

Petrografia, geoquímica e proveniência da Formação Corumbataí aflorante no município de Mineiros (GO)

Petrography, geochemistry, and provenance of the Corumbataí Formation outcropping in the municipality of Mineiros (GO)

Cibele Carolina Montibeller¹ , Guillermo Rafael Beltran Navarro² , Antenor Zanardo² 

¹Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” - UNESP, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente, Campus de Rio Claro, Avenida 24-A, 1515, Bela Vista, CEP 13506-900, Rio Claro, SP, BR (cibele.cm@outlook.com)

²UNESP, Instituto de Geociências e Ciências Exatas - IGCE, Departamento de Petrologia e Metalogenia - DPM, Rio Claro, SP, BR (guillermo.navarro@unesp.br; antenor.zanardo@unesp.br)

Recebido em 16 de janeiro de 2020; aceito em 27 de novembro de 2020

Resumo

No estado de Goiás, ocorrem litotipos similares àqueles atribuídos à Formação Corumbataí, no estado de São Paulo, embora a escassez de bibliografias específicas sobre a unidade na Região Centro-Oeste brasileira e a ausência de mapeamentos de detalhe nas adjacências da Serra do Caiapó (centro-sudeste do estado de Goiás) suscitem dúvidas quanto à correlação entre essas áreas de afloramento de unidades permianas e aquelas encontradas no domínio paulista da Bacia do Paraná. Sendo assim, este trabalho apresenta características mineralógicas, petrográficas e geoquímicas da Formação Corumbataí no estado de Goiás, bem como suas implicações de proveniência, intemperismo e paleoclima, no intuito de fornecer dados complementares que permitam estabelecer correlações entre as diversas áreas aflorantes da unidade ao longo das bordas norte e leste da bacia. Os siltitos do município de Mineiros (GO) são quimicamente classificados, predominantemente, como “wackes” e arcósios, e, secundariamente, como litoarenitos e sublitoarenitos, com alta maturidade textural e maturidade química variável, gerados por sedimentos provenientes principalmente de rochas sedimentares quartzosas, com menores contribuições de rochas ígneas félsicas e máficas. Aparentemente, esses sedimentos sofreram pouco efeito de reciclagem sedimentar, advogando por uma maior proximidade das áreas-fonte, sendo que esta foi submetida a variados graus de intemperismo, o que sugere mistura de diversas fontes na geração dos sedimentos que deram origem à unidade, além de haver predomínio de classificação das fontes como derivadas de regiões tectonicamente ativas ou arcos de ilha continentais.

Palavras-chave: Permiano; Bacia do Paraná; Grupo Passa Dois; Geologia do Centro-Oeste; Litogeoquímica.

Abstract

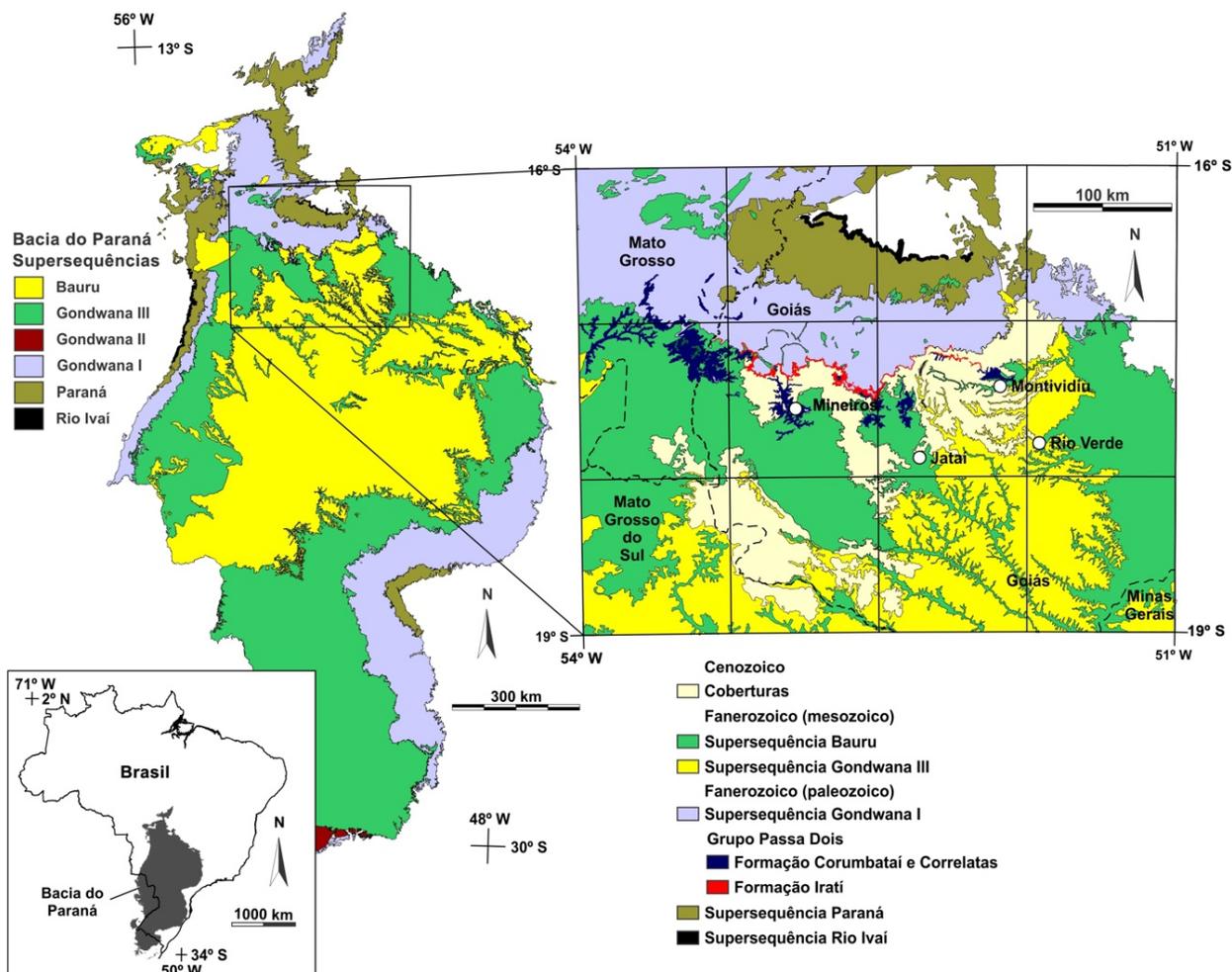
In the state of Goiás, similar lithotypes to those attributed to the Corumbataí Formation occur in the state of São Paulo, although the lack of specific bibliographies about the unit in the Brazilian Midwest region, and the absence of detailed mappings in the vicinity of Serra do Caiapó (Central-Southeast of Goiás State) raise doubts as to the correlation between these outcrop areas of permian units and those found in the São Paulo domain of the Paraná Basin. Thus, this work presents mineralogical, petrographic, and geochemical characteristics of the Corumbataí Formation in the state of Goiás, and its implications of provenance, weathering, and paleoclimate, in order to provide complementary data that allow establishing correlations between the several outcropping areas of the unit along the north and east edges of the Basin. The siltstones of the municipality of Mineiros (GO) are chemically classified predominantly as “wackes” and arkose, and secondarily as lithoarenites and sublithoarenites, with high textural maturity, and variable chemical maturity, generated by sediments mainly from quartz sedimentary rocks, with lower contributions of felsic and mafic igneous rocks. Apparently, these sediments suffered little effect from sedimentary recycling, advocating a closer proximity to the source areas, subjected to varying degrees of weathering, which suggests a mixing of various sources in the generation of sediments that gave rise to the unit, and there is a predominance of classification of sources as derived from tectonically active regions or continental island arches.

Keywords: Permian; Paraná Basin; Passa Dois Group; Brazilian Midwest geology; Lithogeochemistry.

INTRODUÇÃO

A Formação Corumbataí, também denominada Estrada Nova segundo alguns autores, é uma unidade sedimentar pelítica a psamo-pelítica depositada no período Permiano ($298,9 \pm 0,15$ Ma até $251,902 \pm 0,024$ Ma), aflorante no estado de São Paulo em uma faixa aproximadamente SSW-NNE, entre os municípios de Saltinho e Cássia dos Coqueiros; no estado de Minas Gerais, apenas no município de Monte Santo de Minas; em Goiás, em uma faixa E-W entre Montividiu e Mineiros; e no estado de Mato Grosso, entre Alto Araguaia e Itiquira (CPRM, 2018). Compõe, em conjunto com a Formação Irati, o Grupo Passa Dois, posicionado no topo da Supersequência Gondwana I (Milani e Ramos, 1998), representante do último ciclo de afogamento da Bacia do Paraná anterior à fragmentação do Supercontinente Gondwana.

No estado de Goiás, Teixeira (1932) constatou a presença de rochas permianas na região de Montividiu e na Serra do Caiapó, interpretando também como permiana a sequência aflorante entre a Serra do Caiapó e a Serra Negra, assim como a região de Bom Jardim até Baliza do Araguaia. Almeida (1948), por sua vez, descreve a ocorrência de rochas sedimentares em tudo semelhantes àquelas da Formação Estrada Nova, na descida da Serra da Urtiga, entre Mineiros e Alto Araguaia, e atribuídas à Formação Corumbataí por Sousa Júnior et al. (1983). Essas litologias aflorantes no estado de Goiás, segundo Sousa Júnior et al. (1983), ocorrem na forma de um arco descontínuo bordejando e sustentando as encostas da Serra do Caiapó, em uma faixa que se estende de Alto Garças (MT) no sentido de Alto Araguaia, adelgaçando-se para leste (Figura 1). Nas regiões de Mineiros, Jataí e Rio Verde, contudo, a Formação Corumbataí ainda aflora condicionada à base



Fonte: modificado de Valente et al. (2004) e Montibeller (2019).

Figura 1. Mapa com a Estratigrafia da Bacia do Paraná simplificada de acordo com as Supersequências (Milani, 1997); e áreas de afloramento do Grupo Passa Dois e da Formação Corumbataí nos estados de Goiás e Mato Grosso.

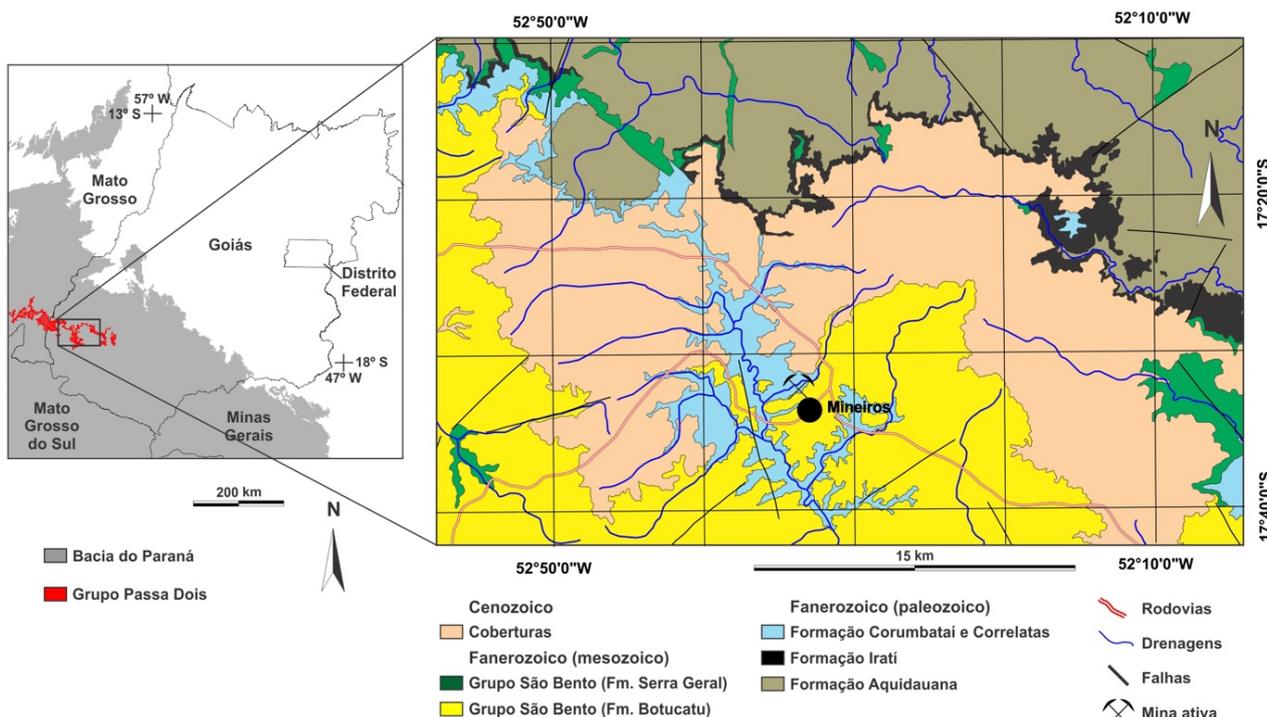
de drenagens de grande expressão. As maiores espessuras registradas de exposição dessa unidade ocorrem na região do município de Mineiros, no qual foi conduzido este estudo (Figura 2), em voçorocas nas margens da estrada que conduz ao Parque Nacional das Emas e na borda da Serra do Caiapó, na estrada que liga Montividiu a Caiapônia.

Segundo Sousa Júnior et al. (1983), as litologias que constituem a Formação Corumbataí no estado de Goiás são arenitos finos, siltitos, argilitos, folhelhos, arenitos silto-argilosos e níveis, lâminas e lentes de *chert*, todos dispostos em uma sucessão interestratificada. Subordinadamente, são encontrados níveis de calcários silicificados e concreções calcárias também silicificadas, sendo que a silicificação predomina para o topo da unidade. As cores observadas são, em geral, decorrentes da alteração superficial, comumente em tons de vermelho, róseo-arroxeadado, lilás, rosa esbranquiçado, verde e cinza, esverdeado ou avermelhado (Sousa Júnior et al., 1983). Segundo Marques e Olivatti (1981), por sua vez, essa unidade é representada na região por uma sequência rítmica de siltitos, argilitos e raros arenitos finos a muito finos, às vezes calcíferos, de colorações muito variadas, finamente estratificados, frequentemente quebradiços em fraturas conchoidais.

Estratigraficamente, posiciona-se em contato discordante com a Formação Aquidauana, subjacente em quase toda a extensão das encostas da Serra do Caiapó e próxima ao

município de Perolândia, também nas encostas da Serra do Caiapó, ocorre em contato concordante e transicional com a Formação Irati. O contato superior observado é, em sua maioria, discordante e erosivo com as coberturas detrítico-lateríticas que ocorrem em toda a extensão da região entre Mineiros e Rio Verde; localmente, infere-se que ocorre em contato com a Formação Serra Geral (Sousa Júnior et al., 1983). Na região entre Mineiros e o Parque Nacional das Emas, infere-se que o contato superior seja discordante e erosivo com arenitos da Formação Botucatu, fato observado em campo principalmente em cachoeiras e drenagens encravadas (Sousa Júnior et al., 1983).

Os trabalhos mais detalhados sobre a Formação Corumbataí no estado de Goiás são de Teixeira (1932), Almeida (1948), Pena et al. (1975), Gama Jr. (1979), Marques e Olivatti (1981), Sousa Júnior et al. (1983), Moreira et al. (2008) e uma modesta bibliografia que se propôs a elucidar as características deposicionais do Grupo Passa Dois em toda a sua extensão (por exemplo, Landim e Fúlfaro, 1972; Schneider et al., 1974; Petri e Coimbra, 1982; Petri e Fúlfaro, 1983; Mendes, 1984; e outros). Assim, a gênese da Formação Corumbataí no estado de Goiás permanece com diversas lacunas, algumas inclusive referentes a questões mais básicas, como sua área de afloramento, faciologia, posicionamento estratigráfico e correlação com áreas de afloramento da mesma unidade nos estados do Sudeste e do Sul.



Fm.: Formação.

Figura 2. Localização da área de estudo em Goiás, com indicação da mina estudada. Modificado de Valente et al. (2004) e Montibeller (2019).

Nesse sentido, este trabalho visa apresentar características mineralógicas, petrográficas e geoquímicas da Formação Corumbataí no estado de Goiás, e suas implicações de proveniência, intemperismo e paleoclima, no intuito de fornecer características complementares que permitam estabelecer correlações que favoreçam as discussões acerca da evolução do Permiano na Bacia do Paraná.

MATERIAIS E MÉTODOS

Foram realizados trabalhos de campo na região de Mineiros e Portelândia, sendo escolhida uma seção em cava para extração de argila no extremo norte do município de Mineiros (GO), na qual foram coletadas 26 amostras de siltitos para análises petrográficas, mineralógicas e geoquímicas. A análise petrográfica foi realizada em seções delgadas polidas, à luz transmitida e refletida, e realizada identificação dos flossilicatos e outros minerais de granulometria menor que 10 μm por meio de difratometria de raios X, ambos em laboratórios pertencentes ao DPM/IGCE/UNESP, enquanto dados geoquímicos de elementos maiores, menores, traços e terras raras (ETR) foram adquiridos por ICP-MS no laboratório ACME Analytical Lab (Vancouver, Canadá). Os resultados das análises químicas são apresentados na tabela (Anexo 1).

GEOLOGIA LOCAL

Foi realizada análise petrográfica de uma seção situada em cava de argila localizada aproximadamente na zona 22 K, coordenadas 334.482 m E, 8.061.210 m S, onde afloram siltitos da porção intermediária a inferior da coluna estratigráfica da Formação Corumbataí no estado de Goiás, segundo Lacerda Filho et al. (2000), com cerca de 25 m de espessura. A seção analisada pode ser informalmente dividida em cinco níveis de acordo com suas feições macroscópicas:

- nível I: esta sequência, localizada cerca de 20 m acima do contato com a Formação Irati, inicia-se por um pacote de cerca de 7 m de siltito marrom-claro avermelhado levemente ferruginoso, pouco intemperizado (Figura 3A), com laminação planar a ondulada, intercalado a siltitos lilases a marrom arroxeados, gradando para o topo para siltito argiloso marrom-escuro profundo, com intercalações frequentes de siltito argiloso cinza médio, em geral maciço, mas com porções finamente laminadas com estratificação cruzada ondulada e sigmoides silticos granulares entre as ondulações. O último litotipo nesta sequência é uma camada de folhelhos e siltitos intercalados de cor cinza escuro arroxeado, contendo lentes de *bone beds*, coprólitos, lâminas ferruginosas e sigmoides silticos granulares;

- nível II: logo acima deste primeiro pacote, encontra-se depositada uma camada de cerca de 50 cm de espessura de siltito maciço a laminado (Figura 3B), com laminação planar descontínua, de cor creme esverdeado, com matizes acinzentadas a arroxeadas, sobreposto por uma camada de também cerca de 50 cm de siltito cinza claro a médio, mais intemperizado, com empastilhamento lenticular, capeado por uma camada de cerca de 30 cm de um nível de cor creme claro amarelado, granular e poroso, friável e de baixíssima densidade, que deve corresponder a um nível mais suscetível à lixiviação;
- nível III: sequência de intercalações entre níveis decimétricos de siltitos rítmicos constituídos por intercalações de estratos com tamanho médio de 1 cm com cores cinzas e brancas, sendo que algumas intercalações de cor branca podem chegar a espessuras de até 5 cm. Nesta sequência, lentes e camadas de *bone beds* são observadas com certa frequência (Figura 3D);
- nível IV: o nível III tem aproximadamente 5 m de espessura e se sobrepõe por, bem como intercala-se, a camadas progressivamente mais espessas de siltitos arenosos de cor creme a branco, com estratificação plano-horizantal (Figura 3C), com espessura variando de 2 a até 60 cm. Os contatos entre as camadas siltosas e silto-arenosas são abruptos e, em alguns níveis, mais espessos; a base dessas camadas apresenta estruturas em canais ramificados, alongados e achatados segundo a direção do acamamento, correspondendo a icnofósseis (*Thalassinoides*) (Figura 3F) preenchidos por siltitos ricos em bioclastos, argilitos ou carbonatos;
- nível V: entre as camadas de siltitos arenosos, ocorrem siltitos cinza médio progressivamente mais finos em direção ao topo da sequência, até que esta se encerra, sendo sobreposta em contato abrupto por um pacote com espessura observada de cerca de 10 m de siltito marrom chocolate, com empastilhamento lenticular, com intercalações regulares de pequena espessura de siltito arenoso. Nas proximidades, porém, é possível observar uma feição geomorfológica de morro com topo arredondado, de altura aproximada de 40 m, ainda composta por material correspondente a este mesmo pacote superior da coluna analisada, o que leva a crer que a espessura total da seção deve ultrapassar 70 m.

Na exposição, encaixada aos siltitos cinza escuros laminados e siltitos rítmicos, é possível observar feições discordantes (diques clásticos) (Figura 3E) planares a onduladas com espessura de cerca de 20 cm, com atitude N86/60, associadas a conjuntos de fraturas com atitude N114/70, constituídas por siltitos arenosos de cor creme a cinza pálido, com continuidade por grande parte da seção, horizontalizando-se em determinado momento, no topo da sequência siltosa, tornando-se concordante, confundindo-se com os

níveis de siltitos arenosos observados na seção, inclusive alojando-se, em parte, discordantemente a estes e, em parte, de forma concordante.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Petrografia

O último litotipo presente no *nível I* (Figuras 4A e 4B) corresponde petrograficamente a uma rocha anisotrópica,

inequigranular, laminada, com laminação marcada pela iso-orientação dos filossilicatos da matriz e pela intercalação de lentes essencialmente filossilicáticas com lentes contendo tanto filossilicatos incipientemente orientados quanto clastos granulares. Apresenta abundantes feições castanhas fibrosas, tanto irregulares quanto regulares, em forma de placas, cunhas, semicírculos irregulares ou losangos, que possivelmente trata-se de bioclastos fosfáticos (tamanho entre 200 e 5 mm).

Além desses, destacam-se aquelas que se assemelham a trevos de quatro folhas, com as fibrosidades partindo do centro. Também ocorrem bastonetes e feições circulares, muito provavelmente seções transversais dos bastonetes,

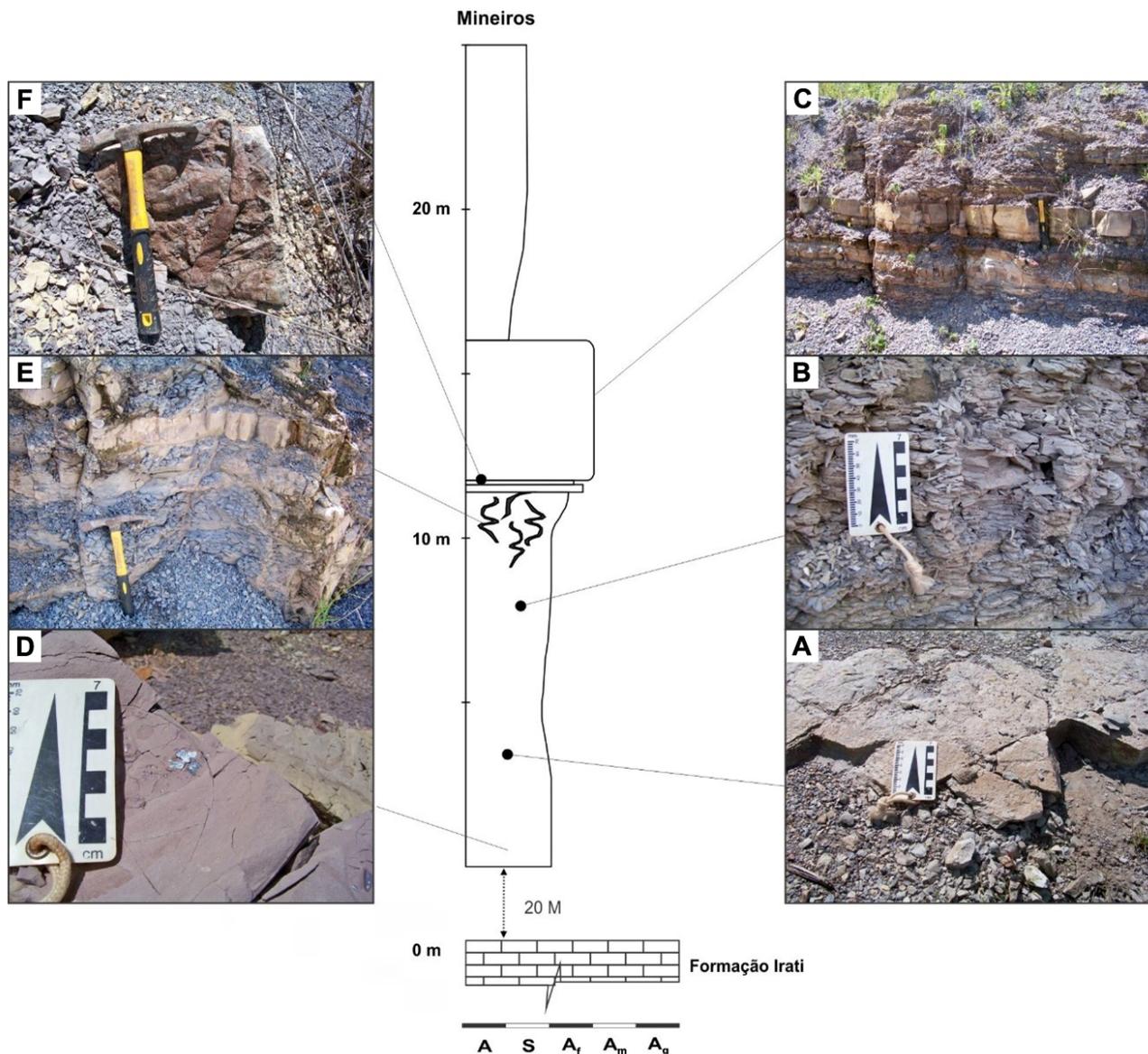
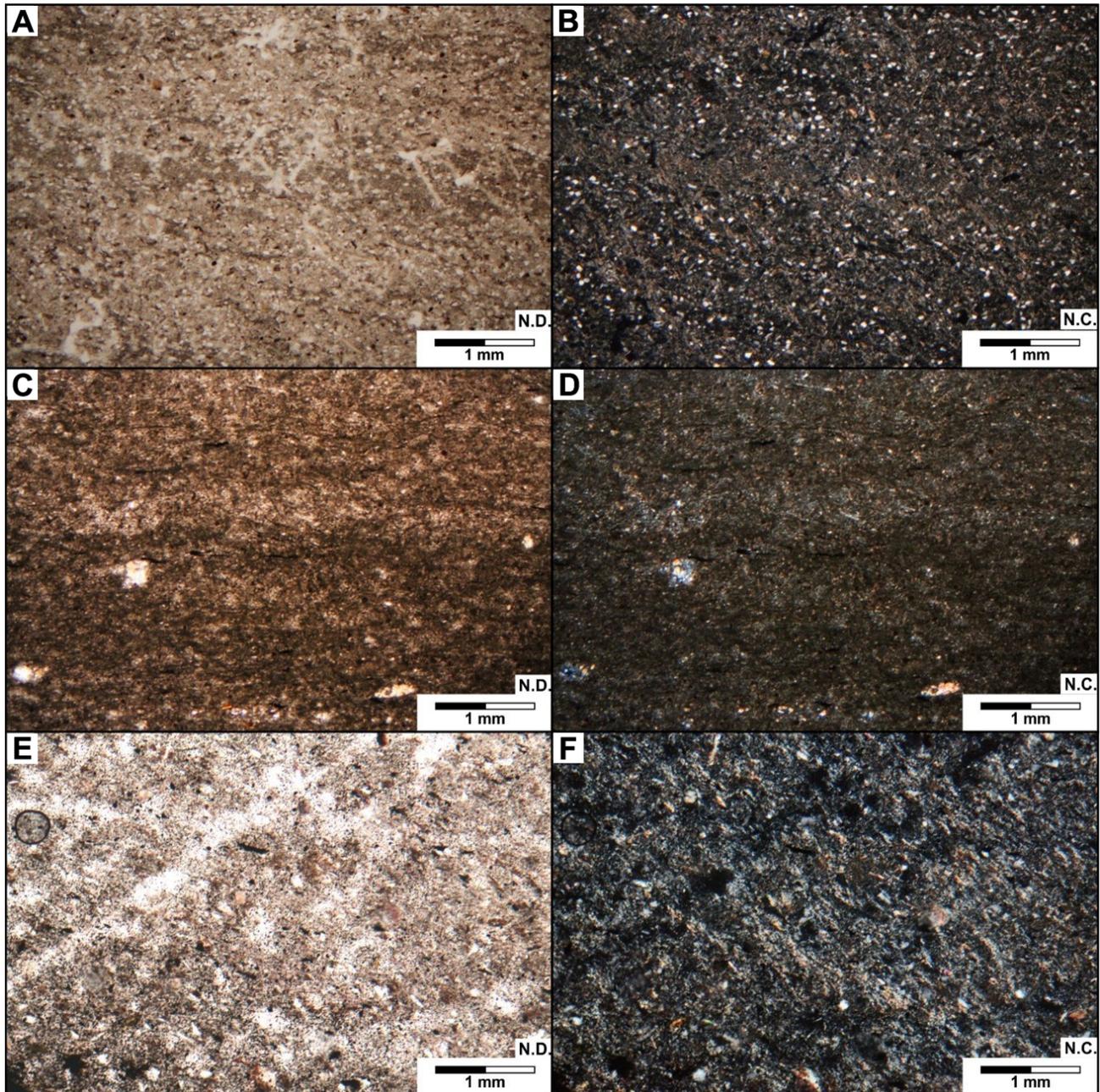


Figura 3. Coluna estratigráfica integrada das minas estudadas no município de Mineiros (GO) e fotografias representativas das principais feições texturais e estruturais observadas em campo. (A) Nível I; (B) Nível II; (C) Nível IV; (D) Nível III; (E) Detalhe de dique clástico presente na exposição; (F) Possíveis *Thalassinoides*.

muitas vezes silicosos, com contornos bem nítidos, e, em algumas situações, preenchidos por material criptocristalino. Os siliciclastos são compostos predominantemente por quartzo e plagioclásio (muitos estão geminados, e aparentemente se trata de oligoclásio/andesina); secundariamente e em ordem observam-se clastos de biotita amarelo-marrom, biotita amarela, granada, turmalina azul, muscovita incolor, muscovita verde, apatita, ortopiroxênio, rutilo, zircão e opacos. Os minerais detríticos têm, em média, de 70 a

100 μm , quando leves, e de 40 a 50 μm , quando pesados. Muitos minerais apresentam formas regulares aparentemente euédricas. O tamanho dos clastos terrígenos aumenta e direção ao topo dessa camada, sendo que os minerais detríticos passam a ter, em média, de 100 a 130 μm de comprimento. Pequenas manchas aleatórias constituídas por montmorilonita também são observadas, e a formação de óxi-hidróxidos não cristalinos também ocorre concentrada ao redor de discontinuidades físicas concordantes.



NC: nicóis cruzados; ND: nicóis descruzados.

Figura 4. Fotomicrografias a luz transmitida representativas dos litotipos predominantes da Formação Corumbataí em Mineiros (GO). (A e B) Nível I; (C e D) Nível II; (E e F) Nível III.

Petrograficamente, o *nível II* (Figuras 4C e 4D) corresponde a uma rocha inequigranular de textura lutítica (cristais na matriz são seguramente menores que 10 μm , praticamente não diferenciáveis entre si ao microscópio petrográfico), anisotrópica, com anisotropia marcada tanto pela presença de um bandamento intercalando camadas essencialmente silicáticas com camadas descontínuas ou lentes contendo silicatos, óxi-hidróxidos e opacos quanto pela isorientação de filossilicatos da matriz segundo a direção do bandamento. Outra feição anisotrópica de ocorrência esporádica na seção é a presença de lâminas predominantemente granulares, em contraste à predominância de textura foliada na rocha como um todo. A matriz é essencialmente filossilicática (illítica?), intercrescida com pequenas quantidades de sílica amorfa ou criptocristalina e, em alguns casos, encontra-se localmente associada a óxi-hidróxidos não cristalinos.

Como minerais detríticos, há predomínio de grãos de quartzo, equidimensionais e angulosos, com tamanho ligeiramente maior do que outros minerais detríticos (tamanho médio entre 50 e 70 μm , com os maiores grãos observados em torno de 100 μm); feldspatos ligeiramente mais arredondados (não geminados e com relevo ligeiramente menor que o do quartzo, podendo tratar-se de feldspato potássico ou albita, com tamanho médio em torno de 50 μm); e filossilicatos (principalmente muscovita incolor, secundariamente biotita amarelo-marrom e traços de muscovita verde pálido, com tamanhos que podem variar de 30 a 70 μm). Há ocorrência frequente de bioclastos dispersos pela rocha, de diferentes naturezas (fragmentos fosfáticos irregulares e angulosos com tamanho entre 100 μm e 3 mm, alguns losangulares — possivelmente dentes; fragmentos fosfáticos compridos e delgados, bipartidos e com terminação em forma de cunha; raros filamentos fibrosos e delgados, carbonáticos; bastonetes silicosos com tamanho médio de 100 μm ; e seções circulares com cerca de 20 μm de diâmetro). Como minerais acessórios, ocorrem raros cristais de clorita, turmalina e zircão detríticos, e opacos, estes últimos isolados ou como trilhas orientadas de cristais pulverulentos ou glomerulares.

Para o topo deste nível, a quantidade de grãos detríticos aumenta significativamente, sendo, em sua maioria, angulosos e com maior predominância de grãos de quartzo, com tamanho médio de 150 μm , não orientados, imersos em uma matriz isorientada de filossilicatos (illita?), na maioria das vezes concentrados em lentes intersticiais a lâminas anastomosadas compostas essencialmente por argilominerais e óxi-hidróxidos.

O *nível III* (Figuras 4E e 4F), composto por siltitos rítmicos, petrograficamente apresenta-se como uma rocha anisotrópica, bandada a laminada, com mineralogia detrítica composta por quartzo, muscovita incolor, biotita amarelo-marrom, turmalina preto-azulada e apatita, com anisotropia definindo grosseiramente três domínios:

- domínio de filossilicatos orientados de duas formas, a primeira paralela ao acamadamento e a segunda disposta de maneira oblíqua, aparentemente intersticial e seguindo orientação de microdescontinuidades, provavelmente estratificações cruzadas; tem menos de 10% de minerais granulares detríticos, com tamanho médio de 30 μm e máximo observado de 60 μm . Os grãos detríticos parecem se restringir a quartzo anguloso e irregular, bem como a palhetas de muscovita incolor. Também se associa a abundantes aglomerados arredondados e pulverulentos, de tamanhos variando de menores que 5 a até 50 μm , de óxi-hidróxidos de ferro e opacos;
- domínio de filossilicatos ainda mais finos, quase indistinguíveis ao microscópio petrográfico, levemente isorientados, mas, em sua maioria, com textura não orientada e de cristais dispersos de forma aleatória. Apresenta menos de 5% de grãos detríticos, com tamanho médio de 30 μm e máximo observado de 100 μm , sendo que os maiores tamanhos correspondem a palhetas de muscovita;
- domínio de interdigitações lenticulares de material isorientado com material do tipo *fels*, com cerca de 15% de minerais detríticos granulares, com tamanho médio de 50 μm , incluindo raros fragmentos fósseis fosfáticos, em sua maioria arredondados a alongados, não orientados.

Os siltitos arenosos do *nível IV* (Figuras 5A e 5B) apresentam petrograficamente certa variedade de texturas, sendo que, nos cerca de 2 m em que ocorrem intercalados aos folhelhos, foram observados dois conjuntos petrográficos, da base para o topo da sequência:

- rocha levemente anisotrópica, com anisotropia marcada pela orientação preferencial incipiente de agregados descontínuos e irregulares constituídos por filossilicatos orientados, bem como por uma breve sucessão de camadas contínuas predominantemente isotrópicas e lentes espessas fortemente anisotrópicas (espessura aproximada de 1 cm). A textura da rocha é lutítica, com média do tamanho dos cristais abaixo de 30 μm , com os maiores cristais observados com tamanho entre 80 e 100 μm . Localmente apresenta feições irregulares subangulosas de cor marrom pálido e hábito fibroso, possivelmente tratando-se de cavidades preenchidas por calcedônia, com tamanho médio de 500 μm , ou fragmentos fósseis fosfáticos, como ossos ou dentes. A matriz é composta predominantemente por muscovita/illita intercrescida a material de birrefringência baixa, possivelmente quartzo microcristalino. Localmente, no domínio mais anisotrópico, ocorrem manchas de esmectitas. Dentre os minerais detríticos, predominam grãos de quartzo, subordinadamente plagioclásio (albita?), muito pouco feldspato potássico, sendo observado um grão com geminação em grade (microclínio?), biotita com pleocroísmo marrom-amarelo e,

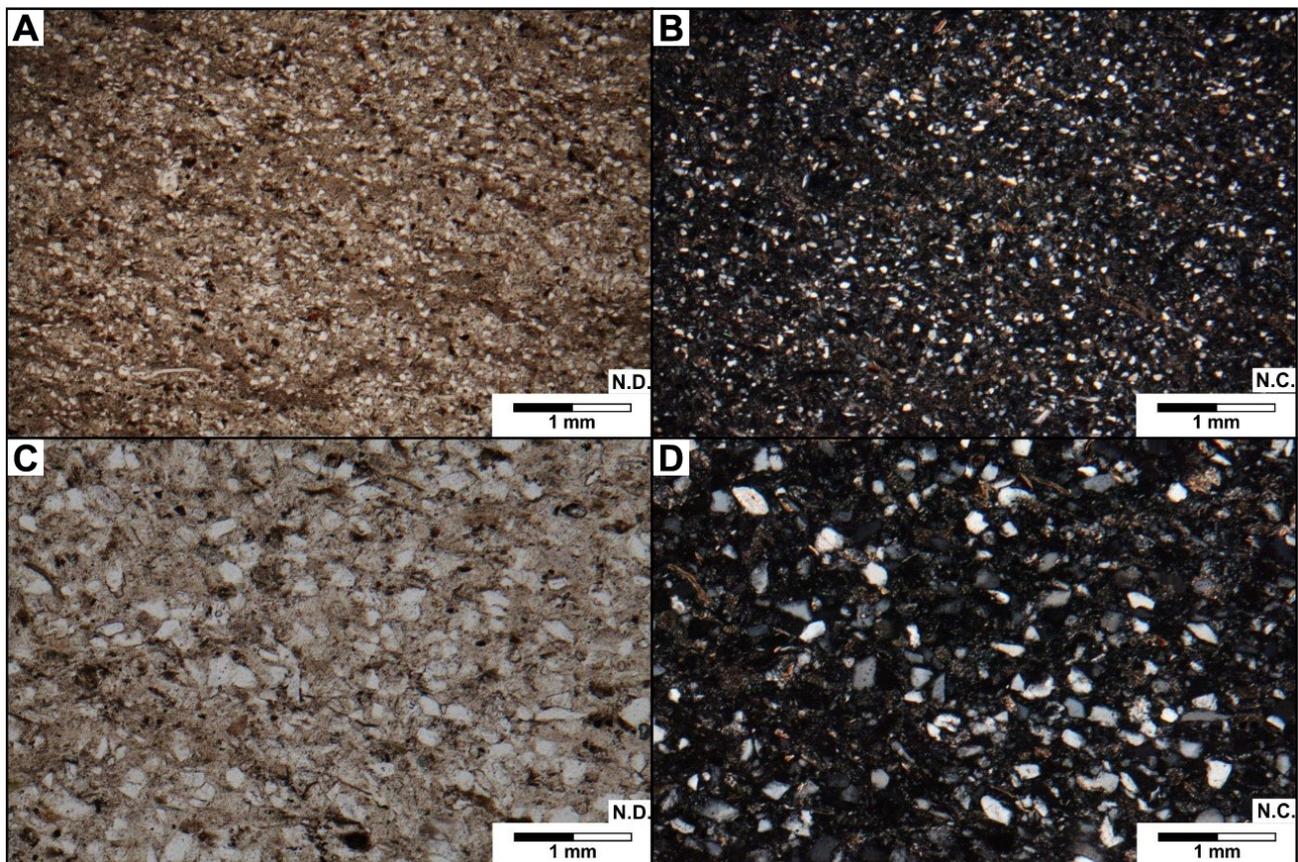
subordinadamente, palhetas de muscovita verde pálida a incolor. Os maiores e mais angulosos cristais são de quartzo, enquanto os menores e mais arredondados são preferencialmente de feldspatos. Como acessórios, ocorrem pequenas quantidades de apatita, óxi-hidróxidos de ferro (goethita?) e opacos;

- siltito grosso a arenito fino, matriz suportado (com matriz composta por filossilicatos, calcedônia e opala), com grãos de quartzo predominantemente e, subordinadamente, plagioclásio, muscovita incolor ou verde pálido, biotita amarelo-marrom e apatita; apresenta algum conteúdo fóssil, na forma de bastonetes silicosos com seção transversal circular, e restos fosfáticos com formas de losango ou retângulo, além de um fragmento alongado, dividido segundo seu comprimento, isotrópico e transparente, que pode se tratar de um fragmento vegetal silicificado.

O nível V não foi analisado petrograficamente, pela dificuldade de obtenção de seções delgadas do material de forma convencional, uma vez que se desfaz em contato com água em abundância.

Os *diques clásticos* (Figuras 5C e 5D) observados na seção levantada em Goiás são constituídos, petrograficamente, por um arenito fino sustentado por uma matriz de filossilicatos, calcedônia e opala. Diversas cavidades e descontinuidades estão preenchidas por calcedônia, com tamanho até 3 mm. São observados grãos detríticos de quartzo, plagioclásio (albita e raro oligoclásio) e feldspato potássico (microclínio?), frequentemente geminados, muscovita esverdeada e biotita amarelo-marrom ou marrom-incolor, em geral equidimensionais, subangulosos a subarredondados. Incipientemente, há orientação muito pouco desenvolvida marcada pela disposição de alguns cristais de filossilicatos detríticos, cristais inequidimensionais alongados e *vugs* preenchidos por calcedônia. A orientação fraca, aparentemente, é concordante com a orientação das camadas hospedeiras.

As características petrográficas dos níveis I a VI, principalmente a angulosidade dos grãos detríticos, a presença de bioclastos fragmentados e desarticulados, a ocorrência de feldspatos detríticos aproximadamente equidimensionais, angulosos e pouco intemperizados, incluindo os plagioclásios, advogam por uma situação de transporte pouco energético e por curtas distâncias. Ou seja, essas características



NC: nicóis cruzados; ND: nicóis descruzados.

Figura 5. Fotomicrografias à luz transmitida representativas de feições da Formação Corumbataí em Mineiros (GO). (A e B) Nível IV; (C e D) Diques clásticos.

sugerem que a maior parte da sequência derivou de áreas-fontes proximais, com perfis de relevo juvenis relacionados a atividades tectônicas locais.

Geoquímica

No diagrama do sistema *SandClass* (Herron, 1988) (Figura 6A), as amostras da Formação Corumbataí de Goiás apresentam certa dispersão de dados, sendo classificadas, predominantemente, como “*wackes*” e arcósios, e, secundariamente, como litoarenitos e sublitoarenitos, indicando maturidade químico-mineralógica da seção. No diagrama de funções discriminantes para avaliação de proveniência de Roser e Korsch (1988), as amostras do estado de Goiás apresentam predomínio de fontes de origem de rochas sedimentares quartzosas (Figura 6B), com menores contribuições de rochas ígneas félsicas e máficas. A maioria das amostras da seção goiana apresenta valores mais positivos de F1, posicionando-as melhor dentro do campo da proveniência de rochas sedimentares quartzosas, o que é coerente com a interpretação de maior maturidade químico-mineralógica e textural, atestada pelos aspectos petrográficos e pelo diagrama de Herron (1988).

Os teores de SiO₂ variam entre 63,68% e 89,58%, TiO₂ entre 0,14% e 0,71%, Al₂O₃ entre 4,79% e 17,12%, Fe₂O_{3T} entre 1,44% e 6,19%, MnO entre 0,01% a 0,21% (apenas uma amostra apresenta valor mais elevado, de 0,79%), MgO de 0,25% a 3,13%, CaO de 0,06% a 0,86% (com uma amostra apresentando valor anômalo de 3,11%), Na₂O de 0,05% a 2,87%, K₂O de 0,3% a 7,52% e P₂O₅ variando de 0,03% a 0,35%. Nos diagramas do tipo SiO₂ versus M, em que M representa os elementos maiores (Figura 7), as

amostras apresentam fortes correlações negativas de TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O_{3T}, MgO e K₂O, enquanto CaO, Na₂O, P₂O₅ e MnO não apresentam boas correlações. Os *trends* observados nesses diagramas aparentam ter relação com a seleção mineralógica mais efetiva em determinados níveis, uma vez que o predomínio de SiO₂ pode estar relacionado com o maior predomínio de minerais granulares, como quartzo e feldspatos, em detrimento a outros minerais detríticos, incluindo argilominerais. Nos diagramas do tipo Al₂O₃ versus M (Figura 8), por sua vez, observam-se forte correlação negativa de SiO₂ e fortes correlações positivas de TiO₂, Fe₂O_{3T}, MgO, K₂O e LOI, associadas também a uma efetiva seleção mineralógica.

Com relação à distribuição de elementos traços, em diagramas do tipo SiO₂ versus T (Figura 9), observa-se que as amostras apresentam moderadas a fortes correlações negativas de Cs, Rb, Nb, Ta, Th, Ga e Sc. Os elementos, Sr, Ba, Y, Zr, Hf, U e Pb apresentam leve tendência a estabelecer correlações negativas com SiO₂, mas de forma muito dispersa ou com valores muito baixos desses elementos. Essa tendência à correlação negativa de elementos traços também corrobora a interpretação de melhor seleção mineralógica em diferentes níveis da unidade, o que implica em processos de seleção efetiva durante o transporte e a deposição dos sedimentos originais.

Para os ETR (Figura 10A), o padrão de distribuição com relação à crosta continental superior (UCC — *upper continental crust*, Rudnick e Gao, 2003) é sub-horizontal, sendo que os valores de elementos terras raras pesados (ETRP) são próximos para todas as amostras, com maior dispersão em relação aos elementos terras raras leves (ETRL). Isso pode indicar que há variação no grau de seleção mineralógica

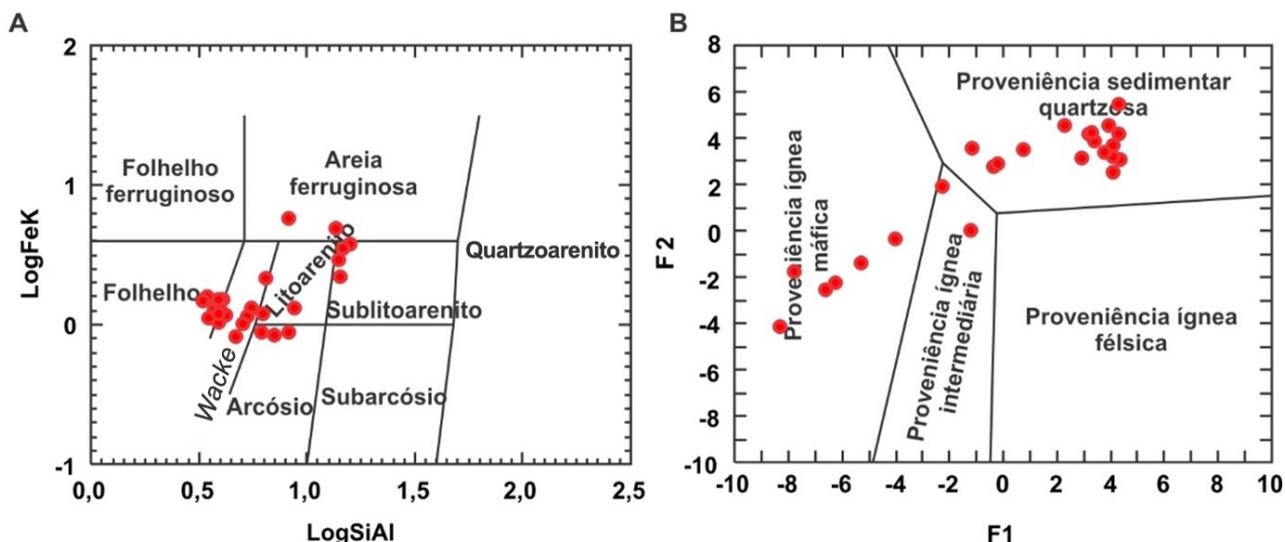


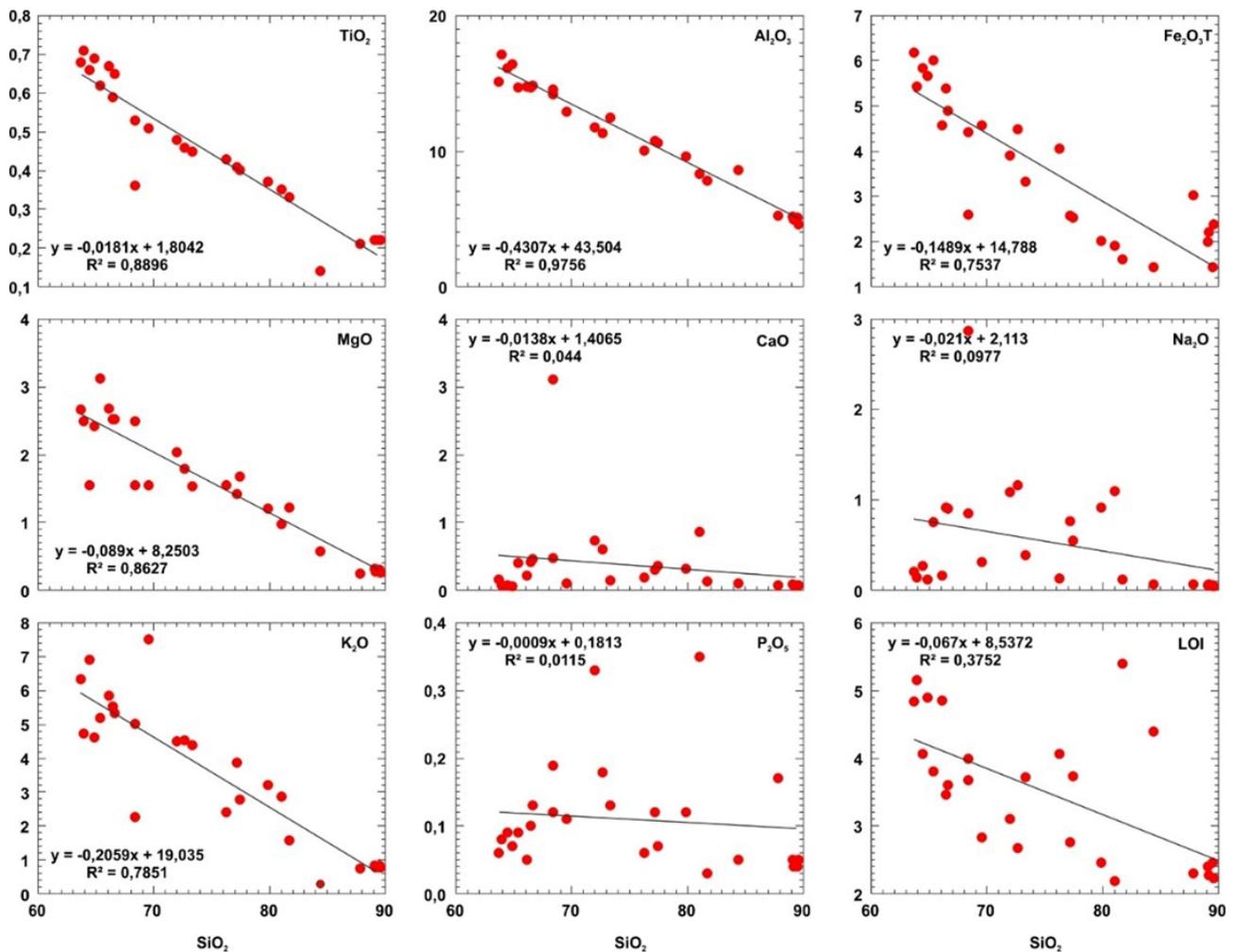
Figura 6. Classificação química e proveniência da Formação Corumbataí no município de Mineiros. (A) Diagrama de classificação química de rochas sedimentares (Herron, 1988); (B) Diagrama discriminante da natureza das rochas fontes dos sedimentos originais (Roser e Korsch, 1988).

entre os níveis analisados, uma vez que ETRP são preferíveis na estrutura de minerais como zircão, monazita, entre outros, que se concentrariam em uma sequência mais bem selecionada. Nota-se também leve empobrecimento de ETRL em relação a ETRP ($La_N/Lu_N = 0,26-2,19$, $La_N/Eu_N = 0,78-1,85$, $Gd_N/Lu_N = 0,36-1,76$), com valores de ETRP mais próximos aos valores do UCC do que os valores de ETRL.

Nos diagramas *spider* de LILE (*large ion lithophile elements* — elementos litófilos de raio iônico grande), HFSE (*high field strength elements* — elementos de alto campo de força) e ETRs, a distribuição dos elementos também apresenta padrão sub-horizontal, mas com leve predomínio de elementos compatíveis em relação a incompatíveis, com significativas anomalias negativas de Ba, Sr e Ta, e apenas uma amostra exibindo anomalia positiva de Y. Com relação aos metais base com significado petrogenético, aparecem fortes anomalias negativas de Cr e Ni, o que indica que a contribuição de rochas básicas ou

ultrabásicas como fontes dos sedimentos em Goiás foi baixa ou ausente (Figuras 10B e 11C).

As razões SiO_2/Al_2O_3 das amostras variam de 3,73–19,52 (com predomínio de valores abaixo de 10,0 e média 8,33) e as de K_2O/Al_2O_3 , de 0,03–0,58 (com maioria dos valores acima de 0,20 e média 0,30), já o ICV (*Index of Compositional Variability* — Cox et al., 1995) varia entre 0,31 e 1,15 (predominam valores acima de 0,60 e a média é de 0,88). Considerando-se que razões SiO_2/Al_2O_3 acima de 10 indicam alto grau de maturidade textural, enquanto diagramas K_2O/Al_2O_3 versus ICV (Figura 11) permitem avaliar a maturidade química das rochas (Armstrong-Altrin et al., 2015; Cox et al., 1995), pode-se interpretar que a Formação Corumbataí no estado de Goiás tem alta maturidade textural, quanto à maturidade química, apresenta partes da sequência com alta maturidade (17 amostras) e parte com baixa maturidade (12 amostras). Isso pode indicar que a seção tem caráter de seleção mineralógica variável ou influência de



M: elementos maiores em % de peso.

Figura 7. Diagramas binários M versus SiO₂ das amostras de Mineiros.

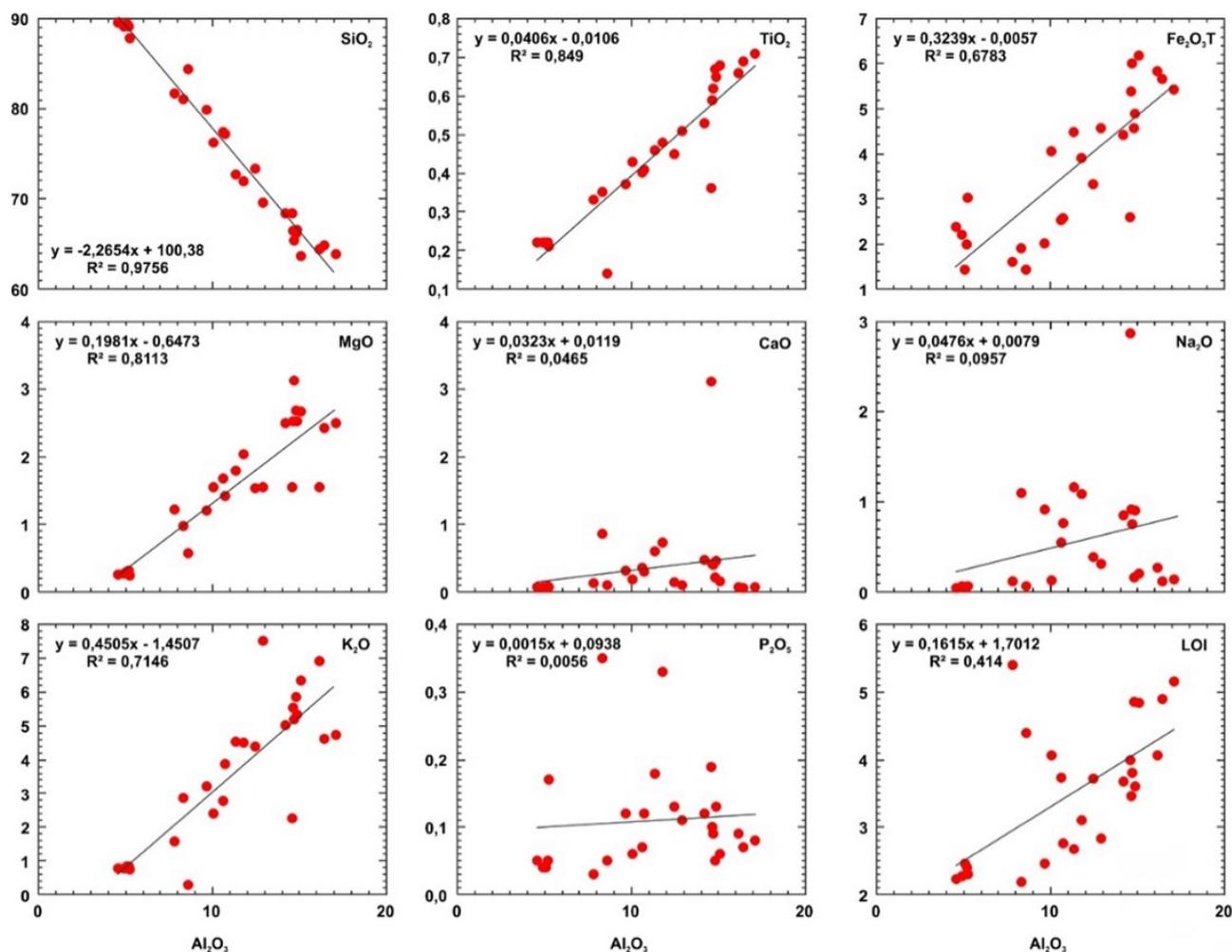
fatores de transição entre condições ambientais dominantes (mudança progressiva da profundidade da lâmina d'água ou do aporte de sedimentos), em que a alta seleção mineralógica atua na segregação de componentes minerais derivados de intemperismo físico (como quartzo, feldspatos potássicos e plagioclásios não intemperizados) e de intemperismo químico (como argilominerais e óxi-hidróxidos).

Segundo Weaver (1989 *apud* Cox et al., 1995) e van de Kamp e Leake (1985 *apud* Cox et al., 1995), rochas siliciclásticas pelíticas com alto grau de maturidade textural e baixo grau de maturidade química correspondem caracteristicamente a depósitos que não se sujeitaram a reciclagem sedimentar e são encontrados geralmente em ambientes tectonicamente ativos. Nos diagramas Th/Sc *versus* Zr/Sc e Th/U *versus* Zr/Sc (McLennan et al., 1993), entretanto, as amostras caem no campo característico de reciclagem sedimentar (Figura 12), mas alinham-se segundo a tendência de variação composicional na evolução de rochas ígneas, o que pode ser atribuído ao conteúdo geoquímico

da rocha fonte que deu origem a esse sedimento primário, possivelmente se tratando de uma mistura de litotipos com diferentes características geoquímicas.

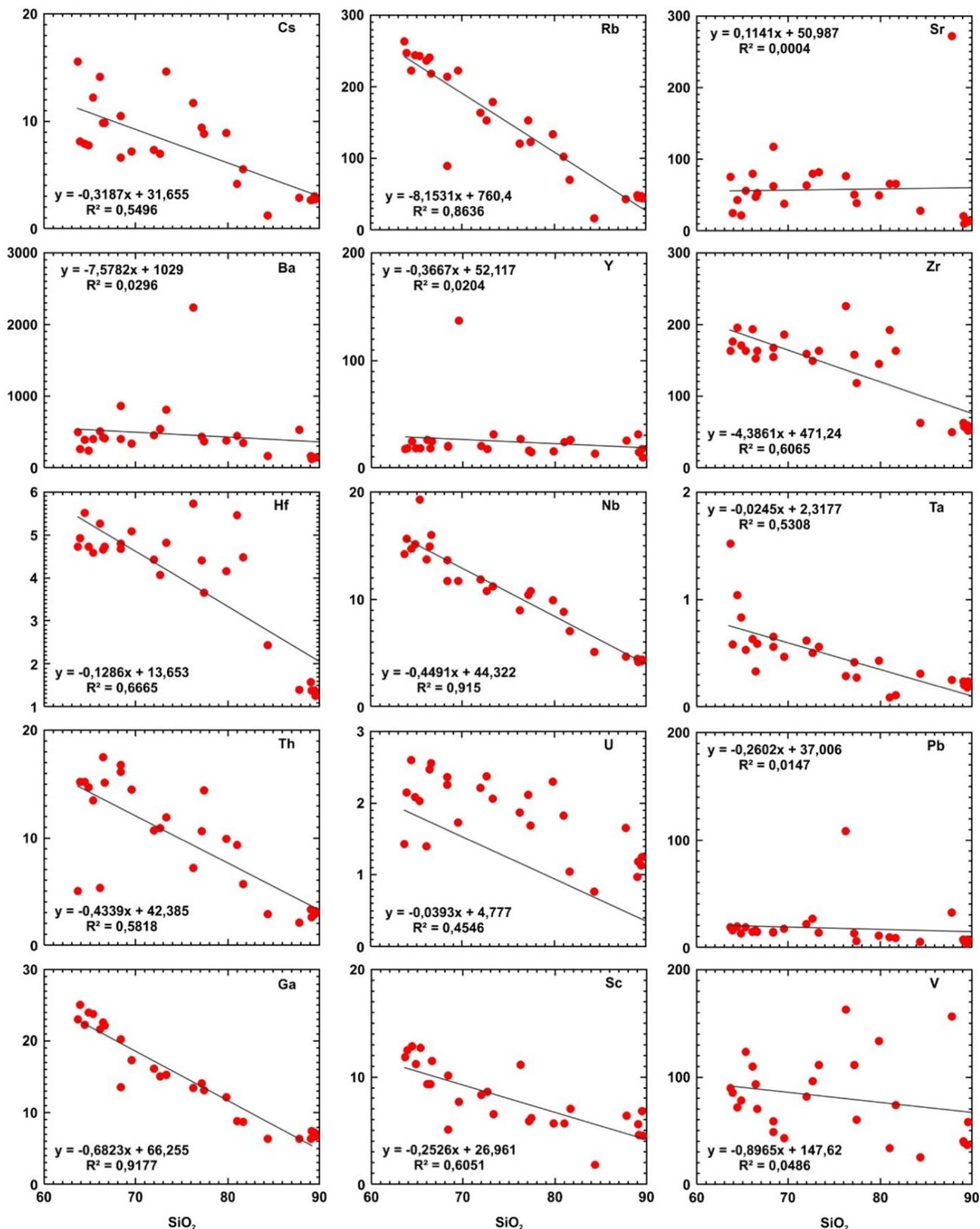
O uso da função CIA (*Chemical Index of Alteration*, Nesbitt e Young, 1982) na avaliação das amostras (CIA = 61,86–95,13, com média de 73,81), bem como as razões K_2O/Na_2O e Al_2O_3/Na_2O (McLennan e Taylor, 1991), indica alternância de regimes intempericos na área-fonte durante a geração dos sedimentos (13 amostras indicam intemperismo fraco, 6 indicam intemperismo moderado e 7 indicam intemperismo intenso), e na bacia sedimentar após a deposição, em uma gama que varia de rochas submetidas a intemperismo fraco até rochas submetidas a intemperismo intenso ($Al_2O_3/Na_2O = 5,08-137,00$, com média de 52,95).

No diagrama ACNK, 18 amostras se posicionam entre o campo das illitas e dos feldspatos potássicos, 10 se localizam no campo das illitas, 1 avança em direção ao campo das esmectitas e 1 se direciona ao campo dos canditos (Figura 13A). Com o uso de diagramas baseados nas funções



M: elementos maiores em % de peso.

Figura 8. Diagramas binários M *versus* Al_2O_3 das amostras de Mineiros.



T: elementos menores e traços em ppm.

Figura 9. Diagramas binários T versus SiO₂ das amostras de Mineiros.

CIA (Nesbitt e Young, 1982), ICV (Cox et al., 1995) e CIW (Harnois, 1988) (Figuras 13B, 13C e 13D), nota-se que as amostras da Formação Corumbataí do estado de Goiás se distribuem, em sua maioria, no campo de rochas texturalmente maduras e dispersam-se entre rochas quimicamente maduras e imaturas.

No diagrama Th/U *versus* Th (McLennan et al., 1993), para avaliação da natureza epicrustal ou supracrustal das rochas fontes de sedimentos, as amostras analisadas se distribuem de forma alinhada, partindo do campo de similaridade a rochas mantélicas depletadas (quatro amostras), passando por rochas epicrustais (cinco amostras) e, por último, no campo das rochas supracrustais (15 amostras) (Figura 14A), além de alinharem-se ao *trend* normal resultante de intemperismo físico-químico. Essa característica reforça a variação na natureza das rochas fontes, implicando em uma área-fonte com grande variedade de litotipos. No diagrama $Al_2O_3 + K_2O$ +

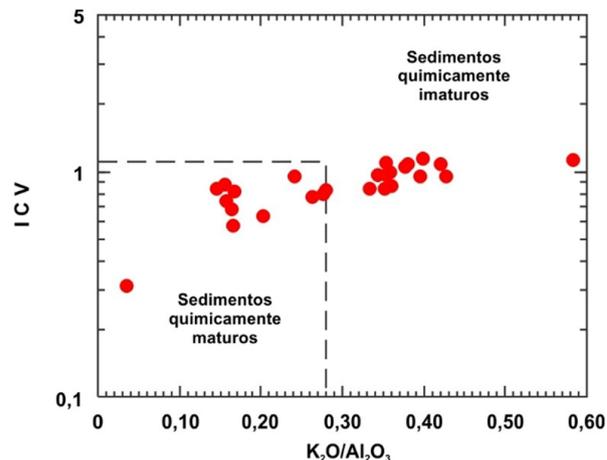


Figura 11. Diagrama K_2O/Al_2O_3 versus ICV das amostras de Mineiros, elaborado a partir das considerações de Cox et al. (1995) e de Armstrong-Altrin et al. (2015).

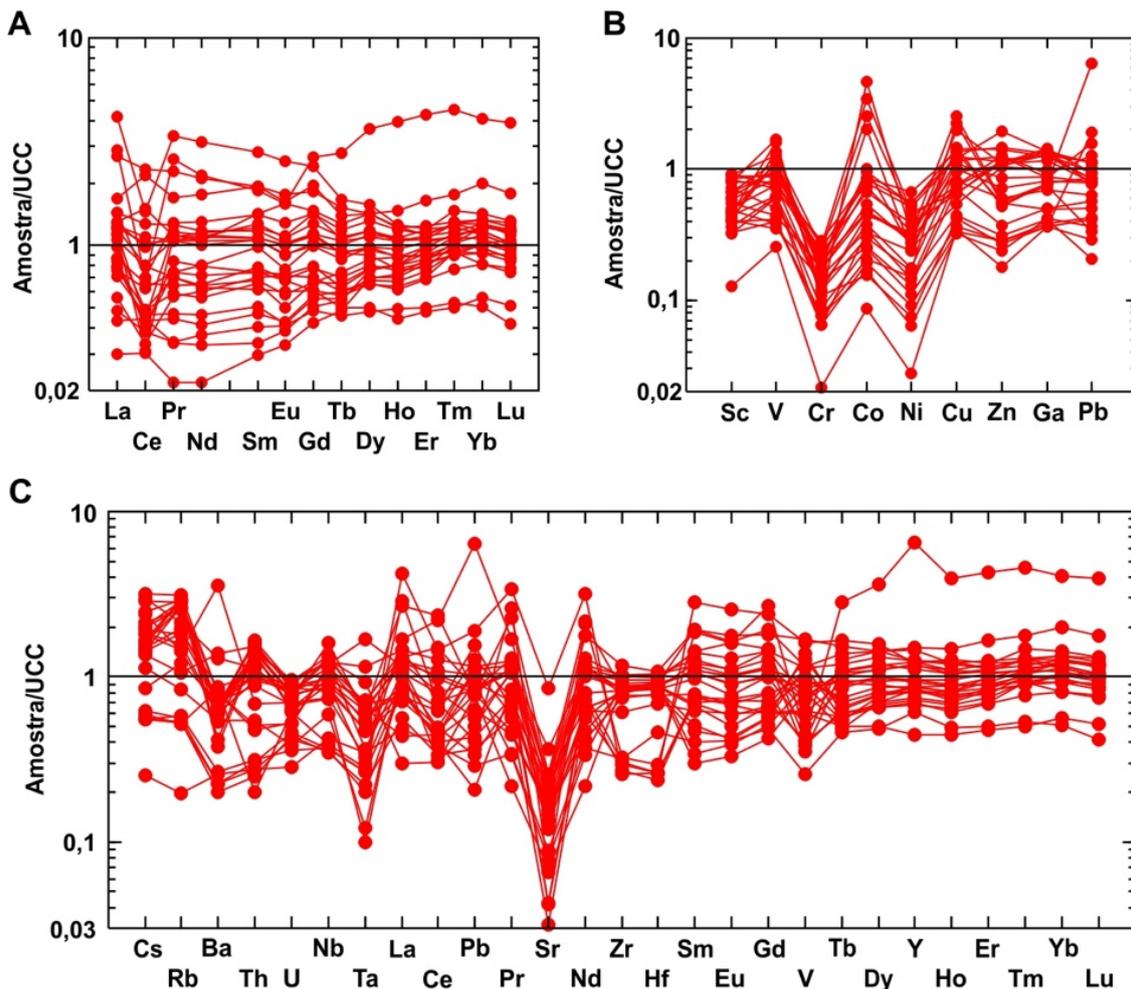


Figura 10. Diagramas *spider* de avaliação de elementos menores, traços e terras raras das amostras de Mineiros. (A) Padrão de distribuição de ETRs normalizados pelo UCC (Rudnick e Gao, 2003). (B) Padrão de distribuição de elementos metálicos com afinidade petrogenética normalizados pelo UCC (Rudnick e Gao, 2003). (C) Padrão de distribuição de LILE, HFSE e ETRs normalizados pelo UCC (Rudnick e Gao, 2003).

Na₂O versus SiO₂ (Suttner e Dutta, 1986) (Figura 14B), as amostras se alinham, passando de clima árido até semiúmido a úmido, o que sugere perfis em regiões com características tropicais ou semitropicais, provavelmente com atuação de redes de drenagens no aporte de sedimentos.

Com a utilização de diagramas discriminantes de ambientes tectônicos, binários e ternários, (Bhatia, 1983; Roser e Korsch, 1986) (Figuras 15A, 15B, 15C, 15E, 15F, 15G, 15H e 15I), percebe-se que as amostras da Formação Corumbataí do município de Mineiros também se distribuem de forma alinhada em diversos campos de proveniência, predominando similaridades com rochas fontes originadas em margens continentais ativas e, secundariamente, arcos de ilhas continentais e margens passivas. No diagrama F3 versus F4 (Roser e Korsch, 1986), por sua vez (Figura 15D), localizam-se principalmente no campo de margem passiva, distribuindo-se em

pequena proporção em direção ao campo de margens continentais ativas. Armstrong-Altrin et al. (2015) e Montibeller et al. (2017, 2018) consideram que as funções discriminantes preferencialmente refletem o ambiente tectônico da sedimentação em vez de o ambiente da área-fonte; portanto, o diagrama F3 versus F4 (Roser e Korsch, 1986), associado às situações apresentadas pelos diagramas discriminantes de ambientes tectônicos, corrobora a interpretação de perfis juvenis, cuja origem dos sedimentos, depositados ao longo da margem de uma bacia sedimentar, é de litologias diversas.

CONCLUSÕES

A seção da Formação Corumbataí analisada, ao norte do município de Mineiros (GO), é composta, predominantemente,

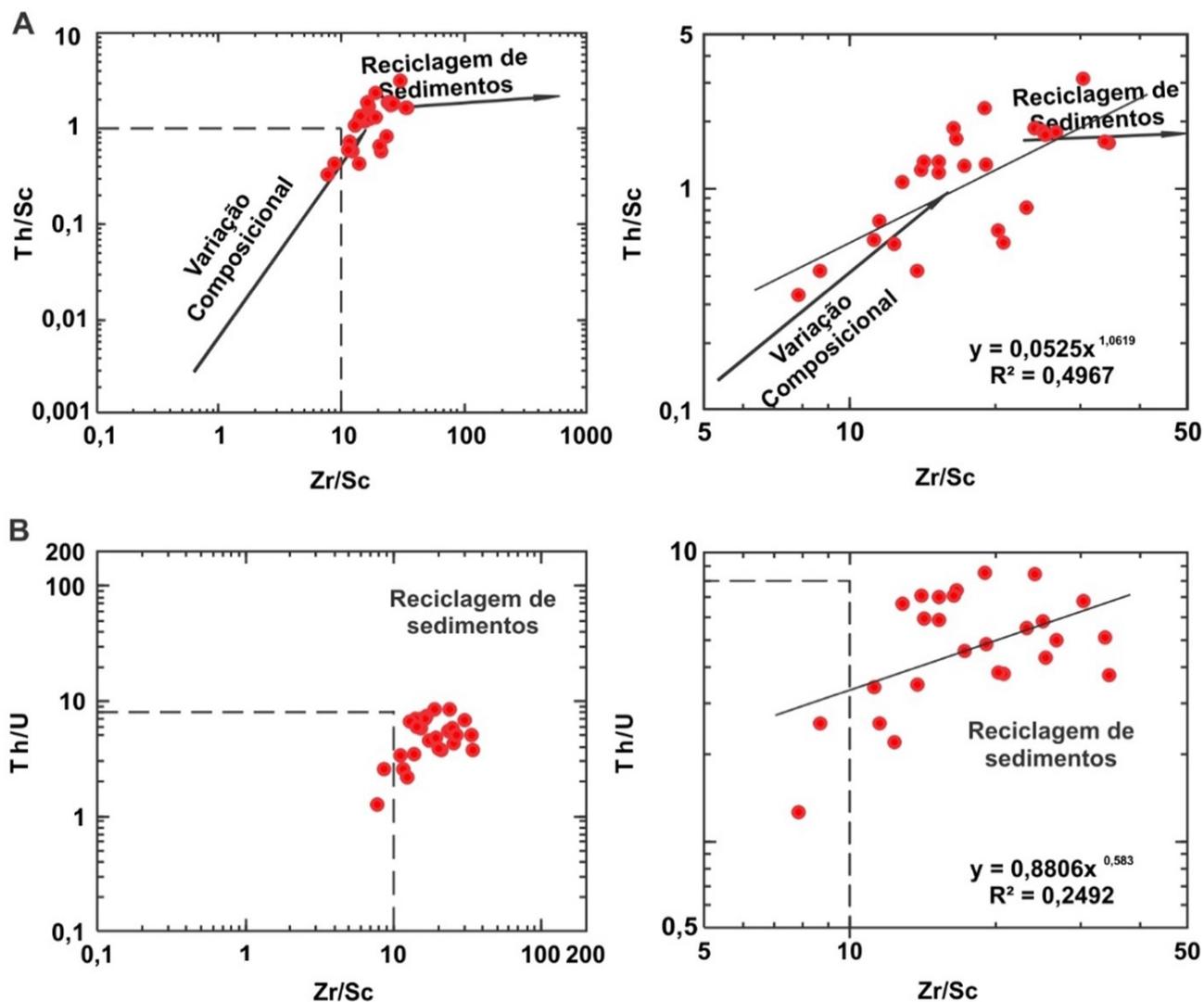


Figura 12. Diagramas de avaliação de sedimentos com relação à sua sujeição aos processos de reciclagem sedimentar (McLennan et al., 1993) das amostras de Mineiros.

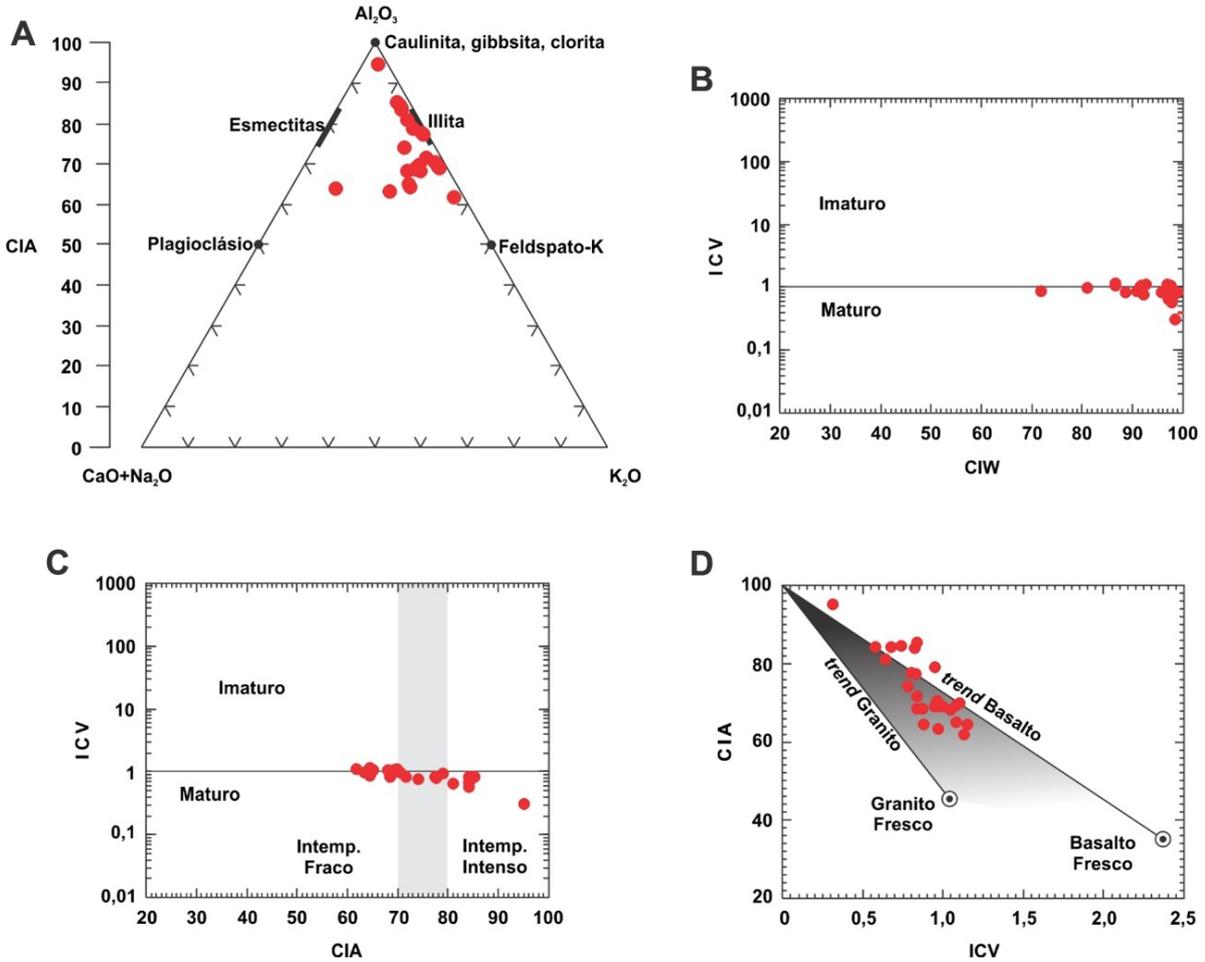


Figura 13. Diagramas de classificação do grau de intemperismo das rochas fontes e de maturidade dos sedimentos originais da Formação Corumbataí em Mineiros. (A) diagrama ACNK em função de CIA (Nesbitt e Young, 1982; McLennan et al., 1993) para classificação de maturidade dos sedimentos; (B) Diagrama CIW versus ICV (Harnois, 1988; Cox et al., 1995); (C) Diagrama CIA versus ICV (Nesbitt e Young, 1984; Cox et al., 1995); (D) Diagrama ICV versus CIA para avaliação de *trends* de alteração de rochas ígneas (Potter et al., 2005).

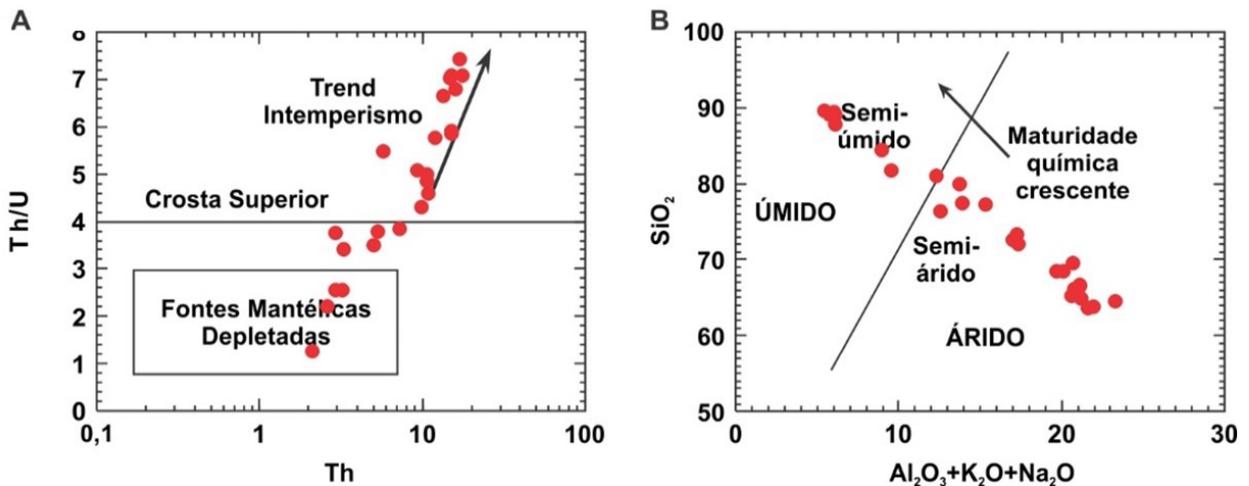


Figura 14. Proveniência e condições climáticas das amostras de Mineiros. (A) Diagrama de avaliação da natureza do protólito em termos de rochas supracrustais ou epicrustais (McLennan et al., 1993); (B) Diagrama de avaliação das condições climáticas de deposição de rochas sedimentares (Suttner e Dutta, 1986).

por siltitos, rítmicos, ou não, e, subordinadamente, por siltitos arenosos, arenitos muito finos a finos e argilitos, formados essencialmente por filossilicatos do tipo illita/muscovita e contendo diferentes proporções de grãos detríticos formados por quartzo, feldspatos potássicos, plagioclásios (em sua maioria albita, com ocorrências de oligoclásio/andesina na base da seção) e acessórios típicos de seqüências metasedimentares de baixo grau ou de rochas ígneas félsicas, como biotita, muscovita, granada, turmalina, apatita, rutilo e zircão. A presença de fragmentos fósseis, em sua maioria fosfáticos, é frequente, assim como cavidades preenchidas por calcedônia e fragmentos fósseis (provavelmente restos vegetais) com substituição por calcedônia e/ou opala. Dadas a natureza dos grãos detríticos, em sua maioria equidimensionais e angulosos, e a limpidez dos feldspatos, associados

aos bioclastos fragmentados e desarticulados, é possível supor que o transporte dos sedimentos originais se deu em condições energéticas e por curtas distâncias.

Os dados geoquímicos são coerentes com a interpretação de uma seção que sofreu efetiva seleção mineralógica, o que se reflete nas tendências dos diagramas elementares, na classificação química dos sedimentos, predominantemente “wackes”, arcósios, litoarenitos e sublitoarenitos, e na distribuição dos ETR, com efetiva seleção de minerais que concentram ETRP (a exemplo de zircão, monazita e outros). Na avaliação das razões que indicam o grau de intemperismo da seção, que refletem maior concentração de Al_2O_3 e menor concentração de álcalis no perfil quanto mais intemperizado este se encontrar, percebe-se que a maioria das amostras tende a apresentar excesso de ambos, o que advoga pela

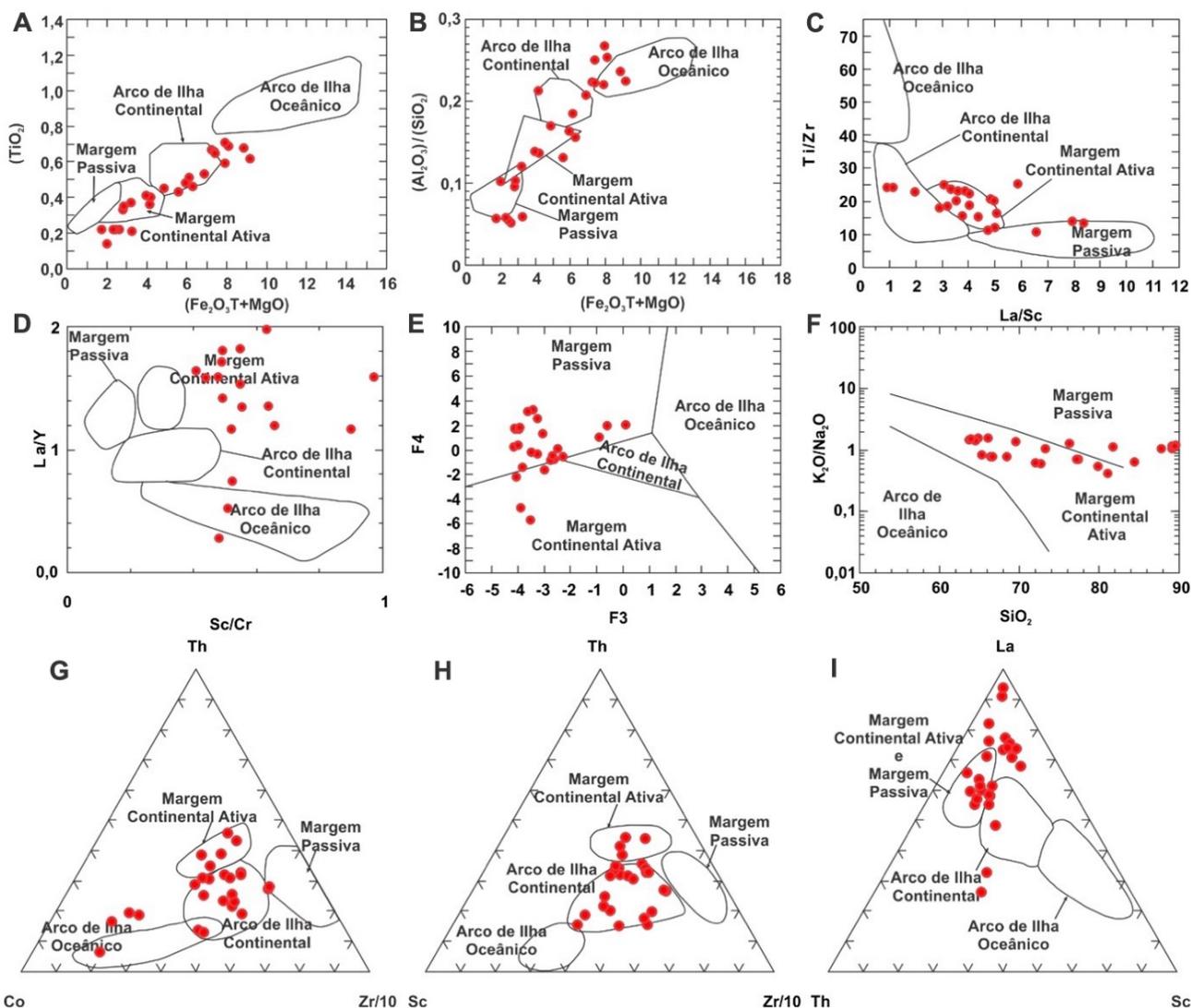


Figura 15. Diagramas discriminantes das rochas pelíticas de Mineiros. (A e B) Bhatia (1983); (C e F) Bhatia e Crook (1986); (D) Roser e Korsch (1986); (E) Roser e Korsch (1988); (G, H e I) Bhatia e Crook (1986).

presença de feldspatos, que indicam baixo intemperismo químico na fonte e no transporte, predominando o intemperismo físico (ou seja, a seção pode ser considerada como de baixa maturidade química, ou seja, pouco intemperizada). Essas características são típicas de regiões tectonicamente ativas ou seus arredores.

Os sedimentos, no entanto, aparentam ter sofrido reciclagem sedimentar, mas visto que as rochas fontes são predominantemente classificadas como sedimentares quartzosas, tanto no diagrama discriminante quanto devido ao conteúdo observado em petrografia, sugere-se que essas características referentes à reciclagem sejam reliquias da rocha mãe, de provável natureza sedimentar ou metasedimentar quartzosa, ou ígnea fêlsica. De acordo com os diagramas discriminantes de ambientes tectônicos, há predominância de características similares às de áreas tectonicamente ativas, como margens continentais ativas e arcos de ilhas continentais. As amostras seguem o *trend* padrão do intemperismo e, em geral, apresentam razões que advogam por sua origem supracrustal, corroborando a interpretação da natureza das rochas fontes. Com relação às inferências climáticas, as amostras se distribuem em um *trend* de maturidade química de ambientes áridos até úmidos, o que possivelmente reflete a rapidez com que o processo de transporte se deu e a presença abundante de água durante este rápido transporte, o que legitima os dados petrográficos e os outros dados geoquímicos.

Resumidamente, a Formação Corumbataí na região de Mineiros (GO) representa uma área da bacia bastante próxima da área-fonte, composta predominantemente de rochas sedimentares ou metasedimentares quartzosas, com atividade tectônica local, possivelmente permitindo que se estabelecesse um perfil de relevo juvenil, com a ocorrência de cursos d'água sazonais descendo as encostas e carregando os sedimentos para a bacia, ao mesmo tempo em que carregavam também fragmentos fósseis fosfáticos, alguns retrabalhados do fundo do corpo d'água principal. Em diferentes períodos, o intemperismo químico pouco atuou, o que indica que a região não seria permanentemente úmida, e sim experimentaria longos períodos de seca, nos quais a fragmentação das rochas se daria de forma mecânica. Em comparação com outras áreas da Formação Corumbataí aflorantes, esta aparentemente representa a situação mais proximal, marginal e rasa da unidade.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem o auxílio financeiro fornecido pela Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior — CAPES (Código de Financiamento 001), e pelo Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico — CNPq (proc. n° 165724/2017-0 e proc. n° 422883/2016-6).

REFERÊNCIAS

- Almeida, F. F. M. (1948). Contribuição à Geologia de Goiás e Mato Grosso. Rio de Janeiro. Ministério da Agricultura. *Divisão de Geologia e Mineralogia: Notas Preliminares e Estudos*, 45. Rio de Janeiro: DNPM.
- Armstrong-Altrin, J. S., Machain-Castillo, M. L., Rosales-Hoz, L., Carranza-Edwards, A., Sanchez-Cabeza, J. A., Ruiz-Fernández, A. C. (2015). Provenance and depositional history of continental slope sediments in the Southwestern Gulf of Mexico unraveled by geochemical analysis. *Continental Shelf Research*, 95, 15-26. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2015.01.003>
- Bhatia, M. R. (1983). Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *The Journal of Geology*, 91(6), 611-627. <https://doi.org/10.1086/628815>
- 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. <https://doi.org/10.1007/BF00375292>
- Cox, R., Lowe, D. R., Cullers, R. L. (1995). The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(14), 2919-2940. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00185-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00185-9)
- Gama Jr., E. (1979). A sedimentação do Grupo Passa Dois (exclusive Formação Irati) – um modelo geomórfico. *Revista Brasileira de Geociências*, 9(1), 1-16. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1979116>
- Harnois, L. (1988). The CIW index: a new chemical index of weathering. *Sedimentary Geology*, 55(3-4), 319-322. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(88\)90137-6](https://doi.org/10.1016/0037-0738(88)90137-6)
- Herron, M. M. (1988). Geochemical Classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58, 820-829. <https://doi.org/10.1306/212F8E77-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Lacerda Filho, J. V., Rezende, A., Silva, A. (2000). *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Goiás e do DF*. Escala 1:500.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. 2ª ed. Brasília: CPRM/METAGO/UnB.
- Landim, P. M. B., Fúlvaro, V. J. (1972). Trend-surface analysis of Carboniferous and Permian thickness data from Paraná Basin. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 44 (Supl.), 187-196.

- Marques, V. J., Olivatti, O. (1981). *Projeto Prospecção de Carvão Energético nas bordas Norte e Oeste da Bacia do Paraná*. Áreas I, II e III. Relatório Final. Goiânia: DNPM/CPRM, v. 1. Disponível em: <<http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/4262>>. Acesso em: 30 nov. 2020.
- McLennan, S. M., Hemming, S., McDaniel, D. K., Hanson, G. N. (1993). Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. *Geological Society of America*, Special Paper, 284. <https://doi.org/10.1130/SPE284-p21>
- McLennan, S. M., Taylor, S. R. (1991). Sedimentary-Rocks and Crustal Evolution: Tectonic Setting and Secular Trends. *Journal of Geology*, 99(1), 1-21. <https://doi.org/10.1086/629470>
- Mendes, J. C. (1984). Sobre os paleoambientes deposicionais do Grupo Passa Dois. *Revista do Instituto Geológico*, 5(1-2), 15-24. <https://doi.org/10.5935/0100-929X.19840003>
- Milani, E. J. (1997). *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e o seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-ocidental*. Tese (Doutorado). Porto Alegre: Instituto de Geociências – Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Milani, E. J., Ramos, V. A. (1998). Orogenias paleozoicas no domínio Sul-Occidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(4), 473-484. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1998473484>
- Montibeller, C. C. (2019). *Caracterização geoquímica e de proveniência da Formação Corumbataí (Permiano, Bacia do Paraná, Brasil)*. Tese (Doutorado). Rio Claro: Instituto de Geociências e Ciências Exatas – UNESP.
- Montibeller, C. C., Leme, T. G., Navarro, G. R. B., Zanardo, A., Conceição, F. T. (2018). Avaliação de diagramas discriminantes de ambientes tectônicos: estudo de caso das formações Ponta Grossa (Devoniano) e Corumbataí (Permiano), Bacia do Paraná, Brasil. *XIV Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa*. Vila Real: Minerva Transmontana.
- Montibeller, C. C., Zanardo, A., Navarro, G. R. B. (2017). Decifrando a proveniência dos folhelhos da formação Ponta Grossa na região de Rio Verde de Mato Grosso e Coxim (MS) através de métodos petrográficos e geoquímicos. *Geologia USP. Série Científica*, 17(1), 41-59. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v17-294>
- Moreira, M. L. O., Moreton, L. C., Araújo, V. A., Lacerda Filho, J. V., Costa, H. F. (2008). *Geologia do estado de Goiás e Distrito Federal: Texto explicativo do mapa geológico do estado de Goiás e Distrito Federal*. Escala 1:500.000. Goiânia: CPRM/ SIC-FUNMINERAL-GO, 143p. il., mapa.
- Nesbitt, H. W., Young, G. M. (1982). Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299, 715-717. <https://doi.org/10.1038/299715a0>
- Nesbitt, H. W., Young, G. M. (1984). Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(7), 1523-1534. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(84\)90408-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90408-3)
- Pena, G. S., Pereira, A. D. C., Takahashi, A. T. (1975). *Projeto Goiânia II*. Relatório Final. Goiânia: CPRM/DNPM. v. 1. Disponível em: <<http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/8904>>. Acesso em: 30 nov. 2020.
- Petri, S., Coimbra, A. M. (1982). Estruturas sedimentares das formações Irati e Estrada Nova (Permiano) e sua contribuição para a elucidação dos seus paleoambientes geradores, Brasil. *V Congresso Latino-americano de Geologia*, 2, 353-371.
- Petri, S., Fúlfaro, V. J. (1983). *Geologia do Brasil (Fanerozóico)*. São Paulo: EDUSP/USP.
- Potter, P. E., Maynard, J. B., Depetris, P. J. (2005). *Mud and mudstones: Introduction and overview*. Berlin-Heidelberg-New York: Springer Science & Business Media.
- Roser, B. P., Korsch, R. J. (1986). Determination of tectonic setting of sandstone–mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *Journal of Geology*, 94(5), 635-650. <https://doi.org/10.1086/629071>
- Roser, B. P., Korsch, R. J. (1988). Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chemical Geology*, 67(1-2), 119-139. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(88\)90010-1](https://doi.org/10.1016/0009-2541(88)90010-1)
- Rudnick, R. L., Gao, S. (2003). Composition of the continental crust. In: R. L. Rudnick (ed.). *The Crust* (v. 3, p. 1-70). Amsterdam: Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03016-4>

Schneider, R. L., Mülmann, H., Tommasi, E., Medeiros, R. A., Daemon, R. F., Nogueira, A. A. (1974). Revisão estratiográfica da Bacia do Paraná. *XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia*. Porto Alegre: SBG, 1, 41-65.

Serviço Geológico do Brasil (CPRM). (2018). *GeoSGB – Sistema de Geociências do Serviço Geológico do Brasil*. Brasil: CPRM. Disponível em: <<http://geosgb.cprm.gov.br/>>. Acesso em: dez. 2018.

Sousa Júnior, J. J., Freire, F. A., Oliveira, F. C., Silva, R. H., Bonow, C. W., Moreira, H. L. (1983). *Geologia: Geologia da Bacia Sedimentar do Paraná*. Rio de Janeiro: Projeto Radam Brasil - Levantamento de Recursos Naturais (Folha SE.22 Goiânia), 31. Disponível em: <<https://biblioteca.ibge.gov.br/bibliotecacatalogo?id=217157&view=detalhes>>. Acesso em: 30 nov. 2020.

Suttner, L. J., Dutta, P. K. (1986). Alluvial Sandstone Composition and Palaeoclimate Framework Mineralogy. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56, 329-345. <https://doi.org/10.1306/212F8909-2B24-11D7-8648000102C1865D>

Teixeira, G. P. (1932). *Reconhecimento geológico de Rio Verde ao Araguaya* (Estado de Goyaz). (Bol. 59). Rio de Janeiro: MA-SGM.

Valente, C. R., Lacerda Filho, J. F., Rizzotto, G. J., Lopes, R. C., Romanini, S. J., Oliveira, I. W. B., Sachs, L. L. B., Silva, V. A., Batista, I. H. (2004). Folha SE.22-Goiânia. In: C. Schobbenhaus, J. H. Gonçalves, J. O. S. Santos, M. B. Abram, R. Leão Neto, G. M. M. Matos, R. M. Vidotti, M. A. B. Ramos, J. D. A. de Jesus (eds.). *Carta Geológica Brasil ao Milionésimo, Sistemas de Informações Geográficas-SIG*. Brasília: Programa Geologia do Brasil, CPRM. CD-ROM.

Anexo 1. Composição química de Elementos Maiores (% peso), menores, traços e ETR (em ppm) das amostras da Formação Corumbataí provenientes de Mineiros (GO).

Amostra	GO1	GO10	GO11	GO2	GO3	GO4	GO5	GO6	GO7	GO8	GO9
SiO ₂	84,38	89,58	69,57	81,71	63,68	66,10	76,27	87,83	89,15	89,08	89,47
TiO ₂	0,14	0,22	0,51	0,33	0,68	0,67	0,43	0,21	0,22	0,22	0,22
Al ₂ O ₃	8,59	4,59	12,88	7,83	15,09	14,80	10,05	5,25	4,92	5,19	5,09
Fe ₂ O _{3T}	1,44	2,37	4,56	1,61	6,19	4,57	4,05	3,02	2,20	1,99	1,44
MnO	0,01	0,01	0,05	0,02	0,04	0,05	0,79	0,01	0,02	0,01	0,01
MgO	0,57	0,26	1,55	1,22	2,67	2,68	1,55	0,25	0,27	0,32	0,31
CaO	0,11	0,08	0,11	0,13	0,16	0,22	0,19	0,08	0,07	0,09	0,08
Na ₂ O	0,07	0,05	0,31	0,12	0,21	0,16	0,13	0,07	0,07	0,06	0,06
K ₂ O	0,30	0,77	7,52	1,59	6,35	5,86	2,42	0,76	0,77	0,85	0,84
P ₂ O ₅	0,05	0,05	0,11	0,03	0,06	0,05	0,06	0,17	0,04	0,05	0,04
LOI	4,39	2,23	2,84	5,39	4,84	4,85	4,06	2,31	2,27	2,41	2,46
Total	100,05	100,21	100,01	99,98	99,97	100,01	100,00	99,96	100,00	100,27	100,02
Sc	1,80	4,50	7,70	7,00	11,80	9,30	11,10	6,40	4,60	5,60	6,80
V	25,00	58,00	43,00	74,00	90,00	110,00	163,00	156,00	39,00	40,00	37,00
Cr	2,00	8,00	16,00	11,00	19,00	19,00	9,00	10,00	7,00	6,00	7,00
Co	1,50	4,30	17,40	7,70	14,90	16,50	79,70	2,70	2,90	3,30	3,60
Ni	1,30	5,20	11,90	15,40	31,20	25,30	15,10	3,50	3,00	4,30	7,00
Cu	9,70	10,30	15,20	37,30	37,90	40,10	70,50	11,70	9,00	9,40	12,50
Zn	12,00	19,00	70,00	37,00	98,00	94,00	38,00	18,00	16,00	19,00	21,00
Rb	16,60	43,90	222,30	70,50	263,70	236,20	120,60	43,40	44,80	49,00	47,40
Cs	1,24	2,71	7,14	5,52	15,53	14,11	11,70	2,90	2,69	2,69	3,04
Sr	28,20	13,40	38,20	65,70	75,80	79,30	76,20	271,60	10,10	21,10	13,70
Ba	161,00	141,00	338,00	342,00	500,00	504,00	2236,00	526,00	125,00	168,00	142,00
Y	12,84	9,33	136,87	25,71	17,68	26,08	26,44	25,36	14,59	31,25	17,00
Zr	62,00	52,00	186,00	163,00	163,00	194,00	226,00	50,00	57,00	63,00	59,00
Hf	2,44	1,26	5,09	4,48	4,73	5,27	5,73	1,39	1,38	1,57	1,38
Nb	5,09	4,38	11,71	7,06	14,21	13,71	8,96	4,69	4,15	4,44	4,27
Ta	0,31	0,24	0,47	0,11	1,52	0,63	0,29	0,25	0,20	0,24	0,18
Pb	4,90	7,30	17,40	8,50	18,90	14,20	108,40	32,30	6,20	7,00	3,50
Th	2,90	3,20	14,50	5,70	5,00	5,30	7,20	2,10	2,60	3,30	2,90
U	0,77	1,25	1,73	1,04	1,43	1,40	1,87	1,66	1,18	0,97	1,13
Ga	6,40	6,70	17,30	8,70	23,00	21,60	13,40	6,40	7,40	6,40	7,20
ClA	95,13	84,07	61,86	81,06	69,19	70,54	78,95	85,37	84,39	84,25	84,13
ClW	98,40	97,87	96,84	97,03	97,61	97,88	97,48	97,40	97,23	97,74	97,70
ICV	0,31	0,82	1,13	0,64	1,08	0,96	0,95	0,84	0,74	0,68	0,58
La	15,00	26,20	38,70	34,80	35,60	44,60	52,20	129,50	17,50	89,30	27,00
Ce	24,30	25,50	69,10	19,60	27,90	44,40	137,90	91,70	21,10	44,00	25,40
Pr	2,44	5,29	7,53	7,77	8,27	9,12	12,03	23,92	4,02	18,58	5,96
Nd	10,00	19,50	28,30	31,20	30,30	35,00	47,50	85,10	16,20	58,60	21,50
Sm	1,90	3,50	6,70	5,70	5,10	6,60	9,00	13,20	3,30	8,70	3,50
Eu	0,41	0,68	1,60	1,11	1,00	1,29	1,77	2,54	0,72	1,60	0,73
Gd	1,94	2,42	10,69	5,69	4,43	5,68	7,25	9,61	2,82	5,86	3,17
Tb	0,32	0,35	1,96	0,75	0,64	0,83	1,07	1,16	0,42	0,89	0,44
Dy	1,88	1,96	14,19	4,58	3,49	5,12	5,53	6,14	2,56	5,55	3,00
Ho	0,41	0,37	3,29	0,90	0,64	0,99	1,02	1,05	0,51	1,22	0,67
Er	1,16	1,10	9,80	2,45	1,91	2,61	2,58	2,76	1,58	3,78	1,97
Tm	0,16	0,15	1,36	0,33	0,27	0,38	0,38	0,37	0,23	0,53	0,29
Yb	1,00	1,10	8,00	2,10	1,80	2,50	2,30	2,20	1,60	3,90	2,00
Lu	0,13	0,16	1,21	0,30	0,26	0,37	0,32	0,31	0,23	0,55	0,30
La _N /Eu _N	1,18	1,24	0,78	1,01	1,15	1,12	0,95	1,64	0,78	1,80	1,19
Gd _N /Lu _N	1,16	1,17	0,68	1,47	1,32	1,19	1,76	2,40	0,95	0,83	0,82
La _N /Lu _N	1,15	1,64	0,32	1,16	1,37	1,21	1,63	4,18	0,76	1,62	0,90
Eu*	0,92	1,01	0,78	0,84	0,91	0,91	0,95	0,97	1,02	0,96	0,95
Ce*	0,45	0,80	1,18	1,13	1,14	1,39	1,71	3,84	0,58	2,64	0,85

Continua...

Anexo 1. Continuação.

Amostra	GOP1	GOP10	GOP11	GOP12	GOP13	GOP14	GOP15	GOP2	GOP3	GOP4
SiO ₂	64,87	68,39	68,40	77,42	66,43	81,06	64,46	63,90	72,67	65,34
TiO ₂	0,69	0,36	0,53	0,40	0,59	0,35	0,66	0,71	0,46	0,62
Al ₂ O ₃	16,44	14,58	14,21	10,60	14,66	8,34	16,14	17,12	11,35	14,68
Fe ₂ O _{3T}	5,67	2,60	4,41	2,53	5,38	1,90	5,84	5,42	4,49	6,01
MnO	0,11	0,15	0,03	0,02	0,03	0,04	0,04	0,12	0,06	0,04
MgO	2,43	1,55	2,49	1,68	2,52	0,97	1,55	2,50	1,80	3,13
CaO	0,06	3,11	0,47	0,36	0,42	0,86	0,08	0,07	0,60	0,41
Na ₂ O	0,12	2,87	0,85	0,55	0,91	1,10	0,27	0,14	1,16	0,75
K ₂ O	4,61	2,26	5,03	2,78	5,54	2,86	6,90	4,73	4,52	5,20
P ₂ O ₅	0,07	0,19	0,12	0,07	0,10	0,35	0,09	0,08	0,18	0,09
LOI	4,89	3,99	3,68	3,74	3,46	2,19	4,07	5,16	2,68	3,81
Total	99,96	100,05	100,22	100,15	100,04	100,02	100,10	99,95	99,97	100,08
Sc	11,20	5,10	10,10	6,20	9,30	5,70	12,80	12,50	8,60	12,70
V	78,00	59,00	49,00	60,00	93,00	34,00	72,00	85,00	96,00	123,00
Cr	22,00	6,00	16,00	11,00	17,00	13,00	26,00	24,00	18,00	23,00
Co	43,60	5,70	9,40	5,20	12,60	4,40	14,60	59,60	8,30	13,50
Ni	20,60	11,10	12,80	7,80	15,60	6,10	25,60	22,10	14,40	23,90
Cu	20,80	40,60	55,00	62,70	26,80	19,70	34,70	18,40	32,40	33,60
Zn	75,00	35,00	73,00	37,00	71,00	25,00	76,00	75,00	84,00	130,00
Rb	244,10	89,50	214,10	122,40	240,70	102,20	222,30	247,00	152,70	243,50
Cs	7,77	6,63	10,45	8,79	9,84	4,18	7,89	8,08	6,95	12,16
Sr	22,00	116,80	62,60	38,80	47,10	66,10	42,80	24,70	79,40	55,60
Ba	237,00	862,00	400,00	371,00	417,00	444,00	386,00	260,00	542,00	402,00
Y	17,73	19,36	20,26	14,26	18,10	23,53	24,80	18,15	17,01	18,14
Zr	171,00	155,00	168,00	118,00	153,00	192,00	196,00	176,00	149,00	163,00
Hf	4,72	4,67	4,80	3,66	4,65	5,47	5,51	4,93	4,06	4,59
Nb	15,15	11,70	13,61	10,76	14,91	8,79	14,69	15,63	10,78	19,27
Ta	0,83	0,65	0,56	0,27	0,33	0,09	1,04	0,58	0,50	0,53
Pb	13,10	14,60	13,50	5,70	15,80	9,60	19,50	15,80	26,50	19,00
Th	14,70	16,10	16,80	14,40	17,50	9,30	15,20	15,20	10,90	13,50
U	2,09	2,37	2,26	1,69	2,47	1,83	2,60	2,15	2,38	2,03
Ga	24,00	13,60	20,20	13,10	22,60	8,80	22,30	25,10	15,10	23,80
ClA	77,44	64,57	69,11	74,18	68,09	63,37	69,00	77,61	64,38	69,77
ClW	98,92	71,75	91,50	92,09	91,68	80,97	97,88	98,79	86,58	92,68
ICV	0,83	0,88	0,97	0,78	1,05	0,97	0,95	0,80	1,15	1,10
La	9,30	40,40	40,10	30,50	32,90	37,30	44,70	13,50	27,10	24,40
Ce	19,10	95,20	61,80	31,10	50,10	50,70	80,10	28,00	41,40	31,10
Pr	1,55	7,94	7,98	5,00	5,00	7,52	8,90	2,40	4,54	4,19
Nd	5,90	29,60	28,30	16,90	17,30	29,80	31,60	9,00	17,60	15,10
Sm	1,40	5,10	5,00	2,90	3,20	6,00	5,50	1,60	3,70	3,10
Eu	0,33	1,00	0,91	0,60	0,58	1,09	1,03	0,39	0,69	0,50
Gd	1,69	4,55	3,96	2,43	2,65	5,10	4,56	2,03	3,12	2,66
Tb	0,34	0,64	0,60	0,40	0,52	0,77	0,74	0,38	0,49	0,46
Dy	2,72	3,85	3,83	2,54	3,36	4,61	4,28	2,95	3,15	3,04
Ho	0,60	0,73	0,80	0,53	0,73	0,87	0,87	0,67	0,63	0,67
Er	1,96	2,07	2,38	1,61	2,25	2,57	2,48	2,12	1,80	2,26
Tm	0,31	0,30	0,33	0,28	0,34	0,35	0,38	0,33	0,30	0,31
Yb	2,40	1,90	2,40	1,60	2,30	2,50	2,60	2,40	1,90	2,20
Lu	0,36	0,27	0,36	0,24	0,32	0,35	0,40	0,37	0,27	0,31
La _N /Eu _N	0,91	1,30	1,42	1,64	1,83	1,10	1,40	1,12	1,27	1,57
Gd _N /Lu _N	0,36	1,31	0,85	0,78	0,64	1,13	0,88	0,43	0,90	0,67
La _N /Lu _N	0,26	1,50	1,11	1,27	1,03	1,07	1,12	0,36	1,00	0,79
Eu*	0,92	0,90	0,89	0,98	0,86	0,85	0,89	0,92	0,88	0,75
Ce*	0,27	1,23	1,21	0,86	0,92	1,17	1,35	0,40	0,80	0,71

Continua...

Anexo 1. Conclusão.

Amostra	GOP5	GOP6	GOP7	GOP8	GOP9
SiO ₂	66,61	71,99	73,29	79,87	77,20
TiO ₂	0,65	0,48	0,45	0,37	0,41
Al ₂ O ₃	14,86	11,79	12,46	9,64	10,72
Fe ₂ O _{3T}	4,89	3,90	3,33	2,01	2,57
MnO	0,05	0,04	0,21	0,03	0,04
MgO	2,52	2,04	1,53	1,20	1,42
CaO	0,46	0,74	0,15	0,32	0,31
Na ₂ O	0,90	1,09	0,39	0,91	0,77
K ₂ O	5,34	4,49	4,39	3,22	3,86
P ₂ O ₅	0,13	0,33	0,13	0,12	0,12
LOI	3,60	3,10	3,72	2,46	2,76
Total	100,01	99,99	100,05	100,15	100,18
Sc	11,50	8,30	6,50	5,70	5,90
V	70,00	82,00	111,00	133,00	111,00
Cr	21,00	16,00	16,00	14,00	12,00
Co	11,60	8,10	35,00	5,90	6,50
Ni	18,00	13,90	11,30	6,80	8,20
Cu	18,20	21,00	30,80	22,70	28,00
Zn	79,00	85,00	57,00	40,00	48,00
Rb	217,80	163,40	178,60	133,20	152,30
Cs	9,82	7,32	14,62	8,91	9,36
Sr	52,70	63,70	82,20	50,00	50,30
Ba	409,00	452,00	809,00	377,00	434,00
Y	24,58	20,17	30,65	15,08	15,54
Zr	164,00	159,00	163,00	145,00	158,00
Hf	4,72	4,42	4,82	4,15	4,41
Nb	15,99	11,85	11,16	9,87	10,41
Ta	0,59	0,62	0,56	0,43	0,42
Pb	14,20	21,70	13,50	10,70	13,30
Th	15,10	10,70	11,90	9,90	10,60
U	2,56	2,21	2,06	2,30	2,12
Ga	22,20	16,10	15,30	12,20	14,10
ClA	68,92	65,10	71,65	68,42	68,45
ClW	91,62	86,56	95,85	88,68	90,85
ICV	1,00	1,08	0,84	0,84	0,87
La	37,70	23,60	83,40	24,70	22,00
Ce	64,80	39,20	147,20	27,20	29,40
Pr	7,47	5,28	16,13	3,16	3,34
Nd	27,10	21,60	56,80	11,20	12,60
Sm	5,00	4,60	9,00	2,20	2,40
Eu	0,90	0,77	1,63	0,43	0,42
Gd	4,10	4,03	7,76	2,30	2,23
Tb	0,70	0,66	0,97	0,42	0,39
Dy	4,37	3,70	5,58	2,64	2,73
Ho	0,90	0,74	1,01	0,56	0,58
Er	2,75	2,07	2,86	1,72	1,88
Tm	0,44	0,28	0,39	0,28	0,27
Yb	2,80	2,00	2,60	1,80	2,00
Lu	0,41	0,33	0,38	0,28	0,29
La _N /Eu _N	1,35	0,99	1,65	1,85	1,69
Gd _N /Lu _N	0,78	0,95	1,58	0,64	0,60
La _N /Lu _N	0,92	0,72	2,19	0,88	0,76
Eu*	0,86	0,78	0,85	0,82	0,79
Ce*	1,15	0,77	2,49	0,67	0,63