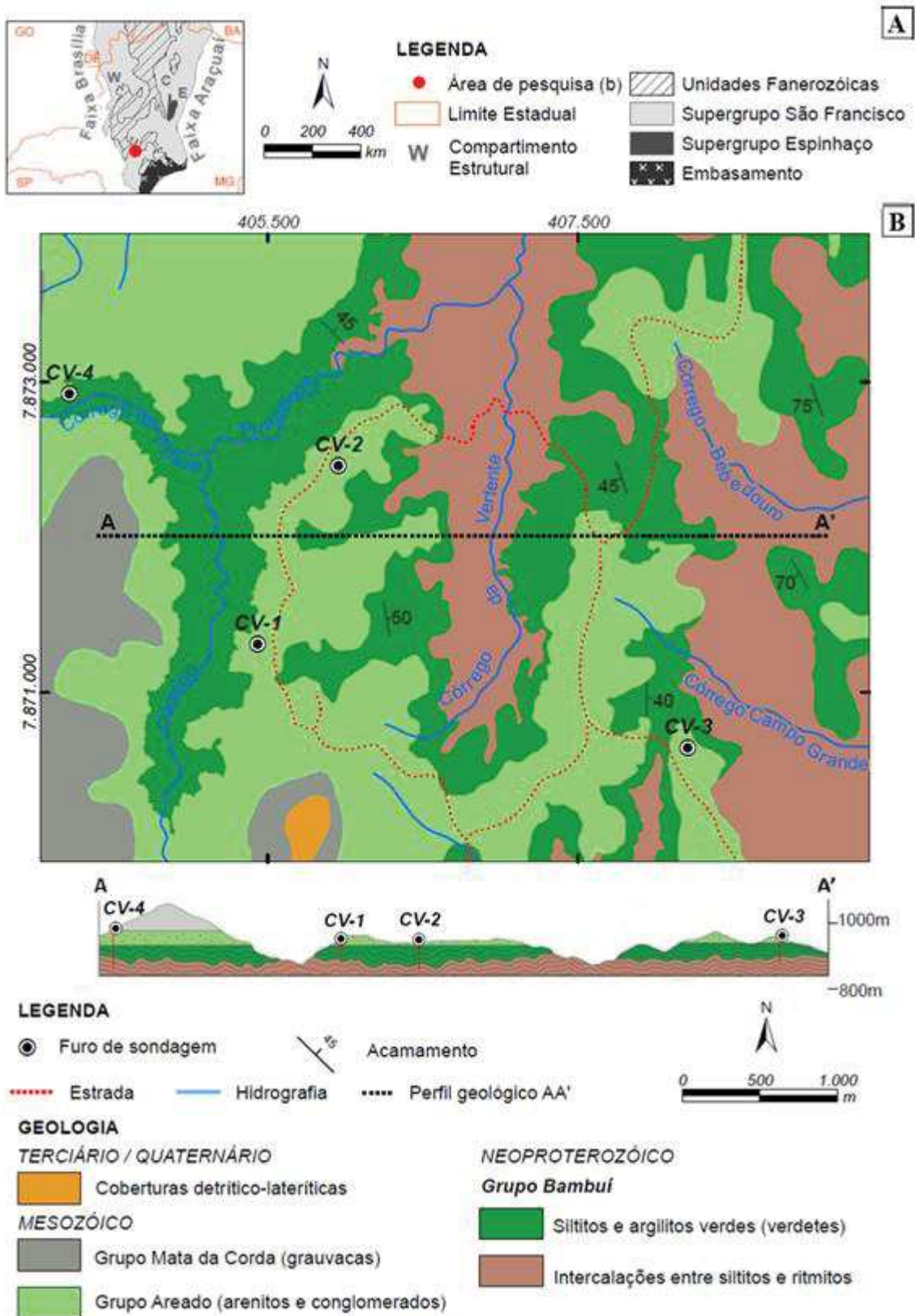


Figura 8-2: A) Contextualização geotectônica da área de pesquisa na Bacia do São Francisco (adaptado de Alkmim 2004); B) mapa geológico da região de São Gotardo (modificado de Ackroyd *et al.* 2014) e perfil geológico com as relações estratigráficas e estruturais e projeção dos furos de sondagem analisados em detalhe (coordenadas UTM – Datum WGS1984, zona 23S)

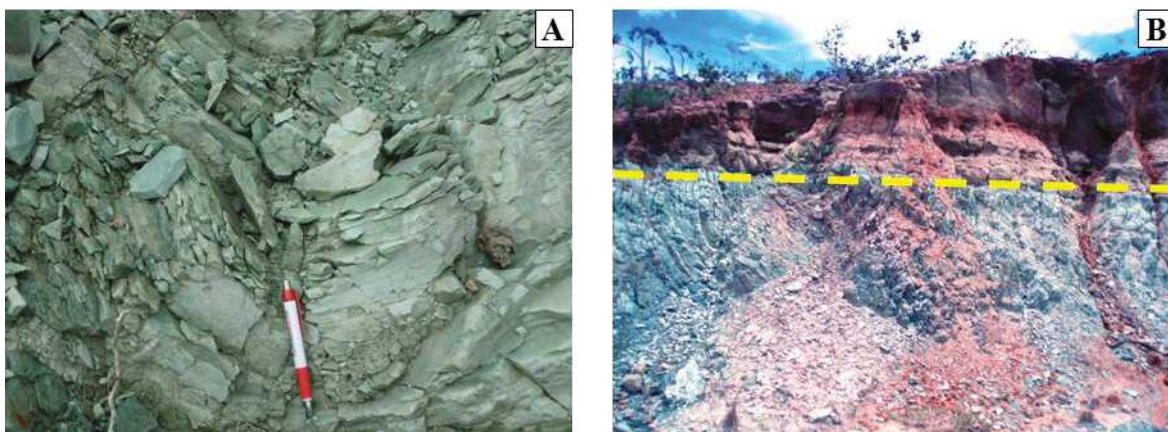


Figura 8-3: Principais feições estruturais da área de estudo: A) dobra com flancos 270/40 e 110/50 e eixo N15E em siltitos verdes do Grupo Bambuí; B) discordância entre os siltitos verdes dobrados do Grupo Bambuí e os arenitos sub-horizontais do Grupo Areado

8.4.1. Grupo Bambuí – Formação Serra da Saudade

A Formação Serra da Saudade, com espessura de 25 a 200 m, compreende uma sucessão de siltitos e argilitos com intercalação de camadas arenosas, estratificações cruzadas do tipo *hummocky*, ritmitos psamo-pelíticos, localmente fosfatizados, e pelitos e ritmitos verdes, conhecidos como *verdetes* (Dardenne 1978, Chaves *et al.* 1971, Uhlein *et al.* 2004, Lima 2005). A deposição da Formação Serra da Saudade pode estar relacionada a uma rápida transgressão marinha que ocorreu em um contexto plataformar com influência de tempestade (Uhlein *et al.*, 2004).

Na área de pesquisa foram identificadas três litofácies pertencentes à Formação Serra da Saudade, da base para o topo: i) siltitos cinza; ii) ritmitos argilosos; iii) siltitos verdes com lâminas argilosas (*verdetes*).

8.4.2. Siltitos Cinza

Na base da Formação Serra da Saudade predominam siltitos de cor cinza, identificados inicialmente de ardósias devido ao alto grau de compactação e à laminação incipiente. No entanto, não foram observadas evidências de metamorfismo e deformação. A granulometria é silte fino e a cor varia de cinza escuro a bege e localmente ocorrem lâminas argilosas verde escuro (Figura 8-4A). A laminação é definida pelo alinhamento de minerais micáceos.

Em uma matriz predominantemente argilosa ocorrem grãos dispersos de quartzo e feldspato monocristalinos, sub-arredondados. A biotita, com pleocroísmo entre castanho claro e amarelo, ocorre dispersa na matriz da rocha, por vezes alterada para clorita. A calcita ocorre

como preenchimento de microfraturas (Figura 8-4B), conforme observado em amostra de mão e em lâmina delgada. Os minerais opacos são possivelmente óxidos de ferro. Os fragmentos micáceos estão orientados, definindo uma laminação incipiente.

8.4.3. Ritmitos Argilosos

Intercalados com os siltitos cinza e com os siltitos verdes, ocorrem ritmitos silto-argilosos formados pela alternância de lâminas avermelhadas com brancas (Figura 8-4C) e/ou verdes (Figura 8-4D). As lâminas argilosas são ricas em magnetita, óxidos e hidróxidos de ferro. As lâminas brancas, de granulometria silte fino, tem predomínio de quartzo e mica. Nas lâminas verdes ocorre glauconita, mas em menor proporção que nos siltitos verdes. Ocorrem estruturas de carga, com projeção do material argiloso sobre o síltico.

A mica branca, possivelmente muscovita, é acicular a lamelar, de tamanho até 20 μm , e se destaca na matriz, sendo as palhetas isoladas e orientadas definindo a laminação. O quartzo é sub-arredondado, em grãos de tamanho inferior a 15 μm , isolados e dispersos na matriz. Os minerais opacos estão alterados para hidróxidos de cor laranja.

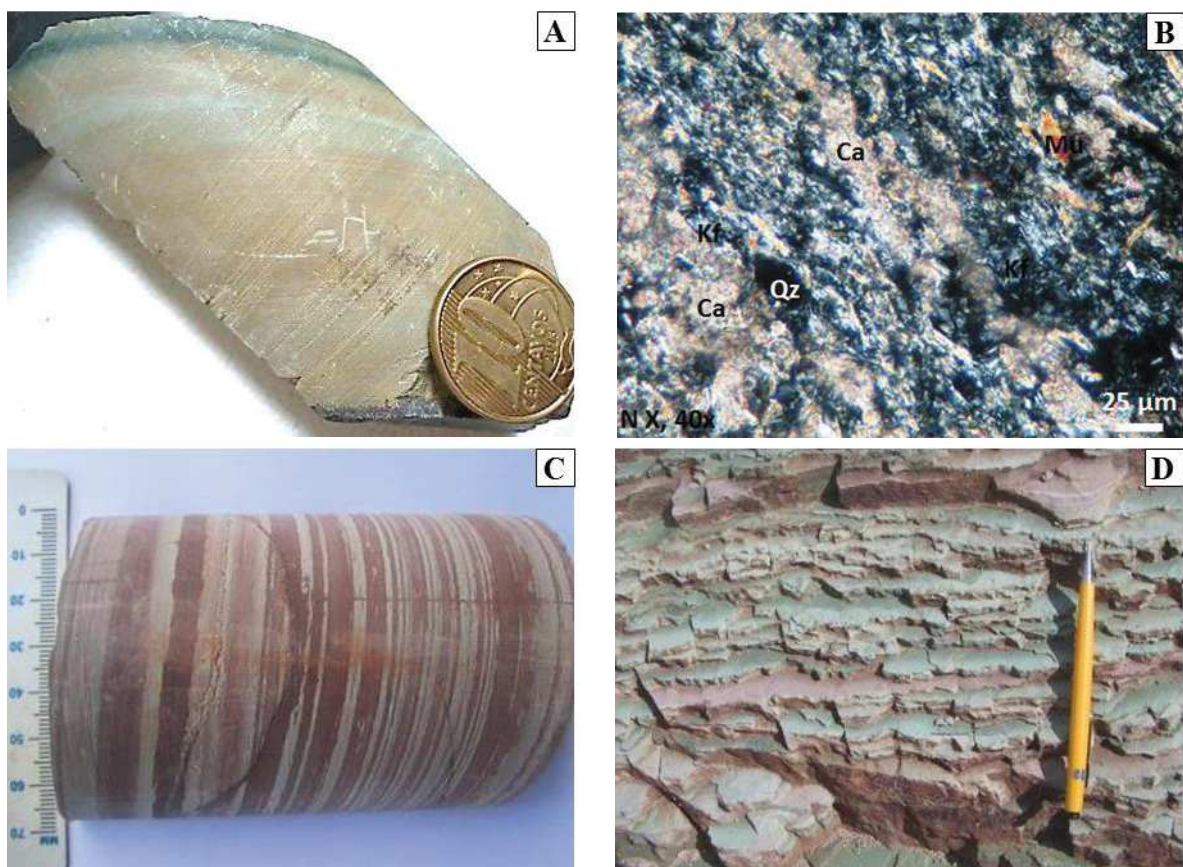


Figura 8-4: Litofácies encaixantes dos siltitos verdes da Formação Serra da Saudade, Grupo Bambuí: A) siltito cinza com lâminas verdes; B) fotomicrografia de siltito cinza sob nicóis cruzados com aumento de 40x, mostrando a laminação marcada pelo alinhamento de micas e microfraturas preenchidas por calcita (Ca); C) ritmito silto-argiloso ferruginoso; D) ritmito silto-argiloso verde e vermelho

8.4.4. Siltitos Verdes com Lâminas Argilosas (Verdetes)

Trata-se da litofácies mais importante da Formação Serra da Saudade, tanto em área e volume, quanto no aspecto econômico devido aos altos teores em potássio. Apresentam espessura média de 70 m e são bastante homogêneos, com raras intercalações de ritmitos argilosos. O intemperismo torna as rochas esbranquiçadas e fraturadas (Figura 8-5A). Predominam siltitos de granulometria fina, geralmente laminados, alternando com níveis mais maciços. Às vezes, ocorrem siltitos verdes com lâminas de argilitos verde escuro (Figura 8-5B).

Em lâmina delgada, a laminação é muito variável, definida pela alternância de níveis argilosos de cor verde escuro ricos em glauconita e níveis sílticos, em tons mais claros de verde, com predomínio de minerais detríticos (Figura 8-5C e D). O arcabouço é síltico, composto de quartzo e feldspato potássico, com palhetas finas de mica e glauconita (Figura 8-5E e F). Ocorrem ainda algumas lâminas de cor castanha ricas em hidróxido de ferro e biotita. Microfraturas estão preenchidas por quartzo e/ou hidróxido de ferro.

A glauconita ocorre na fração argila, formando a matriz e como grãos placóides de até 25µm com pleocroísmo entre amarelo e verde escuro, concentrada principalmente nas porções mais argilosas, nas quais a cor verde é mais acentuada. A mica branca, possivelmente muscovita detrítica, é acicular a lamelar, com tamanho de 2 a 25 µm, e se destaca na matriz glauconítica. A biotita é lamelar, com tamanho de 2 a 10 µm, possui pleocroísmo castanho claro a escuro, ocorre dispersa na matriz, principalmente nas lâminas quartzo-feldspáticas, alinhada à laminação. O feldspato potássico ocorre em grãos sub-arredondados de 5 a 25 µm e está concentrado nas porções mais sílticas, muitas vezes com alteração superficial. O quartzo varia de sub-anguloso a sub-arredondado, com tamanho de 5 a 30 µm, ocorre como grãos detríticos isolados e dispersos na matriz glauconítica e por vezes concentrado nas bandas mais sílticas de cor verde claro. Ocorre também como preenchimento de microfraturas. Os minerais opacos são sub-arredondados, com tamanho médio de 5 µm, distribuídos na matriz, principalmente nas bandas ricas em quartzo. São óxidos de manganês, encontrados na forma de dendritos ou óxidos de titânio. Também ocorre goethita.

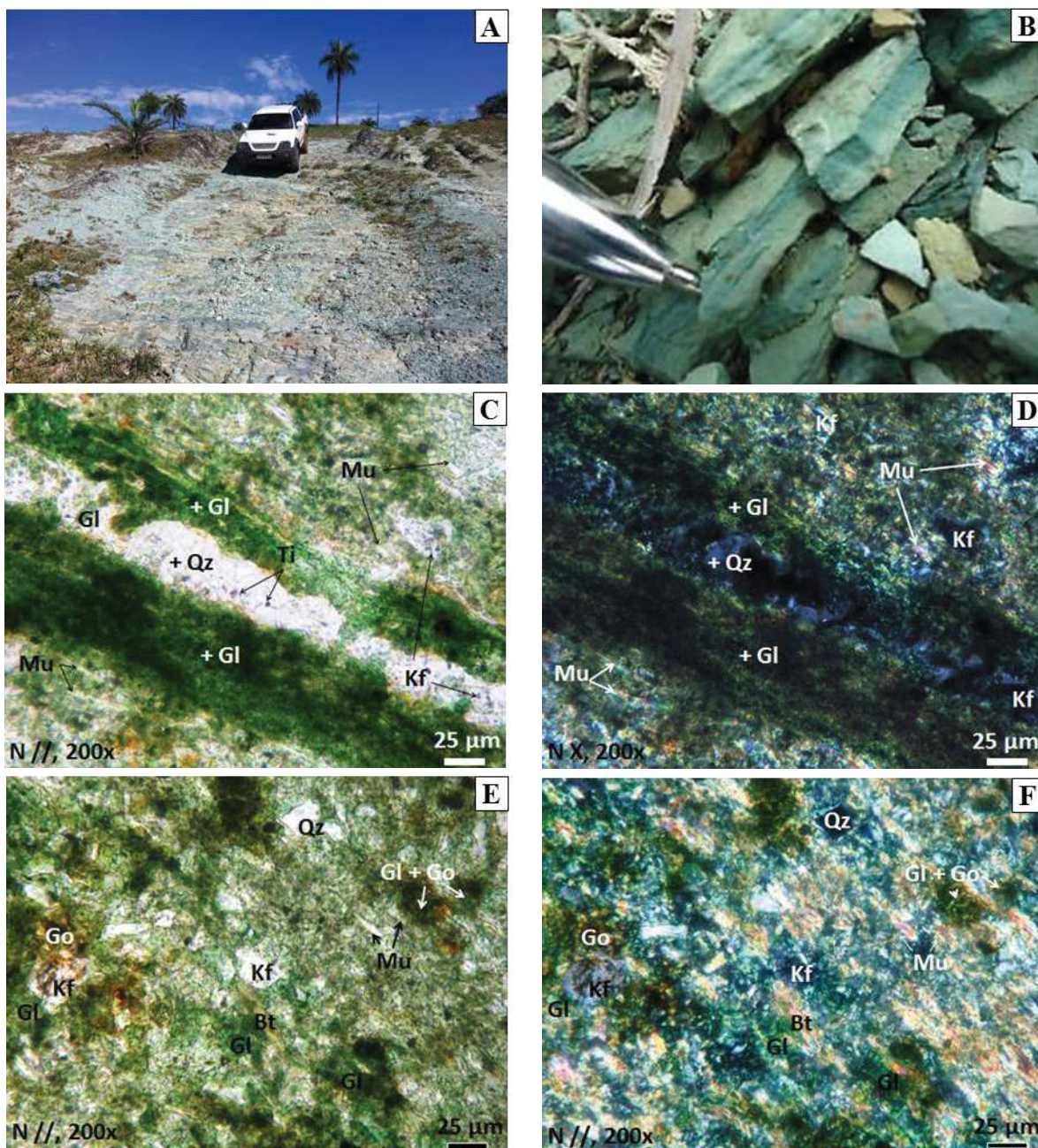


Figura 8-5: A) afloramento de verdete; B) verdete com laminação marcada pela alternância de níveis verdes escuros argilosos com níveis silticos de cor verde claro; C– F) fotomicrografias de verdete em nicóis paralelos (N//) e cruzados (Nx) mostrando a mineralogia principal: glauconita (Gl), feldspato potássico (kf), quartzo (Qz), muscovita (Mu), biotita (Bt), goethita (Go) e óxidos de titânio (Ti)

8.5. Mineralogia do Verdete

A mineralogia do verdete foi definida por microscopia ótica, DRX, MEV e microsonda eletrônica. As porcentagens modais foram estimadas visualmente. Foram obtidos os seguintes resultados analíticos:

8.5.1. Análises por Difração de Raios X

A partir de análises por difratometria de raios X de amostra rocha total e da fração argilosa, com cor verde escuro, foram identificados os minerais majoritários: glauconita, feldspato potássico, quartzo e illita (Figura 8-6).

A glauconita é caracterizada pela reflexão a 10,018 Å (001), referente ao ângulo $2\theta = 10^\circ$ e pelas reflexões 4,516 Å (020), 3,329 Å (003), 2,579 Å (130) e 1,510 Å (060) de acordo com critérios de Li *et al.* (2012), conforme identificado no difratograma da Figura 6.

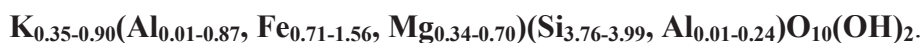
Em relação ao feldspato potássico, os picos são mais coerentes com o microclínio.

8.5.2. Análises por Microsonda Eletrônica e Microscópio Eletrônico de Varredura

As análises por microsonda eletrônica e MEV foram utilizadas para definir as relações texturais e como suporte para identificação e confirmação da mineralogia.

Além dos minerais essenciais, estes métodos permitiram a identificação de raros cristais de fosfatos de bário (possivelmente crandalita) e terras raras (provavelmente Cemonazita), bem arredondados e de tamanho inferior a 5µm (Figura 8-7).

As análises químicas por EDS realizadas em grãos de glauconita mostraram altos teores de K e baixo Al (Tabela 8-1). O não fechamento do somatório dos óxidos reflete a água na estrutura dos minerais (Li *et al.*, 2012). A fórmula estrutural foi calculada assumindo que todo o ferro apresenta-se na forma de Fe^{3+} , por ser a forma predominante nas glauconitas. A equivalência total de ânions foi baseada em $O_{10}(OH)_2$ conforme metodologia de Hendricks & Ross (1941). Foi estimada a seguinte fórmula estrutural:



Os teores de K_2O entre 8,5 e 10,6% e a cor verde intensa dos grãos mostram que a glauconita presente no verdete possui alto grau de maturidade (Odin & Matter 1981, Amorosi 1995).

Tabela 8-1: Resultados de Química Mineral e Cálculo de Fórmula Estrutural para a Glauconita

Ponto	Resultados (%)						Intercamada	Camada Tetraédrica		Camada Octaédrica		
	K ₂ O	Al ₂ O ₃	MgO	FeO	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	K ⁺	Si ⁴⁺	Al ³⁺	Al ³⁺	Fe ³⁺	Mg ²⁺
2	10,11	1,89	5,04	22,52	55,23	25,02	0,58	3,95	0,05	0,11	1,35	0,54
4	9,97	2,20	4,55	23,22	55,02	25,79	0,55	3,94	0,06	0,13	1,39	0,49
5	10,23	2,94	4,33	22,98	54,38	25,53	0,56	3,91	0,09	0,16	1,38	0,46
10	10,21	3,51	5,39	20,39	56,03	22,66	0,62	3,94	0,06	0,23	1,20	0,57
12	10,22	1,78	5,51	22,06	55,76	24,51	0,63	3,96	0,04	0,11	1,31	0,58
15	9,81	4,02	6,33	21,08	53,51	23,42	0,90	3,76	0,24	0,10	1,24	0,66
16	9,96	2,74	4,98	22,86	54,27	25,39	0,65	3,87	0,13	0,11	1,36	0,53
19	10,26	2,03	4,29	23,92	53,27	26,57	0,57	3,89	0,11	0,07	1,46	0,47
20	10,04	2,00	4,95	23,25	55,12	25,83	0,60	3,92	0,08	0,09	1,38	0,53
21	8,55	1,98	4,80	24,03	56,61	26,70	0,56	3,94	0,06	0,10	1,40	0,50
22	9,96	1,68	6,19	21,18	56,11	23,53	0,69	3,96	0,04	0,10	1,25	0,65
26	10,22	1,61	5,77	22,61	56,15	25,12	0,67	3,94	0,06	0,07	1,33	0,60
34	10,15	1,70	6,10	21,28	56,07	23,64	0,68	3,96	0,04	0,10	1,26	0,64
39	10,27	1,75	5,90	21,73	55,97	24,14	0,67	3,95	0,05	0,10	1,28	0,62
41	10,38	3,82	5,39	21,25	57,23	23,61	0,63	3,92	0,08	0,23	1,22	0,55

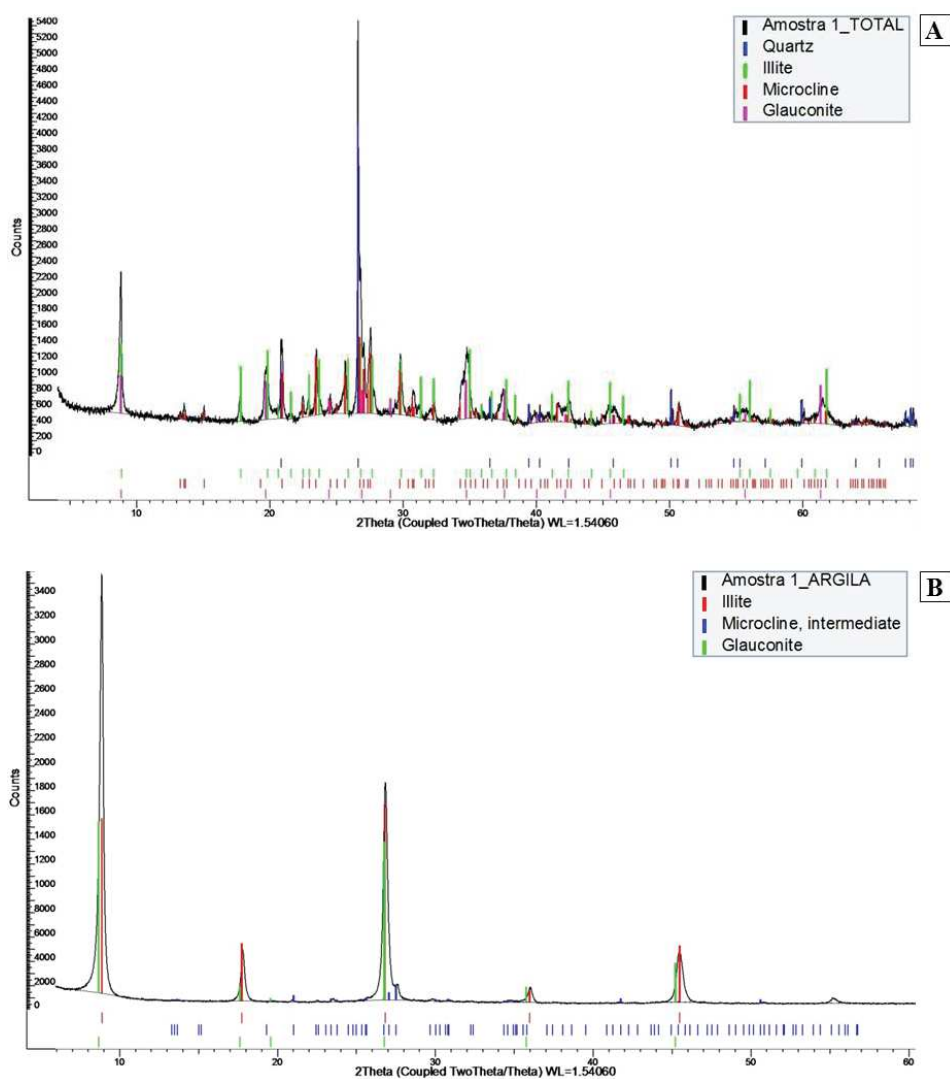


Figura 8-6: Difractogramas de raios X de amostra de verdete com a identificação das fases predominantes: A) rocha total; B) fração argila

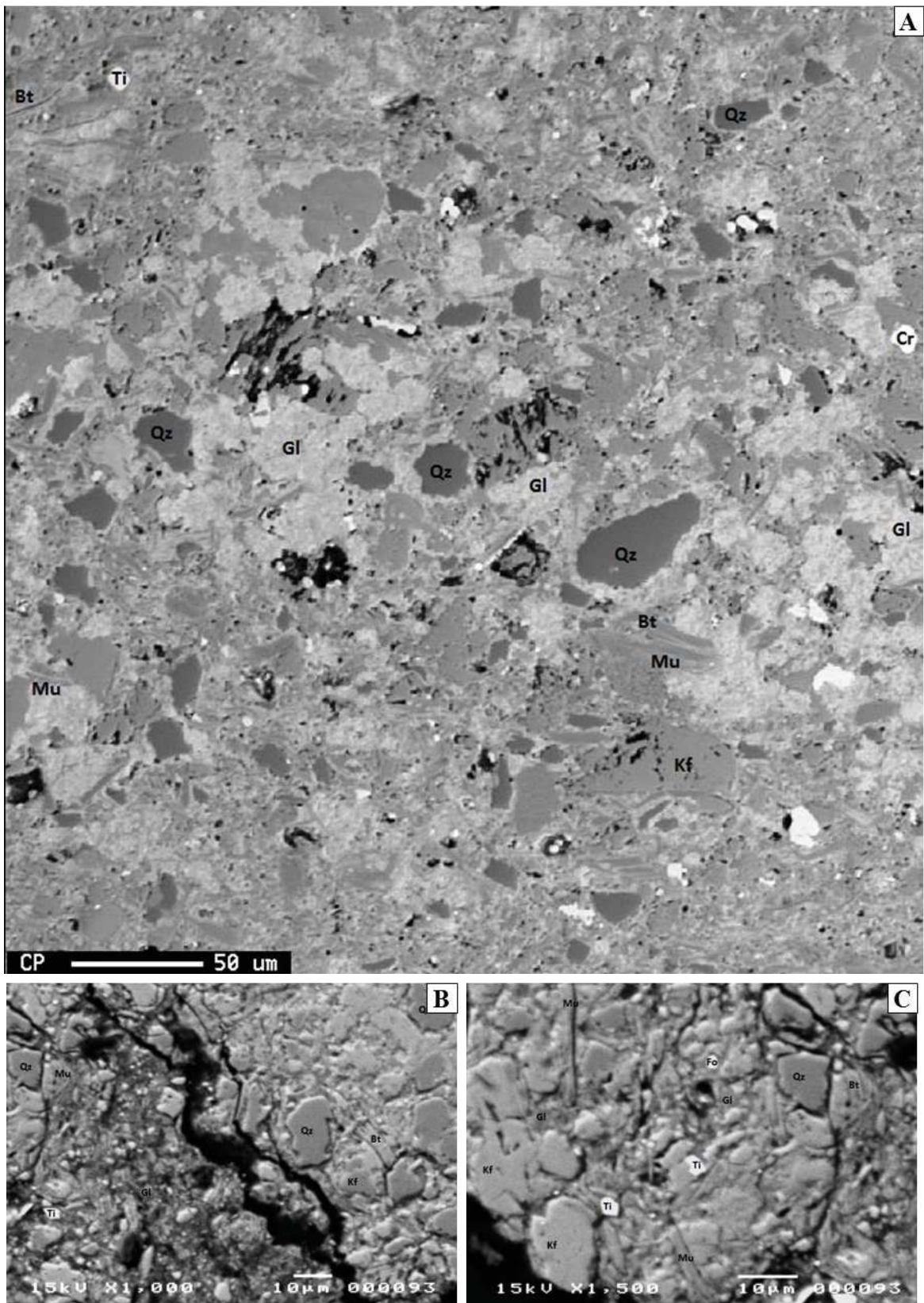


Figura 8-7: Imagens de elétrons retroespalhados dos verdetes em microsonda eletrônica (a) e MEV (b, c) mostrando o predomínio de uma matriz glauconítica (Gl), em uma fase cinza clara e clastos de quartzo (Qz), feldspato potássico (Kf), muscovita (Mu), biotita (Bt) e raros grãos de fosfatos de bário (Cr) terras raras (Fo) e óxidos de titânio (Ti)

8.6. Geoquímica e Distribuição do Potássio no Verdete

Estudos mostram que a mineralização de potássio está associada a intervalos específicos inseridos nos siltitos verdes do Grupo Bambuí (Ackroyd *et al.*, 2014). Nestas rochas, os maiores teores de K_2O estão associados aos intervalos com maior concentração de glauconita. A composição química média está apresentada na Tabela 8-2.

Tabela 8-2: Composição química média do silito verde (Ackroyd *et al.*, 2014)

Óxido	Teor (%)
K_2O	9,30
SiO_2	59,78
Al_2O_3	15,61
Fe_2O_3	6,86
CaO	0,48
MgO	2,90
Na_2O	0,16
P_2O_5	0,14
TiO_2	0,81
MnO	0,13
LOI	3,46

A partir de dados de quatro furos de sondagem diamantada, petrografia e análises químicas por FRX, foi possível avaliar a distribuição de K_2O ao longo da camada de verdete (Figura 8-8). Observam-se nestes furos de sondagem vários níveis enriquecidos em potássio, com teores entre 8 e 12%.

Para a produção de fertilizantes, considera-se um teor de corte acima de 10% de K_2O (Ackroyd *et al.*, 2014). Na área de pesquisa os intervalos mineralizados são sub-horizontais, contínuos e com espessura média de 50 m. Nos furos de sondagem analisados, as espessuras variam de 34 a 71 m. Os pacotes são formados por siltitos verdes maciços, com raras intercalações de siltitos laminados e ritmitos argilosos. Alguns níveis apresentam teores de K_2O abaixo de 8%, mas que não estão associados a variações litológicas. Algumas porções com ritmitos argilosos quando inseridas dentro do pacote mineralizado possuem teores de K_2O elevados, principalmente no topo, como observado no furo CV-1. Há uma diminuição significativa de teor em direção à base, no contato com siltitos cinza ou ritmitos argilosos, onde os teores passam para 6%, valor comumente encontrado em rochas pelíticas. Observa-se uma redução de teor nas rochas aflorantes, nas quais o grau de intemperismo é maior.

Apesar de o potássio estar presente nas micas e no feldspato potássico, no caso do verdete, os teores mais elevados de potássio estão associados às porções mais ricas em glauconita.

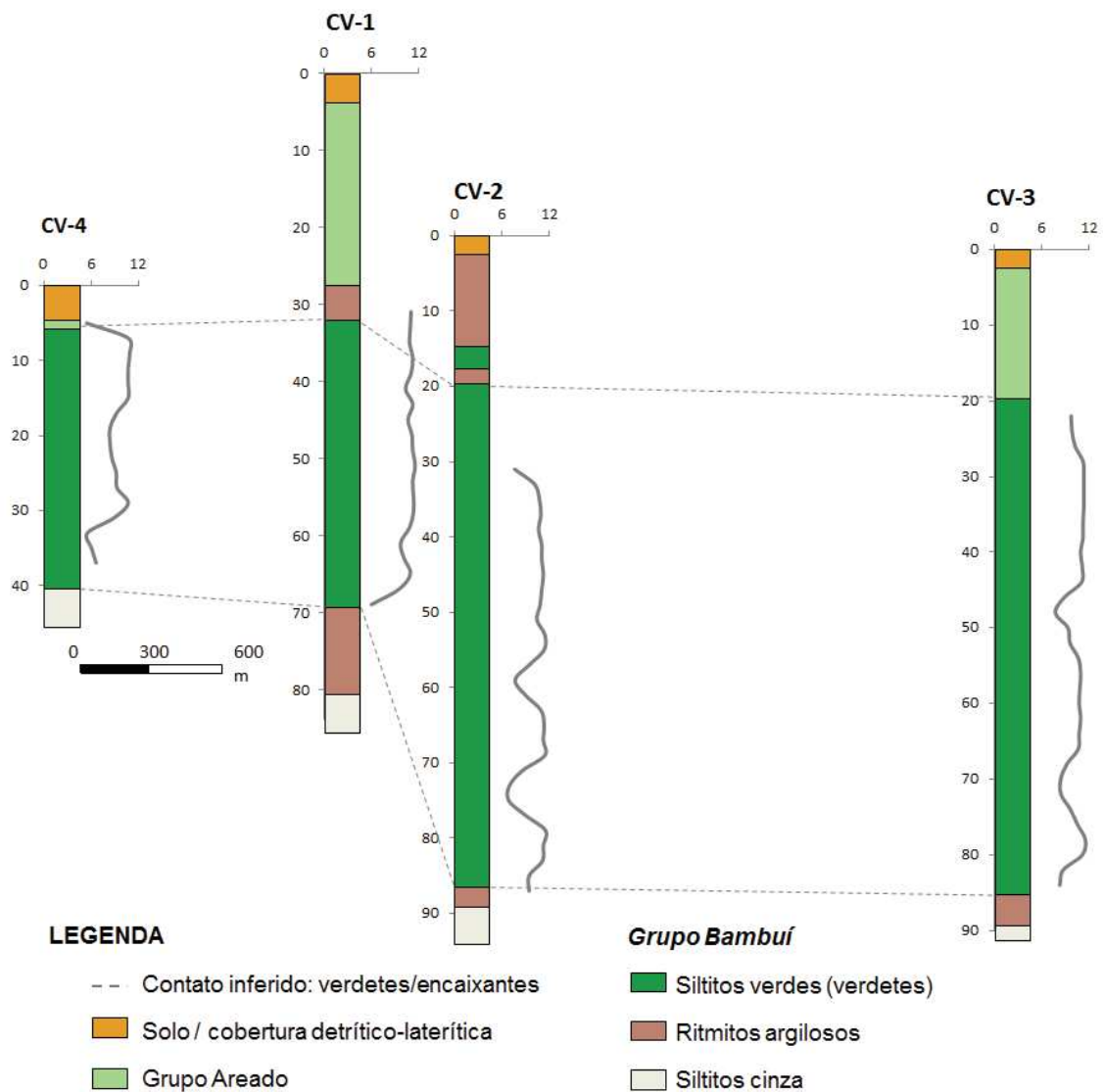


Figura 8-8: Perfil esquemático de correlação entre os furos de sondagem descritos (ver Figura 2B) com os respectivos gráficos de teores de K_2O (eixo das abscissas) versus profundidade do furo (eixo das ordenadas)

8.7. Discussão Sobre a Formação dos Sedimentos Potássicos

O Grupo Bambuí está relacionado a uma sedimentação plataformal em bacia *foreland* ou de ante-país, cuja formação, no limite com o Cráton do São Francisco, foi propiciada pela orogênese neoproterozóica da Faixa Brasília (Dardenne 2000, Alkmim & Martins-Neto 2001, Uhlein *et al.* 2004). Esta bacia foi preenchida por sedimentos marinhos e plataformais do Grupo Bambuí, cuja sedimentação é caracterizada por ciclos transgressivos e regressivos, com a alternância de pelitos e carbonatos na base, e arenitos no topo (Dardenne, 1978). A deposição da Formação Serra da Saudade ocorreu devido a uma transgressão marinha generalizada, responsável pela sedimentação dos siltitos verdes (Uhlein *et al.*, 2004).

Observações petrográficas em lâminas delgadas no microscópio convencional, no microscópio eletrônico e também na microsonda indicaram que os minerais verdes são importantes componentes da matriz da rocha, sugerindo processos de transformação diagenética da rocha sedimentar. Os resultados de química mineral permitiram identificar este mineral como a glauconita ($K_{0.35-0.90}(Al_{0.01-0.87}, Fe_{0.71-1.56}, Mg_{0.34-0.70})(Si_{3.76-3.99}, Al_{0.01-0.24})O_{10}(OH)_2$).

Segundo Amorosi (1995), a sedimentação de rochas glauconíticas está associada com um aumento rápido no nível do mar ou superfícies de inundação máxima. Considerando a evolução da Bacia Bambuí, marcada por ciclos transgressivos, e as grandes quantidades de glauconita, o verdete pode estar associado a uma evolução de uma superfície de inundação máxima contemporânea com a sedimentação da Formação Serra da Saudade. Neste contexto, conforme a teoria de Odin & Matter (1981) poderia ter ocorrido sedimentação, durante um evento transgressivo, de siltitos ricos em minerais argilosos (talvez illita), precursores para a glauconitização. Estes sedimentos ricos em illita teriam sido modificados durante a diagênese, a partir de um processo de glauconitização (Figura 8-9).

Stille & Clauer (1994) apresentaram um modelo de glauconitização em dois estágios. O estágio inicial envolve a dissolução de minerais argilosos precursores e cristalização simultânea, em equilíbrio com o ambiente químico dominante, até que 4,5% em peso de K_2O seja alcançado. Esse precipitado, durante a diagênese em um microambiente levemente redutor, se transforma em uma esmectita glauconítica. O segundo estágio consiste na maturação dos cristais, com aumento no conteúdo de potássio, proveniente da água do mar, até atingir o equilíbrio com o ambiente deposicional marinho. A estrutura da esmectita glauconítica é fortemente modificada, com a incorporação de K^+ , Na^+ , Ca^{2+} e Mg^{2+} . O ferro entra na estrutura como Fe^{+2} , sendo parcialmente oxidado para Fe^{+3} nas posições octaédricas, incorporado continuamente na estrutura enquanto o sistema prossegue em direção ao equilíbrio. O mineral resultante é a glauconita, com uma estrutura micácea mais ordenada (Odin & Matter, 1981). Os

teores de K_2O acima de 10%, obtidos em análises por EDS em microsonda eletrônica em grãos de glauconita, evidenciam seu alto grau de maturidade (Amorosi 1995).

Como a fonte de potássio para a glauconita é a água do mar e as condições mais favoráveis para a formação deste mineral no assoalho oceânico ocorrem durante breves hiatos de sedimentação (Odin & Matter, 1981), pode-se inferir que houve um aumento no conteúdo de sais de potássio dissolvidos na bacia após a sedimentação dos siltitos e ritmitos da base durante eventos transgressivos em plataforma rasa. A intercalação de camadas pouco espessas de ritmitos no pacote de siltitos verdes pode estar associada a breves eventos de sedimentação.

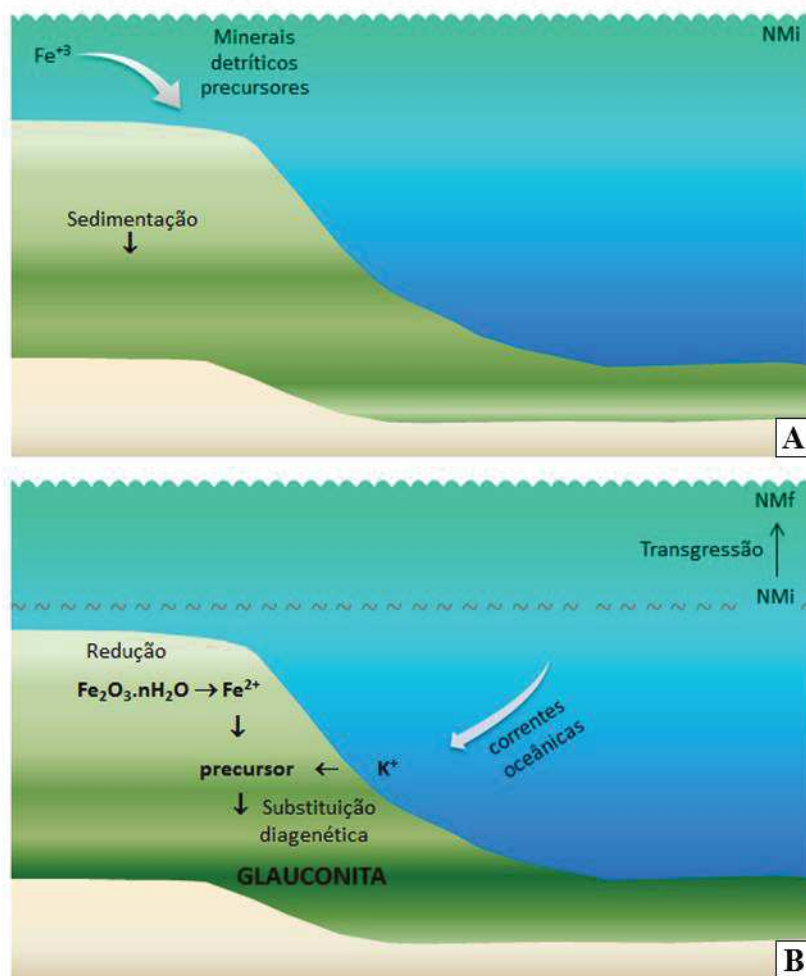


Figura 8-9: Modelo esquemático da evolução da bacia sedimentar, evento transgressivo e glauconitização (modificado de Odin & Matter 1981, Stille & Clauer 1994, Amorosi 1995, Suguio 2003): A) sedimentação marinha de minerais precursores; B) transgressão (NMi = nível do mar inicial, NMf = nível do mar final) e formação de glauconita diagenética

8.8. Conclusões

Os siltitos verdes (verdetes) ocorrem associados à Formação Serra da Saudade, Grupo Bambuí, perfazendo cerca de 70 m de espessura e são muito homogêneos, tanto em termos texturais e mineralógicos, quanto na distribuição de potássio. Os minerais essenciais são glauconita (40-80%), feldspato potássico (10-15%), quartzo (10-60%) e muscovita (5%). Os acessórios compreendem biotita (2%), óxidos de titânio e manganês (<1%), goethita (<1%) e traços de fosfatos de bário e terras-raras.

Observam-se vários níveis enriquecidos em potássio, com teores de K_2O entre 8 e 12%, sendo que as maiores concentrações estão associadas aos níveis mais ricos em glauconita, que possuem uma cor verde mais acentuada.

Os siltitos verdes representam uma superfície de inundação máxima na Bacia Bambuí, associada ao evento transgressivo da Formação Serra da Saudade. Este evento favoreceu a deposição de extensos pacotes pelíticos enriquecidos em minerais argilosos (possivelmente illita). Posteriormente, durante a diagênese, ocorreu a formação de glauconita devido à infiltração de potássio dissolvido na água do mar e a substituição da matriz argilosa original.

8.9. Agradecimentos

Os autores agradecem à Verde Fertilizantes Ltda pelo acesso aos testemunhos de sondagem e liberação de dados sobre a pesquisa de potássio. Ao Centro de Pesquisas Manoel Teixeira da Costa (Instituto de Geociências – IGC/UFMG) e ao Departamento de Engenharia de Minas da Universidade Federal de Minas Gerais (DEMIN/UFMG) e ao Instituto de Desenvolvimento e Pesquisa (IDEIA) da PUC-RS pela infraestrutura laboratorial.

8.10. Referências Bibliográficas

1. ACKROYD, B.; GUZMAN, C.; CHOW, W. **Pre-Feasibility Study, Cerrado Verde ThermoPotash Project, Minas Gerais State, Brazil. NI 43-101 Technical Report.** 260 p. 2014.
2. ALKMIM, F. F. & MARTINS-NETO, M. A. A bacia intracratônica do São Francisco: arcabouço estrutural e cenários evolutivos. In: PINTO, C. P. & MARTINS-NETO M. A (Eds), **A Bacia do São Francisco: geologia e recursos naturais.** Belo Horizonte: SBG, 9-30, 2001.
3. AMOROSI, A. Glaucony and sequence stratigraphy: a conceptual framework of distribution in siliciclastic sequences. **Journal of Sedimentary Research.** v. B65, p. 419-425, 1995.
4. CHAVES, A. G.; HEINECK, C. A.; TAVARES, E W. P. **Projeto Cedro do Abaeté.** Belo Horizonte: Convênio DNPM/CPRM, 96 p., 1971.
5. DARDENNE, M. A. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. Recife: SBG, 1978. p. 597-610.
6. DARDENNE, M. A. The Brasilia fold belt. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (Eds). **Tectonic Evolution of South America.** Rio de Janeiro: Intern. Geol. Congr., 31, p. 231-263, 2000.
7. DILLENBURG, S. R.; LAYBAUER, L.; MEXIAS, A. S.; DANI, N.; BARBOZA, E. G.; LUMMERTZ, C. N. Significado estratigráfico de minerais glauconíticos da planície costeira do Rio Grande do Sul, região da Laguna de Tramandaí. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 4, p. 649-654, 2000.
8. DOOLEY, J. Glauconite. In: KOGEL, J.; TRIVEDI, N.; BARRER, J.; KRUKOWSKI, N. **Industrial Minerals and Rocks: Commodities, Markets and Uses.** Society for Mining, Metallurgy and Exploration, p.495-506, 2006.
9. GUIMARÃES, D. **Geologia do Brasil.** Rio de Janeiro, 674p. 1964.
10. GUIMARÃES, D. **Ocorrências de fosforita no município de Abaeté. Notas preliminares e estudos**, n.144. DNPM-DGM, Rio de Janeiro, 18p,1967.
11. GUIMARÃES, D. & DUTRA, C. V. **Contribuição ao estudo da Série Bambuí.** Bol. DNPM n.234. DNPM, 1969.

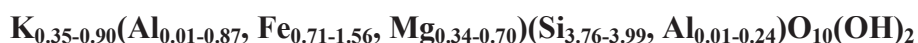
12. HENDRICKS, S. B. & ROSS C. S. Chemical Composition and Genesis of Glauconite and Celadonite. **The American Mineralogist**, Journal of the Mineralogical Society of America, v. 26, n. 12, p. 683-708, 1941.
13. LI, X.; CAI, Y.; HU, X.; HUANG, Z.; WANG, J. Mineralogical characteristics and geological significance of Albian (Early Cretaceous) glauconite in Zanda, southwestern Tibet, China. **Clay Minerals**, v. 47, p. 45-58, 2012.
14. LIMA, O. N. B. **Grupo Bambuí: Estratigrafia regional no Alto São Francisco e geologia dos depósitos fosfáticos da Serra da Saudade**. Belo Horizonte, 2005. 142 p. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais.
15. ODIN, G. & MATTER A. S. De glauconiarum origine. **Sedimentology**, v. 28, p 611-641, 1981.
16. STILLE, P. & CLAUER, N. The process of glauconitization: chemical and isotopic evidence. **Contributions to Mineral Petrology**, v. 117, p. 253-262, 1994.
17. SUGUIO, K. **Geologia Sedimentar**. 1. São Paulo, Blucher, 2003.
18. TULLER, M. P. & E SILVA, P. C. S. **Carta Geológica Folha Se.23-Y-D – Bom Despacho, MG – Escala 1:250.000**. Convênio COMIG/CPRM, 2003.
19. UHLEIN, A.; LIMA, O. N. B.; FANTINEL, L. M.; BAPTISTA, M. C. Estratigrafia e evolução geológica do Grupo Bambuí, Minas Gerais (Roteiro Geológico). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42. Araxá: SBG, 2004.

9. DISCUSSÃO SOBRE A MINERALIZAÇÃO DE POTÁSSIO NA REGIÃO DE SÃO GOTARDO

A mineralização de potássio na região de São Gotardo está associada aos siltitos verdes (verdetes) da Formação Serra da Saudade, Grupo Bambuí. O horizonte mineralizado, com teores de K_2O acima de 10% (Ackroyd *et al.*, 2014) é contínuo, perfazendo até 50 m de espessura, sendo raras as intercalações de siltitos com teores inferiores a 8%. Tratam-se possivelmente de variações mineralógicas, com menor proporção de glauconita nestes intervalos. Apesar de o potássio estar presente nas micas e no feldspato potássico, no caso dos verdetes os teores mais elevados de K_2O estão associados às porções mais ricas em glauconita.

A deposição dos siltitos verdes está relacionada a uma sedimentação plataformal em bacia de ante-país (*foreland*), associada a uma superfície de inundação máxima, com proveniência de elementos supracrustais compostos principalmente por detritos silto-argilosos com componentes félsicos, inseridos em um ambiente de margem continental com contribuição de arco magmático ácido ou félsico (possíveis contribuições detríticas a partir da erosão de riolitos e dacitos). Neste contexto, durante o evento transgressivo associado à deposição da Formação Serra da Saudade (Dardenne 2000, Alkmim & Martins-Neto 2001, Uhlein *et al.* 2004), teria ocorrido inicialmente a sedimentação de siltitos ricos em minerais argilosos, precursores para a glauconitização. Esta sedimentação, associada a correntes oceânicas (*up welling* ou ressurgências), teria favorecido a incorporação de potássio, transportado por estas correntes. Posteriormente, durante a diagênese, teria ocorrido a substituição da matriz argilosa por glauconita, com alteração dos sedimentos em processo de litificação (Figura 9-1).

O modelo de glauconitização e enriquecimento em potássio proposto para os siltitos verdes é baseado no processo descrito por Stille & Clauer (1994). No estágio inicial teria ocorrido a dissolução de minerais argilosos precursores (possivelmente illita) e cristalização simultânea de um precipitado, em equilíbrio com o ambiente químico dominante, até alcançar 4,5% em peso de K_2O . Este precipitado, durante a diagênese em um microambiente levemente redutor, teria se transformado em uma esmectita glauconítica. No segundo estágio, ocorreria a maturação dos cristais devido a um aumento no conteúdo de potássio, proveniente de correntes oceânicas, até atingir o equilíbrio com o ambiente deposicional marinho. A estrutura da esmectita glauconítica teria sido fortemente modificada, com a incorporação de K^+ e Mg^{2+} . O ferro, incorporado continuamente na estrutura como Fe^{+2} , seria parcialmente oxidado para Fe^{+3} nas posições octaédricas, enquanto o sistema prosseguia em direção ao equilíbrio, substituindo Al^{3+} . O mineral resultante é a glauconita, com uma estrutura micácea mais ordenada (Odin & Matter, 1981) e com a seguinte fórmula estrutural:



O alto grau de maturidade da glauconita é evidenciado pela cor verde intensa e pelos teores de K_2O acima de 10% (Amorosi 1995). Obasil *et al.* (2011) sugerem que teores elevados de K_2O nas glauconitas refletem períodos de autigênese maiores e taxas de sedimentação menores.

Como a fonte de potássio para a glauconita é a água do mar e as condições mais favoráveis para a formação deste mineral no assoalho oceânico ocorrem durante breves hiatos de sedimentação (Odin & Matter, 1981) e os teores de potássio na glauconita refletem as variações litológicas e na salinidade da água do mar (Hower, 1961), pode-se inferir que houve um aumento no conteúdo de sais de potássio dissolvidos na bacia após a sedimentação dos siltitos e ritmitos da base, durante eventos transgressivos em plataforma rasa. A intercalação de camadas pouco espessas de ritmitos no pacote de verdetes pode estar associada a breves eventos de sedimentação, nos quais haveria menor disponibilidade de potássio.

Considerando a evolução de ciclos transgressivos na Bacia Bambuí, a camada de verdetes pode representar uma superfície de inundação máxima, com baixa taxa de sedimentação, que permitiu a deposição de extensos pacotes ricos em glauconita, com teores de K_2O elevados.

Amorosi & Cetineo (1997) sugerem que a maturidade e abundância da glauconita em diferentes locais em uma mesma sequência deposicional pode aumentar de áreas proximais para distais. Uma comparação entre as rochas glauconíticas da área de estudo e as de Cedro do Abaeté, descritas por Lima (2005) está apresentada na Figura 9-2. Na região de Cedro do Abaeté a glauconita é encontrada em ritmitos areno-pelíticos com estratificações cruzadas e *hummockys*. Em São Gotardo, a glauconita concentra-se nos siltitos verdes. São laminados e bastante homogêneos, com raras intercalações de outras litofácies, como argilitos ou ritmitos. Aparentemente as espessuras das camadas com glauconita e os teores de K_2O são superiores em São Gotardo. Dessa forma, uma interpretação preliminar é de que na região de São Gotardo, onde há um maior concentração de glauconita, os verdetes tenham sido formados em ambiente plataformal mais profundo, com menor influência de correntes marinhas e predomínio de decantação, o que também pode ter favorecido a glauconitização e uma maior concentração de potássio. A região de Cedro do Abaeté provavelmente teria sido a porção mais rasa da bacia, onde pode ter havido maior contribuição detrítica, resultando em uma associação de fácies mais diversificada. No entanto, cabe ressaltar que estas considerações são preliminares, sendo necessários estudos mais aprofundados.

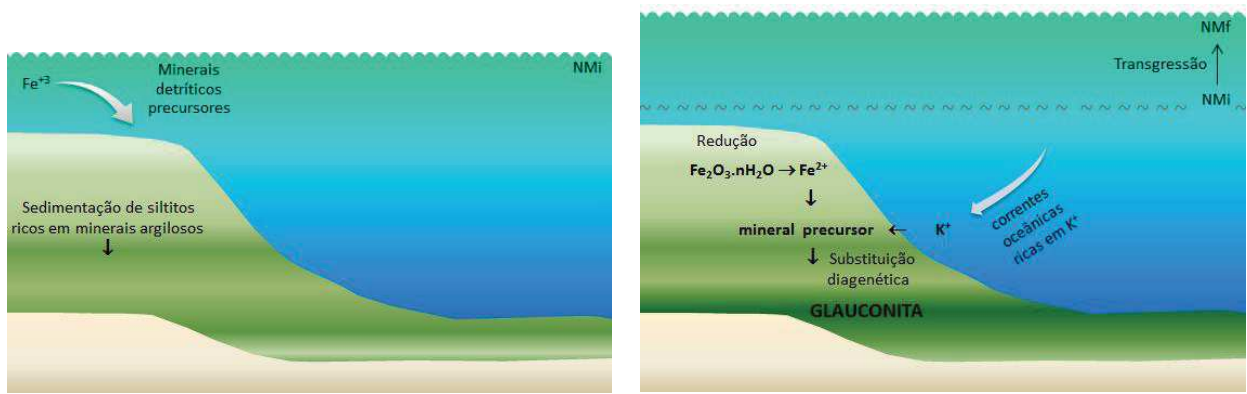


Figura 9-1: Modelo esquemático mostrando a sedimentação marinha de minerais precursoros seguida por evento de transgressão (NMI = nível do mar inicial, NMf = nível do mar final) e formação de glauconita diagenética (modificado de Odin & Matter 1981, Stille & Clauer 1994, Amorosi 1995, Suguio 2003)

The figure is a stratigraphic correlation diagram between two locations: São Gotardo (WSW) and Cedro do Abaeté (ESE), separated by 18 km. The São Gotardo column on the left shows stratigraphic units from 1000 m to 850 m. The Cedro do Abaeté column on the right shows units from 900 m to 800 m. A central legend defines the lithology and stratigraphic features. The legend is divided into 'Sucessão Fanerozoica' (Phanerozoic Succession) and 'Neoproterozóico' (Neoproterozoic). The Phanerozoic includes 'Grupo Mata da Corda' (Grauvacas with kamafugite clasts) and 'Grupo Areado' (arenaceous and conglomeratic). The Neoproterozoic includes 'Grupo Bambuí (Formação Serra da Saudade)' with sub-units: Verdetes, Ritmitos argilosos, Siltitos cinza, Ritmitos fosfáticos, Arenitas com hummockys, and Carbonatos retrabalhados. Stratigraphic symbols include cross-bedding, planar bedding, discordance, gradational contact, and hummocky bedding.

Figura 9-2: Correlação entre a estratigrafia da região de São Gotardo e a de Cedro do Abaeté (modificado de Lima 2005)

10. CONCLUSÕES

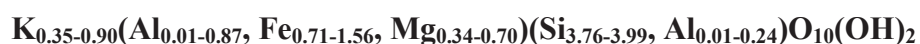
Os verdetes que ocorrem na região de São Gotardo, Minas Gerais, têm sido considerados importante fonte de potássio para a agricultura. Estas rochas pertencem à Formação Serra da Saudade, Grupo Bambuí e são siltitos verdes, geralmente laminados, com alternância de níveis mais maciços e raras lâminas de argilitos de cor verde escuro. Localmente ocorrem intercalações de siltitos cinza e ritmitos. A camada de siltitos verdes está sobreposta em discordância angular e erosiva por arenitos e conglomerados do Grupo Areado (Cretáceo), dentro da estratigrafia da Bacia do São Francisco. O contato inferior é gradacional com siltitos cinza e ritmitos argilosos, que representam a base da Formação Serra da Saudade na região.

Os siltitos verdes ocorrem dobrados, mas sem formação de clivagem ou xistosidade plano-axial. As dobras são geralmente assimétricas, com eixos N-S e vergência para o cráton. Em perfis geológicos, as camadas apresentam-se sub-horizontais.

Os minerais essenciais dos siltitos verdes, identificados por microscopia ótica, difração de raios X, microscopia eletrônica de varredura e microsonda eletrônica são: glauconita (40-80%), feldspato potássico (10-15%), quartzo (10-60%) e muscovita (5%). Os acessórios compreendem biotita (2%), óxidos de titânio e manganês (<1%), goethita (<1%) e traços de fosfatos de bário e terras-raras. A granulometria varia de 5 a 30 μm e os grãos detríticos são geralmente sub-arredondados e com baixo grau de esfericidade.

Os verdetes apresentam níveis contínuos ricos em potássio, com até 50 m de espessura, com teores de K_2O entre 8 e 12%, associados às porções de cor verde escuro, com maior concentração de glauconita.

A glauconita, mineral predominante, responsável pela cor verde da rocha, ocorre na matriz e como grãos placóides tamanho silte fino, concentrada nas porções mais argilosas, sendo considerada autigênica. Resultados de química mineral obtidos por análise em microsonda eletrônica na glauconita mostram teores médios de K_2O na ordem de 10%, indicando alto grau de maturidade dos grãos. Os teores de Al_2O_3 , são em média 2,53% e evidenciam substituição de Al^{3+} por Fe^{3+} e Mg^{2+} nos sítios octaédricos, o que pode ter acarretado em um aumento no teor de K. A fórmula estrutural obtida foi:



Diagramas composicionais para a glauconita mostram provável associação com um ambiente com baixa taxa de sedimentação. Dessa forma, os verdetes representam uma superfície de inundação máxima na Bacia Bambuí, associada ao evento transgressivo da Formação Serra da Saudade, o que teria favorecido a deposição de extensos pacotes de siltitos argilosos na bacia

sedimentar plataformar. Ressurgências (*up welling*) de correntes oceânicas transportariam o potássio, promovendo a glauconitização. A análise geoquímica dos verdetes sugere proveniência a partir de elementos supracrustais compostos principalmente por componentes félsicos, associado a um ambiente de margem continental com contribuição de arco magmático ácido (bacia *foreland* ou de ante-país).

11. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Ackroyd, B., Guzman, C., Chow, W. 2014. *Pre-Feasibility Study, Cerrado Verde ThermoPotash Project, Minas Gerais State, Brazil*. [S.l.], p. 131. Disponível em <http://www.verdepotash.com>, acesso em 20/06/2014.

Alkmim, F. F. & Martins-Neto, M. A. 2001. A bacia intracratônica do São Francisco: arcabouço estrutural e cenários evolutivos. In: Pinto, C. P.; Martins-Neto, M. *A Bacia do São Francisco: geologia e recursos naturais*. Belo Horizonte: SBG, 9-30.

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: Matesso-Neto, V., *et al. Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, 17-35.

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

Amorosi, A. 1995. Glaucony and sequence stratigraphy: a conceptual framework of distribution in siliciclastic sequences. *J. Sediment. Res.*, **B65**, 419-425.

Amorosi, A. 1997. Detecting compositional, spatial and temporal attributes of glaucony: a tool for provenance research. *Sedimentary Geology*, **109**, 135-153.

Amorosi, A. & Cetineo, M. C. 1997. Glaucony from the Eocene of the Isle of Wight (southern UK): implications for basin analysis. *Geological Society of London, Journal*, **154**, 887-896.

Amorosi, A., Sammartino, I., Tateo, F. 2007. Evolution patterns of glaucony maturity: A mineralogical and geochemical approach. *Deep-Sea Research*, **II (54)**, 1364-1374.

Andrews, A. B. 1919. *Method of extracting potash and the like*. 1.296.035.

Ashcroft, E. A. 1919. *Extraction and recovery of potassium or potassium salts from potassium-bearing materials*. 1.320.193.

Auden, A. C. 1920. *Method of extracting potassium salts from potassium-bearing minerals*. 1.334.940.

Babinski, M., Vieira, I. C., Trindade, R. I. F. 2007. Direct dating of the Sete Lagoas cap carbonate (Bambuí Group, Brazil) and implications for the Neoproerozoic glacial events. *Terra Nova*, **19**, 401-406.

Baioumy, H. & Boulis, S. 2012. Non-pelletal glauconite from the Campanian Qusseir Formation, Egypt: implication for glauconitization. *Sedimentary Geology*, **249-250**, 1-9.

Baptista, M. C. 2004. *Análise estratigráfica e paleoambiental do Grupo Bambuí em Lagoa Formosa - MG*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 175 p.

Bartok, P., Reijers, T. J. A., Juhasz, J. 1981. Lower Cretaceous Cogollo Group, Maracaibo Basin, Venezuela: Sedimentology, diagenesis and petrophysics. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **65 (6)**, 1100-1134.

Basset, H. P. 1913. *Process of obtaining potash salts from feldspar*. 1.071.682.

Basset, H. P. 1914. *Process of separating sodium and potassium salts*. 1.091.033.

Basset, H. P. 1922. *Process of producing alumina and potash*. 1.410.642.

Bell, D. L. & Goodell, H. G. 1967. A comparative study of glauconite and the associate clay fraction in modern marine sediments. *Sedimentology*, 169-202.

Bhatia, M. R. & Crook, K. A. W. 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **92**, 181-193.

Birch, G. F., Willis, J. P., Rickard, R. S. 1976. An electron microprobe study of glauconites from the continental margin of the west coast of South Africa. *Marine Geology*, **22**, 271-283.

Bleicher, L. & Sasaki, J. M. 2000 *Introdução à difração de raios-X em cristais*. Universidade Federal do Ceará. 20 p.

Bonhomme, M. G. 1976. Mineralogie des fractions fines et datations rubidium-strontium dans le Groupe Bambuí, MG, Brésil. *Revista Brasileira de Geociências*, **6 (4)**, 211-222.

Bonhomme, M. G., Cordani, U. G., Kawashita, K., Macedo, M. H. F., Thomaz Filho, A. 1982. Radiochronological age and correlation of Proterozoic sediments in Brazil. *Precambrian Research*, **18**, 103-118.

Boynton, W. V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: HENDERSON, P. *Rare Earth Elements Geochemistry*. Amsterdam: Elsevier, 63-114.

Brandalise, L. A., Ribeiro, J. H.; Ferrari, P. G. 1976. *Projeto Vale do Paraíba do Sul - Relatório Final*. Convênio DNPM/CPRM. Belo Horizonte, 411p.

Brito-Neves, B. B. 1999. América do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrescionário andino. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**, 379-392.

Brongniart, A. 1823. *Mémoire sur les Terrains de Sédiments Supérieurs Calcaréo-Trappéens du Vicentin*. Paris: Levrault.

Brown, D. A., Campbell, K. S. W.; Crook, K. A. W. 1968. *Geological Evolution of Australia and New Zealand*. Oxford: Pergamon Press.

Brown, G. C., Thorpe, R. S., Webb, P. C. 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on source magmas. *Journal Geological Society of London*, **141**, 413-426.

Buckley, H. A., Bevan, J. C., Brown, K. M., Johnson, L. R. 1978. Glauconite and celadonite: two separate mineral species. *Mineralogical magazine*, **42**, 373-382.

Burst, J. F. 1958. Mineral Heterogeneity in "Glauconite" Pellets. *The American Mineralogist*, **43**, 481-497.

Campos, J. E. G. & Dardenne, M. A. 1997. Origem e evolução tectônica da bacia Sanfranciscana. *Revista Brasileira de Geociências*, **27 (3)**, 283-294.

Campos, L. F. B. 2012. *Diagênese de sequências proterozóicas com base na caracterização de argilominerais - topo do Grupo Paranoá e base do Grupo Bambuí - norte do Distrito Federal*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. Brasília, 145 p.

Castro, P. T. A. 2004. Características estratigráficas e sedimentológicas dos conglomerados e rochas associadas da Formação Samburá (Grupo Bambuí), região do Alto Rio São Francisco, SW do Cráton do São Francisco. **Geo.br**, 1-18. Disponível em http://www.degeo.ufop.br/geobr/artigos/artigos_completos/volume4/paulo-tarso.pdf, acesso em 21/07/2015.

Castro, P. T. A. 1997. *Os conglomerados associados ao Grupo Bambuí na porção sudoeste do Cráton do São Francisco: sedimentologia, estratigrafia e implicações tectônicas*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. Brasília, 262 p.

Castro, P. T. A., Dardenne, M. A. 2000. The sedimentology, stratigraphy and tectonic context of the São Francisco Supergroup at the southwestern domain of the São Francisco Craton, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **30 (3)**, 439-441.

Caxito, F. A., Halverson, G. P., Uhlein, A., Stevenson, R., Dias, T. G., Uhlein, G. J. 2012. Marinoan glaciation in east central Brazil. *Precambrian Research*, **200-203**, 38-58.

Chafetz, H. S. & Reid, 2000. A. Syndepositional shallow-water precipitation of glauconitic minerals. *Sedimentary Geology*, **136**, 29-42.

Chang, H. K., Miranda, F. P., Magalhães, L., Alkmim, F. F. 1988. Considerações sobre a evolução tectônica da Bacia do São Francisco. Congresso Brasileiro de Geologia, 35. SBG. *Anais*. 2076-2090.

Chaves, A. G., Heineck, A., Tavares, W. D. P. 1971. *Mapa Geológico - Folha de Vila Funchal - Escala 1: 50.000*. Belo Horizonte, Projeto Fosfato Cedro do Abaeté.

Coles, S. K. P., Wright, C. I., Sinclair, D. A., Van den Bossche, P. 2002. The potential for environmentally sound development of marine deposits of potassic and phosphatic minerals offshore, Southern Africa. *Marine Georesources and Geotechnology*, **20**, 87-110.

Costa, F. O. 2008. *Dinâmica da Paisagem na Região do Alto Rio Abaeté, Bacia do São Francisco*. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós Graduação em Nutrição dos Solos e Plantas, Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 94 p.

Costa, F. G. & Oliveira, F. A. D. 1970. O 'Verdete' rocha potássica na região de Cedro do Abaeté. In: XXIV Congresso de Geologia. Brasília: Sociedade Brasileira de Geologia. *Publicações*, 115-116.

Costa, M. T. & Branco, J. J. 1961. Introdução. In: Branco, J. J. R. Roteiro para a excursão Belo Horizonte - Brasília. Belo Horizonte: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 15, *Publicações*, 1-119.

Costa-Neto, S. F. D. 2006. Ritmito Superior do Grupo Paranoá e Fim da Deposição na Margem Passiva. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Brasília. Brasília, 136 p.

Cullers, R. L. & Podkovyrov, V. N. 2000. Geochemistry of the Mesoproterozoic Lakhanda shales in southeastern Yakutia, Russia: implications for mineralogical and provenance control, and recycling. *Precambrian Research*, **104**, 77-93.

Danilchick, W. & Shah, S. M. I. 1967. *Stratigraphic nomenclature of formations in Trans-Indus Montains, Mianwali District, Wes Pakistan - Project Report (IR) PK-33*. Washington, DC: U.S. Geological Survey (USGS).

Dardenne, M. A. 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: Congresso Brasileiro de Geologia. Recife: SBG. *Anais*. 597-610.

Dardenne, M. A. 1981. Os grupos Paranoá e Bambuí na Faixa Dobrada Brasília. *In: Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais*. Salvador: CPRM. *Anais*, 140-147.

Dardenne, M. A. 2000. The Brasilia Fold Belt. *In: Cordani, U. G. ; Milani, A. J.; Thomaz-Filho, A.; Campos, D. A. Tectonic evolution of South America*. 31° International Geological Congress. Rio de Janeiro. p. 231-264.

Dardenne, M. A., Pimentel, M. M.; Alvarenga, J. S. 2009. Provenance of conglomerates of the Bambuí, Jequitaiá, Vazante and Ibiá groups: implications for the evolution of the Brasilia belt. *In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*. Rio de Janeiro: SBG. p. 47-49.

Dedavid, B. A., Gomes, C. I., Machado, G. 2007. *Microscopia Eletrônica de Varredura - Aplicações e preparação de amostras - Materiais poliméricos, metálicos e semicondutores*. Porto Alegre: EDIPUCRS, 60 p.

Dillenburg, S. R., Laybauer, L., Mexias, A. S., Dani, N., Barboza, E. G.; Lummertz, C. N. 2000. Significado estratigráfico de minerais glauconíticos da planície costeira do Rio Grande do Sul, região da Laguna de Tramandaí. *Revista Brasileira de Geociências*, **30 (4)**, 649-654.

Dooley, J. 2006. Glauconite. *In: Kogel, J.; Trivedi, N.; Barrer, J.; Krukowski, N. Industrial Minerals and Rocks: Commodities, Markets and Uses.*: Society for Mining, Metallurgy and Exploration, 495-506.

Duarte, I. N. 2012. *Termopotássio: Fertilizante alternativo para a agricultura brasileira*. Dissertação de mestrado, Instituto de Ciências Agrárias, Universidade de Uberlândia, Uberlândia, 97 p.

Ehlmann, A. J., Hullings, N. C., Glover, E. D. 1963. Stages of glauconite formation in modern foraminiferal sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, **33 (1)**, 87-96.

Eichler, V. 1983. *Disponibilidade do potássio do verdete de Abaeté, calcinado com e sem calcário magnesiano, para a cultura do milho (Zeamays L.) em solos de textura média e argilosa*. Dissertação de Mestrado, Escola Superior de Agricultura de Lavras, Lavras. 137 p.

Fleet, A. J. & Buckley, H. A., Johnson, L. R. 1980. The rare earth element geochemistry of glauconites and celadonites. *J. Geol. London*, **137**, 683-688.

Floyd P. A. & Leveridge B. E. 1987. Tectonic environment of the Devonian mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *Journal of the Geological Society of London*, **144**, 531-542.

Fonseca, L. A. L. 2010. *Processo Integrado para a produção de sulfato de potássio e seus coprodutos metálicos a partir do tratamento químico da glauconita*, PI1003721-7 A2.

Foster, M. D. 1969. Studies of celadonite and glauconite. *U.S. Geological Survey - Prof. Pap*, **614-F**, 17.

Fragoso, D. G. C. 2011. *Geologia da região de Presidente Olegário e evolução tectono-sedimentar do Grupo Areado, eocretáceo da Bacia Sanfranciscana, Minas Gerais*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais. Belo Horizonte, 183 p.

Freitas, L. R., Nascimento, M., Almendra, E. R. E. 2006. *Processo de recuperação de valores de potássio contidos em ardósias de verdete*. PI0602252.

Gage, M. 1957. *Geology of the Waitaki Subdivision*. New Zealand Geological Survey, v. Bulletin 55.

Gruner, J. W. 1935. The Structural Relationship of Glauconite and Mica. *The American Mineralogist*, 699-714.

Guimarães, D. 1964. *Geologia do Brasil*. Rio de Janeiro, MME-DNPM/DFPM, MEm. n° 1, 674 p..

Guimarães, D. 1967. *Ocorrências de fosforita no município de Abaeté*. Rio de Janeiro, DNPM-DGM. 18 p..

Guimarães, D. & Dutra, C. V. 1969. *Contribuição ao estudo da Série Bambuí*. DNPM. Bol. DNPM n. 234..

Guimarães, E. M. 1997. *Estudos de proveniência e diagênese, com ênfase na caracterização dos filossilicatos dos grupos Paranoá e Bambuí, na região de Bezerra-Cabeceiras, GO*. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília. Brasília, 270 p.

Guimarães, E. M., Velde, B., Hillier, S., Nicot, E. 2000. Diagenetic/anchimetamorphic changes on the proterozoic glauconite and glaucony from the Paranoá Group, Mid-western Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **30 (3)**, 363-366.

Harder, H. 1980. Synthesis of glauconite at surface temperatures. *Clays and Clay Minerals*, **28**, 217-222.

Harding, S. C., Nash, B. P., Petersen, E. U., Ekdale, A. A., Bradbury, C. D.; Dyar, M. D. 2014. Mineralogy and geochemistry of the Main Glauconite Bed in the Middle Eocene of Texas: Paleoenvironmental implications for the Verdine facies. *PLOS One*, **9** (2), 1-26. Disponível em www.plosone.org. Acesso em 10 de janeiro de 2015.

Heckman, J. R. & Tedrow, J. C. F. 2004. Greensand as a Soil Amendment. *Better Crops*, **88** (2), 16-17. Disponível em <http://ucanr.org/sites/nm/files/76652.pdf>, Acesso em 18 de maio de 2015.

Hendricks, S. B. & Ross, C. S. 1941. Chemical Composition and Genesis of Glauconite and Celadonite. *The American Mineralogist - Journal of the Mineralogical Society of America*, **26** (12), 683-708.

Hower, J. 1961. Some factors concerning the nature and origin of glauconite. *Am. Mineral*, **46**, 313-334.

Iglesias, M. 2007. *Estratigrafia e tectônica do Grupo Bambuí no norte do Estado de Minas Gerais*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais. Belo Horizonte, 121 p.

Iglesias, M. & Uhlein, A. 2009. Estratigrafia do Grupo Bambuí e coberturas fanerozóicas no vale do rio São Francisco, norte de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, **39** (2), 256-266.

Keferstein, C. 1828. Deutschland, geognostischgeologisch dargestellt. *Weimar*, **5**, 510-511.

King, L. C. 1956. Geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, **18** (2), 147-265.

Kuchenbecker, M. 2011. *Quimioestratigrafia e proveniência sedimentar da porção basal do Grupo Bambuí em Arcos (MG)*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais. Belo Horizonte, 104 p.

Leite, P. C. 1985. *Efeitos de tratamentos térmicos em misturas de verdete de Abeté, fosfato de Araxá e calcário magnesiano na disponibilidade de potássio e fósforo*. Dissertação de Mestrado, Escola Superior de Agricultura de Lavras. Lavras, 146 p.

Li, X., Cai, Y., Hu, X., Huang, Z., Wang, J. 2012. Mineralogical characteristics and geological significance of Albian (Early Cretaceous) glauconite in Zanda, southwestern Tibet, China. *Clay Minerals*, **47**, 45-58.

Lima, O. N. B. 2005. *Grupo Bambuí: Estratigrafia regional no Alto São Francisco e geologia dos depósitos fosfáticos da Serra da Saudade*. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais. Belo Horizonte, 142 p.

Lima, O. N. B., Uhlein, A., Britto, W. 2007. Estratigrafia do Grupo Bambuí na Serra da Saudade e geologia do depósito fosfático de Cedro do Abaeté, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, **37 (4- suplemento)**, 204 -215.

Lima, O. N. B. 2011. *Estratigrafia isotópica e evolução sedimentar do Grupo Bambuí na borda ocidental do Cráton do São Francisco: implicação tectônica e paleo-ambiental*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. Brasília, 114 p.

Lira, H. L. & Neves, G. A. 2013. Feldspatos: conceitos, estrutura cristalina, propriedades físicas, origem. *Revista Eletrônica de Materiais e Processos*, **8.3**, 110-117.

Longuépée, H. & Cousineau, P. A. 2006. Constraints on the genesis of ferrian illite and aluminum-rich glauconite: potential impacts on sedimentology and isotopic studies. *The Canadian Mineralogist*, **44**, 967-980.

Luz, A. B. D., Sampaio, J. A., Almeida, S. L. M. D. 2004. *Tratamento de Minérios*. 4. ed. Rio de Janeiro: CETEM- MCT, 837 p. Disponível em <http://www.cetem.gov.br>. Acesso em 26/05/2014.

Maraschin, A. J. & Mizusaki, A. M. 2008. Datação de processos diagenéticos em arenitos-reservatório de hidrocarbonetos: uma revisão conceitual. *Revista Pesquisas em Geociências*, **35 (1)**, 27-41, 2008. Disponível em <http://www.ufrgs.br/igeo/pesquisas/3501/03-3501.pdf>, acesso em 17/06/2015.

Martins-Neto, M. A. & Alkmin, F. F. 2001. Estratigrafia e evolução tectônica das bacias neoproterozóicas do paleocontinente São Francisco e suas margens: Registros da quebra de Rodínea e colagem do Gondwana. In: Pinto, C. P.; Martins-Neto, M. A. *Bacia do São Francisco: geologia e recursos naturais*. Belo Horizonte: SBG, 31-54.

Martins-Neto, M. A., Pedrosa-Soares, A. C., Lima, S. A. A. 2001. Tectono-sedimentary evolution of sedimentary basins for Late Paleoproterozoic to Late Neoproterozoic in the São Francisco Craton and Araçuaí fold belt, eastern Brazil. *Sedimentary Geology*, **141**, 343-370.

Mason, B. H. 1971. *Princípios de Geoquímica*. São Paulo: Polígono.

McLennan, S. B. 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. *In: Lipin B., McKay G. (Eds.) Geochemistry and Mineralogy of the Rare Earth Elements*. Mineralogical Society of America, p.: 169–200.

McRae, S. G. 1972. Glauconite. *Earth-Science Reviews*, **8**, p. 397-440.

Meunier, A. & El Albani, A. 2007. The glauconite–Fe-illite–Fe-smectite problem: a critical review. *Terra Nova*, **19**, 95-104.

Nascimento, M. & Lápido-Loureiro, F. E. 2004. *Fertilizantes e sustentabilidade: o potássio na agricultura brasileira, fontes e rotas alternativas*. Rio de Janeiro: CETEM/MCT, Série Estudos e Documentos, 61. 66 p.

Obasil, C. C., Terry, D. O., Myer, G. H., Grandstaff, David E. 2011. Glauconite composition and morphology, shocked quartz, and the origin of the cretaceous (?) main fossiliferous layer (MFL) in souther New Jersey, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 479-494.

Odin, G. S. & Matter, A. 1981. De glauconiarum origine. *Sedimentology*, **28**, 611-641.

Oliveira, L. A. 2015. Potássio. *In: BRASIL. Sumário Mineral*. Departamento Nacional de Produção Mineral, Brasília, **34**, 152 p. Disponível em <http://www.dnpm.gov.br>. Acesso em 20/05/2015.

Parenti-Couto, J. G, Cordani, U. G., Kawashita, K., Iyer, S. S., Moraes, N. M. P. 1981. Considerações sobre a idade do Grupo Bambuí com base em análises isotópicas de Sr e Pb. *Revista Brasileira de Geociências*, **11**, 5-16.

Pavlyukevich, Y. G., Levitskii, I. A., Gailevich, S. A. 2005. Glauconite materials from Belarus and their application prospects. *Glass and Ceramics*, **62**, 5-6.

Pedrosa-Soares, A. C., Babinski, M., Noce, C., Martins, M. S., Queiroga, G., Vilela, F. 2011. The Neoproterozoic Macaúbas Group (Araçuaí Orogen, SE Brazil) with emphasis on the diamictite formations. *In: Arnaud, E.; Halverson, G.; Shields, G. The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations*. Londres: Geological Society of London, v. Memoir 36, 523-534.

Pereira, S. C. C. 1987. *Caracterização Tecnológica do Verdete de Cedro do Abaeté (MG) na Produção de Termofosfato Potássico Fundido*. Dissertação de Mestrado, Escola Politécnica da Universidade Federal de São Paulo, São Paulo, 214 p.

Pimentel, M. M., Dardenne, M. A., Fuck, R. A., Viana, M. G., Junges, S. L., Fischel, D. P., Seer, H., Dantas, E. L. 2011. Nd isotopes and the provenance of detrital sediments of the neoproterozoic Brasília Belt, Central Brazil. *Jour. South. Am. Earth Sci.*, **14** (6), 571-585.

Pirajno, F. & Adamides, N. G. 2000. Iron-manganese oxides and glauconite-bearing rocks of the Earaheedy Group: Implications for the base metal potential of the Earaheedy Basin. *Annual Review 1999-2000*, 65-71.

Piza, P. D. D. T., França, C. A., Bertolino, L. C. 2009. Verdete do Cedro do Abaeté (MG) como fonte alternativa para potássio. In: XII Jornada de Iniciação Científica. Rio de Janeiro: CETEM. *Anais*. 7p.

Rieder, M. Cavazzini, G., D'Yakonov, Y. S., Frank-Kamenetskii, V. A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval, P. V., Müller, G., Neiva, A. M. R., Radoslovich, E. W., Robert, J., Sassi, F. P., Takeda, H., Weiss, Z., Wones, D. R. 1998. Nomenclature of the micas. *The Canadian Mineralogist*, **36**, 41-48.

Rodrigues, J. B. 2008. *Proveniência de sedimentos dos grupos Canastra, Ibiá, Vazante e Bambuí - um estudo de zircões detriticos e Idades Modelos Sm-Nd*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. Brasília, 128 p.

Roser, B. P. & Korsch, R. J. 1986. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chemical Geology*, **67**, 119-139.

Santos, E. A. 1984. *Efeito da acidificação do verdete de Abaeté na disponibilidade do potássio para o milho em casa-de-vegetação*. Dissertação de Mestrado, Escola Superior de Agricultura de Lavras. Lavra, 126 p.

Santos, P. S. 1975. *Tecnologia de argilas aplicada às argilas brasileiras. Fundamentos*. São Paulo: Edgard Blucher.

Seer, H. J., Moraes, L. C., Fogaça, A. C. C. 1987. Faciologia e estruturação tectônica dos metassedimentos com diamictitos e jaspilitos da região de Lagoa Formosa, MG (Grupo Bambuí?). In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais. Belo Horizonte: SBG - Núcleo Minas Gerais. *Anais*. 199-213.

Seer, H. J., Moraes, L. C., Fogaça, A. C. C. 1989. Roteiro geológico para a região de Lagoa Formosa - Chumbo - Carmo do Paranaíba, MG. *SBG Núcleo Minas Gerais, Bol.* **9**, Belo Horizonte, v. 1, 58 p.

Sgarbi, G.N.C. 1989. *Geologia da Formação Areado: Cretáceo Inferiora Médio da Bacia Sanfranciscana, oeste do Estado de Minas Gerais*. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 324 p.

Sgarbi, G. N. C., Sgarbi, P. B. A., Campos, J. E. G., Dardenne, M. A., Penha, U. C. 2001. Bacia Sanfranciscana: o registro fanerozóico da Bacia do São Francisco. In: Pinto, C. P.; Martins-Neto, M. *Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais*. Belo Horizonte: SBG-MG, 93-138.

Silva, A. A. S., Medeiros, E., Sampaio, J. A., Garrido, F. M. S. 2012 (a). Caracterização do verdete de Cedro do Abaeté para o desenvolvimento de um material com liberação controlada de potássio. *Holos*, **5**, 42-51.

Silva, A. A. S., Medeiros, E., Sampaio, J. A., Garrido, F. M. S. 2012 (b). Verdete de Cedro do Abaeté como fonte de potássio: caracterização, tratamento térmico e reação com CaO. *Revista Matéria*, 1061-1073.

Silva, R. R. 2013. Extração de potássio para uso como fertilizante a partir de rochas silicatadas. Monografia de conclusão de curso de Pós Graduação em Engenharia de Recursos Minerais, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 54 p.

Stille, P. & Clauer, N. 1994. The process of glauconitization: chemical and isotopic evidence. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **117**, 253-262.

Suguio, K. 2003. *Geologia Sedimentar*. 1. ed. Edgard Blucher. 416 p.

Taylor, S. R. & McLennan, S. M. 1981. The Composition and Evolution of the Continental-Crust - Rare-Earth Element Evidence from Sedimentary-Rocks. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **301(1461)**, 381-399.

Taylor, S. R. & McLennan, S. M. 1985. *The Continental Crust Its Composition and Evolution*. Oxford,: Blackwell, 312 p.

Tedrow, J. F. 2002. *Greensand and greensand soils of New Jersey: a review*. Rutgers, The State University of New Jersey, New Brunswick. 40 p.

Thompson, F. 1911. *Process of obtaining potash salts from feldspar*. 995.105, 1911.

Thompson, G. R. & Hower, J. 1975. The mineralogy of glauconite. *Clay and Clay Minerals*, **23**, 289-300.

Triplehorn, D. M. 1966. Morphology, internal structure, and origin of glauconite pellets. *Sedimentology*, **6**, 247-266.

Tuller, M. P., Ribeiro, J. H., Signorelli, N., Féboli, W. I., Pinho, J. M. M. 2010. *Programa Geologia do Brasil: Projeto Sete Lagoas - Abaeté, Estado de Minas Gerais*. CPRM. Belo Horizonte, 160 p.

Tuller, P. & Silva, P. C. S. D. 2003. *Carta Geológica Folha Se.23-Y-D - Bom Despacho - Escala 1: 250.000*. Projeto São Francisco. COMIG/CPRM.

Udgata, D. B. P. 2007. *Glauconite as an indicator of sequence stratigraphic packages in a lower paleocene passive margin shelf succession, Central Alabama*. Dissertação de Mestrado, Graduate Faculty of Auburn University. Auburn, 124 p.

Uhlein A., Lima O. N. B., Fantinel L. M., Baptista M. C. 2004. Estratigrafia e evolução geológica do Grupo Bambuí, Minas Gerais (Roteiro Geológico). In: Congresso Brasileiro de Geologia, 42. Araxá, SBG. *Anais*. 30-61.

Uhlein, A., Baptista, M. C., Seer, H. J., Caxito, F. A., Uhlein, G. J., Dardenne, M. A. 2011. A Formação Lagoa Formosa, Grupo Bambuí (MG): sistema deposicional de leque submarino em bacia de antepaís. *Geonomos*, **19** (2), 163-172.

Uhlein, G. J. 2014. *Proveniência sedimentar e estratigrafia das formações Carrancas e Lagoa Formosa e a evolução do Grupo bambuí (635-570 Ma) em Minas Gerais*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais. Belo Horizonte, 161 p..

Valarelli, J. V. 1979. *Processo de obtenção de produto utilizável diretamente no solo, como fonte de potássio, ou correlatos - Patente de Invenção n7905941*. IPT, Instituto Nacional de Propriedade Intelectual. 7 p.

Valarelli, J. V. & Guardani, R. 1981. Estudos experimentais para utilização das rochas potássicas de Poços de Caldas como fertilizantes. *Fertilizantes*, **3**, 4-7.

Valarelli, J. V., Novais, R. F., Vaz de Melo, M. T., Leal, E. D. 1993. Ardósias verdes de Cedro do Abaeté na produção de termofosfato potássico fundido e sua eficiência agrônômica. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **65**, 343-375.

Valeriano, C. M., Simões, L. S. A., Teixeira, W., Heilbron, M. 2000. Southern Brasilia Belt (SE Brazil): tectonic discontinuities, K-Ar data and evolution during the Neoproterozoic Brasiliano orogeny. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**, 195-199.

Verde Potash PLC. 2014: www.verdepotash.com. Acesso em: 06 abril 2015.

VOGBR. 2015. *Projeto Mina de Rocha Potássica 233 Mtpa - Projeto Básico e Conceitual: Disposição de estéreis e estoque de ROM, pilhas de estéreis, blendagem/estoque*

temporário de ROM e sistema de contenção de sedimentos - Relatório Técnico. Belo Horizonte, 69 p.

Ward, D. E. & Bunnang, D. 1964. *Stratigraphy of the MEsozoic Khorat Group in the Northeastern Thailand*. Thailand Department of Mineral Resources, Report of Investigation n. 6.

Zalán, P. V. & Romeiro Silva, P. C. 2007. Bacia do São Francisco. *Boletim de Geociência da Petrobrás*, **15 (2)**, 561-571.

ANEXOS

Anexo I – Parâmetros de Análise por Difração de Raios X

Universidade Federal de Minas Gerais – Instituto de Geociências

CPMTC – Centro de Pesquisa Professor Manoel Teixeira da Costa

Laboratório de Raios X

26 de janeiro de 2015

- Equipamento: Difratorômetro XPERT-PRO
- Eixo: Gonio
- Posição Inicial [$^{\circ}2\theta$.]: 3,0100
- Posição Final [$^{\circ}2\theta$.]: 69,9900
- Tamanho do passo [$^{\circ}2\theta$.]: 0,0200
- Tempo de varredura [s]: 0,5000
- Compensação [$^{\circ}2\theta$.]: 0,0000
- Tipo de fenda de divergência: Fixa
- Tamanho da fenda de divergência [$^{\circ}$]: 0,9570
- Comprimento da amostra [mm]: 10,00
- Tamanho do compartimento de amostra [mm]: 0,3800
- Temperatura de medição [$^{\circ}C$]: 25,00
- Material do ânodo: Cu
- K-Alpha1 [Å]: 1,54060
- K-Alpha2 [Å]: 1,54443
- K-Beta [Å]: 1,39225
- Razão K-A2 / K-A1: 0,50000
- Configurações do gerador: 45mA, 40kV
- Raio do goniômetro [mm]: 240,00
- Distância focal do centro de divergência [mm]: 91,00

Tabela A-1: Lista de picos identificados em difratograma de raios X de amostras de verdete

Amostra	Pos. [$^{\circ}2\theta$.]	Height [cts]	FWHM [$^{\circ}2\theta$.]	d-spacing [\AA]	Rel. Int. [%]
28B Fração verde escuro	8.8157	188.90	0.2755	10.03096	60.29
	17.7436	42.51	0.3149	4.99880	13.57
	19.7164	122.89	0.3149	4.50286	39.22
	20.9122	63.52	0.1968	4.24801	20.27
	23.5300	63.86	0.3149	3.78099	20.38
	25.6334	69.24	0.3936	3.47531	22.10
	26.7904	313.30	0.1574	3.32779	100.00
	27.6207	101.02	0.2362	3.22961	32.24
	29.7863	95.21	0.1574	2.99956	30.39
	31.0141	31.17	0.4723	2.88355	9.95
	34.7437	172.16	0.2755	2.58208	54.95
	37.4856	84.46	0.3936	2.39927	26.96
	39.8751	22.98	0.4723	2.26084	7.34
	42.0979	37.53	0.7872	2.14647	11.98
	45.4643	51.41	0.2362	1.99506	16.41
	55.6967	31.84	0.4723	1.65036	10.16
	61.4027	49.83	0.3840	1.50872	15.91
31A Rocha total	8.6994	326.00	0.1968	10.16476	55.12
	14.8872	27.83	0.2362	5.95086	4.70
	17.6250	104.72	0.1574	5.03218	17.71
	19.4583	142.72	0.1574	4.56200	24.13
	20.6939	169.55	0.1574	4.29232	28.67
	22.3240	64.72	0.1574	3.98244	10.94
	23.3493	180.44	0.1574	3.80985	30.51
	24.3963	46.07	0.2362	3.64866	7.79
	25.5283	167.46	0.1968	3.48938	28.31
	26.4552	492.49	0.1181	3.36919	83.27
	26.6766	591.46	0.1181	3.34173	100.00
	27.4006	286.30	0.2755	3.25505	48.41
	29.6950	195.35	0.1968	3.00857	33.03
	30.6611	94.93	0.1574	2.91594	16.05
	32.1719	49.25	0.5510	2.78237	8.33
	34.7631	233.38	0.3149	2.58069	39.46
	35.8443	39.19	0.2362	2.50528	6.63
	36.3911	41.58	0.2362	2.46889	7.03
	37.5024	106.83	0.3542	2.39824	18.06
	39.5475	20.61	0.9446	2.27881	3.48
	41.5224	75.57	0.2755	2.17488	12.78
	42.3042	81.82	0.2362	2.13647	13.83
	45.3572	95.18	0.2362	1.99952	16.09
	50.0267	35.04	0.2362	1.82328	5.92
	50.5505	71.63	0.3149	1.80561	12.11
	55.4348	64.27	0.7872	1.65753	10.87
	59.9028	29.87	0.2362	1.54414	5.05
61.2653	86.97	0.3936	1.51303	14.70	
67.8409	12.78	0.5760	1.38036	2.16	

Amostra	Pos. [$^{\circ}2\theta$.]	Height [cts]	FWHM [$^{\circ}2\theta$.]	d-spacing [\AA]	Rel. Int. [%]
31A Fração verde escuro	8.8893	333.41	0.1378	9.94808	79.89
	17.7813	67.16	0.2362	4.98831	16.09
	19.6317	177.55	0.2362	4.52209	42.54
	20.9538	156.13	0.0787	4.23967	37.41
	22.4838	39.58	0.2362	3.95450	9.48
	23.5238	142.47	0.1378	3.78198	34.14
	24.5160	47.42	0.3149	3.63112	11.36
	25.6904	115.66	0.1574	3.46773	27.71
	26.8694	417.36	0.1378	3.31819	100.00
	27.5982	221.88	0.2362	3.23219	53.16
	29.8188	153.92	0.2362	2.99635	36.88
	30.7515	63.35	0.1968	2.90758	15.18
	32.3755	24.75	0.2755	2.76534	5.93
	34.7961	276.57	0.1968	2.57831	66.27
	37.4883	139.91	0.3542	2.39911	33.52
	39.8097	37.21	0.2755	2.26440	8.92
	42.1239	58.60	0.9446	2.14520	14.04
	45.4429	71.98	0.1574	1.99594	17.25
	50.8516	37.49	0.2755	1.79563	8.98
	55.5342	50.60	0.9446	1.65480	12.12
61.3169	103.07	0.2362	1.51188	24.70	
64.9962	12.09	0.5760	1.43372	2.90	

Anexo II – Parâmetros de Análise por Microsonda Eletrônica / EDS

Centro de Microscopia da Universidade Federal de Minas Gerais

Laboratório de Microsonda Eletrônica

10 de Abril de 2015

- Software EPMA (Electron Probe Microanalyzer);
- 04 (quatro) espectrômetros por dispersão de comprimento de onda;
- Faixa de operação: 0,087 até 9,3 nm;
- 01 (um) espectrômetros de energia dispersiva de raios X (EDS), com resolução de 149eV,
- Refrigeração por nitrogênio líquido;
- Tamanho máximo da amostra: 100 mm X 100 mm X 50 mm(altura);
- Área de análise: 90 mm X 90 mm;
- Voltagem de aceleração: 20 KV;
- Corrente do feixe de elétrons - 10 E -12 ate 10 E -5 A:
- Detector de elétrons secundários com resolução de 6 nm;
- Detector de elétrons retroespalhados com imagens de composição e topografia;
- Aumento de 40 a 300.000 vezes.
- Condições de medição:

Element X-ray	Crystal	CH	Acc.v	Peak Pos.	Angstrom	BG_L	BG_U	mm	
1	Mg	Ka	TAP	1	15.0	107.505	989.000	1.300	0.980
2	Fe	Ka	LIF	3	15.0	134.696	193.604	0.700	0.840
3	K	Ka	PETJ	4	15.0	119.997	374.140	0.980	0.700
4	Al	Ka	TAP	1	15.0	90.587	833.934	1.540	0.980
5	Si	Ka	TAP	1	15.0	77.317	712.542	1.540	0.980

Element Peak	Back	Pksk	Gain	High.V	Base.L	Window.W	Mode		
1	Mg	10.0	5.0	(sec)	0	16	1742	0.7	- (V) Int
2	Fe	10.0	5.0	(sec)	0	32	1738	0.7	- (V) Int
3	K	10.0	5.0	(sec)	0	64	1700	0.7	- (V) Int
4	Al	20.0	10.0	(sec)	0	32	1684	0.7	- (V) Int
5	Si	10.0	5.0	(sec)	0	16	1732	0.7	- (V) Int

- Ordem da medição:

Channel	1	2	3	4
1	Mg	-	Fe	K
2	Al	-	-	-
3	Si	-	-	-

Calc. Elements : O (Anion)

- Dados dos padrões:

Element Standard	Wt.(%)	ZAF	Fac.	Z	A	F	Nome	
1	MgO	MgO_15K20n	1.000.000	54.677	78.316	0.6982	10.000	Periclásio
2	FeO	Magnet_15K20n	930.898	0.2151	0.2181	0.9862	10.000	Magnetita
3	K2O	Sanidin-15K20n	121.100	10.720	12.031	0.8908	10.003	Sanidina
4	Al ₂ O ₃	Al2O3_15k20n	1.000.000	44.945	58.915	0.7629	10.000	Alumina
5	SiO ₂	Quartzo_15K20n	1.000.000	35.665	43.603	0.8180	10.000	Quartzo

- Intensidade do WDS para os padrões:

Element Curr.(A)	Net(cps)	Bg-(cps)	Bg+(cps)	S.D.(%)
1	Mg	2,14E-05	15475.7	1432.0
2	Fe	2,00E-05	2584.3	46.5
3	K	2,00E-05	1976.9	46.3
4	Al	2,00E-05	18207.3	1168.9
5	Si	2,00E-05	18167.6	1058.9