



UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
"JULIO DE MESQUITA FILHO"
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E CIÊNCIAS EXATAS



**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS E MEIO
AMBIENTE**

Cibele Carolina Montibeller

**CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA E DE PROVENIÊNCIA DA FORMAÇÃO
CORUMBATAÍ (PERMIANO, BACIA DO PARANÁ, BRASIL)**

Orientador: Prof. Dr. Guillermo Rafael Beltran Navarro

Co-orientador: Profa. Dra. Rosemarie Rohn

Rio Claro (SP)

2019

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

“Júlio de Mesquita Filho”

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Campus de Rio Claro

CIBELE CAROLINA MONTIBELLER

**CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA E DE PROVENIÊNCIA DA
FORMAÇÃO CORUMBATAÍ (PERMIANO, BACIA DO PARANÁ,
BRASIL)**

Tese apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Campus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geociências e Meio Ambiente.

Orientador: Prof. Dr. Guillermo Rafael Beltran Navarro

Coorientador: Profa. Dra. Rosemarie Rohn Davies

Rio Claro – SP

2019

M791c Montibeller, Cibebe Carolina
Caracterização geoquímica e de proveniência da Formação
Corumbataí (Permiano, Bacia do Paraná, Brasil) / Cibebe Carolina
Montibeller. -- Rio Claro, 2019
148 p. : il., tabs.

Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista (Unesp),
Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro
Orientador: Guillermo Rafael Beltran Navarro
Coorientadora: Rosemarie Rohn

1. Geologia estratigráfica Permiano. 2. Petrologia. 3. Rochas
sedimentares. 4. Geoquímica. I. Título.

Sistema de geração automática de fichas catalográficas da Unesp. Biblioteca do Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro. Dados fornecidos pelo autor(a).

Essa ficha não pode ser modificada.

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

“Júlio de Mesquita Filho”

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Campus de Rio Claro

CIBELE CAROLINA MONTIBELLER

**CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA E DE PROVENIÊNCIA DA
FORMAÇÃO CORUMBATAÍ (PERMIANO, BACIA DO PARANÁ,
BRASIL)**

Tese apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Campus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geociências e Meio Ambiente.

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Guillermo Rafael Beltran Navarro (orientador)

Prof. Dr. Antenor Zanardo (DPM/IGCE/UNESP)

Profa. Dra. Vania Silvia Rosolen (DPM/IGCE/UNESP)

Profa. Dra. Carolina Del Roveri (Unifal)

Prof. Dr. Fabiano Cabañas Navarro (Unifal)

Conceito: APROVADO

Rio Claro/SP, 11 de novembro de 2019.

*À Dona Ionete, minha mãe querida; ao
Maurício, meu marido incrível e à Clara,
minha filha arrebatadora. Com vocês, minha
vida nunca é monótona.*

AGRADECIMENTOS

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.

Também obtive auxílio via CNPq através de concessão de bolsa de estudos durante os meses finais da pesquisa (proc. nº 165724/2017-0), e apoio financeiro relacionado ao projeto Universal CNPq (proc. nº 422883/2016-6) sob responsabilidade do Prof. Dr. Guillermo Rafael Beltran Navarro.

Ao Prof. Dr. Guillermo Rafael Beltran Navarro, que orientou este trabalho e colaborou em todas as etapas para a conclusão deste, principalmente quanto à obtenção e interpretação de dados geológicos, geoquímicos e petrográficos, além de sua valiosa contribuição durante todas as etapas da pesquisa. Acima de tudo, obrigada por ser meu amigo e parceiro, e me acompanhar em todos os momentos, bons e ruins. Você já faz parte da nossa família.

Ao Prof. Dr. Antenor Zanardo, cujas ideias inovadoras alimentaram a vontade de desenvolver este trabalho. Obrigado, professor, por nos ensinar aquilo que está “nas entrelinhas”.

À Prof. Dra. Rosemarie Rohn Davies, que coorientou este trabalho, e colaborou na correção dos termos estratigráficos, na interpretação de feições sedimentares e na identificação de fósseis encontrados durante os trabalhos de campo.

Ao corpo técnico administrativo do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM), em especial: Nelson Pereira Lopes Junior (Laboratório de Laminação), Adilson José Rossini (Laboratório de Preparação de Amostras), Vladimir Barbosa Junior (Laboratórios de Fluorescência de Raios X e de Difração de Raios X), Fabio de Oliveira Thomazini (Laboratório de Ensaio Cerâmicos) e Daniel Françoso de Godoy (Laboratórios de Microscopia Eletrônica de Varredura e de Microsonda Eletrônica), sem os quais esta pesquisa não teria sido viável.

Aos Profs. Drs. Marcos Aurélio Farias de Oliveira, Norberto Morales e Peter Christian Hackspacher, pelo apoio em dúvidas relacionadas à pesquisa, métodos, redação de capítulos e suporte às interpretações ao longo dos quatro anos em que esta tese foi desenvolvida.

“Não quero ter a terrível limitação de quem vive apenas do que é passível de fazer sentido. Eu não: quero uma verdade inventada”.

Clarice Lispector

RESUMO

A Formação Corumbataí é uma unidade sedimentar pelítica a psamo-pelítica de idade permiana, pertencente à Supersequência Gondwana I da Bacia do Paraná, sobre a qual poucos estudos foram realizados quanto à proveniência e suas implicações paleoambientais. Este trabalho visa preencher estas lacunas, apresentando correlações de composição e de proveniência entre seções aflorantes da Formação Corumbataí nos municípios de Rio Claro (SP), Santa Rosa de Viterbo (SP) e Mineiros (GO), e uma seção aflorante da Formação Serra Alta (Permiano da Bacia do Paraná, correlacionável com a base da Formação Corumbataí) no município de Cesário Lange (SP), bem como suas implicações paleoclimáticas, paleogeográficas e possíveis implicações na compreensão dos mecanismos de abertura do Atlântico Sul. Os dados mostram que as rochas permianas sobrejacentes à Formação Irati que ocorrem nas áreas de estudo são classificadas quimicamente com mais frequência como “wackes” e litoarenitos, formados por sedimentos derivados predominantemente de rochas sedimentares e/ou metassedimentares e ígneas ácidas, com a região de Cesário Lange discordando das demais regiões por indicar contribuição exclusiva de rochas supracrustais. Em se tratando das amostras da Formação Corumbataí, a maturidade química e textural aumenta de norte em direção a sul, bem como o grau de submissão dos sedimentos originais ao processo de reciclagem sedimentar. As rochas sedimentares foram depositadas em ambientes tectonicamente quiescentes, enquanto os ambientes tectônicos geradores das rochas fontes variam de margens ativas ao norte da Bacia para arcos de ilhas ao sul da bacia, assim como o clima vigente nas áreas de transporte e deposição varia de úmido a norte para árido a sul, na região de Rio Claro. Em se tratando das amostras da Formação Serra Alta (provenientes de Cesário Lange), observa-se que discordam das tendências apresentada pelas demais áreas estudadas. Uma interpretação possível para as características observadas é que a Formação Corumbataí represente o início da flexura que levou à separação dos continentes Sul-Americano e Africano, e que corresponda a uma sucessão de ambientes com distintas áreas fontes ao redor da Bacia, e sugerindo, portanto, que a “Bacia Corumbataí” seja considerada distinta da sucessão entre as Formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rastro, consideradas atualmente diretamente correlacionáveis.

Palavras-chave: Gondwana I, Permiano, Bacia do Paraná, litogeoquímica, geoquímica de sequências sedimentares

ABSTRACT

The Corumbataí Formation is a pelitic to psammo-pelitic sedimentary unit of Permian age, belonging to the Gondwana I Supersequence of the Paraná Basin, about which few studies have been conducted regarding its provenance and its paleoenvironmental implications. This work aims to fill these gaps, presenting correlations of composition and provenance between outcropping sections of the Corumbataí Formation in the municipalities of Rio Claro (SP), Santa Rosa de Viterbo (SP) and Mineiros (GO), and an outcropping section of the Serra Alta Formation (Permian of the Paraná Basin, correlated with the base of the Corumbataí Formation) in the municipality of Cesário Lange (SP), as well as its paleoclimatic and paleogeographic implications and possible implications in the understanding of the opening mechanisms of the South Atlantic. The data show that the Permian rocks overlying the Irati Formation that occur in the study areas are most commonly chemically classified as “wackes” and lithoarenites, formed by sediments derived predominantly from sedimentary and/or metasedimentary and acidic igneous rocks, with Cesário Lange region disagreeing with the other regions as it indicates exclusive contribution of supracrustal rocks. Regarding the Corumbataí Formation samples, the chemical and textural maturity increases from north to south, as well as the degree of submission of the original sediments to the sedimentary recycling process. The sedimentary rocks have been deposited in tectonically quiescent environments, while source rock-generating tectonic environments range from active margins in the north of the Basin to island arches to the south, as well as the prevailing climate in the transport and deposition areas varies from humid in the north to arid in the south, in the Rio Claro region. Regarding the samples of the Serra Alta Formation (from Cesário Lange), it is observed that they disagree with the trends presented by the other studied areas. A possible interpretation of the observed characteristics is that the Corumbataí Formation represents the beginning of the flexure that led to the rupture between the South American and African continents, and corresponds to a succession of environments with distinct source areas around the Basin, and thus suggesting that the “Corumbataí Basin” must be considered distinct from the succession between the Serra Alta, Teresina and Rio do Rastro Formations, considered directly-related nowadays.

Keywords: Gondwana I, Permian, Paraná Basin, litho geochemistry, sedimentary sequence geochemistry

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 4.1 – Mapa de localização da Bacia do Paraná na América do Sul, com a indicação dos municípios brasileiros que servem como referência para a área de afloramento da Formação Corumbataí e de suas unidades correlatas.	26
Figura 4.2 – Mapa da Bacia do Paraná, com indicação das áreas alvo de estudo. A) Estratigrafia da Bacia do Paraná simplificada de acordo com as Supersequências (Milani, 1997); B) Mapa geológico regional dos município estudados no estado de São Paulo; C) Mapa geológico regional dos município estudados no estado de Goiás.	27
Figura 4.3 – Localização da área de estudo na região do município de Cesário Lange no estado de São Paulo, com a indicação das minas estudadas.	28
Figura 4.4 – Localização da área de estudo na região do município de Rio Claro no estado de São Paulo, com indicação das minas estudadas.	30
Figura 4.5 – Localização da área de estudo na região do município de Santa Rosa de Viterbo no estado de São Paulo, com a indicação das minas estudadas.	31
Figura 4.6 - Localização da área de estudo na região do município de Mineiros - Montividiu, no estado de Goiás.	32
Figura 4.7 - Localização da área de estudo na região do município de Mineiros, no estado de Goiás.	33
Figura 6.1 – Localização da Bacia do Paraná e áreas de afloramento das Supersequências (MILANI, 1997). A) Mapa da América do Sul, destacando o Brasil e a área de cobertura da Bacia do Paraná; B) Mapa das Supersequências propostas por Milani (1997).	41
Figura 6.2 – Coluna litoestratigráfica da Bacia do Paraná com indicação dos ciclos tectono-deposicionais e as principais orogenias atuantes no Fanerozoico, segundo Milani e Ramos (1998).	44
Figura 6.3 – Área de afloramento do Grupo Passa Dois e da Formação Corumbataí nos estados do Sudeste e Centro-Oeste do Brasil, no domínio da Bacia do Paraná.	47
Figura 7.1 - Localização da área de estudo. A) Localização da área de estudo na América do Sul e no Brasil; B) Mapa geológico da área de estudo, mostrando os principais locais de mineração na região da cidade de Rio Claro, a partir dos quais as amostras foram coletadas (após ZANARDO et al., 2016).	54

Figura 7.2 - Estratigrafia da Formação Corumbataí na região da cidade de Rio Claro e subdivisão informal de camadas com base em seu conteúdo mineral (modificado de Zanardo et al., 2016).....	56
Figura 7.3 - Amostras analisadas no diagrama ACNK da região da cidade de Rio Claro. A) Todas as 274 amostras analisadas. B) Amostras que se supõe não terem sido quimicamente modificadas, resultando em 197 amostras a serem discutidas neste artigo.	62
Figura 7.4 - Diagrama de classificação geoquímica de Herron (1988) com representação das amostras da Formação Corumbataí da região de Rio Claro. A) Todas as amostras analisadas. B) Amostras sem evidências de intemperismo.....	63
Figura 7.5 - Gráficos binários M <i>versus</i> SiO ₂ das amostras discutidas da região da cidade de Rio Claro, nas quais M representa elementos maiores, em%.....	64
Figura 7.6 - Gráficos binários M <i>versus</i> Al ₂ O ₃ das amostras discutidas da região da cidade de Rio Claro, nas quais M representa elementos principais, em%.....	65
Figura 7.7 - Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos (BHATIA, 1983) da região da cidade de Rio Claro, nos quais as amostras exibem ampla dispersão, não sendo úteis para uma avaliação precisa do ambiente tectônico das rochas-fonte.	65
Figura 7.8 - Diagramas discriminantes do ambiente tectônico da região da cidade de Rio Claro, úteis para inferir ambientes tectônicos na fonte ou na bacia. A) e B) Bhatia (1983). C) Roser e Korsch (1988). D) Roser e Korsch (1986). E) diagrama de classificação de rochas fontes de Roser e Korsch (1988).....	66
Figura 7.9 – Diagramas de assinaturas de procedência e condições climáticas com amostra da região de Rio Claro. A) e B) McLennan et al. (1995). C) e D) Suttner e Dutta (1986).....	67
Figura 7.10 – Localização da área de estudo no município de Cesário Lange, com indicação dos perfis levantados em frentes de lavra localizadas no domínio da Formação Serra Alta....	71
Figura 7.11 – Fotografias de campo e coluna estratigráfica da Formação Serra Alta na região de Cesário Lange. A) siltito argiloso predominante na seção, em porção de estrutura maciça a acamadada alterado em tons de amarelo; B) camadas intercaladas de argilitos siltosos cinza arroxeados a avermelhados, com empastilhamento concóide; C) Destaque para a camada de calcilito intercalada aos siltitos mais alterados do topo da seção analisada; D) detalhe da Formação Irati diretamente sotoposta à Formação Serra Alta; E) Detalhe da camada de calcarenito intercalada aos siltitos; F) siltitos e argilitos do topo da seção, logo acima da camada calcárea descrita na seção, com intemperismo levemente mais acentuado do que as rochas subjacentes.....	72

Figura 7.12 – Fotomicrografias representativas dos litotipos predominantes da Formação Serra Alta no município de Cesário Lange. A) e B) Textura psamo-pelítica granular e estrutura sutilmente laminada dos siltitos analisados; C) e D) Bioclasto (Bc) em meio à rocha, orientado segundo a sutil laminação observada. E) e F) Feições texturais da camada de calcário micrítico encontrado na seção, com concentrações de grãos siliciclásticos e resquícios fossilíferos.	73
Figura 7.13 – Classificação química e proveniência da Formação Serra Alta no município de Cesário Lange. A) Diagrama de classificação química de rochas sedimentares (HERRON, 1988); B) Diagrama discriminante da natureza das rochas fontes dos sedimentos originais (ROSER; KORSCH, 1988).	75
Figura 7.14 – Diagrama K_2O/Al_2O_3 versus ICV das amostras do município de Cesário Lange, elaborado a partir das considerações de COX et al. (1995) e de Armstrong Altrin et al. (2015).	79
Figura 7.15 – Diagramas de avaliação de sedimentos com relação à sua sujeição aos processos de reciclagem sedimentar (MCLENNAN et al., 1993) das amostras do município de Cesário Lange.	80
Figura 7.16 - Diagramas de classificação do grau de intemperismo das rochas fontes e de maturidade dos sedimentos originais das amostras do município de Cesário Lange. A) diagrama ACNK em função de CIA (NESBITT; 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; YOUNG, 1984; COX et al., 1995); D) Diagrama ICV versus CIA para avaliação de trends de alteração de rochas ígneas (POTTER et al., 2005).....	81
Figura 7.17 – Proveniência e condições climáticas das amostras do município de Cesário Lange. 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; DUTTA, 1986).	82
Figura 7.18 – Diagramas binários M versus SiO_2 das amostras de Cesário Lange. M: elementos maiores em % de peso.	83
Figura 7.19 - Diagramas binários M versus Al_2O_3 das amostras de Cesário Lange. M: elementos maiores em % de peso.	84
Figura 7.20 – Diagramas binários T versus SiO_2 das amostras de Cesário Lange. T: elementos menores e traços em ppm.	85
Figura 7.21 – Spiderdiagramas de avaliação de elementos menores, traços e terras raras das amostras de Cesário Lange. A) Padrão de distribuição de LILE, HFSE e ETRs normalizados	

pelo UCC (RUDNICK; GAO, 2003). B) Padrão de distribuição de elementos metálicos com afinidade petrogenética normalizados pelo UCC (RUDNICK; GAO, 2003). C) Padrão de distribuição de ETRs normalizados pelo UCC (RUDNICK; GAO, 2003).	86
Figura 7.22 - Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos das amostras de Cesário Lange. A), B), C), D) Bhatia (1983); E) Roser e Korsch (1988); F) Roser e Korsch (1986); G), H), I) Bhatia e Crook (1986).	87
Figura 7.23 - Localização da Bacia do Paraná e áreas de afloramento das Supersequências (MILANI, 1997). A) Mapa da América do Sul, destacando o Brasil e a área de cobertura da Bacia do Paraná; B) Mapa das Supersequências propostas por Milani (1997). Modificado de CPRM (2006).	88
Figura 7.24 – Localização da Formação Corumbataí na borda nordeste do Estado de São Paulo, na região de Santa Rosa de Viterbo, com indicação das minas de calcário utilizadas neste estudo, que expõem as formações Irati e Corumbataí. Modificado de CPRM (2006).....	89
Figura 7.25 – Coluna estratigráfica integrada das minas estudadas no município de Santa Rosa de Viterbo, e fotografias representativas das principais feições texturais e estruturais observadas em campo. A) Camada de contato entre a Formação Irati e a Formação Corumbataí, logo acima dos estromatólitos; B) Característica de campo dos siltitos argilosos com intercalações de siltitos arenosos, que constituem a litologia dominante nas seções analisadas. C) Camadas de siltitos com cores intercaladas de marrom avermelhado e bege acinzentado, com ausência de fósseis macroscópicos; D) Camada lenticular de coprólitos e ossos, frequente na exposição estudada, próximo ao contato com a Formação Irati; E) Detalhe do silito predominante na exposição; F) Veio quartzo-carbonático, do qual são encontrados similares em diversas seções analisadas no município de Santa Rosa de Viterbo.....	91
Figura 7.26 – Fotomicrografias representativas das amostras da Formação Corumbataí no município de Santa Rosa de Viterbo. A) e B) Isorientação de domínios lenticulares ricos em minerais granulares, intercalados a domínios de matriz illítica; C) e D) Detalhe dos domínios filossilicáticos com predomínio de illita.....	93
Figura 7.27 – Classificação química e proveniência da Formação Corumbataí no município de Santa Rosa de Viterbo. A) Diagrama de classificação química de rochas sedimentares (HERRON, 1988); B) Diagrama discriminante da natureza das rochas fontes dos sedimentos originais (ROSER; KORSCH, 1988).	93
Figura 7.28 - Diagrama K_2O/Al_2O_3 versus ICV das amostras de Santa Rosa de Viterbo, elaborado a partir das considerações de Cox et al. (1995) e de Armstrong Altrin et al. (2015).	96

Figura 7.29 - Diagramas de avaliação de sedimentos da região de Santa Rosa de Viterbo com relação à sua sujeição aos processos de reciclagem sedimentar (MCLENNAN et al., 1993)..	97
Figura 7.30 - Diagramas de classificação do grau de intemperismo das rochas fontes e de maturidade dos sedimentos originais das amostras de Santa Rosa de Viterbo. A) diagrama ACNK em função de CIA (NESBITT; 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; YOUNG, 1984; COX et al., 1995); D) Diagrama ICV versus CIA para avaliação de trends de alteração de rochas ígneas (POTTER et al., 2005).....	98
Figura 7.31 - Diagramas binários M versus SiO ₂ das amostras de Santa Rosa de Viterbo. M: elementos maiores em % de peso.	99
Figura 7.32 - Diagramas binários M versus Al ₂ O ₃ das amostras de Santa Rosa de Viterbo. M: elementos maiores em % de peso.	100
Figura 7.33 - Diagramas binários T versus SiO ₂ das amostras de Santa Rosa de Viterbo. T: elementos menores e traços em ppm.	101
Figura 7.34 - Spiderdiagramas de avaliação de elementos menores, traços e terras raras das amostras de Santa Rosa de Viterbo. A) Padrão de distribuição de LILE, HFSE e ETRs normalizados pelo UCC (RUDNICK; GAO, 2003). B) Padrão de distribuição de elementos metálicos com afinidade petrogenética normalizados pelo UCC (RUDNICK; GAO, 2003). C) Padrão de distribuição de ETRs normalizados pelo UCC (RUDNICK; GAO, 2003).	102
Figura 7.35 - Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos das rochas pelíticas de Santa Rosa de Viterbo. A), B), C), D) Bhatia (1983); E) Roser e Korsch (1988); F) Roser e Korsch (1986); G), H), I) Bhatia e Crook (1986).	103
Figura 7.36 - Localização da Bacia do Paraná e áreas de afloramento do Grupo Passa Dois e da Formação Corumbataí nos estados de Goiás e Mato Grosso. Modificado de CPRM (2006).	105
Figura 7.37 – Localização da área de estudo em Goiás, com indicação da mina estudada. Modificado de CPRM (2006).	106
Figura 7.38 - 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.	111
Figura 7.39 – Fotomicrografias 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.....	113

Figura 7.40 - Fotomicrografias representativas de feições da Formação Corumbataí em Mineiros (GO). A) e B) Nível IV; C) e D) Diques clásticos.	116
Figura 7.41 - 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; KORSCH, 1988).....	118
Figura 7.42 - Diagramas binários M versus SiO ₂ das amostras de Mineiros. M: elementos maiores em % de peso.	119
Figura 7.43 - Diagramas binários M versus Al ₂ O ₃ das amostras de Mineiros. M: elementos maiores em % de peso.	120
Figura 7.44 - Diagramas binários T versus SiO ₂ das amostras de Mineiros. T: elementos menores e traços em ppm.	121
Figura 7.45 - Spiderdiagramas de avaliação de elementos menores, traços e terras raras das amostras de Mineiros. A) Padrão de distribuição de ETRs normalizados pelo UCC (RUDNICK; GAO, 2003). B) Padrão de distribuição de elementos metálicos com afinidade petrogenética normalizados pelo UCC (RUDNICK; GAO, 2003). C) Padrão de distribuição de LILE, HFSE e ETRs normalizados pelo UCC (RUDNICK; GAO, 2003).	122
Figura 7.46 - Diagrama K ₂ O/Al ₂ O ₃ versus ICV das amostras de Mineiros, elaborado a partir das considerações de Cox et al. (1995) e de Armstrong Altrin et al. (2015).....	122
Figura 7.47 - Diagramas de avaliação de sedimentos com relação à sua sujeição aos processos de reciclagem sedimentar (MCLENNAN et al., 1993) das amostras de Mineiros.	123
Figura 7.48 - 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; 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; YOUNG, 1984; COX et al., 1995); D) Diagrama ICV versus CIA para avaliação de trends de alteração de rochas ígneas (POTTER et al., 2005).....	124
Figura 7.49 – 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; DUTTA, 1986).....	125

Figura 7.50 - Diagramas discriminantes das rochas pelíticas de Mineiros. A), B) Bhatia (1983); C), F) Bhatia e Crook (1986); D) Roser e Korsch (1986); E) Roser e Korsch (1988); G), H), I) Bhatia e Crook (1986).	126
Figura 8.1 – Comparação entre as colunas estratigráficas das quatro localidades estudadas.	128
Figura 8.2 - Classificação química e proveniência das seções comparadas. A) Diagrama de classificação química de rochas sedimentares (HERRON, 1988); B) Diagrama discriminante da natureza das rochas fontes dos sedimentos originais (ROSER; KORSCH, 1988). Círculos vermelhos: amostras da região de Mineiros. Losangos azuis: amostras da região de Santa Rosa de Viterbo. Quadrados brancos: amostras da região de Rio Claro. Triângulos verdes: amostras da região de Cesário Lange.	131
Figura 8.3 - Diagramas comparando as amostras das seções estudadas. A) Diagrama K_2O/Al_2O_3 versus ICV, elaborado a partir das considerações de Cox et al. (1995) e de Armstrong Altrin et al. (2015). B) Diagrama CIA versus ICV (NESBITT; YOUNG, 1984; COX et al., 1995); C) Diagrama CIW versus ICV (HARNOIS, 1988; COX et al., 1995); D) Diagrama ICV versus CIA para avaliação de trends de alteração de rochas ígneas (POTTER et al., 2005). Círculos vermelhos: amostras da região de Mineiros. Losangos azuis: amostras da região de Santa Rosa de Viterbo. Quadrados brancos: amostras da região de Rio Claro. Triângulos verdes: amostras da região de Cesário Lange.	132
Figura 8.4 - Diagrama ACNK em função de CIA (NESBITT; YOUNG, 1982; MCLENNAN et al., 1993) para classificação avaliação do grau de intemperismo pós litificação (atual). Círculos vermelhos: amostras da região de Mineiros. Losangos azuis: amostras da região de Santa Rosa de Viterbo. Quadrados brancos: amostras da região de Rio Claro. Triângulos verdes: amostras da região de Cesário Lange.	133
Figura 8.5 - 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; DUTTA, 1986). Círculos vermelhos: amostras da região de Mineiros. Losangos azuis: amostras da região de Santa Rosa de Viterbo. Quadrados brancos: amostras da região de Rio Claro. Triângulos verdes: amostras da região de Cesário Lange.	133
Figura 8.6 - Diagramas de avaliação de sedimentos com relação à sua sujeição aos processos de reciclagem sedimentar (MCLENNAN et al., 1993). Círculos vermelhos: amostras da região de Mineiros. Losangos azuis: amostras da região de Santa Rosa de Viterbo. Quadrados brancos: amostras da região de Rio Claro. Triângulos verdes: amostras da região de Cesário Lange.	134

Figura 8.7 - Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos. A), B) Bhatia (1983); C), D), E), F) Bhatia e Crook (1986). Círculos vermelhos: amostras da região de Mineiros. Losangos azuis: amostras da região de Santa Rosa de Viterbo. Quadrados brancos: amostras da região de Rio Claro. Triângulos verdes: amostras da região de Cesário Lange..... 135

Figura 8.8 – Diagrama discriminante de ambientes tectônicos (ROSER; KORSCH, 1986). Círculos vermelhos: amostras da região de Mineiros. Losangos azuis: amostras da região de Santa Rosa de Viterbo. Quadrados brancos: amostras da região de Rio Claro. Triângulos verdes: amostras da região de Cesário Lange. 135

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Composição química média (elementos maiores em % de peso) de fases minerais constituintes de rochas basálticas.	35
Tabela 2 – Composição química de referência para toleítos/basaltos toleíticos (WILSON, 2007) em comparação à média idealizada de composição de um basalto toleítico a partir da composição de seus minerais essenciais.....	36
Tabela 3 - Conteúdo químico de todas as 274 amostras da Formação Corumbataí da região de Rio Claro (% em peso).	58
Tabela 4 - Composição química de Elementos Maiores (% peso), menores, traços e ETRS (em ppm) das amostras da Formação Serra Alta provenientes de Cesário Lange (SP). Continua..	76
Tabela 5 - Composição química de Elementos Maiores (% peso), menores, traços e ETRS (em ppm) das amostras da Formação Corumbataí provenientes de Santa Rosa do Viterbo (SP). Continua.	94
Tabela 6 - Composição química de Elementos Maiores (% peso), menores, traços e ETRS (em ppm) das amostras da Formação Corumbataí provenientes de Mineiros (GO).	108

SUMÁRIO

1	Introdução.....	18
2	Objetivos	20
2.1	Objetivos gerais.....	20
2.2	Objetivos específicos.....	20
3	Materiais e Métodos	21
3.1	Aquisição de dados da literatura	21
3.1.1.	Compilação de dados bibliográficos	21
3.1.2.	Integração de dados cartográficos	21
3.2	Aquisição de dados complementares	22
3.2.1.	Trabalhos de campo e amostragem	22
3.2.2.	Análises laboratoriais	22
3.3	Integração, interpretação e finalização.....	23
3.3.1.	Organização dos dados e interpretação dos resultados	23
3.3.2.	Elaboração da tese.....	24
4	Áreas de Estudo.....	25
4.1	Regiões de ocorrência da Formação Corumbataí no Brasil e unidades cronocorrelatas.....	25
4.2	Critérios para a seleção das áreas alvo da pesquisa	26
4.3	Localização e aspectos fisiográficos das áreas selecionadas	27
4.3.1.	Região de Cesário Lange (SP)	27
4.3.2.	Região de Rio Claro (SP).....	29
4.3.3.	Região de Santa Rosa de Viterbo (SP).....	30
4.3.4.	Região de Rio Verde-Montividiu-Mineiros (GO).....	31
4.3.5.	Região de Mineiros-Portelândia (GO)	33

5	Fundamentos de geoquímica de rochas sedimentares.....	34
5.1	Classificação geoquímica de rochas sedimentares.....	35
5.2	Assinaturas geoquímicas de rochas sedimentares.....	37
5.3	Diagramas discriminantes aplicados a rochas sedimentares.....	39
6	Geologia Regional.....	41
6.1	Bacia do Paraná.....	41
6.2	A Plataforma Sul-Americana e os ciclos deposicionais da Bacia do Paraná.....	43
6.3	Sinéclises e bacias intracratônicas.....	44
6.4	O Permiano na Bacia do Paraná.....	47
6.4.1.	Grupo Passa Dois.....	47
7	Resultados.....	53
7.1	Geochemistry of the Permian Corumbataí Formation from the Paraná Basin, in the state of São Paulo, Brazil: insights of provenance, tectonic and climatic settings.....	53
7.1.1.	Introduction.....	53
7.1.2.	Geological Setting.....	55
7.1.3.	Materials and methods.....	57
7.1.4.	Results and discussion.....	57
7.1.5.	Discussions and Conclusion.....	67
7.2	Geoquímica da Formação Serra Alta no município de Cesário Lange (SP).....	69
7.2.1.	Introdução.....	69
7.2.2.	Materiais e métodos.....	70
7.2.3.	Geologia local.....	70
7.2.4.	Geoquímica.....	74
7.2.5.	Conclusões.....	86
7.3	Geoquímica da Formação Corumbataí no município de Santa Rosa de Viterbo (SP)	
	88	
7.3.1.	Introdução.....	88

7.3.2.	Materiais e Métodos	90
7.3.3.	Geologia Local	90
7.3.4.	Geoquímica	92
7.3.5.	Conclusões	103
7.4	Geoquímica da Formação Corumbataí no município de Mineiros (GO).....	105
7.4.1.	Introdução.....	105
7.4.2.	Materiais e Métodos	107
7.4.3.	Geologia Local	107
7.4.4.	Geoquímica	117
7.4.5.	Conclusões	126
8	DISCUSSÕES E INTEGRAÇÃO DOS DADOS.....	128
9	CONCLUSÕES.....	136
	Bibliografia.....	138

1 INTRODUÇÃO

A Formação Corumbataí é uma unidade sedimentar pelítica a psamo-pelítica depositada no período Permiano ($298,9 \pm 0,15$ M.a. até $251,902 \pm 0,024$ M.a.), que aflora na forma de um arco delgado que margeia as bordas leste e norte-noroeste da Bacia do Paraná. Trata-se de uma unidade com grande importância econômica, principalmente para a região centro-leste do Estado de São Paulo, onde é usada como matéria-prima para a produção de revestimentos no Polo Cerâmico de Santa Gertrudes (região produtora que engloba os municípios de Rio Claro, Santa Gertrudes, Cordeirópolis, Araras, Limeira, Ipeúna, Iracemápolis e Piracicaba), considerado o maior polo cerâmico da América Latina.

Por este motivo, esta unidade foi bastante estudada desde sua definição inicial (ANDRADA E SILVA; ANDRADA, 1827), sendo que o auge das pesquisas sobre sua paleobiocronologia, estratigrafia, sedimentologia e gênese se deu na primeira metade do século XX, principalmente mediante relatórios de pesquisa de órgãos como a Comissão Geográfica e Geológica, o Ministério de Minas e Energia (MME), e o Departamento Nacional de Produção e Pesquisa Mineral (DNPM). Os últimos trabalhos relevantes em termos de discussões genéticas da unidade foram os de Almeida e Barbosa (1953) e Landim (1970), sendo que este último se trata de relatório final de pesquisa da Divisão de Geologia e Mineralogia do DNPM.

Na segunda metade do século XX, e início do século XXI, a Formação Corumbataí na região dos municípios de Santa Gertrudes (SP) e Araras (SP) se destacou como matéria prima diferenciada para produção de revestimentos, tendo baixo custo de exploração, baixo custo de transporte, e sendo adequada para a utilização em um processo pioneiro de produção cerâmica no Brasil: a produção por “via seca” (MOTTA *et al.*, 2001), o que fez com que as pesquisas neste período convergissem para análises relacionadas aos processos, condições e propriedades cerâmicas. Neste período, este tipo de abordagem permitiu utilizar métodos analíticos até então não usuais no campo da petrologia sedimentar, como a análise litogeoquímica e a qualificação/quantificação de argilominerais, dados estes que, até o momento, não haviam sido reaproveitados para outros propósitos senão a engenharia dos materiais.

Assim, embora o estudo de bacias sedimentares tenha evoluído consideravelmente após a década de 1980, com a apresentação em periódicos internacionais de novas abordagens e metodologias para avaliação de sequências bacinais, o conhecimento acerca da Formação Corumbataí permaneceu suspenso em torno das considerações apresentadas quase um século antes, muitas das quais representam certos sofismas estabelecidos pelos pontos de vista da época. Dentre as novas abordagens que foram concebidas ao longo do século XX, está a

abordagem geoquímica, associada à análise criteriosa da mineralogia, da textura e das estruturas presentes nas rochas sedimentares, em macro-, meso- e microescalas. Esta abordagem, acima de tudo, fornece dados complementares que podem corroborar ou refutar as interpretações genéticas baseadas principalmente nas texturas e estruturas das rochas sedimentares, feitas em épocas anteriores, e tem a capacidade de fornecer um conjunto de informações mais completo do que as relações de campo e de mineralogia básica. De posse destas informações, é possível abordar diversas etapas da constituição da unidade, a depender do conjunto analítico a ser avaliado, incluindo contextos pré-, sin- e pós-deposicionais, em fases pré-, sin- e pós-diagenéticas.

As lacunas mais importantes percebidas no conhecimento acerca da Formação Corumbataí são a proveniência dos sedimentos que lhe deram origem, as condições climáticas atuantes na área-fonte e na bacia, a geomorfologia do terreno em que esta unidade se depositou, e as relações espaciais entre as diversas regiões aflorantes principalmente nos estados de São Paulo e de Goiás. Esta última surge das complicações na correlação estratigráfica entre as sequências aflorantes, devido à sua maior área de exposição no Estado de São Paulo estar associada à formação de altos estruturais, e à ausência de mapeamentos de detalhe no Estado de Goiás. Também a Formação Corumbataí é cronocorrelata a outras unidades sedimentares correspondentes nos estados da região Sul, sendo que estas ainda necessitam ser investigadas para que se estabeleça maiores parâmetros de correlação além da idade e das relações de contato.

Levando em consideração estes fatos, este trabalho visa, através da caracterização mineralógica e litogeoquímica da Formação Corumbataí, preencher algumas das lacunas no conhecimento acerca desta unidade sedimentar, possibilitando identificar as características da(s) rocha(s) fonte(s) que lhe deram origem, estabelecer relações genéticas e estratigráficas entre as diversas áreas de exposição desta Formação, e caracterizar as possíveis implicações genéticas das características composicionais observadas nesta unidade nos dias atuais.

2 OBJETIVOS

2.1 OBJETIVOS GERAIS

Este trabalho se propôs a elucidar a proveniência e os processos pré-, sin e pós-deposicionais que deram origem à Formação Corumbataí nos estados de São Paulo e de Goiás, permitindo tecer considerações acerca da gênese, paleogeografia e paleoclima desta unidade, estabelecendo correlações entre seções aflorantes nos estados de São Paulo e de Goiás.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

São objetivos específicos desta tese:

- Apresentar as características químicas e mineralógicas da Formação Corumbataí, estabelecendo comparação entre diferentes seções aflorantes;
- Apresentar dados mineralógicos e geoquímicos, utilizando diagramas que indiquem características químico-mineralógicas e genéticas das rochas fontes da unidade;
- Apresentar características do intemperismo em épocas passadas e recentes sobre a Formação Corumbataí.

Os dados relevantes apresentados estão organizados na forma de artigos, cuja publicação em revistas indexadas também constitui um dos objetivos específicos deste trabalho.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

A pesquisa foi realizada em três etapas: i) aquisição de dados provenientes da literatura; ii) aquisição de dados complementares relevantes para atender aos objetivos da tese; e iii) integração, interpretação e elaboração de textos científicos. A etapa i) incluiu a compilação de dados bibliográficos e a integração de dados cartográficos, enquanto a etapa ii) foi constituída de trabalhos de campo, amostragem e análises laboratoriais. As etapas são detalhadas a seguir.

3.1 AQUISIÇÃO DE DADOS DA LITERATURA

3.1.1. Compilação de dados bibliográficos

Foram compilados textos referentes à Formação Corumbataí no Brasil desde sua primeira denominação nas primeiras décadas do século XX até os últimos trabalhos publicados no século XXI. Dados litogeoquímicos e isotópicos obtidos da literatura foram compilados e utilizados para reavaliação geoquímica das seções estudadas. Também foram consultados trabalhos de cunho regional sobre a Bacia do Paraná e compilações publicadas em livros e periódicos, organizados de forma a compreender a evolução da Plataforma Sul-americana durante a deposição das unidades fanerozoicas, especialmente a partir do Eopermiano.

Textos específicos de caráter técnico-científico foram consultados durante todo o período de desenvolvimento da pesquisa, sobre métodos, equipamentos e investigações sobre os assuntos apresentados neste volume. As bases de dados consultadas foram o sistema Athena de gestão de bibliotecas da UNESP, *Geoscience World*, *Scencedirect*, *Researchgate*, *Google Scholar* e a base de dados de periódicos CAPES.

3.1.2. Integração de dados cartográficos

As bases de dados georreferenciadas do Instituto Brasileiro de Geografia Estatística (IBGE) e do Serviço Geológico Nacional (CPRM) foram utilizadas como referência para a geração de mapas geológicos integrados das regiões de estudo. As bases de litoestratigrafia e geologia da CPRM, dados de mapeamento dos projetos RADAMBRASIL (1981, 1983) e do Programa Levantamentos Geológicos Básicos (PLGB - MOREIRA *et al.*, 2008), e as folhas topográficas em escala 1:100.000 de Rio Verde (IBGE, 1974), Rio Verdinho (IBGE, 1975a), Montividiu (IBGE, 1976a), Jataí (IBGE, 1975b), Serra Azul (IBGE, 1977a), Ribeirão Invernadinha (IBGE, 1976b); Serra do Caiapó (IBGE, 1976c), Portelândia (IBGE, 1976d) e Mineiros (IBGE, 1977b), foram utilizados para auxiliar as etapas de campo e coleta de amostras

no estado de Goiás. No estado de São Paulo, além das bases de dados georreferenciadas do IBGE e da CPRM, foram utilizados dados litoestratigráfico e geológicos da CPRM (2016), e bases topográficas em escala 1:50.000 de Rio Claro (IBGE, 1969a), Araras (1969b), Piracicaba (1969c) e Limeira (1983). Os dados cartográficos foram integrados utilizando o software ArcGIS 10.5, e as versões finais dos mapas apresentados na tese foram elaboradas com a utilização da suíte de aplicativos Corel Draw! X8.

3.2 AQUISIÇÃO DE DADOS COMPLEMENTARES

3.2.1. Trabalhos de campo e amostragem

A aquisição de dados de campo e a amostragem foram conduzidos entre janeiro de 2016 e maio de 2019, sendo realizados trabalhos de campo, com mapeamento de superfície, durante cinco dias nas áreas de estudo localizadas no estado de Goiás, e dez dias nas áreas de estudo no estado de São Paulo. Foram analisados dez perfis, sendo quatro em Cesário Lange (SP), dois em Rio Claro (SP), dois em Santa Rosa de Viterbo (SP), um em Montividiu (GO) e um em Mineiros (GO), dos quais foram coletadas, no total, mais de cento e cinquenta amostras para ensaios laboratoriais. A estas amostras coletadas, somaram-se amostras da Formação Corumbataí pertencentes ao acervo do Museu de Minerais, Minérios e Rochas “Prof. Dr. Heinz Ebert”, e amostras de projetos anteriores executados pelo Grupo de Pesquisa Qualidade em Cerâmica do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM) do Instituto de Geociências e Ciências Exatas (IGCE) da Unesp (Campus de Rio Claro).

3.2.2. Análises laboratoriais

3.2.2.1. *Petrografia*

Setenta e cinco (75) lâminas delgadas e trinta e duas (32) lâminas polidas confeccionadas a partir de amostras coletadas em trabalhos de campo nas formações Corumbataí e Serra Alta foram descritas, respectivamente, à luz transmitida, e à luz transmitida e refletida. Também foram compiladas descrições petrográficas de mais de cem seções delgadas obtidas de trabalhos efetuados pelo Grupo de Pesquisa Qualidade em Cerâmica nos últimos 20 anos. As lâminas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação do DPM/IGCE/UNESP – Campus de Rio Claro.

Desta etapa de trabalho, obteve-se descrições de feições texturais e estruturais, bem como do conteúdo mineral e fóssil das formações Corumbataí e Serra Alta, estabelecendo

relações genéticas entre os componentes clásticos e outros componentes autógenos, sendo estes classificados quanto a sua origem em diagenéticos ou hidrotermais. A análise petrográfica teve como intuito nortear etapas de geoquímica, e incluiu, além das seções confeccionadas para o propósito desta pesquisa, a análise de 8 lâminas delgadas de rocha pertencentes ao acervo do Museu de Minerais, Minérios e Rochas Prof. Dr. Heinz Ebert, e de coleções de lâminas delgadas provenientes de pesquisas anteriores realizadas pelo Grupo de Pesquisa Qualidade em Cerâmica.

3.2.2.2. *Litogeoquímica*

Análises químicas de 276 amostras da formação Corumbataí provenientes da região de Rio Claro (SP) foram compiladas dos arquivos do Grupo de Pesquisa Qualidade em Cerâmica, e a elas somaram-se mais 30 análises da mesma região realizadas durante esta pesquisa. Também foram analisadas 28 amostras do estado de Goiás, 31 amostras da região de Cesário Lange e 18 amostras da região de Santa Rosa de Viterbo. Das amostras analisadas durante o desenvolvimento da pesquisa, um total de 73 amostras, somadas às 276 análises compiladas, foi selecionado para as discussões apresentadas neste trabalho.

As análises foram realizadas por fluorescência de raios X (FRX), espectrometria de massa por plasma indutivamente acoplado (ICP-MS) e espectrometria de emissão atômica com plasma indutivamente acoplado (ICP-OES), para obtenção de dados litogeoquímicos de elementos maiores, menores, traços e terras raras (ETR). As análises por FRX foram executadas pelo Laboratório de Litogeoquímica do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM) da UNESP, campus de Rio Claro. As análises por ICP-MS e por ICP-OES, por sua vez, foram realizadas pelo laboratório SGS Geosol Ltda. Outras amostras compiladas de projetos anteriores foram analisadas pelos mesmos métodos, em sua maioria pelo laboratório ACME Analytical Lab (Vancouver, Canadá).

3.3 INTEGRAÇÃO, INTERPRETAÇÃO E FINALIZAÇÃO

3.3.1. **Organização dos dados e interpretação dos resultados**

Nesta pesquisa foi obtido um grande volume de dados, sendo estes então integrados na forma de tabelas, mapas, diagramas e gráficos escolhidos de acordo com o objetivo de cada investigação proposta, a fim de gerar os produtos esperados. Estes produtos foram formatados e organizados de forma a compor artigos científicos. Nesta etapa foram utilizados os softwares de geoquímica MINPET 2.02 (RICHARD, 1995), PETROGRAPH 2 beta dic2007 (PETRELLI

et al., 2005) e GCDKit (JANOŠEK *et al.*, 2006), estatístico Tinn-R (FARIA, 2012) e de produção gráfica CorelDraw! X8.

3.3.2. **Elaboração da tese**

O documento final da tese foi elaborado na forma de texto introdutório, seguido de resultados, interpretações, discussões e conclusões apresentadas na forma de artigos científicos que serão submetidos para publicação em revistas indexadas. Ao final os dados dos trabalhos individuais foram resumidos em discussões e conclusões gerais para as quatro principais seções analisadas.

4 ÁREAS DE ESTUDO

4.1 REGIÕES DE OCORRÊNCIA DA FORMAÇÃO CORUMBATAÍ NO BRASIL E UNIDADES CRONOCORRELATAS

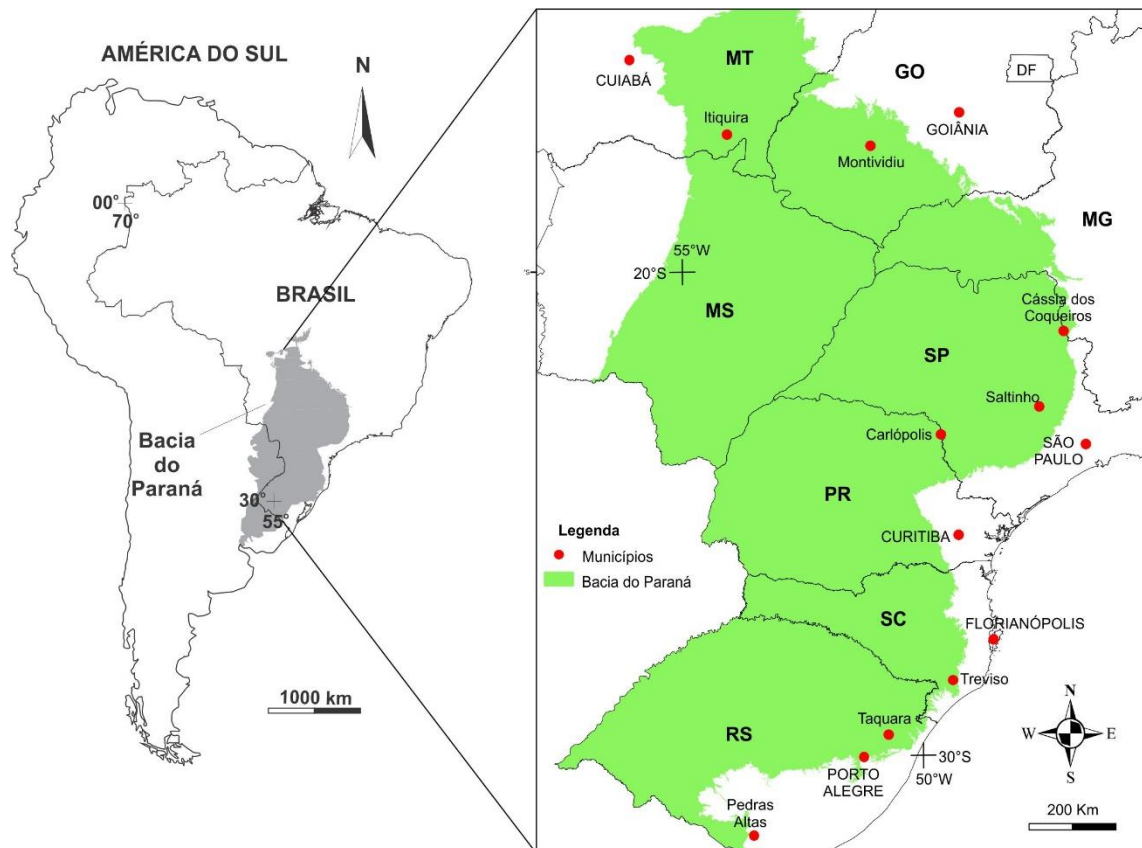
A Formação Corumbataí, também denominada Estrada Nova segundo alguns autores, é constituinte do Grupo Passa Dois na Bacia do Paraná, e é considerada correlacionável com as formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto, e ao Subgrupo Estrada Nova. Segundo CPRM (2016), a Formação Corumbataí ocorre, no 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 (Figura 4.1).

As unidades correlatas, por sua vez, restringem-se ao sul do Estado de São Paulo e aos estados da região Sul do Brasil. A Formação Serra Alta ocorre entre Saltinho e Taquarituba no Estado de São Paulo, e entre Carlópolis (PR) e Treviso (SC) na região Sul. A Formação Teresina, por sua vez, estende-se de Saltinho (SP) a Treviso (SC), onde dá lugar ao chamado Subgrupo Estrada Nova até Meleiro (SC) (CPRM, 2016). Por último, a Formação Rio do Rasto aparece nas referências territoriais de CPRM (2016) a partir de Taguaí (SP), estendendo-se por uma faixa aproximadamente contínua até Santa Rosa do Sul (SC), voltando a aflorar em Taquara (RS), em exposições contínuas ao longo de toda a borda da Bacia do Paraná até Pedras Altas (RS).

As regiões com melhores exposições da Formação Corumbataí no Estado de São Paulo são o Alto Estrutural de Pitanga, principalmente em cavas para exploração de argila desta e de calcário da Formação Irati subjacente, e em lavras no município de Santa Rosa de Viterbo, em que a Formação Corumbataí se deposita logo acima de estromatólitos atribuídos à Formação Irati. No Estado de Goiás, a melhor exposição da Formação Corumbataí ocorre em lavras para a exploração de siltitos e calcários, respectivamente das formações Corumbataí e Irati, na região dos municípios de Montividiu e Mineiros. O melhor perfil de afloramento da Formação Corumbataí entre os estados de Mato Grosso e Goiás, por sua vez ocorre entre as regiões de Portelândia (GO) e Alto Garças (MT). Já a Formação Serra Alta tem sua melhor exposição no Estado de São Paulo ao longo de cortes de estrada na região de Pereiras – Cesário Lange. No Estado do Paraná, a seção com melhores exposições das formações Serra Alta e Teresina ocorre na região dos municípios de Irati e Rebouças (CPRM, 2016). Dado a grande extensão das

formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto, as ocorrências destas unidades na região Sul do Brasil não foram incluídas neste estudo.

Figura 4.1 – Mapa de localização da Bacia do Paraná na América do Sul, com a indicação dos municípios brasileiros que servem como referência para a área de afloramento da Formação Corumbatá e de suas unidades correlatas.



Fonte: Elaborado pelo autor. Modificado de CPRM (2006) e IBGE (2013).

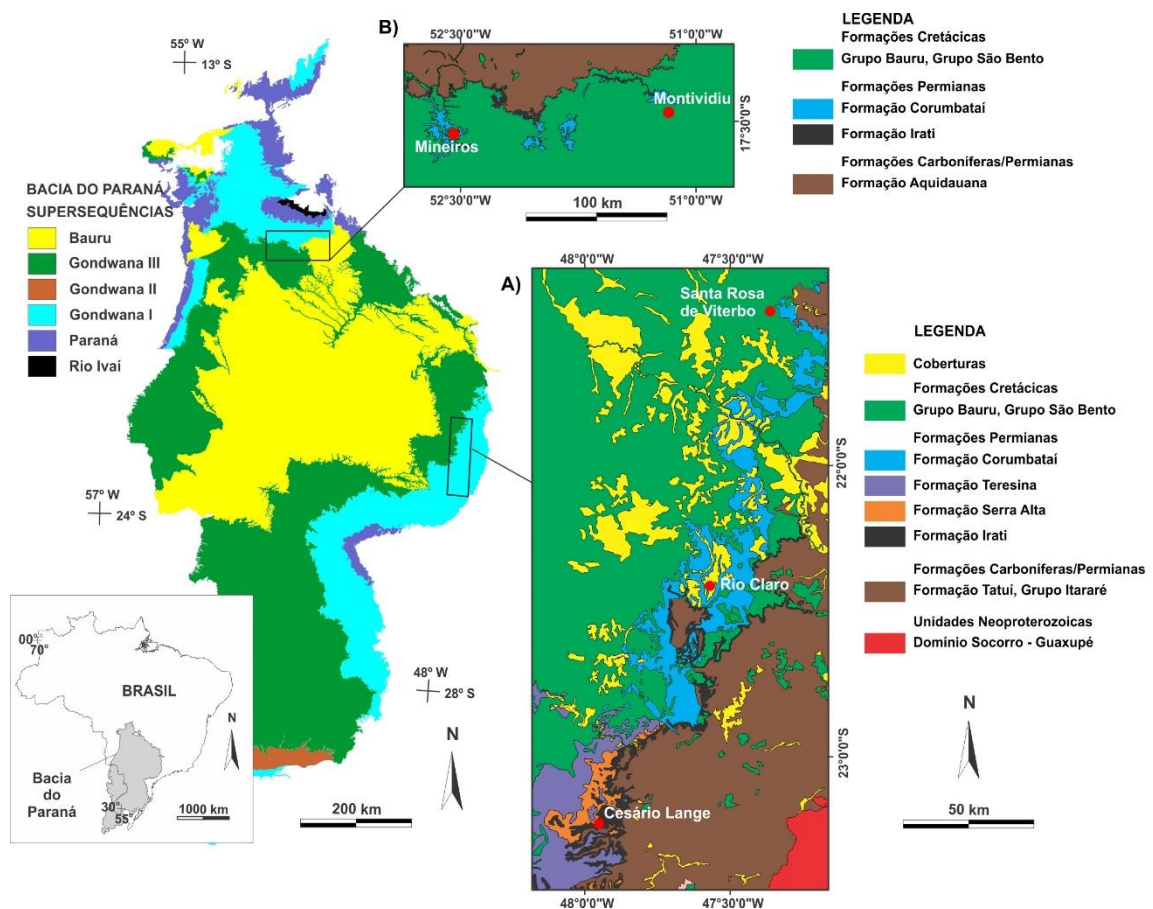
4.2 CRITÉRIOS PARA A SELEÇÃO DAS ÁREAS ALVO DA PESQUISA

Foram estabelecidos como critérios para a seleção das áreas de pesquisa: i) representatividade da coluna estratigráfica; ii) feições características não abordadas quanto à sua gênese em pesquisas anteriores; iii) sequências aflorantes com boa distribuição espacial, capazes de permitir aquisição de dados de mapeamento; iv) sequências com características bastante distintas em termos de sedimentação; v) regiões em que fosse possível observar o contato com a Formação Irati subjacente, utilizado nesta pesquisa como horizonte-guia.

As áreas-alvo selecionadas foram: a região do Alto Estrutural de Pitanga, entre os municípios de Rio Claro e Piracicaba (SP); a região de Santa Rosa de Viterbo (SP); a região de

Cesário Lange, onde afloram sedimentos da Formação Serra Alta (Figura 4.2A); a região dos municípios de Rio Verde e Montividiu (GO), onde são descritas ocorrências claras do contato entre as formações Irati e Corumbataí; e a região dos municípios de Mineiros e Portelândia (GO), considerada a região com a maior espessura da Formação Corumbataí aflorante na região centro-oeste (Figura 4.2B).

Figura 4.2 – Mapa da Bacia do Paraná, com indicação das áreas alvo de estudo. A) Estratigrafia da Bacia do Paraná simplificada de acordo com as Supersequências (Milani, 1997); B) Mapa geológico regional dos município estudados no estado de São Paulo; C) Mapa geológico regional dos município estudados no estado de Goiás.



Fonte: Elaborado pelo autor. Modificado de CPRM (2006) e IBGE (2013).

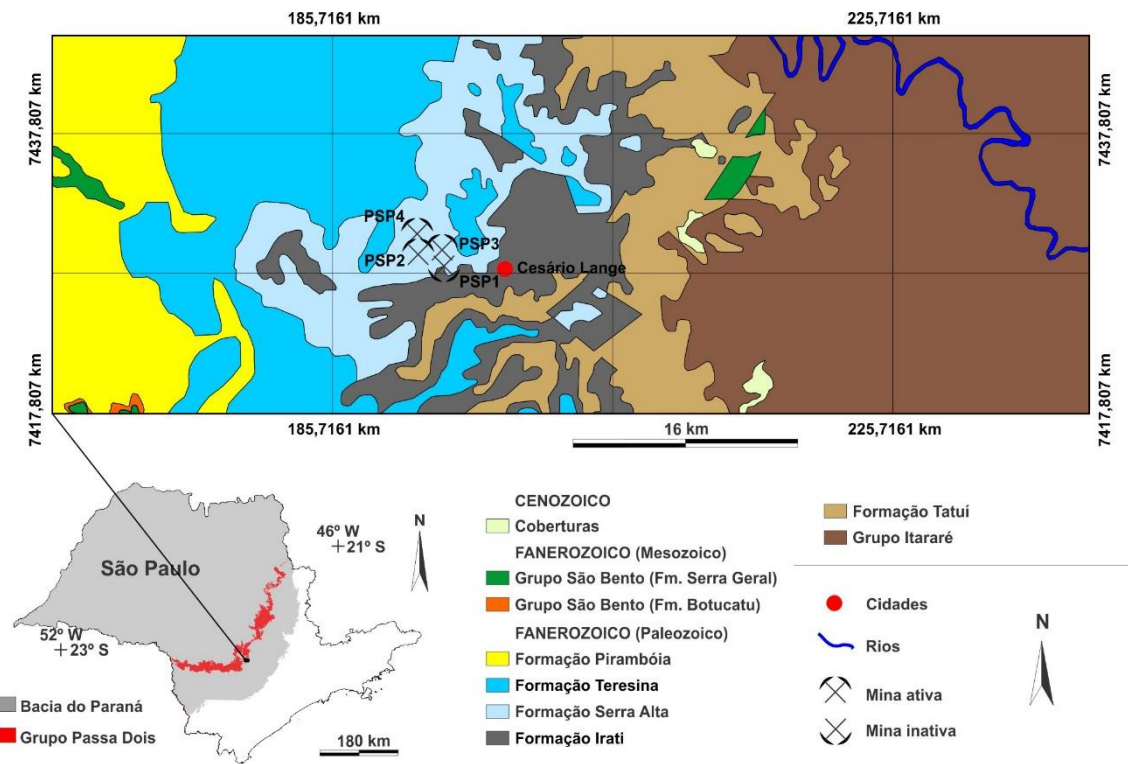
4.3 LOCALIZAÇÃO E ASPECTOS FISIAGRÁFICOS DAS ÁREAS SELECIONADAS

4.3.1. Região de Cesário Lange (SP)

Os afloramentos estudados na região do município de Cesário Lange correspondem a frentes de lavra ativas ou desativadas para extração de siltitos/argilitos, e pontos intermédios

entre as frentes de lavra, localizados entre as zonas 22K e 23K, entre as coordenadas UTM 804222,01m e 199711,97m E, e 7427463,53m e 7429545,90m S. Os afloramentos correspondem ao que seria considerada a Formação Serra Alta do Grupo Passa Dois, que naquela região é sobreposta diretamente por rochas associadas à Formação Terezina. Considerando que se estabelece uma correlação direta entre a Formação Serra Alta e a base da Formação Corumbataí (CPRM, 2004), esta região foi escolhida por representar então o que seria a maior espessura do estrato basal da unidade no estado de São Paulo. O acesso à área se dá pela rodovia SP-141, que liga o município de Tatuí, a 127 km sul do município de Rio Claro, à cidade de Cesário Lange, e posteriormente, cerca de 5 km a partir da cidade, pela Rodovia Prefeito Benedito de Oliveira Vaz, à direita desta rodovia (Figura 4.3).

Figura 4.3 – Localização da área de estudo na região do município de Cesário Lange no estado de São Paulo, com a indicação das minas estudadas.



Fonte: Elaborado pelo autor. Modificado de CPRM (2004).

Cesário Lange pertence à Região Metropolitana de Sorocaba, Mesorregião de Itapetininga e Microrregião de Tatuí, com uma área total de 190,189 km², inseridos na Unidade de Gerenciamento de Recursos Hídricos de Sorocaba/Médio Tietê (UGRHI 10). O clima é subtropical Cfa segundo a classificação de Köppen-Geiger (1900), caracterizado por clima temperado, sem estação seca, e com verão quente. Localiza-se no domínio geomorfológico da

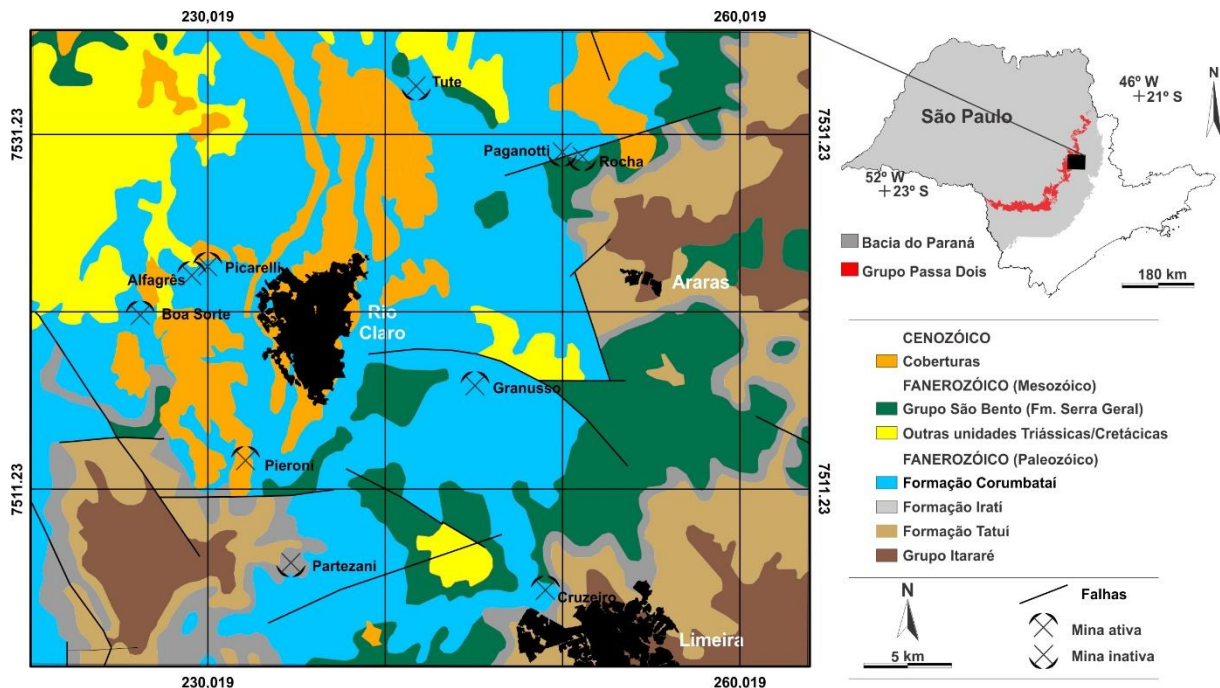
Depressão Periférica Paulista (ALMEIDA, 1964), caracterizada por altitudes entre 500 e 650m, baixa amplitude do terreno, assim como declividades baixas a moderadas, com predomínio de colinas de topo amplo, tabulares e convexas (ROSS; MOROZ, 1997), e possuía vegetação original de matas, capoeiras e cerrado.

4.3.2. Região de Rio Claro (SP)

Nesta região, os afloramentos estudados localizam-se na zona 23K entre as coordenadas UTM 204238,08m e 270947,94m E, e 7531091,94m e 7486832,80m S, englobando partes dos municípios de Rio Claro, Ipeúna, Charqueada, Limeira, Araras, Santa Gertrudes, Cordeirópolis e Piracicaba. Em sua maioria, correspondem a pedreiras ativas ou desativadas de extração de siltitos/argilitos ou calcários, a partir das unidades correspondentes ao Grupo Passa Dois (Formações Irati e Corumbataí). Trata-se de uma região com fácil acesso por conta das malhas rodoviárias estadual e municipal que conectam os municípios, além de estradas particulares que servem ao transporte do minério para as indústrias de transformação. As principais vias são a Rodovia Washington Luis (BR-364), a SP-191, que liga Rio Claro a Araras, Ipeúna e Charqueada, SP-316 que liga Rio Claro a Santa Gertrudes e Cordeirópolis e então à BR-050 em direção a Limeira, e SP-127 de Rio Claro a Piracicaba (Figura 4.4).

O município de Rio Claro localiza-se na mesorregião de Piracicaba, e na microrregião de Rio Claro, com uma área total de 498,422 km², dos quais 28,3500 km² correspondem à área urbana (IBGE, 2015). O clima da região é do tipo tropical de altitude Cwa segundo a classificação de Köppen-Geiger (1900), caracterizada por verões chuvosos e invernos secos, e temperatura média superior a 22°C durante o mês mais quente (FEHIDRO, 2014). Pertence à Unidade de Gerenciamento de Recursos Hídricos 05 (UGRHI 05), e localiza-se na bacia hidrográfica do Rio Corumbataí, assim como os municípios de Charqueada, Ipeúna, Santa Gertrudes e Piracicaba, que também pertencem a esta área de estudo. Esta região está inserida no contexto geomorfológico da Depressão Periférica Paulista (ALMEIDA, 1964). As regiões de afloramento das unidades do Grupo Passa Dois apresentam morfologia de topos arredondados com declividade suave, vertentes convexas e caracterizadas pela baixa densidade de drenagem, uma vez que as unidades componentes desta feição apresentam baixa permeabilidade e, portanto, alta taxa de escoamento superficial. As poucas drenagens que persistem sobre estas unidades são escavadas, e apresentam planícies aluvionares de pequena extensão.

Figura 4.4 – Localização da área de estudo na região do município de Rio Claro no estado de São Paulo, com indicação das minas estudadas.



Fonte: Elaborado pelo autor. Modificado de Zanardo *et al.* (2006) e CPRM (2004).

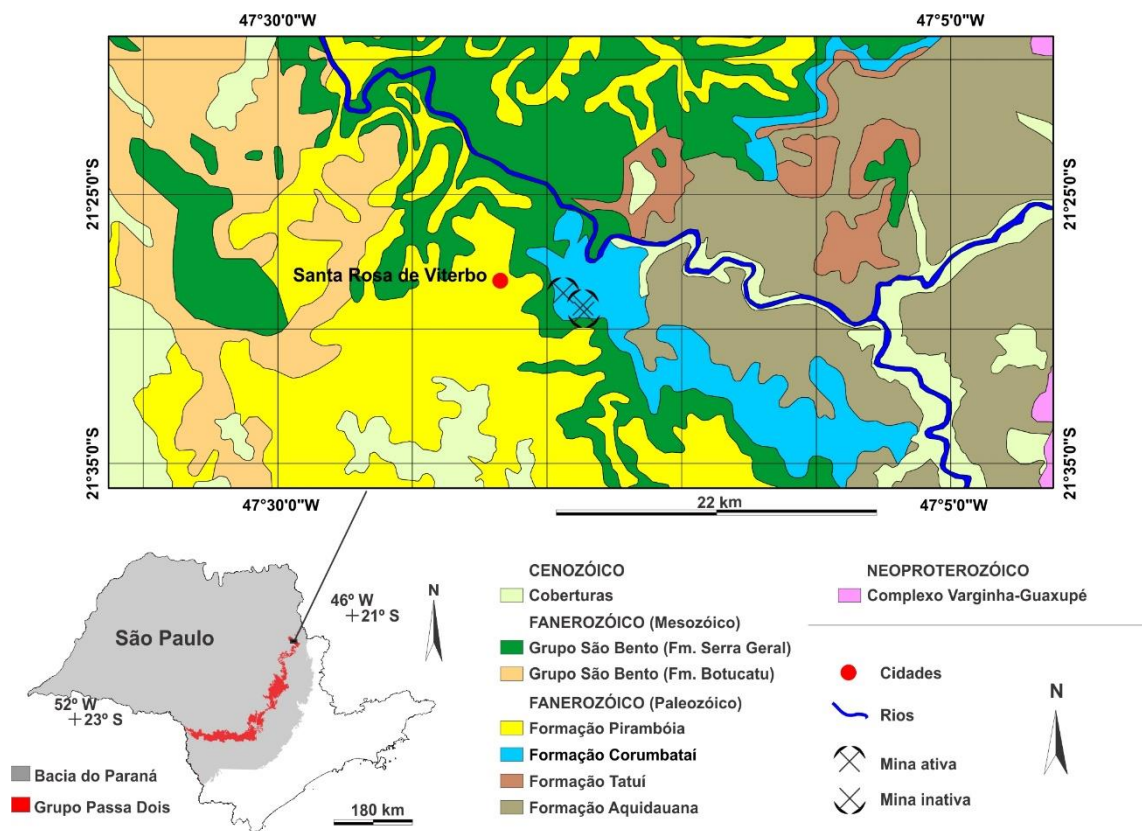
4.3.3. Região de Santa Rosa de Viterbo (SP)

Os afloramentos visitados no município de Santa Rosa de Viterbo (SP) correspondem ao extensamente documentado campo de estromatólitos atribuídos à Formação Irati (MASSOLI, 1980; SUGUIO *et al.*, 1985), aflorantes na mineração de calcário PH7 neste município, sobrepostos por sedimentos atribuídos à Formação Corumbataí. Esta área localiza-se na zona 23K entre as coordenadas UTM 25881,22m E e 260198,99m E de longitude, e 7622415,89m S e 7621498,87m S de latitude, cerca de 5km a leste de Santa Rosa de Viterbo. O único acesso à área se dá a partir da SP-253 na área urbana do município, seguindo pela Av. São Paulo, até a Rua Mauro de Andrade Marangone, conectada a uma estrada municipal não nomeada que leva até a área de extração da mineração PH7 (Figura 4.5).

O município de Santa Rosa de Viterbo localiza-se na região metropolitana de Ribeirão Preto, com uma área total de 289,669 km², dos quais cerca de 6 km² correspondem à área urbana (IBGE, 2015). Os principais cursos d'água no município são o Rio Cubatão e o Rio Pardo, e a classificação climática segundo Köppen-Geiger (1900) é do tipo subtropical Cfa, ou seja, úmido com precipitação significativa em todos os meses do ano, sem inverno ou estações secas definidas, com temperaturas médias anuais nunca superiores a 20°C, e com a temperatura média

do mês mais frio nunca inferior a 0°C. Localiza-se em sua maioria no domínio geomorfológico denominado de Província das Cuestas Basálticas segundo Almeida (1964), apresentando na realidade interface com o domínio geomorfológico da Depressão Periférica Paulista, gerando relevos escarpados (FERREIRA; FERREIRA, 2014). Apresenta predominantemente feições de terreno muito similares àquelas observadas na região de Rio Claro, também devido às características de afloramento das unidades do Grupo Passa Dois.

Figura 4.5 – Localização da área de estudo na região do município de Santa Rosa de Viterbo no estado de São Paulo, com a indicação das minas estudadas.



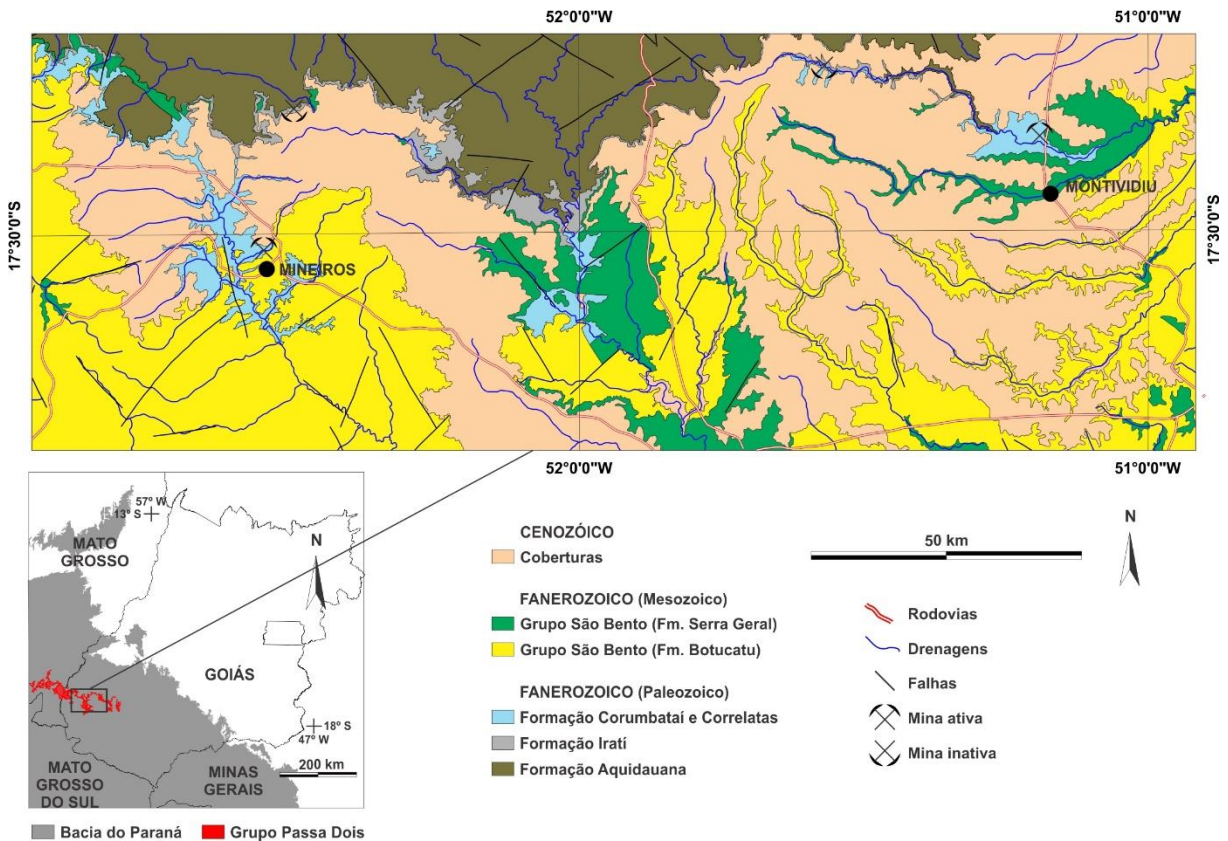
Fonte: Elaborado pelo autor. Modificado de CPRM (2004).

4.3.4. Região de Rio Verde-Montividiu-Mineiros (GO)

O município de Rio Verde fica a 232km a sudoeste da capital do estado, Goiânia, pela BR-060, e cerca de 49km a sul do município de Montividiu, ao qual se conecta pela GO-174. Na área de abrangência destes municípios, localiza-se a área de estudo, na zona 22K, compreendida entre as coordenadas 450541,51m E e 544099,58m E de longitude, e entre 8097065,09m S e 8023582,23m S de latitude (Figura 4.6). Nesta região, contudo, o acesso a

áreas de afloramento é menos abundante do que nas regiões pertencentes ao Estado de São Paulo, principalmente pela baixa densidade de vias públicas de acesso e de estradas secundárias entre os municípios, além da maior distância entre centros urbanos.

Figura 4.6 - Localização da área de estudo na região do município de Mineiros - Montividiu, no estado de Goiás, com indicação das minas estudadas.



Fonte: Elaborado pelo autor. Modificado de CPRM (2004).

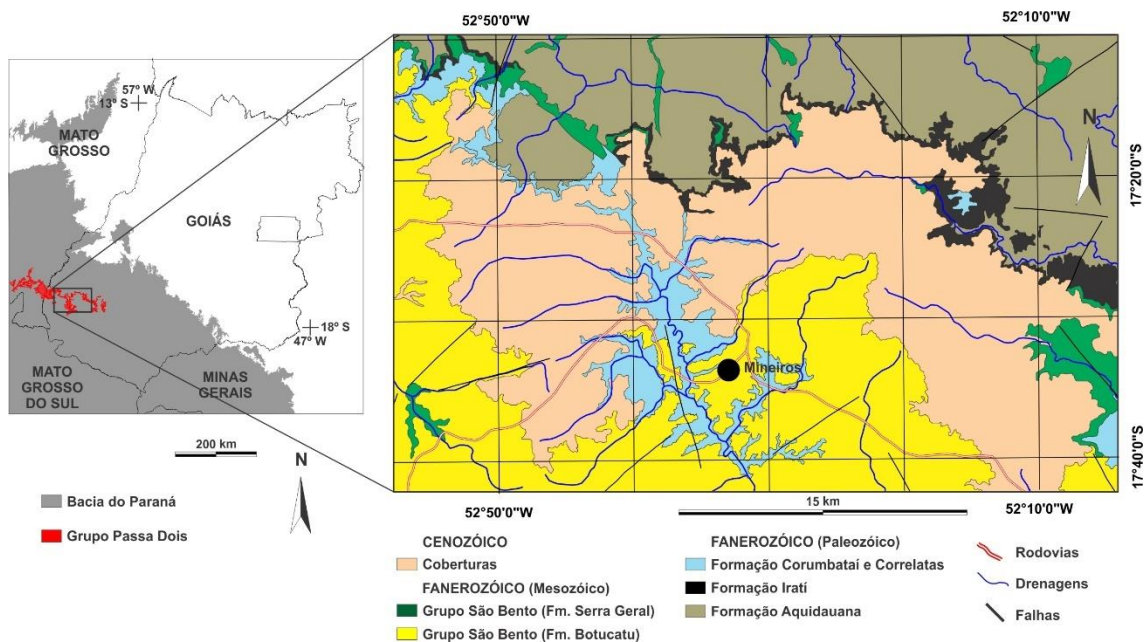
Localiza-se administrativamente na mesorregião do Sul Goiano, e na microrregião do Sudoeste de Goiás (IBGE, 2008), e possui uma área total de 8.388,295 km², dos quais aproximados 40 km² correspondem à área urbana. Segundo Ab'Saber e Costa Jr. (1950, *apud* PENA, 1975), o sudoeste goiano, área que abrange tanto as regiões de Rio Verde quanto de Mineiros, pertence quase inteiramente às áreas tropicais de continentalidade pronunciada, cujas características climáticas implicam em um longo período chuvoso na primavera e no verão, intercalado a um longo período seco no outono e no inverno, o que seria, segundo estes autores, característico dos chapadões do interior do Planalto Brasileiro. Segundo Pena (1975), a classificação climática de Köppen-Geiger (1900) desta região seria do tipo Aw. Estas regiões,

segundo Mamede et al. (1983), pertencem ao domínio geomorfológico de Planaltos e Chapadas da Bacia Sedimentar do Paraná.

4.3.5. Região de Mineiros-Portelândia (GO)

A partir de Rio Verde (GO), o acesso ao município de Mineiros (GO) se dá pela GO-050, passando por Jataí (GO), num percurso de 195km em direção ao oeste. Este se localiza a aproximados 33km da cidade de Portelândia, que também integrou a área investigada nesta região, compreendida na zona 22K entre as coordenadas UTM 317407,20m E e 346532,33m E de longitude, e latitude entre 8081451,58m S e 8050837,12m S (Figura 4.7). Também o acesso a áreas de afloramentos é influenciado pela baixa densidade de vias públicas e de estradas secundárias, assim como na região de Rio Verde-Montividiu. O clima, a geomorfologia e os aspectos hidrográficos desta região são similares àqueles observados na região de Rio Verde-Montividiu (MAMEDE *et al.*, 1983).

Figura 4.7 - Localização da área de estudo na região do município de Mineiros, no estado de Goiás.



Fonte: Elaborado pelo autor. Modificado de CPRM (2004).

5 FUNDAMENTOS DE GEOQUÍMICA DE ROCHAS SEDIMENTARES

Do final do século XIX até então, os métodos de análise química de substâncias sólidas evoluíram significativamente, desde a criação de procedimentos efetivos para diluição total das amostras, passando pelo refinamento dos limites de detecção de elementos maiores, menores, traços e elementos terras raras, até os últimos avanços na precisão das técnicas de análise química pontual (*in situ*).

Na primeira década do século XX, trabalhos pioneiros de geoquímica de rochas foram publicados (como por exemplo PROUST *et al.*, 1907; WELLS, 1908; HARKER, 1909; FINLAYSON, 1909), abordando de maneira talvez não inédita, mas sistemática, as interpretações genéticas e evolutivas possíveis de serem obtidas através de análises químicas de rocha total. Em princípio, a Litogeoquímica serviu ao propósito de classificar rochas ígneas e suas variações ao longo da cristalização, tendo seu escopo expandido posteriormente para a análise comparativa de rochas metamórficas em terrenos de médio e alto grau metamórficos, e finalmente sendo aplicadas ao campo das rochas sedimentares.

Trabalhos do início do século XX, como os de Daly (1909) e de Hillebrand (1919), já iniciaram as discussões acerca da interpretação paleoambiental da composição química global de rochas sedimentares. Pettijohn (1957) apresentou as primeiras considerações sistemáticas acerca da composição química global de rochas sedimentares, principalmente com intuito de reconhecer e classificar as fontes dos sedimentos originais. Mas foi a partir de trabalhos como os de Klován e Billings (1967), Crook (1974), Bhatia (1981; 1983a,b; 1985), Bhatia e Taylor (1981) e Bhatia e Crook (1983; 1986), que estas interpretações passaram a englobar o contexto tectônico das áreas fontes e também da deposição.

Embora seja uma técnica relativamente antiga de análise e interpretação de rochas sedimentares, a Litogeoquímica ainda não se consagrou no ramo da petrologia sedimentar. Esta técnica demanda certos cuidados com a coleta das amostras, na seleção destas para análise e na sua preparação, para que os resultados sejam representativos apenas da composição das rochas fontes e das condições tectono-deposicionais no momento da sedimentação, excluindo a contribuição de elementos bióticos e diagenéticos. A inclusão destes componentes, no entanto, pode ser utilizada em outras interpretações genéticas, como a composição das águas conatas, o paleoambiente para a fauna e a flora, as condições físico-químicas durante a diagênese ou efeitos hidrotermais, e as características climáticas nas áreas fontes e na bacia sedimentar.

Por este motivo, a litogeoquímica de rochas sedimentares ainda subsidia inúmeras discussões e reinterpretações do método, sendo que cada grupo de dados em cada litotipo considerado fornecerá um conjunto de informações muito próprio, ao contrário das rochas ígneas ou metamórficas. Nestas últimas, devido à homogeneidade dos processos genéticos, as interpretações dos dados litogeoquímicos apresentam um caráter geral, sendo possível obter, na maioria das vezes, as mesmas informações para todos os litotipos, independentemente de suas particularidades.

5.1 CLASSIFICAÇÃO GEOQUÍMICA DE ROCHAS SEDIMENTARES

A composição de rochas pode ser expressa grosseiramente pela soma dos elementos químicos que constituem os minerais presentes na rocha. Em geral, é possível estabelecer componentes minerais predominantes, e componentes minerais secundários, acessórios ou traços. Tomando como exemplo um basalto toleítico (no sentido de ROSENBUSCH, 1887, *apud* LE MAITRE, 2002), temos como minerais predominantes os plagioclásios (em sua maioria labradorita/bytownita) e os clinopiroxênios (principalmente augita/pigeonita), que compõem normalmente 95-99% da rocha. Acessórios possíveis são olivina, titanita, outros clinopiroxênios, ortopiroxênios, clinoanfíbolios, apatita, ilmenita, magnetita, iddingsita, zeólitas, carbonatos, quartzo e outros, sendo que estes raramente chegam a perfazer mais de 5% da composição volumétrica da rocha. Os minerais predominantes são minerais denominados “formadores de rochas”, e sua presença abundante é suficiente para classificar e denominar a maioria dos litotipos. Desmembrando quimicamente estes minerais essenciais, no caso do basalto toleítico (Tabela 1), temos:

Tabela 1 - Composição química média (elementos maiores em % de peso) de fases minerais constituintes de rochas basálticas.

Espécie mineral	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Augita	51,20	0,91	3,01	2,46	5,32	-	15,48	20,73	0,34	-
Pigeonita	50,56	0,58	1,41	0,12	23,17	0,54	16,10	7,05	0,26	0,23
Labradorita	55,59	-	28,30	-	-	-	-	10,38	5,73	-
Bytownita	50,54	-	31,70	-	-	-	-	14,36	3,40	-

Análises de química mineral compiladas de Deer et al. (1981, 1997);

- Traços correspondem a elementos não analisados pelo autor.

Considerando um fragmento hipotético de basalto toleítico que possua apenas um cristal de cada mineral citado, todos com as mesmas dimensões e ocupando o mesmo volume, e não possua nenhum tipo de mineral secundário ou acessório, podemos afirmar que este fragmento será quimicamente constituído das mesmas proporções volumétricas de elementos maiores das

fases minerais formadoras de rocha. Ao comparar esta composição idealizada (Tabela 2) com os valores médios obtidos na análise de rochas toleíticas (WILSON, 2007), observa-se que a composição real destas reflete de forma muito próxima aquela idealizada através da mineralogia, à exceção de variações menores que 5% provavelmente derivadas de minerais traços.

Tabela 2 – Composição química de referência para toleítos/basaltos toleíticos (WILSON, 2007) em comparação à média idealizada de composição de um basalto toleítico a partir da composição de seus minerais essenciais.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	TiO ₂	TOTAL
Idealizado*	51,97	16,1	7,89	13,13	2,43	0,05	0,65	7,12	0,13	0,37	99,84
TAI ⁽¹⁾	51,90	16,00	6,77	11,80	2,42	0,44	-	9,56	0,17	0,80	99,86
TIO ⁽²⁾	50,51	13,45	7,41	11,18	2,28	0,49	1,78	9,59	0,17	2,63	99,49
TDC ⁽³⁾	50,01	17,08	7,84	11,01	2,44	0,27	-	10,01	0,14	1,00	99,80

* composição esperada para um basalto toleítico de acordo com a composição de elementos maiores de seus constituintes minerais formadores de rocha.

(1) toleíto de arco de ilhas (JAKES; WHITE, 1972 *apud* WILSON, 2007)

(2) toleíto de ilhas oceânicas (BASALTIC..., 1981 *apud* WILSON, 2007)

(3) toleítos de derrames continentais (BASALTIC..., 1981 *apud* WILSON, 2007)

Após o intemperismo físico, a composição global de elementos maiores do sedimento derivado desta rocha será similar à composição da rocha-mãe, obtendo então assinatura geoquímica de rocha ígnea básica que teria dado origem a este sedimento. Já no intemperismo químico, os processos de lixiviação e reprecipitação contribuem para modificações na composição química global de elementos maiores tanto da rocha fonte quanto dos sedimentos originados desta (NESBITT; YOUNG, 1989; MCLENNAN, 1993; WILSON, 2007). Assim, há concentração ou redução de determinados elementos químicos na amostra de acordo com o seu grau de mobilidade geoquímica, sendo que este é dependente das condições físico-químicas do ambiente gerador da erosão, do transporte, do tipo de bacia e do ambiente tectônico durante a deposição. Nestas condições, a análise de rochas sedimentares através do conteúdo de elementos maiores só apresenta resultados satisfatórios caso seja claro que as rochas-fonte não sofreram intemperismo químico significativo, e que a bacia não tenha possibilitado condições físico-químicas capazes de remover elementos maiores.

Sendo assim, a classificação geoquímica de rochas sedimentares através de elementos maiores se baseia nos fatores de mobilidade destes em relação a outros elementos maiores considerados menos móveis, e que são removidos no processo intempérico a uma taxa constante segundo uma razão conhecida. A mobilidade de elementos maiores em condições ambientais é discutida por diversos autores (como por exemplo THORNBUR, 1992), sendo que, em geral, a solubilidade de minerais silicáticos, a 25°C, 1 bar e pH entre 5-9, obedece à sequência dos

processos de hidrólise parcial (remoção de álcalis – sequencialmente Na_2O , CaO e K_2O) e alitização (remoção parcial ou total da sílica – SiO_2), restando elementos menos móveis como Al_2O_3 , MnO , $\text{FeO}_T/\text{Fe}_2\text{O}_{3T}$ e TiO_2 .

Por este motivo, os diagramas de classificação de rochas siliciclásticas utilizam em geral razões-base de SiO_2 (mais móvel) em relação a Al_2O_3 (menos móvel), de Na_2O (mais móvel) em relação a K_2O (relativamente menos móvel), e de Fe_2O_3 (relativamente menos móvel) em relação a K_2O (relativamente mais móvel). A composição química global das rochas sedimentares também é levada em conta ao escolher a razão adequada para classificação, uma vez que Na_2O e CaO são constituintes de carbonatos, fosfatos, plagioclásios e montmorillonitas, K_2O é constituinte de feldspatos potássicos e illitas/micas potássicas, Fe_2O_3 é constituinte de óxi-hidróxidos coloidais e micas ferríferas, e tanto o SiO_2 quanto o Al_2O_3 são constituintes essenciais dos minerais formadores de rochas sedimentares terrígenas, sendo o primeiro removido durante o processo de intemperismo químico intenso, concentrando o segundo.

Dentre os diagramas existentes para a classificação de rochas sedimentares, os mais recomendados são o diagrama ternário do tipo $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{H}_2\text{O-MgO/CaO/CO}_2$ (MASON, 1952) e binários do tipo $\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ versus $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ (PETTIJOHN *et al.*, 1973) ou $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ versus $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ (HERRON, 1988). O primeiro diagrama binário é recomendado para classificação de arenitos, enquanto o segundo diagrama é recomendado para classificação de sedimentos terrígenos incluindo arenitos, grauvacas e folhelhos, sendo que este último também pode fornecer informações para rochas submetidas a processos intempéricos. O diagrama de Herron (1988) prevê um terceiro eixo, que acrescenta a componente CaO , para classificação conjunta de rochas terrígenas e carbonáticas.

5.2 ASSINATURAS GEOQUÍMICAS DE ROCHAS SEDIMENTARES

Além da classificação, a manipulação de dados referentes ao conteúdo em elementos químicos de rochas sedimentares fornece um panorama mais específico dos processos aos quais tanto a rocha fonte quanto os sedimentos foram submetidos sincronicamente à deposição. Para isto, a seleção dos grupos químicos que serão tratados deve ser feita de acordo com as informações que se deseja obter, dentre informações paleoclimáticas, tectônicas, diagenéticas ou pós-diagenéticas. Sabendo-se que elementos maiores são mais móveis do que elementos traços ou elementos terras-raras, é possível reconstruir o processo gerador das rochas sedimentares sob análise através do uso de razões elementares de rocha total, adotando os elementos mais adequados para cada interpretação pretendida. Segundo Rollinson (1983), as

rochas sedimentares que melhor preservam a assinatura de suas fontes são siltitos, argilitos e folhelhos, devido à concentração de elementos pouco móveis na estrutura dos argilominerais. Sendo assim, embora os teores possam ser influenciados pelo intemperismo, a razão final dos elementos traços e terras raras se preserva, sendo possível observar o padrão final da distribuição elementar como indício das condições pré-sedimentação.

Seguindo a premissa da baixa mobilidade de elementos traços, estes são classificados em dois campos: elementos de alto campo de força (HFSE – *high field strenght elements*) e elementos litófilos de raio iônico grande (LILE – *large ion litophile elements*), sendo os primeiros representados por íons pequenos com valência grande, e os últimos representados por íons grandes com valência pequena. A mobilidade dos HFSE é muito menor que a dos LILE, pois aqueles se acomodam na estrutura dos minerais através de ligações fortes e, devido ao seu tamanho reduzido, podem se acomodar em poliedros de coordenação 4 ou 6, enquanto estes ocupam espaços grandes em coordenação 6, 8 ou 12, dividindo suas cargas residuais e fazendo assim ligações mais fracas. A variação nos conteúdos de LILE em relação aos HFSE é uma das características que pode ser observada para avaliar os processos anteriores à sedimentação, pois uma maior concentração de HFSE deve indicar que a rocha mãe passou por algum tipo de processo de remoção de LILE, que não o intemperismo (sendo que este tem potencial para remoção eficiente apenas de elementos maiores), usualmente processos hidrotermais ou metamórficos. A avaliação das variações dos conteúdos de LILE e HFSE em rochas sedimentares pode ser feita utilizando diagramas do tipo *Spider*.

Outra avaliação que pode ser feita em relação aos elementos traços é a comparação entre as razões de elementos característicos de rochas ígneas básicas, intermediárias e ácidas, uma vez que rochas ácidas tendem a concentrar U, Th, Nb, Ta, Zr e Hf, por exemplo. As rochas básicas, por sua vez, não possuem afinidade com estes elementos, sendo enriquecidas em elementos como Sc, Ni e Cr. A variação das razões em diagramas binários como o de McLennan et al. (1993) podem dar indícios da ocorrência ou não de mistura de litotipos nas áreas fontes de uma unidade sedimentar, o que pode também ser compreendido como um processo de reciclagem de sedimentos, a depender dos indícios mineralógicos e estratigráficos observados nos afloramentos analisados.

Com relação aos elementos terras raras (ETR), estes são divididos em elementos terras raras leves (ETRL) e pesados (ETRP), sendo que os primeiros são maiores e mais móveis, e os últimos são menores e menos móveis. Pertencem à série dos lantanídeos na tabela periódica, e possuem baixa mobilidade em relação a qualquer outro grupo de elementos, concentrando-se nos perfis de alteração principalmente em óxidos-hidróxidos, carbonatos, fosfatos e

filossilicatos. Assim como os elementos traços, supõe-se que os elementos terras raras sejam muito pouco móveis, e mesmo que sejam removidos e seus teores fundamentais se alterem, as razões entre estes elementos e as proporções relativas entre grupos de ETRL e ETRP se manterão estáveis. Para analisar este grupo de elementos em rochas sedimentares, é possível fazer comparações diretas de suas variações em relação a elementos maiores, ou avaliar a distribuição e a correlação dos ETRs entre eles. Para isso se utilizam diagramas do tipo *Spider* (ROLLINSON, 1993), que representam as proporções de elementos terras raras em relação a uma média global, que no caso das rochas sedimentares pode ser escolhida entre NASC (*North American Shale Composite* – GROMET et al., 1984), PAAS (*Post Archean Australian Shales* – TAYLOR; MCLENNAN, 1981) ou UCC (*Upper Continental Crust* – RUDNICK; GAO, 2003), ou em relação a uma média de amostras de uma determinada bacia, região ou unidade.

Outros padrões médios globais podem ser utilizados na geração de diagramas do tipo *Spider*, dependendo da informação que se espere obter acerca das amostras a serem analisadas, incluindo padrões de ETR em condritos, manto inferior, manto superior, crosta continental inferior, e outros. No caso das rochas sedimentares, as comparações com estes tipos de padrões secundários, não representativos do contexto supracrustal, podem ser úteis na determinação das características de rochas fontes de natureza ígnea, uma vez que ETRL são mais enriquecidos em rochas ígneas ácidas, e ETRP são mais enriquecidos em rochas ígneas básicas. Da mesma forma, rochas fosfáticas têm maior afinidade com ETRs intermediários, enquanto carbonatos têm maior afinidade com ETRs extremos (os mais leves e os mais pesados).

5.3 DIAGRAMAS DISCRIMINANTES APLICADOS A ROCHAS SEDIMENTARES

Os diagramas discriminantes são sistemas de classificação elaborados com o uso de razões, equações e funções que visam minimizar os efeitos da heterogeneidade decorrente dos processos de sedimentação. Os diagramas discriminantes mais discutidos e aplicados nas pesquisas disponíveis na literatura são os diagramas discriminantes de ambientes tectônicos, a princípio aqueles gerados e sugeridos por Bhatia (1983; 1985), Bhatia e Crook (1983; 1986), Roser e Korsch (1986) e Roser e Korsch (1988). Estes diagramas, binários e ternários, utilizam-se fundamentalmente do princípio de mobilidade de elementos durante a sedimentação e o intemperismo, e de razões que discriminam características típicas de rochas geradas em diferentes contextos tectônicos, valendo-se principalmente de determinações empíricas para o estabelecimento de campos composicionais.

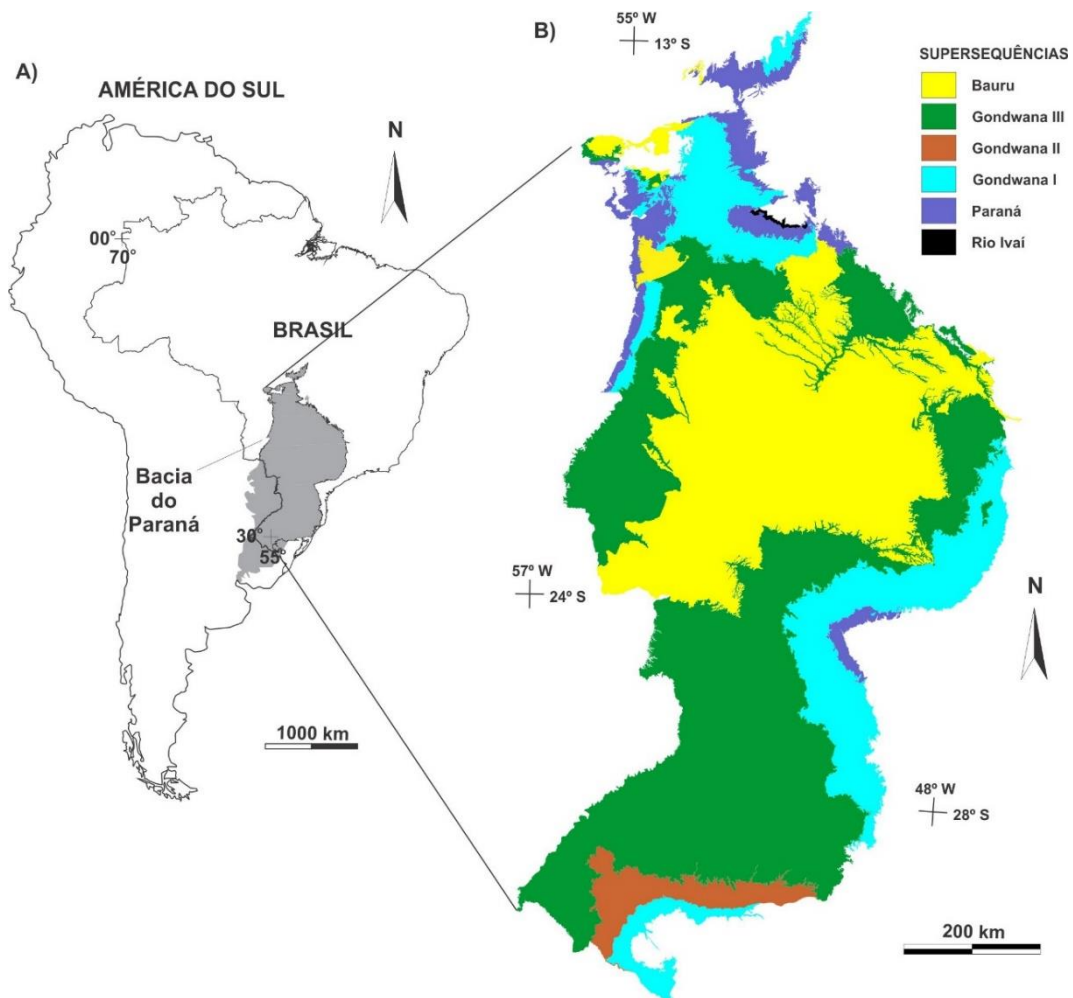
Estas situações não representam o contexto de toda bacia sedimentar analisada, uma vez que os processos utilizados como balizadores são atuais, e podem não refletir de maneira coerente a composição química de ambientes antigos, como o arqueano, o proterozoico ou mesmo o paleozoico, que são as áreas e rochas fontes esperadas para a sedimentação da Bacia do Paraná do final do Fanerozoico até o Mesozoico. Para a discriminação de ambientes tectônicos geradores das rochas fontes dos sedimentos, é possível, contudo, estabelecer critérios de validação dos resultados obtidos, avaliando a distribuição elementar de acordo com o comportamento geoquímico em sistemas tectono-magmáticos. Contudo, os diagramas discriminantes de ambientes tectônicos considerados os de melhor representatividade estatística da tectônica atuante nas situações bacinais de deposição são aqueles baseados em funções discriminantes, principalmente F1 *versus* F2 e F3 *versus* F4 (ROSER; KORSCH, 1986; 1988).

6 GEOLOGIA REGIONAL

6.1 BACIA DO PARANÁ

A Bacia do Paraná (Figura 6.1A) é uma sinéclise alongada na direção NNE-SSO, que recobre cerca de 1.100.000 km² do Brasil meridional, estendendo-se para o Paraguai, a Argentina e o Uruguai (Milani et al, 2007). É constituída pelo registro sedimentar descontínuo do Neo-Ordoviciano ao Neocretáceo, que foi subdividido por Milani (1997) em seis superseqüências: Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), Gondwana II (Meso a Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo). (Figura 6.1B).

Figura 6.1 – Localização da Bacia do Paraná e áreas de afloramento das Superseqüências (MILANI, 1997). A) Mapa da América do Sul, destacando o Brasil e a área de cobertura da Bacia do Paraná; B) Mapa das Superseqüências propostas por Milani (1997).



Fonte: Elaborado pelo autor. Modificado de CPRM (2004, 2006).

A Supersequência Rio Ivaí (ASSINE *et al.*, 1994) é constituída por três unidades litoestratigráficas: as formações Alto Garças, Iapó e Vila Maria, sendo estas unidades compostas por arenitos, conglomerados, diamictitos e folhelhos fossilíferos.

A Supersequência Paraná (PETRI; FÚLFARO, 1967) sobrejacente é constituída pelas formações Furnas, essencialmente arenosa, e Ponta Grossa, que consiste predominantemente de folhelhos e argilitos, com arenitos subordinados, e documenta o ciclo transgressivo-regressivo devoniano da Bacia do Paraná, sendo sobreposto pela Supersequência Gondwana I após cerca de 350 M.a. de hiato deposicional.

A Supersequência Gondwana I, por sua vez, compreende o Grupo Itararé e a Formação Aquidauana, os grupos Guatá e Passa Dois, e as formações Pirambóia e Sanga do Cabral (MILANI *et al.*, 2007). Estas unidades correspondem, da base para o topo, a sequências glaciais, periglaciais e de deglaciação (LAVINA; LOPES, 1987), substituídas por regimes marinhos restritos que gradam em regressão até os primeiros registros continentais fluviais e eólicos correspondentes à Formação Piramboia (MILANI *et al.*, 2007).

Após um curto hiato de aproximados 5 M.a. (MILANI *et al.*, 2007), deposita-se a Formação Santa Maria, de ocorrência restrita ao estado do Rio Grande do Sul, e que se constitui essencialmente de pelitos fossilíferos a vertebrados, associados a arenitos, em geral afossilíferos. Esta unidade constitui sozinha o que Milani (1997) denominou de Supersequência Gondwana II, e compreende um período atribuído à sedimentação fluvio-lacustre resultante de tectônica local.

A sequência Jurássica a Eocretácica representada pela Supersequência Gondwana III é constituída pelas formações Botucatu e Serra Geral, do Grupo São Bento, que correspondem respectivamente a arenitos eólicos e a derrames e intrusões de rochas básicas toleíticas e rochas intermediárias a ácidas subordinadas. Esta sequência registra a aridização do Supercontinente Gondwana, que culminou com o momento de abertura do Atlântico Sul, aumentando significativamente a espessura dos depósitos correspondentes à Bacia do Paraná.

Por último, a Supersequência Bauru encerra a história deposicional fanerozoica da Bacia do Paraná, com um conjunto de unidades (formações Rio Paraná, Goio Erê, Santo Anastácio, Uberaba, Vale do Rio do Peixe, Araçatuba, São José do Rio Preto, Presidente Prudente, Marília e os Analcimitos Taiúva – MILANI *et al.*, 2007) formados em ambientes continentais desérticos a semiáridos com influência vulcanogênica.

6.2 A PLATAFORMA SUL-AMERICANA E OS CICLOS DEPOSICIONAIS DA BACIA DO PARANÁ

Segundo Schobbenhaus e Brito Neves (2003), a Plataforma Sul-Americana corresponde a uma área cratônica (integrante da Placa Sul-Americana) cuja gênese se deu em era pré- (a partir do Eoarqueano – aproximadamente 4,0 B.a.) a sin-brasiliana (950 M.a.- 490 M.a., com o ápice da formação de orogenias entre 670 Ma e 550 Ma – SCHOBHENHAUS, 2001 *apud* WINGE *et al.*, 2019). Segundo estes autores a Plataforma Sul-Americana comportou-se como escudo para o desenvolvimento da orogenia Brasiliana, e posteriormente para as orogenias Famatiniana/Caledoniana, Herciniana, Variscana e Sinandina, sendo que, a partir do Fanerozoico, agiu principalmente como uma bacia de antepaís (representada pela Bacia do Paraná e outras entidades bacinais contemporâneas no território brasileiro), consolidando-se como uma entidade litosférica única, individualizada da placa anteriormente constituinte do Supercontinente Gondwana Ocidental, a partir do Maastrichtiano (72,1 ±0,2 M.a. - 66 M.a.).

Os principais eventos tectonossedimentares (Figura 6.2) documentados para esta bacia de antepaís se desenvolveram, segundo Milani e Ramos (1998), durante os ciclos Famatiniano (Ordoviciano a Devoniano) e Gondwânico (Carbonífero a Triássico), sendo que o primeiro compreendeu as orogenias Oclóyica (Meso a Neo-Ordoviciano) e Precordilheirana (Emsiano ao Givetiano), e o segundo as orogenias Chanica (Eocarbonífero) e Sanrafaélica (Neopermiano). Esta última (Orogenia Sanrafaélica) atuou na porção sul da América do Sul, afetando principalmente a Argentina e o Chile, aproximadamente concomitante com a Orogenia Gondwanides, que atuou nas partes sul e oeste do cráton Río de la Plata (MILANI; RAMOS, 1998; CAWOOD, 2005; KLEIMAN; JAPAS, 2009).

Milani e Ramos (1998) atribuem a configuração das Supersequências da Bacia do Paraná a estes ciclos orogenéticos marginais à borda oeste da Plataforma Sul-Americana, considerando que a principal feição que estabelece a separação entre os ciclos deposicionais é a presença de sequências sedimentares pelíticas, que representam superfícies de inundação máxima. Estas sequências apresentam idades concomitantes com as principais orogenias descritas, e são indicativas de subsidência do substrato deposicional, por conta da flexura em resposta aos esforços compressivos na colisão entre blocos crustais (MILANI; RAMOS, 1998).

totais da ordem de centenas a milhares de quilômetros quadrados. Geometricamente, sinéclises apresentam flancos pouco inclinados e bastante amplos. As sinéclises paleozoicas sul-americanas têm forma semi-circular a elíptica, e apresentam arcabouço estrutural e estratigráfico relativamente simples, somado à presença de enormes volumes de magma basáltico mesozoico.

Na literatura, as sinéclise são também denominadas bacias intracratônicas, por representarem depressões estabelecidas no interior continental de uma plataforma, neste caso, a Plataforma Sul-Americana (ALMEIDA *et al.*, 2000). Gabaglia e Milani (1990) consideram sinônimos os termos sinéclise e bacia intracratônica, mas como nem todas as bacias estabeleceram-se sobre crátons, outros autores adotaram o termo bacia intracontinental para caracterizá-las, a exemplo de Milani e Thomaz Filho (2000). Segundo Brito Neves (2011), a definição de sinéclise é:

[Sinéclise (Syncline, em inglês) – Bacia sedimentar intracratônica (remoto interior ou marginal) caracterizada por extensões de centenas de milhares e até milhões de quilômetros quadrados e possanças relativamente modestas (3 a 10 km). Corresponde ao “autogeossinclinal” dos autores da escola Kober-Stille-Aubouin e é estrutura típica das plataformas de todo o mundo (ao lado dos escudos e riftes). Elas são as principais armazenadoras de sequências sedimentares cratônicas, e pelo fato de terem mergulhos dirigidos para o centro da bacia, costumam apresentar notável quadro de bilateralidade de exposições de suas sequências nas suas bordas. Segundo Salop e Scheinmann (1969), em trabalho de revisão, é comum as sinéclises apresentarem, nos seus registros, certas dependências de espaço e tempo com áreas tectônicas ativas nas imediações. As sinéclises podem ter tido a sua instalação inicial em sistema de riftes precursores (ver Coilógenos) ou em linhas de intrusão máfico-ultramáficas (a maior densidade iniciaria o processo de subsidência). Podem apresentar várias feições estruturais internas (altos estruturais e magmáticos, domos associados com ígneas e evaporitos, estruturas push up etc). Na observação do detalhe, a identificação dessas estruturas cresce consideravelmente. As “anfíclises” são casos extremos de ativação tectônica (fase de ativação) e de transformação das sinéclises (fase de estabilidade ou ortoplataformal anterior). Ver IS; MS; Anfíclise.] (BRITO NEVES, 2011)

Apenas a título de curiosidade, e com o intuito de estabelecer comparação entre os conceitos, segue a definição de anfíclise, ainda segundo Brito Neves (2011):

[Anfíclise (Amphiclise) – Praticamente uma designação exclusiva da escola soviética (amphi – forma anelar + clise – mergulhos fortes das margens) para bacias sedimentares de estruturas e composição complexas, das fases tardias (de ativação das plataformas), tendo como paradigma a bacia de Tunguska. São assinaladas como características essenciais: i) bordas marginais arqueadas, complicadas por flexuras, falhas e outros distúrbios tectônicos; ii) associadas com a remoção de vastas massas de materiais ígneos de partes profundas do manto para a superfície, tendo estas vulcânicas papel significativo no preenchimento da própria bacia; iii) sistemas de falhas comuns, funcionando como condutos para a formação das “trapas” vulcânicas; iv) associadas com corpos subvulcânicos e corpos intrusivos ao longo de sua evolução. Esta é uma designação que não costuma aparecer na maioria das classificações de bacias sedimentares do mundo ocidental. Segundo esses autores

(p.ex. Muratov, 1972), as grandes bacias brasileiras/gondwânicas foram sinéclises no Paleozoico e transformadas em anfíclises no Mesozoico (por conta da ativação tectônica pós-Triássico).] (BRITO NEVES, 2011)

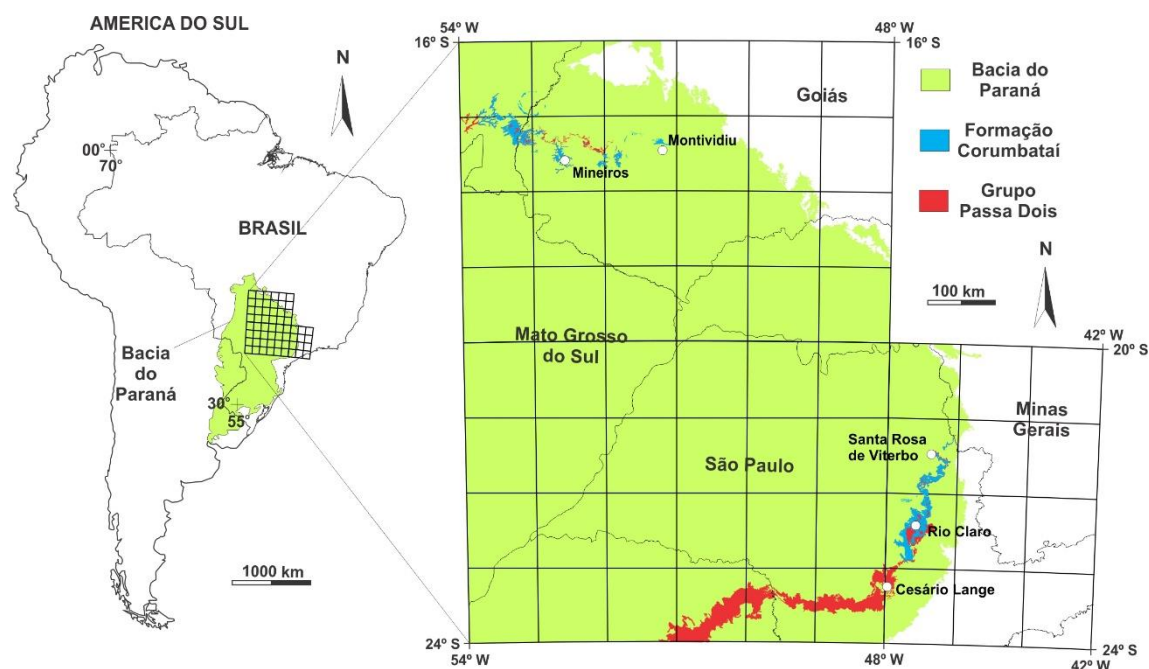
Nota-se que a essência da classificação da Bacia do Paraná como uma sinéclise parte da premissa que esta se estabeleceu sobre área cratônica e que, de alguma forma, possui associação íntima com áreas tectonicamente ativas adjacentes, além do mergulho constante das camadas em direção ao centro, como apresentado por Zalán *et al.* (1990). Com o rifteamento do Gondwana e abertura do Atlântico, a Bacia do Paraná sofreu diversas modificações resultantes principalmente do grande volume de magma que aportou na Bacia em derrames e intrusões, aumentando a carga litostática, deslocando grandes volumes de sedimentos/rochas sedimentares, abrindo espaço em um regime rúptil, e provocando assim o arqueamento das bordas marginais. Estas condições, são, a partir daquele momento, o termo extremo que se associa à palavra anfíclise. Neste texto, portanto, o termo sinéclise será utilizado para o período na evolução da Bacia do Paraná até o limite Permiano-Triássico, a partir de quando se iniciam os movimentos tectônicos intensos que permitiram que a Bacia pudesse assumir características de anfíclise. Esta distinção na nomenclatura não pretende modificar a classificação da Bacia, mas sim facilitar ao leitor a contextualização tectônica em comparação com as características paleoclimáticas e paleogeográficas correspondentes ao intervalo estudado.

Assumindo-se que as sinéclises sejam de fato bacias desenvolvidas sobre áreas cratônicas ao longo de sua evolução, e não bacias intracontinentais em seu sentido mais amplo, Bois *et al.* (1982, *apud* LEIGHTON *et al.*, 1990) admitem dois tipos de bacias intracratônicas: i) as que recobrem o embasamento cristalino, e ii) as que recobrem bacias mais antigas. Segundo Klein (1995), onze modelos diferentes de atuação de mecanismos geológicos são propostos na literatura para explicar a origem das bacias intracratônicas, sendo que a maioria dos modelos propostos, senão todos, têm em comum a atuação de algum tipo de motor térmico e a ocorrência de compensação de esforços intraplaca, quer por compensação da pressão litostática, por variações reológicas associadas a mudanças de estado predominantemente na base da crosta, ou mesmo por ativações ou reativações tectônicas interiores ou marginais às placas. Segundo Pereira *et al.* (2012), a origem proposta para as bacias intracratônicas brasileiras é a reativação tectônica ao longo de estruturas antigas, o que seria, portanto, o processo formador da Bacia do Paraná, além de se tratar de uma bacia que recobre, essencialmente, o embasamento cristalino pré-Brasiliano.

6.4 O PERMIANO NA BACIA DO PARANÁ

O episódio inicial de fragmentação do Supercontinente Pangea em direção ao estabelecimento do Supercontinente Gondwana corresponde à Supersequência Gondwana I, que compreende como unidades litoestratigráficas na Bacia do Paraná os grupos Itararé, Guatá e Passa Dois (MILANI *et al.*, 2007), sendo que a Formação Corumbataí, alvo deste estudo, pertence à última unidade citada, em conjunto com a Formação Irati (Figura 6.3).

Figura 6.3 – Área de afloramento do Grupo Passa Dois e da Formação Corumbataí nos estados do Sudeste e Centro-Oeste do Brasil, no domínio da Bacia do Paraná.



Fonte: Elaborado pelo autor. Modificado de CPRM (2006)

6.4.1. Grupo Passa Dois

6.4.1.1. Formação Irati

A Formação Irati, uma unidade neartinskiana (285 M.a. – 283,5 M.a.) de ambiente marinho restrito, é composta sucessivamente por siltitos e folhelhos do Membro Taquaral, e folhelhos betuminosos, calcários e evaporitos do Membro Assistência, registrando a circulação restrita de águas entre a Bacia do Paraná e o paleo-oceano Panthalassa (MILANI *et al.*, 2007). Esta sequência é sobreposta, principalmente em contato gradacional, pela “Formação Serra Alta” nos estados do Sul do Brasil, ou Formação Corumbataí no Sudeste e Centro-Oeste, que são unidades referidas por Milani *et al.* (2007) como um pacote de folhelhos resultantes da

decantação de argilas em um sistema marinho de baixa energia, indicando uma transgressão marinha sobre o “golfo Irati” (GAMA JR., 1979 *apud* MILANI *et al.*, 2007).

6.4.1.2. *Formação Corumbataí*

A Formação Corumbataí foi alvo de inúmeras pesquisas desde a década de 50, como as de Mendes (1952), Almeida e Barbosa (1953), Barbosa e Gomes (1958), Landim (1970), Gama Jr. (1979), Petri e Coimbra (1982), Petri e Fúlfaro (1983), Souza (1985), Suguio e Souza (1985) e Rohn (1994, 1997), cujos objetivos convergiram em sua maioria para a caracterização litoestratigráfica e identificação do paleoambiente deposicional desta formação. A composição mineralógica destas rochas foi analisada por Ramos e Formoso (1976) e Rodríguez e Quadros (1976), através de difração de Raios X aplicada a amostras de poços profundos.

A partir de 1996, impulsionadas pelo grande desenvolvimento da indústria cerâmica na região de Rio Claro-Santa Gertrudes, as pesquisas se voltaram para a cartografia geológica e para a caracterização mineralógica, textural e química das rochas que compõem a Formação Corumbataí, visando entender a influência destes atributos nas propriedades físicas da matéria-prima, durante o processo produtivo (MASSON, 1998; ZANARDO, 2003; CHRISTOFOLETTI, 2003; BERNARDES, 2005; COSTA, 2006; COSTA *et al.*, 2007; ROCHA, 2007; ROVERI *et al.*, 2007; ZANARDO *et al.*, 2006, 2009; ROCHA *et al.*, 2008; ROVERI, 2010; ROCHA, 2012, entre outros).

Segundo o Léxico Estratigráfico do Brasil (CPRM, 1984), o termo Série Corumbataí foi criado por Andrada e Silva e Andrada (1827), mas que, na realidade, é citado por estes autores apenas no descritivo do Rio Corumbataí, na região onde os irmãos Andrada dizem ter observado “pedra calcárea”, algumas das quais com “côr de fumo, xistosa, que parece formar um banco entre o xisto grauváquico de côr cinza”, obviamente descrevendo o que viria a ser a Formação Irati. Sobre a Formação Corumbataí, contudo, é notório que neste histórico trabalho foram descritas rochas que indicam sua ocorrência, mas de nenhuma forma foi atribuída denominação para as unidades.

Segundo Landim (1970), no entanto, o termo Corumbataí foi utilizado pela primeira vez em 1916, em um relatório da Comissão Geográfica e Geológica, para designar a mais superior das três camadas que, naquele período, os geólogos do estado de São Paulo atribuíam ao Permiano. Pacheco (1927) descreve esta “camada de Corumbataí” como sendo:

[uma série de camadas calcárias, arenosas e argilo-schistosas, alternadas com uma série de schistos betuminosos, com nódulos de sílex, alternando com calcários, também portadores de nódulos de sílex na base. Êstes calcários e schistos são portadores de uns fósseis característicos *Stereosternum tumidum* e *Mesosaurus brasiliensis*...][As camadas de schistos argilosos e arenosos, também como os calcários, que alternam as camadas, acima dêste horizonte, são portadores de fósseis vários, alguns dos quais caracterizam muito bem tais camadas como se no Permiano.] (PACHECO, 1927 *apud* LANDIM, 1970).

É claro, assim como o autor supracitado indica, que esta primeira descrição do que seria a Formação Corumbataí na verdade se refere ao que hoje é considerado em sua totalidade o Grupo Passa Dois no Estado de São Paulo, englobando, portanto, as Formações Irati e Corumbataí. No entanto, não fica claro se o Membro Taquaral da Formação Irati também está representado nesta descrição.

Em uma nota de rodapé escrita também por Pacheco em 1939, na tradução da obra de Washburne (1930), este coloca que:

[A Formação Corumbataí, dos geólogos paulistas, foi instituída para abranger tôda a série de folhelhos variegados, cinzento-escuro nos primeiros 70 a 100 metros, róseos, roxos e avermelhados a seguir, desde o tôpo do Irati até a base do Pirambóia, dada, na ocasião, a dificuldade em fazer correlação dessas camadas com as de Estrada Nova, do Sul. Mais tarde, foi verificado, por Florence e Pacheco, que a parte superior do Corumbataí corresponde com o Rio do Rasto, em excursão pelos mesmos levada a efeito nos estados sulinos. Mas, não tendo sido, até hoje, observadas em São Paulo quaisquer ocorrências geológicas que justificassem a sua fragmentação em duas formações, o nome continuará a ser mantido. O Irati figura apenas incorporado ao Corumbataí na Carta Geológica de São Paulo por conveniência cartográfica e não por que os geólogos paulistas o considerassem como parte dessa formação.] (PACHECO, 1939 *apud* LANDIM, 1970).

Moraes Rego (1930), ao descrever a “Serie Passa Dous” no estado de São Paulo, indica que esta “divide-se, mesmo a vista do que ficou exposto, em dois grupos – o inferior, o grupo Iraty; e o superior, o grupo Estrada Nova”. Como Moraes Rego (1930), naquele instante, comparava as seções expostas no Estado de São Paulo com séries análogas nos estados de Santa Catarina e Paraná, ainda havia indefinição quanto ao Grupo Estrada Nova e a Formação Corumbataí, sendo que o próprio Moraes Rego (1930) denomina a porção superior do grupo Estrada Nova como “Camadas Terezina”.

Segundo o Léxico Estratigráfico do Brasil (CPRM, 1984), a primeira utilização do termo “Estrada Nova” é atribuída a White (1906), que a descreve como “Schistos da Estrada Nova, pardos e matizados, com concreções quartzosas e camadas arenosas”, sobrepondo-se estratigraficamente ao “Schisto Negro de Iraty”. Gordon Jr. (1947, *apud* CPRM, 1984), por sua vez, subdivide a Formação Estrada Nova em membros Serra Alta e Teresina, da mesma forma

que hoje estas unidades, consideradas formações, são cronocorrelacionadas com a Formação Corumbataí.

A Formação Corumbataí aflora, no estado de São Paulo, ao norte do Rio Tietê, atingindo a espessura máxima de 130 metros nas imediações de Rio Claro, adelgaçando-se para norte, não ultrapassando 60 m nas proximidades de Leme e Pirassununga (LANDIM, 1970; SOARES; LANDIM, 1973). A espessura da Formação Corumbataí aflorante também diminui para sul, não chegando a 70 metros, na região de Piracicaba-Saltinho.

Ocorre disposta sobre a Formação Irati em contato nítido e gradativo (HACHIRO, 1996), bem exposto em várias minas na região de Rio Claro, onde a exploração da matéria-prima cerâmica ocorre em conjunto ou em substituição à do calcário dolomítico. Nestes afloramentos observa-se que no contato entre as duas unidades ocorre um pacote de estrutura rítmica, que raramente atinge um metro de espessura, formado por leitões de espessuras decimétricas a milimétricas. Na borda norte da Bacia do Paraná, entre Tambaú e Mococa (SP), esta unidade assenta-se diretamente sobre sedimentos da Formação Aquidauana por não deposição ou erosão das formações Tatuí e Irati (LANDIM, 1970; SOARES; LANDIM, 1973).

A Formação Corumbataí é sobreposta pela Formação Piramboia, aparentemente, em conformidade, porém existem controvérsias sobre a natureza do contato, que em alguns casos aparenta ser localmente gradacional (HACHIRO, 1996), enquanto em outros é erosivo, pelo menos regionalmente (LANDIM, 1970; SOARES; LANDIM, 1973; entre outros). Em alguns locais, como nos platôs localizados nas proximidades da cidade de Rio Claro, a Formação Corumbataí é diretamente coberta pela Formação Rio Claro, de idade cenozoica, e coberturas correlatas, exibindo contatos nitidamente erosivos (MELO, 1995; ZAINÉ, 2000).

Atualmente, a Formação Corumbataí é considerada como a unidade sedimentar indiferenciada que aflora a partir da região de Saltinho-Piracicaba no Estado de São Paulo, até o município de Alto Araguaia no Estado de Goiás e Itiquira em Mato Grosso, constituída por siltitos argilosos intercalados a esporádicas ocorrências de siltitos grossos a siltitos arenosos em direção ao topo, correspondendo a três ciclos transgressivo-regressivos de pequena expressão, com forte efeito térmico associado à fase de anfícise da Bacia do Paraná (MONTIBELLER *et al.*, 2015). Seu posicionamento estratigráfico utiliza como marco o contato com a Formação Irati subjacente, que segundo Zanardo *et al.* (2016) tem o contato marcado litologicamente por uma sequência de níveis rítmicos silto-arenosos com cimentação carbonática, níveis siltosos hematíticos também rítmicos, camada de siltitos cinza escuros contendo pequenos fragmentos de crustáceos, ou por uma suave transição concordante em grande parte dos afloramentos observados na Bacia.

O contato com a Formação Piramboia sobrejacente é geralmente erosivo, com a presença de níveis contendo fragmentos de siltito na base desta unidade, mas localmente pode apresentar-se gradacional, não sendo possível perceber a distinção entre os siltitos e os níveis arenosos típicos da Formação Piramboia, uma vez que os siltitos arenosos do topo da Formação Corumbataí confundem-se com os arenitos muito finos desta unidade (ZANARDO *et al.*, 2016).

Embora considerada indiferenciada, a Formação Corumbataí mantém o *status* de cronocorrelacionável às formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rastro, sendo que o pacote sedimentar denominado “Formação Corumbataí” seria o equivalente litoestratigráfico da Formação Teresina (MILANI *et al.*, 2007). A porção basal da Formação Corumbataí no Estado de São Paulo foi tentativamente correlacionada à Formação Serra Alta, assim como o topo desta formação foi correlacionado com a base da Formação Rio do Rastro (ROHN, 1994).

Na região do Alto Estrutural de Pitanga (centro-leste do Estado de São Paulo, entre os municípios de Piracicaba e Rio Claro), um dos aspectos mais marcantes é a ocorrência de rochas intrusivas básicas, na forma de *sills* e diques formando corpos que chegam a atingir espessuras superiores a 200 metros. Os corpos mais espessos provavelmente constituem lacólitos ou outras estruturas de complexidade similar (lopólitos, facólitos etc.), como já colocado por Bósio (1973) e Zalán *et al.* (1987). O grande volume de magma básico gerou metamorfismo de contato (GIRARDI *et al.*, 1978) e aparenta ter elevado de maneira generalizada a temperatura das formações geológicas constituídas por rochas impermeáveis, em especial das formações Irati e Corumbataí, influenciando de maneira marcante na evolução diagenética dessas unidades (ZANARDO, 2003; ZANARDO *et al.*, 2006; 2011; 2016; COSTA, 2006).

Em 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. As litologias atribuídas à Formação Corumbataí no Estado de Goiás, segundo Sousa Junior *et al.* (1983), ocorrem na forma de um arco descontínuo bordejando e sustentando as encostas da Serra do Caiapó, numa faixa que se estende de Alto Garças (MT) no sentido de Alto Araguaia, adelgaçando-se para leste. Nas regiões de Mineiros, Jataí e Rio Verde, contudo, a Formação Corumbataí ainda aflora condicionada à base de drenagens de grande expressão. As maiores espessuras registradas de exposição desta unidade ocorrem na região do Município de Mineiros, 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.

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 (SOUSA JUNIOR *et al.*, 1983). 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, em geral em tons de vermelho, róseo-arroxeadado, lilás, rosa esbranquiçado, verde e cinza, esverdeado ou avermelhado (SOUSA JUNIOR *et al.*, 1983).

Estratigraficamente, posiciona-se em contato discordante com a Formação Aquidauana subjacente em quase toda a extensão das encostas da Serra do Caiapó, e próximo ao município de Perolândia, também nas encostas da Serra do Caiapó, ocorrem 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 JUNIOR *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.

Os trabalhos mais detalhados sobre a Formação Corumbataí no Estado de Goiás são de Teixeira (1932), Almeida (1948), Gama Jr. (1979), Sousa Junior *et al.* (1983) e uma modesta bibliografia que se propôs a elucidar as características deposicionais do Grupo Passa Dois em toda sua extensão (por exemplo, LANDIM; FÚLFARO, 1972; SCHNEIDER *et al.*, 1974; PETRI; COIMBRA, 1982; PETRI; FÚLFARO, 1983; MENDES, 1984, e outros). Assim, a gênese da Formação Corumbataí no Estado de Goiás permanece com diversas lacunas, algumas mesmo referentes a questão 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. Estas lacunas, portanto, se alinham aos objetivos deste trabalho, que pretende elucidar determinadas características desta unidade sedimentar, tornando possível estabelecer correlações que favoreçam as discussões acerca da evolução do Permiano na Bacia do Paraná.

7 RESULTADOS

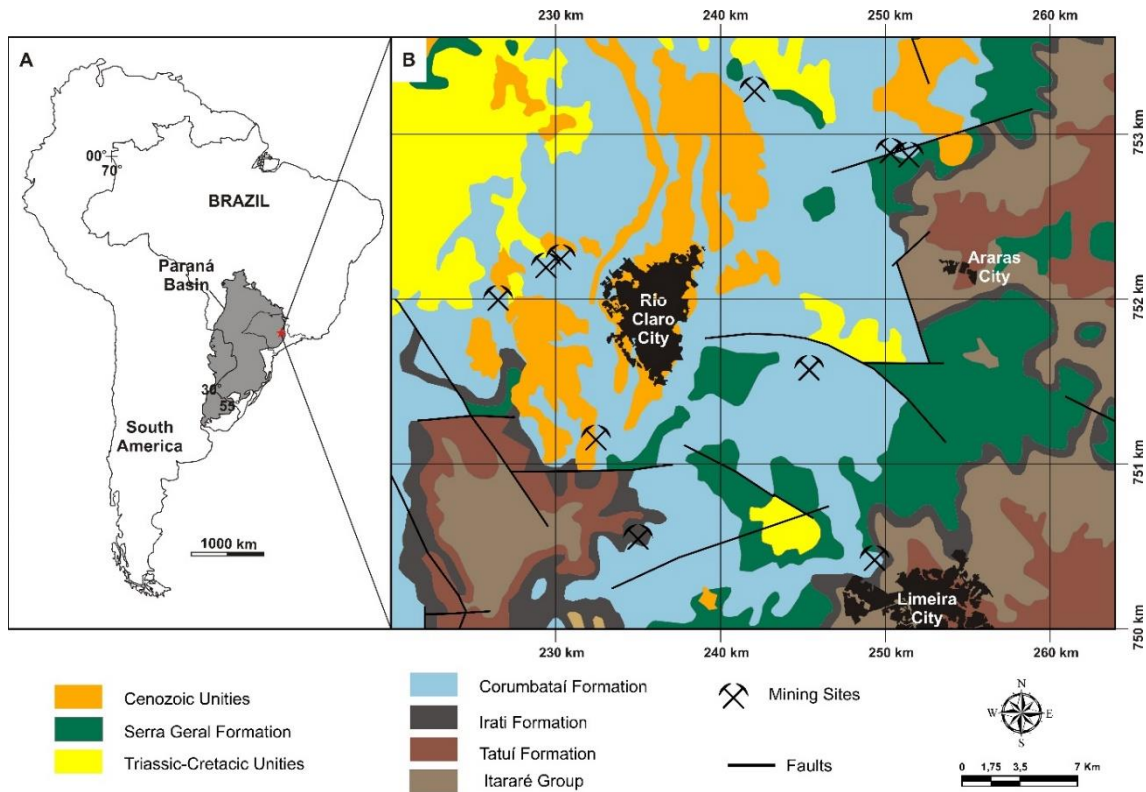
7.1 GEOCHEMISTRY OF THE PERMIAN CORUMBATAÍ FORMATION FROM THE PARANÁ BASIN, IN THE STATE OF SÃO PAULO, BRAZIL: INSIGHTS OF PROVENANCE, TECTONIC AND CLIMATIC SETTINGS

7.1.1. Introduction

The Paraná Intracratonic Basin (Fig. 7.1A) is a Paleozoic syncline with elongated shape in the NNE-SSO direction, located on the South American continent, occupying about an area of 1,700,000 km² distributed in part of southern Brazil, eastern Paraguay, northeast Argentina, and northern Uruguay (MILANI *et al.*, 2007). It comprises the discontinuous sedimentary record from the Upper Ordovician (450 Myr) to the Upper Cretaceous (65 Myr), subdivided by Milani (1997) into six Supersequences, i.e. Rio Ivaí (Caradocian-Landoverian), Paraná (Lochkovian-Frasnian), Gondwana I (Westphalian-Scythian), Gondwana II (Anisian-Norian), Gondwana III (Neo-Jurassic-Berriasian) and Bauru (Aptian-Maastrichtian). The first three Supersequences correspond to Paleozoic transgressive-regressive cycles, while the last three ones correspond to packages of continental sedimentary rocks and associated igneous rocks.

The Permian units of the Passa Dois Group comprise calcitic shales, bituminous shales and dolomitic limestones from the Irati Formation (WHITE, 1908b), and siltstones, claystones and very fine sandstones from the Corumbataí Formation (PACHECO, 1916), also called Estrada Nova (WHITE, 1906), which corresponds to the end of the Gondwana I Supersequence (MILANI, 1997), in a tectonic regime of subsidence by regional flexure, with sparse contributions of volcanic ashes (MILANI *et al.*, 2007). There are several studies about the Corumbataí Formation, more specifically in relation to sedimentary facies, paleontological and paleo-environmental proxies (WHITE, 1906; MENDES, 1952; ALMEIDA; BARBOSA; 1953; BARBOSA; GOMES, 1958; LANDIM, 1970; SOARES; LANDIM, 1973; GAMA JR.; 1979; BRITO; BERTINI, 1981; MEZZALIRA, 1981, PETRI; COIMBRA, 1982; PETRI; FULFARO, 1983; SOUZA, 1985; SUGUIO; SOUZA, 1985; ROHN, 1994; MARANHÃO, 1995; MARANHÃO; PETRI, 1996; ROHN *et al.*, 1997; PERINOTTO *et al.*, 2008; ZANARDO *et al.*, 2016; 2017; GODOY *et al.*, 2017). In addition, after the 1980's, due to its economic importance as raw material in the production of ceramic tiles, the studies associated to Corumbataí Formation in the State of São Paulo increased (MASSON, 1998; ZANARDO, 2003; CHRISTOFOLLETI, 2003; BERNARDES, 2005, COSTA, 2006; COSTA *et al.*, 2007; ROCHA, 2007; ROVERI *et al.*, 2007; ROCHA *et al.*, 2008; ROVERI, 2010, ROCHA, 2012).

Figura 7.1 - Location of the study area. A) Location of the study area in the South America and in Brazil; B) Geologic map of the study area, showing the main mining sites on the Rio Claro city region, from which the samples were collected (after ZANARDO *et al.*, 2016).



The usage of geochemical discriminant diagrams for sedimentary rocks is an established method present in literature, which can reveal the provenance, tectonic and weathering settings in the sediment source area, as well as the weathering processes occurring in the sedimentary rocks (BHATIA, 1983; BHATIA; CROOK 1986; CULLERS, 2000; 2002; ARMSTRONG-ALTRIN; VERMA, 2005; SELVARAJ; CHEN, 2006; RAHMAN; SUZUKI, 2007; ARMSTRONG-ALTRIN, 2009; BAKKIARAJ *et al.*, 2010; FU *et al.*, 2010; ETEMAD-SAEED *et al.*, 2011; FATIMA; KHAN, 2012; RAZA *et al.*, 2012; MORADI *et al.*, 2016; VERMA; ARMSTRONG-ALTRIN, 2016), although some aspects of its interpretation may still be discussed (WELTJE, 2006, 2012; RYAN; WILLIAMS, 2007; PE-PIPER *et al.*, 2008; ARMSTRONG-ALTRIN, 2009; GUO *et al.*, 2011; VON EYNATTEN; DUNKL, 2012; ZAID, 2012).

Even in these circumstances, sedimentary rocks from the Corumbataí Formation in the State of São Paulo do not have a detailed treatment of its geochemical data, which could allow unraveling the geochemical processes that these rocks underwent before, simultaneously and after deposition. Thus, the main aim of the study was to investigate the sediment provenance,

the weathering settings in the source area and the weathering processes occurring in the sedimentary rocks of the Corumbataí Formation in the State of São Paulo (Fig. 7.1B), based on geochemical analyzes of major elements (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_{3T} , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 and also Cr_2O_3) from 274 samples. The samples are hosted in the Heinz Ebert Museum, and their geochemical content is part of the database of the Ceramic Quality Research Group, whose objectives were to investigate the ceramic properties of the Corumbataí Formation, thus being collected in freshly exposed surfaces on mining sites (ROVERI, 2010; ROCHA, 2012; ZANARDO *et al.*, 2017). Finally, the results present in this work provide new insight into the Corumbataí Formation in the State of São Paulo, which can be used to complement the knowledge about the evolution and paleogeography of the Paraná Basin in South America during the Permian.

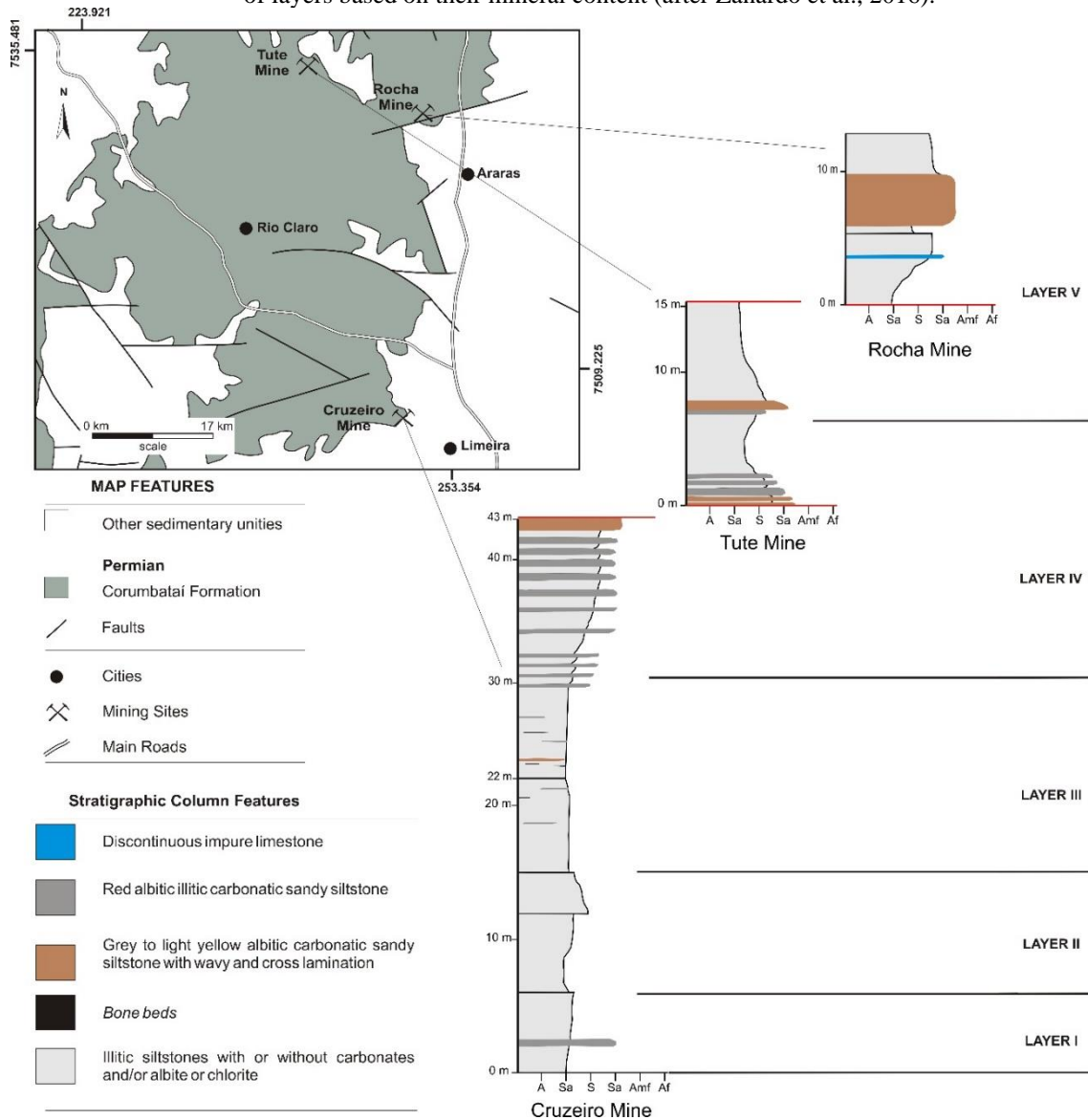
7.1.2. Geological Setting

The main lithologies associated to the Corumbataí Formation in the State of São Paulo are clayey siltstones intercalated with coarser siltstones, sandy siltstones and very fine sandstones, comprising three minor transgressive-regressive cycles, largely affected by thermal processes in the amphyclise phase of the Paraná Basin (MONTIBELLER *et al.*, 2015). Its basal contact is concordant to transitional with the Irati Formation, made of carbonatic shales, limestones and marls, and its upper contact is mainly erosive with the Piramboia Formation, whose lithologies are of very fine to fine sandstones. In some regions, as in the plateaus around Rio Claro municipality, the Corumbataí Formation is directly covered by the Cenozoic Rio Claro Formation and related sediments, showing erosive contact surface (MELO, 1995; ZAINÉ, 2000).

ZANARDO *et al.* (2016) divided the Corumbataí Formation in the São Paulo State into five layers with different mineral content (Fig. 7.2): (i) gray illitic/chloritic clayey massive siltstone, bioclast-rich and terrigenous-rich; (ii) purple-red to chocolate brown chloritic-albitic clayey laminated siltstone, ending in lenses of albitic siltstone with ankerite, siderite, calcite and analcime; (iii) red to purple illitic clayey siltstone intercalated with beds of albitic-carbonatic siltstones and albitic-illitic clayey or sandy siltstones; (iv) purple-red to orange-red illitic clayey siltstone intercalated with albitic-carbonatic siltstone and illitic-albitic clayey siltstone, with mud cracks and cross lamination, ending in discontinuous beds of impure limestones; (v) illitic clayey siltstone sometimes with carbonates, intercalated with albitic-

carbonatic siltstones with mud cracks and cross lamination, whose basal strata contains clastic dykes, and the upper strata contains silicified coquinas.

Figura 7.2 - Stratigraphy of the Corumbataí Formation in the Rio Claro city region, and the informal subdivision of layers based on their mineral content (after Zanardo et al., 2016).



The Corumbataí Formation is chiefly illitic with variable contributions of other phyllosilicates (chlorite, muscovite, biotite, kaolinite and montmorillonite), depending on the portion of the stratigraphic sequence. Phyllosilicates amount about 50% of the siltstone composition, being montmorillonite and kaolinite found only in the most weathered upper part of the outcrops (ZANARDO *et al.*, 2016). Other minerals are quartz (generally less than 30%), feldspars (mainly diagenetic albite, around 25%), and carbonates (usually traces, but as a major component on the limestone lenses) (ZANARDO *et al.*, 2016). Hematite corresponds to 5-6%

on the clayey strata, and less than 2% on the sandy siltstones. Common accessories are tourmaline, zircon, rutile, magnetite, ilmenite, leucoxene and apatite.

7.1.3. Materials and methods

The Ceramic Quality Research Group conducted researches in the Corumbataí Formation for almost 20 years, along which more than 2,000 samples were collected, including samples from unweathered strata, weathering products and hydrothermally altered rocks, most of them from mining sites located on the Pitanga Structural High (SOARES, 1974). These samples were screened and samples of hydrothermal origin, largely weathered or with high CaO or Fe₂O_{3T} contents were discarded for this study. After the preliminary selection, the 274 selected samples underwent preparation for lithogeochemical analysis (whole rock), conducted in the Acme Analytical Laboratories LTD (Vancouver, Canada). The analyses of major elements (SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O_{3T}, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅ and also Cr₂O₃) were obtained by X-ray fluorescence, after fusion in borate matrix, and the loss on ignition (LOI) was determined by the weight difference before and after heating to 1000°C for 4 hours. The data treatment was based on softwares MINPET 2.02 (RICHARD, 1995) and PETROGRAPH 2 beta dic2007 (PETRELLI *et al.*, 2005).

7.1.4. Results

7.1.4.1. *General Chemical Characteristics*

Chemical contents of the samples are shown in Table 3. From the 274 samples included in this study, some apparently underwent weathering processes in recent ages, reflecting on high contents of Al₂O₃ shown in ACNK diagrams (Fig. 7.3A). These weathered samples were not considered in the following discussions, once their chemical characteristics may have been modified, and thus, inadequate as paleo indicators, being 197 samples used in the provenance discussions (Fig. 7.3B).

Tabela 3 - Chemical contents of all 274 samples of the Corumbataí Formation from the Rio Claro city region (wt%).

Sample	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ T	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total
11	65,75	0,62	14,76	5,86	0,04	1,97	0,60	1,14	3,59	0,18	5,30	99,81
12	63,07	0,63	15,65	5,55	0,05	2,16	0,28	0,14	3,67	0,07	8,50	99,77
13	62,10	0,65	15,58	5,47	0,05	2,35	0,28	0,08	3,56	0,07	9,60	99,79
15	60,11	0,66	16,17	5,61	0,06	2,38	0,27	0,10	3,44	0,10	10,90	99,80
20	62,41	0,53	12,66	3,70	0,12	3,49	3,94	4,50	2,17	0,14	6,10	99,76
21	63,22	0,57	13,48	4,82	0,10	2,39	3,04	3,52	3,17	0,14	5,30	99,75
22	68,70	0,49	12,39	3,07	0,07	2,17	1,95	4,82	1,62	0,16	4,40	99,84
23	66,96	0,60	13,92	5,30	0,06	2,01	1,01	2,98	3,47	0,24	3,20	99,75
24	66,85	0,58	13,77	5,45	0,04	2,03	0,73	2,40	3,63	0,26	4,10	99,84
25	66,63	0,61	14,19	5,35	0,05	1,91	0,62	2,42	3,54	0,17	4,30	99,79
26	65,45	0,65	15,09	5,59	0,09	1,74	0,62	2,34	3,40	0,16	4,60	99,73
40	67,66	0,61	14,18	4,77	0,02	1,70	0,58	2,63	3,64	0,13	3,90	99,82
41	67,76	0,59	14,08	4,66	0,04	1,82	0,75	3,02	3,48	0,14	3,50	99,84
42	66,72	0,57	14,73	4,26	0,05	1,95	0,84	3,78	3,07	0,16	3,70	99,83
43	61,42	0,74	17,63	6,22	0,07	1,58	0,15	0,85	2,95	0,06	8,10	99,77
44	68,25	0,56	13,06	5,13	0,03	2,28	0,96	1,74	3,36	0,34	4,10	99,81
45	65,62	0,60	14,20	5,12	0,03	2,28	0,54	1,80	3,40	0,12	6,10	99,81
46	65,85	0,60	14,09	5,30	0,03	2,38	0,64	1,99	3,42	0,14	5,40	99,84
47	65,59	0,57	13,77	4,73	0,06	2,28	1,04	2,63	3,13	0,14	5,90	99,84
48	68,79	0,58	13,20	4,97	0,03	2,19	0,61	2,11	3,31	0,17	3,90	99,86
49	67,14	0,62	14,58	5,14	0,03	2,09	0,48	2,54	3,58	0,11	3,50	99,81
50	66,85	0,57	13,68	5,02	0,04	1,79	1,10	2,14	3,29	0,57	4,80	99,85
51	67,44	0,65	15,19	5,69	0,03	1,14	0,05	0,09	2,28	0,10	7,20	99,86
53	68,80	0,65	15,38	3,86	0,06	0,94	0,01	0,06	1,51	0,05	8,50	99,82
56	70,32	0,57	12,83	4,99	0,03	2,18	0,67	2,15	3,11	0,09	2,90	99,84
57	68,16	0,58	13,51	5,05	0,04	2,17	0,79	1,48	3,34	0,34	4,40	99,86
58	63,15	0,63	14,71	5,64	0,06	1,99	0,41	0,83	3,73	0,08	8,60	99,83
59	63,51	0,67	15,89	6,78	0,06	1,53	0,16	0,09	3,08	0,07	8,00	99,84
65	60,46	0,57	13,80	4,97	0,06	3,10	1,59	2,17	3,83	0,13	9,10	99,78
67	61,34	0,51	12,27	4,39	0,08	3,28	4,78	2,74	3,31	0,21	6,90	99,81
73	70,21	0,67	13,91	4,82	0,08	0,40	1,60	2,54	3,25	0,11	2,42	100,01
74	66,73	0,52	11,57	5,74	0,05	2,66	2,60	2,92	2,76	0,22	4,24	100,01
76	66,16	0,67	14,00	5,32	0,14	1,21	2,38	2,49	3,85	0,11	3,67	100,00
77	71,13	0,62	13,40	3,26	0,03	0,69	2,23	3,61	3,23	0,21	1,59	100,00
ya1	65,63	0,56	14,79	4,34	0,03	2,35	0,66	3,95	2,99	0,15	4,40	99,85
ya11	66,96	0,60	13,92	5,30	0,06	2,01	1,01	2,98	3,47	0,24	3,20	99,75
ya12	66,85	0,58	13,77	5,45	0,04	2,03	0,73	2,40	3,63	0,26	4,10	99,84
ya13	66,63	0,61	14,19	5,35	0,05	1,91	0,62	2,42	3,54	0,17	4,30	99,79
ya14	65,45	0,65	15,09	5,59	0,09	1,74	0,62	2,34	3,40	0,16	4,60	99,73
ya15	68,95	0,62	15,52	3,47	0,17	0,82	0,05	0,06	1,24	0,04	8,90	99,84
ya16	66,99	0,57	13,37	5,51	0,06	1,81	0,49	0,54	3,11	0,15	7,20	99,80
ya18	63,22	0,61	14,73	6,42	0,06	2,32	0,72	3,55	3,48	0,12	4,60	99,83
ya19	69,10	0,77	14,65	3,96	0,02	1,11	0,07	0,06	3,15	0,13	6,80	99,82
ya2	63,61	0,56	13,52	5,27	0,10	2,22	2,67	3,57	3,13	0,10	5,10	99,85
ya20	61,89	0,98	15,61	8,91	0,05	1,66	0,14	0,07	4,35	0,11	6,00	99,77
ya21	74,79	0,61	9,44	6,01	0,06	0,59	0,02	0,07	2,28	0,17	5,80	99,84
ya22	76,61	0,58	11,38	2,78	0,03	0,69	0,05	0,15	2,60	0,09	4,80	99,76
ya23	59,55	0,82	16,95	8,39	0,04	1,59	0,04	0,06	3,81	0,12	8,40	99,77
ya24	64,73	0,58	17,01	3,96	0,01	1,14	0,13	1,70	4,07	0,03	6,30	99,66
ya25	59,31	0,71	13,31	4,97	0,15	4,39	2,32	1,72	3,19	0,16	9,50	99,73
ya26	64,82	0,67	16,45	4,39	0,01	1,27	0,06	0,08	2,74	0,12	9,20	99,81
ya27	70,91	0,59	13,71	4,11	0,02	0,87	0,01	0,06	1,86	0,13	7,60	99,87
ya28	67,06	0,54	13,16	4,17	0,03	3,00	0,38	0,58	3,12	0,09	7,70	99,83
ya29	62,17	0,64	14,67	5,53	0,03	3,17	0,37	0,28	3,37	0,09	9,50	99,82
ya3	64,80	0,55	14,64	4,54	0,06	3,54	0,68	4,86	2,29	0,16	3,70	99,82
ya30	66,24	0,57	13,41	4,95	0,05	1,67	0,60	1,60	3,23	0,18	7,30	99,80
ya31	62,70	0,67	14,52	5,37	0,28	1,50	0,49	0,18	2,18	0,08	11,80	99,77
ya32	63,21	0,60	14,38	5,18	0,09	1,82	0,84	2,02	3,47	0,19	8,00	99,80
ya34	57,47	0,35	10,28	2,74	0,07	4,44	6,48	2,47	1,65	0,13	13,70	99,78
ya35	60,46	0,57	13,80	4,97	0,06	3,10	1,59	2,17	3,83	0,13	9,10	99,78

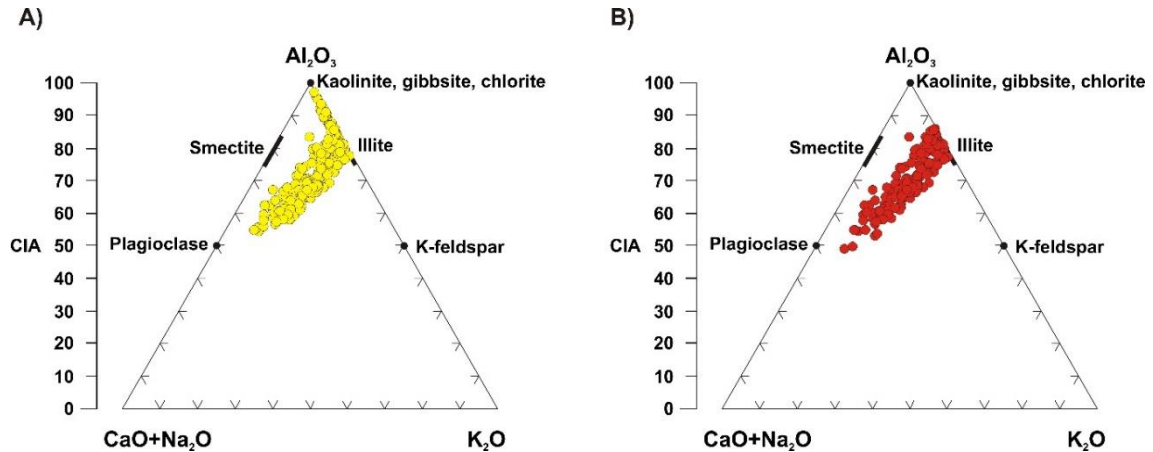
ya36	63,86	0,63	14,55	5,83	0,04	1,91	0,60	0,49	3,67	0,24	8,00	99,82
ya37	66,68	0,52	12,16	3,14	0,08	2,12	2,94	3,42	2,30	0,11	6,54	100,01
ya39	71,88	0,53	10,43	4,52	0,07	1,57	2,41	2,19	2,85	1,31	2,23	99,99
ya4	63,17	0,55	14,99	4,16	0,03	2,13	0,25	0,07	2,60	0,03	11,80	99,78
ya40	71,38	0,58	11,77	5,11	0,05	2,36	1,10	2,04	2,92	0,47	2,23	100,01
ya41	72,64	0,68	14,31	3,20	0,02	1,39	0,33	3,25	2,13	0,10	1,92	99,97
ya42	66,73	0,52	11,57	5,74	0,05	2,60	2,66	2,92	2,76	0,22	4,24	100,01
ya43	59,52	0,66	13,13	6,19	0,10	3,30	3,53	3,60	2,88	0,15	6,92	99,98
ya44	66,59	0,49	14,78	6,43	0,02	2,13	0,42	2,32	2,30	0,09	4,39	99,96
ya45	61,71	0,39	9,54	2,88	0,07	4,21	6,01	1,74	1,90	0,14	11,41	100,00
ya5	74,58	0,39	11,11	4,27	0,20	0,38	0,02	0,04	0,44	0,03	8,40	99,86
ya6	71,33	0,52	12,29	4,00	0,02	1,28	0,77	2,56	2,90	0,27	3,90	99,84
ya7	68,65	0,55	13,35	4,57	0,03	1,59	0,77	2,42	3,37	0,27	4,30	99,87
ya8	69,06	0,56	13,84	3,76	0,02	1,27	0,72	3,30	2,94	0,19	4,20	99,86
ya9	62,68	0,66	14,91	5,73	0,12	2,01	0,13	0,08	2,42	0,07	11,00	99,81
za1	64,16	0,72	16,63	6,05	0,15	2,51	0,30	1,10	2,83	0,08	5,43	99,96
za10	64,86	0,58	15,04	7,50	0,34	2,33	0,33	1,57	2,38	0,08	4,98	99,99
za11	78,10	0,39	10,75	1,57	0,12	1,53	0,73	1,54	1,48	0,05	3,74	100,00
za12	56,73	0,86	19,80	9,15	0,05	2,27	0,12	0,17	2,48	0,03	8,34	100,00
za13	64,75	0,73	16,36	6,05	0,04	2,47	0,40	0,76	3,47	0,23	4,76	100,02
za14	68,08	0,66	13,92	5,50	0,04	2,53	0,42	2,57	3,00	0,10	3,20	100,02
za15	62,36	0,72	19,62	5,85	0,16	1,91	0,08	0,14	2,10	0,06	6,99	99,99
za16	65,53	0,65	14,42	5,71	0,08	2,95	1,02	1,78	3,27	0,17	4,41	99,99
za17	65,69	0,63	14,70	5,75	0,06	3,01	0,63	1,75	3,32	0,14	4,32	100,00
za18	64,94	0,66	14,68	6,25	0,05	3,04	0,62	1,42	3,52	0,12	4,70	100,00
za19	65,06	0,66	14,55	5,77	0,08	3,59	0,92	2,19	3,14	0,15	3,91	100,02
za2	71,17	0,46	14,44	2,43	0,18	1,67	0,29	1,17	1,42	0,13	6,65	100,01
za20	65,56	0,65	16,91	5,02	0,09	2,43	0,32	1,64	2,32	0,08	4,99	100,01
za21	66,99	0,63	14,84	5,55	0,03	2,82	0,39	1,87	3,22	0,13	3,52	99,99
za22	63,23	0,67	17,01	7,25	0,03	2,81	0,18	0,27	2,75	0,08	5,70	99,98
za3	66,55	0,66	16,65	4,57	0,15	2,23	0,41	1,22	2,53	0,10	4,95	100,02
za4	67,30	0,62	17,97	4,25	0,17	1,71	0,04	0,11	1,45	0,06	6,31	99,99
za5	65,60	0,69	17,42	5,46	0,18	1,91	0,10	0,23	1,86	0,22	6,34	100,01
za7	63,02	0,65	18,29	5,46	0,04	1,82	0,07	0,17	1,93	0,04	8,52	100,01
za8	64,04	0,68	18,76	5,63	0,09	1,88	0,05	0,13	1,87	0,12	6,76	100,01
za9	67,44	0,63	15,22	4,90	0,21	2,27	0,49	1,16	2,53	0,19	4,96	100,00
zb1	65,08	0,72	17,13	5,30	0,15	2,81	0,18	0,14	2,73	0,15	5,68	100,07
zb2	67,34	0,54	13,72	4,15	0,14	3,03	2,08	2,38	2,02	0,28	4,30	99,98
zb3	66,07	0,53	15,63	6,23	0,05	2,57	0,27	1,38	3,27	0,08	3,84	99,92
zb4	69,72	0,59	15,51	4,65	0,02	2,13	0,11	0,15	2,69	0,05	4,38	100,00
zb5	65,81	0,68	16,22	6,12	0,04	2,44	0,20	0,40	3,40	0,07	4,61	99,99
zc1	68,81	0,59	14,00	5,53	0,03	2,17	0,58	0,81	3,18	0,17	4,12	99,99
zc2	69,65	0,57	14,32	5,28	0,03	1,74	0,47	0,25	2,85	0,17	4,66	99,99
zc3	67,76	0,59	14,33	5,51	0,03	2,60	0,64	0,79	3,39	0,15	4,38	100,17
zc4	67,80	0,57	14,37	5,17	0,05	2,39	0,76	1,00	3,14	0,25	4,44	99,94
zc5	71,09	0,60	15,80	4,10	0,14	1,54	0,17	0,26	2,46	0,07	3,77	100,00
zc6	67,64	0,63	16,19	5,35	0,04	1,61	0,07	0,14	2,75	0,07	5,56	100,05
zc7	69,37	0,66	15,84	5,30	0,17	1,12	0,06	0,14	2,07	0,06	5,78	100,57
zd1	68,80	0,58	14,06	5,92	0,02	2,79	0,52	1,46	3,18	0,14	2,52	99,99
zd2	68,12	0,58	15,26	6,00	0,05	2,13	0,10	0,14	2,84	0,13	4,66	100,01
ze1	59,01	0,79	22,44	6,04	0,03	1,86	0,25	0,10	1,86	0,06	7,78	100,22
ze2	69,43	0,57	14,65	6,83	0,03	0,48	0,23	0,11	1,03	0,34	6,30	100,00
zf1	64,59	0,68	19,09	4,95	0,07	2,29	0,03	0,08	1,97	0,06	6,18	99,99
zf2	65,34	0,67	18,12	5,15	0,08	2,34	0,06	0,09	2,18	0,06	5,90	99,99
zf3	65,26	0,63	17,75	5,42	0,07	2,15	0,14	0,19	2,98	0,08	5,33	100,00
zf4	66,35	0,66	16,58	5,14	0,05	2,44	0,22	0,23	3,39	0,12	4,81	99,99
zg1	69,19	0,57	14,60	4,63	0,04	2,38	0,18	0,49	3,88	0,06	3,98	100,00
zg2	63,24	0,68	19,06	5,61	0,05	2,33	0,08	0,16	1,81	0,05	6,86	99,93
zh1	67,16	0,67	18,12	4,94	0,17	1,75	0,06	0,11	2,39	0,00	4,62	99,99
zh10	66,95	0,68	18,41	5,39	0,10	1,85	0,02	0,07	2,36	0,02	4,14	99,99
zh11	72,52	0,38	17,02	2,15	0,02	1,16	0,02	0,05	1,38	0,00	5,29	99,99
zh13	71,75	0,54	14,62	3,64	0,14	1,67	0,41	3,06	2,20	0,04	1,94	100,01
zh14	69,39	0,57	15,08	4,92	0,04	3,21	0,48	0,60	2,95	0,14	2,63	100,01
zh2	73,54	0,35	17,01	1,86	0,02	0,98	0,02	0,05	1,35	0,01	4,81	100,00

zh3	76,46	0,43	13,04	2,38	0,80	1,18	0,10	0,07	1,44	0,04	4,06	100,00
zh4	64,82	0,64	17,33	5,55	0,05	2,53	0,08	0,09	3,08	0,05	5,79	100,01
zh6	70,59	0,60	15,37	4,02	0,08	2,09	0,41	2,01	2,58	0,04	2,21	100,00
zh7	78,93	0,63	16,28	5,37	0,06	2,64	0,41	0,70	3,17	0,10	1,71	110,00
zh8	68,64	0,64	15,76	5,64	0,05	2,61	0,36	0,27	3,22	0,09	2,72	100,00
zh9	68,99	0,61	15,29	5,46	0,03	2,90	0,46	0,42	3,19	0,13	2,52	100,00
zi1	67,16	0,63	14,70	4,97	0,04	2,85	0,44	2,96	3,13	0,12	2,99	99,99
zi11	67,80	0,61	13,88	5,45	0,04	2,97	0,40	2,22	3,14	0,10	3,39	100,00
zi12	68,40	0,60	13,75	5,22	0,04	2,68	0,73	2,62	2,90	0,10	2,96	100,00
zi13	65,64	0,61	14,15	5,38	0,04	2,74	0,69	2,93	3,02	0,03	4,67	99,90
zi14	62,80	0,54	13,69	4,49	0,08	3,30	2,13	3,44	2,61	0,11	6,80	99,99
zi15	63,76	0,53	12,70	3,60	0,10	4,00	4,49	4,12	1,84	0,17	4,69	100,00
zi16	68,22	0,63	14,16	5,19	0,03	2,50	0,45	2,92	2,99	0,16	2,73	99,98
zi17	66,72	0,62	14,70	5,22	0,04	2,78	0,50	3,26	3,03	0,16	2,97	100,00
zi18	61,84	0,52	12,33	3,59	0,12	4,16	4,23	4,20	1,74	0,16	7,11	100,00
zi19	68,44	0,59	14,16	4,82	0,03	2,51	0,51	2,82	2,78	0,19	3,14	99,99
zi2	70,08	0,57	14,30	3,75	0,17	2,31	0,45	2,49	2,15	0,10	3,63	100,00
zi20	69,31	0,55	13,03	4,89	0,03	3,13	0,54	2,47	2,77	0,13	3,16	100,01
zi21	68,80	0,59	14,14	4,62	0,03	2,10	0,68	2,40	2,77	0,36	3,52	100,01
zi22	67,58	0,59	14,44	4,74	0,03	2,43	0,47	5,57	2,97	0,13	4,05	103,00
zi23	68,25	0,58	15,04	4,97	0,03	2,04	0,39	1,58	3,04	0,15	3,91	99,98
zi24	67,42	0,60	15,87	5,15	0,02	2,15	0,22	1,11	3,05	0,04	4,87	100,50
zi25	55,83	1,62	21,81	9,01	0,02	0,80	0,03	0,10	1,05	0,06	9,68	100,01
zi27	65,32	0,64	16,95	5,48	0,04	2,05	0,12	0,17	2,85	0,04	6,35	100,01
zi28	61,54	0,87	20,27	7,17	0,02	1,33	0,01	0,06	2,17	0,03	6,52	99,99
zi3	68,37	0,62	13,66	6,23	0,04	2,43	0,40	2,70	2,89	0,10	2,58	100,02
zi30	66,47	0,63	16,10	6,02	0,02	1,81	0,08	0,10	2,33	0,08	6,38	100,02
zi31	63,93	0,60	15,93	4,98	0,01	1,87	0,19	3,31	3,27	0,07	5,84	100,00
zi32	72,60	0,50	10,79	4,67	0,03	2,90	0,61	2,26	2,30	0,36	3,00	100,02
zi33	70,42	0,59	12,24	5,12	0,03	3,46	0,39	2,41	2,45	0,19	2,72	100,02
zi4	65,80	0,64	14,46	6,00	0,04	2,67	0,71	3,14	3,27	0,12	3,14	99,99
zi5	66,06	0,61	13,42	4,58	0,11	3,51	1,65	3,50	2,64	0,13	3,79	100,00
zi6	62,22	0,61	13,57	5,02	0,09	3,60	2,92	3,46	2,78	0,24	5,49	100,00
zi7	63,89	0,62	13,89	4,73	0,07	3,48	2,13	3,40	3,01	0,12	4,68	100,02
zi8	59,95	0,53	12,21	3,93	0,14	4,33	4,96	3,77	2,12	0,14	7,91	99,99
zi9	67,83	0,63	14,37	5,15	0,04	2,86	0,40	2,76	3,15	0,11	2,73	100,03
zj1	62,54	0,73	18,46	5,87	0,03	2,65	0,13	0,15	3,18	0,24	5,98	99,96
zj10	66,18	0,69	15,40	5,62	0,02	2,80	0,32	1,52	3,49	0,11	3,85	100,00
zj2	67,42	0,68	14,43	6,71	0,04	2,40	0,21	0,22	2,85	0,13	4,92	100,01
zj3	63,20	0,70	17,70	5,51	0,03	2,89	0,19	0,53	3,77	0,03	5,45	100,00
zj4	66,33	0,66	15,71	6,02	0,02	2,84	0,14	0,17	3,38	0,05	4,66	99,98
zj5	64,66	0,66	15,48	6,21	0,03	2,94	0,47	1,79	3,59	0,13	4,04	100,00
zj6	65,46	0,66	14,99	6,25	0,02	2,78	0,40	1,52	3,61	0,08	4,22	99,99
zj7	66,14	0,63	15,15	5,21	0,02	6,04	0,49	1,26	3,62	0,13	4,29	102,98
zj8	65,98	0,59	14,66	5,58	0,02	3,21	0,46	0,91	3,39	0,09	5,10	99,99
zj9	70,35	0,55	13,99	4,46	0,02	2,26	0,35	1,23	2,66	0,17	3,98	100,02
zk1	65,56	0,71	16,28	5,61	0,05	2,73	0,33	0,59	3,15	0,06	4,91	99,98
zk2	63,50	0,69	19,96	4,46	0,03	2,00	0,30	0,14	1,98	0,09	6,83	99,98
zk3	66,42	0,63	17,32	5,50	0,03	2,17	0,13	0,12	1,48	0,04	6,18	100,02
zk4	67,69	0,58	16,85	4,84	0,06	2,29	0,09	0,14	1,35	0,08	6,03	100,00
zk5	69,28	0,55	14,96	4,57	0,05	2,24	0,14	0,12	2,01	0,05	6,03	100,00
zk6	66,04	0,66	14,93	5,85	0,05	2,97	0,24	0,15	3,15	0,07	5,89	100,00
zl1	61,95	0,66	15,81	6,01	0,06	2,18	0,26	0,85	2,62	0,11	9,50	100,01
zl2	65,56	0,71	16,28	5,61	0,05	2,73	0,33	0,59	3,15	0,06	4,91	99,98
zl3	63,50	0,69	19,96	4,46	0,03	2,00	0,30	0,14	1,98	0,09	6,83	99,98
zl4	66,42	0,63	17,32	5,50	0,03	2,17	0,13	0,12	1,48	0,04	6,18	100,02
zl5	67,69	0,58	16,85	4,84	0,06	2,29	0,09	0,14	1,35	0,08	6,03	100,00
zl6	69,28	0,55	14,96	4,57	0,05	2,24	0,14	0,12	2,01	0,05	6,03	100,00
zl7	66,04	0,66	14,93	5,85	0,05	2,97	0,24	0,15	3,15	0,07	5,89	100,00
zm1	70,44	0,57	12,80	4,86	0,02	3,05	0,49	1,30	2,81	0,15	3,52	100,01
zm2	70,28	0,58	12,87	5,10	0,03	2,78	0,45	1,71	2,88	0,13	3,19	100,00
zn1	67,22	0,62	15,22	5,45	0,02	2,19	0,39	1,43	3,87	0,10	3,72	100,23
zn2	72,33	0,56	12,90	4,39	0,02	1,77	0,55	2,11	3,05	0,11	2,65	100,44
zo1	65,17	0,58	13,53	4,79	0,12	1,89	3,96	1,49	3,18	0,17	5,85	100,73

zo2	68,05	0,56	13,64	4,55	0,10	1,89	2,34	1,54	2,91	0,17	4,68	100,43
zo4	67,59	0,54	13,84	4,20	0,05	1,91	2,38	1,72	2,82	0,17	4,76	99,98
zp5	51,52	1,18	26,88	9,76	0,03	0,95	0,01	0,03	0,71	0,05	8,43	99,55
zp6	58,06	1,00	22,15	7,22	0,02	1,85	0,02	0,05	2,27	0,07	7,30	100,01
zq1	64,93	0,71	18,13	4,93	0,06	2,26	0,08	0,15	2,60	0,08	6,06	99,99
zq11	63,87	0,64	16,61	5,32	0,03	2,03	0,09	0,08	1,70	0,14	9,50	100,01
zq2	62,23	0,58	18,37	4,60	0,03	2,43	0,13	0,45	3,31	0,13	7,74	100,00
zq4	65,86	0,55	12,41	4,67	0,07	5,35	2,50	2,34	2,77	0,13	3,35	100,00
zq5	68,27	0,48	12,08	3,96	0,03	4,58	1,31	2,62	2,12	0,16	4,39	100,00
zq6	66,07	0,46	11,46	4,07	0,05	4,50	3,14	2,22	2,26	0,15	5,61	99,99
zq7	69,09	0,57	12,43	2,14	0,04	4,88	1,36	1,77	3,20	0,13	4,39	100,00
zq8	66,55	0,49	12,04	3,99	0,06	4,63	2,38	2,45	2,27	0,22	4,93	100,01
zr1	61,22	0,83	20,35	5,61	0,10	1,76	1,19	1,03	2,99	0,04	5,90	101,02
zr10	66,48	0,46	11,45	3,79	0,08	5,35	2,48	2,05	2,36	0,22	5,29	100,01
zr3	68,31	0,57	13,18	4,54	0,04	2,84	1,42	2,02	2,49	0,32	4,25	99,98
zr4	73,16	0,51	12,14	3,94	0,09	1,90	0,64	2,08	2,34	0,11	3,08	99,99
zr5	69,81	0,47	12,00	3,10	0,07	1,47	3,05	3,94	1,80	0,19	4,09	99,99
zr7	72,47	0,42	11,88	3,19	0,08	2,24	1,39	1,99	1,98	0,54	3,82	100,00
zr8	67,63	0,58	14,40	4,85	0,04	2,89	0,61	1,34	3,00	0,09	4,57	100,00
zr9	70,00	0,55	12,86	5,05	0,07	2,78	0,23	1,08	3,57	0,08	3,74	100,01
zs1	71,18	0,60	12,56	4,21	0,02	1,82	0,45	1,38	3,76	0,13	3,90	100,01
zs2	71,74	0,62	11,43	5,19	0,04	1,92	0,46	2,14	3,19	0,12	3,17	100,02
zs3	71,37	0,53	11,47	4,55	0,04	2,46	1,07	2,77	2,95	0,06	2,74	100,01
zs4	72,24	0,50	12,14	4,17	0,03	1,60	0,57	1,67	3,54	0,17	3,36	99,99
zs5	71,76	0,56	11,76	5,33	0,07	1,45	0,41	2,28	2,78	0,10	3,36	99,86
zt1	66,00	0,67	15,00	5,77	0,02	1,77	0,27	0,23	4,12	0,05	6,10	100,00
zt10	58,83	1,19	21,25	6,65	0,57	1,46	0,11	0,23	2,11	0,06	7,01	99,47
zt11	64,58	0,76	16,77	6,67	0,06	2,12	0,31	0,70	2,86	0,11	5,06	100,00
zt2	64,85	0,65	15,43	5,94	0,02	2,05	0,36	0,71	4,15	0,04	5,83	100,03
zt3	70,18	0,53	12,52	5,24	0,02	1,71	0,58	0,97	3,27	0,27	4,71	100,00
zt4	67,53	0,62	14,03	5,55	0,02	2,52	0,37	1,48	3,63	0,08	4,16	99,99
zt5	62,00	0,86	20,69	6,37	0,04	1,25	0,03	0,04	1,34	0,04	7,27	99,93
zt6	59,08	0,65	20,21	7,40	0,03	1,53	0,01	0,06	3,27	0,03	6,93	99,20
zu1	67,90	0,52	13,05	5,37	0,04	1,85	0,46	2,34	3,33	0,10	4,95	99,91
zu10	66,47	0,65	14,56	5,08	0,04	2,14	1,06	2,69	3,23	0,16	3,92	100,00
zu11	70,79	0,60	13,98	4,10	0,04	1,53	0,33	3,32	3,25	0,05	2,02	100,01
zu12	68,45	0,67	14,37	5,00	0,05	1,89	0,39	2,44	3,84	0,09	2,76	99,95
zu13	64,97	0,65	15,02	5,75	0,04	2,35	0,51	2,76	4,02	0,10	3,87	100,04
zu14	66,68	0,61	14,42	5,37	0,04	2,12	0,58	3,07	3,62	0,10	3,39	100,00
zu15	65,95	0,62	14,35	3,23	0,05	2,96	2,96	4,02	2,46	0,13	3,55	100,28
zu16	74,86	0,38	12,40	1,14	0,40	1,43	1,43	4,43	1,55	0,04	2,81	100,87
zu17	65,77	0,57	13,36	4,00	0,06	2,74	2,74	3,88	1,45	0,14	5,20	99,91
zu19	71,25	0,54	13,59	1,86	0,04	1,40	1,40	3,66	2,31	0,18	3,73	99,96
zu2	61,10	0,60	13,54	5,45	0,07	3,24	1,36	2,83	3,25	0,13	6,35	97,92
zu20	73,79	0,56	14,43	1,03	0,04	0,94	0,94	5,21	1,94	0,09	1,58	100,55
zu21	78,32	0,52	10,99	1,42	0,03	1,38	1,38	3,65	2,05	0,05	1,30	101,09
zu22	71,07	0,60	13,24	4,69	0,07	1,63	1,63	3,00	2,63	0,05	2,50	101,11
zu23	69,58	0,64	14,67	3,97	0,03	2,05	2,05	3,68	1,47	0,11	2,42	100,67
zu24	73,46	0,57	13,00	1,33	0,02	1,56	1,56	4,02	2,60	0,11	2,36	100,59
zu3	61,68	0,73	16,17	6,23	0,11	2,48	1,74	2,96	3,26	0,12	5,53	101,01
zu4	66,06	0,68	14,77	5,22	0,03	2,07	0,55	2,35	3,76	0,13	4,38	100,00
zu5	65,45	0,70	15,94	5,92	0,07	2,04	3,46	1,83	3,30	0,08	4,30	103,09
zu6	66,78	0,68	15,22	5,25	0,04	2,04	0,50	2,63	3,69	0,10	3,07	100,00
zu7	66,38	0,66	14,83	5,41	0,03	2,16	0,46	2,45	3,64	0,11	3,85	99,98
zu8	68,57	0,63	14,10	4,97	0,04	1,81	0,60	2,66	3,38	0,17	3,08	100,01
zu9	67,35	0,62	14,14	4,95	0,04	2,10	1,10	2,93	3,21	0,16	3,41	100,01
zv1	68,13	0,70	14,65	5,54	0,08	1,59	0,35	1,10	2,61	0,11	5,16	100,02
zv10	65,97	0,59	13,69	3,94	0,07	2,40	2,67	3,51	2,81	0,11	4,25	100,01
zv14	61,96	0,54	12,60	4,63	0,08	3,05	4,57	2,86	3,37	0,22	6,13	100,01
zv16	66,87	0,48	11,85	4,12	0,06	3,47	2,58	2,36	2,68	0,15	5,39	100,01
zv2	60,59	0,83	18,31	7,27	0,22	1,62	0,14	0,14	2,85	0,06	1,62	93,65
zv3	66,47	0,72	15,89	5,69	0,26	1,13	0,17	0,19	2,37	0,05	7,07	100,01
zv4	64,24	0,71	17,16	4,78	0,06	2,07	0,14	0,10	2,36	0,07	8,39	100,08
zv5	69,93	0,60	12,70	4,99	0,04	1,93	0,70	2,03	3,26	0,23	3,82	100,23

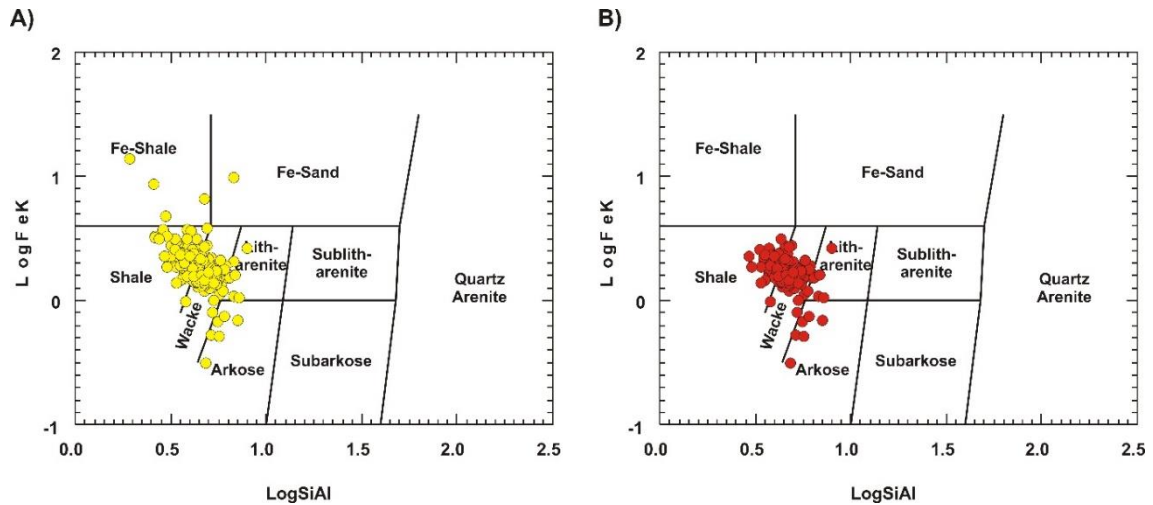
zv6	63,51	0,70	16,43	6,01	0,04	2,22	0,19	0,52	3,83	0,09	6,56	100,10
zv7	62,58	0,76	17,63	6,54	0,06	1,67	0,05	0,12	2,79	0,08	7,77	100,05
zv8	63,64	0,41	13,15	0,58	0,02	2,01	4,54	2,32	1,85	2,70	5,38	96,60
zw1	66,68	0,52	12,16	3,14	0,08	2,94	2,12	3,42	2,30	0,11	6,54	100,01
zw10	66,16	0,67	14,00	5,32	0,14	1,21	2,38	2,49	3,85	0,11	3,67	100,00
zw12	61,71	0,39	9,54	2,88	0,07	6,01	4,21	1,74	1,90	0,14	11,41	100,00
zw13	71,13	0,62	13,40	3,26	0,03	0,69	2,23	3,61	3,23	0,21	1,59	100,00
zw2	70,21	0,67	13,91	4,82	0,08	0,40	1,60	2,54	3,25	0,11	2,42	100,01
zw4	71,88	0,53	10,43	4,52	0,07	2,41	1,57	2,19	2,85	1,31	2,23	99,99
zw5	71,38	0,58	11,77	5,11	0,05	1,10	2,36	2,04	2,92	0,47	2,23	100,01
zw6	72,64	0,68	14,31	3,20	0,02	0,33	1,39	3,25	2,13	0,10	1,92	99,97
zw7	66,73	0,52	11,57	5,74	0,05	2,66	2,60	2,92	2,76	0,22	4,24	100,01
zw8	59,52	0,66	13,13	6,19	0,10	3,53	3,30	3,60	2,88	0,15	6,92	99,98
zy1	68,79	0,60	12,50	5,38	0,03	2,13	0,88	1,59	3,27	0,14	4,91	100,22
zy2	66,28	0,61	15,84	5,82	0,03	2,07	0,48	0,26	3,76	0,09	4,55	99,79
zy3	71,47	0,62	13,48	4,26	0,03	1,99	0,39	1,94	3,07	0,08	2,41	99,74
zy4	70,44	0,57	12,80	4,86	0,02	3,05	0,49	1,30	2,81	0,15	3,52	100,01
zy5	67,16	0,63	14,70	4,97	0,04	2,85	0,44	2,96	3,13	0,12	2,99	99,99
zy6	64,55	0,55	16,28	5,99	0,03	3,01	0,07	0,67	2,62	0,07	5,43	99,27
zy7	67,86	0,63	14,39	5,21	0,03	1,97	0,62	2,63	3,55	0,19	2,90	99,98
zy8	69,28	0,54	13,97	5,45	0,02	1,64	0,45	3,11	3,22	0,11	2,27	100,06
zy9	70,94	0,50	14,52	5,34	0,01	2,17	0,01	0,01	1,41	0,04	5,04	99,99

Figura 7.3 - Analyzed samples in ACNK diagram from the Rio Claro city region. A) All 274 samples analyzed. B) Samples assumed to have not been chemically modified, resulting in 197 samples to be discussed in this paper.



In the classification diagram of Herron (1988), most of the samples classify as wackes and shales, and some samples classify as arkose, litharenite, ferruginous shales and ferruginous sands (Fig. 7.4). The same classification scheme plotted without the Al₂O₃-rich samples exhibit major content of wackes and shales, i.e., mineralogical maturity variations are subordinate, and probably resulting of local supergenous processes.

Figura 7.4 - Geochemical classification diagram of Herron (1988) with plot of the Corumbataí Formation samples from the Rio Claro city region. A) All samples analyzed. B) Samples without evidences of weathering.



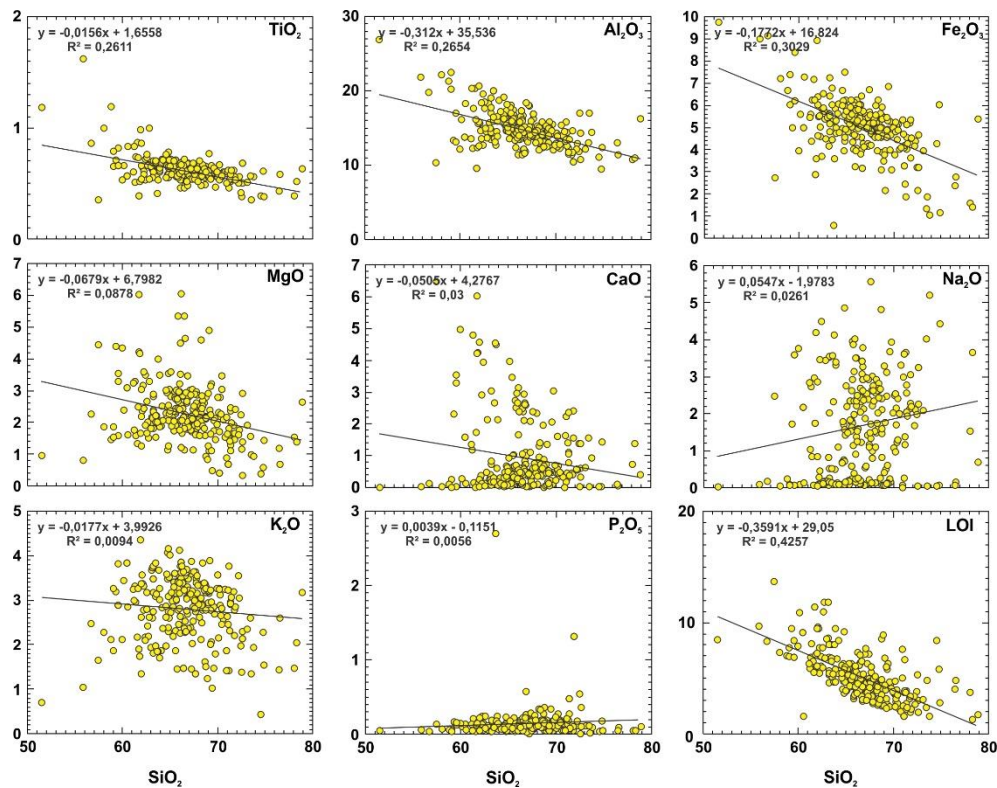
In binary *M versus SiO₂* graphics (Fig. 7.5), being *M* the major elements and LOI, Al₂O₃, Fe₂O_{3T} and LOI possesses negative correlations, TiO₂, CaO and P₂O₅ show approximately linear to sub-horizontal correlations, and MgO, Na₂O and K₂O do not exhibit correlations. In binary *M versus Al₂O₃* graphics (Fig. 7.6), SiO₂ and Na₂O show negative correlations, TiO₂, Fe₂O_{3T} and LOI show positive correlations, weak negative correlations of CaO, sub-horizontal correlations of P₂O₅ and no correlations of MgO and K₂O.

7.1.4.2. *Provenance and Tectonics*

Provenance analysis was based in tectonic settings discriminant diagrams of Bhatia (1983), F3 and F4 discriminant functions of Roser and Korsch (1988) and in binary diagrams of Roser and Korsch (1986). In the (Fe₂O_{3T}+MgO) *versus* (Al₂O₃/CaO+Na₂O) and (Fe₂O_{3T}+MgO) *versus* (K₂O/Na₂O) graphics, there are visible data dispersion in the vertical axis, although data is restricted horizontally in between active continental margin and continental island arcs fields (Fig. 7.7).

In the (Fe₂O_{3T}+MgO) *versus* (TiO₂) and (Fe₂O_{3T}+MgO) *versus* (Al₂O₃/SiO₂) graphics, samples tend to plot in the field of sedimentary rocks derived from rocks generated in island arcs and active continental margins, as well as in the (SiO₂) *versus* (K₂O/Na₂O) graph (Fig. 7.8A, 7.8B and 7.8D).

Figure 7.5 - Binary M versus SiO₂ graphics of the discussed samples of the Rio Claro city region, in which M represents major elements, in %.



In the F3 *versus* F4 graph, however, almost all samples plot in the passive margin field, which also represents tectonically inactive environments, reflecting the tectonic setting of the basin during deposition (Fig. 7.8C). In the F1 *versus* F2 diagram (ROSER; KORSCH, 1988), samples distribute preferably in the sedimentary quartzose, felsic igneous and intermediate igneous provenance, with little contribution of mafic igneous rocks, indicating mixed sources of psammitic metasedimentary rocks and differentiated igneous rocks from continental island arcs (Fig. 7.8E).

7.1.4.3. *Weathering and Climatic Settings of the Sedimentary Rocks*

The main indexes of weathering used in this paper are the ICV (Index of Compositional Variability, COX *et al.*, 1995), the CIA (Chemical Index of Alteration, NESBITT; YOUNG, 1982), CIW (Chemical Index of Weathering, HARNOIS, 1988) and the ratios of alkalis, SiO₂ and Al₂O₃. In the CIW *versus* ICV and CIA *versus* ICV diagrams (Fig. 7.9A and 7.9B, respectively), the samples discussed show a restrict distribution around the mature-immature limit, being most of the samples in the weak weathering interval (100 samples below 70 of CIA, against 36 samples above 80 of CIA, on the intense weathering/mature sediments field; other

samples concentrate on the 70-80 interval). All samples plot in the arid/semi-arid field on the $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ versus SiO_2 diagram, corroborating with the low chemical maturity of these sedimentary rocks, and stating dry climatic conditions (Fig. 7.9C). In the CIA versus ICV diagram, the samples plot following the angular coefficient of the granite trend, next to the fresh granitic rocks mean values (Fig. 7.9D).

Figure 7.6 - Binary M versus Al_2O_3 graphics of the discussed samples of the Rio Claro city region, in which M represents major elements, in %.

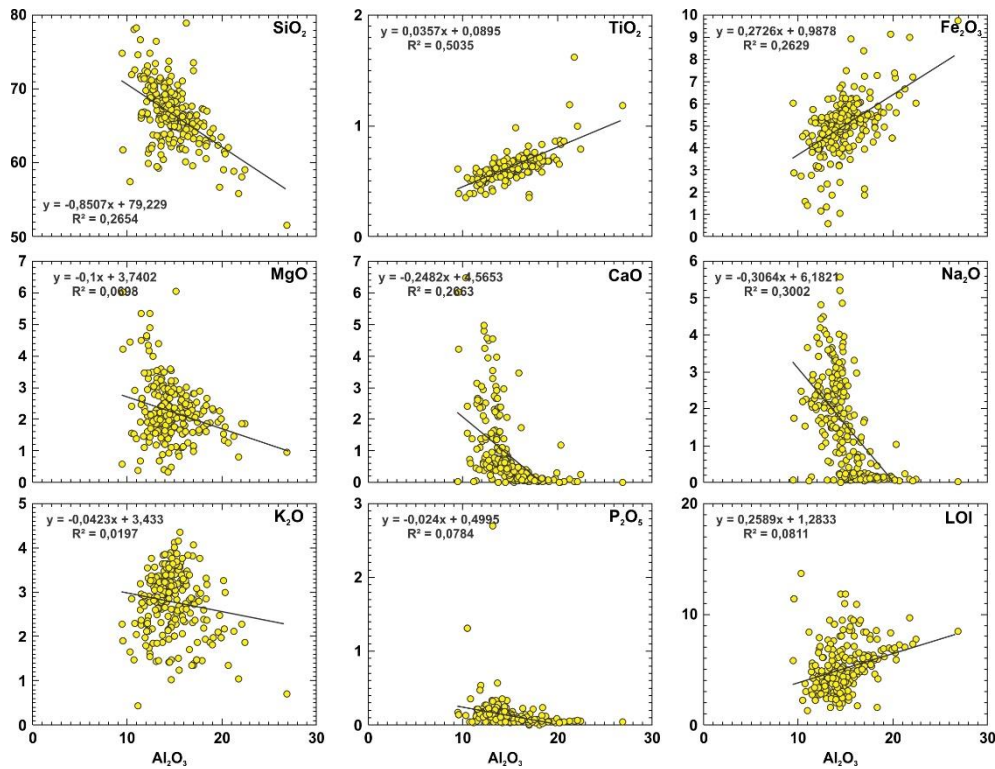


Figure 7.7 - Tectonic environments discriminant diagrams (Bhatia, 1983) of the Rio Claro city region, where samples show wide dispersion, thus not being useful for accurate evaluation of the tectonic environment of the source rocks.

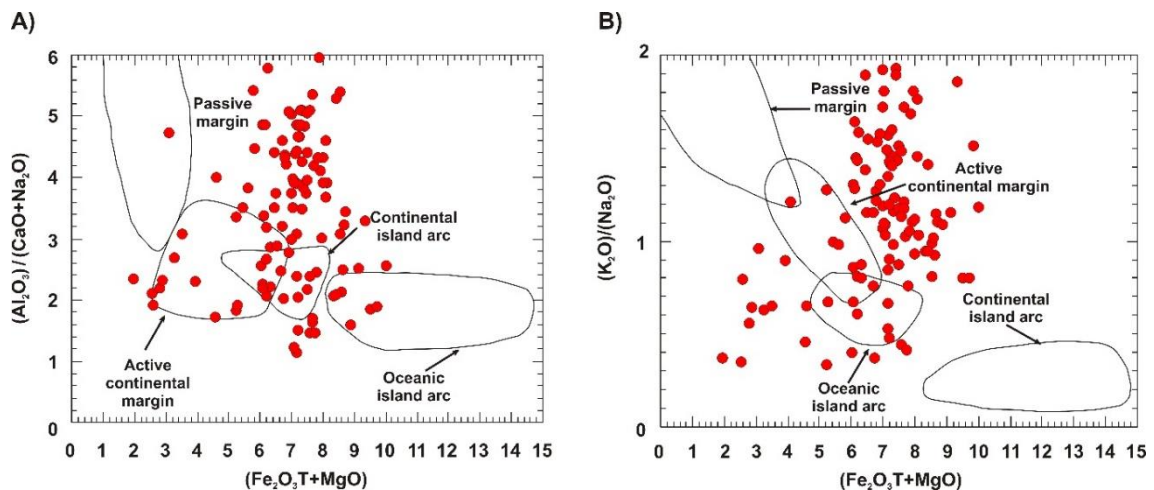


Figure 7.8 - Tectonic environment discriminant diagrams of the Rio Claro city region, useful for inferring tectonic environments in the source or in the basin. A) and B) Bhatia (1983). C) Roser and Korsch (1988). D) Roser and Korsch (1986). E) Source Rocks classification diagram of Roser and Korsch (1988).

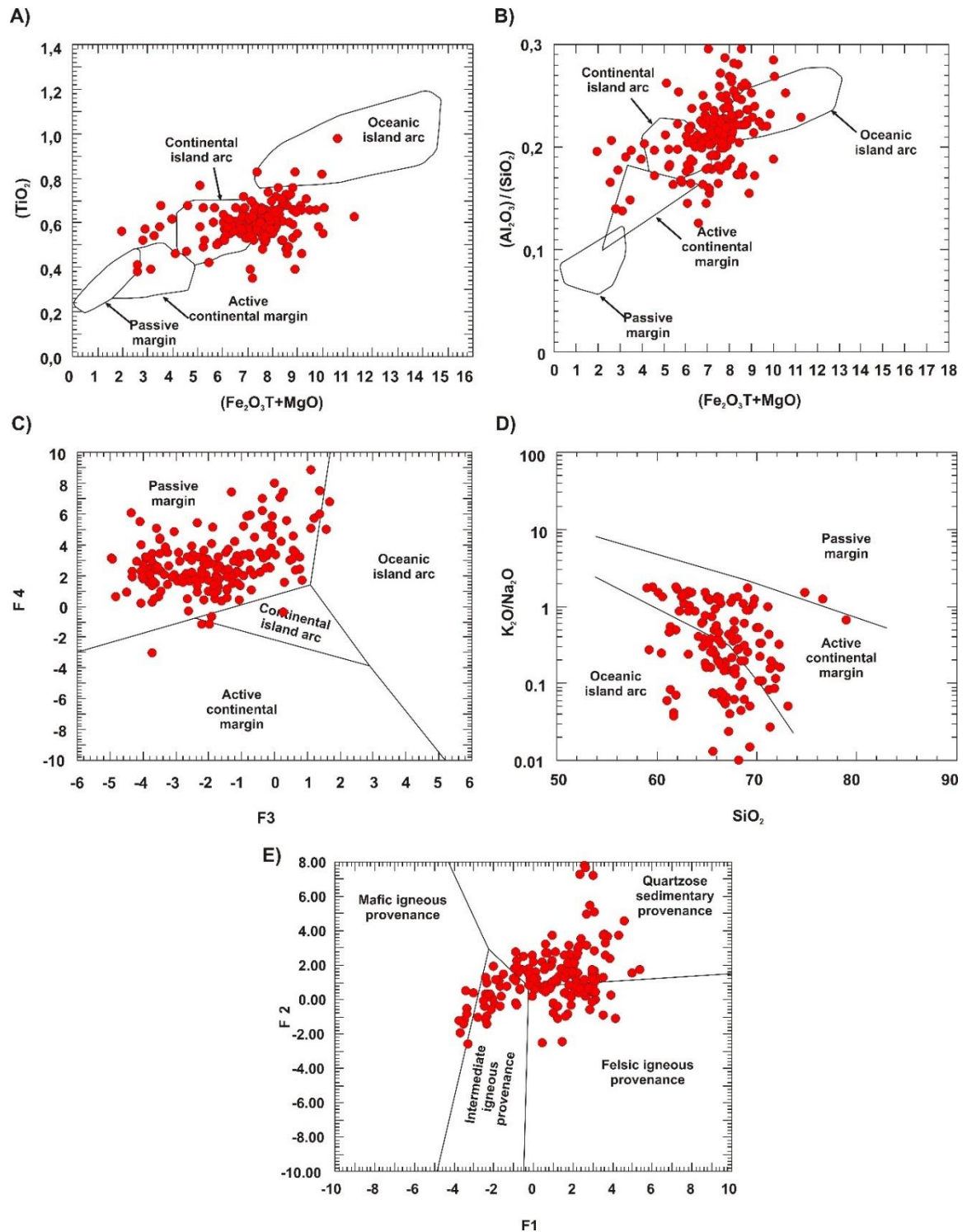
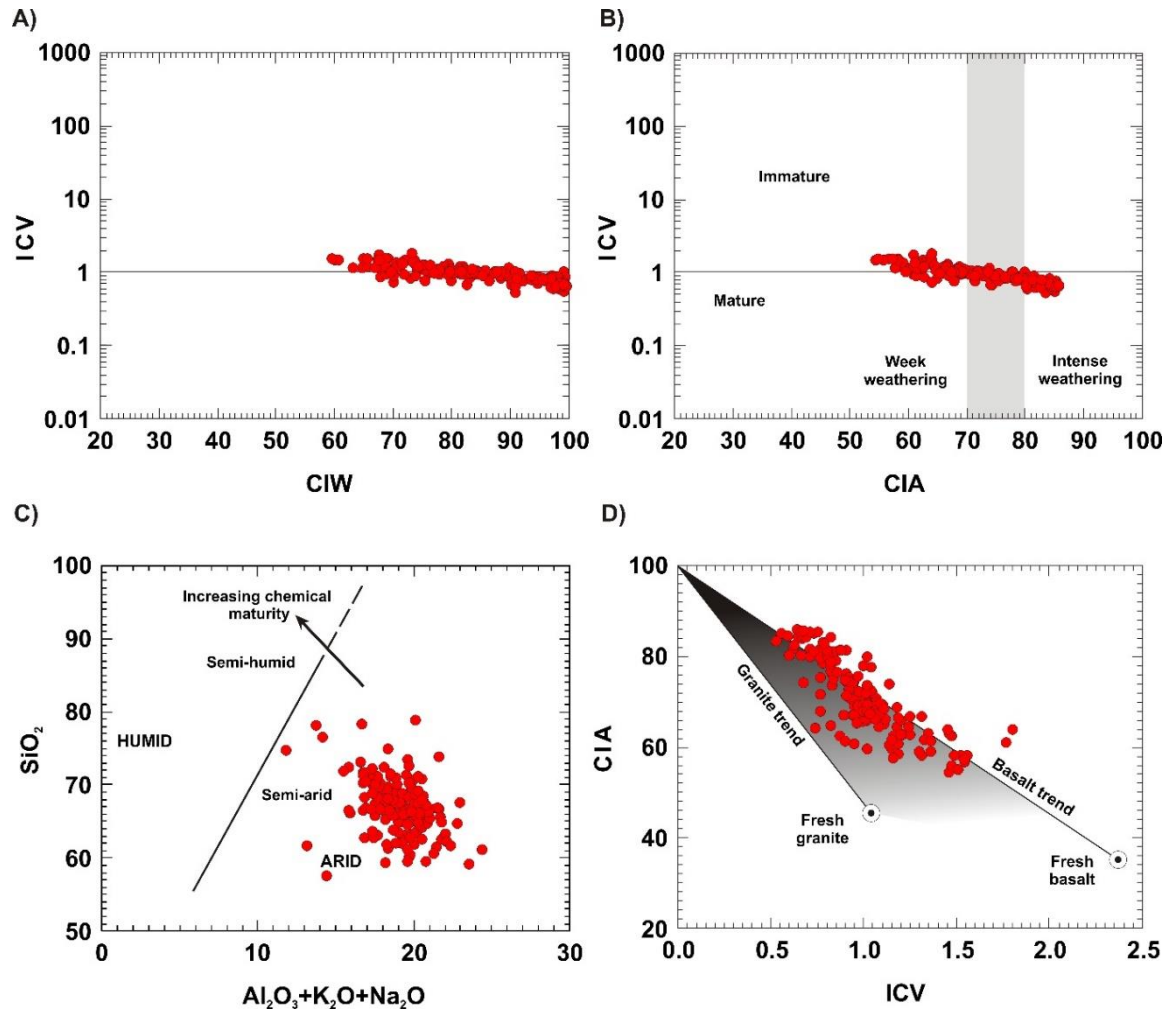


Figure 7.9 – Provenance signatures and climatic conditions diagrams with sample from the Rio Claro city region. A) and B) McLennan et al. (1995). C) and D) Suttner and Dutta (1986).



The textural and mineral compositions found in the Corumbataí Formation are consistent with shallow epicontinental sea environments, with incipient connection to the ocean (SCHNEIDER *et al.*, 1974; PETRI; COIMBRA, 1982), with evidences of subaerial processes even in the lowest strata (ZANARDO *et al.*, 2016). ZANARDO *et al.* (2016) points to the influence of light waves in a shallow platform with small islands in saline to hypersaline waters, with chemical precipitation of carbonates, sulfates and halides in the middle to the top of the lithostratigraphic section, that probably were removed in and after diagenesis.

7.1.5. Discussions and Conclusion

Analyzing the results of applying geochemical methods to determine provenance, weathering conditions and climatic proxies of the Corumbataí Formation, and associating it

with petrographic, geochemical and isotopic data respectively from Zanardo et al. (2016), Zanardo et al. (2017) and Alessandretti et al. (2016), it is possible to state that:

- the weathering of the source rocks of the Corumbataí Formation, and the relative preservation of the chemical characteristics of plagioclases and feldspars (ZANARDO *et al.*, 2016) indicate that the climate on the period of deposition was arid or semi-arid, with low contribution of fluvial and pluvial waters;

- as expected in intracratonic basins (ARMSTRONG-ALTRIN *et al.*, 2011), the chemical signature of the sediments are similar to that of adjacent orogenic belts, despite that no tectonically active areas or magmatic arcs were registered in the surroundings of the Paraná Basin during Permian; this can suggest that the source areas were distant from the basin, being that the main possible transportation of the detritic grains should be aeolian in the proposed climate;

- evidences based on zircon morphology from some strata of the Corumbataí Formation, presented by Fernandes (2007), that show minerals whose habit is probably originated in volcanic ashes, are coherent with the significant sedimentary transport by aerial means;

- in about 30 Million years that preceded the aridization of the Pangaea, the source rocks of the Paraná Basin remained the same, and corresponded to psammitic sedimentary and differentiated igneous rocks – including an expressive contribution of intermediate igneous rocks;

- assuming the arid to semi-arid climate, the aerial transportation of terrigenous grains, and the paleogeography presented by ALESSANDRETTI *et al.* (2016), the chemical and mineralogical characteristics of the Corumbataí Formation design a source area like the proto-Andean belt;

- geochronological U-Pb data from detritic zircon grains from the Rio do Rastro Formation (ALESSANDRETTI *et al.*, 2016), that is a neopermian sedimentary unity related to the upper sediments of the Corumbataí Formation, show ages between 290 and 261 M.y., being coherent with source areas related to the present Andes Mountain Range.

7.2 GEOQUÍMICA DA FORMAÇÃO SERRA ALTA NO MUNICÍPIO DE CESÁRIO LANGE (SP)

7.2.1. Introdução

A Formação Serra Alta (SANFORD; LANGE, 1960), inicialmente definida como camadas de Serra Alta (GORDON JR., 1947), é uma unidade capitaniã-wuchiapingiana (~265 M.a. – 254 M.a.) posicionada entre o Membro Assistência da Formação Irati e a Formação Teresina (CASTRO *et al.*, 1994). É composta essencialmente por folhelhos e siltitos cinza escuros, cinza esverdeados, bege amarelados e amarelo acinzentados, contendo intercalações de lentes e concreções calcíferas. Segundo CPRM (2004; 2006), aflora nos estados de Santa Catarina, Paraná e São Paulo, neste último em uma faixa estreita, aproximadamente NE-SW entre os municípios de Saltinho e Taquarituba. É considerada a unidade psamo-pelítica diretamente sobreposta ao Membro Assistência da Formação Irati, atribuída à base do Subgrupo Estrada Nova, e tentativamente correlacionada com os estratos basais da Formação Corumbataí.

Segundo Brito e Bertini (1982), que descreveram detalhadamente o estado da arte em torno do Grupo Passa Dois da Bacia do Paraná, a Formação Serra Alta foi omitida das propostas estratigráficas até que Maack (1947) a reconhece como entidade individual correspondente à unidade basal do Grupo Estrada Nova, que posteriormente foi denominada de Formação Estrada Nova ou Camadas Serra Alta, sobrepostas pelas camadas Terezina-Serrinha (*sic*). Posteriormente, diversos trabalhos (como MENDES, 1954; SANFORD; LANGE, 1960; LOCZY, 1966; entre outros) revisaram as subdivisões do Grupo Passa Dois, sendo que Barbosa e Gomes (1958) subdividem o que chamaram de Formação Estrada Nova em membros Serra Alta, Terezina e Serrinha.

Beurlen (1954 *apud* BRITO; BERTINI, 1982) reconhece as biozonas das Camadas Serra Alta como similares às da base da Formação Corumbataí, e às das Camadas Terezina como similares às do topo desta unidade, sendo que estas posteriormente foram elevadas ao status de formações (SCHNEIDER *et al.*, 1974). Em estudo mais recente, MEGLHIORATTI (2006) descreve a Formação Serra Alta como “constituída (...) por folhelhos escuros sem bioturbação (...) havendo ocorrências dispersas de bone beds e delgados calcários micríticos”. Ainda segundo este autor, a unidade depositou-se em condições anóxicas *offshore*, com eventos episódicos de raseamento e aridização, exemplificados pelos calcários, e com *lags* transgressivos representados por esparsos *bone beds*.

Devido às discussões que estas correlações e nomenclaturas suscitam, a comparação entre estas unidades atribuídas ao Grupo Passa Dois se beneficiariam de estudos mais aprofundados, sendo que tanto a Formação Corumbataí quanto a Formação Serra Alta carecem de dados composicionais disponíveis na literatura, tanto texturais e mineralógicos quanto químicos. Nesse sentido, este trabalho visa apresentar dados geoquímicos da Formação Serra Alta no município de Cesário Lange (SP), e suas implicações em termos de proveniência, intemperismo da área fonte, e condições climáticas durante a deposição, a fim de colaborar com as discussões acerca da viabilidade de correlação entre esta unidade e as formações Corumbataí e Estrada Nova.

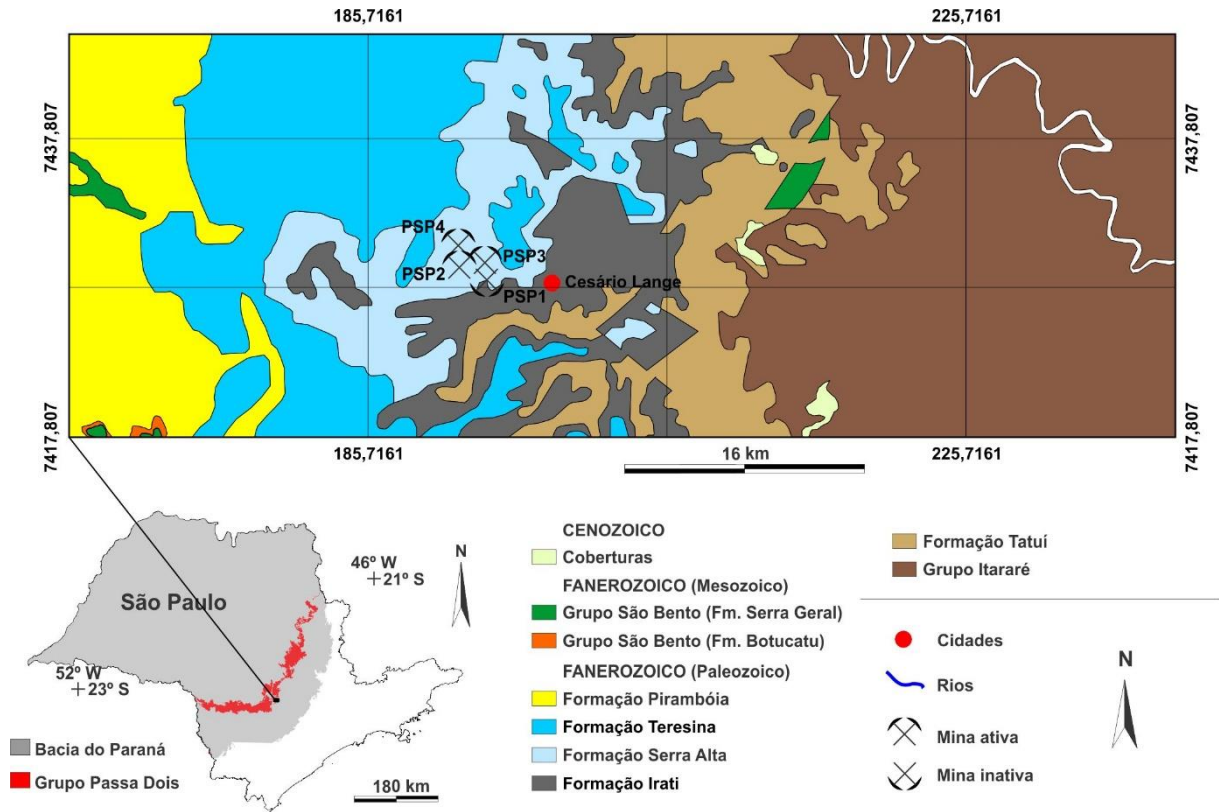
7.2.2. **Materiais e métodos**

Foram descritos afloramentos da Formação Serra Alta em quatro seções de cava para extração de argila a oeste da cidade de Cesário Lange (SP), dos quais foram selecionadas 30 amostras para análises petrográficas, mineralógicas e geoquímicas. A análise petrográfica foi realizada em seções delgadas polidas, à luz transmitida e refletida, em microscópio da marca Zeiss Axioskope 40, pertencente ao Laboratório de Microscopia do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM), do Instituto de Geociências e Ciências Exatas (IGCE), da UNESP, campus de Rio Claro. A identificação dos filossilicatos e outros minerais de granulometria menor que 10 μm foi feita através de difratometria de raios X, realizada em equipamento PANalytical Empyrean, pertencente ao Laboratório de Difração de Raios X do DPM/IGCE/UNESP, enquanto dados geoquímicos de elementos maiores, menores, traços e terras raras (ETRs) foram adquiridos por ICP-MS no laboratório SGS Geosol Ltda. (Vespasiano, Minas Gerais).

7.2.3. **Geologia local**

A oeste do município de Cesário Lange, ocorre uma sequência de siltitos e argilitos, com esporádicas intercalações de calcários, atribuída à Formação Serra Alta, que corresponderia, cronologicamente e geometricamente, à unidade sotoposta à Formação Teresina, e cronocorrelacionável com a base da Formação Corumbataí aflorante cerca de 40 km a nordeste, no município de Saltinho (Figura 7.10).

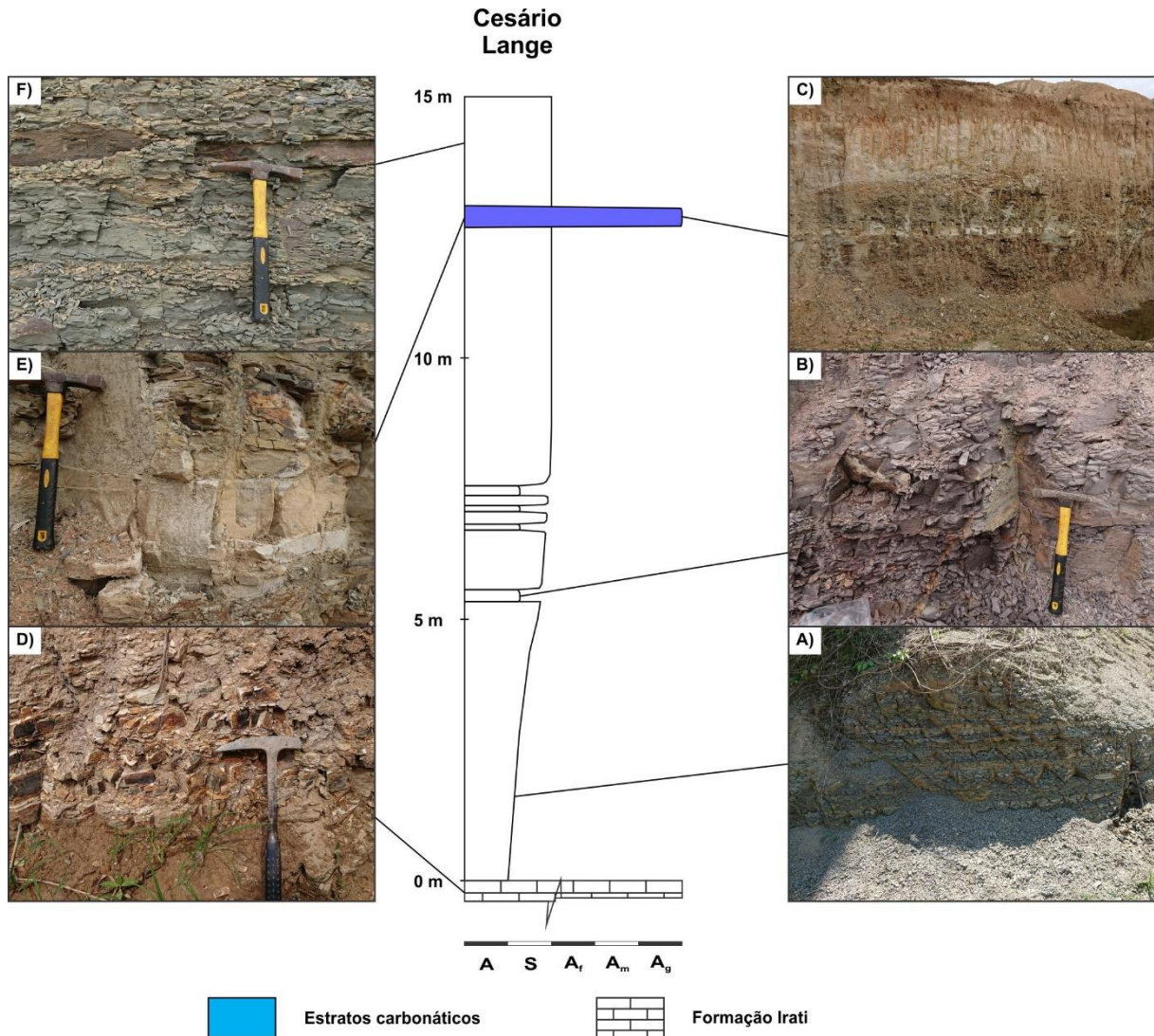
Figura 7.10 – Localização da área de estudo no município de Cesário Lange, com indicação dos perfis levantados em frentes de lavra localizadas no domínio da Formação Serra Alta.



Os afloramentos visitados correspondem a frentes de lavra, ativas ou desativadas, no interior de uma grande área de extração de argila para a produção de blocos cerâmicos, e apresentam exposições de rocha relativamente sã, exposta a partir do contato com a formação Irati subjacente (Figura 7.11D). A litologia predominante corresponde a siltito argiloso fino a grosso, de cor bege acinzentado e cinza amarronzado a amarelado, maciço, acamadado ou sutilmente laminado, levemente alterado em tons de amarelo e ocre, com leve empastilhamento em forma tabular na base a conchoidal em direção ao topo, com perda parcial de coesão nas porções mais alteradas (Figura 7.11A), em um pacote com aproximadamente 15 metros de espessura. Intercalados a este litotipo, há ocorrências de argilitos siltosos (Figura 7.11B), em camadas com espessura média de 10 cm, cuja frequência aumenta em direção ao topo da sequência, onde foi observada uma camada de calcilito (Figuras 7.11C e 7.11E), com espessura aproximadamente constata de aproximados 50 cm. Cerca de 3 m abaixo do topo da sequência aflorante, logo acima do calcário, ocorrem siltitos e argilitos com maior grau de alteração, com certo aspecto variegado e/ou manchado em tons de marrom, cinza e amarelo (Figura 7.11F).

Figura 7.11 – Fotografias de campo e coluna estratigráfica da Formação Serra Alta na região de Cesário Lange.

A) siltito argiloso predominante na seção, em porção de estrutura maciça a acamadada alterado em tons de amarelo; B) camadas intercaladas de argilitos siltosos cinza arroxeadado a avermelhado, com empastilhamento concóide; C) Destaque para a camada de calcilito intercalada aos siltitos mais alterados do topo da seção analisada; D) detalhe da Formação Irati diretamente sotoposta à Formação Serra Alta; E) Detalhe da camada de calcarenito intercalada aos siltitos; F) siltitos e argilitos do topo da seção, logo acima da camada calcárea descrita na seção, com intemperismo levemente mais acentuado do que as rochas subjacentes.

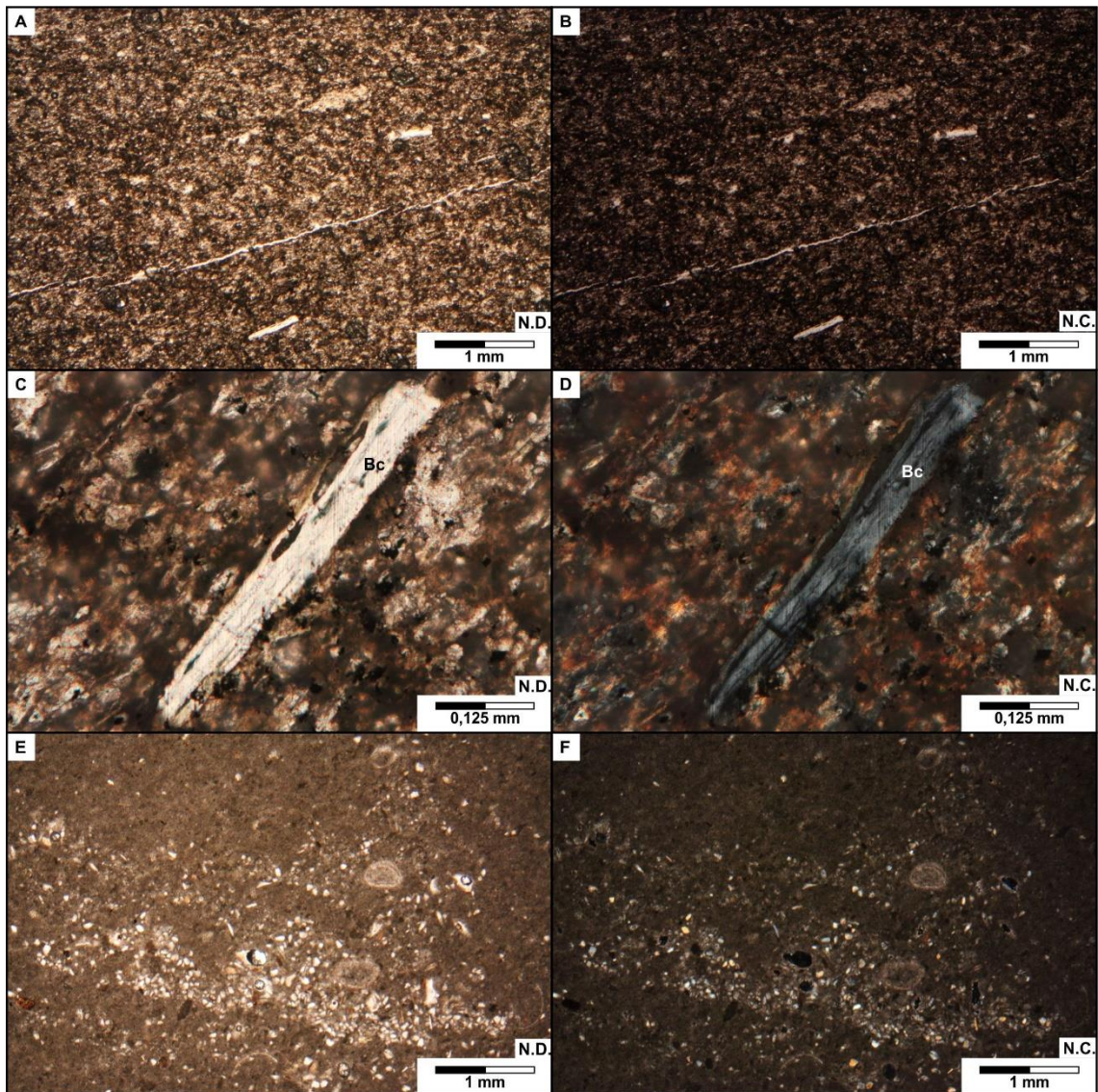


Próximo à entrada da área de exploração, foi identificado um dique de diabásio intemperizado, com espessura de aproximadamente 4 m, cortando a Formação Serra Alta, cujo contato, no entanto, não apresenta feições de metamorfismo termal na escala de afloramento.

Petrograficamente, os siltitos analisados são rochas de textura granular, com intercalações de lâminas descontínuas de textura pelítica (Figuras 7.12A e 7.12B), com matriz de granulação entre 10 e 30 μm , e tamanho dos grãos siliciclásticos variando entre 30 e 150 μm , a maioria menores que 50 μm , composto por argilominerais ($\pm 45\%$), quartzo ($\pm 35\%$), feldspatos ($\pm 17\%$), óxi-hidróxidos ($\pm 2\%$), opacos ($\pm 1\%$) e frequentes fragmentos bioclásticos

(Figuras 7.12C e 7.12D). Os argilitos, por sua vez, possuem cor cinza amarronzada a amarelada, finamente laminados, com forte anisotropia marcada pela orientação de argilominerais e grãos siliciclásticos, com textura pelítica e tamanho dos grãos variando entre 2 a 5 μm , predominando agregados microcristalinos de argilominerais (essencialmente illita, $\pm 90\%$). Neste litotipo ocorrem grãos siliciclásticos detríticos dispersos pela rocha, com tamanho variando entre 10 e 30 μm , compostos por quartzo ($\pm 5\%$), feldspatos ($\pm 2\%$), muscovita ($\pm 2\%$) e opacos ($\pm 1\%$).

Figura 7.12 – Fotomicrografias em luz transmitida representativas dos litotipos predominantes da Formação Serra Alta no município de Cesário Lange. A) e B) Textura psamo-pelítica granular e estrutura sutilmente laminada dos siltitos analisados; C) e D) Bioclasto (Bc) em meio à rocha, orientado segundo a sutil laminação observada. E) e F) Feições texturais da camada de calcário micrítico encontrado na seção, com concentrações de grãos siliciclásticos e resquícios fossilíferos. ND.: nicóis descruzados; NC: nicóis cruzados.



A camada de calcário encontrada no topo da sequência é constituída essencialmente de calcita, com anisotropia resultante da disposição sub-horizontal de domínios lenticulares siliciclásticos granulares e feixes de micro descontinuidades anastomosadas preenchidas por cimento criptocristalino. A textura é lutítico-pelítica, com trilhas lenticulares orientadas de material afanítico em grumos, e contém moldes e fragmentos fósseis, com tamanho entre 500 μm e 1 mm, aparentemente de carapaças de crustáceos. Dispersos por toda a rocha são observados minerais detríticos granulares, assim, como em domínios lenticulares orientados (Figuras 7.12E e 7.12F), e correspondem essencialmente a quartzo límpido, em grãos anédricos angulosos, equi a inequidimensionais e fraturados, com tamanho menor que 100 μm . Também como grãos detríticos ocorrem cristais subtabulares, levemente saussuritizados, de feldspatos, e palhetas de muscovita, sendo que o total de grãos siliciclásticos não chega a perfazer 5% da rocha.

As rochas mais alteradas do topo da sequência são, petrograficamente, anisotrópicas, com matriz de filossilicatos isorientados (essencialmente illita), com micro descontinuidades predominantemente concordantes preenchidas principalmente por caulinita. Os grãos detríticos, neste pacote, são de quartzo, e a illita ocorre frequentemente associada a óxi-hidróxidos de ferro e minerais opacos, enquanto a caulinita ocorre límpida e predominantemente ao redor de cavidades e descontinuidades, o que propicia o aspecto variegado citado anteriormente.

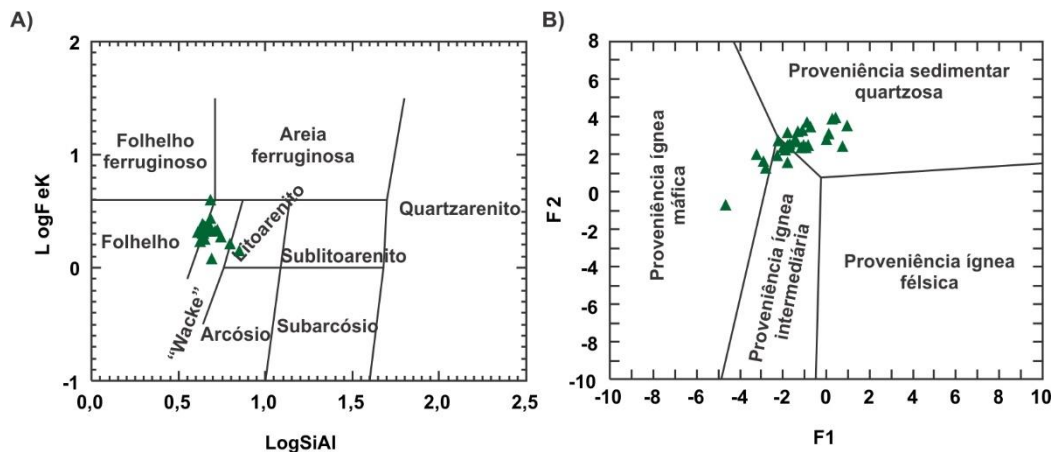
7.2.4. Geoquímica

Neste trabalho são apresentados dados geoquímicos acerca das litologias siliciclásticas, sendo excluídos os dados geoquímicos da camada calcária e da amostra em contato com o dique de diabásio, descritas na seção. Os resultados das análises químicas são apresentados na Tabela 4.

Segundo o diagrama de Herron (1988) (Figura 7.13A), as amostras da Formação Serra Alta são classificadas quimicamente como “wackes”, sendo que apenas três amostras são classificadas como litoarenitos (pela presença esporádica de intercalações rítmicas entre lâminas essencialmente filossilicáticas e lentes predominantemente quartzo-feldspáticas), e uma amostra é classificada no limite entre o campo de “wackes” e arcósios (possivelmente pela presença levemente maior de feldspatos potássicos nesta em relação às outras amostras). No diagrama de Roser e Korsch (1988) (Figura 7.13B), por sua vez, observa-se predomínio de amostras cuja proveniência apresenta características de rochas fontes sedimentares quartzosas, sendo que apenas quatro amostras apresentam composição no campo de proveniência de rochas

ígneas intermediárias. A leve tendência ao alinhamento sub-horizontal das amostras reflete principalmente a sutil variação no conteúdo mineral das amostras, uma vez que se trata de rochas siliciclásticas, cujas condições genéticas não ocorrem de forma homogênea em todos os estágios de sua formação.

Figura 7.13 – Classificação química e proveniência da Formação Serra Alta no município de Cesário Lange. A) Diagrama de classificação química de rochas sedimentares (HERRON, 1988); B) Diagrama discriminante da natureza das rochas fontes dos sedimentos originais (ROSER; KORSCH, 1988).



Em termos de maturidade dos sedimentos originais, Armstrong Altrin *et al.* (2015) indicam que razões $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ acima de 10 indicam alto grau de maturidade textural, e a Formação Serra Alta na região analisada apresenta estes valores entre 4,71 e 8,40 (com predomínio de valores acima de 5,00, e média de 5,45), o que indica maturidade textural moderada a alta, representando um bom grau de seleção mineralógica durante o transporte dos sedimentos. Quanto à maturidade química, o cálculo do Índice de Variação Composicional (Index of Compositional Variability – ICV) (COX *et al.*, 1995) produz valores entre 0,72 e 1,10 (média de 0,97, predominando valores acima de 0,90), enquanto a razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ varia entre 0,15 e 0,27 (média de 0,23, predominando valores acima de 0,20), indicando respectivamente sedimentos relativamente maduros quimicamente (representando composições no campo de feldspatos potássicos e plagioclásios), e derivados de rochas fontes submetidas a intemperismo moderado (com razões coerentes com o intervalo de $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ dos argilominerais, principalmente illitas) (Figura 7.14).

Tabela 4 - Composição química de Elementos Maiores (% peso), menores, traços e ETRS (em ppm) das amostras da Formação Serra Alta provenientes de Cesário Lange (SP). Continua.

Amostra	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO₂	71,78	77,10	82,34	66,33	67,74	70,01	68,71	67,12	65,76	68,52	72,90
TiO₂	0,54	0,59	0,51	0,68	0,59	0,58	0,59	0,62	0,60	0,62	0,58
Al₂O₃	11,22	10,54	9,80	14,09	13,05	13,29	13,58	13,92	12,96	13,82	12,84
Fe₂O_{3T}	4,02	3,11	2,62	5,46	5,40	5,72	5,11	4,80	5,29	5,26	2,87
MnO	0,07	0,02	0,03	0,04	0,05	0,05	0,04	0,06	0,04	0,04	0,01
MgO	2,36	1,86	1,53	2,94	2,54	2,44	2,32	2,44	2,67	2,83	1,43
CaO	1,30	0,49	0,85	0,66	0,59	0,60	0,82	0,75	0,58	0,41	0,47
Na₂O	1,31	1,02	1,04	0,99	1,08	1,05	1,19	1,21	1,04	1,10	1,09
K₂O	2,79	2,51	2,43	3,39	3,05	3,37	3,27	3,61	3,03	3,37	3,20
P₂O₅	0,29	0,11	0,33	0,08	0,07	0,10	0,14	0,18	0,11	0,07	0,04
LOI	4,77	3,93	3,26	4,75	4,26	4,26	4,25	4,06	4,28	4,24	4,03
Total	100,45	101,28	104,74	99,41	98,42	101,47	100,02	98,77	96,36	100,28	99,46
Sc	9,00	8,00	7,00	12,00	11,00	11,00	11,00	12,00	11,00	12,00	11,00
V	182,00	50,00	29,00	106,00	68,00	40,00	82,00	70,00	48,00	106,00	45,00
Cr	48,00	52,00	57,00	78,00	59,00	48,00	51,00	47,00	69,00	56,00	52,00
Co	9,30	2,70	4,10	9,90	9,90	9,10	8,30	9,50	21,90	10,00	2,00
Ni	30,00	17,00	16,00	24,00	24,00	19,00	22,00	21,00	33,00	26,00	12,00
Cu	20,00	21,00	15,00	30,00	29,00	31,00	46,00	19,00	32,00	32,00	31,00
Zn	78,00	62,00	53,00	96,00	94,00	82,00	80,00	84,00	122,00	102,00	53,00
Rb	119,80	111,60	103,90	166,10	157,80	160,90	149,30	155,30	162,60	177,30	136,20
Cs	5,63	4,62	4,71	6,54	6,23	6,01	5,94	6,61	6,02	6,47	5,41
Sr	251,00	142,00	183,00	226,00	237,00	211,00	217,00	188,00	215,00	244,00	190,00
Ba	354,00	330,00	349,00	345,00	463,00	455,00	506,00	579,00	340,00	340,00	479,00
Y	19,56	15,50	22,51	22,45	18,93	16,96	23,01	24,41	20,83	18,30	19,87
Zr	141,60	181,40	152,10	162,10	141,90	131,90	143,30	135,10	159,00	139,10	133,20
Hf	3,29	4,02	4,34	3,50	2,99	2,72	3,37	3,06	3,64	3,06	2,89
Nb	9,29	9,90	8,24	10,12	10,43	9,55	10,11	10,69	10,60	11,05	10,26
Ta	0,88	0,50	0,46	0,41	0,32	0,26	0,89	0,82	0,49	0,56	0,48
Pb	<20	<20	<20	24,00	23,00	22,00	22,00	<20	<20	20,00	<20
Th	11,40	9,50	8,10	14,90	14,00	13,00	14,50	14,80	13,20	13,50	13,70
U	2,40	1,82	2,15	2,65	2,41	2,42	2,64	2,60	2,51	2,93	2,60
Ga	12,10	11,60	9,70	15,30	15,00	15,10	15,30	16,00	15,50	15,70	15,00
CIA	67,51	72,39	69,41	73,65	73,44	72,58	72,00	71,42	73,59	73,90	72,95
CIW	81,13	87,47	83,83	89,52	88,65	88,96	87,11	87,66	88,89	90,15	89,17
ICV	1,10	0,91	0,92	1,00	1,02	1,04	0,98	0,97	1,02	0,99	0,75
La	28,50	18,60	30,40	30,30	29,70	22,50	32,90	33,50	28,10	26,30	37,20
Ce	60,70	33,00	55,60	59,10	57,90	44,20	65,50	65,00	54,80	51,30	71,60
Pr	7,10	4,18	7,25	7,03	6,83	5,17	7,81	8,05	6,72	6,10	8,76
Nd	27,00	16,00	27,80	25,80	25,00	19,80	29,80	31,20	25,50	22,40	32,60
Sm	5,30	3,10	5,40	4,80	4,60	3,70	5,90	6,00	4,70	4,20	6,00
Eu	1,01	0,57	1,02	0,94	0,91	0,74	1,10	1,19	0,93	0,79	1,09
Gd	4,65	2,56	4,88	4,22	3,86	3,20	5,16	5,27	4,27	3,55	4,56
Tb	0,68	0,44	0,71	0,69	0,59	0,50	0,77	0,82	0,67	0,56	0,70
Dy	4,03	2,75	4,16	4,05	3,48	3,14	4,37	4,66	3,79	3,47	3,66
Ho	0,73	0,60	0,79	0,82	0,71	0,63	0,88	0,89	0,77	0,74	0,72
Er	2,21	1,79	2,26	2,54	2,13	1,97	2,56	2,53	2,19	2,19	2,11
Tm	0,32	0,31	0,32	0,36	0,32	0,29	0,36	0,38	0,35	0,32	0,32
Yb	2,20	2,00	2,30	2,60	2,20	2,20	2,40	2,60	2,40	2,30	2,10
Lu	0,33	0,31	0,32	0,38	0,34	0,30	0,37	0,38	0,35	0,34	0,31
Lan/EuN	0,91	1,05	0,96	1,04	1,05	0,98	0,96	0,91	0,97	1,07	1,10
GdN/LuN	1,09	0,64	1,18	0,86	0,88	0,83	1,08	1,07	0,95	0,81	1,14
Lan/LuN	0,86	0,60	0,95	0,80	0,87	0,75	0,89	0,88	0,80	0,77	1,20
Eu*	0,88	0,88	0,86	0,91	0,94	0,93	0,86	0,92	0,90	0,89	0,90
Ce*	0,95	0,60	1,00	0,97	0,95	0,73	1,08	1,11	0,92	0,84	1,20

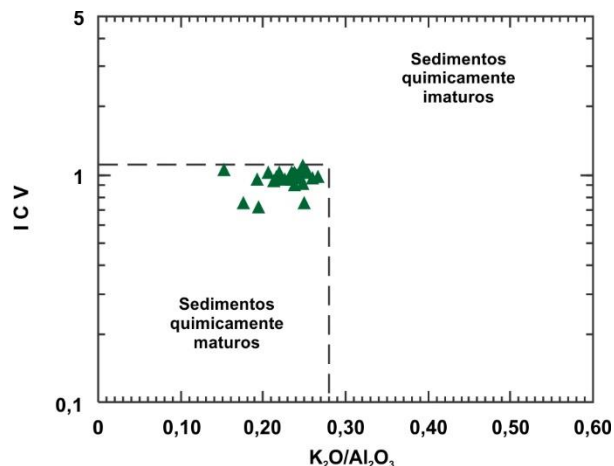
Tabela 4 – continuação.

Amostra	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO₂	69,68	67,86	67,24	67,61	72,41	65,90	68,13	68,39	72,47	66,65	67,42
TiO₂	0,66	0,63	0,62	0,58	0,45	0,54	0,60	0,61	0,56	0,64	0,61
Al₂O₃	13,61	13,86	13,68	12,39	12,97	12,84	12,92	13,47	11,87	13,22	13,69
Fe₂O_{3T}	5,60	5,46	5,52	5,27	3,79	4,76	5,12	5,55	4,79	5,41	5,34
MnO	0,05	0,05	0,04	0,03	0,03	0,01	0,03	0,05	0,05	0,06	0,04
MgO	2,35	2,58	2,48	2,20	1,93	2,26	2,29	2,57	2,18	2,71	2,77
CaO	0,73	0,48	0,53	0,58	0,59	0,52	0,44	0,54	0,46	0,95	0,36
Na₂O	1,04	0,91	0,89	0,80	0,70	1,17	0,85	1,10	1,42	0,96	0,99
K₂O	3,39	3,26	3,17	2,96	2,29	3,42	2,93	3,17	2,82	2,91	3,26
P₂O₅	0,09	0,08	0,07	0,11	0,06	0,07	0,07	0,10	0,10	0,37	0,05
LOI	4,18	4,30	4,30	4,19	4,74	4,13	4,23	4,10	3,65	4,18	3,83
Total	101,38	99,47	98,54	96,72	99,96	95,62	97,61	99,65	100,37	98,06	98,36
Sc	11,00	13,00	12,00	10,00	9,00	13,00	11,00	12,00	10,00	11,00	12,00
V	158,00	126,00	81,00	97,00	213,00	93,00	89,00	192,00	93,00	138,00	87,00
Cr	58,00	82,00	57,00	48,00	46,00	60,00	81,00	53,00	47,00	72,00	56,00
Co	10,40	6,10	6,80	9,20	5,10	7,40	6,40	6,90	8,20	10,50	13,50
Ni	27,00	24,00	27,00	26,00	20,00	23,00	43,00	26,00	22,00	29,00	33,00
Cu	12,00	31,00	35,00	17,00	14,00	16,00	31,00	31,00	22,00	42,00	20,00
Zn	95,00	96,00	90,00	75,00	70,00	103,00	93,00	103,00	67,00	93,00	96,00
Rb	163,70	167,70	165,60	153,30	121,70	140,80	161,60	151,80	133,80	173,00	178,80
Cs	6,52	5,93	5,95	6,53	8,25	5,33	5,77	5,19	4,90	5,76	6,91
Sr	154,00	184,00	181,00	135,00	166,00	167,00	163,00	208,00	212,00	214,00	172,00
Ba	631,00	401,00	350,00	634,00	659,00	669,00	359,00	390,00	377,00	401,00	387,00
Y	19,32	16,35	19,33	15,05	31,14	27,52	19,85	18,13	17,45	25,63	18,31
Zr	133,10	126,70	123,70	125,70	149,80	174,20	161,50	126,00	125,40	162,30	133,20
Hf	2,84	4,09	3,01	2,78	3,56	2,79	3,43	2,87	3,10	3,98	3,16
Nb	10,51	10,67	10,23	9,95	10,39	8,76	9,93	10,55	10,47	10,93	11,05
Ta	0,39	0,24	0,47	0,31	0,36	0,23	0,20	0,26	0,27	0,40	0,55
Pb	<20	<20	<20	20,00	<20	24,00	<20	23,00	23,00	20,00	<20
Th	14,20	13,60	13,00	13,80	17,00	18,20	12,90	13,50	13,70	13,80	13,90
U	2,30	2,42	2,29	2,03	3,03	2,21	2,35	2,61	2,87	2,36	2,74
Ga	15,90	16,60	16,10	14,40	13,30	13,90	15,60	15,70	14,90	16,20	17,90
CIA	72,51	74,88	74,88	74,06	78,37	71,53	75,38	73,69	71,64	73,28	74,81
CIW	88,49	90,89	90,60	89,98	90,95	88,37	90,92	89,15	86,33	87,38	91,02
ICV	1,02	0,96	0,97	1,00	0,75	0,99	0,95	1,01	1,03	1,03	0,98
La	29,90	18,60	24,90	18,70	45,50	38,70	26,60	23,70	21,90	32,10	24,90
Ce	57,80	34,90	45,80	35,70	70,40	74,20	49,30	44,40	44,50	64,10	50,10
Pr	6,86	4,47	5,90	4,37	11,05	9,11	6,13	5,60	5,17	8,12	5,76
Nd	24,60	16,50	21,90	15,70	43,10	35,00	23,40	21,00	19,40	32,20	21,10
Sm	4,50	3,20	4,40	3,00	8,50	6,50	4,30	4,00	3,50	6,70	3,80
Eu	0,84	0,59	0,79	0,61	1,56	1,25	0,84	0,75	0,63	1,24	0,76
Gd	3,86	2,61	3,54	2,55	7,80	5,79	3,79	3,31	3,11	5,86	3,19
Tb	0,59	0,44	0,58	0,39	1,09	0,85	0,58	0,50	0,47	0,82	0,52
Dy	3,44	2,79	3,47	2,69	5,86	5,06	3,49	3,05	2,96	4,65	3,33
Ho	0,74	0,60	0,73	0,57	1,10	0,98	0,73	0,68	0,60	0,88	0,67
Er	2,23	1,87	2,20	1,75	3,15	3,04	2,19	2,04	1,95	2,64	2,03
Tm	0,32	0,32	0,33	0,28	0,43	0,46	0,32	0,31	0,29	0,39	0,31
Yb	2,20	2,20	2,30	2,00	2,80	3,00	2,30	2,20	2,10	2,60	2,20
Lu	0,32	0,34	0,33	0,28	0,40	0,44	0,34	0,35	0,32	0,38	0,33
Lan/EuN	1,15	1,02	1,02	0,99	0,94	1,00	1,02	1,02	1,12	0,84	1,06
GdN/LuN	0,93	0,59	0,83	0,71	1,51	1,02	0,86	0,73	0,75	1,20	0,75
Lan/LuN	0,93	0,55	0,75	0,67	1,14	0,88	0,78	0,68	0,68	0,84	0,75
Eu*	0,87	0,88	0,87	0,96	0,83	0,88	0,90	0,89	0,83	0,86	0,95
Ce*	0,95	0,60	0,81	0,60	1,51	1,26	0,86	0,77	0,71	1,09	0,80

Tabela 4 – conclusão.

Amostra	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO₂	66,37	67,83	67,19	72,37	68,00	68,60	64,61	67,83
TiO₂	0,60	0,59	0,62	0,55	0,55	0,56	0,57	0,54
Al₂O₃	13,34	12,86	13,16	12,13	12,30	12,29	12,71	12,22
Fe₂O_{3T}	5,52	5,01	5,08	3,93	5,22	5,03	4,50	5,94
MnO	0,04	0,04	0,03	0,04	0,02	0,03	0,08	0,04
MgO	2,65	2,23	2,28	1,42	1,90	2,19	1,94	1,78
CaO	0,52	0,71	0,55	0,08	0,52	0,78	2,68	0,75
Na₂O	0,86	1,03	0,95	0,40	0,80	0,70	0,74	1,86
K₂O	2,89	2,80	2,81	2,36	2,98	2,36	2,61	1,86
P₂O₅	0,11	0,10	0,04	0,10	0,09	0,17	0,11	0,12
LOI	4,08	3,90	4,02	4,70	4,77	4,26	5,72	3,40
Total	96,98	97,10	96,73	98,08	97,15	96,97	96,27	96,34
Sc	12,00	11,00	11,00	10,00	11,00	10,00	12,00	10,00
V	57,00	41,00	102,00	95,00	84,00	64,00	127,00	35,00
Cr	57,00	51,00	63,00	52,00	49,00	117,00	55,00	48,00
Co	10,50	9,20	8,20	16,70	6,50	9,10	8,40	8,90
Ni	26,00	22,00	26,00	19,00	23,00	24,00	25,00	26,00
Cu	21,00	11,00	44,00	22,00	27,00	24,00	19,00	30,00
Zn	96,00	85,00	78,00	78,00	80,00	94,00	66,00	68,00
Rb	168,00	147,80	159,20	134,90	151,00	168,00	154,50	113,00
Cs	6,16	5,28	5,46	4,17	7,06	7,99	7,63	5,60
Sr	162,00	197,00	204,00	84,00	201,00	174,00	151,00	290,00
Ba	410,00	499,00	548,00	482,00	508,00	508,00	592,00	425,00
Y	21,68	18,62	18,90	25,43	16,93	18,71	19,61	20,51
Zr	146,10	122,40	145,50	147,20	130,70	137,40	161,40	126,50
Hf	3,46	3,05	3,76	3,36	2,70	3,63	3,50	3,11
Nb	9,76	10,21	10,93	10,58	9,17	10,59	9,76	10,17
Ta	0,15	0,30	0,31	0,12	0,28	0,10	0,19	0,17
Pb	23,00	<20	21,00	<20	20,00	<20	<20	22,00
Th	13,60	13,80	13,90	11,90	13,40	11,50	14,40	14,40
U	2,66	2,72	2,67	2,70	2,30	2,82	2,38	3,07
Ga	16,50	16,20	16,20	14,50	14,20	16,60	15,40	17,40
CIA	75,75	73,91	75,33	79,33	74,10	76,57	75,65	73,22
CIW	90,63	88,08	89,77	93,81	90,31	89,77	89,57	82,40
ICV	0,98	0,97	0,94	0,72	0,97	0,95	1,03	1,05
La	29,00	27,40	27,50	69,10	26,70	28,40	30,10	30,40
Ce	56,20	55,00	54,60	142,70	50,50	55,30	58,00	59,40
Pr	7,00	6,41	6,38	17,05	5,96	6,51	6,61	6,83
Nd	26,20	23,60	24,10	63,30	21,80	23,90	24,60	25,20
Sm	5,10	4,60	4,50	10,60	4,00	4,50	4,80	4,70
Eu	0,97	0,84	0,87	1,83	0,76	0,88	0,83	0,95
Gd	4,53	3,79	3,77	7,92	3,25	3,74	3,79	4,12
Tb	0,69	0,59	0,57	1,04	0,50	0,56	0,57	0,63
Dy	4,08	3,52	3,56	5,35	3,37	3,32	3,53	3,73
Ho	0,83	0,72	0,67	0,97	0,65	0,68	0,76	0,76
Er	2,39	2,13	2,07	2,67	2,03	1,88	2,36	2,21
Tm	0,35	0,32	0,32	0,37	0,32	0,28	0,36	0,35
Yb	2,50	2,20	2,20	2,50	2,20	1,90	2,40	2,30
Lu	0,37	0,30	0,33	0,35	0,32	0,30	0,37	0,34
La_N/Eu_N	0,96	1,05	1,02	1,22	1,13	1,04	1,17	1,03
Gd_N/Lu_N	0,95	0,98	0,89	1,75	0,79	0,97	0,79	0,94
La_N/Lu_N	0,78	0,91	0,83	1,97	0,83	0,95	0,81	0,89
Eu*	0,87	0,87	0,92	0,86	0,91	0,93	0,84	0,94
Ce*	0,95	0,88	0,89	2,27	0,84	0,91	0,95	0,96

Figura 7.14 – Diagrama K_2O/Al_2O_3 versus ICV das amostras do município de Cesário Lange, elaborado a partir das considerações de COX et al. (1995) e de Armstrong Altrin et al. (2015).

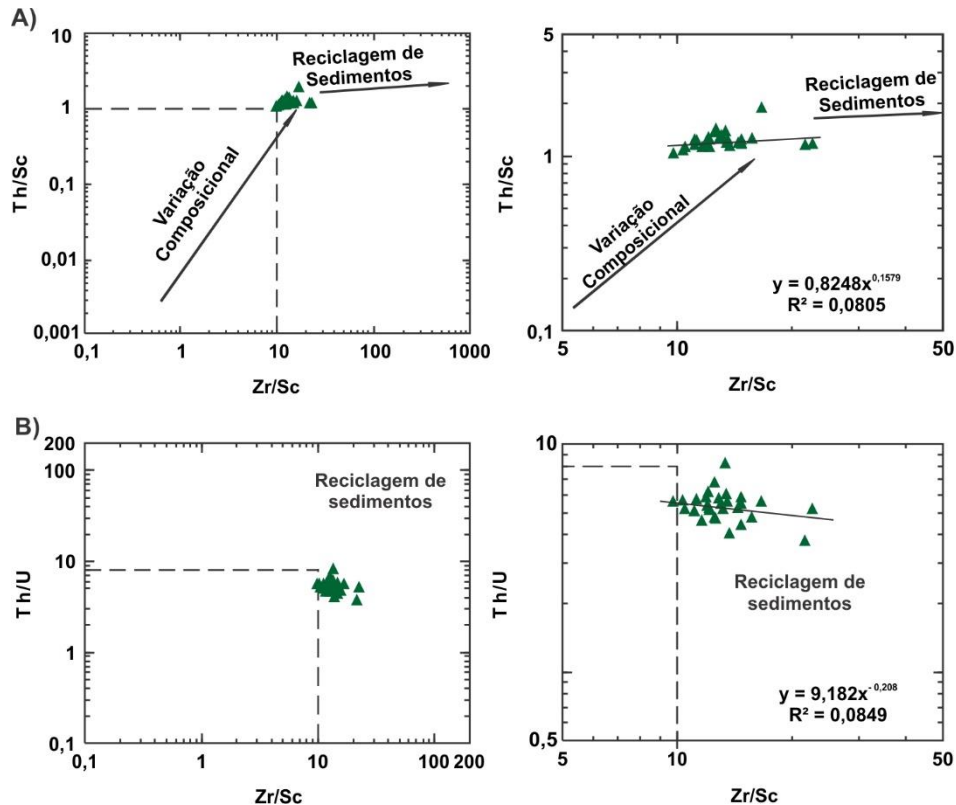


Weaver (1989, *apud* COX *et al.*, 1995) e van de Kamp e Leake (1985, *apud* COX *et al.*, 1995) apontam que rochas siliciclásticas pelíticas com alto grau de maturidade textural e baixo grau de maturidade química correspondem caracteristicamente a depósitos primários, e são encontrados geralmente em ambientes tectonicamente ativos. As características da Formação Serra Alta supracitadas, contudo, representam o intermédio entre uma situação de tectonismo ativo e uma região quiescente tectonicamente, sugerindo que o ambiente das rochas fontes corresponderia a uma região com atividade tectônica moderada, como em regiões de rejuvenescimento do relevo e reativação do perfil intempérico. Através do diagrama Th/Sc versus Zr/Sc (MCLENNAN *et al.*, 1993), utilizado para avaliar o grau de reciclagem sedimentar, percebe-se que as amostras de Cesário Lange apresentam pouca dispersão (Figura 7.15A) e se concentram logo no limite entre o *trend* de evolução de rochas ígneas e o *trend* indicativo de reciclagem sedimentar, o que comprova esta situação intermediária, sendo que a tendência das amostras indica propensão ao campo da reciclagem, assim como demonstrado no diagrama Th/U versus Zr/Sc (MCLENNAN *et al.*, 1993) (Figura 7.15B).

O CIA (*Chemical Index of Alteration*, NESBITT; YOUNG, 1982) das amostras analisadas varia entre 67,51 e 79,33 (média de 73,72), com amplo predomínio de valores acima de 71, maiores que o valor médio de CIA do NASC (*North America Shale Composite*, GROMET *et al.*, 1984), o que indica condição de intemperismo moderado na área fonte. As razões K_2O/Na_2O e Al_2O_3/Na_2O (MCLENNAN; TAYLOR, 1991) variam de 1,00 a 5,90 (média de 3,08), e entre 6,57 e 30,33 (média de 13,60) respectivamente, sendo que valores Al_2O_3/Na_2O menores do que 3 indicam forte atuação do intemperismo químico na bacia sedimentar (ARMSTRONG-ALTRIN *et al.*, 2015). Os valores K_2O/Na_2O em média pouco maior que 1,00

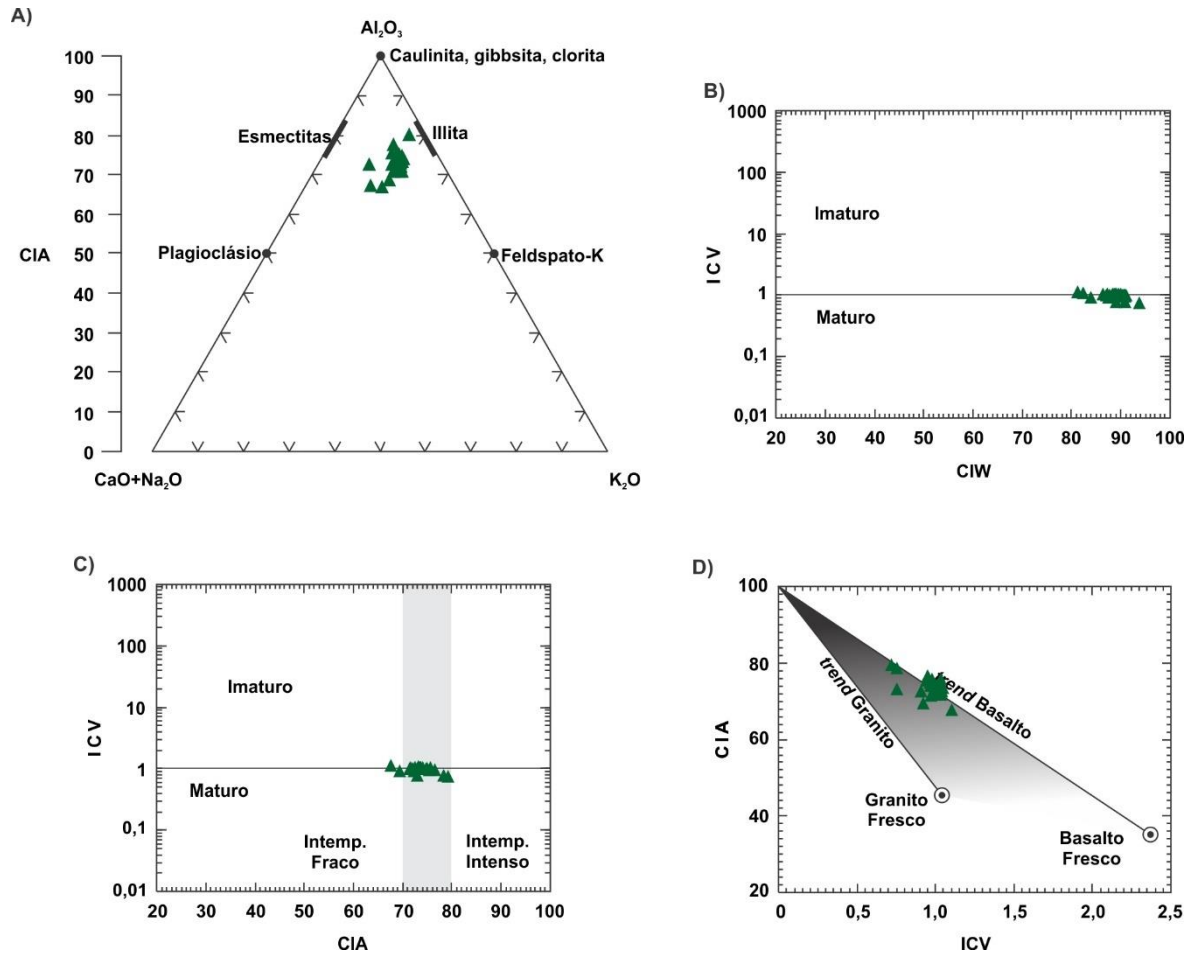
indica predomínio de feldspatos potássicos em relação a plagioclásios nas amostras, como já observado petrograficamente, enquanto a razão Al_2O_3/Na_2O relativamente elevada indica condições intempéricas moderadas a brandas na bacia.

Figura 7.15 – Diagramas de avaliação de sedimentos com relação à sua sujeição aos processos de reciclagem sedimentar (MCLENNAN et al., 1993) das amostras do município de Cesário Lange.



No diagrama ACNK (Figura 7.16A), as amostras se posicionam predominantemente tendendo ao campo das illitas, o que corrobora condições intempéricas intermediárias, e sedimentos tendendo a quimicamente maduros. Em diagramas baseados nas razões CIA (NESBITT; YOUNG, 1982), ICV (COX *et al.*, 1995) e CIW (HARNOIS, 1988) (Figuras 7.16B e 7.16C), as amostras se distribuem principalmente no limite do campo de rochas maduras, e no intervalo de rochas submetidas a intemperismo moderado, corroborando os resultados das razões indicadas anteriormente. Também se posicionam agrupadas, sem *trend* de alinhamento, no limite do campo de intemperismo de rochas intermediárias e básicas (Figura 7.16D), em posição que indica situação de intemperismo baixo a intermediário.

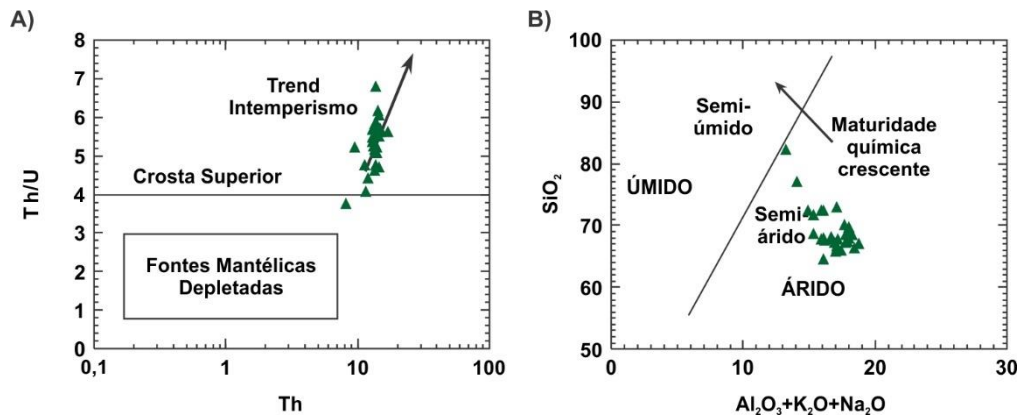
Figura 7.16 - Diagramas de classificação do grau de intemperismo das rochas fontes e de maturidade dos sedimentos originais das amostras do município de Cesário Lange. A) diagrama ACNK em função de CIA (NESBITT; YOUNG, 1982; MCLENNAN *et al.*, 1993) para classificação de maturidade dos sedimentos; B) Diagrama CIW versus ICV (HARNOIS, 1988; COX *et al.*, 1995); C) Diagrama CIA versus ICV (NESBITT; YOUNG, 1984; COX *et al.*, 1995); D) Diagrama ICV versus CIA para avaliação de *trends* de alteração de rochas ígneas (POTTER *et al.*, 2005).



No diagrama Th/U versus Th (MCLENNAN *et al.*, 1993), cujo objetivo é avaliar a similaridade entre rochas sedimentares e seus protólitos epicrustais ou supracrustais, as amostras da Formação Serra Alta se concentram quase que exclusivamente no campo das rochas supracrustais (Figura 7.17A), além de se distribuírem ao longo do *trend* normal resultante de intemperismo físico-químico. Este diagrama corrobora as informações do diagrama de Roser e Korsch (1988) (ver figura 7.13B), e quando associado às interpretações das razões intempéricas, traz uma configuração em cujas rochas fontes principais da unidade corresponderiam a, predominantemente, rochas sedimentares ou mesmo metassedimentares, derivadas de ambiente submetido à reativação tectônica e reciclagem sedimentar. Em termos climáticos, a utilização do diagrama $Al_2O_3 + K_2O + Na_2O$ versus SiO_2 (SUTTNER; DUTTA, 1986) indica condições áridas a semiáridas de deposição para as amostras (Figura 7.17B), bem

como um aumento gradativo da maturidade química, representando situação bacinal submetida a intemperismo fraco, como observado anteriormente através da razão Al_2O_3/Na_2O .

Figura 7.17 – Proveniência e condições climáticas das amostras do município de Cesário Lange. 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; DUTTA, 1986).



Quimicamente, as amostras estudadas da Formação Serra Alta apresentam teores de SiO₂ variando entre 64,61% e 82,34%, de Al₂O₃ entre 9,80% e 14,09%, Na₂O entre 0,40% e 1,86%, K₂O entre 1,86% e 3,61%, CaO entre 0,08% e 0,68% e Fe₂O_{3T} entre 2,62% e 5,94%. Os teores de TiO₂, MnO, MgO e P₂O₅ variam, respectivamente, de 0,45% a 0,68%, de 0,01% a 0,08%, de 1,42% a 2,94% e de 0,04% a 0,37%. Em diagramas do tipo SiO₂ versus M (Figura 7.18), as amostras apresentam leves correlações negativas de TiO₂, Al₂O₃, MgO, Na₂O e K₂O, e moderadas a fortes correlações negativas de Fe₂O_{3T}. Nos diagramas Al₂O₃ versus M (Figura 7.19), por sua vez, apresentam fortes correlações negativas de Al₂O₃, e positivas de Fe₂O_{3T}, MgO e K₂O, além de moderada correlação positiva de TiO₂.

Em relação aos elementos menores e traços versus SiO₂ (Figura 7.20), as amostras da Formação Serra Alta possuem moderadas a fracas correlações negativas de Rb, Cs, Zr e Nb, moderadas a fortes correlações negativas de Th, Ga e Sc, e sutil correlação positiva de Hf. Estas proporções entre elementos maiores, menores e traços em relação ao SiO₂ e ao Al₂O₃ não apresentam correlação com o posicionamento da amostra na coluna analisada, sendo atribuídas à variação das proporções de relativas entre as fases minerais dominantes (argilominerais, feldspatos e quartzo).

Os diagramas multielementares de HFSE (*high field strength elements*) e LILE (*large ion lithophile elements*) normalizados pelo UCC (RUDNICK; GAO, 2003) (Figura 7.21A) mostram um padrão sub-horizontal, mas com significativo empobrecimento em Ta, e fracas

anomalias negativas de Ba, Sr e Hf, além de fracas anomalias positivas e negativas de V. Em relação aos metais base com afinidade petrogenética (Figura 7.21B), a distribuição apresenta enriquecimentos e empobrecimentos de V e Cr, sendo que o primeiro possui afinidade a rochas ígneas de composição intermediária a ácida, e o segundo afim a rochas básicas e ultrabásicas.

Quanto à análise de elementos terras raras (ETR) em comparação com as médias mundiais NASC (GROMET *et al.*, 1984) e PAAS (TAYLOR; MCLENNAN, 1981), a Formação Serra Alta apresenta-se mais empobrecida ($\Sigma ETR_{NASC} = 154,50$, $\Sigma ETR_{PAAS} = 183,00$, $\Sigma ETR_{Fm\ Serra\ Alta} = 86,21 - 325,75$, média = 140,95, predominando valores abaixo de 145,00). Em diagramas do tipo *Spider* normalizados pela crosta continental superior (RUDNICK; GAO, 2003), a distribuição de ETR das amostras é sub-horizontal (Figura 7.21C), em sua maioria com empobrecimento de ETRL (elementos terras raras leves) em relação a ETRP (elementos terras raras pesados) e sem a presença de anomalias significativas de európio ($La_N/Eu_N = 0,84-1,22$ – média 1,03; $Gd_N/Lu_N = 0,59-1,75$ – média 0,95; $La_N/Lu_N = 0,55-1,97$ – média 0,87; $Eu^* = 0,83-0,96$ – média 0,89).

Figura 7.18 – Diagramas binários M versus SiO₂ das amostras de Cesário Lange. M: elementos maiores em % de peso.

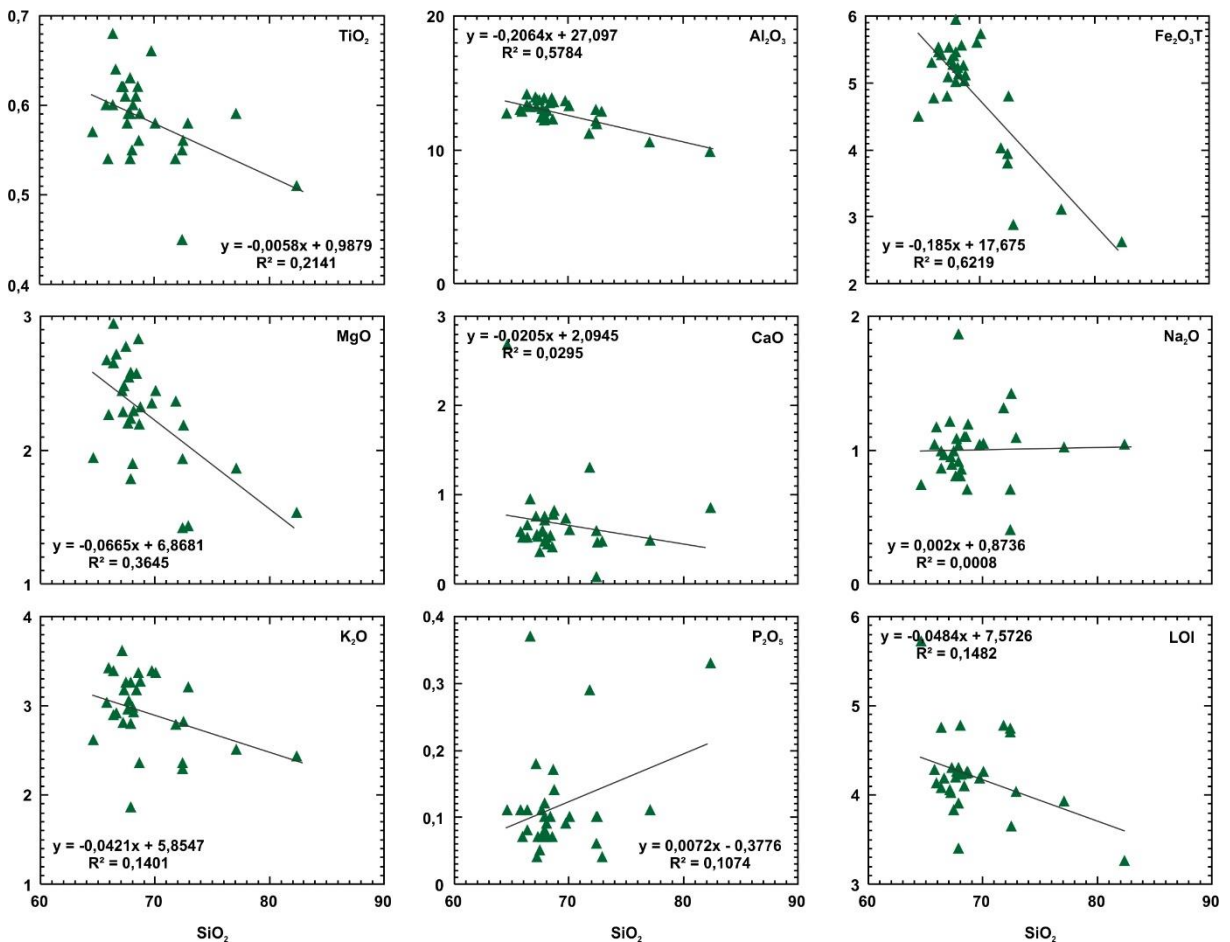
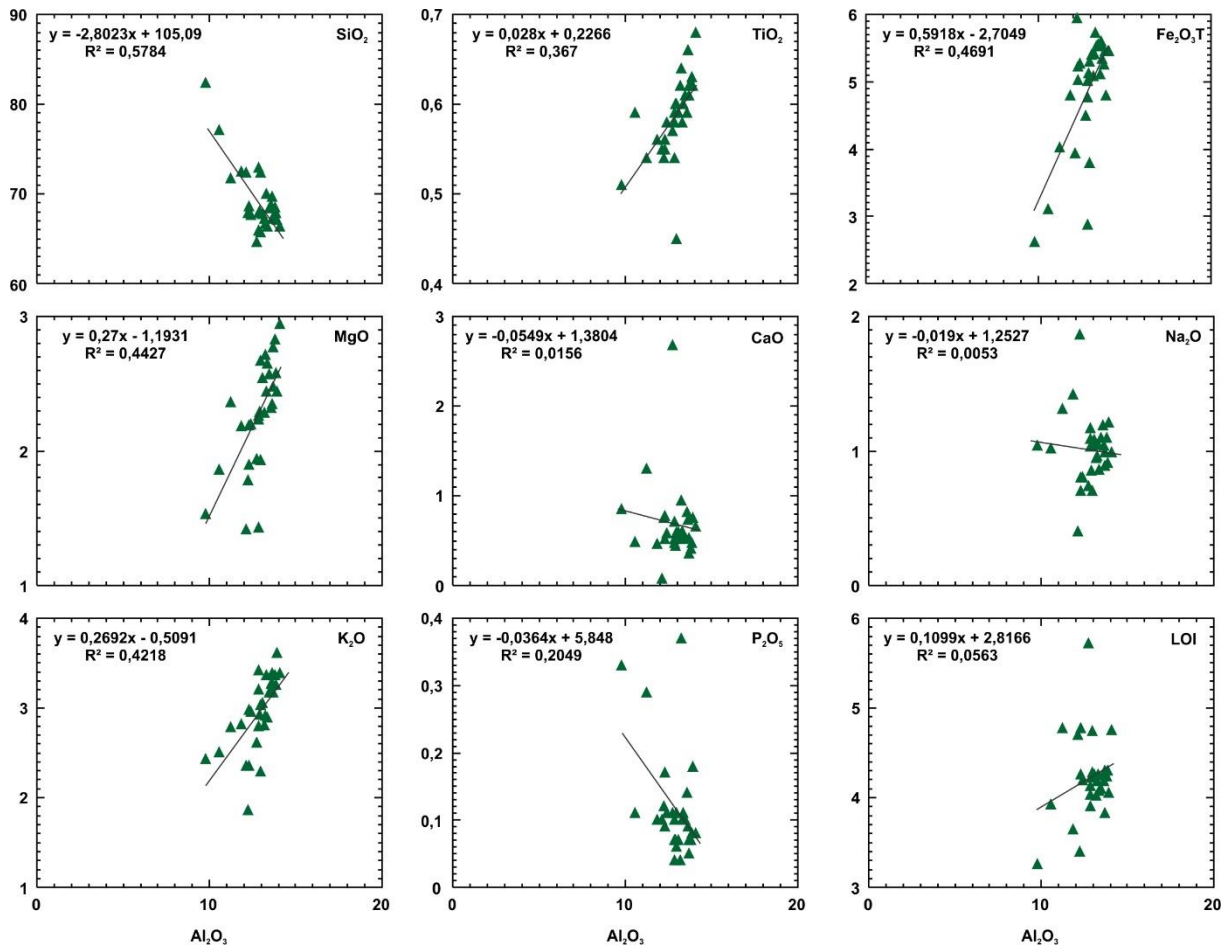


Figura 7.19 - Diagramas binários M *versus* Al₂O₃ das amostras de Cesário Lange. M: elementos maiores em % de peso.



Considerando os diagramas propostos e discutidos por Bhatia (1983) e Roser e Korsch (1986), cuja finalidade é estabelecer critérios de diferenciação entre ambientes tectônicos originários das áreas fontes de rochas sedimentares (Figura 7.22A, B, C, D, F, G, H, I), as amostras do município de Cesário Lange possuem afinidade sistemática com sedimentos derivados de arcos de ilha continentais, e secundariamente afins a margens tectonicamente ativas. No diagrama F3 *versus* F4 (ROSER; KORSCH, 1986), no entanto, as amostras se localizam centralizadas no campo de margem passiva (Figura 7.22E). Montibeller et al. (2017) discutem que as funções discriminantes utilizadas para compor este diagrama têm maior probabilidade de refletirem o ambiente tectônico da sedimentação ao invés do ambiente da área fonte, e, portanto, este diagrama indica que a bacia sedimentar estava posicionada em um regime não submetido a atividade tectônica marcante.

Figura 7.20 – Diagramas binários T versus SiO₂ das amostras de Cesário Lange. T: elementos menores e traços em ppm.

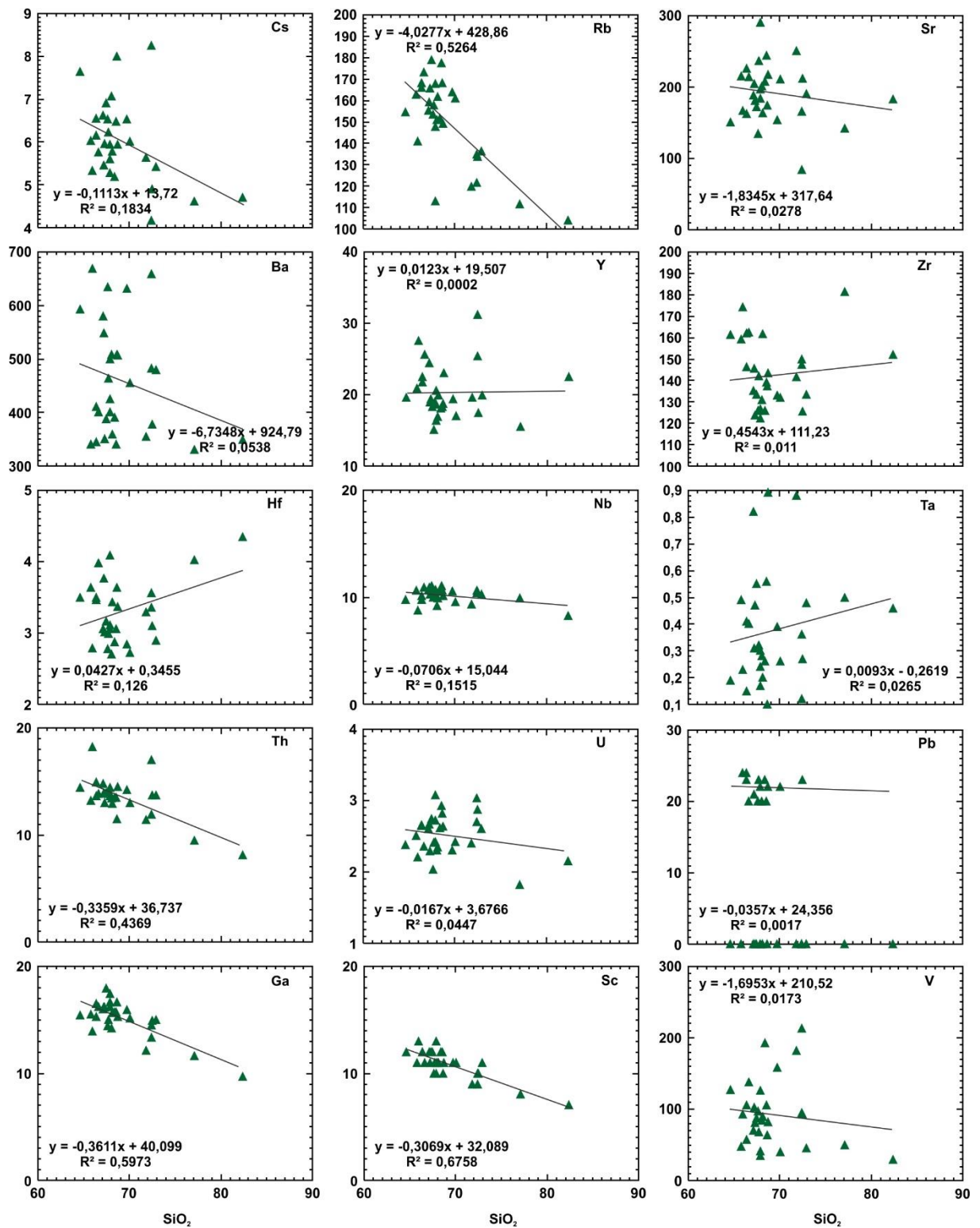
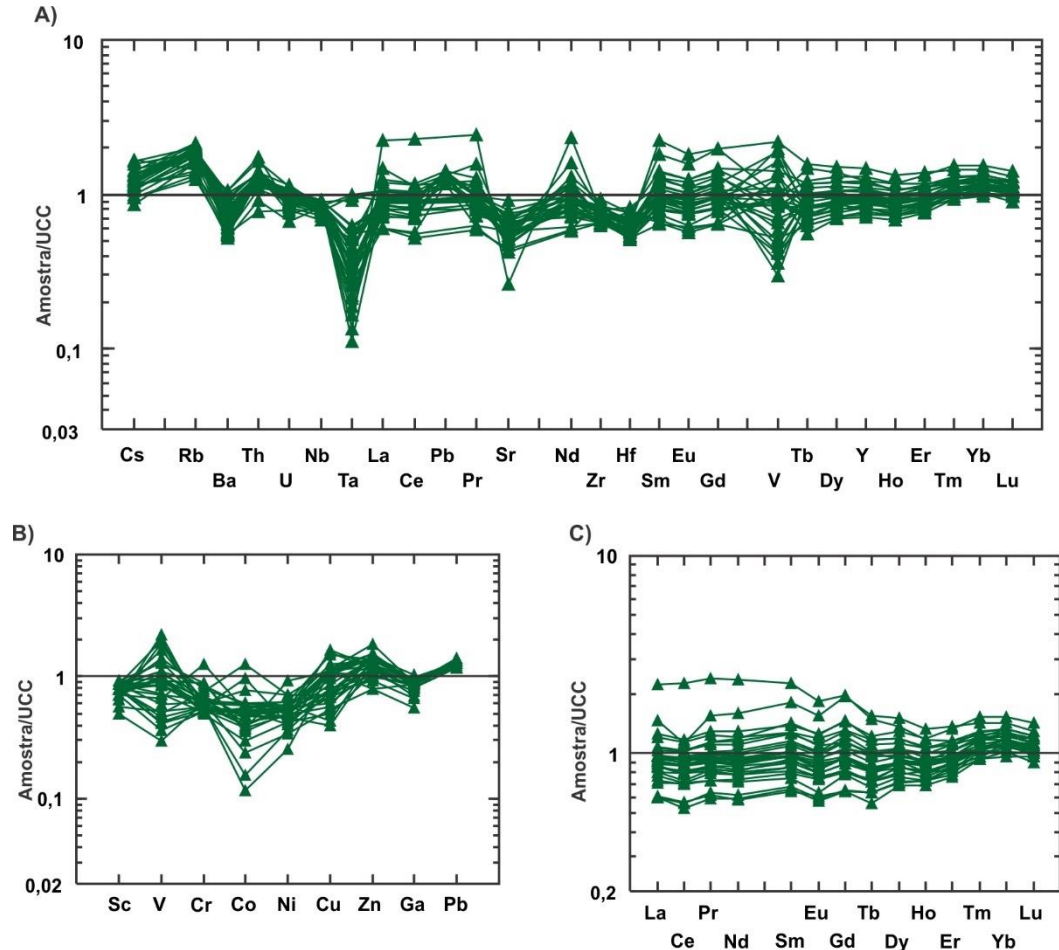


Figura 7.21 – Spiderdiagramas de avaliação de elementos menores, traços e terras raras das amostras de Cesário Lange. A) Padrão de distribuição de LILE, HFSE e ETRs normalizados pelo UCC (RUDNICK; GAO, 2003). B) Padrão de distribuição de elementos metálicos com afinidade petrogenética normalizados pelo UCC (RUDNICK; GAO, 2003). C) Padrão de distribuição de ETRs normalizados pelo UCC (RUDNICK; GAO, 2003).



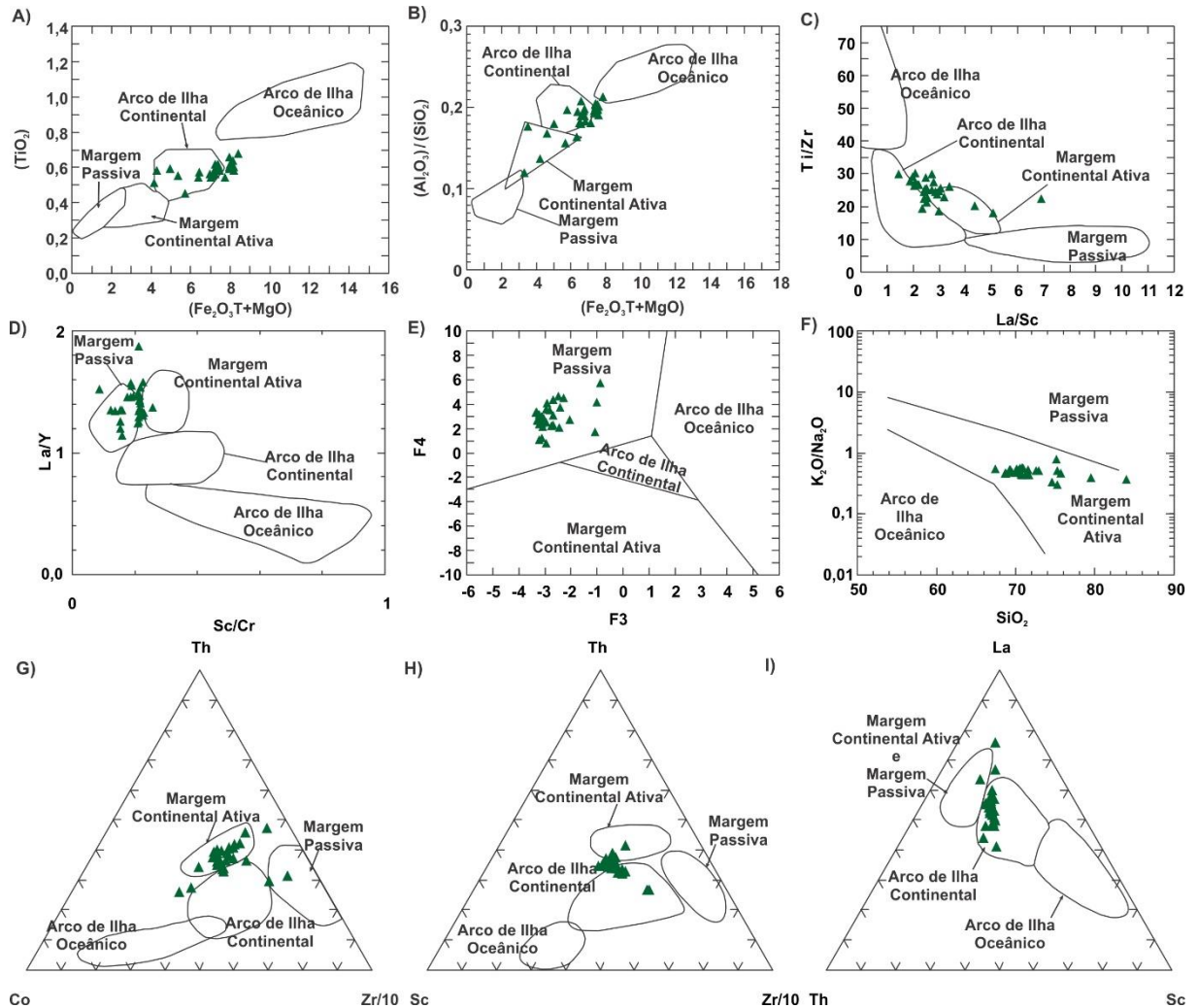
7.2.5. Conclusões

Da análise dos dados obtidos, pode-se concluir que:

- (i) A porção da Formação Serra Alta aflorante no município de Cesário Lange corresponde a rochas pelíticas com alta maturidade textural e baixa maturidade química, características de depósitos primários e marginais a terrenos tectonicamente ativos, cujas fontes foram submetidas a intemperismo moderado, característico de perfis pedogenéticos e de erosão reativados.
- (ii) As rochas fontes apresentam características de rochas supracrustais, metassedimentares quartzosas ou quartzo-feldspáticas, afetadas por orogenias e com composição similar à de arcos de ilha continentais ou margens ativas. As

rochas sedimentares finais, contudo, apresentam característica de deposição em ambiente tectonicamente estável, embora recebam influências destas zonas marginais com maior atividade tectônica.

Figura 7.22 - Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos das amostras de Cesário Lange. A), B), C), D) Bhatia (1983); E) Roser e Korsch (1988); F) Roser e Korsch (1986); G), H), I) Bhatia e Crook (1986).



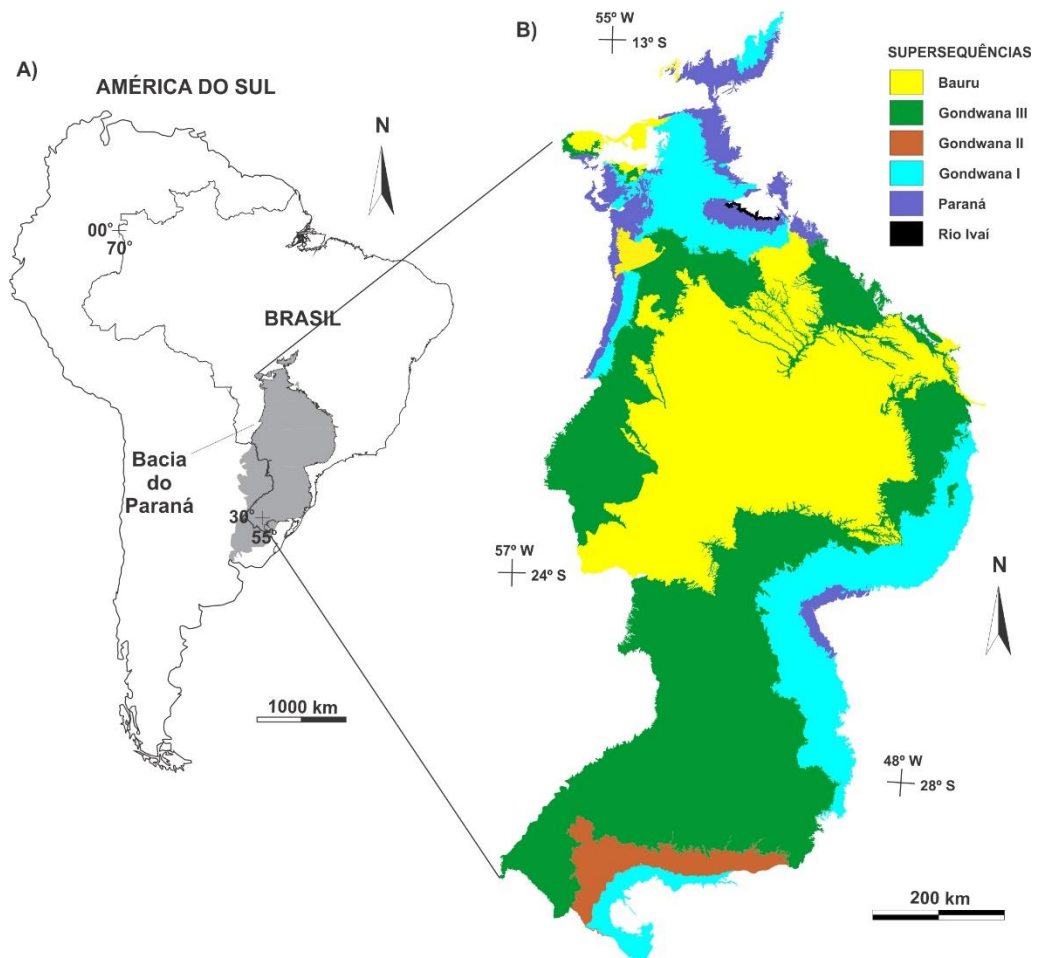
- (iii) Embora a área fonte tenha sido submetida a intemperismo moderado, os sedimentos após deposição na bacia sedimentar foram submetidos a intemperismo brando, preservando a composição original dos feldspatos, também observados na petrografia. Esta situação configura uma região de clima árido a semiárido, com baixa precipitação e amenização do intemperismo químico em detrimento do intemperismo físico.

7.3 GEOQUÍMICA DA FORMAÇÃO CORUMBATAÍ NO MUNICÍPIO DE SANTA ROSA DE VITERBO (SP)

7.3.1. Introdução

A Bacia do Paraná (Figura 7.23A) é uma sinéclise alongada na direção NNE-SSO, que, segundo Milani (1997), constitui-se de seis Supersequências (Figura 7.23B), sendo que a Supersequência Gondwana I (Carbonífero a Eotriássico) corresponde ao último ciclo de afogamento da Bacia do Paraná anterior à fragmentação do Supercontinente Gondwana. Esta Supersequência, dentre outras unidades, engloba o Grupo Passa Dois, que é composto, no estado de São Paulo, pelas formações Irati, Serra Alta, Teresina e Corumbataí, esta última considerada o equivalente cronolitoestratigráfico das duas anteriores.

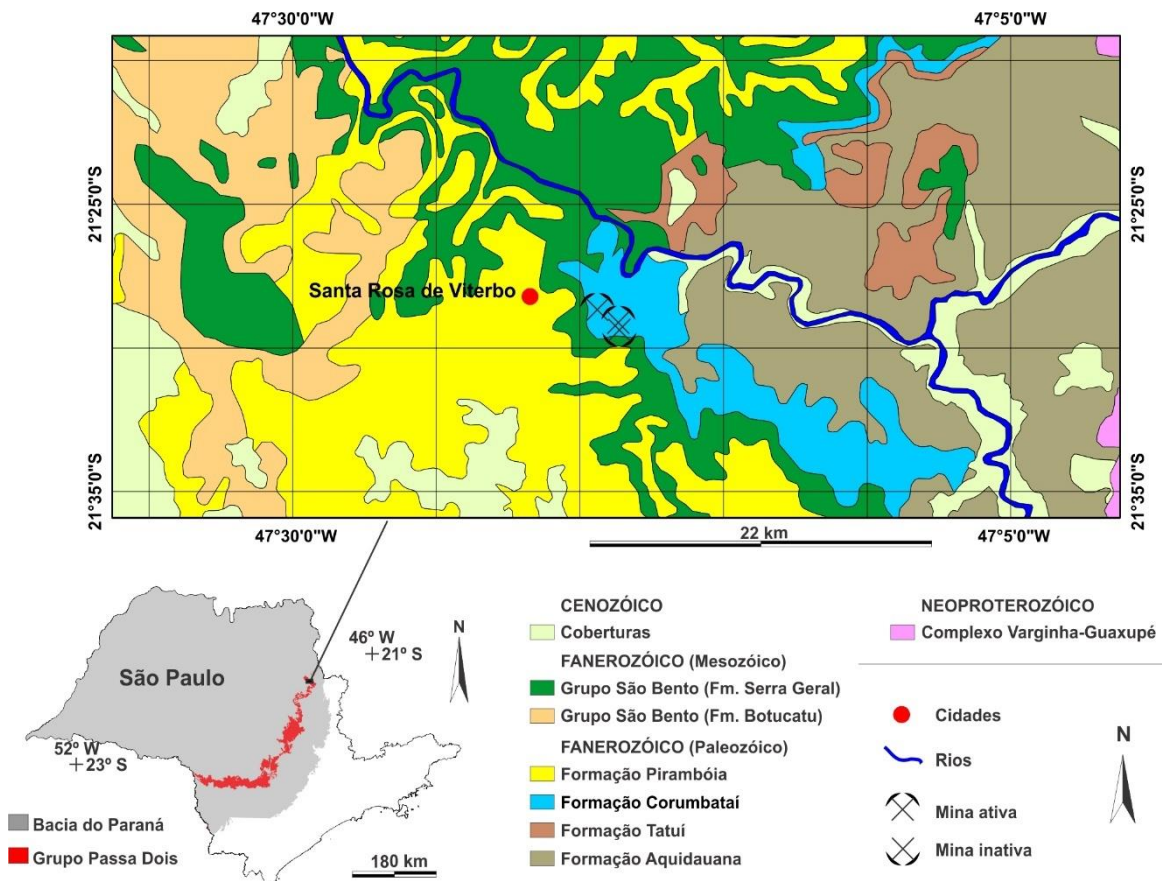
Figura 7.23 - Localização da Bacia do Paraná e áreas de afloramento das Supersequências (MILANI, 1997). A) Mapa da América do Sul, destacando o Brasil e a área de cobertura da Bacia do Paraná; B) Mapa das Supersequências propostas por Milani (1997). Modificado de CPRM (2006).



O intervalo Permiano da Supersequência Gondwana I na porção centro-leste e nordeste do estado de São Paulo corresponde ao registro carbonático lacustre/marinho restrito da Formação Irati, com transição para um regime siliciclástico pelítico marinho epicontinental, representado pela Formação Corumbataí, e diretamente sobreposto por arenitos componentes da Formação Pirambóia, em direção à aridização que dominou o supercontinente durante o Mesozoico (SCHNEIDER *et al.*, 1974).

Na região do município de Santa Rosa de Viterbo, pertencente à região administrativa de Ribeirão Preto, ocorrem rochas sedimentares do Grupo Passa Dois em uma faixa aproximadamente NW-SE de afloramentos da borda NE da Bacia do Paraná (Figura 7.24). Nesta localidade são explorados calcários calcíticos e dolomíticos da Formação Irati, que constituem um campo de estromatólitos gigantes (MASSOLI, 1980; SUGUIO *et al.*, 1985), diretamente sobrepostos pela Formação Corumbataí (RICARDI-BRANCO *et al.*, 2006; ROHN *et al.*, 2009), que aflora em uma sequência de aproximadamente 20 metros de espessura.

Figura 7.24 – Localização da Formação Corumbataí na borda nordeste do Estado de São Paulo, na região de Santa Rosa de Viterbo, com indicação das minas de calcário utilizadas neste estudo, que expõem as formações Irati e Corumbataí. Modificado de CPRM (2006).



Embora a Formação Irati nesta localidade seja bastante estudada por conta da presença de estromatólitos, a Formação Corumbataí sobrejacente possui poucos estudos, principalmente quanto à sua composição química e mineralógica, e à sua correlação com outras áreas de afloramento da Formação Corumbataí no Estado de São Paulo. Este trabalho, portanto, visa apresentar dados petrográficos e geoquímicos acerca da Formação Corumbataí nesta localidade, e discuti-los quanto a suas implicações na interpretação da proveniência dos sedimentos desta seção.

7.3.2. **Materiais e Métodos**

Foram descritos afloramentos da Formação Corumbataí sobreposta ao campo de estromatólitos descritos em Santa Rosa de Viterbo (SP), principalmente em regiões expostas devido à atividade de mineração de calcários da Formação Irati. Destes, foram coletadas 50 amostras, das quais foram selecionadas 20 amostras representativas e coesas, para análises petrográficas, mineralógicas e geoquímicas. A análise petrográfica foi realizada em seções delgadas polidas, à luz transmitida e refletida, em microscópio da marca Zeiss Axioskope 40, pertencente ao Laboratório de Microscopia do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM), do Instituto de Geociências e Ciências Exatas (IGCE), da UNESP, campus de Rio Claro. A identificação dos filossilicatos e outros minerais de granulometria menor que 10 μm foi feita através de difratometria de raios X, realizada em equipamento PANALYTICAL EMPYREAN, pertencente ao Laboratório de Difração de Raios X do DPM/IGCE/UNESP, enquanto dados geoquímicos de elementos maiores, menores, traços e terras raras (ETRs) foram adquiridos por ICP-MS no laboratório SGS Geosol Ltda. (Vespasiano, Minas Gerais). A localização das minas visitadas, onde foram feitos os perfis, encontra-se na Figura 7.24.

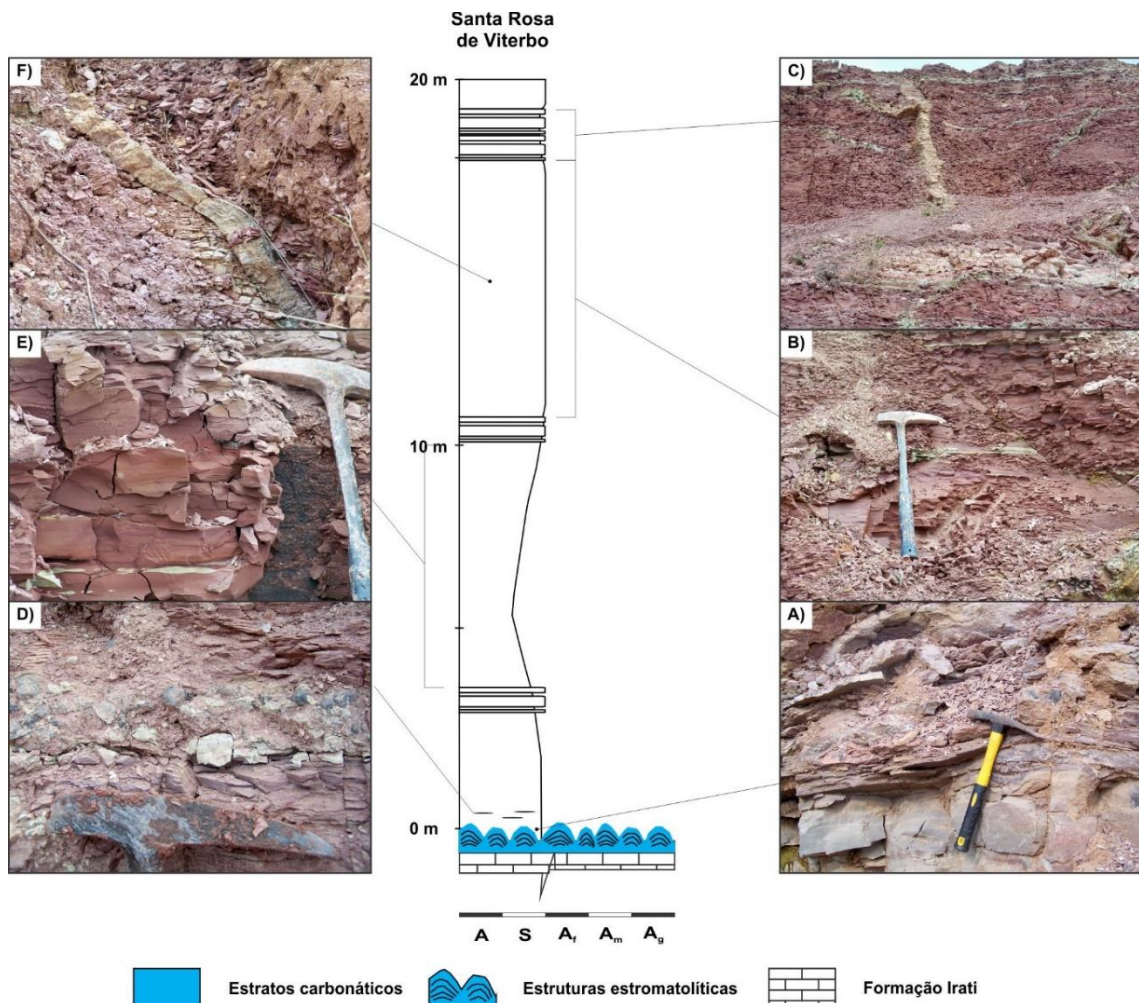
7.3.3. **Geologia Local**

Cerca de 5 km a leste da cidade de Santa Rosa de Viterbo, inicia-se uma área de aproximados 5 km^2 onde se estabeleceu exploração de calcários a partir de uma estreita faixa atribuída à Formação Irati, em que se encontram calcários micríticos a microespáticos e estromatólitos gigantes em forma de domos. Esta ocorrência localiza-se cerca de 75 km a norte da região em cuja Formação Irati apresenta espessura cartografável em escala 1:1.000.000

(CPRM, 2004), e por esse motivo já suscitou discussões de sua inclusão como parte da Formação Corumbataí sobrejacente.

A Formação Corumbataí nesta região sobrepõe-se em contato direto sobre os estromatólitos, cujo contato é marcado por uma camada de espessura variável entre 1 e 3 m, composta por siltitos arenosos prolificamente fossilíferos (Figura 7.25A), com cimentação carbonática, de cor cinza amarronzado a arroxeadado, com empastilhamento subtabular e estrutura maciça a sutilmente laminada. Também nas zonas interiores aos estromatólitos, é possível observar fósseis desarticulados e fragmentados de répteis mesossaurídeos, em uma posição que corresponderia a esta camada de contato.

Figura 7.25 – Coluna estratigráfica integrada das minas estudadas no município de Santa Rosa de Viterbo, e fotografias representativas das principais feições texturais e estruturais observadas em campo. A) Camada de contato entre a Formação Irati e a Formação Corumbataí, logo acima dos estromatólitos; B) Característica de campo dos siltitos argilosos com intercalações de siltitos arenosos, que constituem a litologia dominante nas seções analisadas. C) Camadas de siltitos com cores intercaladas de marrom avermelhado e bege acinzentado, com ausência de fósseis macroscópicos; D) Camada lenticular de coprólitos e ossos, frequente na exposição estudada, próximo ao contato com a Formação Irati; E) Detalhe do siltito predominante na exposição; F) Veio quartzo-carbonático, do qual são encontrados similares em diversas seções analisadas no município de Santa Rosa de Viterbo.



Esta camada é sobreposta em contato concordante por siltitos argilosos laminados intercalados a delgadas camadas de siltitos arenosos (Figura 7.25B e 7.25E), camadas lenticulares de ossos (*bone beds*) e camadas lenticulares de coprólitos (Figura 7.25D), e contém dispersos pela rocha abundantes concentrações lenticulares de ossos, escamas e dentes de pisciformes, e coprólitos de tamanhos variados, alguns chegando a 4 cm. Aproximados 15 m acima do contato com a Formação Irati, encontra-se intercalado um pacote sedimentar com cerca de 1 m de espessura, composto por siltitos com cores intercaladas de marrom avermelhado e bege acinzentado, com camadas de espessura variando entre 5 e 15 cm, sem evidências marcantes da presença de fósseis macroscópicos (Figura 7.25C).

As exposições visitadas possuem abundância de veios quartzosos, carbonáticos e quartzo-carbonáticos, a maioria discordantes (Figura 7.25F), e em alguns casos se alojando no contato entre os estromatólitos e a Formação Corumbataí. Veios e cavidades formando geodos de cristais de calcita euédricos a subédricos também podem ser encontrados.

Petrograficamente, as amostras coesas que permitiram a confecção de lâminas delgadas correspondem, em sua maioria, a siltitos laminados, com estrutura marcada por isorientação dos filossilicatos da matriz, em concordância com a isorientação de domínios lenticulares ricos em minerais granulares (Figura 7.26A, B). O mineral predominante é illita (45-80%), com tamanho médio dos cristais em torno de 30 a 50 μm , com lâminas e camadas intercaladas onde o tamanho dos grãos desta não ultrapassa 15 μm (Figura 7.26C, D). Secundariamente, ocorrem minerais granulares dispersos pela rocha, principalmente quartzo (5-25%), e secundariamente feldspatos (essencialmente microclínio?, 1-3%; e ocorrências de albita?, <1%), com tamanho médio entre 50 e 80 μm , com raros domínios lenticulares onde estes podem chegar a até 120 μm de comprimento. Minerais acessórios comuns são muscovita (1-3%), óxi-hidróxidos e opacos (pirita?). Na porção inferior da coluna analisada, é comum observar interdigitações difusas entre domínios siliciclásticos, carbonáticos e silicosos.

7.3.4. Geoquímica

Os resultados das análises químicas são apresentados na Tabela 5. Segundo o diagrama de Herron (1988) (Figura 7.27A), as amostras da Formação Corumbataí no município de Santa Rosa de Viterbo são classificadas quimicamente como “wackes”, enquanto duas amostras são classificadas como litoarenitos (pela presença de níveis com composição quartzo-feldspática), e uma amostra é classificada como areia ferruginosa (muito provavelmente pela maior presença de ferro devido ao grau intempérico). No diagrama de Roser e Korsch (1988) (Figura 7.27B),

dez amostras apresentam características químicas de fontes sedimentares quartzosas, sete amostras correspondem a rochas de proveniência ígnea intermediária, e três amostras possuem proveniência ígnea máfica.

Figura 7.26 – Fotomicrografias em luz transmitida representativas das amostras da Formação Corumbataí no município de Santa Rosa de Viterbo. A) e B) Isorientação de domínios lenticulares ricos em minerais granulares, intercalados a domínios de matriz illítica; C) e D) Domínios filossilicáticos com predomínio de illita. NC: nicóis cruzados; ND: nicóis descruzados.

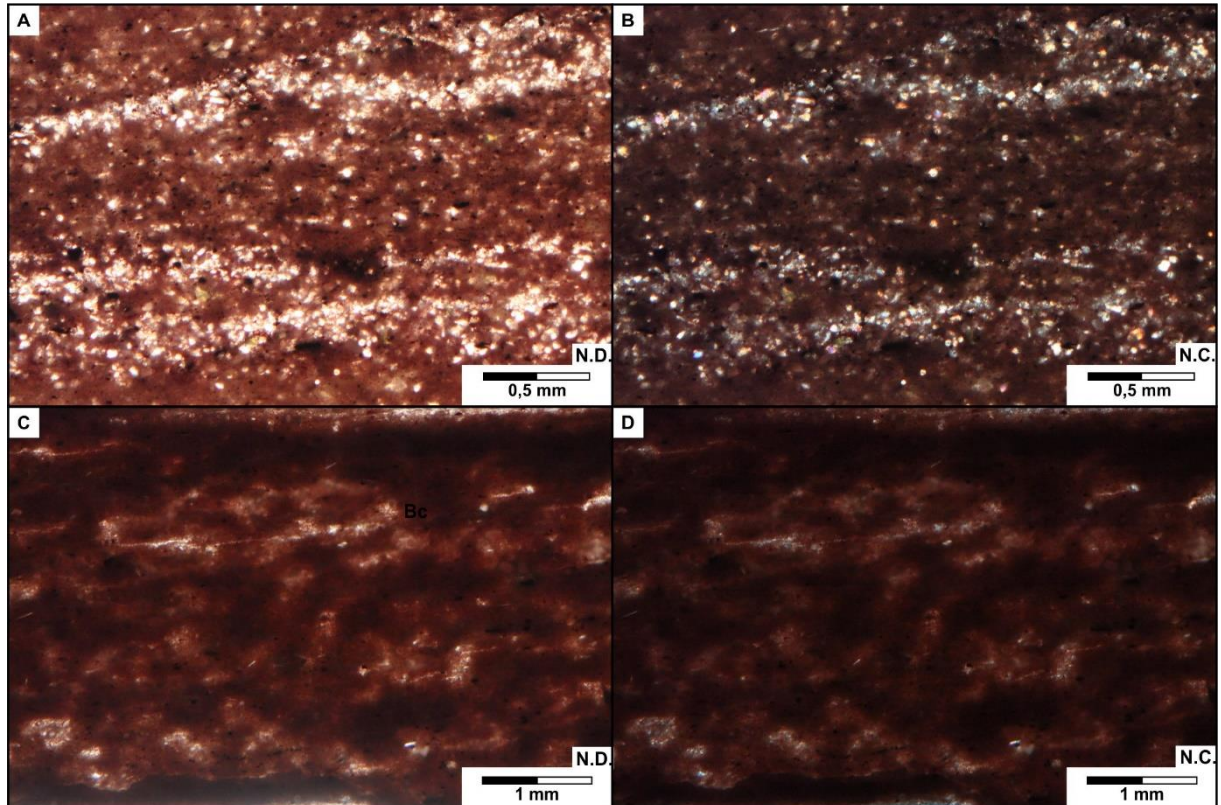


Figura 7.27 – Classificação química e proveniência da Formação Corumbataí no município de Santa Rosa de Viterbo. A) Diagrama de classificação química de rochas sedimentares (HERRON, 1988); B) Diagrama discriminante da natureza das rochas fontes dos sedimentos originais (ROSER; KORSCH, 1988).

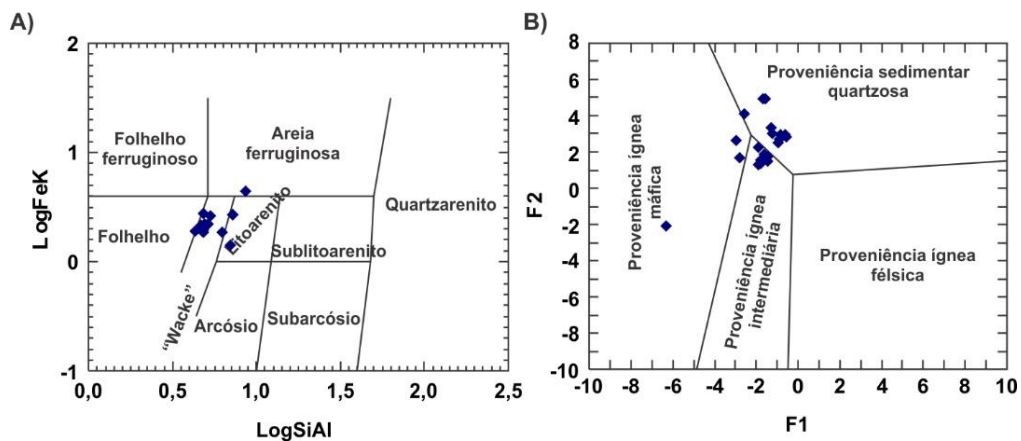


Tabela 5 - Composição química de Elementos Maiores (% peso), menores, traços e ETRS (em ppm) das amostras da Formação Corumbataí provenientes de Santa Rosa do Viterbo (SP). Continua.

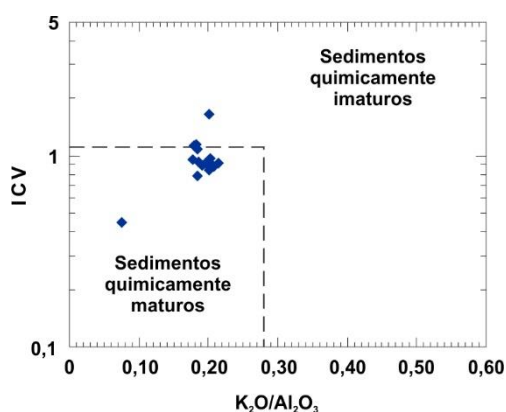
Amostra	SR1	SR2	SR3	SR4	SR5	SR6	SR7	SR8	SR9	SR10	SR11
SiO₂	71,40	66,45	65,42	65,56	62,97	66,99	65,29	65,09	72,00	71,46	67,16
TiO₂	0,53	0,67	0,61	0,66	0,62	0,64	0,61	0,62	0,45	0,50	0,55
Al₂O₃	11,46	13,88	13,78	14,01	13,01	14,39	13,37	13,72	8,38	9,87	12,99
Fe₂O_{3T}	4,36	5,48	5,32	6,14	6,67	5,28	5,83	5,29	7,51	4,76	5,82
MnO	0,06	0,04	0,04	0,05	0,09	0,04	0,03	0,03	0,05	0,04	0,03
MgO	2,39	2,77	2,72	2,34	3,80	2,34	2,74	2,97	1,84	3,09	2,66
CaO	0,40	0,45	0,68	0,34	0,52	0,22	0,34	0,42	1,71	0,51	0,51
Na₂O	0,35	0,29	0,31	0,07	0,12	0,14	0,18	0,28	0,62	0,48	0,43
K₂O	2,33	2,84	2,81	2,86	2,40	2,65	2,61	2,62	1,69	1,76	2,63
P₂O₅	0,07	0,08	0,23	0,12	0,13	0,12	0,07	0,06	0,88	0,11	0,11
LOI	3,78	4,66	4,81	5,01	5,16	5,24	4,79	4,82	2,85	3,57	4,35
Total	97,13	97,61	96,73	97,16	95,49	98,05	95,86	95,92	97,98	96,15	97,24
Sc	11,00	12,00	12,00	12,00	11,00	12,00	12,00	13,00	6,00	9,00	11,00
V	191,00	36,00	80,00	92,00	88,00	56,00	37,00	101,00	126,00	120,00	121,00
Cr	61,00	61,00	53,00	55,00	58,00	65,00	66,00	60,00	50,00	69,00	66,00
Co	9,30	8,90	9,00	6,50	7,60	12,60	9,90	10,00	25,00	8,80	11,90
Ni	26,00	24,00	38,00	19,00	28,00	38,00	25,00	23,00	25,00	24,00	37,00
Cu	28,00	32,00	31,00	36,00	32,00	32,00	29,00	23,00	17,00	16,00	32,00
Zn	73,00	96,00	94,00	91,00	122,00	196,00	88,00	85,00	34,00	60,00	101,00
Rb	144,60	174,80	151,30	168,80	155,30	168,80	170,50	163,00	82,10	110,80	156,40
Cs	7,02	8,09	7,42	8,09	6,53	7,47	7,67	8,08	3,57	4,67	7,49
Sr	108,00	82,00	103,00	127,00	75,00	125,00	74,00	95,00	159,00	115,00	117,00
Ba	491,00	631,00	615,00	851,00	677,00	936,00	535,00	495,00	458,00	464,00	485,00
Y	73,61	17,62	62,70	18,41	22,99	40,30	17,45	20,80	40,56	13,90	17,04
Zr	129,00	148,70	157,20	143,00	141,00	152,40	128,40	130,80	240,10	122,40	150,80
Hf	2,93	3,19	3,47	3,01	3,15	3,15	2,86	2,86	5,17	2,72	2,96
Nb	8,60	10,67	10,34	9,56	11,06	11,35	10,10	10,58	9,70	8,81	9,11
Ta	<0,05	0,11	1,23	<0,05	0,19	0,08	<0,05	0,15	<0,05	<0,05	<0,05
Pb	<20	<20	20,00	21,00	22,00	<20	22,00	23,00	34,00	<20	26,00
Th	10,90	14,00	13,80	12,60	12,90	13,90	12,80	13,20	10,80	9,90	12,30
U	3,44	2,81	2,91	3,19	2,76	2,83	3,76	3,39	15,27	4,14	4,88
Ga	14,40	17,30	16,40	16,50	15,80	16,20	16,90	16,90	11,20	12,30	16,10
CIA	79,09	80,23	80,07	82,36	83,13	83,08	81,82	81,18	74,09	78,40	78,82
CIW	94,24	95,99	95,69	99,01	98,19	98,09	97,38	96,08	87,11	91,14	93,79
ICV	0,91	0,90	0,91	0,89	1,09	0,79	0,92	0,89	1,66	1,13	0,97
La	19,00	31,20	49,60	23,10	31,10	50,00	29,80	29,30	44,50	12,70	23,70
Ce	387,80	40,80	138,50	37,90	32,00	87,10	45,10	57,40	81,50	25,80	39,40
Pr	6,18	6,31	14,24	6,44	6,64	13,79	6,04	6,42	11,14	3,06	4,75
Nd	28,20	22,90	59,30	24,90	24,80	56,30	21,10	24,00	44,40	11,50	17,30
Sm	10,10	4,20	13,10	4,70	4,50	9,90	3,70	4,40	8,60	2,30	3,50
Eu	2,33	0,82	2,61	0,89	0,87	1,83	0,68	0,83	1,66	0,49	0,71
Gd	11,60	3,43	12,48	3,75	4,06	8,92	2,94	3,89	8,33	2,20	3,09
Tb	1,89	0,53	1,75	0,60	0,60	1,26	0,51	0,60	1,15	0,35	0,48
Dy	11,12	3,22	9,91	3,44	3,56	6,79	3,06	3,65	6,90	2,33	2,87
Ho	2,21	0,70	1,91	0,72	0,77	1,37	0,66	0,75	1,35	0,51	0,64
Er	5,68	2,11	5,07	2,04	2,36	3,92	1,93	2,23	3,78	1,74	2,12
Tm	0,68	0,32	0,64	0,32	0,32	0,55	0,29	0,35	0,54	0,27	0,30
Yb	3,80	2,20	3,90	2,20	2,20	3,50	2,10	2,30	3,60	1,90	2,20
Lu	0,52	0,33	0,53	0,34	0,34	0,51	0,30	0,35	0,53	0,27	0,33
Lan/EuN	0,26	1,23	0,61	0,84	1,15	0,88	1,41	1,14	0,86	0,84	1,08
GdN/LuN	1,73	0,81	1,82	0,85	0,93	1,36	0,76	0,86	1,22	0,63	0,73
Lan/LuN	0,37	0,95	0,94	0,68	0,91	0,98	0,99	0,84	0,84	0,47	0,72
Eu*	0,92	0,94	0,88	0,92	0,88	0,84	0,89	0,87	0,85	0,94	0,94
Ce*	0,76	0,95	1,80	0,80	0,97	1,77	0,90	0,93	1,51	0,42	0,72

Tabela 5 – conclusão.

Amostra	SR12	SR13	SR14	SR15	SR16	SR17
SiO₂	65,73	66,96	66,39	64,10	65,84	78,01
TiO₂	0,69	0,63	0,57	0,64	0,66	0,24
Al₂O₃	13,28	13,83	12,54	14,83	13,99	11,23
Fe₂O_{3T}	5,35	5,44	5,88	5,70	5,85	1,20
MnO	0,09	0,04	0,03	0,03	0,04	0,01
MgO	2,97	2,93	2,59	2,45	2,44	2,11
CaO	0,41	0,42	0,39	0,49	0,31	0,57
Na₂O	0,38	0,35	0,26	0,15	0,13	0,05
K₂O	2,46	2,81	2,23	2,97	2,90	0,84
P₂O₅	0,05	0,07	0,07	0,17	0,06	0,03
LOI	4,78	4,87	4,37	5,03	5,13	5,19
Total	96,19	98,35	95,32	96,56	97,35	99,48
Sc	13,00	12,00	11,00	13,00	12,00	7,00
V	155,00	467,00	115,00	130,00	203,00	175,00
Cr	75,00	51,00	59,00	60,00	85,00	28,00
Co	10,40	11,30	21,20	7,30	7,50	2,60
Ni	28,00	39,00	35,00	46,00	31,00	15,00
Cu	28,00	33,00	31,00	36,00	34,00	23,00
Zn	88,00	94,00	84,00	112,00	101,00	25,00
Rb	156,00	177,50	149,00	171,60	181,40	46,40
Cs	8,07	8,38	7,67	8,33	8,89	2,96
Sr	99,00	95,00	94,00	133,00	85,00	100,00
Ba	532,00	524,00	503,00	693,00	714,00	289,00
Y	27,27	18,26	15,96	24,31	23,22	16,07
Zr	151,40	135,30	144,10	158,90	160,70	123,80
Hf	3,29	3,08	3,18	3,89	3,18	3,07
Nb	12,15	11,53	9,45	11,10	10,94	6,58
Ta	0,19	0,10	<0,05	0,29	0,09	0,31
Pb	28,00	22,00	27,00	22,00	20,00	<20
Th	14,10	13,70	12,10	14,30	14,90	14,70
U	4,13	3,64	3,76	3,91	2,79	3,16
Ga	16,70	18,30	15,50	20,20	17,70	8,60
CIA	80,48	79,76	82,01	81,93	81,57	92,28
CIW	94,59	95,18	96,02	98,02	98,18	99,12
ICV	0,93	0,91	0,95	0,84	0,88	0,45
La	25,70	27,10	17,40	36,20	30,00	29,10
Ce	118,60	38,30	32,30	63,50	63,00	52,00
Pr	6,23	5,73	3,92	9,25	6,93	5,96
Nd	25,00	19,90	13,90	35,70	26,90	21,00
Sm	6,00	3,60	2,60	7,20	5,40	3,60
Eu	1,25	0,66	0,58	1,20	1,01	0,49
Gd	5,60	3,27	2,46	6,00	4,72	2,73
Tb	0,85	0,52	0,42	0,85	0,72	0,44
Dy	4,78	3,27	2,85	4,72	4,14	2,92
Ho	0,99	0,67	0,59	0,93	0,85	0,62
Er	2,79	2,07	1,78	2,67	2,51	1,86
Tm	0,44	0,31	0,29	0,39	0,34	0,29
Yb	2,70	2,10	1,90	2,60	2,50	2,10
Lu	0,40	0,32	0,30	0,39	0,35	0,32
Lan/Eu_N	0,66	1,32	0,97	0,97	0,96	1,92
Gd_N/Lu_N	1,09	0,79	0,64	1,19	1,05	0,66
Lan/Lu_N	0,64	0,85	0,58	0,93	0,86	0,91
Eu*	0,93	0,83	0,99	0,79	0,87	0,68
Ce*	0,86	0,83	0,55	1,22	0,98	0,89

As razões $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ das amostras variam de 4,32 a 8,59 (com predomínio de valores abaixo de 5,0, e média 5,39), de $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ variam de 0,07 a 0,21 (com maioria dos valores acima de 0,18 e média 0,19), e o ICV (*Index of Compositional Variability* – COX et al., 1995) varia entre 0,45 e 1,66 (predominam valores acima de 0,9 e a média é de 0,94). Segundo Armstrong Altrin et al. (2015), razões $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ entre 5 e 10 indicam moderado grau de maturidade textural, enquanto diagramas $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ versus ICV (Figura 7.28) permitem avaliar a maturidade química das rochas, sendo que, para o caso de Santa Rosa de Viterbo, estes indicam alta maturidade química para 17 amostras, e maturidade química relativamente baixa para três amostras. Em termos mineralógicos, isso indica que a maioria das amostras possui minerais submetidos a maior grau de intemperismo antes da deposição, enquanto certas amostras possuem conteúdo levemente maior de minerais como feldspatos e plagioclásios reliquiares do processo intempérico.

Figura 7.28 - Diagrama $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ versus ICV das amostras de Santa Rosa de Viterbo, elaborado a partir das considerações de Cox et al. (1995) e de Armstrong Altrin et al. (2015).

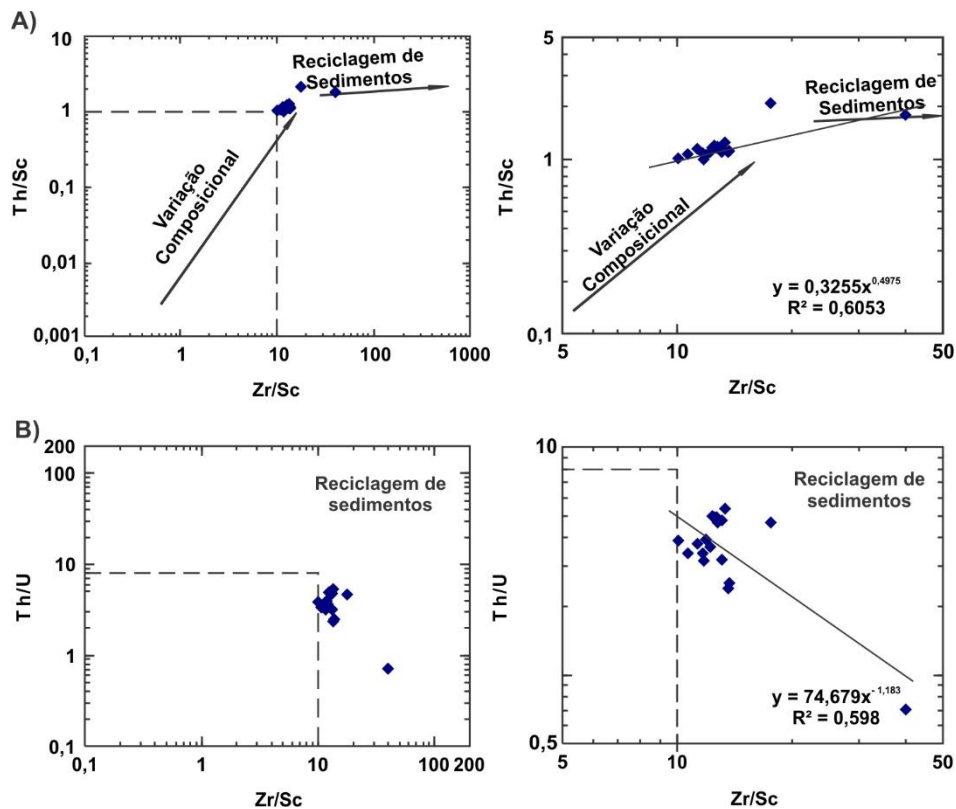


Segundo Weaver (1989, *apud* COX et al., 1995), resultados de maturidade textural e química como os apresentados por estas amostras correspondem a áreas fontes sujeitas a relativa quiescência tectônica, embora também possam corresponder a depósitos retrabalhados e selecionados em processos de alta energia. Os diagramas Th/Sc versus Zr/Sc e Th/U versus Zr/Sc (MCLENNAN et al., 1993), por sua vez, ressaltam que as amostras de Santa Rosa de Viterbo se concentram no campo de reciclagem de sedimentos (Figura 7.29).

Os valores de CIA (*Chemical Index of Alteration*, NESBITT; YOUNG, 1982) das amostras confirma intemperismo intenso na área fonte (CIA = 74,09-92,28, com média de 81,44), enquanto as razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ e $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$ (MCLENNAN; TAYLOR, 1991) advogam por forte intemperismo químico na bacia após a deposição ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O} = 13,52-$

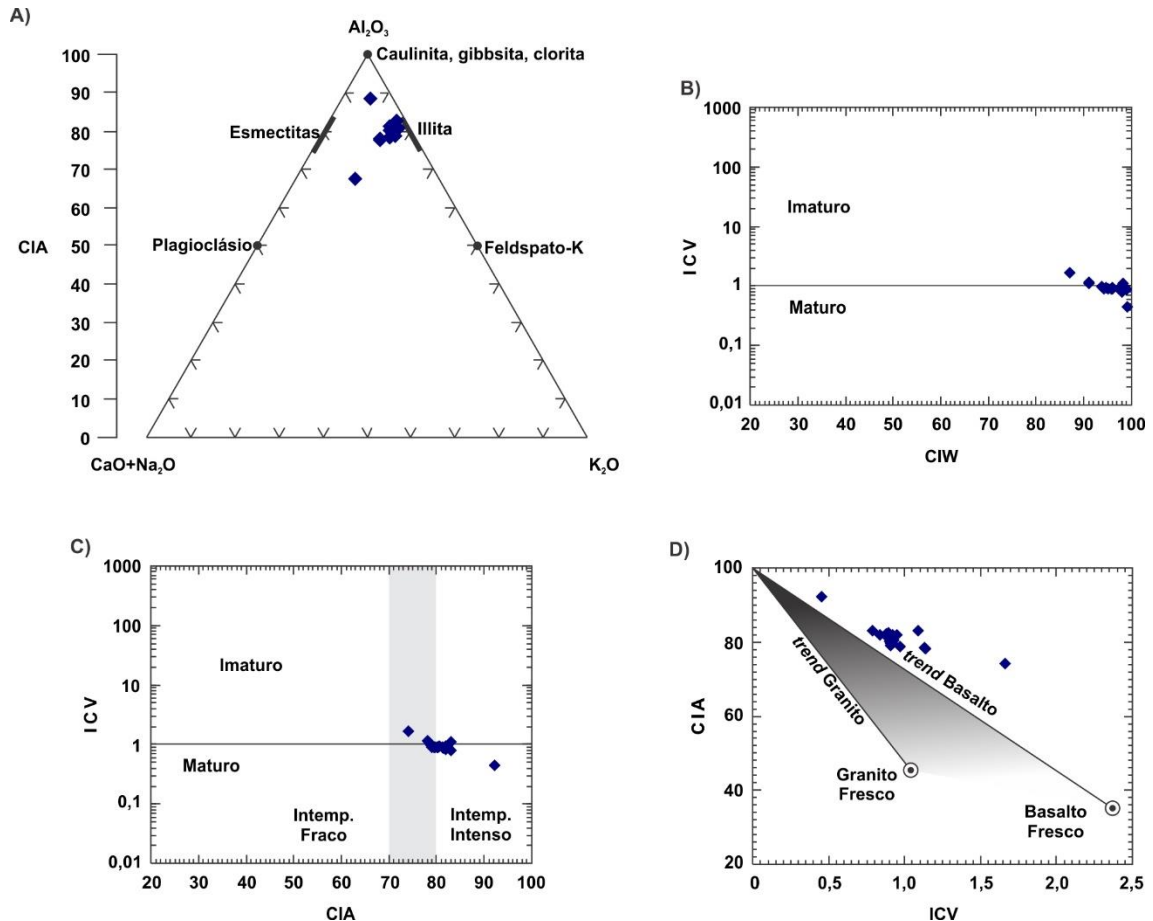
224,60, com média de 75,16) e predominância relativa de feldspatos potássicos em detrimento de plagioclásios ($K_2O/Na_2O = 2,73-40,86$, média de 13,16), o que sustenta a interpretação de uma situação intempérica intensa em tempo não hábil para permitir a alteração dos feldspatos potássicos.

Figura 7.29 - Diagramas de avaliação de sedimentos da região de Santa Rosa de Viterbo com relação à sua sujeição aos processos de reciclagem sedimentar (MCLENNAN et al., 1993).



No diagrama ACNK, as amostras se concentram próximo do campo composicional das illitas, com apenas uma amostra tendendo ao campo do grupo dos canditos, e uma amostra se afastando do conjunto em direção ao campo composicional das montmorillonitas (Figura 7.30A). Utilizando os discriminantes CIA (NESBITT; YOUNG, 1982), ICV (COX *et al.*, 1995) e CIW (HARNOIS, 1988) na composição de diagramas de avaliação de intemperismo (Figura 7.30B, C), percebe-se que as amostras da Formação Corumbataí em Santa Rosa de Viterbo se distribuem em sua maioria no campo de rochas texturalmente e quimicamente maduras, e alinham-se ao *trend* de intemperismo de rochas básicas. Com a utilização do diagrama $Al_2O_3 + K_2O + Na_2O$ versus SiO_2 (SUTTNER; DUTTA, 1986), por sua vez, as amostras se distribuem entre os campos de clima árido e semi-árido, quase se aproximando de condições de clima semi-úmido, o que pode sugerir uma situação climática subtropical (Figura 7.30D).

Figura 7.30 - Diagramas de classificação do grau de intemperismo das rochas fontes e de maturidade dos sedimentos originais das amostras de Santa Rosa de Viterbo. A) diagrama ACNK em função de CIA (NESBITT; 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; YOUNG, 1984; COX *et al.*, 1995); D) Diagrama ICV *versus* CIA para avaliação de *trends* de alteração de rochas ígneas (POTTER *et al.*, 2005).

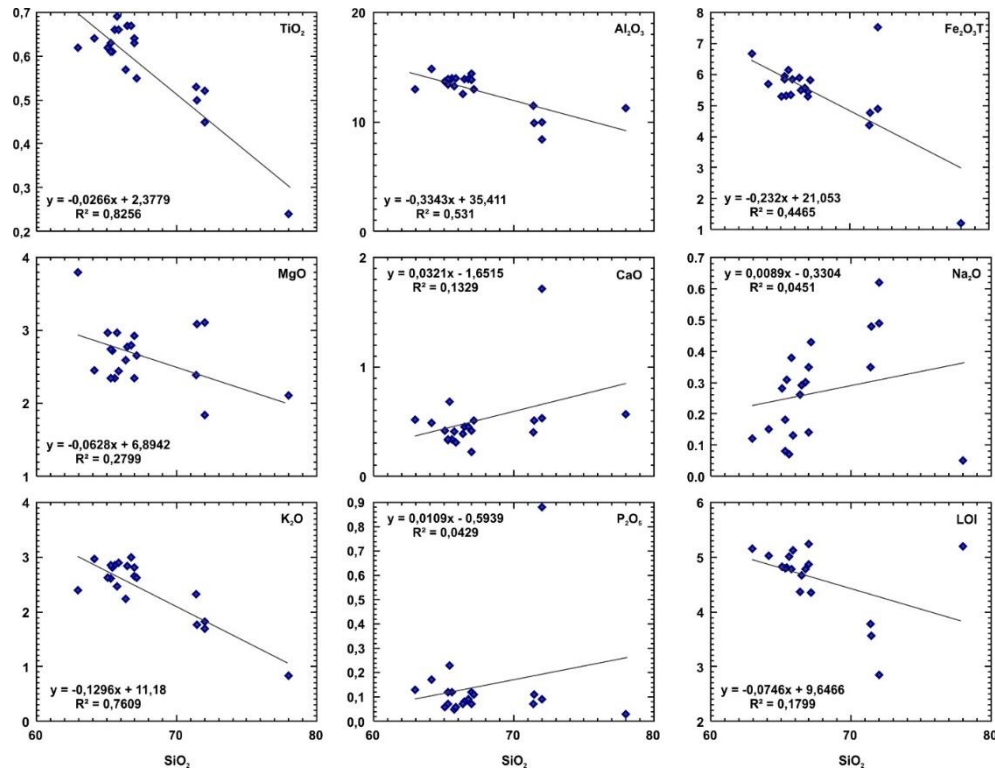


Os teores de elementos químicos das amostras podem ser comparados em diagramas do tipo SiO_2 *versus* M, onde M representa os elementos maiores (Figura 7.31). Nestes, as amostras apresentam moderadas a fortes correlações negativas de TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_{3T} , K_2O e LOI (este último devido ao conteúdo em argilominerais), e moderadas a fortes correlações positivas de Na_2O . Em diagramas do tipo Al_2O_3 *versus* M (Figura 7.32), por sua vez, as amostras apresentam forte correlações positivas de TiO_2 , MgO , K_2O e LOI, e negativas de CaO e Na_2O .

Em relação aos SiO_2 *versus* elementos menores e traços (Figura 7.33), as amostras da Formação Corumbataí apresentam pouca correlação, sendo que as correlações levemente mais acentuadas são negativas de Cs, Rb, Nb, Th, Ga e Sc, e positivas de Pb e V. Estas proporções entre elementos maiores, menores e traços em relação ao SiO_2 e ao Al_2O_3 não apresentam correlação com o posicionamento da amostra na coluna analisada, sendo atribuídas à variação

das proporções de relativas entre as fases minerais dominantes (neste caso, essencialmente argilominerais).

Figura 7.31 - Diagramas binários M versus SiO₂ das amostras de Santa Rosa de Viterbo. M: elementos maiores em % de peso.

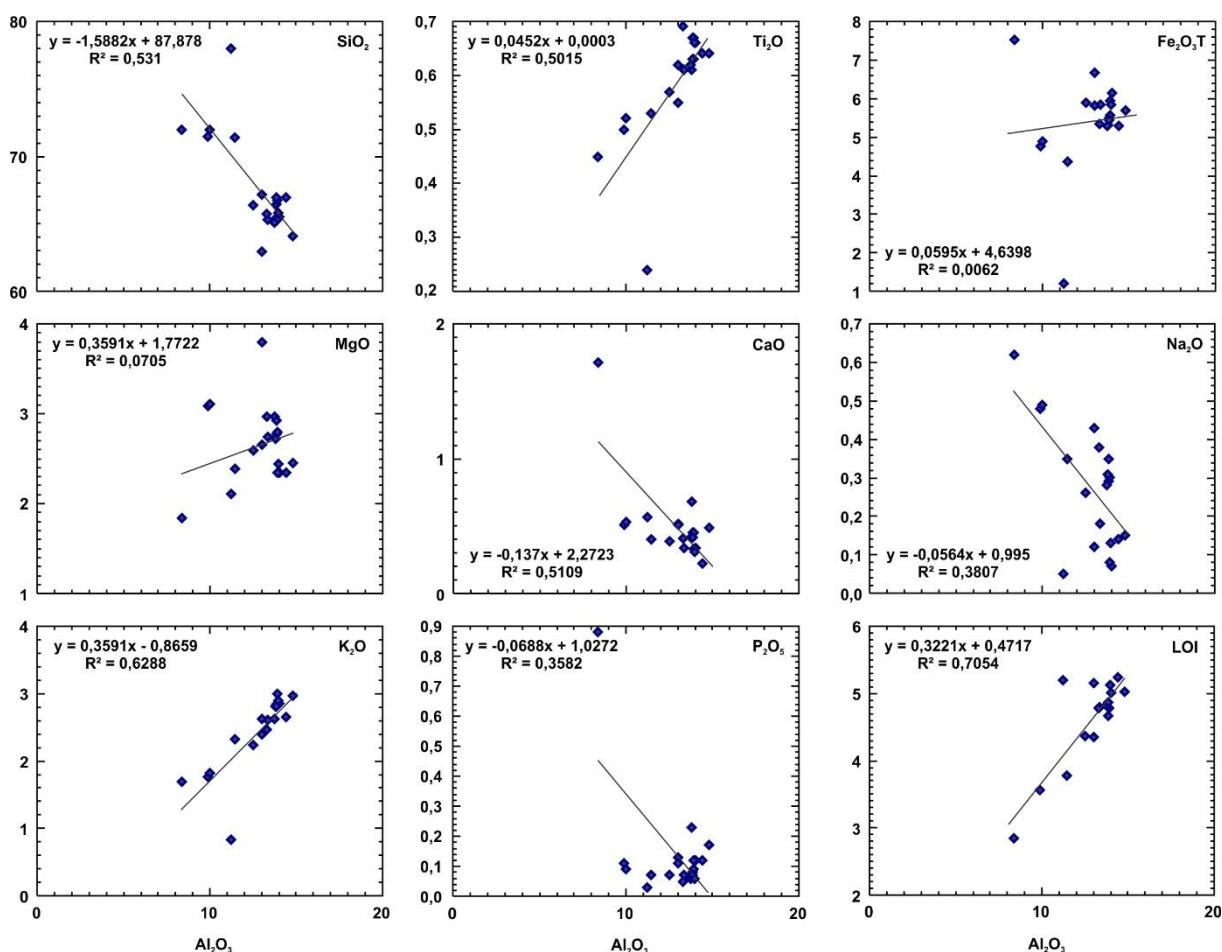


Nos diagramas multielementares de HFSE (*high field strength elements*) e LILE (*large ion lithophile elements*) normalizados pelo UCC (RUDNICK; GAO, 2003) (Figura 7.34A) mostram um padrão sub-horizontal, mas com significativo empobrecimento em Ta e Sr. Em relação aos metais base com afinidade petrogenética, a distribuição apresenta leve empobrecimento de Sc, enriquecimentos e empobrecimentos de V e Co (predominando o empobrecimento deste último), e leve enriquecimento em Zn e Pb (Figura 7.34B). Os três primeiros possuem afinidade geoquímica com rochas básicas, enquanto os dois últimos são comuns em situações oxidantes.

Quanto à análise do conteúdo de elementos terras raras (ETR) em comparação com as médias mundiais NASC (GROMET *et al.*, 1984) e PAAS (TAYLOR; MCLENNAN, 1981), as amostras analisadas apresentam-se mais enriquecidas em relação ao NASC e mais empobrecidas em relação ao PAAS ($\Sigma ETR_{NASC} = 154,50$, $\Sigma ETR_{PAAS} = 183,00$, $\Sigma ETR_{Santa Rosa} = 65,42 - 491,11$, média = 171,61, predominando valores abaixo de 140,00). Em diagramas do

tipo *Spider* normalizados pela crosta continental superior (RUDNICK; GAO, 2003), a distribuição de ETR das amostras é praticamente horizontal (Figura 7.34C), com leve empobrecimento de ETRP (elementos terras raras pesados) em relação a ETRL (elementos terras raras leves) e com leve anomalias de európio e anomalias predominantemente negativas de Ce ($\text{La}_N/\text{Eu}_N = 0,26-1,92$ – média 1,01; $\text{Gd}_N/\text{Lu}_N = 0,63-1,82$ – média 1,01; $\text{La}_N/\text{Lu}_N = 0,37-0,99$ – média 0,79; $\text{Eu}^* = 0,68-0,99$ – média 0,88; $\text{Ce}^* = 0,42-1,80$, predominando valores abaixo de 1,00 e média de 0,99).

Figura 7.32 - Diagramas binários M versus Al_2O_3 das amostras de Santa Rosa de Viterbo. M: elementos maiores em % de peso.



Nagasawa et al. (1986) indicam, em estudo preliminar, que as anomalias negativas de Ce são relacionadas à deposição dos sedimentos em ambiente oxidante, e que a magnitude da anomalia reflete o potencial de oxidação durante o processo deposicional. Considerando esta premissa, pode-se inferir que a sequência analisada foi depositada em ambiente levemente

oxidante, apresentando esporádicos momentos em que se estabeleceu ambiente redutor, representado pelas anomalias positivas em duas das amostras.

Figura 7.33 - Diagramas binários T *versus* SiO₂ das amostras de Santa Rosa de Viterbo. T: elementos menores e traços em ppm.

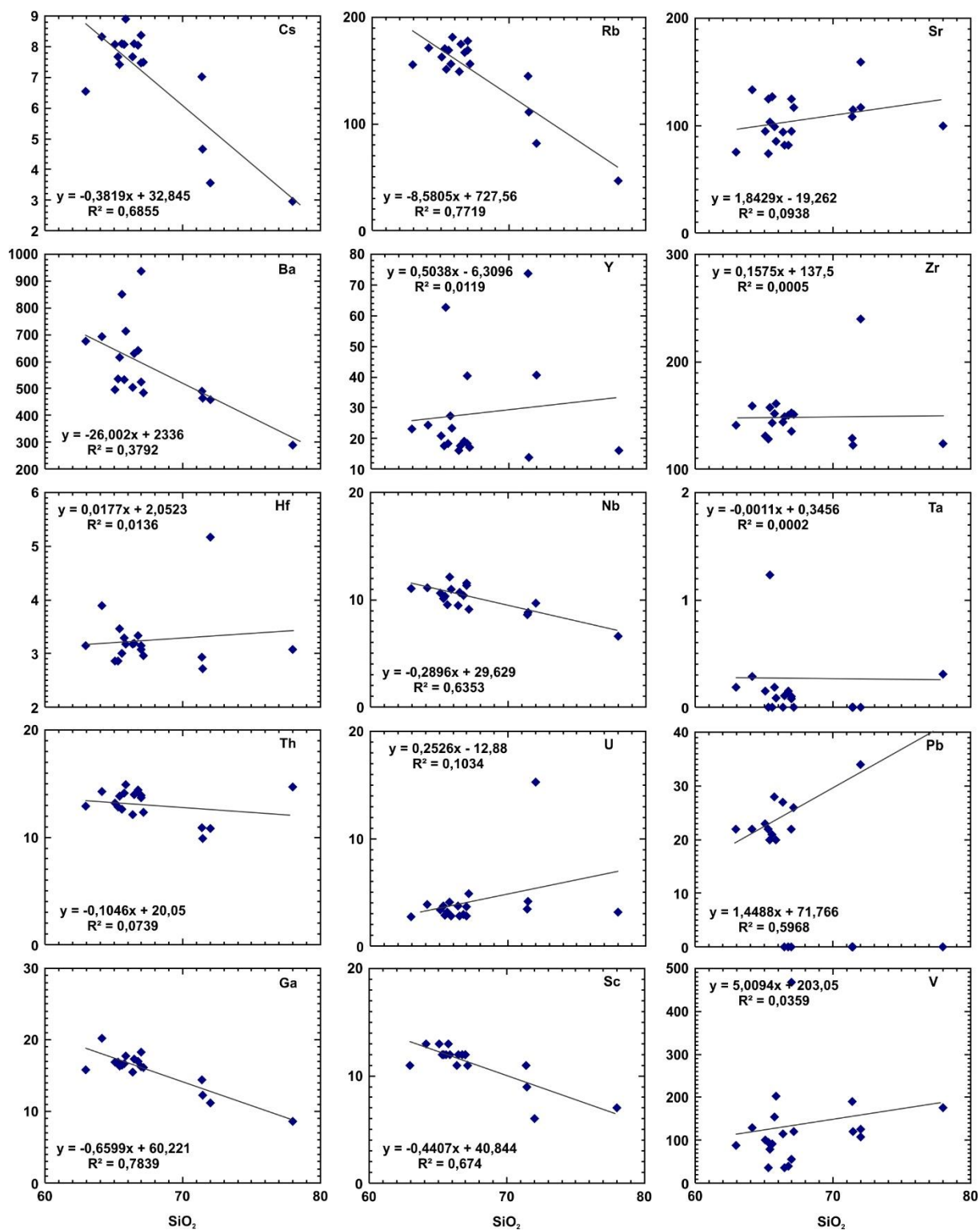
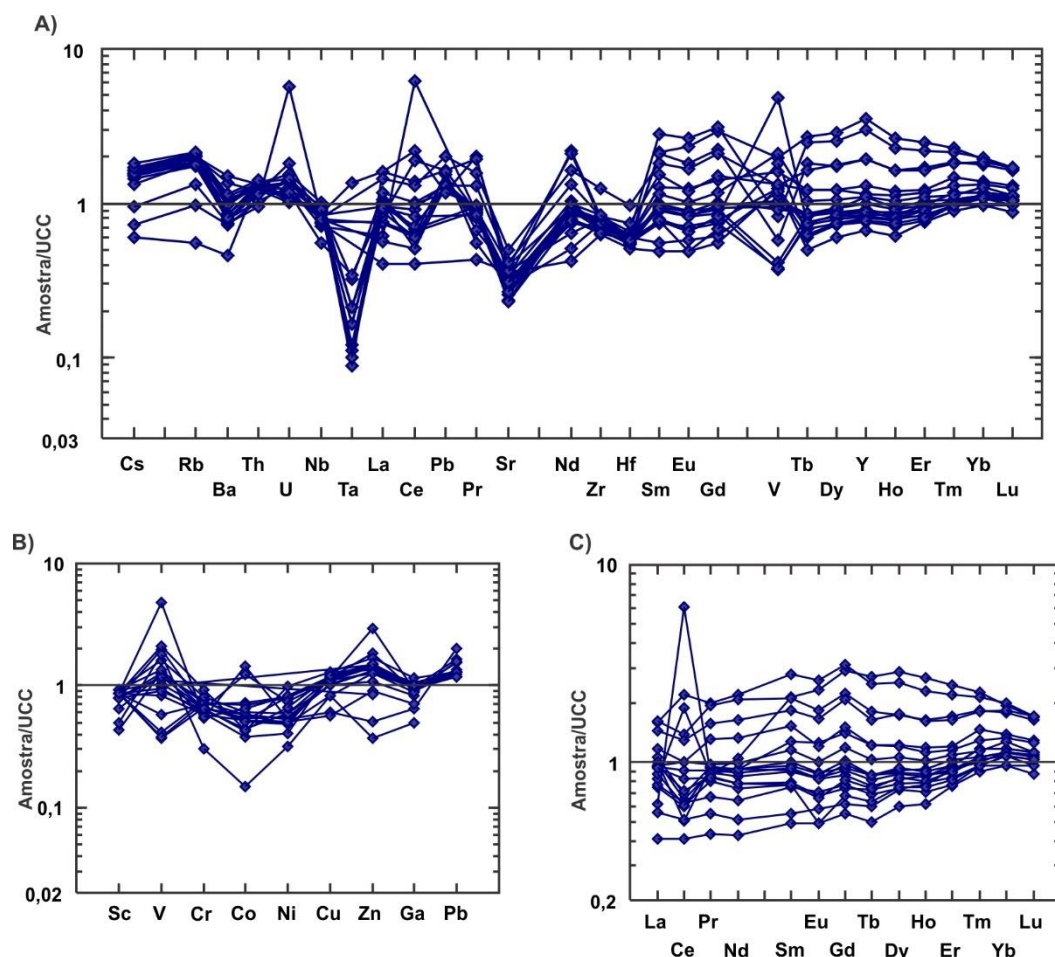
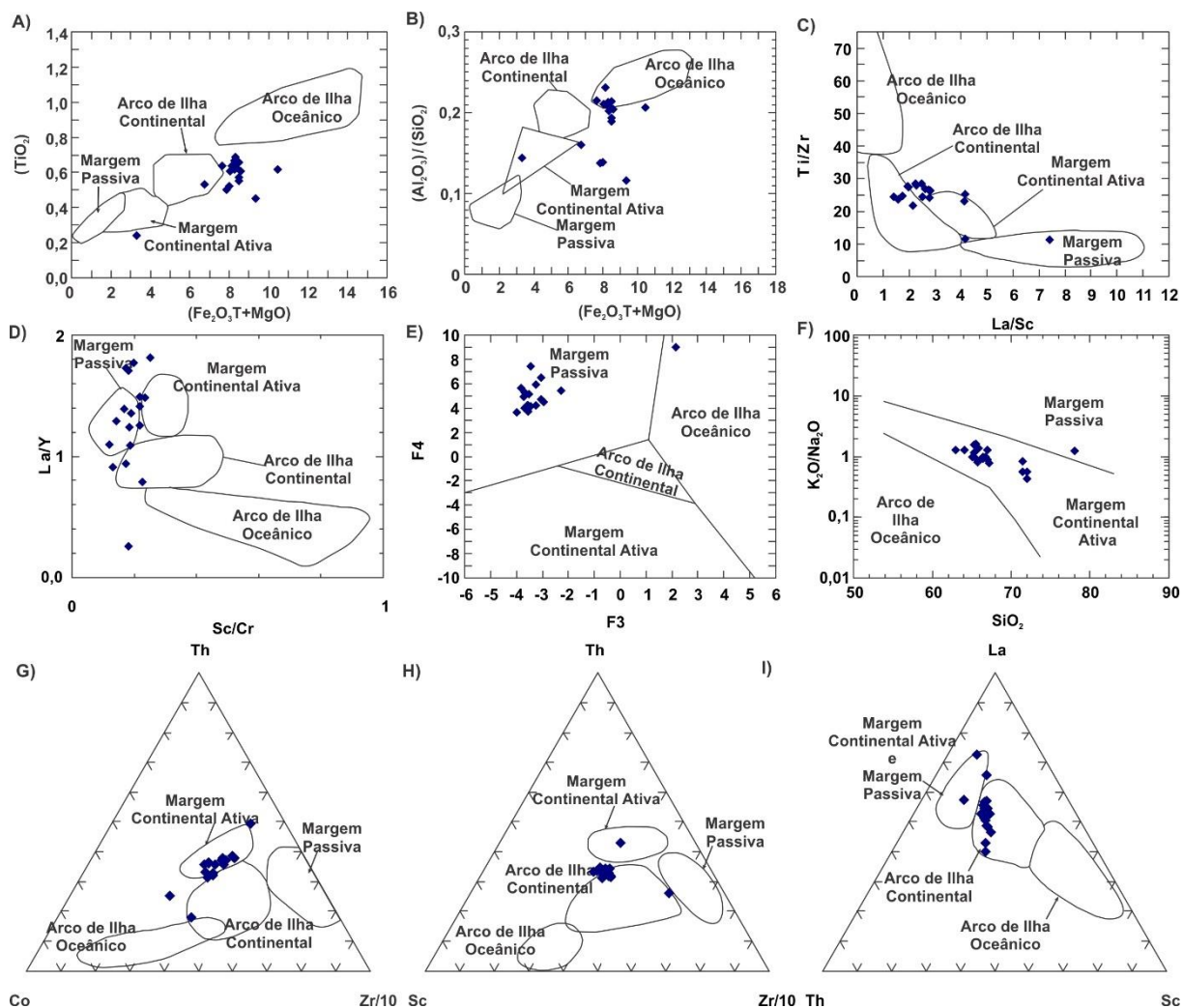


Figura 7.34 - Spiderdiagramas de avaliação de elementos menores, traços e terras raras das amostras de Santa Rosa de Viterbo. A) Padrão de distribuição de LILE, HFSE e ETRs normalizados pelo UCC (RUDNICK; GAO, 2003). B) Padrão de distribuição de elementos metálicos com afinidade petrogenética normalizados pelo UCC (RUDNICK; GAO, 2003). C) Padrão de distribuição de ETRs normalizados pelo UCC (RUDNICK; GAO, 2003).



Nos diagramas discriminantes de ambientes tectônicos, binários e ternários (Figura 7.35A, B, C, D, E, F, G, H, I), de Bhatia (1983) e Roser e Korsch (1986), as amostras da Formação Corumbataí de Santa Rosa de Viterbo apresentam certa dispersão, mas distribuem-se preferencialmente no campo de sedimentos provenientes de rochas formadas em ambientes de arcos de ilha (principalmente continental) e secundariamente em ambiente de margem ativa. No diagrama F3 *versus* F4 (ROSER; KORSCH, 1986), no entanto, as amostras se localizam centralizadas no campo de margem passiva. Considerando as proposições de Armstrong-Altrin et al. (2015) e de Montibeller et al. (2017), acredita-se que as funções discriminantes preferencialmente refletem o ambiente tectônico da sedimentação ao invés do ambiente da área fonte, e, portanto, o diagrama F3 *versus* F4 (ROSER; KORSCH, 1986) reflète a condição de margem passiva da bacia deposicional.

Figura 7.35 - Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos das rochas pelíticas de Santa Rosa de Viterbo. A), B), C), D) Bhatia (1983); E) Roser e Korsch (1988); F) Roser e Korsch (1986); G), H), I) Bhatia e Crook (1986).



7.3.5. Conclusões

Da análise dos dados obtidos, pode-se concluir que:

- (i) A Formação Corumbataí na região de Santa Rosa de Viterbo é composta essencialmente por “wackes” e litoarenitos, química e texturalmente maduros, indicando processos de seleção sedimentar eficientes.
- (ii) A natureza química das áreas fontes é similar a rochas sedimentares ou metassedimentares quartzosas geradas em ambiente de arco de ilha continental ou de margem ativa, sendo posteriormente erodidas e depositadas em margem passiva.

- (iii) As condições climáticas na área fonte permitiram intemperismo intenso, assim como as condições climáticas na bacia após a sedimentação, mostrando características químicas indicativas de clima semiárido tendendo a semiúmido.

7.4 GEOQUÍMICA DA FORMAÇÃO CORUMBATAÍ NO MUNICÍPIO DE MINEIROS (GO)

7.4.1. Introdução

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. As litologias atribuídas à Formação Corumbataí no Estado de Goiás, segundo Sousa Junior *et al.* (1983), ocorrem na forma de um arco descontínuo bordejando e sustentando as encostas da Serra do Caiapó, numa faixa que se estende de Alto Garças (MT) no sentido de Alto Araguaia, adelgaçando-se para leste (Figura 7.36). Nas regiões de Mineiros, Jataí e Rio Verde, contudo, a Formação Corumbataí ainda aflora condicionada à base de drenagens de grande expressão. As maiores espessuras registradas de exposição desta unidade ocorrem na região do Município de Mineiros, no qual foi conduzido este estudo (Figura 7.37), 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.

Figura 7.36 - Localização da Bacia do Paraná e áreas de afloramento do Grupo Passa Dois e da Formação Corumbataí nos estados de Goiás e Mato Grosso. Modificado de CPRM (2006).

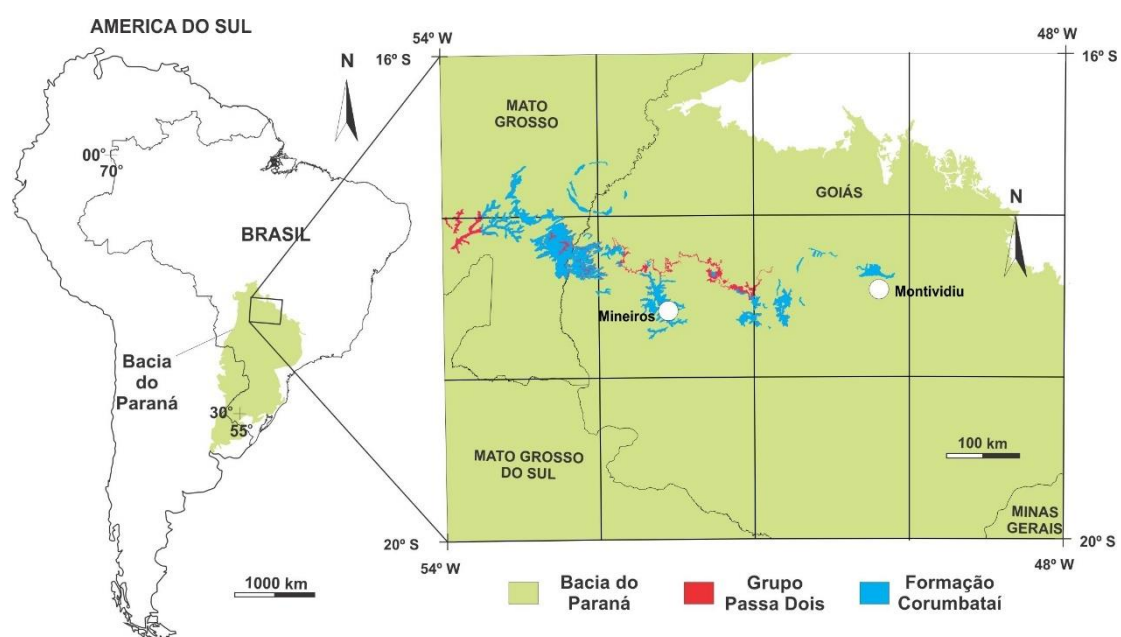
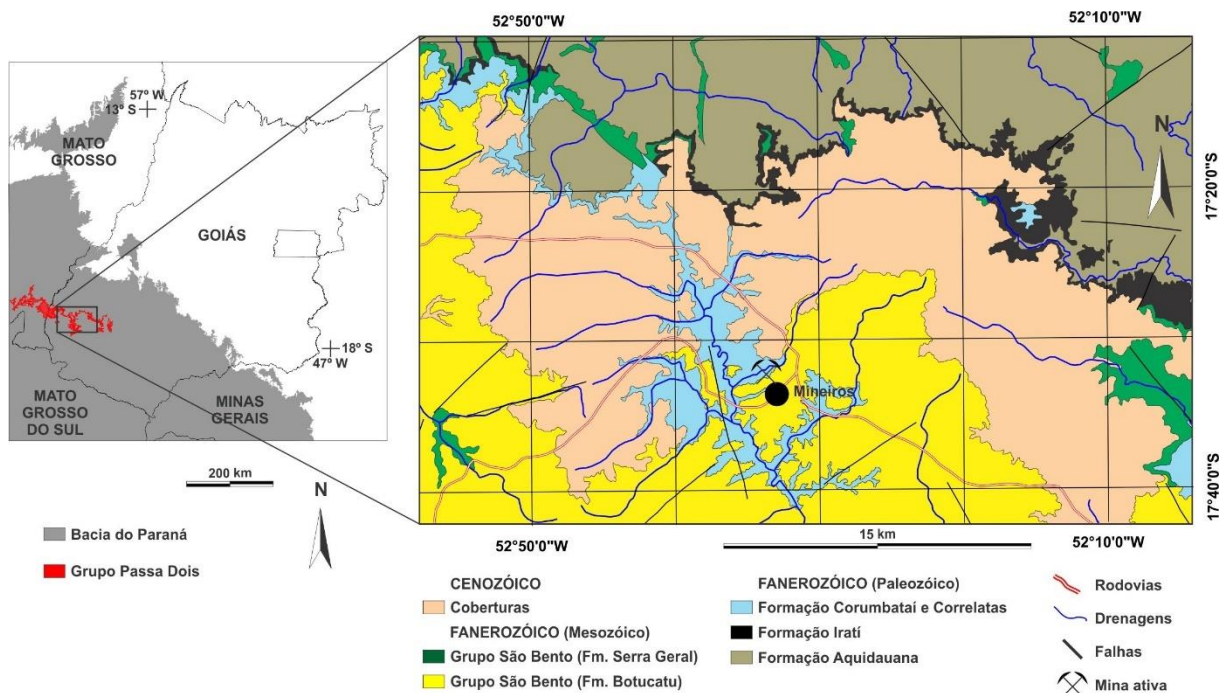


Figura 7.37 – Localização da área de estudo em Goiás, com indicação da mina estudada. Modificado de CPRM (2006).



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 (SOUSA JUNIOR *et al.*, 1983). 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, em geral em tons de vermelho, róseo-arroxeadado, lilás, rosa esbranquiçado, verde e cinza, esverdeado ou avermelhado (SOUSA JUNIOR *et al.*, 1983).

Estratigraficamente, posiciona-se em contato discordante com a Formação Aquidauana subjacente em quase toda a extensão das encostas da Serra do Caiapó, e próximo ao município de Perolândia, também nas encostas da Serra do Caiapó, ocorrem 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 JUNIOR *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 JUNIOR *et al.*, 1983).

Os trabalhos mais detalhados sobre a Formação Corumbataí no Estado de Goiás são de Teixeira (1932), Almeida (1948), Gama Jr. (1979), Sousa Junior *et al.* (1983) e uma modesta bibliografia que se propôs a elucidar as características deposicionais do Grupo Passa Dois em toda sua extensão (por exemplo, LANDIM; FÚLFARO, 1972; SCHNEIDER *et al.*, 1974; PETRI; COIMBRA, 1982; PETRI; FÚLFARO, 1983; MENDES, 1984, e outros). Assim, a gênese da Formação Corumbataí no Estado de Goiás permanece com diversas lacunas, algumas mesmo referentes a questão 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.

Neste 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.

7.4.2. **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 para análises petrográficas, mineralógicas e geoquímicas. A análise petrográfica foi realizada em seções delgadas polidas, à luz transmitida e refletida, e realizada identificação dos filossilicatos e outros minerais de granulometria menor que 10 μm através de difratometria de raios X, ambos em Laboratórios pertencentes ao DPM/IGCE/UNESP, enquanto dados geoquímicos de elementos maiores, menores, traços e terras raras (ETRs) foram adquiridos por ICP-MS no laboratório ACME Analytical Lab (Vancouver, Canadá). Os resultados das análises químicas são apresentados na Tabela 6.

7.4.3. **Geologia Local**

Foi realizada análise petrográfica de uma seção que representa a porção intermediária a inferior da coluna estratigráfica da Formação Corumbataí no Estado de Goiás, segundo Lacerda

Filho *et al.* (2000), com cerca de 25 metros de espessura. A seção analisada pode ser informalmente dividida em cinco níveis de acordo com suas feições macroscópicas:

Tabela 6 - Composição química de Elementos Maiores (% peso), menores, traços e ETRS (em ppm) das amostras da Formação Corumbataí provenientes de Mineiros (GO). Continua.

Amostra	GO1	GO10	GO11	GO2	GO3	GO4	GO5	GO6	GO7	GO8	GO9
SiO₂	84,38	89,58	69,57	81,71	63,68	66,10	76,27	87,83	89,15	89,08	89,47
TiO₂	0,14	0,22	0,51	0,33	0,68	0,67	0,43	0,21	0,22	0,22	0,22
Al₂O₃	8,59	4,59	12,88	7,83	15,09	14,80	10,05	5,25	4,92	5,19	5,09
Fe₂O_{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
Na₂O	0,07	0,05	0,31	0,12	0,21	0,16	0,13	0,07	0,07	0,06	0,06
K₂O	0,30	0,77	7,52	1,59	6,35	5,86	2,42	0,76	0,77	0,85	0,84
P₂O₅	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
CIA	95,13	84,07	61,86	81,06	69,19	70,54	78,95	85,37	84,39	84,25	84,13
CIW	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
LaN/EuN	1,18	1,24	0,78	1,01	1,15	1,12	0,95	1,64	0,78	1,80	1,19
GdN/LuN	1,16	1,17	0,68	1,47	1,32	1,19	1,76	2,40	0,95	0,83	0,82
LaN/LuN	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

Tabela 6 – continuação.

Amostra	GOP1	GOP10	GOP11	GOP12	GOP13	GOP14	GOP15	GOP2	GOP3	GOP4
SiO₂	64,87	68,39	68,40	77,42	66,43	81,06	64,46	63,90	72,67	65,34
TiO₂	0,69	0,36	0,53	0,40	0,59	0,35	0,66	0,71	0,46	0,62
Al₂O₃	16,44	14,58	14,21	10,60	14,66	8,34	16,14	17,12	11,35	14,68
Fe₂O_{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
Na₂O	0,12	2,87	0,85	0,55	0,91	1,10	0,27	0,14	1,16	0,75
K₂O	4,61	2,26	5,03	2,78	5,54	2,86	6,90	4,73	4,52	5,20
P₂O₅	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
CIA	77,44	64,57	69,11	74,18	68,09	63,37	69,00	77,61	64,38	69,77
CIW	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
Lan/EuN	0,91	1,30	1,42	1,64	1,83	1,10	1,40	1,12	1,27	1,57
Gds/LuN	0,36	1,31	0,85	0,78	0,64	1,13	0,88	0,43	0,90	0,67
Lan/LuN	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

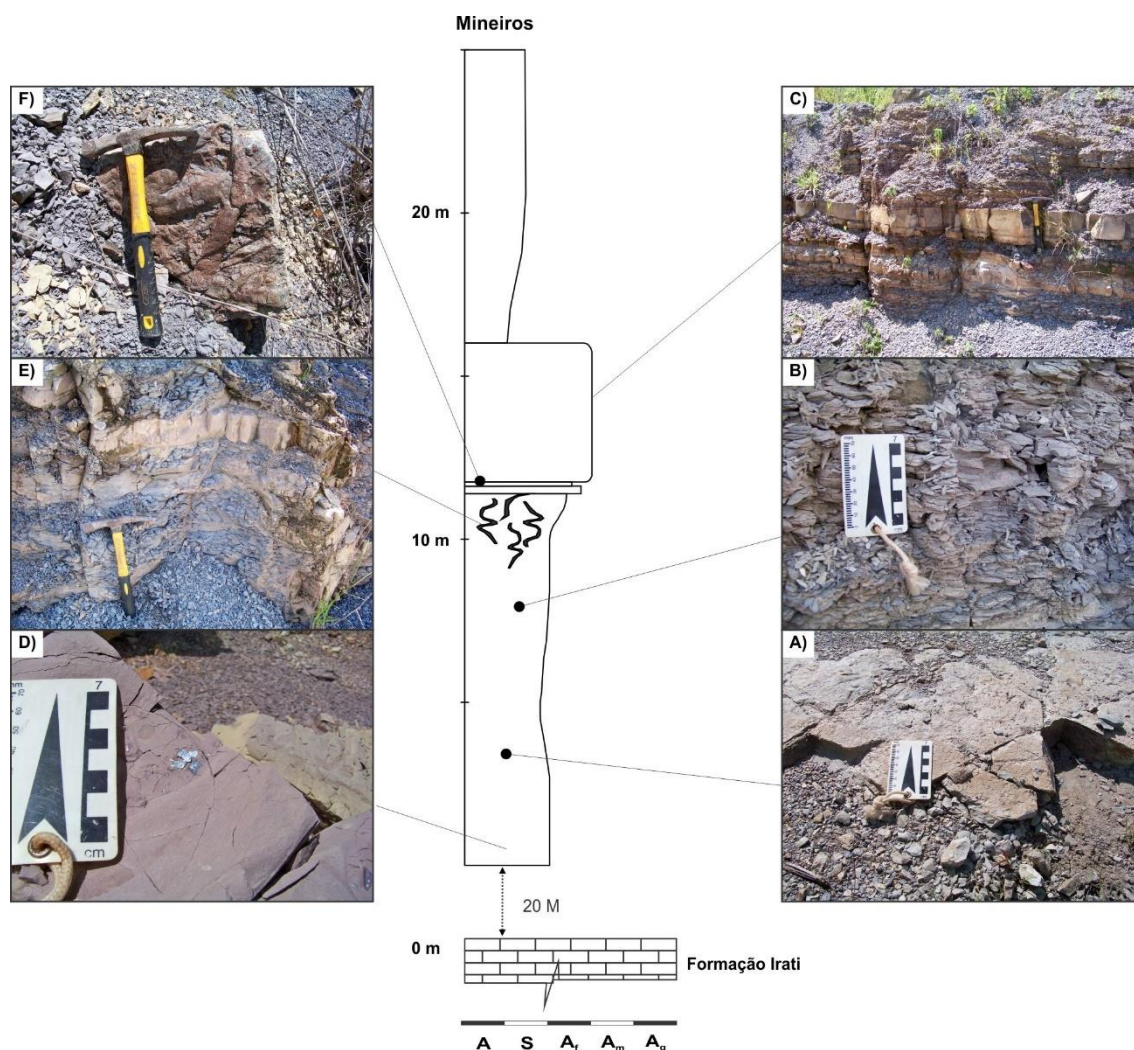
Tabela 6 – conclusão.

Amostra	GOP5	GOP6	GOP7	GOP8	GOP9
SiO₂	66,61	71,99	73,29	79,87	77,20
TiO₂	0,65	0,48	0,45	0,37	0,41
Al₂O₃	14,86	11,79	12,46	9,64	10,72
Fe₂O_{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
Na₂O	0,90	1,09	0,39	0,91	0,77
K₂O	5,34	4,49	4,39	3,22	3,86
P₂O₅	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
CIA	68,92	65,10	71,65	68,42	68,45
CIW	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
Lan/EuN	1,35	0,99	1,65	1,85	1,69
GdN/LuN	0,78	0,95	1,58	0,64	0,60
Lan/LuN	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

a) **nível I:** inicia-se por um pacote de cerca de 7 metros de siltito marrom claro avermelhado levemente ferruginoso, pouco intemperizado (Figura 7.38A), 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.

Figura 7.38 - 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.



b) 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 7.38B), 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 a lixiviação.

c) **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 7.38D).

d) **nível IV:** o nível III tem aproximadamente 5 metros de espessura, e se sobrepõe por e intercala-se a camadas progressivamente mais espessas de siltitos arenosos de cor creme a branco, com estratificação plano-horizontal (Figura 7.38C), com espessura variando de 2 cm a até 60 cm. Os contatos entre as camadas siltosas e silto-arenosas são abruptos, e em alguns níveis mais espessos, a base destas camadas apresenta estruturas em canais ramificados, alongados e achatados segundo a direção do acamamento, correspondendo a icnofósseis (*Thalassinoides* – Figura 7.38F) preenchidos por siltitos ricos em bioclastos, argilitos ou carbonatos.

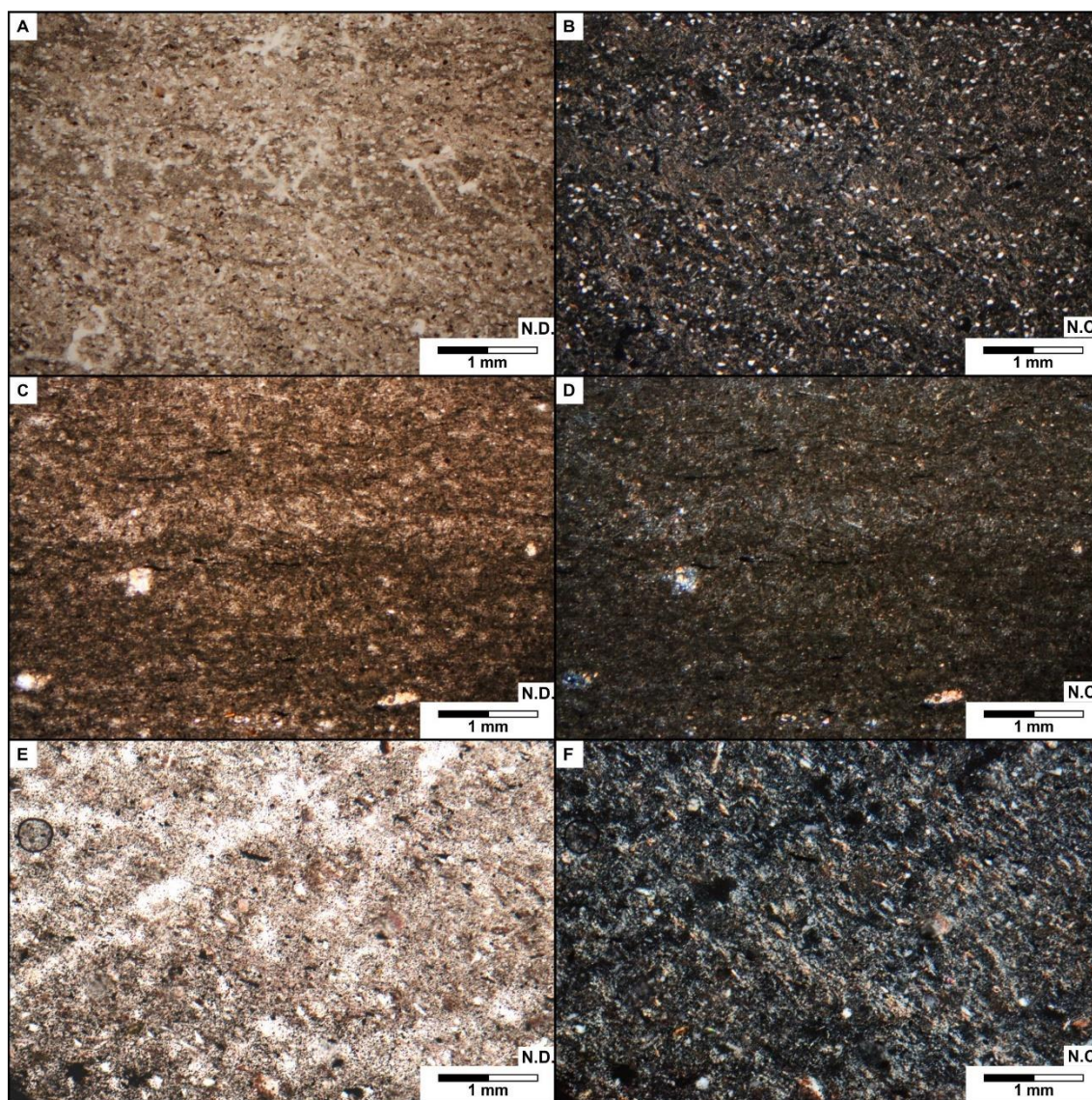
e) **nível V:** entre as camadas de siltitos arenosos, ocorrem siltitos cinza médio progressivamente mais finos em direção ao topo da sequência, até que esta se encerra sendo sobreposta em contato abrupto por um pacote com espessura observada de cerca de 10 m de silito marrom chocolate, com empastilhamento lenticular, com intercalações regulares de pequena espessura de silito 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 7.38E) 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 alojando-se de forma concordante.

O último litotipo presente no **nível I** (Figura 7.39A, B) corresponde petrograficamente a uma rocha anisotrópica, inequigranular, laminada, com laminação marcada pela isorientação 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 μm e 5 mm).

Figura 7.39 – 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. NC: nicóis cruzados; ND: nicóis descruzados.



Além destes, 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, 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 tratam 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, 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 da rocha, sendo que os minerais detríticos passam a ter, em média, 100 a 130 μm de comprimento. Pequenas manchas aleatórias constituídas por montmorillonita também são observadas, e a formação de óxi-hidróxidos não cristalinos também ocorre concentrada ao redor de descontinuidades físicas concordantes.

Petrograficamente, o **nível II** (Figura 7.39C, D) 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, a matriz 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, 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** (Figura 7.39E, F), 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:

i) 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; possui 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, e palhetas de muscovita incolor. Também se associa a abundantes aglomerados arredondados e pulverulentos, de tamanhos variando entre menores que 5 μm a até 50 μm , de óxi-hidróxidos de ferro e opacos.

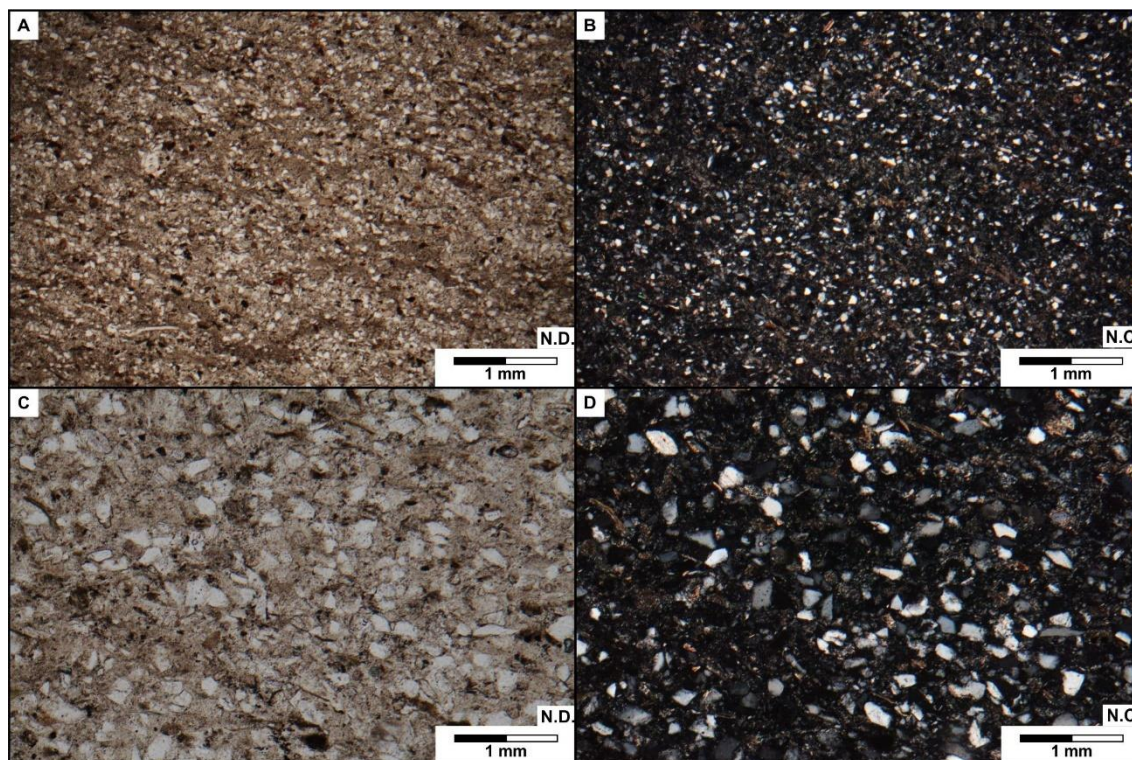
ii) domínio de filossilicatos ainda mais finos, quase indistinguíveis ao microscópio petrográfico, levemente isorientados, mas em sua maioria com textura não orientada e de cristais dispersos de forma aleatória. Apresenta menos de 5% de grãos detríticos, com tamanho médio de 30 μm e máximo observado de 100 μm , sendo que os maiores tamanhos correspondem a palhetas de muscovita.

iii) 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** (Figura 7.40A, B) apresentam petrograficamente uma certa variedade de texturas, sendo que, nos cerca de 2 metros em que ocorrem intercalados aos folhelhos, foram observados dois conjuntos petrográficos, da base para o topo da sequência:

i) rocha levemente anisotrópica, com anisotropia marcada pela orientação preferencial incipiente de agregados descontínuos e irregulares constituídos por filossilicatos orientados, e por uma breve sucessão de camadas contínuas predominantemente isotrópicas e lentes espessas fortemente anisotrópicas (espessura aproximada de 1 cm).

Figura 7.40 - Fotomicrografias à luz transmitida representativas de feições da Formação Corumbataí em Mineiros (GO). A) e B) Nível IV; C) e D) Diques clásticos. NC: nicóis cruzados; ND: nicóis descruzados.



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 detriticos, 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.

iii) 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.

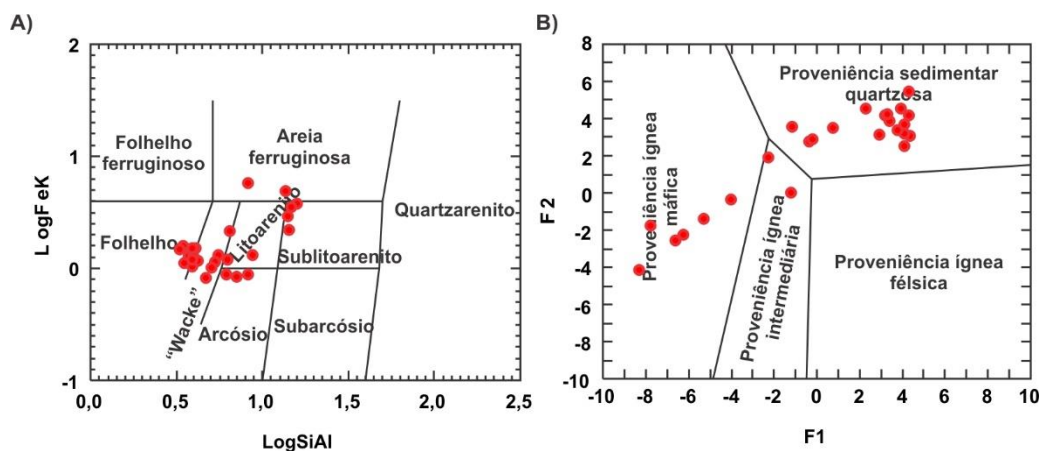
O **nível V** não foi analisado petrograficamente, pela dificuldade de obtenção de seções delgadas do material de forma convencional, uma vez que se desfaz em contato com água em abundância.

Os **diques clásticos** (Figura 7.40C, D) 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 discontinuidades 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 uma 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.

7.4.4. Geoquímica

No diagrama do sistema *SandClass* (HERRON, 1988 – Figura 7.41A), 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 7.41B), com menores contribuições de rochas ígneas félsicas e máficas. A maioria das amostras da seção goiana apresenta valores mais positivos de F1, o que as posiciona melhor dentro do campo da proveniência de rochas sedimentares quartzosas, o que é coerente com a interpretação de maior maturidade químico-mineralógica e textural, atestadas pelos aspectos petrográficos e pelo diagrama de Herron (1988).

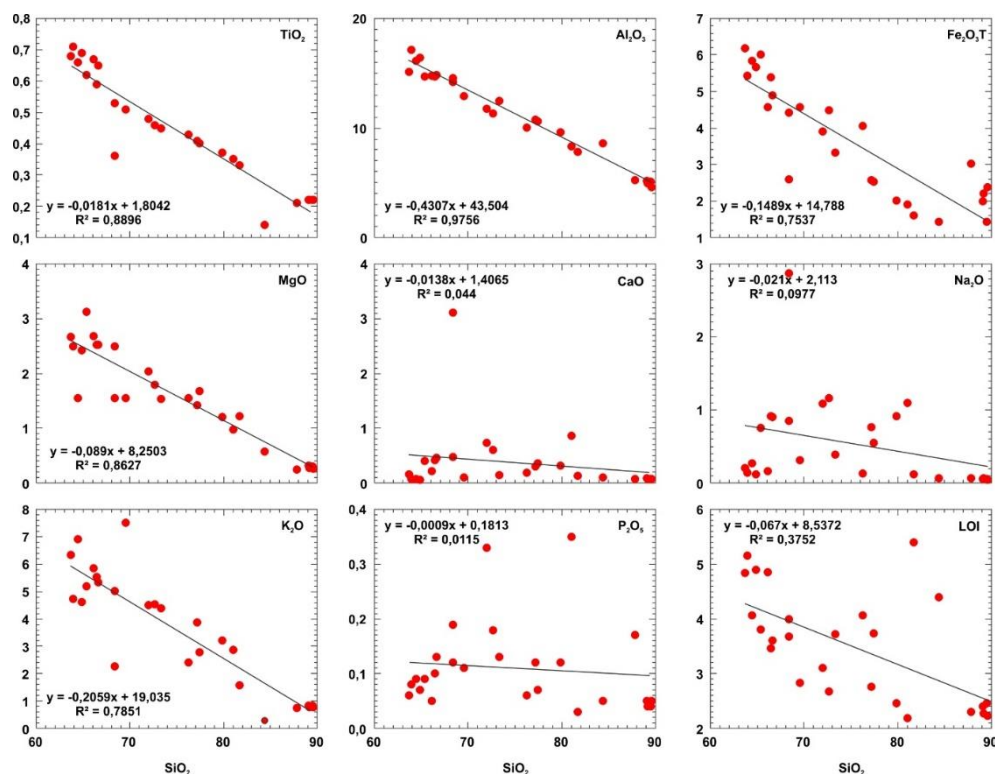
Figura 7.41 - Classificação química e proveniência da Formação Corumbataí no município de Mineiros. A) Diagrama de classificação química de rochas sedimentares (HERRON, 1988); B) Diagrama discriminante da natureza das rochas fontes dos sedimentos originais (ROSER; KORSCH, 1988).



Os teores de SiO_2 variam entre 63,68% e 89,58%, TiO_2 entre 0,14% e 0,71%, Al_2O_3 entre 4,79% e 17,12%, Fe_2O_{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%), Na_2O de 0,05% a 2,87%, K_2O de 0,3% a 7,52% e P_2O_5 variando de 0,03% a 0,35%. Nos diagramas do tipo SiO_2 versus M, onde M representa os elementos maiores (Figura 7.42), as amostras apresentam fortes correlações negativas de TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_{3T} , MgO e K_2O , enquanto CaO , Na_2O , P_2O_5 e MnO não apresentam boas correlações. Os *trends* observados nestes diagramas aparentam ter relação com a seleção mineralógica mais efetiva em determinados níveis, uma vez que o predomínio de SiO_2 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 Al_2O_3 versus M (Figura 7.43), por sua vez, observa-se forte correlação negativa de SiO_2 , e fortes correlações positivas de TiO_2 , Fe_2O_{3T} , MgO , K_2O e LOI, associadas também a uma efetiva seleção mineralógica.

Com relação à distribuição de elementos traços, em diagramas do tipo SiO_2 versus T (Figura 7.44), 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 estabelecerem correlações negativas com SiO_2 , mas de forma muito dispersa ou com valores muito baixos destes elementos. Esta tendência à correlação negativa de elementos traços também corrobora com 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.

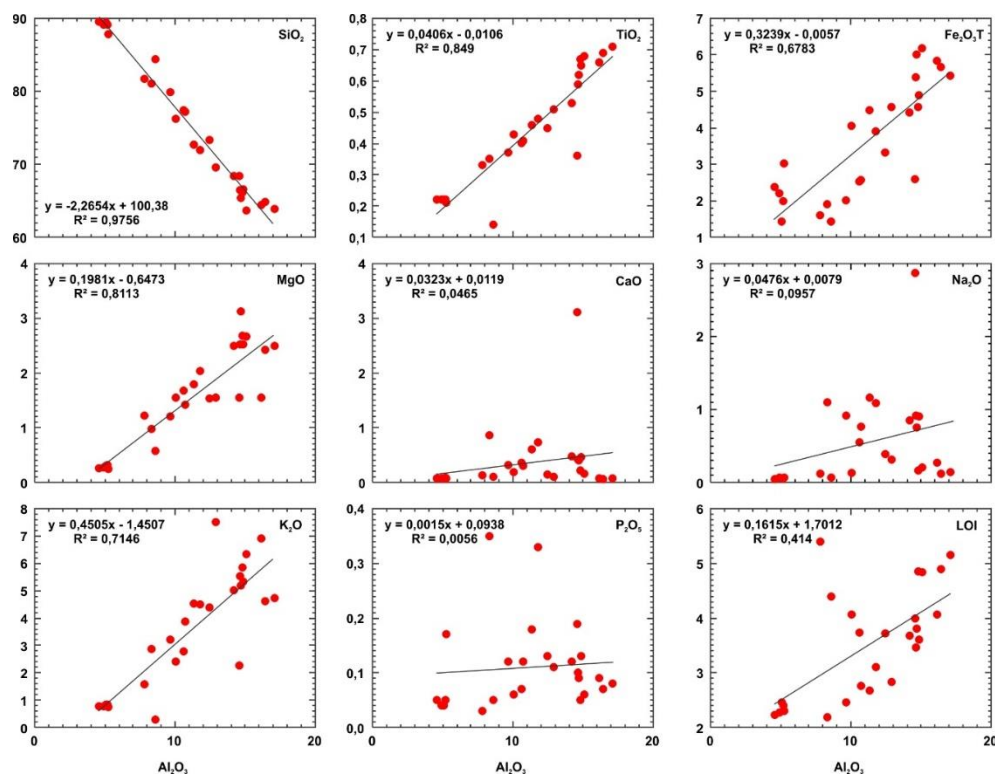
Figura 7.42 - Diagramas binários M versus SiO₂ das amostras de Mineiros. M: elementos maiores em % de peso.



Para os elementos terras raras (ETR) (Figura 7.45A), o padrão de distribuição com relação à crosta continental superior (UCC – upper continental crust, RUDNICK; GAO, 2003) é sub-horizontal, sendo que os valores de ETRP são próximos para todas as amostras, com maior dispersão em relação aos ETRL. Isto pode indicar que há variação no grau de seleção mineralógica 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 spiderdiagramas 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 (Figura 7.45B, C).

Figura 7.43 - Diagramas binários M versus Al_2O_3 das amostras de Mineiros. M: elementos maiores em % de peso.



As razões $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ das amostras variam de 3,73 a 19,52 (com predomínio de valores abaixo de 10,0, e média 8,33), de $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ variam de 0,03 a 0,58 (com maioria dos valores acima de 0,20 e média 0,30), e 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 que razões $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ acima de 10 indicam alto grau de maturidade textural, enquanto diagramas $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ versus ICV (Figura 7.46) 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 possui alta maturidade textural, quanto à maturidade química, apresenta partes da sequência com alta maturidade (17 amostras) e parte com baixa maturidade (12 amostras). Isto pode indicar que a seção possui um caráter de seleção mineralógica variável ou influência de 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 atuaria na segregação de componentes minerais derivados de intemperismo físico (como quartzo, feldspatos potássicos e plagioclásios não intemperizados) e componentes derivados de intemperismo químico (como argilominerais e óxi-hidróxidos).

Figura 7.44 - Diagramas binários T *versus* SiO₂ das amostras de Mineiros. T: elementos menores e traços em ppm.

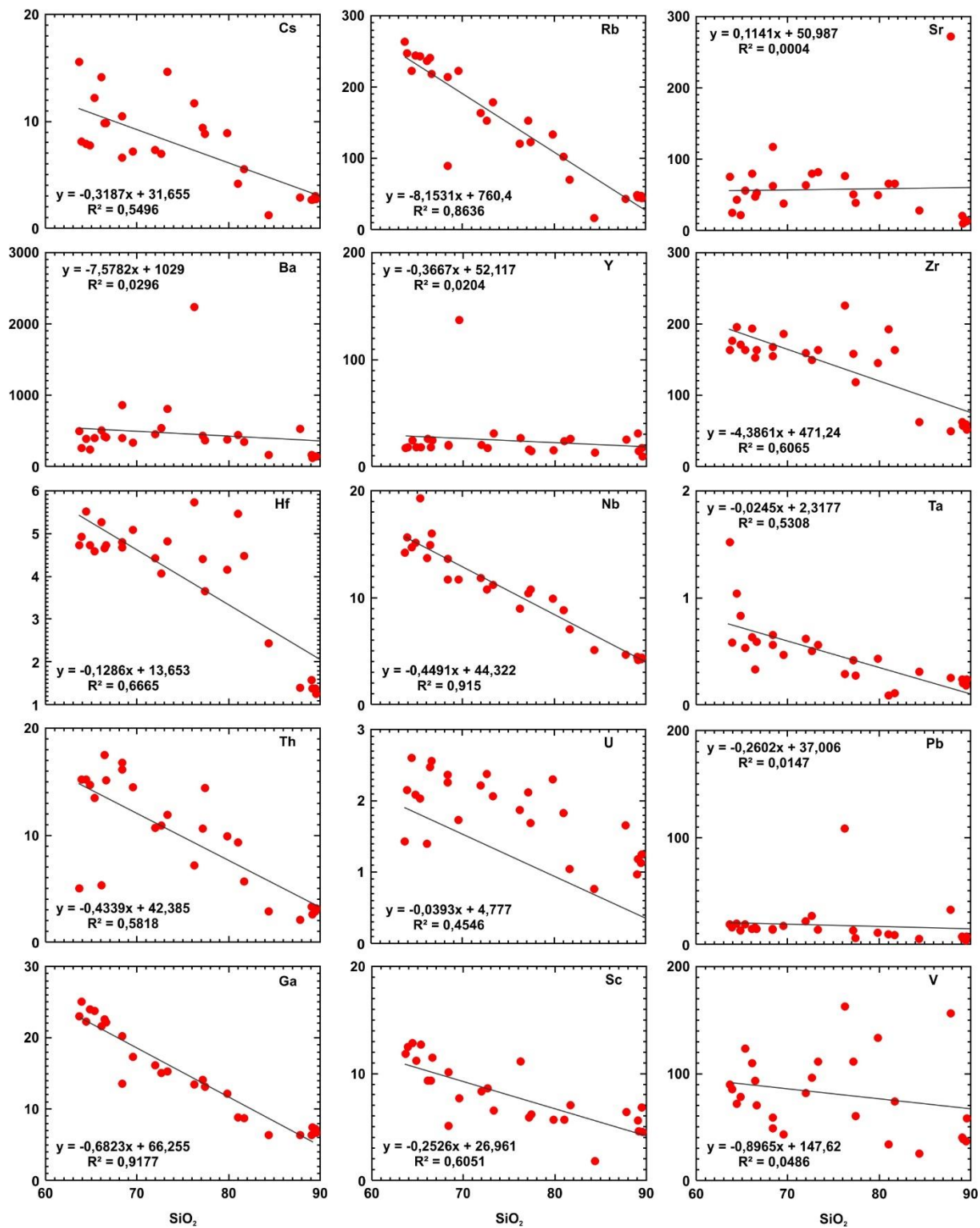


Figura 7.45 - Spiderdiagramas de avaliação de elementos menores, traços e terras raras das amostras de Mineiros. A) Padrão de distribuição de ETRs normalizados pelo UCC (RUDNICK; GAO, 2003). B) Padrão de distribuição de elementos metálicos com afinidade petrogenética normalizados pelo UCC (RUDNICK; GAO, 2003). C) Padrão de distribuição de LILE, HFSE e ETRs normalizados pelo UCC (RUDNICK; GAO, 2003).

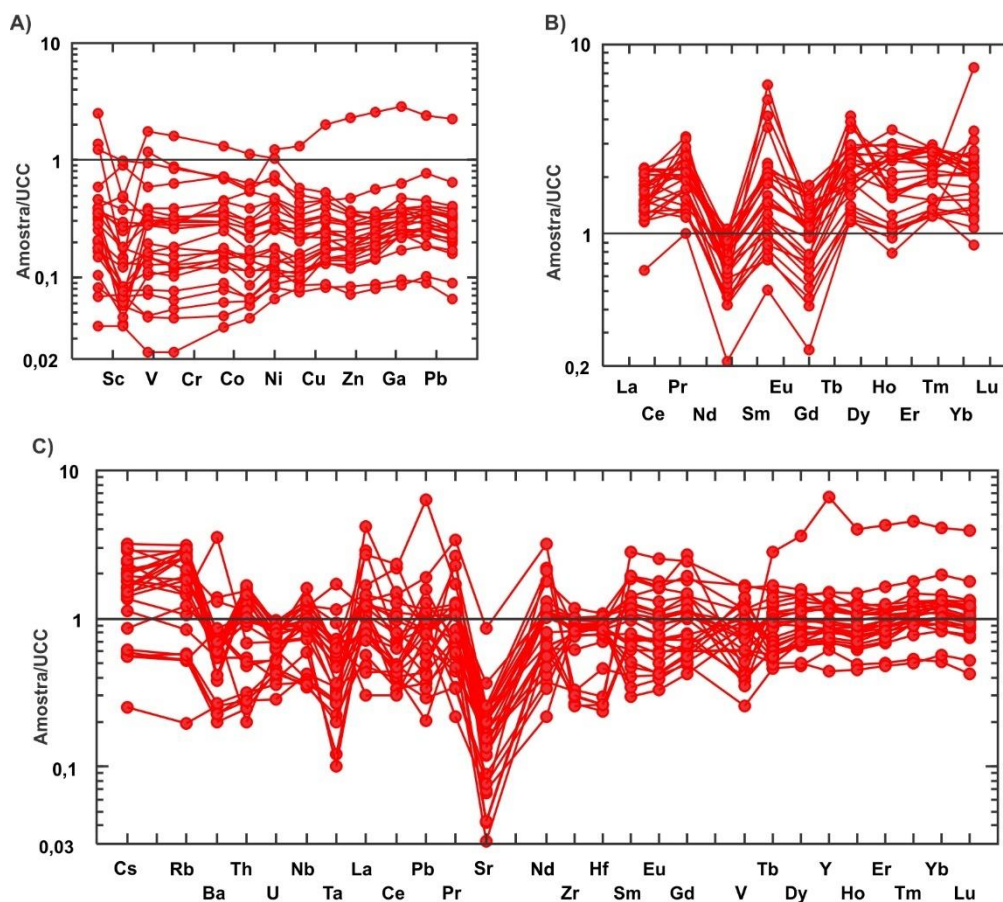
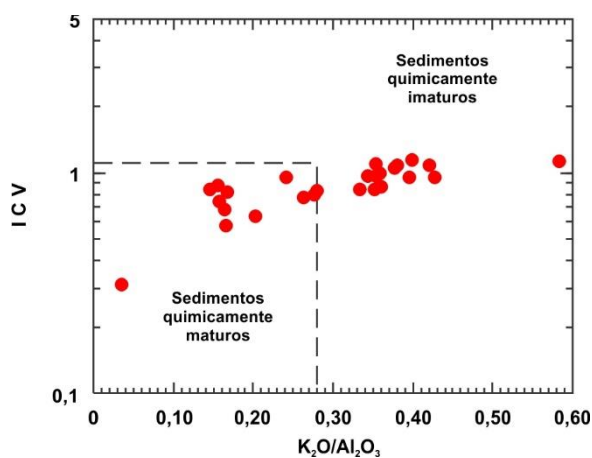


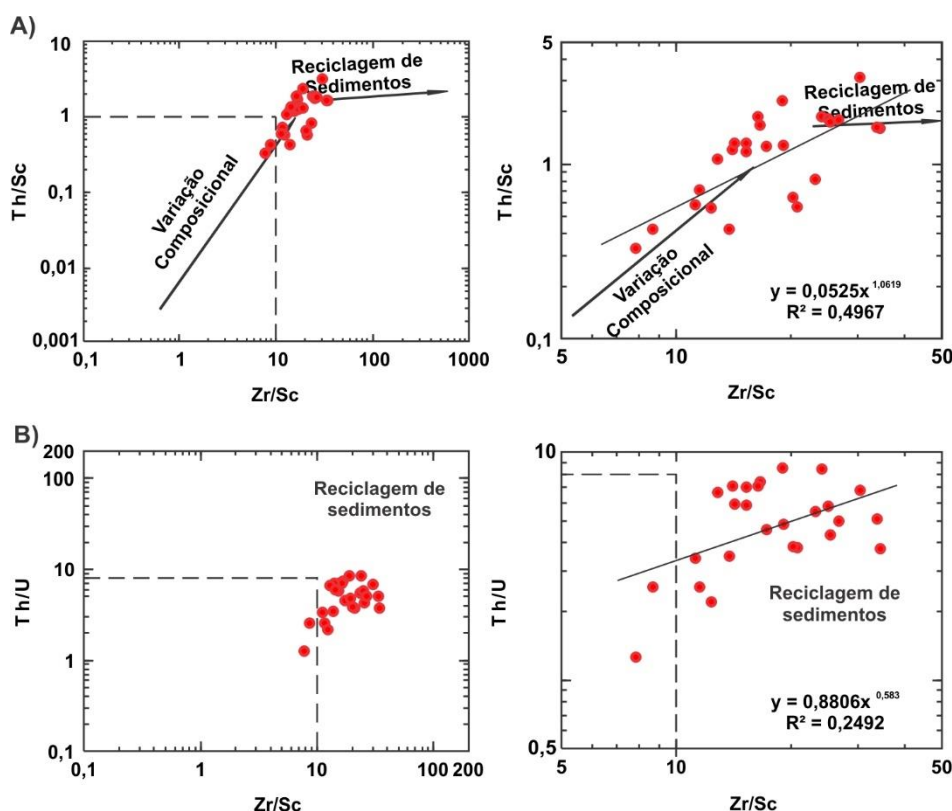
Figura 7.46 - Diagrama K_2O/Al_2O_3 versus ICV das amostras de Mineiros, elaborado a partir das considerações de Cox *et al.* (1995) e de Armstrong Altrin *et al.* (2015).



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 7.47), 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 este sedimento primário, possivelmente se tratando de uma mistura de litotipos com diferentes características geoquímicas.

Figura 7.47 - Diagramas de avaliação de sedimentos com relação à sua sujeição aos processos de reciclagem sedimentar (MCLENNAN *et al.*, 1993) das amostras de Mineiros.

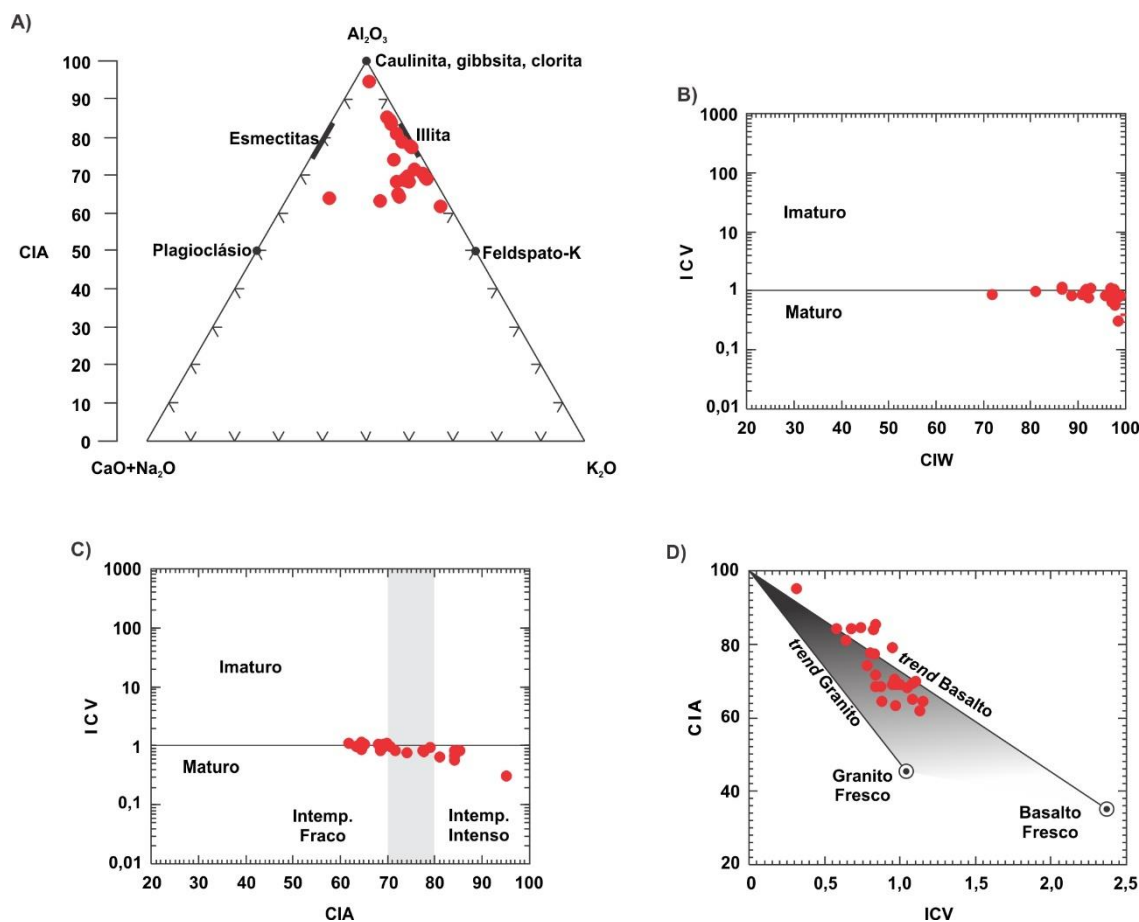


O uso da função CIA (*Chemical Index of Alteration*, NESBITT; YOUNG, 1982) na avaliação das amostras (CIA = 61,86-95,13, com média de 73,81), bem como as razões K_2O/Na_2O e Al_2O_3/Na_2O (MCLENNAN; TAYLOR, 1991), indicam alternância de regimes intempéricos na área fonte durante a geração dos sedimentos (13 amostras indicam intemperismo fraco, 6 amostras indicam intemperismo moderado e sete amostras 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

($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O} = 5,08\text{-}137,00$, com média de 52,95), e com predominância na seção de rochas com abundância relativa de feldspatos potássicos em detrimento de plagioclásios ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0,79\text{-}38,42$, média de 13,52).

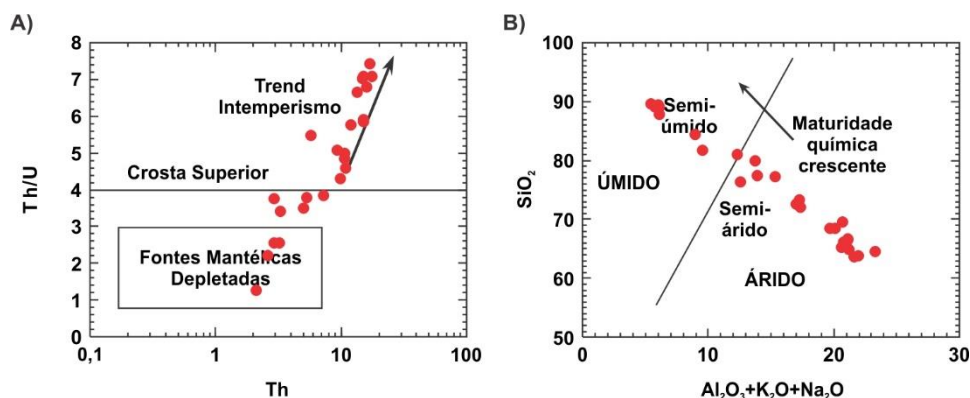
No diagrama ACNK, 18 amostras se posicionam entre o campo das illitas e dos feldspatos potássicos, 10 amostras se localizam no campo das illitas, uma amostra avança em direção ao campo das esmectitas, e uma amostra se direciona ao campo dos canditos (Figura 7.48A). Com o uso de diagramas baseados nas funções CIA (NESBITT; YOUNG, 1982), ICV (COX *et al.*, 1995) e CIW (HARNOIS, 1988) (Figura 7.48B, C, D), 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.

Figura 7.48 - 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; 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; YOUNG, 1984; COX *et al.*, 1995); D) Diagrama ICV versus CIA para avaliação de *trends* de alteração de rochas ígneas (POTTER *et al.*, 2005).



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-se 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 7.49A), além de alinharem-se ao *trend* normal resultante de intemperismo físico-químico. Esta característica reforça a variação na natureza das rochas fontes, implicando em uma área fonte com grande variedade de litotipos. No diagrama Al₂O₃ + K₂O + Na₂O *versus* SiO₂ (SUTTNER; DUTTA, 1986) (Figura 7.49B), 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.

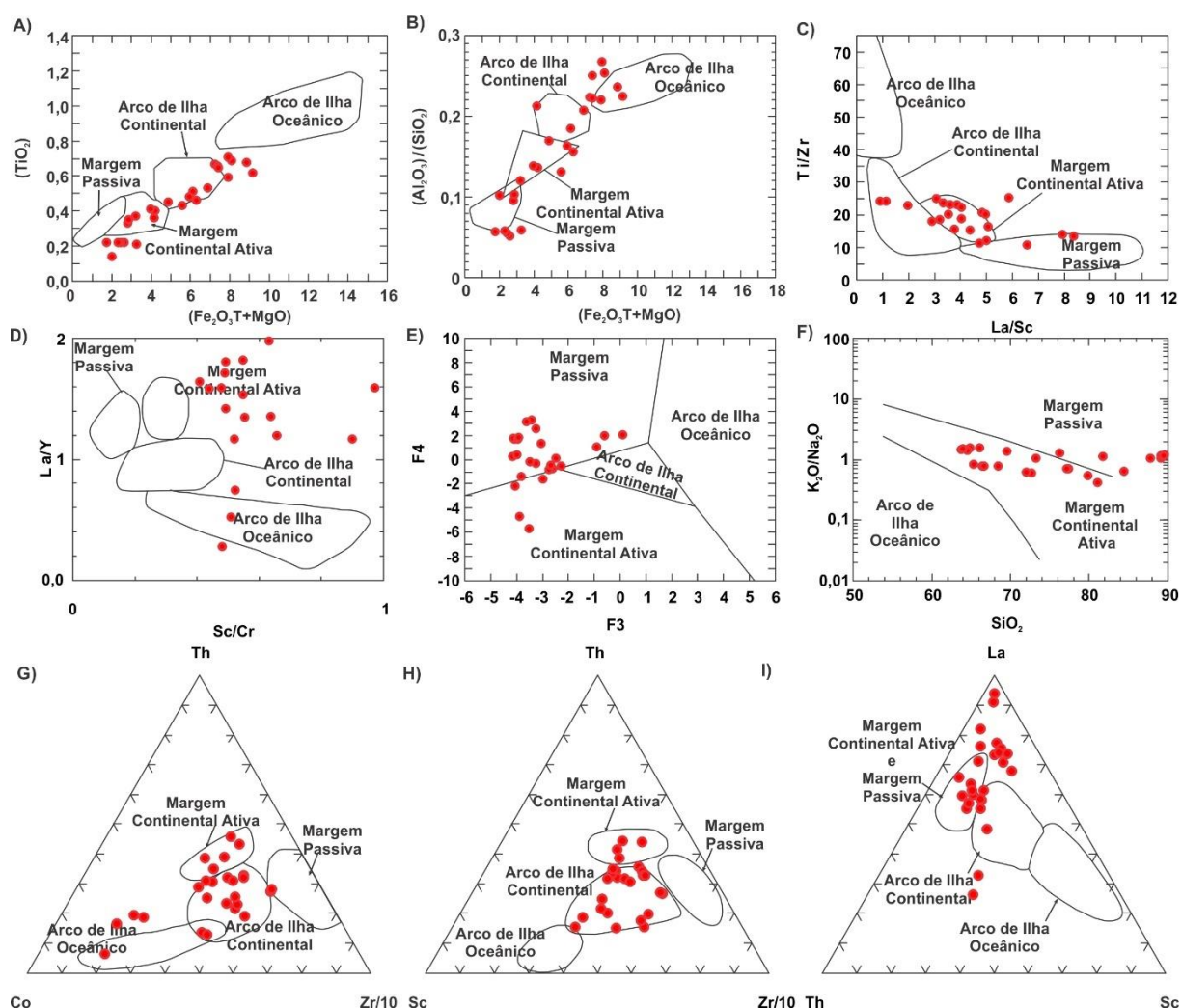
Figura 7.49 – Proveniência e condições climáticas das amostras de Mineiros. A) Diagrama de avaliação da natureza do protólito em termos de rochas supracrustais ou epicrustais (MCLENNAN *et al.*, 1993); B) Diagrama de avaliação das condições climáticas de deposição de rochas sedimentares (SUTTNER; DUTTA, 1986).



Com a utilização de diagramas discriminantes de ambientes tectônicos, binários e ternários, (BHATIA, 1983; ROSER; KORSCH, 1986) (Figura 7.50A, B, C, E, F, G, H, I), percebe-se que as amostras da Formação Corumbataí do município de Mineiros também distribuem-se 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; KORSCH, 1986), por sua vez (Figura 7.50D), se localizam 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), consideram que as funções discriminantes preferencialmente refletem o ambiente tectônico da sedimentação ao invés do ambiente da área fonte, e, portanto, o diagrama F3 *versus* F4 (ROSER; KORSCH, 1986), associada às situações apresentadas pelos diagramas discriminantes de ambientes tectônicos,

corroborar a interpretação de perfis juvenis, cuja origem dos sedimentos é de litologias diversas, depositados ao longo da margem de uma bacia sedimentar.

Figura 7.50 - Diagramas discriminantes das rochas pelíticas de Mineiros. A), B) Bhatia (1983); C), F) Bhatia e Crook (1986); D) Roser e Korsch (1986); E) Roser e Korsch (1988); G), H), I) Bhatia e Crook (1986).



7.4.5. Conclusões

A Formação Corumbataí na região de Mineiros (GO) é composta por uma variedade de quimiotipos, predominando “wackes” e arcósios, com ocorrências subordinadas de litoarenitos e sublitoarenitos. Além disso, a sequência apresenta alta maturidade textural, mas uma ampla gama de maturidades químicas entre as amostras o que indica um ambiente com seleção efetiva, mas com rochas submetidas a diferentes processos intempéricos. Esta situação pode se estabelecer caso a área fonte e os meios de transporte dos sedimentos correspondam a perfis

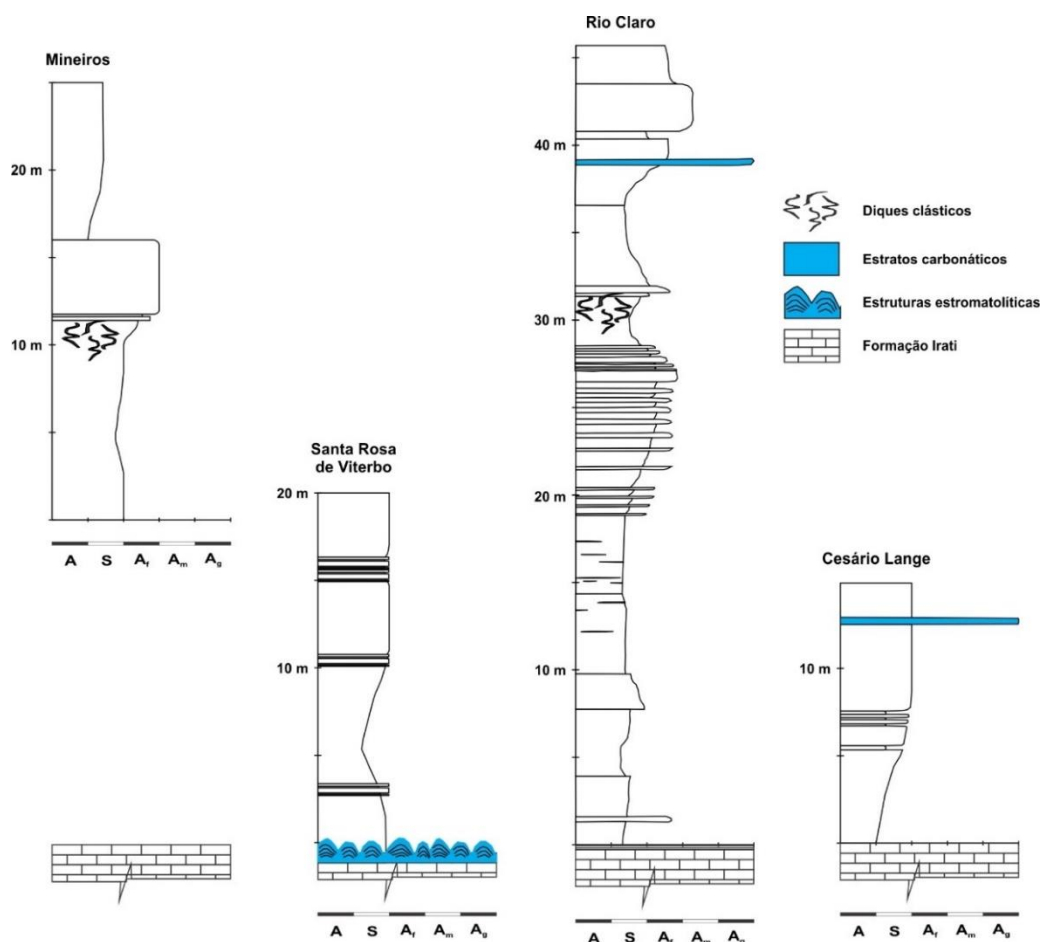
juvenis, mas muito provavelmente derivados de rochas submetidas a diferentes condições climáticas e de relevo.

A natureza química das áreas fontes, no entanto, é bastante diversa, advogando por uma variedade de litotipos que serviram como rochas mãe dos sedimentos. Já a bacia sedimentar, por sua vez, apresenta características climáticas e de intemperismo aparentemente sazonais, e marca um regime tectônico aparentemente transicional entre uma área sujeita a tectônica intraplaca e uma área plenamente quiescente.

8 DISCUSSÕES E INTEGRAÇÃO DOS DADOS

A correlação entre as colunas litoestratigráficas das áreas estudadas é apresentada na Figura 8.1. Comparando as seções, nota-se que a base da coluna estratigráfica de Rio Claro tem estruturação similar à seção de Santa Rosa de Viterbo, com distribuição de litotipos em agradação, com intercalações esporádicas de camadas com granodecrescência ascendente sucedidos por granocrescência ascendente. Após este pacote de distribuição relativamente homogênea, a seção de Rio Claro passa a apresentar dois ciclos sucessivos de granocrescência ascendente, separados por sequências de afogamento (rochas essencialmente pelíticas). A porção superior da coluna de Rio Claro (último ciclo de granocrescência ascendente) correlaciona-se com a seção observada em Goiás, em que é possível distinguir o final de um ciclo de granocrescência ascendente, sobreposto por um conjunto de litotipos pelíticos indicando o afogamento da sequência.

Figura 8.1 – Comparação entre as colunas estratigráficas das quatro localidades estudadas, de acordo com a posição das sequências em sentido N-S na Bacia do Paraná.



Fonte: Elaborado pelo autor.

A seção de Cesário Lange, por sua vez, apresenta um ciclo de granocrescência ascendente com intercalações abruptas de litotipos pelíticos, associada a rochas carbonáticas micríticas no topo da seção, sendo que esta, referente à Formação Serra Alta, deveria corresponder à base da Formação Corumbataí. Este fato, no entanto, não pôde ser confirmado, uma vez que os litotipos e a distribuição dos estratos é significativamente distinta da base das seções analisadas em Rio Claro e em Santa Rosa de Viterbo.

Os litotipos analisados correspondem em sua maioria a siltitos argilosos e siltitos arenosos, e subordinadamente argilitos e arenitos muito finos. Os aspectos gerais observados na petrografia são apresentados no Quadro 1. Em geral, petrograficamente tratam-se de litotipos psamo-pelíticos, com distinção para a seção essencialmente pelítica de Santa Rosa de Viterbo, representados em sua maioria por siltitos matriz-suportados compostos por quartzo e microclínio envoltos em matriz illítica. Com relação a este aspecto, as diferenças entre as seções se restringem à presença ou ausência de cimento intergranular, ao grau de arredondamento e de esfericidade, à presença de outros minerais como constituintes relevantes, e à natureza dos minerais acessórios. A presença de feições distintivas no campo e em lâmina delgada foi utilizada com o objetivo de comparar as sequências e reconhecê-las como correspondentes à Formação Corumbataí, principalmente no caso das seções de Cesário Lange (Formação Serra Alta) e de Mineiros (devido à relativa imprecisão dos mapeamentos regionais).

Quimicamente comparando as áreas de estudo as amostras de Cesário Lange são classificadas como “wackes” e litoarenitos, como “wackes” e folhelhos na seção de Rio Claro, como “wackes” e litoarenitos nas seções de Santa Rosa de Viterbo, e como “wackes”, arcósios e sublitoarenitos na seção de Goiás (Figura 8.2A). Esta distribuição mostra uma tendência ao aumento da maturidade textural e composicional das amostras em sentido ao norte da Bacia do Paraná a partir de Rio Claro, com Cesário Lange discordando desta tendência em direção ao sul.

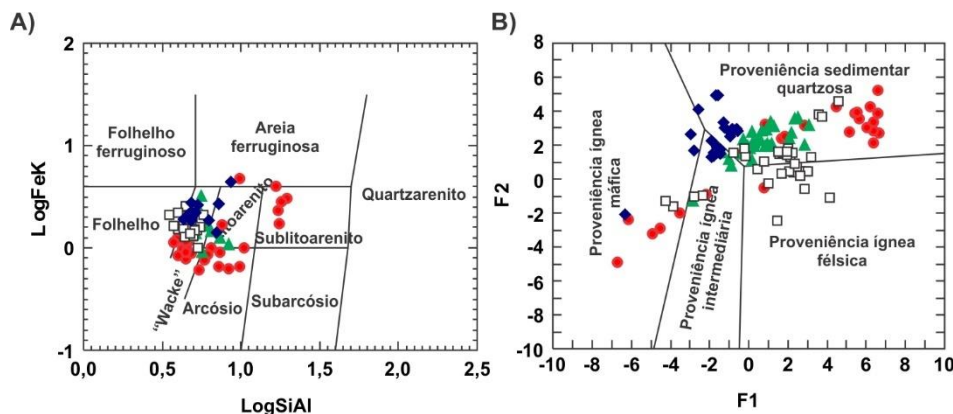
Com relação a proveniência (fonte dos sedimentos) (Figura 8.2B) o predomínio da classificação das amostras no campo de proveniência sedimentar quartzosa, corrobora que a natureza destes sedimentos é derivada do retrabalhamento de sequências sedimentares pretéritas. Percebe-se, contudo, uma diferenciação entre as sequências analisadas de acordo com a posição neste campo de proveniência, sendo que as amostras de Rio Claro mostram certa tendência ao campo de proveniência ígnea félsica, enquanto Santa Rosa de Viterbo apresenta uma tendência em direção à proveniência ígnea máfica. Cesário Lange encontra-se em posição intermediária a ambas estas localidades, enquanto a sequência de Goiás demonstra um maior distanciamento de outras fontes de proveniência, com diversas amostras se dispersando num

trend em direção a rochas ígneas intermediárias e ígneas máficas. Esta tendência de proveniência pode indicar diferentes graus de retrabalhamento dos sedimentos da Formação Corumbataí. Esta variação nas tendências pode também estar associada ao grau de maturidade química dos sedimentos depositados, indicando que a maturidade dos sedimentos tende a aumentar em direção ao norte da Bacia, com a Formação Serra Alta discordando desta tendência.

Quadro 1 – Resumo das feições petrográficas das seções analisadas e sumário das principais feições distintivas observadas em campo e em petrografia.

	Cesário Lange		Rio Claro		Santa Rosa de Viterbo		Mineiros		
Textura	psamo-pelítica		psamo-pelítica		pelítica		psamo-pelítica		
Estrutura	acamadada a laminada		finamente laminada		maciça a laminada		laminação difusa		
Grãos	Mineralogia	quartzo	20-35%	quartzo	10-30%	quartzo	5-25%	quartzo	20-35%
		microclínio?	5-20%	microclínio	2-10%	microclínio	1-3%	microclínio	0-20%
		-	-	-	-	albita	<1%	albita?	0-15%
		muscovita	1-3%	muscovita	3-5%	muscovita	1-3%	muscovita	0-5%
		biotita	<1%	-	-	-	-	-	-
	-	-	clorita	0-10%	-	-	-	-	
	Tamanho	50-100 µm		30-130 µm		50-120 µm		50-200 µm	
Arredondamento	subangulosos		subangulosos a subarredondados		subarredondados a arredondados		subangulosos a angulosos		
Esfericidade	baixa		baixa a média		média		baixa		
Matriz	Composição	illita	40-65%	illita	35-60%	illita	45-90%	illita/ muscovita	30-55%
	Tamanho	10-30 µm		10-60 µm		2-15 µm		30-50 µm	
Cimento	Composição	-		albita		carbonatos calcedônia		calcedônia	
	Tipo	-		intergranular		intergranular		intergranular	
Acessórios	caulinita (alteração)		caulinita (alteração)		-		-		
	-		biotita		-		biotita		
	-		-		-		clorita		
	-		-		-		granada		
	-		turmalina		-		turmalina		
	-		apatita		apatita		apatita		
	-		rutilo		-		rutilo		
	-		zircão		-		zircão		
	carbonatos		carbonatos		carbonatos		-		
	óxi-hidróxidos (principalmente de ferro)		óxi-hidróxidos (principalmente de ferro)		óxi-hidróxidos (principalmente de ferro)		óxi-hidróxidos (ferro/manganês)		
	opacos		opacos (hematita/magnesioferrita /ilmenita)		opacos (pirita)		opacos		
-		-		calcedônia		-			
-		-		-		thalassinoides?			
camada calcária (base)		camada calcária (topo)		-		-			
-		diques clásticos		-		diques clásticos			
-		bone beds		bone beds		bone beds			
-		coprólitos com tamanhos entre 1 cm e 2,5 cm, esparsos.		coprólitos entre 0,5 mm e 3,5 cm de comprimento, em camadas e dispersos		coprólitos frequentes e dispersos, com tamanho de até 1 cm			
fragmentos ósseos e dentes de anfíbios e peixes		fragmentos ósseos, dentes e escamas de peixes		fragmentos ósseos, dentes e escamas de peixes e anfíbios		fragmentos ósseos, dentes e escamas de peixes			
fragmentos de crustáceos		fragmentos de crustáceos		fragmentos de crustáceos		fragmentos de crustáceos			
-		coquinas		-		-			
-		gretas de ressecamento		-		-			

Figura 8.2 - Classificação química e proveniência das seções comparadas. A) Diagrama de classificação química de rochas sedimentares (HERRON, 1988); B) Diagrama discriminante da natureza das rochas fontes dos sedimentos originais (ROSER; KORSCH, 1988). Círculos vermelhos: amostras da região de Mineiros. Losangos azuis: amostras da região de Santa Rosa de Viterbo. Quadrados brancos: amostras da região de Rio Claro. Triângulos verdes: amostras da região de Cesário Lange.



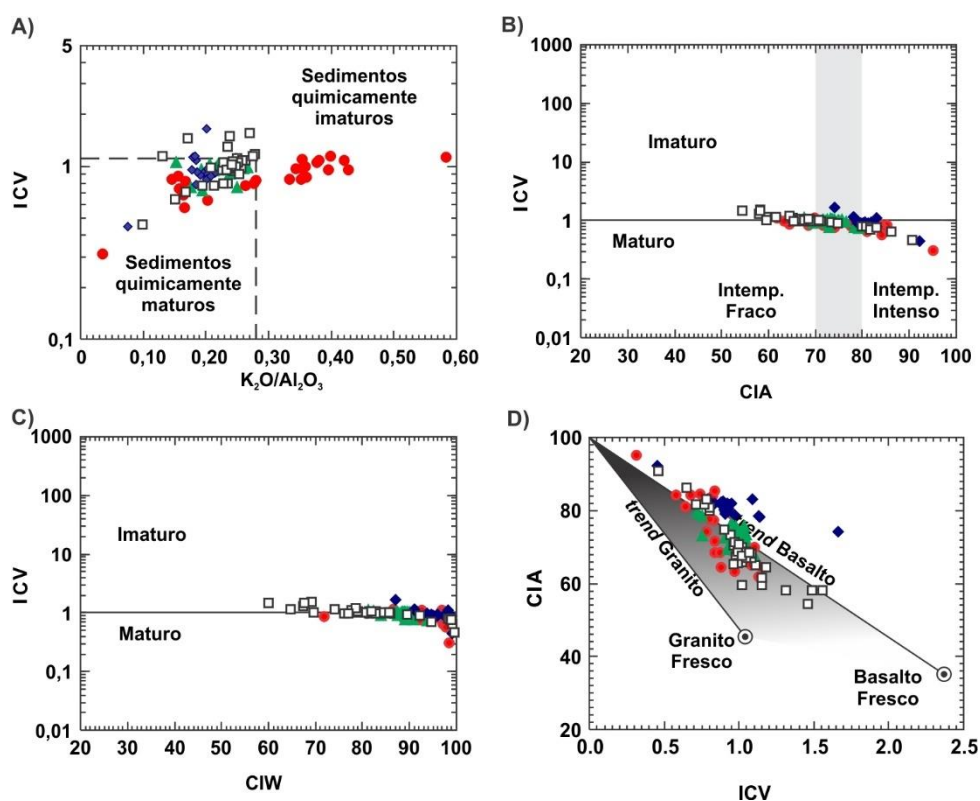
A avaliação do grau de intemperismo da rocha fonte mostra que todas as seções se distribuem no limite entre rochas quimicamente maduras e imaturas (Figura 8.3A, B, C). Em relação a maturidade química, observa-se que as seções no estado de São Paulo são sedimentos quimicamente maduros (possuem maior grau de intemperismo da fonte), e as amostras do estado de Goiás se distribuem predominantemente no campo de sedimentos quimicamente imaturos (menor grau de intemperismo da fonte). O *trend* de alteração das amostras apresenta coeficiente angular similar ao do *trend* de alteração de rochas ígneas ácidas (granito), e neste sentido não é possível observar diferenças entre as seções (Figura 8.3D).

A avaliação do grau de intemperismo pós litificação (atual) indica que as amostras analisadas apresentam baixo grau de intemperismo, uma vez que não há concentração de Al_2O_3 indicativa da maturidade do perfil pedogenético (Figura 8.4). Observa-se que há uma maior tendência das amostras da seção de Rio Claro apresentarem distribuição próximo ao campo dos plagioclásios, enquanto as amostras de Cesário Lange e de Santa Rosa de Viterbo apresentam maior tendência ao campo composicional das illitas. A seção de Goiás, por sua vez, embora também apresente tendência ao campo das illitas, apresenta leve desvio em direção ao campo composicional dos feldspatos potássicos, o que corrobora a composição mineralógica e a interpretação desta de acordo com o grau de intemperismo das sequências.

As razões Th/U das amostras das quatro regiões são em geral elevadas, coerentes com fontes derivadas de rochas supracrustais com contribuição de fontes ígneas (Figura 8.5A). Comparando as quatro seções analisadas, as amostras de Rio Claro, Santa Rosa do Viterbo e de

Mineiros apresentam tanto amostras no campo das rochas ígneas quanto das supracrustais, enquanto as amostras de Cesário Lange se distribuem quase que exclusivamente no campo das rochas supracrustais, o que pode sugerir natureza distinta das rochas fontes desta última sequência em relação às outras seções.

Figura 8.3 - Diagramas comparando as amostras não alteradas das seções estudadas. A) Diagrama K_2O/Al_2O_3 versus ICV, elaborado a partir das considerações de Cox *et al.* (1995) e de Armstrong Altrin *et al.* (2015). B) Diagrama CIA versus ICV (NESBITT; YOUNG, 1984; COX *et al.*, 1995); C) Diagrama CIW versus ICV (HARNOIS, 1988; COX *et al.*, 1995); D) Diagrama ICV versus CIA para avaliação de *trends* de alteração de rochas ígneas (POTTER *et al.*, 2005). Círculos vermelhos: amostras da região de Mineiros. Losangos azuis: amostras da região de Santa Rosa de Viterbo. Quadrados brancos: amostras da região de Rio Claro. Triângulos verdes: amostras da região de Cesário Lange.



Os dados geoquímicos sugerem que as condições climáticas na bacia durante a deposição eram predominantemente áridas (Figura 8.5B). Poucas amostras das seções de Cesário Lange e de Santa Rosa de Viterbo indicam condições semiáridas. Já na seção de Goiás observa-se que algumas amostras indicam clima semiúmido a úmido. Isto leva a crer que na porção mais a norte da bacia o clima era mais úmido que nas seções mais a sul, durante a deposição da Formação Corumbataí, com a Formação Serra Alta discordando desta tendência.

Em relação ao grau de reciclagem, percebe-se que os sedimentos que deram origem a Formação Corumbataí analisados concentram-se no limite entre o *trend* de variação

composicional e diferenciação de rochas ígneas, e o *trend* típico de reciclagem de sedimentos (Figura 8.6). O coeficiente angular da reta de tendência das amostras provenientes de Cesário Lange, Rio Claro e Santa Rosa de Viterbo é similar ao coeficiente angular do *trend* de reciclagem, enquanto a reta de tendência das amostras de Goiás possui coeficiente angular similar ao *trend* de variação composicional por evolução de rochas ígneas. Isto indica que há diminuição do grau de reciclagem sedimentar em direção ao norte da Bacia.

Figura 8.4 - Diagrama ACNK em função de CIA (NESBITT; YOUNG, 1982; MCLENNAN *et al.*, 1993) para classificação avaliação do grau de intemperismo pós litificação (atual). Círculos vermelhos: amostras da região de Mineiros. Losangos azuis: amostras da região de Santa Rosa de Viterbo. Quadrados brancos: amostras da região de Rio Claro. Triângulos verdes: amostras da região de Cesário Lange.

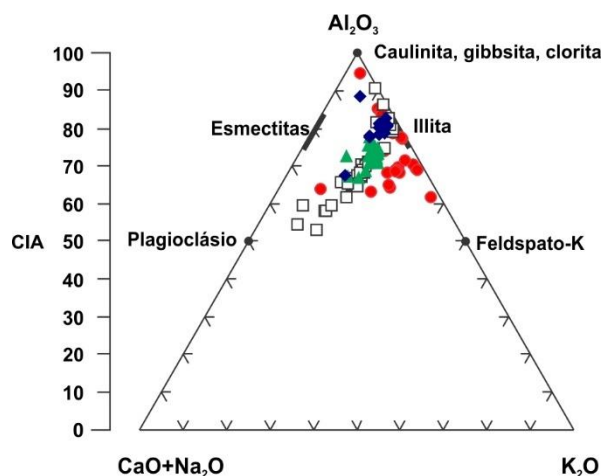
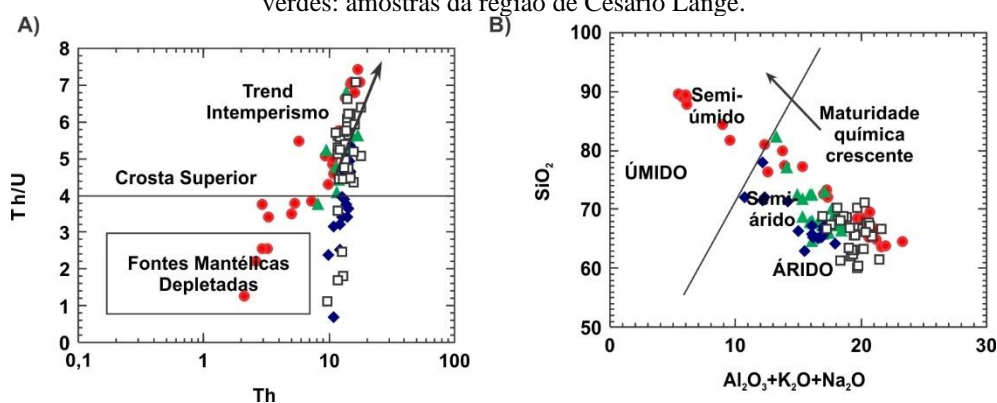


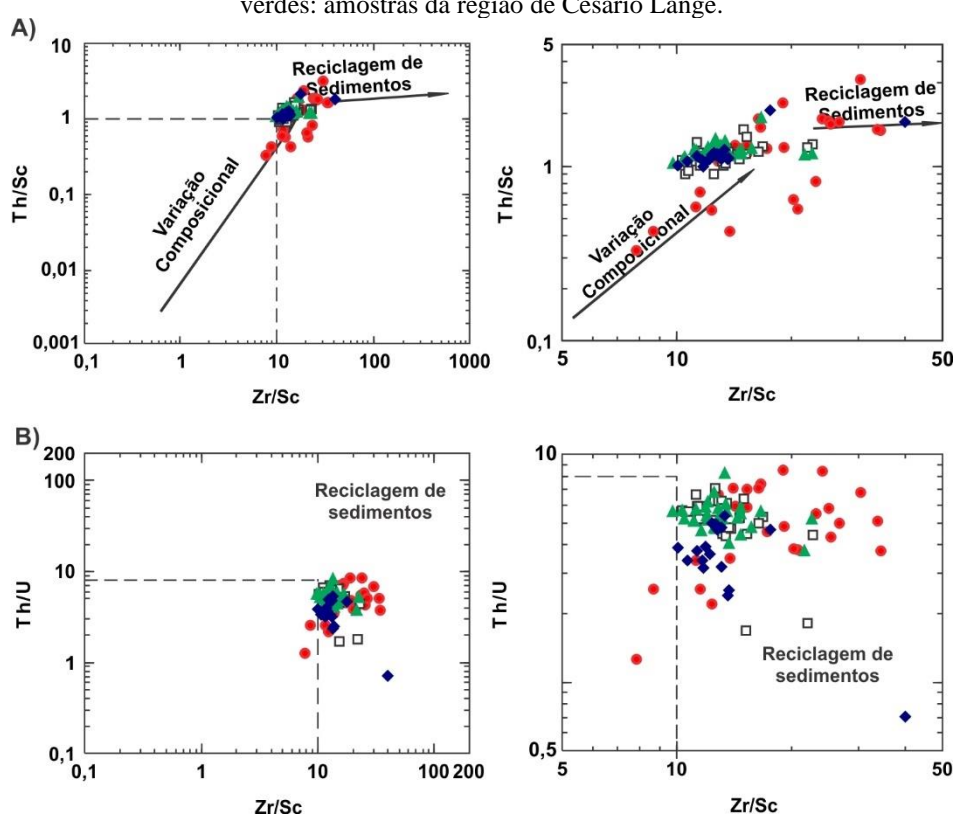
Figura 8.5 - A) Diagrama de avaliação da natureza do protólito em termos de rochas supracrustais ou epicrustais (MCLENNAN *et al.*, 1993); B) Diagrama de avaliação das condições climáticas de deposição de rochas sedimentares (SUTTNER; DUTTA, 1986). Círculos vermelhos: amostras da região de Mineiros. Losangos azuis: amostras da região de Santa Rosa de Viterbo. Quadrados brancos: amostras da região de Rio Claro. Triângulos verdes: amostras da região de Cesário Lange.



Nos diagramas discriminantes de ambientes tectônicos (Figura 8.7) observa-se uma tendência dos sedimentos de Goiás concentrarem-se em campos de margens continentais,

principalmente margens ativas, enquanto as amostras de Rio Claro, Cesário Lange e Santa Rosa de Viterbo concentram-se em campos de arcos de ilhas, principalmente arcos de ilhas continentais, sugerindo que a fonte dos sedimentos são rochas formadas em margens ativas e arcos de ilhas.

Figura 8.6 - Diagramas de avaliação de sedimentos com relação à sua sujeição aos processos de reciclagem sedimentar (MCLENNAN et al., 1993). Círculos vermelhos: amostras da região de Mineiros. Losangos azuis: amostras da região de Santa Rosa de Viterbo. Quadrados brancos: amostras da região de Rio Claro. Triângulos verdes: amostras da região de Cesário Lange.



Em relação ao ambiente deposicional (Figura 8.8), as amostras tendem predominantemente ao campo de margens passivas, o que seria condizente com reciclagem sedimentar, embora as amostras de Goiás apresentem certa tendência ao campo das margens continentais ativas.

Figura 8.7 - Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos. A), B) Bhatia (1983); C), D), E), F) Bhatia e Crook (1986). Círculos vermelhos: amostras da região de Mineiros. Losangos azuis: amostras da região de Santa Rosa de Viterbo. Quadrados brancos: amostras da região de Rio Claro. Triângulos verdes: amostras da região de Cesário Lange.

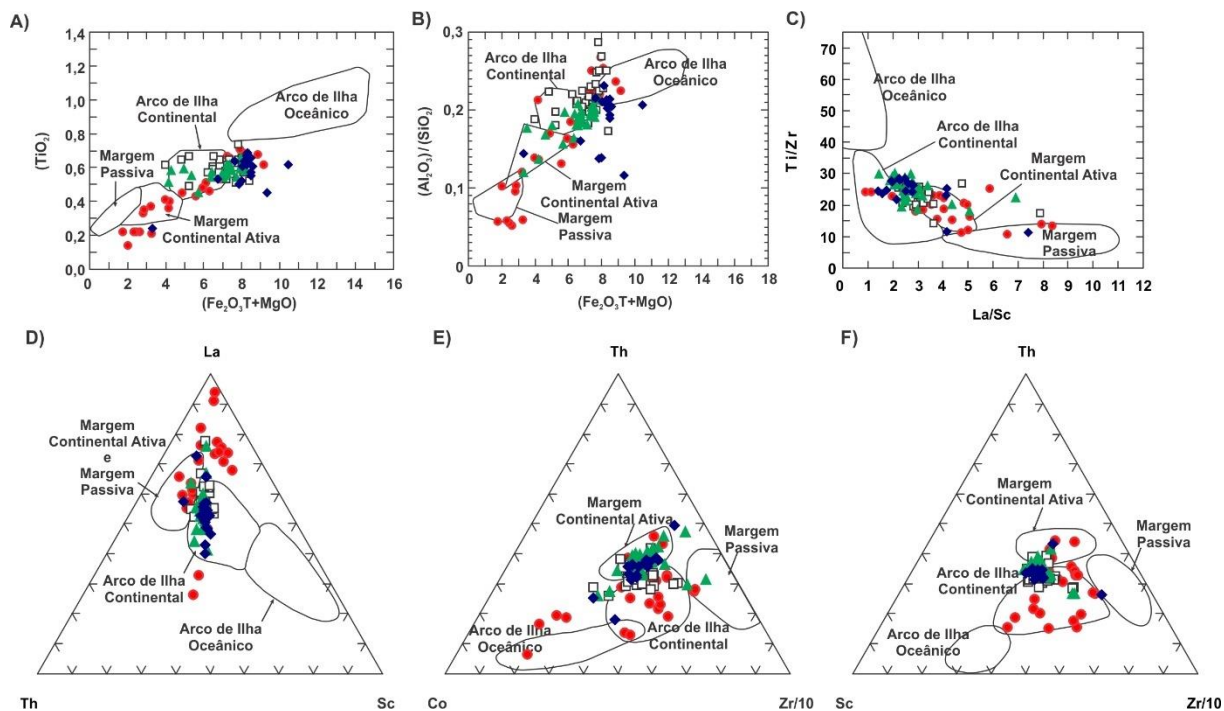
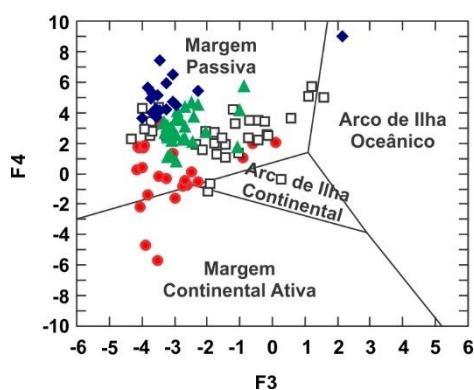


Figura 8.8 – Diagrama discriminante de ambientes tectônicos (ROSER; KORSCH, 1986). Círculos vermelhos: amostras da região de Mineiros. Losangos azuis: amostras da região de Santa Rosa de Viterbo. Quadrados brancos: amostras da região de Rio Claro. Triângulos verdes: amostras da região de Cesário Lange.



9 CONCLUSÕES

A partir da análise das áreas estudadas, percebe-se que as rochas da Formação Corumbataí que ocorrem em Rio Claro, Santa Rosa de Viterbo e Mineiros, e da Formação Serra Alta que ocorrem em Cesário Lange, são litologicamente semelhantes, mas quimicamente distintas. Os dados geoquímicos sugerem um aumento da maturidade textural de sul para norte, sugerindo que os sedimentos da Formação Corumbataí em Mineiros são mais próximos da área fonte que os sedimentos desta unidade em São Paulo. Em termos mineralógicos, os dados também sugerem que as unidades permianas no estado de Goiás são mais próximas da área fonte, diminuindo esta proximidade em direção a sul, até a região de Rio Claro. Já a região de Cesário Lange, por sua vez, advoga por apresentar maior proximidade de sua área fonte que as demais, o que pode indicar que a proveniência da Formação Serra Alta seja de área fonte distinta daquela observada para a Formação Corumbataí

A comparação entre as regiões mostra que a Fm. Serra Alta é química, mineralógica e petrologicamente diferente da Fm. Corumbataí e, portanto, não deve ser correlacionada diretamente com a base desta, embora sejam correlacionáveis temporalmente. Também a Formação Serra Alta apresenta mais características de proveniência derivada de rochas supracrustais do que as outras sequências analisadas, e, portanto, sua fonte deve ser distinta da Formação Corumbataí propriamente dita.

Em termos climáticos, as informações aqui obtidas mostram que as rochas da Formação Corumbataí, em todas as sequências estudadas, foram submetidas a condições semelhantes de intemperismo, mas as condições climáticas foram diferentes. Na região de Rio Claro, os dados sugerem que o clima na época de deposição destes sedimentos era árido, enquanto na região de Santa Rosa de Viterbo, o clima seria semi-árido, e na região de Goiás o clima seria semi-úmido.

Em termos paleogeográficos, pode-se generalizar a distribuição da unidade de forma que a região norte da Bacia durante o Permiano localizava-se em região mais continental de aporte sedimentar, com maior influência de drenagens de grande expressão, em um clima mais úmido, cuja influência não se estenderia para o sul da Bacia, em direção à qual a espessura da lâmina d'água aumentaria sensivelmente, bem como diminuiria o aporte sedimentar por meio de drenagens, passando a predominar a decantação de material transportado por correntes ou por via aérea, em um clima progressivamente semi-árido a árido.

Muito provavelmente, devido a alguma forma de barreira física entre ambientes deposicionais contíguos, como por exemplo uma elevação, os equivalentes à Formação Corumbataí a sul de Piracicaba (SP) apresentariam uma menor contribuição das áreas fontes

que predominavam a norte, e passaria a receber maior influência de outras áreas fontes, muito provavelmente compostas por conjuntos de rochas supracrustais, enquanto a unidade a norte de Piracicaba (SP) teria maior influência de rochas de afinidade ígnea.

A Formação Corumbataí, portanto, representa um momento durante o Permiano que já prenunciava a aridização que se seguiu no interior do Supercontinente Gondwana, representada pela Formação Piramboia, e mais tarde, pela Formação Botucatu, que coexistiu com a abertura do Atlântico Sul e com a formação da LIP Paraná-Etendeka. Este momento representa uma transição ambiental entre as condições lacustres/marinhas restritas e a efetiva continentalização do interior do Supercontinente. Uma interpretação possível para este momento é que este represente o início da flexura que levou à separação dos continentes Sul-Americano e Africano, gerando a primeira elevação decorrente do ponto de fraqueza crustal que levou ao estabelecimento dos derrames básicos observados durante o Cretáceo. O Mesopermiano, aparentemente, correspondia a uma sucessão de ambientes desde tropical úmido (a norte) até semi-árido (a sul), com distintas fontes ao redor da Bacia, a depender das condições de transporte dos sedimentos em diferentes localidades, contradizendo a hipótese de que todo o conjunto cronocorrelato de unidades permianas da Bacia do Paraná tenha se comportado como um corpo sedimentar único durante sua formação. Sugere-se, portanto, com base nos dados apresentados, que a “Bacia Corumbataí” seja considerada distinta da sucessão entre as Formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rastro, como já sugerido por diversos trabalhos de mapeamento apresentados durante o século XX.

BIBLIOGRAFIA

AB'SÁBER, A. N.; COSTA JÚNIOR, M. Contribuição ao estudo do Sudoeste Goiano. Boletim Paulista de Geografia, São Paulo, v. 2, n. 4, p. 3-26, 1950.

ALESSANDRETTI, L., MACHADO, R., WARREN, L. V., ASSINE, M. L., LANA, C. (2016). From source-to-sink: the Late Permian SW Gondwana paleogeography and sedimentary dispersion unraveled by a multi-proxy analysis. *Journal of South American earth sciences*, 70, 368-382.

ALMEIDA, F. F. M. & BARBOSA, O. Geologia das quadrículas de Piracicaba e Rio Claro. Boletim Divisão de Geologia e Mineralogia - Departamento Nacional de Produção Mineral, Rio de Janeiro, v. 143, p. 1-97. 1953.

ALMEIDA, F.F.M. Contribuição à Geologia de Goiás e Mato Grosso. Rio de Janeiro. Ministério da Agricultura. Div. de Geol. Mineral. 15 p. (Notas Preliminares e Estudos, no 45), 1948.

ALMEIDA, F.F.M.; BRITO NEVES, B.B.; CARNEIRO, C.D.R. The origin and evolution of South American Platform. *Earth Science Reviews*, v. 50, pp. 77-111, 2000.

ANDRADA e SILVA, J.B.; ANDRADA, M.F.R. Viagem mineralógica na Província de São Paulo (Voyage mineralogique dans la Province de Saint Paul au Brésil). Trad. Antônio Menezes Drumond. *Journal des Voyages*, Paris: 36: 69-80, 216-7, 1827.

ARMSTRONG-ALTRIN, J. S. (2009). Provenance of sands from Cazonas, Acapulco, and Bahía Kino beaches, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(3), 764-782.

ARMSTRONG-ALTRIN, J. S., VERMA, S. P. (2005). Critical evaluation of six tectonic setting discrimination diagrams using geochemical data of Neogene sediments from known tectonic settings. *Sedimentary Geology*, 177(1-2), 115-129.

ARMSTRONG-ALTRIN, J. S.; MACHAIN-CASTILLO, M. L.; ROSALES-HOZ, L.; CARRANZA-EDWARDS, A.; SANCHEZ-CABEZA, J. A.; RUÍZ-FERNÁNDEZ, A. C. Provenance and depositional history of continental slope sediments in the Southwestern Gulf of Mexico unraveled by geochemical analysis. *Continental Shelf Research*, 2015. , v. 95, 15-26, 2015.

BAKKIARAJ, D., NAGENDRA, R., NAGARAJAN, R., ARMSTRONG-ALTRIN, J. S. (2010). Geochemistry of sandstones from the Upper Cretaceous Sillakkudi Formation, Cauvery Basin, southern India: implication for provenance. *Journal of the Geological Society of India*, 76(5), 453.

BARBOSA, O.; GOMES, F. A. Pesquisa de petróleo na Bacia do Rio Corumbataí, Estado de São Paulo. Boletim da Divisão de Geologia e Minas - DNPM, Rio de Janeiro, n.171, p.1-40, 1958.

BERNARDES, E. S. Diagênese da Formação Corumbataí na Mina Partezani, Rio Claro – SP. 2005. 127p. Tese (Doutorado em Geologia Regional), IGCE/UNESP, Rio Claro, 2005.

BHATIA, M. R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *The Journal Of Geology*, Chicago, v. 91, n. 6, p.611-627, 1983.

BHATIA, M. R.; CROOK, K. A. W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Springer-Verlag, v. 92, p.181-193, 1986.

BÓRIO, N. J. Geologia da Área de São Pedro, SP. Rio Claro, 1973. 125 p. Tese (Doutorado) Faculdade de Filosofia Ciências e Letras de Rio Claro.

BRITO NEVES, B. B.. Glossário de geotectônica. São Paulo -SP: Oficina de Textos, 2011. v. 1. 256p.

BRITO, I. M., BERTINI, R. J. (1982). Estratigrafia da Bacia do Paraná: III. O grupo passa dois. *Anuário do Instituto de Geociências*, 5, 56-81.

CHRISTOFOLLETI, S. R. Um modelo de classificação geológico-tecnológica das argilas da Formação Corumbataí utilizadas nas indústrias do Pólo Cerâmico de Santa Gertrudes. 2003. Tese (Doutorado em Geologia Regional) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2003.

COSTA, M. N. S. Diagênese e alteração hidrotermal em rochas sedimentares da formação Corumbataí, Permiano Superior, Mina Granusso, Cordeirópolis/SP. Rio Claro, 2006, 140p. Tese (Doutorado em Geologia Regional), IGCE/UNESP, Rio Claro, 2006.

COSTA, M. N. S.; ZANARDO, A.; MORENO, M. M. T. Características Químicas Mineralógicas e Cerâmicas das Argilas da Mina Granusso, Cordeirópolis – SP. *Cerâmica Industrial*, São Paulo, v.12, n. 1/2, p.22-26, 2007.

COX, R.; LOWE, D. R.; CULLERS, R. L. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 59, n. 14, p. 2919-2940, 1995.

CULLERS, R. L. (2000). The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian–Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies. *Lithos*, 51(3), 181-203.

CULLERS, R. L. (2002). Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA. *Chemical Geology*, 191(4), 305-327.

ETEMAD-SAEED, N. A., HOSSEINI-BARZI, M. A., ARMSTRONG-ALTRIN, J. S. (2011). Petrography and geochemistry of clastic sedimentary rocks as evidences for provenance of the Lower Cambrian Lalun Formation, Posht-e-badam block, Central Iran. *Journal of African Earth Sciences*, 61(2), 142-159.

FATIMA, S.; KHAN, M. S. (2012). Petrographic and geochemical characteristics of Mesoproterozoic Kumbalgarh clastic rocks, NW Indian shield: implications for provenance, tectonic setting, and crustal evolution. *International Geology Review*, 54(10), 1113-1144.

FERNANDES, M. T. (2007). Ocorrências de material vulcanoclástico na Formação Corumbataí (Neopaleozóico), Bacia do Paraná (Doctoral dissertation, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.).

FU, X., WANG, J., ZENG, Y., TAN, F., FENG, X. (2010). REE geochemistry of marine oil shale from the Changshe Mountain area, northern Tibet, China. *International Journal of Coal Geology*, 81(3), 191-199.

GABAGLIA, G. P. R. (Org.); MILANI, E. J. (Org.). *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. 02. ed. Rio de Janeiro: Ed. Gávea, 1990. v. 01. 415p.

GAMA JR, E. A sedimentação do Grupo Passa Dois (exclusive Formação Irati) – um modelo geomórfico. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.9, n.º1, p. 1-16, 1979.

GIRARDI, V.A.V.; MELFI, A. J.; AMARAL, S. E. Efeitos Termiais Associados aos Diabásios Mesozóicos da Bacia do Paraná. *Boletim do Instituto de Geociências USP*, v.9, p. 47-55, 1978.

GORDON JR., M. Classificação das formações gonduânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. *Notas preliminares e estudos, DNPM, DGM*, v. 38, 20p, 1947.

GROMET, L.P.; DYMEK, R.F.; HASKIN, L.A.; KOROTEV, R.L. The "North American Shale Composite": its compilation, major and trace element characteristics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 48, p.2469-2482, 1984.

GUO, H., ZHANG, B., LI, Y., BERNER, Z., TANG, X., NORRA, S., STÜBEN, D. (2011). Hydrogeological and biogeochemical constrains of arsenic mobilization in shallow aquifers from the Hetao basin, Inner Mongolia. *Environmental Pollution*, 159(4), 876-883.

HACHIRO, J. O Subgrupo Irati (Neopermiano) da Bacia do Paraná. São Paulo, 1996. 182p. Tese (Doutorado em Geologia). IG/USP.

HARNOIS, L. (1988). The CIW index: a new chemical index of weathering. *Sedimentary geology*, 55, 319-322.

HAWKESWORTH, C.J.; GALLAGHER, K.; KELLEY, S.; MANTOVANI, M.; PEATE, D.W.; REGELOUS, M.; ROGERS, N.W. Paraná magmatism and the opening of the South Atlantic. In: B.C. Storey, T. Alabaster and R.J. Pankhurst (Editors), *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*, Spec. Publ. Geol. Soc. London, 68: 221-240, 1992.

HERRON, M. M. Geochemical Classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology*, Boulder, v. 58, p.820-829, 1988.

JANOUSĚK, V.; FARROW, C. M.; ERBAN, V. (2006) Interpretation of Whole-rock Geochemical Data in Igneous Geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit), *Journal of Petrology*, 47(6), 1255–1259.

KLEIN, G.D. Intracratonic basins. In: C. J. Busby & R. V. Ingersoll (eds.) *Tectonics of sedimentary basins*. Blackwell Science, p. 459-478, 1995.

LACERDA Filho, J. V.; SILVA, A. R. A. (orgs.). *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Goiás e do DF*, escala 1:500000, 2ª ed.: Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, CPRM, METAGO, UnB, 2000.

LANDIM, P. M. B. O Grupo Passa Dois (P) na Bacia do Rio Corumbataí (SP). Boletim. Divisão Geologia e Mineralogia/DNPM, São Paulo, 252, 103 p, 1970.

LANDIM, P. M. B.; FULFARO, V. J. Trend-surface analysis of Carboniferous and Permian thickness data from Paraná Basin. Anais da Academia Brasileira de Ciências., 44 (Supl.): 187-196, 1972.

LAVINA, E. L.; LOPES, R. C. A transgressão marinha do Permiano Inferior e a evolução paleogeográfica do Supergrupo Tubarão no Estado do Rio Grande do Sul. Paula Coutiana, Porto Alegre, n. 1, p. 51-103, 1986.

LEIGHTON, M. W.; KOLATA, D. R.; OLTZ, D. F.; EIDEL, J. J. (Ed.). Interior cratonic basins. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1990. p. 681-708. (AAPG. Memoir, 51).

MAMEDE, L. et al. Geomorfologia. Rio de Janeiro: Projeto Radam Brasil - Levantamento de Recursos Naturais (Folha SE.22 Goiânia), v. 31, 1983.

MARANHÃO, M. S. A. S., PETRI, S. (1996). Novas ocorrências de fósseis nas formações Corumbataí e Estrada Nova do Estado de São Paulo e considerações preliminares sobre seus significados paleontológico e bioestratigráfico. Revista do Instituto Geológico, 17(1/2), 33-54.

MARANHÃO, M. S. A. S. (1995). Fósseis das formações Corumbataí e Estrada Nova do Estado de São Paulo: subsídios ao conhecimento paleontológico e bioestratigráfico. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 2 v.

MASSON, M. R. Rochas da Formação Corumbataí como matéria prima para indústria cerâmica de revestimentos: sua influência na qualidade dos produtos. Rio Claro, 1998. 143 p. Dissertação (Mestrado em Geociências). IGCE/UNESP. Rio Claro, 1998.

MCLENNAN, S. M.; HEMMING, S.; MCDANIEL, D. K.; HANSON, G. N. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. Geological Society of America, Special Paper 284, 1993.

MELO, M. S. A Formação Rio Claro e depósitos associados: sedimentação neocenozóica da Depressão Periférica Paulista. São Paulo, 1995, 144p. Tese (Doutorado em Geociências). IG/USP.

MENDES J. C. A Formação Corumbataí na região do Rio Corumbataí: Estratigrafia e descrição dos lamelibrânquios. Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo, São Paulo, n.145 (Geologia 8), p.1-119. 1952.

MENDES J.C. Sobre os paleoambientes deposicionais do Grupo Passa Dois. Revista do Instituto Geológico, 5(1-2):15-24, 1984.

MEZZALIRA, S. (1981). Léxico estratigráfico do estado de São Paulo. In Boletim do Instituto Geológico (Vol. 5). Secretaria da Agricultura.

MILANI, E. J. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e o seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gonswana Sul-ocidental. Porto Alegre, 1997, 255 p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

MILANI, E. J.; MELO, J. H. G.; SOUZA, P. A.; FERNANDES, L. A.; FRANÇA, A. B. 2007. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobrás*. 15(2):265-287.

MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.. Sedimentary basins of South America. In: Umberto Giuseppe Cordani; Edison José Milani; Antonio Thomaz Filho; Diogenes de Almeida Campos. (Org.). *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 2000, v. 1, p. 389-449.

MONTIBELLER, C. C.; ZANARDO, A.; ROCHA, R. R.; NAVARRO, G. R. B.; ROVERI, C. D.; AZZI, A. A.; MORENO, M. M. T. Sucessão Petrográfica da Formação Corumbataí na Região de Rio Claro/SP. In: 14° Simpósio de Geologia do Sudeste, 2015, Campo do Jordão. *Anais Geosudeste 2015*. São Paulo: SBGeo, 2015. v. 1. p. 66-70.

MORADI, A. V., SARI, A., AKKAYA, P. (2016). Geochemistry of the Miocene oil shale (Hançili Formation) in the Çankırı-Çorum Basin, Central Turkey: Implications for Paleoclimate conditions, source–area weathering, provenance and tectonic setting. *Sedimentary geology*, 341, 289-303.

MORAES RÊGO, L. F. A geologia do petróleo no Estado de São Paulo. Rio de Janeiro: Papelaria Mendes, 1930. 110 p. (Brasil. Ministério da Agricultura, Indústria e Comércio. Boletim 46).

MURATOV, M. V. The history of the formation of the Black Sea deep basin in comparison with the Mediterranean basins: *Geotektonika*, no. 5, Moscow, 1972.

NESBITT, H. W.; YOUNG, G. M. Early Proterozoic climate sand plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299,715–717, 1982.

PACHECO, J. Geologia do petróleo do estado de São Paulo, por Chester W. Washburne; traduzido, comentado e ampliado por Joviano Pacheco. Rio de Janeiro, Brasil, Oficinas gráficas do Serviço de publicidade agrícola, 1939.

PEATE, D. W. The parana-etendeka province. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union* 100 (1997): 217-246.

PE-PIPER, G., TRIANTAFYLLIDIS, S., PIPER, D. J. (2008). Geochemical identification of clastic sediment provenance from known sources of similar geology: the Cretaceous Scotian Basin, Canada. *Journal of Sedimentary research*, 78(9), 595-607.

PEREIRA, E.; CARNEIRO, C. D. R.; BERGAMASCHI, S.; ALMEIDA, F. F. M. Evolução das Sinéclises Paleozoicas: Províncias Solimões, Amazonas, Parnaíba e Paraná. In: Hasui, Y; Carneiro, C. D. R.; Almeida, F. F. M.; Bartorelli, A. (orgs.). *Geologia do Brasil*. 2012. São Paulo, Beca, p. 374-394

PERINOTTO, J. A. de J.; ETCHEBEHERE, M. L. de C.; SIMÕES, L. S. A.; ZANARDO, A. Diques Clásticos na Formação Corumbataí (P) no Nordeste da Bacia do Paraná, SP: Análise Sistemática e Significações Estratigráficas e Tectônicas. *Geociências*. São Paulo, v. 27, nº 4, p. 469-491, 2008.

PETRELLI, M., POLI, G., PERUGINI, D., PECCERILLO, A. (2005). PetroGraph: A new software to visualize, model, and present geochemical data in igneous petrology. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(7).

PETRI, S.; COIMBRA, A. M. Estruturas sedimentares das formações Irati e Estrada Nova (Permiano) e sua contribuição para a elucidação dos seus paleoambientes geradores, Brasil. In: CONGRESO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 5, 1982. Actas do V Congresso Latino-americano de Geologia, 1982, v. 2, p. 353-371.

PETRI, S.; FÚLFARO, V. J. Geologia do Brasil (Fanerozóico). São Paulo: USP, 1983. 631 p.

RAHMAN, M. J. J., SUZUKI, S. (2007). Geochemistry of sandstones from the Miocene Surma Group, Bengal Basin, Bangladesh: Implications for Provenance, tectonic setting and weathering. *Geochemical Journal*, 41(6), 415-428.

RAMOS, A. N.; FORMOSO, M. L. L. Clay mineralogy of the sedimentary rocks of the Paraná Basin, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 6, nº1, p. 15-42, 1976.

RAZA, M., AHMAD, A. H. M., SHAMIM KHAN, M., KHAN, F. (2012). Geochemistry and detrital modes of Proterozoic sedimentary rocks, Bayana Basin, north Delhi fold belt: implications for provenance and source-area weathering. *International Geology Review*, 54(1), 111-129.

RICHARD, L. R. (1995). MinPet: Mineralogical and petrological data processing system, version 2.02. MinPet Geological Software, Québec, Canada.

ROCHA, R. R. Estudo do comportamento reológico de suspensões argilosas da Formação Corumbataí. Rio Claro, 2007, 100 p. Dissertação (Mestrado em Geociências). IGCE/UNESP.

ROCHA, R. R., ZANARDO, A., MORENO, M. M. T. (2008). Estudo do comportamento reológico de barbotinas preparadas com argilas da Formação Corumbataí utilizadas no pólo cerâmico de Santa Gertrudes (SP). *Cerâmica*, 332-337.

ROCHA, R. R.; ZANARDO, A.; MORENO, M. M. T. Estudo do comportamento reológico de barbotinas preparadas com argilas da Formação Corumbataí utilizadas no pólo cerâmico de Santa Gertrudes (SP). *Cerâmica* [online]. v. 54, nº 331, p. 332-337, 2008.

ROCHA, R.R. Propriedades Químico-Mineralógicas e Cerâmicas de Rochas da Formação Corumbataí: Aplicação na Diversidade de Produtos. 2012. Tese (Doutorado em Geologia Regional) - Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho.

RODRIGUES, R.; QUADROS, L. P. Mineralogia das águas e teor de boro das formações paleozóicas da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, 1976. Anais... Ouro Preto: Sociedade Brasileira de Geologia, 1976, v. 2, p. 351 -379.

ROHN, R. Evolução ambiental da Bacia do Paraná durante o Neopermiano no leste de Santa Catarina e do Paraná. São Paulo, 1994, 386 p. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

ROHN, R. The Upper Permian of the Paraná Basin, Brazil: a new stratigraphic approach. *Gaea Heidelbergensis*, Heidelberg, v. 3, p.290-29, 1997.

ROHN, R., RÖSLER, O., PENNATTI, J. R. R., CZAJKOWSKI, S., IANNUZZI, R., FERREIRA, A. R., QUITÉRIO, L. (1997). Ocorrências de macrofitofósseis nas formações Teresina e Rio do Rasto (Permiano Superior da Bacia do Paraná) na porção meridional do Estado do Paraná, Brasil. *Revista Universidade Guarulhos*, 55-68.

ROSER, B. P.; KORSCH, R. J. Determination of tectonic setting of sandstone–mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *Journal of Geology*, v. 94, p. 635–50, 1986.

ROSER, B. P.; KORSCH, R. J. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chemical Geology*, v. 67, p. 119-139, 1988.

ROVERI, C. D. *Petrologia Aplicada de Rochas da Formação Corumbataí (Região de Rio Claro - SP) e Produtos Cerâmicos*. Rio Claro, 2010, 203p. Tese (Doutorado em Geologia Regional). IGCE/UNESP.

ROVERI, C. D.; ZANARDO, A.; MORENO, M. M. T. Variação da cor e propriedades cerâmicas com o aumento da temperatura de queima de uma argila proveniente da formação Corumbataí, região de Piracicaba (SP). *Cerâmica* [online]. v. 53, n° 328, p.436-441, 2007.

RUDNICK, R. L.; GAO, S. Composition of the continental crust. In: RUDNICK, R. L. (ed.). *The Crust*. Amsterdam: Elsevier, 2003, p. 1-70.

RYAN, K. M., WILLIAMS, D. M. (2007). Testing the reliability of discrimination diagrams for determining the tectonic depositional environment of ancient sedimentary basins. *Chemical Geology*, 242(1-2), 103-125.

SANFORD, R.M., LANGE, F.W. (1960). Basins Study Approach to Oil Evaluation of Paraná Miogeosyncline. *Bulletin - American Association of Petroleum Geologists*, 44 (8): 1316- 1370.

SCHNEIDER, R. L.; MÜLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R. A.; DAEMON, R. F.; NOGUEIRA, A. A. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, 1974, Porto Alegre. Anais... Porto Alegre: Sociedade Brasileira de Geologia, 1974, v.1, p. 41-65.

SELVARAJ, K., CHEN, C. T. A. (2006). Moderate chemical weathering of subtropical Taiwan: constraints from solid-phase geochemistry of sediments and sedimentary rocks. *The Journal of Geology*, 114(1), 101-116.

SOARES, P. C.; LANDIM, P. M. B. Aspectos regionais da estratigrafia da Bacia do Paraná no seu flanco nordeste. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27, 1973, Aracaju. Anais... Aracaju: Sociedade Brasileira de Geologia, 1973, v. 1, p. 243-256.

SOUSA JÚNIOR, J. J. et al. *Geologia: Geologia da Bacia Sedimentar do Paraná*. Rio de Janeiro: Projeto Radam Brasil - Levantamento de Recursos Naturais (Folha SE.22 Goiânia), v. 31, 1983.

SOUZA, S. H. M. *Fácies sedimentares das Formações Estrada Nova e Corumbataí no Estado de São Paulo*. São Paulo, 1985, 142 p. Dissertação (Mestrado em Geologia Sedimentar) - Instituto de Geociências da USP.

SUGUIO, K; SOUZA, S. H. M. Restos de mesossaurídios da Formação Corumbataí, Permiano da Bacia do Paraná, no Estado de São Paulo. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 57, n° 3, p. 339 – 347, 1985.

SUTTNER, L.J.; DUTTA, P.K. Alluvial Sandstone Composition and Palaeoclimate Framework Mineralogy. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56, 329-345, 1986.

TAYLOR, S. R.; MCLENNAN, S. M. The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks. *Philosophical Transactions of The Royal Society A*, Londres, v. 301, p.381-399, 1981.

TEIXEIRA, G.P. Reconhecimento geológico de Rio Verde ao Araguaya (Estado de Goyaz). Rio de Janeiro, MA-SGM. 1932. 34 p. (Boi. 59).

FARIA, J.C (2012).Resources of Tinn-R GUI/Editor for R Environment. UESC, Ilhéus, Brasil.

VERMA, S. P., ARMSTRONG-ALTRIN, J. S. (2016). Geochemical discrimination of siliciclastic sediments from active and passive margin settings. *Sedimentary Geology*, 332, 1-12.

von EYNATTEN, H., DUNKL, I. (2012). Assessing the sediment factory: the role of single grain analysis. *Earth-Science Reviews*, 115(1-2), 97-120.

WELTJE, G. J. (2006). Ternary sandstone composition and provenance: an evaluation of the 'Dickinson model'. *Geological Society, London, Special Publications*, 264(1), 79-99.

WELTJE, G. J. (2012). Quantitative models of sediment generation and provenance: state of the art and future developments. *Sedimentary Geology*, 280, 4-20.

WHITE, D. (1908). Relatório sobre a flora fóssil das camadas carboníferas do Brasil. In: White, I.C. (ed.) Relatório final da Comissão de estudo das minas de carvão de pedra do Brasil. DNPM. Brasília. p. 338-617.

WHITE, I.C. (1906) Relatório Final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil. Rio de Janeiro: DNPM, 1988. Parte I; Parte II, p. 301- 617. (ed. Fac-similar); 1906.

ZAID, S. M. (2015). Geochemistry of sandstones from the Pliocene Gabir Formation, north Marsa Alam, Red Sea, Egypt: implication for provenance, weathering and tectonic setting. *Journal of African Earth Sciences*, 102, 1-17.

ZALÁN, P. V.; WOLF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; APPI, V. T.; ZANOTTO, O. A. Tectônica e Sedimentação da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO SUL – BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, 1987, Curitiba. Atas..., Curitiba: sociedade Brasileira de Geologia, 1987, p. 441 – 447.

ZANARDO, A. Pesquisa Geológica e de Matérias Primas Cerâmicas do Centro Nordeste do Estado de São Paulo e Vizinhanças - Sistematização Crítica da Produção Técnico – Científica. Rio Claro, 2003, 283 p. Tese (Livre Docência). Instituto de Geociências e ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

ZANARDO, A.; MONTIBELLER, C. C.; NAVARRO, G. R. B.; MORENO, M. M. T.; ROCHA, R. R.; DEL ROVERI, C.; AZZI, A. A. Formação Corumbataí na Região de Rio Claro/SP: Petrografia e Implicações Genéticas. *Geociências (São Paulo. Online)*, v. 35, p. 322-345, 2016.

ZANARDO, A.; MORENO, M. M. T.; ROVERI, C. D.; ROCHA, R. R. Critérios de Avaliação de Intemperismo e sua Relação com as Propriedades Tecnológicas das Matérias-Primas Cerâmicas da Formação Corumbataí (Região de Rio Claro - SP). In: 53º CONGRESSO

BRASILEIRO DE CERÂMICA, 53, 2009, Guarujá. Anais... São Paulo: Associação Brasileira de Cerâmica, 2009, v1. CD-ROM, 1-12.

ZANARDO, A.; NAVARRO, G. R. B.; MONTIBELLER, C. C.; ROCHA, R. R.; MORENO, M. M. T.; ROVERI, C. D.; AZZI, A. A. Geoquímica da Formação Corumbataí na Região de Rio Claro/SP. Geociências (São Paulo. Online), v. 36, p. 30-47, 2017.

ZANARDO, A.; ROVERI, C. D.; COSTA, M. N. de S.; MORENO, M. M. T. Evidências de Hidrotermalismo na Formação Corumbataí, na Região de Rio Claro (SP). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2006, 43, Aracaju. Coletânea de Trabalhos Completos do 43º Congresso Brasileiro de Geologia, M. G. SILVA & W. J. S. FRANCA-ROCHA (org.). Aracaju: Sociedade Brasileira de Geologia, 2008. v. CD-ROM. p. 355-359.

ZANARDO, A.; COSTA, M. N. S.; DEL ROVERI, C.; MORENO, M. M. T.; ROCHA, R. R. CARVALHO, S.G. Hidrotermalismo na Formação Corumbataí, Permiano da Bacia do Paraná, na região de Rio Claro, Estado de São Paulo – Brasil. Livro de Actas do VIII Congresso Ibérico de Geoquímica – XVII Semana de Geoquímica. Eds Antunes I. M. H. R, Almeida, J. P. F., Albuquerque M. T. D. Instituto Politécnico de Castelo Branco, Portugal, v.1, p. 367 – 372. 2011.