

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: rgallery@demin.ufmg.br, danieldelbem@yahoo.com.br.

Introdução
Localização e Acessos
Materiais e Métodos
Estratigrafia do Depósito de Potássio de São Gotardo
Grupo Bambuí – Formação Serra da Saudade
Siltitos cinza
Ritmitos argilosos
Siltitos verdes com lâminas argilosas
Mineralogia do Verdete
Análises Por Difração de Raios X
Análises Por Microsonda Eletrônica e Microscópio Eletrônico de Varredura
Geoquímica e Distribuição do Potássio no Verdete
Discussão Sobre a Formação dos Sedimentos Potássicos
Conclusões
Agradecimentos
Referências Bibliográficas

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 para identificar a mineralogia destes siltitos. São rochas sedimentares silto-argilosas compostas 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, de cor verde escuro. 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: Silitito (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 ranging from 8 to 12% are associated with 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 the Ediacaran Period.

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

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 K₂O acima de 10%. São pelitos verdes, conhecidos tradicionalmente

como “*verdetes*”, associados à Formação Serra da Saudade, Grupo Bambuí.

Os altos teores de K₂O 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 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 autígenica para os minerais potássicos.

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 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.

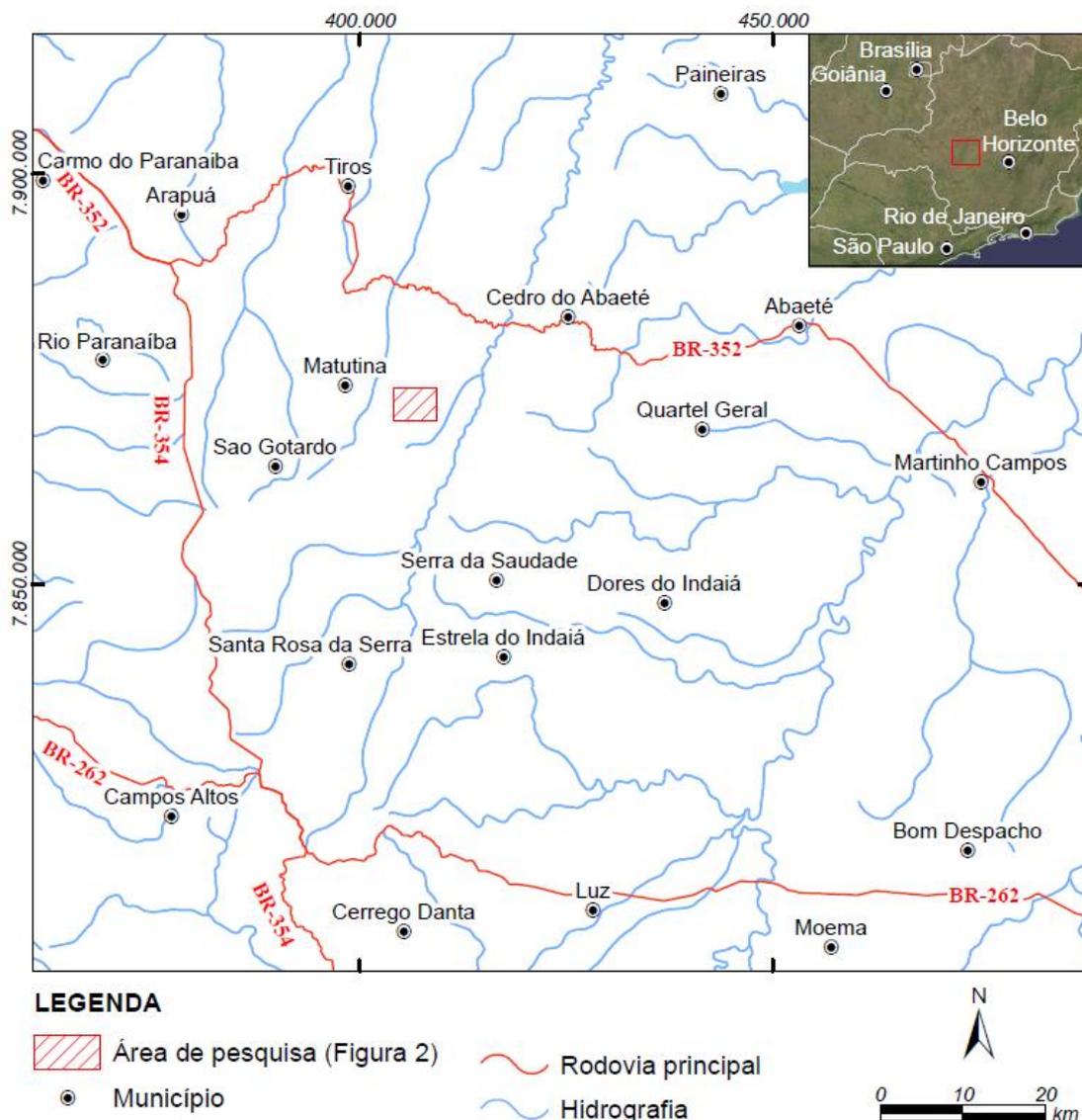


Figura 1. Localização da área de pesquisa (coordenadas UTM – Datum WGS1984, zona 23S)

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).

ESTRATIGRAFIA DO DEPÓSITO DE POTÁSSIO DE SÃO GOTARDO

A região estudada está inserida na Bacia do São Francisco (Figura 2A) e compreende rochas neoproterozóicas / ediacaranas do Grupo Bambuí e mesozóicas dos grupos Areado e Mata da Corda (Alkmin 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 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).

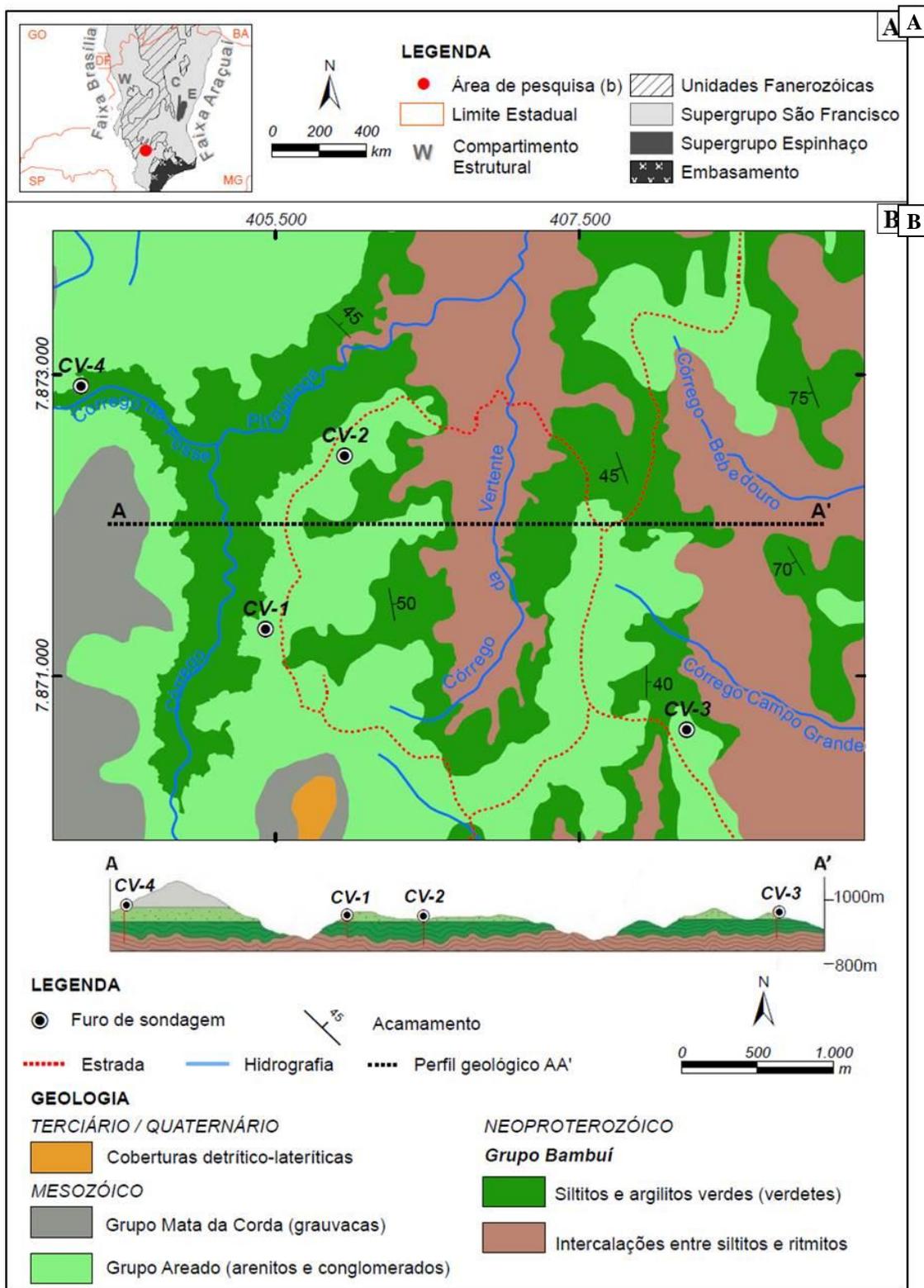


Figura 2. A) Contextualização geotectônica da área de pesquisa na Bacia do São Francisco (adaptado de Alkmin 2004); B) mapa geológico da região de São Gotardo (modificado de Ackroyd *et al.* 2014) e perfil geológico com as relações estratigráficas e estruturais e projeção dos furos de sondagem analisados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

Em afloramentos de siltitos da Formação Serra da Saudade, observam-se dobras assimétricas, com eixos submeridianos e vergência para leste (Figura 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 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 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 2B).

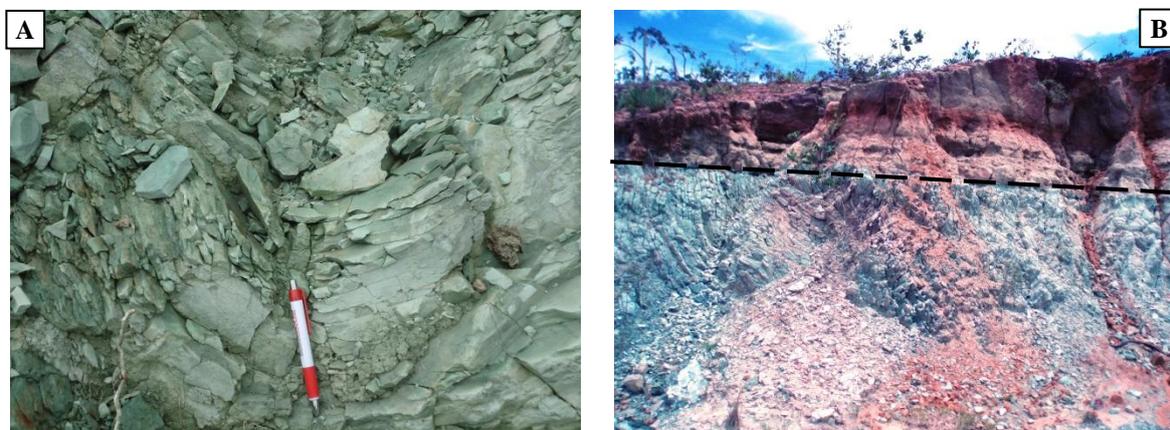


Figura 3. Principais feições estruturais da área de estudo: A) dobra com flancos 270/40 e 110/50 e eixo N15E em siltitos verdes do Grupo Bambuí; B) discordância entre os siltitos verdes dobrados do Grupo Bambuí e os arenitos sub-horizontais do Grupo Areado

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*).

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

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 4C) e/ou verdes (Figura 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.

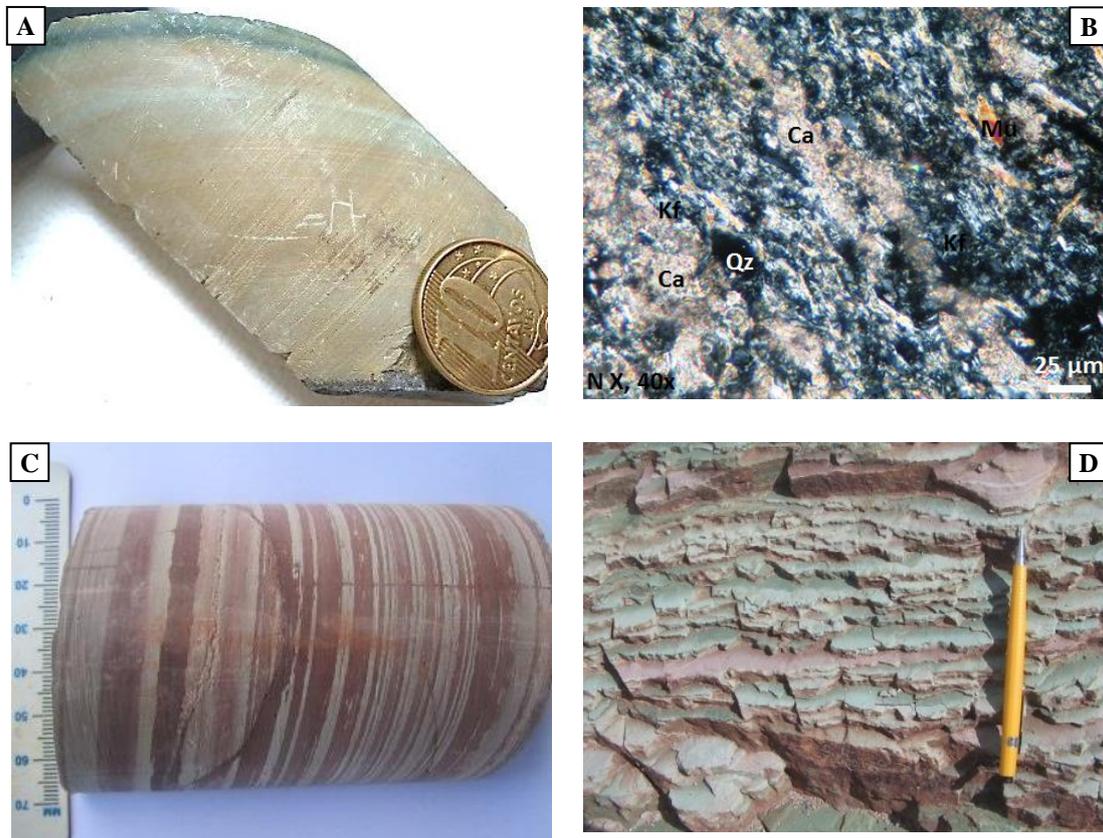


Figura 4. Litofácies encaixantes dos siltitos verdes da Formação Serra da Saudade, Grupo Bambuí: A) siltito cinza com lâminas verdes; B) fotomicrografia de siltito cinza sob nicóis cruzados com aumento de 40x, mostrando a laminação marcada pelo alinhamento de micas e microfraturas preenchidas por calcita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

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 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 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 (Figuras 5C e 5D). O arcabouço é síltico, composto de quartzo e feldspato potássico, com palhetas finas de mica e glauconita (Figuras 5E e 5F). 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 25 μm 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

glaucônica. 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 detriticos isolados e

dispersos na matriz glauconítica e por vezes concentrado nas bandas mais sílticas de cor verde claro. Ocorre também como preenchimento de microfaturas. 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.

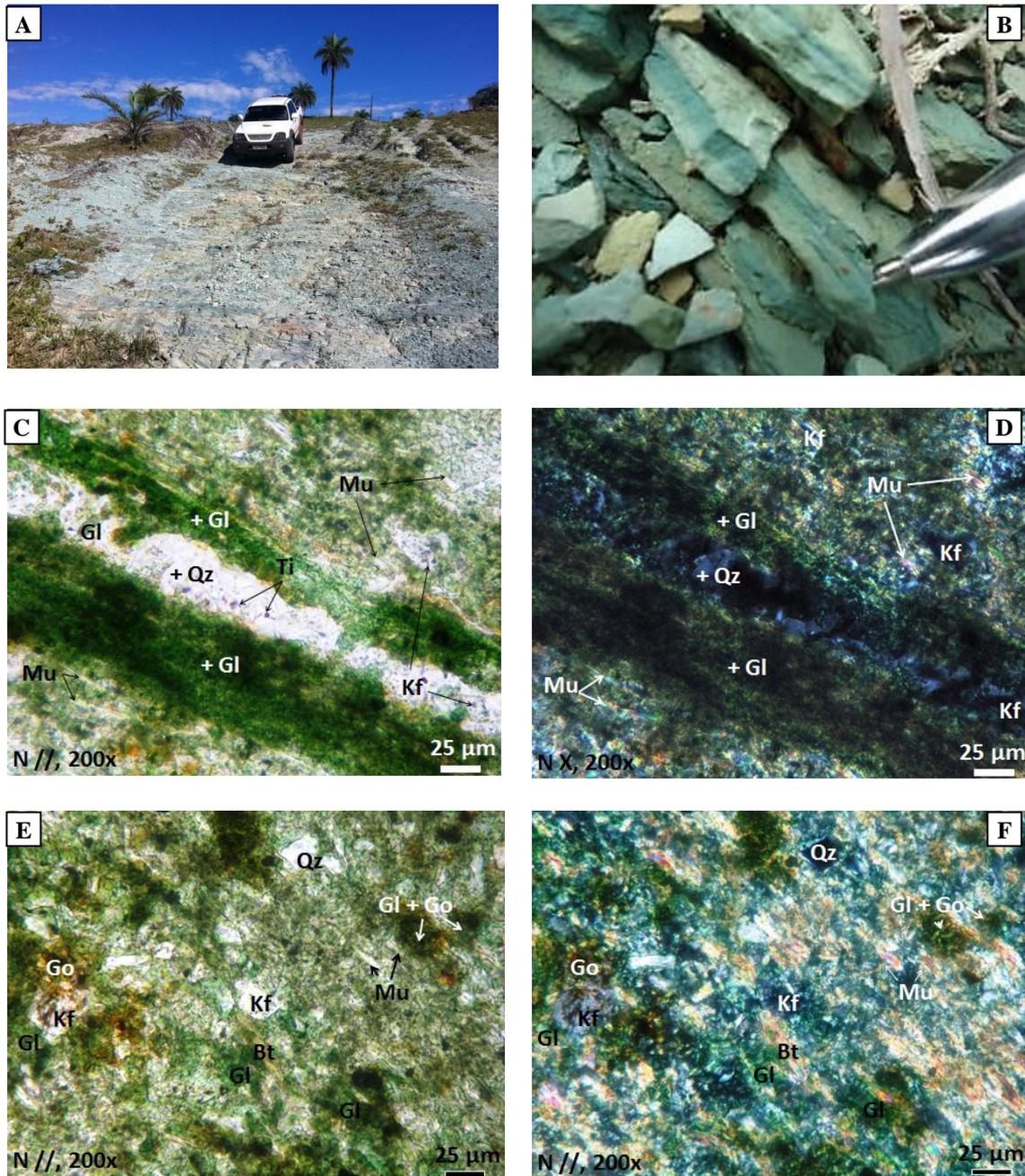


Figura 5. A) afloramento de verdete; B) verdete com laminação marcada pela alternância de níveis verdes escuros argilosos com níveis sílticos de cor verde claro; C– F) fotomicrografias de verdete em nicóis paralelos (N//) e cruzados (Nx) mostrando a mineralogia principal: glauconita (Gl), feldspato potássico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

MINERALOGIA DO VERDETE

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

Análises por difração de raios X

A partir de análises por difratometria de raios X de amostra rocha total (Figura 6A) e da fração argilosa (Figura 6B), com cor verde

escuro, foram identificados os minerais majoritários: glauconita, feldspato potássico, quartzo e illita.

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).

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

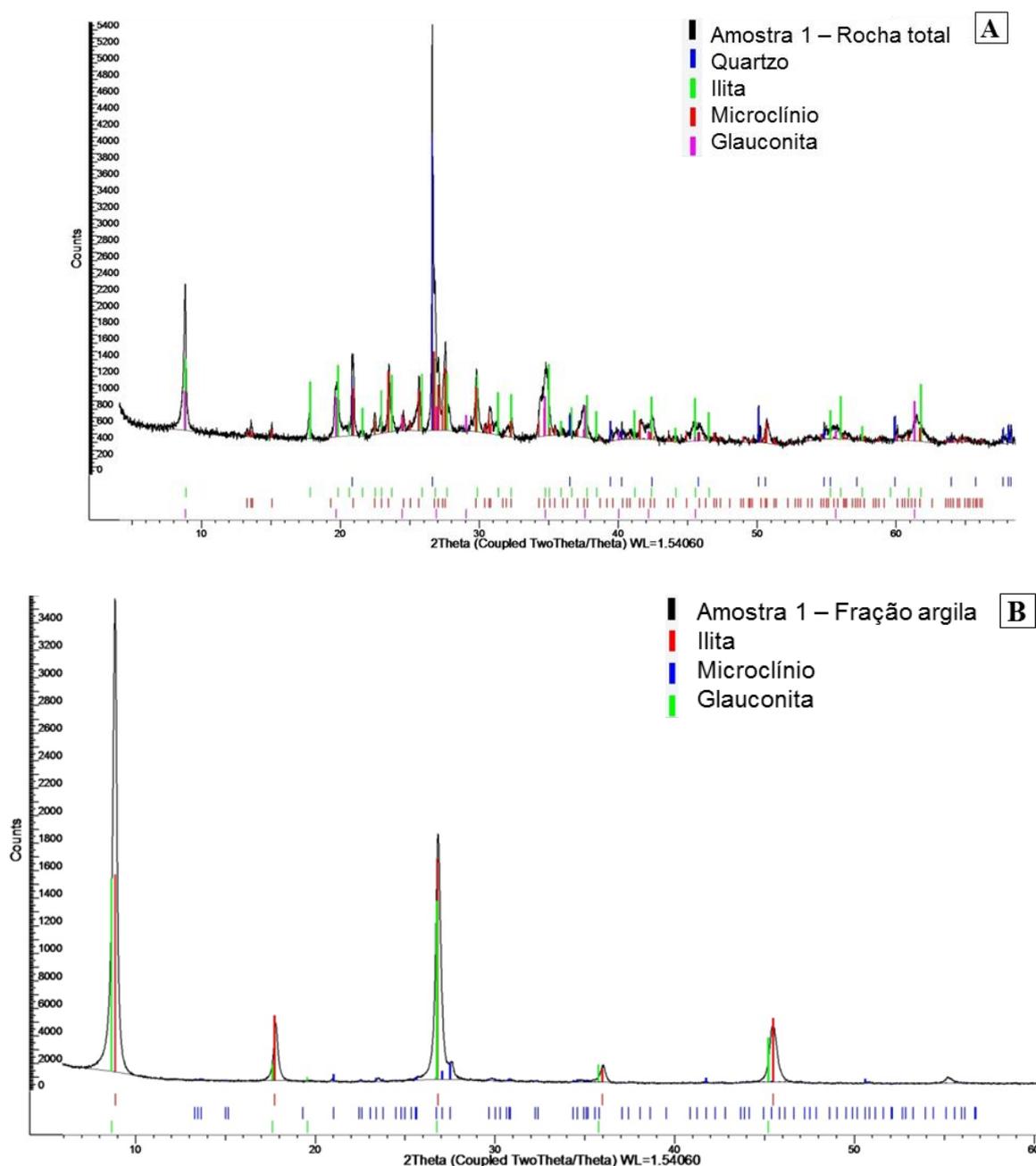


Figura 6. Difratogramas de raios X de amostra de verdete com a identificação das fases predominantes: A) rocha total; B) fração argila

ANÁLISES POR MICROSSONDA 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 Ce-monazita), bem arredondados e de tamanho inferior a 5µm (Figura 7).

As análises químicas por EDS realizadas em grãos de glauconita mostraram altos teores de K e baixo Al (Tabela 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 O₁₀(OH)₂ conforme metodologia de Hendricks & Ross (1941). Foi estimada a seguinte fórmula estrutural: **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})O₁₀(OH)₂.**

Os teores de K₂O 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 1. Resultados de Química Mineral e Cálculo de Fórmula Estrutural para a Glauconita

Ponto	Resultados (%)						Inter-camada	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

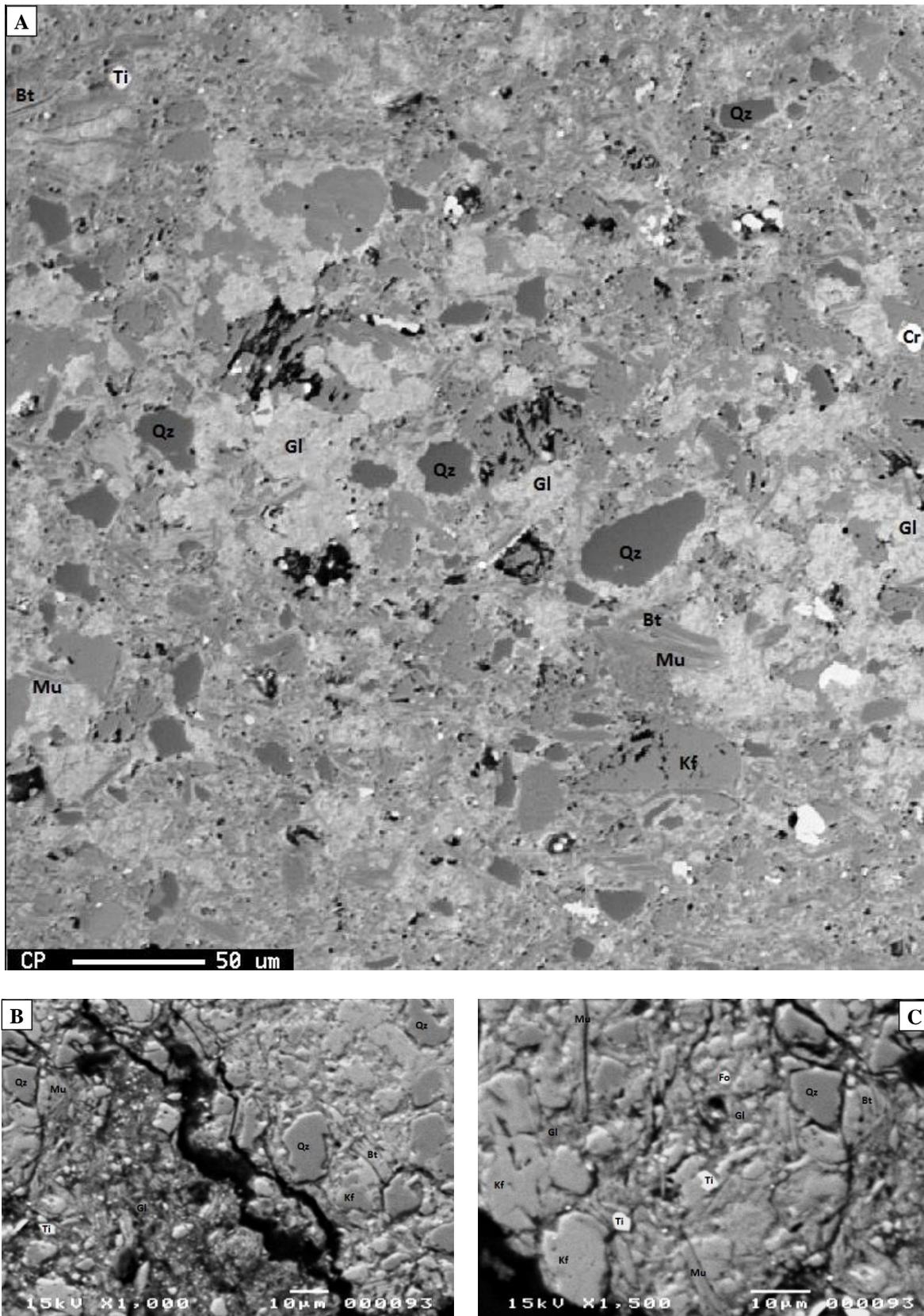


Figura 7. Imagens de elétrons retroespalhados dos verdetes em microsonda eletrônica (a) e MEV (b, c) mostrando o predomínio de uma matriz glauconítica (Gl), em uma fase cinza clara e clastos de quartzo (Qz), feldspato potássico (Kf), muscovita (Mu), biotita (Bt) e raros grãos de fosfatos de bário (Cr)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

GEOQUÍMICA E DISTRIBUIÇÃO DO POTÁSSIO NOS SILTITOS VERDES

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 2.

Tabela 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). 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.

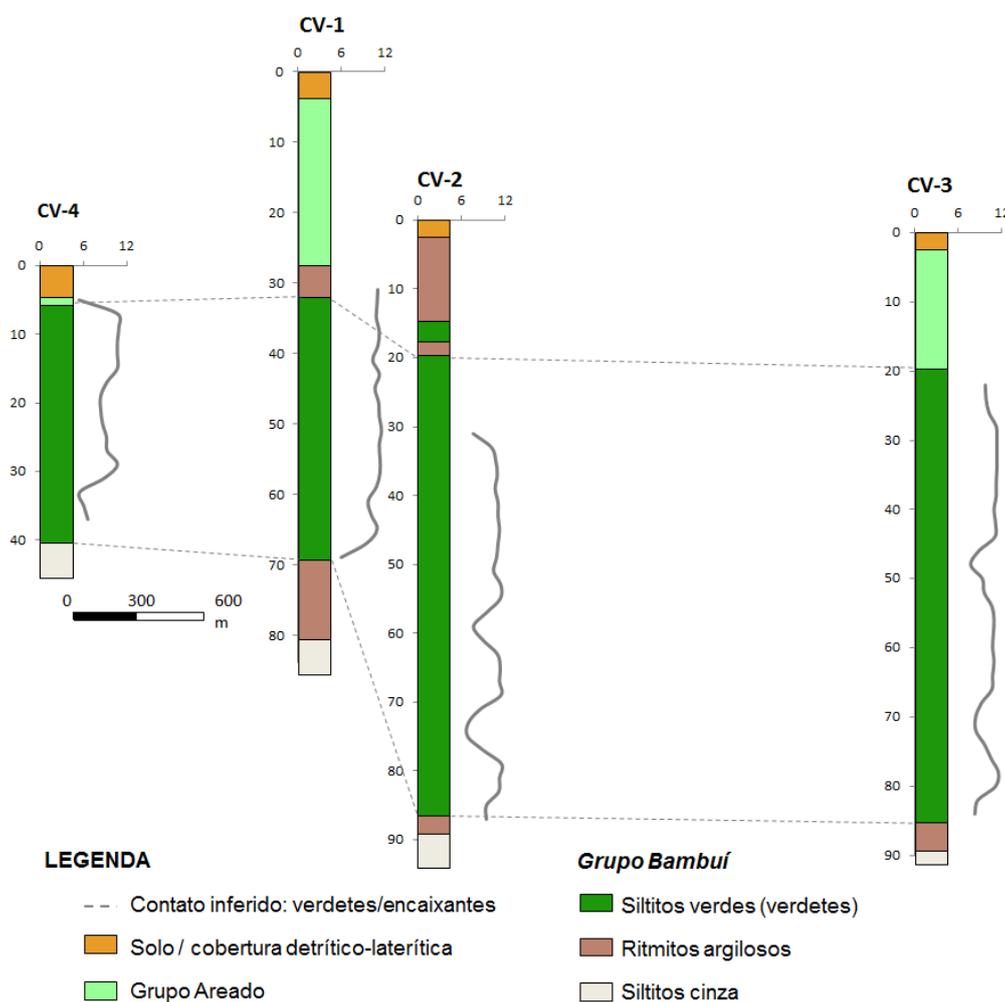


Figura 8. Perfil esquemático de correlação entre os furos de sondagem descritos (ver Figura 2B) com os respectivos gráficos de teores de K_2O (eixo das abscissas) *versus* profundidade do furo (eixo das ordenadas)

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). Estes sedimentos ricos em illita teriam sido modificados durante a diagênese, a partir de um processo de glauconitização (Figura 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.

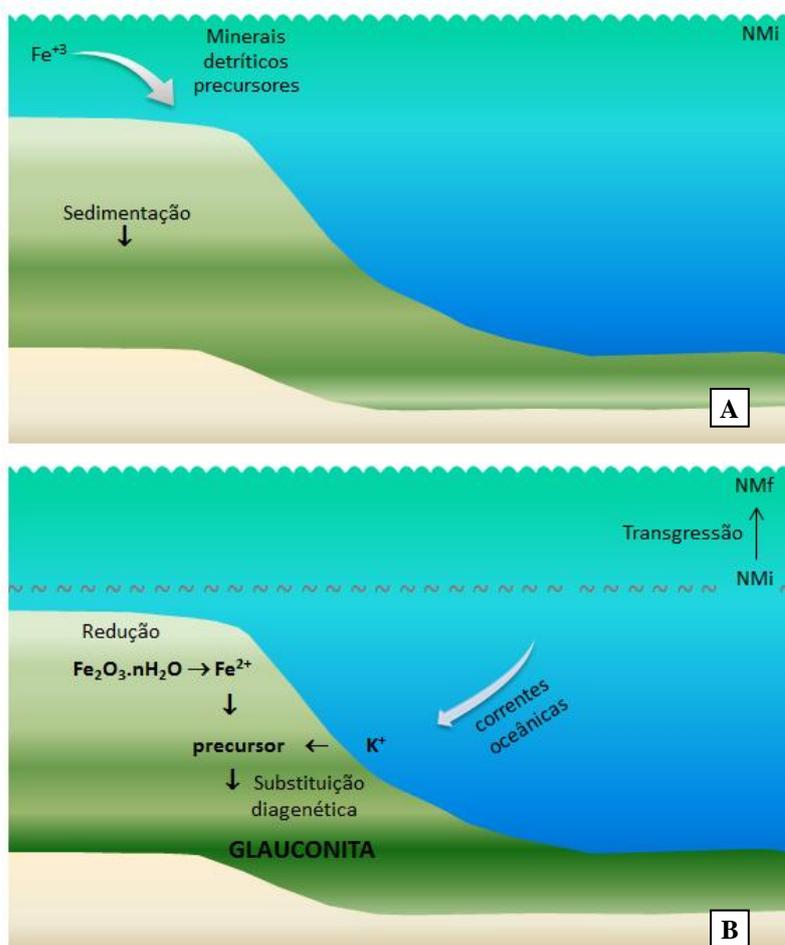


Figura 9. Modelo esquemático da evolução da bacia sedimentar, evento transgressivo e glauconitização (modificado de Odin & Matter 1981, Stille & Clauer 1994, Amorosi 1995, Suguio 2003): A) sedimentação marinha de minerais precursores; B) transgressão (NMi = nível do mar inicial, NMf = nível do mar final)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

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 K₂O 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.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Verde Fertilizantes Ltda pelo acesso aos testemunhos de sondagem e liberação de dados sobre a pesquisa de potássio. Ao CNPq (Projeto 447449/2014-1) e FAPEMIG (Projeto CRA-APQ-071711-14) pelo apoio à pesquisa. Ao Centro de Pesquisas Manoel Teixeira da Costa (Instituto de Geociências – IGC/UFMG), 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.

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.; DAN, 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.

Manuscrito recebido em: 17 de Julho de 2015
Revisado e Aceito em: 04 de Novembro de 2015