



**Universidade de Brasília
Instituto de Geociências**

GEOLOGIA DO GRUPO QUILOMBO E SEU EMBASAMENTO CRISTALINO NA REGIÃO DE UNAÍ-MG

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO
Nº 429**

FLORENÇA DAS GRAÇAS MOURA

Orientador: Prof. Dr. JOSÉ ELOI GUIMARÃES CAMPOS

Brasília, dezembro de 2018.



**Universidade de Brasília
Instituto de Geociências**

GEOLOGIA DO GRUPO QUILOMBO E SEU EMBASAMENTO CRISTALINO NA REGIÃO DE UNAÍ-MG

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

FLORENÇA DAS GRAÇAS MOURA

Banca Examinadora:

Prof. Dr. José Eloi Guimarães Campos (Orientador)

Prof. Dr. Alexandre Uhlein (UFMG)

Profa. Dra. Edi Mendes Guimarães (UnB)

Brasília, dezembro de 2018.

“Entre pedras
cresceu a minha poesia.
Minha vida...
Quebrando pedras
e plantando flores (...)”

Cora Coralina

AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador José Eloi pela confiança, amizade, aprendizado e paciência durante esses anos que trabalhamos juntos.

A minha família por sempre me apoiar e compreender minha ausência, a minha mãe Raquel, meu pai Orlando e meu irmão Matheus. Aos meus tios (as) e primos (as) por sempre torcerem por mim.

Ao Guilherme, por todo amor e carinho.

Aos geólogos Lucas Teles (Boi), Tulio Ribeiro (Tutão), Marco Caçador, Vitor Paschoal e Valessa pela ajuda durante as etapas de campo.

A Universidade de Brasília pelo apoio institucional.

Ao Instituto de Geociências pelo acolhimento.

Aos professores do IG, em especial ao professor Marcio Pimentel (*in memoriam*) pela breve mais enriquecedora co-orientação.

A todos os servidores do instituto, em especial ao pessoal da Laminação e da Geochronos.

Ao professor Farid Chemale e o Laboratório de Geocronologia da Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP) pela ajuda na aquisição de alguns dados.

A minha família geológica, que dividiu comigo um lar em Brasília: Edu, Caio, Watylla (a dentista mais geóloga que existe), Claudia e todos os moradores e agregados que já passaram pela república (Bom Dia Geo).

A Jane, por me ceder um espacinho da sua casa toda vez que precisei voltar a Brasília.

A UFG (Regional Catalão) pelo incentivo, em especial ao Lucas, Bruno, Iago, Karine, Amanda, Jessica, Malu e aos professores Marco Paulo e Henrique Senna.

Aos amigos da Ferbasa: Ana, Jéssica, Ane, Sandro, Artur e Walder.

Aos amigos de Araxá, Mateusinho, Matheus, Marina, Mariana, Isa, Bruno, Yorrán, Carol Cunha e Carol Melo.

A Deus, por mostrar o caminho.

Muito obrigada a todos por me acompanharem nessa caminhada!

RESUMO

Na região a oeste da cidade de Unaí-MG são mapeadas predominantemente rochas correlacionadas, até então, ao Grupo Vazante, e em menor proporção aos grupos Canastra, Bambuí e Paranoá. Em meio as rochas sedimentares da base do Grupo Bambuí e próximo às frentes de empurrão que coloca esse grupo em contato tectônico com o Grupo Canastra, afloram pontuais exposições de rochas de natureza granítica.

Essas rochas graníticas apresentam composição tonalítica a granodiorítica, e inicialmente foram interpretadas como corpos intrudidos nos metassedimentos do Grupo Vazante, entretanto após a aquisição de novos dados geológicos foi possível apresentar um novo significado a essas exposições. Datações pelo método U-Pb em cristais de zircão indicam uma idade de cristalização de 2,14 Ga para essas rochas e estudos geoquímicos possibilitam correlacioná-las a granitos do tipo S, formados em ambientes tectônicos de arco magmático. Em campo não são observadas feições que caracterizam metamorfismo de contato junto às rochas supracrustais adjacentes. Feições protomiloníticas e a foliação encontrada nas rochas graníticas (atitude média de 230°/70°), diferente das encontradas nas supracrustais (média de 300°/45°), indicam que essas rochas foram submetidas a um evento tectônico pré-Brasiliano. Desta forma, com esses novos dados de campo, petrográficos, geoquímicos e geocronológicos, foi possível interpretar essas restritas ocorrências de rochas graníticas na área de estudo a altos paleogeográficos de embasamento cristalino. Esses altos paleogeográficos são os responsáveis pela inflexão regional das estruturas que na região passam de NNW para N60-70W (na altura da cidade Unaí) e em direção a sudeste voltam à tendência regional. Estas rochas de embasamento também representam a principal fonte das rochas metassedimentares da região.

A estratigrafia do Grupo Vazante foi definida próxima a cidade de Vazante-MG, e as rochas da área tipo desse grupo apresentam significativas diferenças litológicas e cronoestratigráficas daquelas que afloram na área alvo deste trabalho e que atualmente também são enquadradas como pertencentes a este grupo. A partir de estudos sedimentológicos e litoestratigráficos de detalhe, adicionados a dados geocronológicos, foi possível apresentar uma nova interpretação geológica a essa sequência de rochas que aflora próximo a Unaí. Essas rochas metassedimentares são interpretadas como uma sequência turbidítica formada em sopé de talude continental. Nessa sequência foram descritas cinco fácies de acordo com a proposta de Mutti (1992), sendo a Fácies F3 representada por conglomerados; a Fácies F6 composta por metarenitos que podem variar de grossos a médios com laminação plano-paralela e localmente truncadas por *ripples*; Fácies F7 representada por metarenitos e metagrauvas, que em geral são definidas por alternância de laminações de areia média a fina; Fácies F8 composta por arenitos argilosos e siltitos arenosos e Fácies F9 constituída por argilitos, siltitos e folhelhos com laminações.

Associadas a sequência turbidítica ocorrem rochas vulcânicas na forma de pequenos derrames ao longo de uma faixa estreita marcando uma linha de tempo na estratigrafia. Essas rochas vulcânicas são classificadas como dacitos, riolitos e andesitos, são datadas a partir de grãos de zircão pelo método U-Pb em 1.394,5±8,8 Ma e por descrições de lâminas petrográficas foram caracterizadas texturas típicas de vulcanismo sub-aquoso: esferulítica, poiquilítica e axiolítica.

A partir de dados de campo, petrográficos, geoquímicos e geocronológicos dos metassedimentos e das rochas vulcânicas, foi possível desvincular essa sequência de rochas do Grupo Vazante e enquadrá-las em nova unidade de idade mesoproterozoica denominada Grupo Quilombo, dividido em Formação Ribeirão da Porteira representada por ritmitos com maior contribuição psamítica contendo arenitos, grauvas líticas, e raras camadas de conglomerados e interpretadas como depósitos mais proximais; e a Formação Ribeirão do Franco caracterizada por rochas pelíticas, como ritmitos pelíticos com camadas delgadas de arenitos finos e siltitos/folhelhos além de rochas vulcânicas intermediárias a ácidas, e interpretadas como depósitos formados em regiões mais distais.

Palavras-Chave: Grupo Quilombo, turbiditos, vulcanismo intermediário, embasamento cristalino.

ABSTRACT

In the western area of Unaí-MG town are predominantly mapped rocks, up to now correlate to the Vazante Group and in minor area to the Canastra, Bambuí and Paranoá groups. In the midst of the sedimentary rocks of the Bambuí Group base and close to thrust that places this group in tectonic contact with the Canastra Group, there are rare outcrops of granitic rocks.

These granitic rocks present granodiorite to tonalitic compositions and were initially interpreted as intrusions in the Vazante Group metasediments. However, after the acquisition of new geological data, it was possible to present a new meaning to these rocks. Dating by the U-Pb method on zircon crystals places these rocks to 2.14 Ga and geochemical studies allow the correlation of these rocks to S-type granites, formed in magmatic arc tectonic environments. It was not observed any features that characterize contact metamorphism along adjacent supracrustal rocks. Protomylonite features and foliation found in granite rocks (average of $230^{\circ}70^{\circ}$), different from those found in the supracrustal rocks (average of $300^{\circ}/45^{\circ}$), indicate that these rocks were submitted to a previous Brazilian tectonic event. Thus, after these new field, petrographic, geochemical and geochronological data, it was possible to interpret these restricted occurrences of granitic rocks in the study area as paleo geographic highs of crystalline basement and not as young bodies intruded in the metasediments. These paleo geographic highs are also responsible for the inflection of the regional structures that in the area range from NNW to N60-70W (in the vicinities of the city of Unaí) and towards the southeast return to the regional tendency. These basement rocks are the main sources of the metasedimentary rocks of the region.

The stratigraphy of the Vazante Group was defined nearby the Vazante, town Minas Gerais State, and the type area rocks present significant lithological and chronostratigraphic differences of those that occur at this research are and that currently are also classified as belonging to this group. From detailing sedimentary and lithostratigraphic studies, added to geochronological data, it was possible to present a new geological interpretation to this sequence of rocks that outcrop in the study area. These low grade metasedimentary rocks are interpreted as a turbidite sequence formed in continental slope foothills. There were described in this sequence five facies according to the Mutti (1992) proposal: Facies F3 being represented by conglomerates; Facies F6 represented by metasandstone that can vary from thick to medium with parallel lamination and locally truncated by ripples; Facies F7 represented by metasandstone and metagraywacke, which are usually interleaved by medium to fine sand laminations; Facies F8 composed of clayed sandstone and sandy siltstone and Facies F9 consisting of mudstone, siltstone shales with laminations.

Associated to the turbidite sequence, there are the occurrences of volcanic rocks, as of small exposures along a narrow band marking a time-line in the stratigraphy. These volcanic rocks are classified from geochemical data as dacite, andesite and rhyolite and are dated from zircon grains by the U-Pb method as $1,394.5 \pm 8.8$ Ma and from the analysis of thin sections there were characterized typical textures of sub-aqueous volcanism as spherulitic, poiquilitic and axiolytic features.

From the field, petrographic, geochemical and geochronological data of metasediments and volcanic rocks, it was possible to separate this sequence of rocks from the Vazante Group and fit them into a new mesoproterozoic group named as the Quilombo Group, divided into the Ribeirão da Porteira Formation which is represented by sedimentary rocks with a greater contribution of psamytic intercalations of sandstone, lithic graywacke and rare layers of conglomerates and interpreted as proximal deposits. And the Ribeirão do Franco Formation characterized by rocks with greater pelitic contribution, with more pelitic rhythmite with thin layers of fine sandstones and siltstones/shales, and also intermediate to acidic volcanic rocks, which are interpreted as deposits formed in more distal conditions.

Keywords: Quilombo Group, turbidite, intermediate vulcanismo, crystalline basement.

SUMÁRIO

| | |
|---|----|
| Capítulo 1 | 1 |
| INTRODUÇÃO | 1 |
| 1.1 Apresentação | 1 |
| 1.2 Objetivo | 1 |
| 1.3 Justificativa | 2 |
| 1.4 Localização | 2 |
| 1.5 Materiais e Métodos | 3 |
| 1.5.1 Análise de Imagens de Sensores Remotos | 3 |
| 1.5.2 Trabalho de Campo | 4 |
| 1.5.3 Petrografia | 4 |
| 1.5.4 Litogeoquímica | 4 |
| 1.5.5 Geocronologia (U-Pb) | 4 |
| Capítulo 2 | 7 |
| CONTEXTO GEOLÓGICO | 7 |
| 2.1. Geologia Regional | 7 |
| 2.1.1. Paleoproterozoico na Faixa Brasília | 7 |
| 2.1.2. Sucessões Litoestratigráficas Supracrustais | 12 |
| Grupo Canastra | 12 |
| Grupo Vazante | 13 |
| Grupo Bambuí | 15 |
| 2.2. Referencial Teórico | 16 |
| 2.2.1. Análise de Fácies e Associação de Fácies | 16 |
| 2.2.2. Turbiditos | 17 |
| 2.2.3. Caracterização de Vulcanismo Subaquoso | 21 |
| Capítulo 3 | 24 |
| CARACTERIZAÇÃO E SIGNIFICADO GEOLÓGICO DA OCORRÊNCIA DE EXPOSIÇÕES DO EMBASAMENTO CRISTALINO NA PORÇÃO CENTRAL DA FAIXA DE DOBRAMENTOS BRASÍLIA | 24 |
| 3.1. Introdução | 24 |
| 3.2. Materiais e Métodos | 26 |
| 3.3. Contexto geológico da área de estudo | 27 |
| 3.4. Caracterização das exposições de rochas do embasamento | 29 |
| 3.4.1. Petrografia | 29 |
| 3.4.2. Geoquímica | 32 |
| 3.4.3. Geocronologia | 35 |

| | |
|--|----|
| 3.5. Discussões | 36 |
| 3.6. Conclusões..... | 40 |
| Referências | 40 |
| Capítulo 4 | 43 |
| ESTRATIGRAFIA, PETROGRAFIA E CARACTERIZAÇÃO DO GRUPO QUILOMBO, NA REGIÃO DE UNAÍ - MG | 43 |
| 4.1. Introdução..... | 43 |
| 4.2. Geologia Regional | 43 |
| 4.3. Metodologia..... | 46 |
| 4.4. Resultados..... | 47 |
| 4.4.1. Caracterização das Fácies Turbidíticas - Fácies de Mutti | 47 |
| Fácies F3 | 50 |
| Fácies F6 | 51 |
| Fácies F7 | 51 |
| Fácies F8 | 53 |
| Fácies F9 | 54 |
| 4.4.2. Petrografia, Geoquímica e Geocronologia das Rochas Vulcânicas | 54 |
| Petrografia | 55 |
| Classificação Química..... | 58 |
| Geocronologia | 61 |
| 4.5. Discussões | 62 |
| 4.6. Conclusões..... | 67 |
| Capítulo 5 | 68 |
| DISCUSSÕES E CONCLUSÕES..... | 69 |
| 5.1. Discussões | 69 |
| 5.2. Conclusões..... | 70 |
| 5.3. Recomendações | 71 |
| REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 72 |

ÍNDICE DE FIGURAS

| | |
|--|----|
| Figura 1.1. Mapa de localização da área de estudo. | 3 |
| Figura 1.2 - Diagrama da concórdia com indicação da linha de discórdia (Wetherill 1956). | 6 |
| Figura 2.1. Unidades tectônicas da Faixa Brasília. Em destaque a área de estudo. | 8 |
| Figura 2.2. Mapa esquemático da Faixa Brasília mostrando terrenos paleoproterozoicos (modificado de Pimentel <i>et al.</i> 2006). | 9 |
| Figura 2.3. Coluna estratigráfica do Grupo Canastra (Modificada de Rodrigues, 2008 e Dardenne, 2000). | 12 |
| Figura 2.4. Coluna estratigráfica do Grupo Vazante (Retirado de Dardenne, 2000). | 13 |
| Figura 2.5. Coluna estratigráfica do Grupo Bambuí (retirado de Dardenne, 2000). | 15 |
| Figura 2.6. A) Modelo de Bouma para turbiditos clássicos. B) Esquema de um depósito turbidítico em domínio profundo, com indicação dos níveis da sequência de Bouma que se depositam em cada zona (Dias, 2004). | 18 |
| Figura 2.7. As nove fácies turbidíticas de uma corrente de turbidez ideal que tenha tido aceleração suficiente e que dispusesse de todas as populações de tamanho de grão (retirado de D'Ávila e Paim, 2003, modificado de Mutti, 1992). | 19 |
| Figura 2.8. Esquema dos principais processos sedimentares associado a fluxo gravitacional de sedimentos de alta e baixa densidade, com ocorrência de processos erosivo e deposicionais associados à evolução descendente de uma turbidez corrente (modificado de Mutti <i>et al.</i> , 2003). | 19 |
| Figura 2.9. Sistemática das atividades hirovulcânicas (retirado de Sheridan & Wohletz, 1983). | 23 |
| Figura 3.1 - Mapa esquemático da Faixa Brasília mostrando terrenos paleoproterozoicos (modificado de Pimentel <i>et al.</i> , 2006). | 25 |
| Figura 3.2 - Mapa de localização e acesso à área estudada. | 28 |
| Figura 3.3. Mapa Geológico e respectiva seção geológica. | 28 |
| Figura 3.4. A) Clorita filito com foliação penetrativa com cor de alteração rosada do Grupo Canastra. B) Calcário estratificado, intensamente dobrado da Formação Sete Lagoas, do Grupo Bambuí. | 29 |
| Figura 3.5. Exposição de rocha do embasamento na Área II. Notar a foliação protomilonítica de alto ângulo. | 29 |
| Figura 3.6. Fotografias microscópicas de rochas da Área I. A) B) Aspecto geral da lâmina apresentando a textura inequigranular, com grãos de plagioclásio maiores comparados aos de quartzo e K-feldspato. C) D) Grãos de plagioclásios alterados (calcita). | 30 |
| Figura 3.7. Fotografias microscópicas de rochas expostas nas janelas erosivas próximas às frentes de empurrão (Área II). A) Nicois cruzados. B) Nicois cruzados. | 31 |
| Figura 3.8. Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) exibindo a classificação a partir da mineralogia normativa. | 31 |
| Figura 3.9. A) Diagrama TAS (Wilson, 1989) exibindo a classificação da rocha com base na porcentagem de sílica <i>versus</i> álcalis totais. B) Diagrama para classificação da rocha em relação à saturação em alumínio. | 32 |

| | |
|---|----|
| Figura 3.10. Disposição do embasamento no diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971)..... | 32 |
| Figura 3.11. Diagrama Fe ₂ O ₃ versus CaO (Chappel & White, 1974). | 33 |
| Figura 3.12. Diagrama de discriminação geotectônica segundo Pearce <i>et al.</i> (1984). A) Y+Nb versus Rb. B) Yb+Ta versus Rb. Syn-Colg - Granito sin-colisional (<i>collision granite</i>). Legenda: WPG - Granito intra-placa (<i>within plate granite</i>); ORG - Granito de cadeia oceânica (<i>ocean ridge granite</i>); VAG - Granito de arco magmático (<i>volcanic arc granite</i>). | 34 |
| Figura 3.13. A) Padrão de distribuição dos elementos terras raras normalizados ao condrito de amostra do embasamento da Área I (Sun & McDonough, 1989). B) Diagrama multielementar de amostra da Área I (Sun & McDonough, 1989)..... | 34 |
| Figura 3.14. A) Padrão de distribuição dos elementos terras raras normalizados ao condrito da Área II (Sun & McDonough, 1989). B) Diagrama multielementar do embasamento Área II (Sun & McDonough, 1989)..... | 35 |
| Figura 3.15. Idades de rochas do embasamento das Áreas I e II obtidas a partir da curva da discórdia. | 35 |
| Figura 3.16. Ilustração esquemática da evolução geológica da região estudada. A) Estágio Paleoproterozoico de consolidação do embasamento síalico em ambiente de arco magmático, cerca de 2,14 Ga. B) Erosão e formação de relevo após exposição da crosta síalica consolidada. Processos desenvolvidos entre o paleoproterozoico e o neoproterozoico. C) Deposição do Grupo Bambuí sobre o embasamento cristalino - etapa desenvolvida nas fases finais da Orogenia Brasileira D) Estágio atual após exposição e denudação, com erosão e conformação do relevo atual em que pequenas janelas do embasamento soerguido são expostas. | 38 |
| Figura 3.17. Mapa de lineamentos regionais..... | 39 |
| Figura 4.1. Mapa de localização da área de estudo. | 44 |
| Figura 4.2 - Cartografia geológica da área em estudo, de acordo com Ribeiro (2015), Silva (2015), Signorelli (2015) e Baptista <i>et al.</i> (2015). | 45 |
| Figura 4.3. Exposições das sequências turbidíticas ao longo da BR-251, essas sequências apresentam uma deformação do tipo <i>thin-skinned</i> , com dobras decamétricas a métricas em estilo chevron e em caixa. | 49 |
| Figura 4.4. Série de seções litológicas levantadas ao longo da BR-251, onde ocorrem as melhores exposições da sequência turbidítica. | 49 |
| Figura 4.5. Conglomerados polimíticos finos associados a Fácies F2. Ampla predominância de clastos de rochas sedimentares finas (siltito, argilito)..... | 50 |
| Figura 4.6. Estruturas sedimentares e fotografias microscópicas dos arenitos pertencentes a fácies F6 A) Estratificação cruzada acanalada de alto ângulo. B) Arenitos com grãos de quartzo de granulometria areia fina a média, em NX (nicois cruzados). C) Arenitos de granulometria médios com lamelas de muscovita em meio aos grãos de quartzo, em NX. D) Arenitos de granulometria areia fina, possível observar a ocorrência de óxidos em meio aos grãos de quartzo, em NP (nicois paralelos)..... | 51 |
| Figura 4.7. Fotografias microscópicas dos arenitos pertencentes a fácies F7. A) Arenito lítico, com fragmento lítico (centro da foto) originado de uma rocha com forte foliação de estiramento (foliação S-C). B) Grauvaca lítica formada por fragmentos de rocha sedimentar de granulometria muito fina (silte). C) Fragmento lítico originado de uma rocha ígnea, grão de plagioclásio, fraturado, microfahado e parcialmente alterado. D) Arenito, onde se pode observar duas populações distintas de grão de quartzo na rocha. | 52 |
| Figura 4.8. Fotografias microscópicas dos arenitos pertencentes a fácies F8. A) arenito médio a fino argiloso matriz-suportado por matriz areia fina a argila, onde é possível observar granodecrescência, B) Arenito de granulometria areia fina. C) Micas levemente arredondadas. D) Arenitos líticos, com grãos de | |

| | |
|--|----|
| quartzo de granulometria areia média e fragmento lítico originado de rocha sedimentar de granulometria fina (silte, argila). | 53 |
| Figura 4.9. Argilitos laminado da fácies F9, com cor de rocha fresca verde e cor de rocha alterada rosada / avermelhada. | 54 |
| Figura 4.10 - Localização das ocorrências das rochas vulcânicas..... | 54 |
| Figura 4.11 - A) Rochas vulcânicas, aflorando como um corpo oblato intercaladas aos ritmitos da Formação Ribeirão do Franco e B) Rochas vulcânicas maciças e tabulares..... | 55 |
| Figura 4.12 - Textura criptocristalina, com microfenocristais de quartzo euhedrais e finas lamelas de mica. A) Lâmina delgada da amostra ESVV-94 B) Lâmina delgada da amostra ESVV 94..... | 56 |
| Figura 4.13 - A) B) e C) Seção da lâmina ESVV-73 mostrando o crescimento radial de cristobalita D), E) e F) Seção da lâmina ESVV-94A mostrando a recristalização de esferulitos G) e H) Seção da lâmina ESVV 97, mostrando as bordas botrioidais de cristais de feldspatos..... | 57 |
| Figura 4.14 - Feições em forma de "olhos" A), B), C) e D) Lâmina ESVV 94. E) e F) Lâmina ESVV 94A. | 58 |
| Figura 4.15 - Diagrama de classificação TAS (segundo Le Bas, 1986)..... | 58 |
| Figura 4.16 - A) Diagrama Nb/Y vs. ZrTi ₂ . B) ZrTi ₂ versus SiO ₂ (Winchester & Floyd 1977)..... | 60 |
| Figura 4.17. Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) com a subdivisão dos campos toleíticos e calcialcalinos. | 60 |
| Figura 4.18. A) Padrão de distribuição dos elementos terras raras normalizados ao condrito (Sun & McDonough, 1989). B) Diagrama multielementar (Sun & McDonough, 1989)..... | 61 |
| Figura 4.19. Idades das rochas vulcânicas da Formação Ribeirão do Franco (Grupo Quilombo) obtidas a partir da curva da discórdia. | 61 |
| Figura 4.20. Imagens de catodo luminescência de cristais de zircão e localização do <i>spot</i> analisado..... | 62 |
| Figura 4.21. Bloco diagrama esquemático mostrando o cenário do vulcanismo da porção distal da sedimentação turbidítica..... | 63 |
| Figura 4.22. Sistemática das atividades hidrovolcânicas (retirado de Sheridan & Wohletz, 1983). Em destaque o processo interpretado para as rochas vulcânicas da área de estudo..... | 64 |
| Figura 4.23. Datações de zircões detríticos dos afloramentos da BR-251 (retirado de Rodrigues, 2008). 64 | |
| Figura 4.24. Coluna estratigráfica do Grupo Quilombo na área estudada. | 65 |
| Figura 4.25 - Mapa geológico da área de estudo..... | 66 |
| Figura 4.26 – Seção Sísmica iniciada a leste na borda do domo de Cristalina (Goiás) até ao sul de Unai (Minas Gerais), interpretada com base em informações regionais e exposições rochosas. A) Sessão bruta cedida pela ANP (Agência Nacional do Petróleo) B) Sessão interpretada. | 67 |

ÍNDICE DE TABELAS

| | |
|--|----|
| Tabela 2.1 - Características de cada fácies de Mutti. | 20 |
| Tabela 3.1 - Análise química (elementos maiores, traços e terras raras) das rochas do embasamento..... | 33 |

| | |
|--|----|
| Tabela 3.2 - Resultado da datação U-Pb (LA-ICP-MS) dos grãos de zircão do embasamento. | 37 |
| Tabela 4.1 - Unidades que afloram na região do estudo e os principais tipos petrográficos de cada uma das formações, baseada em Dardenne (1978a, 2000). | 46 |
| Tabela 4.2 - Elementos maiores obtidos por análise de Fluorescência de Raios X..... | 59 |
| Tabela 4.3 - Geoquímica de rocha total completa incluindo elementos maiores e menores. | 59 |
| Tabela 4.4. Resultado da datação U-Pb (LA-ICP-MS) dos grãos de zircão de rochas vulcânicas..... | 62 |

ÍNDICE DE EQUAÇÕES

| | |
|--|---|
| Equação 1.1: Equação fundamental da geocronologia para o decaimento de ^{238}U , ^{235}U e ^{232}Th | 5 |
|--|---|

Capítulo 1

INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

A área de estudo, localizada a oeste da cidade de Unaí-MG, é considerada uma região chave para o entendimento do contexto regional da porção externa da Faixa Brasília, uma vez que em poligonal relativamente restrita ocorrem rochas atribuídas aos grupos Canastra, Paranoá, Bambuí e do até então considerado limite norte da Faixa Vazante, além de pontuais exposições de rochas graníticas. As relações de contato entre as unidades encontradas na área não são bem conhecidas, em razão da complexidade tectônica impressa nas rochas durante o Evento Brasileiro, o qual gerou dobras e empurrões que definem os contatos regionais.

Devido à restritas exposições de rochas ígneas, pouco conteúdo fossilífero e frequentes contatos tectônicos, a porção externa da Faixa Brasília apesar de muito estudada, ainda apresenta algumas lacunas quanto a sua evolução e estruturação. Assim, com o intuito de sanar algumas interrogações ainda existentes e ampliar o entendimento geológico da porção central da faixa, o presente estudo vem mostrar resultados petrográficos, litogeoquímicos, geocronológicos e litoestruturais das rochas encontradas na região próxima a Unaí, no noroeste mineiro.

Essa dissertação é dividida em cinco capítulos. O Capítulo I tem caráter introdutório, onde são pontuados os principais objetivos do trabalho, a justificativa do projeto desenvolvido e os métodos utilizados para a aquisição dos resultados finais. O Capítulo II apresenta o contexto geológico das rochas da região de estudo e uma síntese sobre rochas paleoproterozoicas na Faixa Brasília. O Capítulo III traz resultados e conclusões referentes as rochas graníticas encontradas na área. O Capítulo IV mostra resultados e conclusões do estudo das rochas supracrustais e vulcânicas aflorantes na região. E por fim, o Capítulo V apresenta as discussões em torno dos dados adquiridos, as conclusões finais, além de sugestões para futuros trabalhos.

1.2 Objetivo

A partir de dados de mapeamento geológico em semidetalhe, análises petrográficas, resultados de química de rocha total e de datações U-Pb em zircões, buscou-se estudar e compreender de forma mais clara a geologia da área de estudo.

Dentre os objetivos e metas específicas destacam-se:

- Caracterização petrográfica, geoquímica e geocronológica do embasamento cristalino (que ocorre de forma localizada na região);
- Caracterização petrográfica das rochas sedimentares do então Grupo Vazante, com o objetivo principal de determinar sua proveniência, classificação e processos deposicionais

(turbiditos);

- Caracterização petrográfica das rochas vulcânicas descobertas em meio aos metassedimentos que afloram na área e estudar a relação dessas rochas ígneas com as fácies de ambientes de águas profundas;
- Confecção do mapa geológico na escala de 1:50.000 e de seções geológicas na área estudada.

1.3 Justificativa

As relações temporais e espaciais entre as sequências metassedimentares dos grupos Canastra, Vazante e Bambuí têm sido objeto de muita controvérsia, como pode ser verificado em estudos realizados por Laranjeira (1992), Freitas-Silva & Dardenne (1994), Dardenne (2000), Rodrigues (2008), Pinho *et al*, 2017, dentre outros. Essas unidades estratigráficas afloram numa ampla área e os trabalhos nessas unidades, muitas vezes, se dedicam a detalhar apenas uma porção da estratigrafia regional. O presente trabalho propõe estudar uma faixa que até então é considerada pouco detalhada e que apresenta amplo potencial para contribuir com o conhecimento regional.

Na área de estudo os grupos Bambuí, Canastra e Vazante se encontram em contatos tectônicos do tipo empurrão, apresenta baixo grau metamórfico e litologias muito semelhantes, o que dificulta o estabelecimento de suas relações estratigráficas, bem como sua individualização. Na área também afloram restritas exposições do embasamento cristalino, nunca caracterizado anteriormente.

Desta forma, com o detalhamento das rochas graníticas encontradas na área, o entendimento das relações estratigráficas e ambientais das rochas metassedimentares, além do contexto tectônico deposicional das unidades aflorantes na região, esta dissertação deverá contribuir com a melhor compreensão da geologia da Faixa Brasília, em sua porção central.

1.4 Localização

A área de estudo abrange aproximadamente 2.500km² e está localizada na região próxima a sede do município de Unaí, na divisa do Distrito Federal, Goiás e Minas Gerais.

O acesso à área é realizado, a partir de Brasília-DF, pela rodovia federal BR-251 (Figura 1.1), há também estradas secundárias não pavimentadas, em bom estado de conservação, as quais foram utilizadas para o deslocamento na área, a região estudada se localiza a aproximadamente 160 km da capital federal e a 40 km da cidade de Unaí.

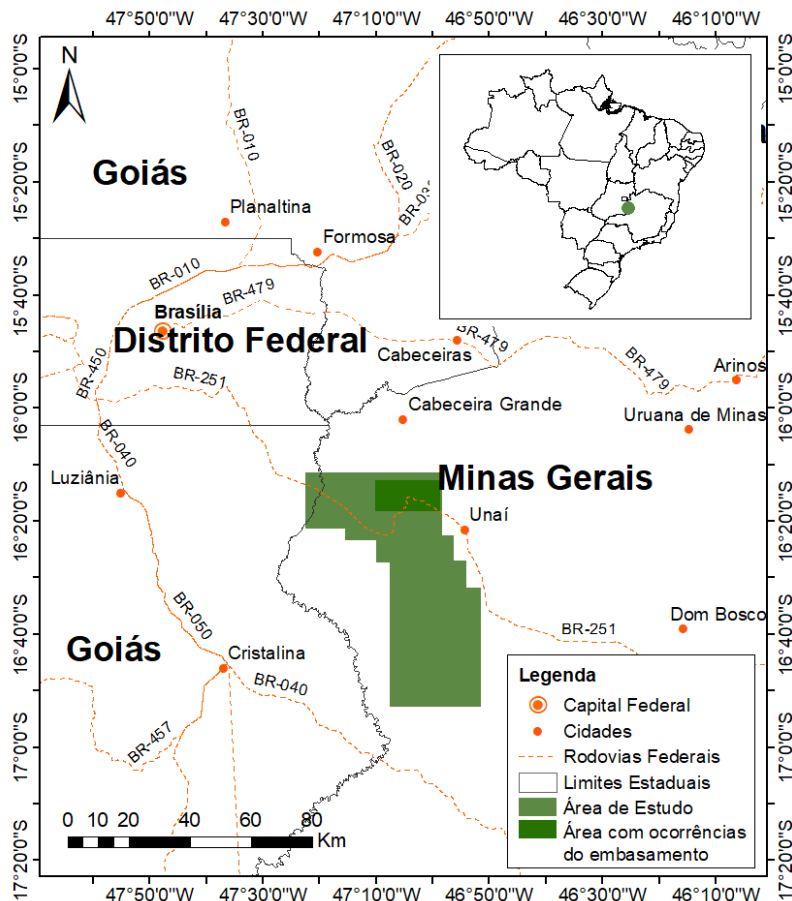


Figura 1.1. Mapa de localização da área de estudo.

1.5 Materiais e Métodos

Inicialmente foi realizado um levantamento bibliográfico, a partir de monografias, dissertações, teses, resumos e artigos cujas áreas de estudo se encontram próximas e/ou compreendem a área alvo deste trabalho, além de literaturas clássicas que envolvem questões geológicas relacionadas às encontradas na região de estudo.

1.5.1 Análise de Imagens de Sensores Remotos

Foram realizadas análises prévias de imagem de satélite, com o objetivo de confeccionar mapas-base e obter os lineamentos da área. As ferramentas utilizadas para tais resultados foram:

- Imagem OLI - A imagem utilizada foi capturada pelo sensor OLI do satélite Landsat 8, e adquirida gratuitamente no site do Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS - <http://earthexplorer.usgs.gov>) e processada no *software* ENVI 5.1. No processamento da imagem foi realizada a fusão com a banda pancromática de resolução de 15 metros, e gerada uma composição coloria RGB 543 (Red:5 Green:4 e Blue:3), ressaltando o relevo. O dado processado apresenta resolução espacial de 15m, e correspondente a cena 220/071.

- Modelo Digital de Elevação (MDE) - Adquirido a partir dos dados do projeto SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), e disponibilizados gratuitamente no site do Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS - <http://earthexplorer.usgs.gov>). Esse dado apresenta

resolução espacial de 30 metros e corresponde a cena s17-w048. O processamento do dado SRTM foi realizado no *software* ENVI 5.1, a partir do qual foi gerado um MDE com filtro direcional de 45°, direção perpendicular as grandes estruturas da área em estudo.

1.5.2 Trabalho de Campo

Os trabalhos de campo foram realizados em diferentes momentos, totalizando mais de 30 dias de campo, as visitas à área de estudo tiveram como propósito, além da cartografia geológica, a coleta de amostra das rochas mais representativas que foram destinadas a confecção de lâminas delgadas, preparação para análises U-Pb e estudos litogeoquímicos. Nesta etapa também foi realizado mapeamento geológico-estrutural em escala de 1:50.000, onde foi realizada a análise de fácies e a descrição litológica macroscópica das rochas sedimentares, além da caracterização do embasamento cristalino.

1.5.3 Petrografia

As 22 lâminas delgadas utilizadas para estudos petrográficos foram preparadas no Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília e as descrições foram realizadas com microscópio petrográfico de luz transmitida. Neste estudo foi realizada a identificação mineralógica e caracterização textural com o intuito de definir a classificação correta das rochas.

1.5.4 Litogeoquímica

As análises de rocha total completa foram realizadas no laboratório ALS, foram selecionadas 5 amostras, todas pulverizadas em moinho vibratório, utilizando panela de vídeo. Para a análise as amostras são sinterizadas a 1000°C para determinação da porcentagem de massa perdida na perda ao fogo, os elementos maiores são analisados pelo espectrômetro de massa ICP-AES, enquanto que os elementos menores e traços são analisados pelo ICP-MS.

Foram também realizadas análises de Fluorescência de Raios-X no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília, pelo equipamento da marca Rigaku modelo ZSX Primus II, com o intuito de adquirir a determinação quali-quantitativa da composição química das rochas analisadas. Para essa análise as amostras são moídas e cerca de 9 gramas desses materiais pulverizados são agitados e prensados junto com cera aglutinante (Wax Powder 1,5g), e por fim levados ao espectrômetro para o procedimento de análise.

1.5.5 Geocronologia (U-Pb)

O sistema isotópico U-Th-Pb é um dos mais utilizados pela geocronologia moderna uma vez que se baseia em três geocronômetros independentes, com meias vidas distintas e muito

longas (Faure, 1986). Esse método é aplicado para a datação de eventos magmáticos e minerais detríticos em rochas sedimentares, além de permitir a individualização de múltiplos episódios de metamorfismo (Heaman & Parrish, 1991).

Vários minerais podem ser utilizados para datação, basta que tenham incorporado em sua estrutura os elementos U e Th, exemplos desses minerais são zircão, monazita, apatita e titanita. Entretanto, a escolha do mineral a ser datado deve levar em consideração a quantidade de Pb comum incorporado no momento de sua cristalização e os teores de U (Heaman & Parrish, 1991).

A análise das razões U-Pb pode ser realizada a partir de diluição isotópica em espectrômetro de massa de ionização térmica (TIMS), *in situ* utilizando ablação com uma sonda de laser (LA -ICP-MS) ou com feixe primário de íons (SIMS - SHRIMP).

Neste método de datação utiliza-se a Equação 1.1 para o cálculo das idades, de modo que, essas só são concordantes se o mineral se comportou como um sistema fechado para U, Th, Pb e filhos intermediários; se são usados valores corretos para a concentração inicial de Pb; se as constantes de decaimento estiverem corretas; se não houve fracionamento de U e se os resultados analíticos são acurados e livres de erros sistemáticos (Faure & Mensing, 2005).

Equação 1.1: Equação fundamental da geocronologia para o decaimento de ^{238}U , ^{235}U e ^{232}Th .

$$\frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} = \left(\frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} \right)_0 + \frac{{}^{238}\text{U}}{{}^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_1 t} - 1)$$

$$\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} = \left(\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} \right)_0 + \frac{{}^{235}\text{U}}{{}^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_2 t} - 1)$$

$$\frac{{}^{208}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} = \left(\frac{{}^{208}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} \right)_0 + \frac{{}^{232}\text{Th}}{{}^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_3 t} - 1)$$

Com os dados analíticos adquiridos, é então feito o diagrama da concórdia, desenvolvido por Wetherill (1956). Se desde sua cristalização, o mineral datado, se manteve como um sistema fechado em relação ao urânio e seus isótopos radiogênicos, as idades adquiridas pelos sistemas ^{238}U - ^{206}Pb e ^{235}U - ^{207}Pb são similares e no diagrama de Wetherill os pontos analíticos caem sobre a curva da concórdia, sendo assim chamada de idades concordantes. Entretanto, existem situações em que o mineral datado não se manteve como um sistema fechado, assim os pontos de análise da mesma amostra se projetam em uma linha fora da concórdia, essa linha denominada discórdia. A linha da discórdia se intercepta na concórdia em dois pontos, sendo que o intercepto superior indica a idade de cristalização e o intercepto inferior mostra a idade na qual houve a abertura do sistema (Figura 1.2).

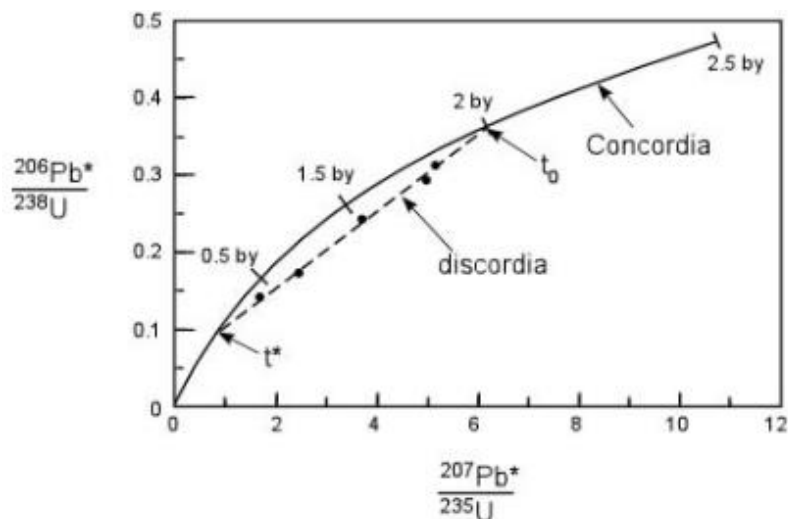


Figura 1.2 - Diagrama da concórdia com indicação da linha de discórdia (Wetherill 1956).

As datações foram realizadas pelo método U-Pb em grãos de zircão, sendo duas amostras analisadas no laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (Geochonos - UnB) e uma no Laboratório de Geocronologia da Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP). Uma das vantagens do zircão é sua habilidade em suportar processos magmáticos, metamórficos e erosivos, além de incorporar em sua estrutura grande quantidade de urânio e tório e pequena quantidade de chumbo.

Capítulo 2

CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1. Geologia Regional

A Província Tocantins (Almeida *et al.*, 1981) é um sistema orogênico neoproterozoico resultado da colisão dos crátons Amazônico, São Francisco e Paranapanema em contexto de amalgamação do supercontinente Gondwana durante o Evento Brasileiro. Essa província é constituída pelas faixas Araguaia e Paraguai, que bordejam o Cráton Amazônico a leste e a sul, respectivamente, e pela Faixa Brasília que se desenvolveu na margem oeste do Cráton São Francisco (Dardenne, 2000).

Com aproximadamente 1200 km de comprimento e 300 km de largura a Faixa Brasília compreende um cinturão de dobras e empurrões, que apresenta um aumento progressivo de deformação tectônica e metamórfica de leste para oeste (Dardenne, 2000). A faixa é compartimentada em quatro unidades tectônicas, o Arco Magmático de Goiás, o Maciço de Goiás, o Núcleo Metamórfico e o Cinturão de dobras e empurrões (Fuck *et al.*, 2005).

A evolução, diacrônica da Faixa Brasília, permite subdividi-la em dois segmentos com características estruturais e metamórficas distintas, a Faixa Brasília Norte e Faixa Brasília Sul com direção geral SW-NE e SE-NW, respectivamente. Esses dois segmentos se juntam na chamada Sintaxe dos Pirineus (Araújo Filho, 2000), sendo esta uma megaestrutura que apresenta uma direção WNW-ESE localizada na região central da faixa.

O segmento norte, compondo a Faixa Brasília Setentrional, é formado pelos grupos Araí, Serra da Mesa e Paranoá, assim como pelas sequências vulcanossedimentares de Palmeirópolis, Juscelândia e Indianópolis, além do Maciço Goiano e do Arco Magmático de Goiás. Já o segmento sul, denominado de Faixa Brasília Meridional, é formado pelos grupos Canastra, Araxá, Ibiá, Vazante e Bambuí, e também por parte do Arco Magmático de Goiás (Dardenne, 2000 e Valeriano *et al.*, 2004) (Figura 2.1).

2.1.1. Paleoproterozoico na Faixa Brasília

Os terrenos paleoproterozoicos da Faixa Brasília são encontrados no embasamento norte da faixa; na Sequência Campinorte e em intervalos sedimentares no topo de *greenstone belts*, localizados no Maciço de Goiás; no Domínio Artulândia; e na Sequência Silvânia. (Figura 2.2).

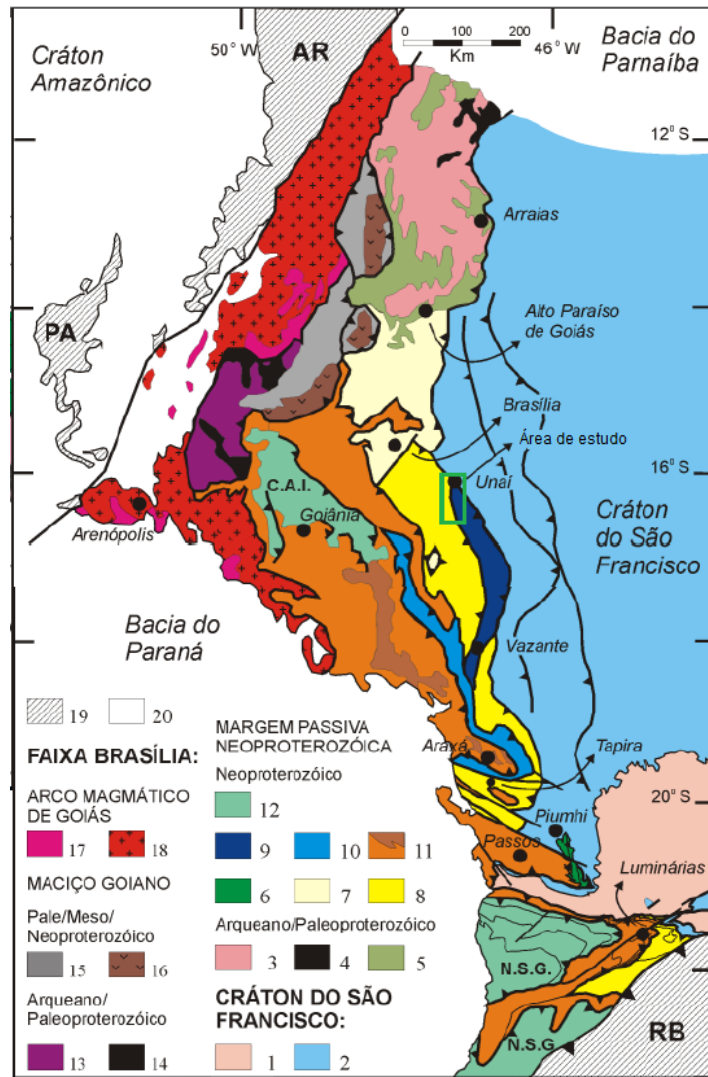


Figura 2.1. Unidades tectônicas da Faixa Brasília. Em destaque a área de estudo.

Legenda: 1 - terrenos granito *greenstone* e gnaiss-migmatíticos arqueano/paleoproterozoicos; 2 - Coberturas metassedimentares autóctones/parautóctones (Grupos S. João del Rei, Carandaí, Andrelândia, Bambuí); 3 - terrenos granito *greenstone*, gnaiss-migmatíticos arqueanos/ paleoproterozoicos; 4 - *Greenstone-belts* arqueanos paleoproterozoicos; 5 - Sucessões de rifte Paleo a mesoproterozoico (Grupo Araí); 6 - Sistema de Cavalcamento Ilicínea-Piumhi. Sucessões neoproterozoicas de margem passiva: 7 - Grupo Paranoá; 8 - Grupo Canastra; 9 - Grupo Vazante, 10 - Grupo Ibiá; 11 - Grupos Araxá e Andrelândia e rochas metabásicas toleíticas associadas; complexos de melanges ofiolíticas; lascas de embasamento alóctone, granitos leucocráticos sincollisionais (castanho); 12 - nappes granulíticas (C.A.I - Complexo Anápolis-Itauçu; N.S.G. - Nappe Socorro-Guaxupé); 13 - complexos granito-gnaiss-migmatíticos arqueanos/paleoproterozoicos; 14 - *greenstone-belts* arqueano/paleoproterozoicos; 15 - sucessões vulcano-sedimentares de rifte mesoproterozóicos (Juscelândia, Palmeirópolis, Serra da Mesa); 16 - complexos básico-ultrabásicos acamadados meso/neoproterozoicos; 17 - sucessões vulcano-sedimentares meso a neoproterozoicas; 18 - ortognaisses e rochas granitoides neoproterozoicas; 19 - faixas Paraguaia (PA), Araguaia (AR) e Ribeira (RB); 20 - coberturas sedimentares fanerozoicas. Retirado de Valeriano (Modificado de Valeriano *et al.*, 2004).

A Sequência Campinorte é constituída por rochas metassedimentares, intercaladas com metacherts, riolitos e depósitos piroclásticos, intrudidos pelos granitos da Suíte Pau de Mel (Kuyumjian *et al.*, 2004). Essa suíte foi datada entre 2,16 e 2,18 Ga (idade U-Pb em zircões), apresenta idades modelo T_{DM} que variam de 2,1 a 2,7 Ga, e valores de $\epsilon Nd(t)$ entre -2,14 e +3,36, mostrando predominância de magmas juvenis (Cordeiro *et al.*, 2014). Dados geoquímicos indicam que tanto a sequência, quanto a suíte foram formadas em um ambiente de arco magmático (Della Giustina *et al.*, 2009).

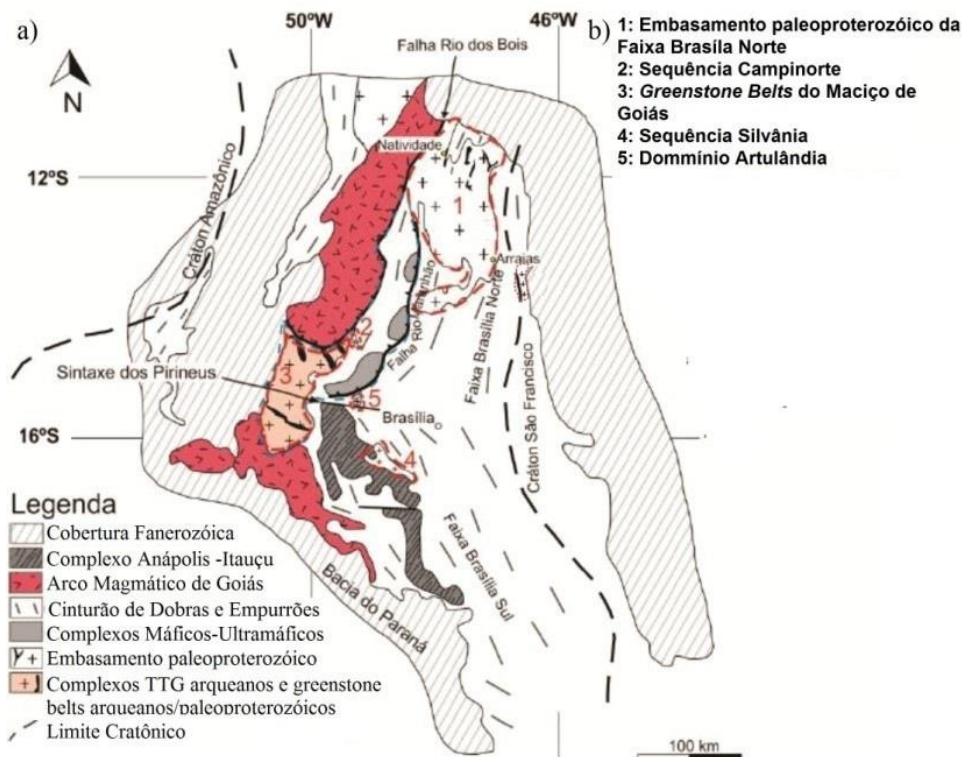


Figura 2.2. Mapa esquemático da Faixa Brasília mostrando terrenos paleoproterozoicos (modificado de Pimentel *et al.* 2006).

O Maciço de Goiás é composto por faixas de *greenstone belts* e complexos ortognáissicos com idade predominantemente arqueana (Jost *et al.* 2005), entretanto rochas mais jovens são encontradas nestas faixas. Cada sequência de *greenstone belt* apresenta certas especificidades, mas de forma geral, são formadas da base para o topo por metakomatiíitos, formações ferríferas, metabasaltos, e rochas sedimentares químicas e clásticas.

Datação obtida em zircão detrítico de metagrauvaca do *greenstone belt* de Crixás indicam idade de 2.212 ± 36 Ma (Tassinari *et al.*, 2006), estas mesmas metagrauvas são datadas por Jost *et al.*, (2008) que obtêm idades entre 3.354 ± 40 Ma a 2.209 ± 28 Ma. As formações ferríferas apresentam duas populações com idades distintas uma de 2.627 ± 19 Ma e outra de 2.232 ± 39 Ma (Jost *et al.*, 2008). Assim, essas idades indicam que durante o paleoproterozoico a bacia de deposição dos sedimentos que deram origem a essas rochas ainda estava ativa.

O Domínio Artulândia é representado por rochas vulcanossedimentares e vulcânicas ácidas, que são intrudidas por tonalitos de idade 2,14 Ga (Filgueiras, 2015). A Sequência Silvânia é caracterizada por uma faixa estreita de rochas metavulcânicas félsicas, metassedimentares e anfibolitos, intrudidas por granitos datados em 2,0 Ga (Piuzana, 2002).

Diversos autores realizaram estudos no embasamento norte da Faixa Brasília e o compartimentaram em diferentes terrenos, como o de Almas-Dianópolis (Costa 1984, Cruz & Kuyumjian 1996 e 1998), Almas-Conceição do Tocantins (Padilha 1984), Cavalcante-Teresina de Goiás (Botelho *et al.* 1993), entre outros. Recentemente, Fuck *et al.* (2014) propõem a terminologia Bloco Crustal Cavalcante-Natividade, para todo o embasamento síalico na porção

setentrional da Faixa Brasília, dividindo-o em Domínio Almas-Conceição do Tocantins e Domínio Cavalcante-Arraias.

No Domínio Almas - Conceição do Tocantins o embasamento é composto por tonalitos, granodioritos e granitos intrudidos no Grupo Riachão do Ouro (Costa, 1984), sendo composto na base pela Formação Córrego Paiol e no topo pela Formação Morro do Carneiro (Cruz & Kuyumjian, 1998).

A Formação Córrego Paiol é constituída por rochas vulcânicas metaintermediária e metabásicas, localmente almofadadas e intercaladas por rochas vulcânicas metaultramáficas (Cruz, 1993). As rochas vulcânicas máficas são divididas em um grupo de metabasaltos de alto-Fe e outro de alto-Mg (Cruz & Kuyumjian, 1998), apresentam evidência de contaminação crustal e sugere um ambiente tectônico continental para sua formação, sendo proposto ou um rifte intracontinental ou uma bacia do tipo *back arc* (Cruz, 2001). As rochas ultramáficas ocorrem como lentes e são xistos ultramáficos e hornblenditos (Ferrari & Choudhuri, 1999b).

A Formação Morro do Carneiro compreende quartzitos cinza de granulação média, composto por quartzo e hematita, por vezes contendo intercalações de filitos hematíticos e formações ferríferas bandadas. Observa-se também a presença de filitos sericíticos, metaconglomerados, metacherts, turmalinitos de origem hidrotermal, além de metavulcânicas máficas, intermediárias e félsicas (Kuyumjian *et al.*, 2012).

Cruz (2001) apresenta idades T_{DM} das formações ferríferas bandadas da Formação Morro do Carneiro variando entre 2,26 a 2,73 Ga e dados $\epsilon Nd(t)$ de -1,91 a +0,82, indicando que essas rochas tiveram uma vasta área atuando como região fonte. Dardenne *et al.* (2009) obtiveram idade U-Pb de 2.206 ± 13 Ma em zircão de rocha metavulcânica intermediária também da Formação Morro do Carneiro.

O complexo granito-gnáissico, pertencente ao Domínio Almas-Conceição do Tocantins, é caracterizado por duas suítes cálcio-alcálicas, denominada Suíte 1 e Suíte 2, e pelo Complexo Ribeirão das Areias (CRA), que intrudem as rochas do Grupo Riachão do Ouro.

A Suíte 1 é composta predominantemente por tonalitos, nota-se, no entanto, a ocorrência menos frequente de granodioritos, trondhjemitos, quartzo-monzodioritos e quartzo-dioritos (Cruz & Kuyumjian, 1998).

A Suíte 2 é representada pelas intrusões dos plutons Manto Verde, Ponta da Serra e São Martins, além de pequenos *stocks* leucograníticos. Comumente as rochas do Plúton Ponta da Serra são descritas como tonalitos e granodioritos (Cruz *et al.*, 2003). No Plúton Manto Verde, tonalitos e granodioritos também são as rochas dominantes, mas thondhjemitos e monzogranitos ocorrem em menor quantidade e o Plúton São Martins é composto por biotita-tonalitos e granodioritos (Cruz *et al.*, 2003).

O Complexo Ribeirão das Areias é composto por tonalitos e trondhjemitos e foi

diferenciado da Suíte 2 por ser mais antigo que os outros plutons (Cruz *et al.*, 2003).

As rochas das suítes 1 e 2 e do CRA são calcialcalinas, sendo que a Suíte 1 apresenta um *trend* metaluminoso, enquanto que a Suíte 2 e o Complexo Ribeirão das Areias na maioria das vezes apresentam uma tendência peraluminosa. Os dados geoquímicos dessas rochas graníticas sugerem que sua formação tenha ocorrido em ambiente de arco magmático (Cruz, 2001).

Cruz (2001) apresenta idades U-Pb (SHRIMP), a partir de grãos de zircão, de 2.200 ± 5 Ma e 2.204 ± 4 Ma para rochas das suítes 1 e 2, respectivamente. O mesmo autor também encontra valores de ϵ_{Nd} para a Suíte 1 que variam de -0,15 a -1,37 e de -0,88 a -4,95 para a Suíte 2, indicando que a fonte dos magmas que gerou essas suítes é de origem crustal, e idades modelo T_{DM} de 2,45 a 2,54 Ga e de 2,53 a 2,76 Ga, para a Suíte 1 e 2, respectivamente. No complexo Ribeirão das Areias, titanitas são datadas pelo método U-Pb em 2,45 Ga (Cruz, 2001).

No Domínio Cavalcante-Natividade, afloram rochas da Suíte Aurumina e da Formação Ticunzal. Barbosa *et al.*, (1969) e Marini *et al.*, (1978) descrevem um conjunto de rochas gnáissicas e xistos grafitosos na área do Rio Preto a oeste de Cavalcante, Campos Belos e Monte Alegre de Goiás. Posteriormente, Fernandes *et al.*, (1982) nomeia de Formação Ticunzal as rochas localizadas na região das serras do Ticunzal e Tombador, no município de Cavalcante-GO e Botelho & Portela (2005) ampliam a indicação de exposição dessas rochas desde o nordeste de Goiás até o sudeste do Tocantins. Alvarenga *et al.* (2007) detalham a Formação Ticunzal, descrevendo-a como xistos e paragnaisses, frequentemente grafitosos, além de quartzitos micáceos e raras ocorrências de conglomerados.

Dados Sm-Nd da Formação Ticunzal apresentam idades modelos T_{DM} entre 2,7 e 2,8Ga, indicando que suas rochas são derivadas de fontes neoarqueanas e dados U-Pb (SHRIMP e convencional) em zircão mostram idades de cristalização dos protolitos em 2.394 ± 43 , 2.310 ± 60 , 2.180 ± 12 e 2.143 ± 11 Ma (Fuck *et al.*, 2002). Marques (2009), apresenta valores ϵ_{Nd} entre 0,78 e -3,08 e T_{DM} entre 2,63 e 3,02 Ga para a formação.

A Suíte Aurumina foi gerada durante o paleoproterozoico, momento em que houve o desenvolvimento de um ambiente colisional, responsável pela fusão de rochas sedimentares e geração de magmatismo tipo S (Botelho *et al.*, 1999).

Segundo Botelho *et al.* (1999), os granitos da Suíte Aurumina apresentam coloração cinza, granulação média a grossa e foliação proeminente, sua composição é representada por quartzo, microclínio peritítico, plagioclásio, biotita, muscovita e grafita. A Suíte Aurumina são intrusões sin- a tardi- tectônica de composição que varia de monzogranito a tonalito, têm caráter peraluminoso e evoluem segundo um *trend* calcialcalino.

Os primeiros dados geocronológicos da Suíte Aurumina são apresentados por Sparrenberger & Tassinari (1999), onde cassiteritas a partir do método U-Pb são datadas em 2.0Ga e 2.2 Ga, e datação K-Ar em muscovita apresentam idade de 2.129 ± 26 Ma. Dados U-Pb

em zircão indicam idades entre 2,12 a 2,17Ga e dados Sm-Nd apresentam $\epsilon_{Nd}(T)$ entre -1 e -3 e T_{DM} entre 2,4 e 2,6 Ga (Botelho *et al*, 2006). Fuck *et al.*, (2014), apresentam dados U-Pb em zircão de rochas tonalíticas peraluminosas próximo a Arraias, indicando idades de 2.136 ± 3 Ma e de 2.042 ± 12 Ma.

A natureza peraluminosa da Suíte Aurumina, suas relações de contato com a Formação Ticunzal, a ocorrência de migmatititos, a presença de grafita residual ou xenólitos grafitosos, em conjunto com os dados U-Pb e Sm-Nd, levam a crer que a própria Formação Ticunzal seja a fonte de magmas da suíte (Botelho *et al*, 2006).

2.1.2. Sucessões Litoestratigráficas Supracrustais

Grupo Canastra

O Grupo Canastra (Barbosa, 1955; Barbosa *et al*, 1970) inclui uma associação de rochas sedimentares psamopelíticas carbonatadas metamorfisadas em fácies xisto verde, zona da clorita. Dardenne, 2000 propõe que esse grupo foi formado em contexto de bacia de margem passiva em um megaciclo regressivo. Freitas-Silva & Dardenne (1994) dividiram este grupo em três formações (Figura 2.3): Serra do Landim, Paracatu e Chapada dos Pilões.

Na porção basal predomina cálcifilitos e calcixistos ricos em cloritas da Formação Serra do Landim (Madalosso, 1980), que gradam para espessas camadas de filitos carbonosos de coloração esverdeada, intercaladas por quartzitos brancos da Formação Paracatu.

A Formação Paracatu é subdividida em dois membros: Membro Morro do Ouro e Membro Serra da Anta. O Membro Morro do Ouro é representado por camadas de quartzitos, passando para camadas de filitos carbonosos com intercalações de quartzitos no topo e o Membro Serra da Anta é representado por camadas de filitos esverdeados com algumas intercalações carbonáticas e finas lâminas de quartzitos (Freitas-Silva & Dardenne 1994).



Figura 2.3. Coluna estratigráfica do Grupo Canastra (Modificada de Rodrigues, 2008 e Dardenne, 2000).

O topo do Grupo Canastra é representado pela Formação Chapada dos Pilões que foi subdividida em Membro Serra da Urucânia, composta por intercalações regulares de filitos e quartzitos na base, passando ao Membro Hidrelétrica Batalha composto principalmente por quartzitos (Dardenne, 2000).

Grupo Vazante

As rochas sedimentares do Grupo Vazante (Dardenne *et al.*, 1998) compreendem uma espessa sequência pelito-carbonatada de origem marinha, aflorante em uma faixa N-S de aproximadamente 250 km, em contato tectônico com os grupos Canastra, a oeste, e Bambuí, a leste, entre as cidades de Coromandel e Unai no noroeste do estado de Minas Gerais. O Grupo Vazante é dividido em sete formações (Figura 2.4): Retiro/ Santo Antônio do Bonito, Rocinha, Lagamar, Serra do Garrote, Serra do Poço Verde, Morro do Calcário e Serra da Lapa (Dardenne, 2000).

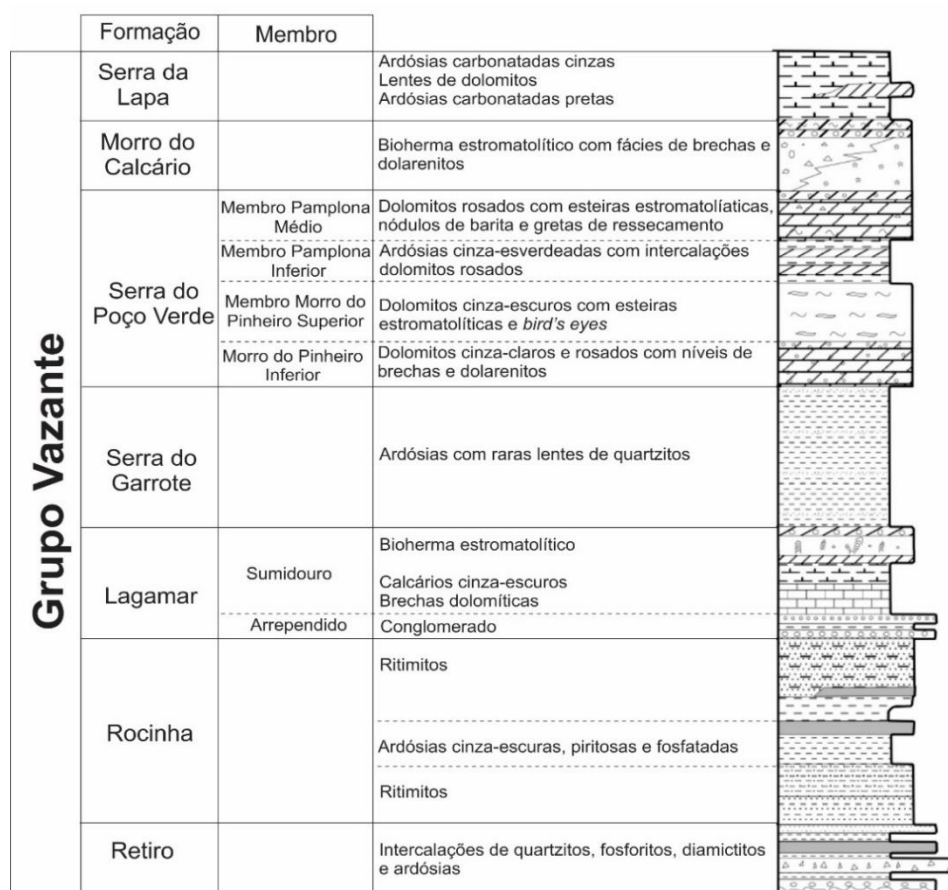


Figura 2.4. Coluna estratigráfica do Grupo Vazante (Retirado de Dardenne, 2000).

A Formação Retiro representa a porção basal do grupo, é constituída por camadas métricas de quartzito, localmente conglomerático, intercalado com ardósias e camadas de diamictitos com clastos de quartzitos, calcários, dolomitos, metassiltitos e seixos de granito numa matriz pelítica, localmente fosfatada (Dardenne, 2000). Essas camadas de diamictitos são interpretadas como sendo originadas por fluxos de detritos, em ambiente de água relativamente profunda (Dardenne *et al.*, 1998).

A base da Formação Rocinha consiste em uma sequência rítmica areno-pelítica e o topo em uma grossa sequência de ardósias e camadas de metassiltitos regularmente intercalados, passando verticalmente para carbonatos cinza escuro e ardósia com pirita, com laminações fosfatadas finas que lentamente mudam para fosfarenitos ricos em intraclastos e pelets (Dardenne, 2000). Na parte superior desta unidade, ritmitos hospedam o depósito de Lagamar, composto essencialmente por fosfarenitos (Nogueira, 1993; Dardenne *et al.*, 1997).

A Formação Lagamar, unidade psamo-pelito-carbonatada, apresenta na base alternâncias entre camadas de metaconglomerados, quartzitos, metassiltitos e ardósias. A unidade conglomerática é suportada por clastos de quartzitos, metassiltitos e calcários cinzas e foi denominada de Membro Arrependido. Brechas dolomíticas as quais sucedem horizontes de calcários cinza escuros, bem estratificados, com intercalações de brechas lamelares e dolomitos estromatolíticos, constituem o Membro Sumidouro (Dardenne, 1978a, 2000; Dardenne *et al.*, 1997, 1998). Os dolomitos estromatolíticos formam biohermas, compostos por dolomitos com esteiras microbiais, dolarenitos, doloruditos oncolíticos e estromatólitos colunares do tipo *Conophyton metula* e *Jacutophyton* depositados em água agitadas (Moeri, 1972; Cloud & Dardenne, 1973).

A Formação Serra do Garrote consiste de uma espessa sequência de ardósias verdes a cinzas, localmente rítmicas, contendo carbonato e pirita, com finas intercalações de quartzitos (Madalosso, 1980; Dardenne, 1978a, 2000).

A Formação Serra do Poço Verde, predominantemente dolomítica, é subdividida em quatro membros: o Membro Morro do Pinheiro Inferior consiste de dolomitos cinza-claros até rosados com níveis de dolarenitos, brechas intraformacionais e lentes de dolomito estromatolíticos; o Membro Morro do Pinheiro Superior é constituído por dolomitos laminados com esteiras de cianobactérias e estruturas *bird's eyes*, intercalados com dolarenitos e brechas; o Membro Pamplona Inferior consiste em camadas de siltitos cinzas, verdes e roxos intercalados com dolomitos rosados e lentes de conglomerados; e o Membro Pamplona Médio caracterizado por dolomitos cinzas-claro a rosa com esteiras de cianobactérias, intercalados com dolarenitos, brechas e dolomitos com estromatólitos (Dardenne, 1979).

A Formação Morro do Calcário é caracterizada por apresentar estromatólitos dolomíticos rosados formando bioestromas e biohermas parcialmente preservada e associados com dolarenitos e doloruditos oolíticos e oncolíticos (Dardenne, 2000).

A Formação Serra da Lapa, topo deste grupo, é representada por uma sequência de filitos carbonosos, siltitos carbonáticos, lentes carbonáticas e camadas de quartzitos. Essas lentes carbonáticas são compostas por fácies de dolomitos laminados cinza escuro, dolomitos maciços e dolarenitos impuros (Madalosso e Valle, 1978; Madalosso, 1980).

Grupo Bambuí

Inicialmente sugerido por Rimann (1917), o nome Bambuí foi aplicado para as rochas sedimentares pelíticas e carbonatadas de idade neoproterozoica, que recobrem diversas unidades da Faixa Brasília e do Cráton São Francisco. A litoestratigrafia desse grupo foi descrita por Branco & Costa (1961) e detalhada por diversos trabalhos como o de Oliveira (1967), Braun (1968), Barbosa *et al.* (1970), Costa *et al.* (1970), Alvarenga (1978) e Dardenne (1979). Atualmente a divisão estratigráfica mais usada do Grupo Bambuí é a proposta por Dardenne (1978a, 1979), que subdivide o grupo em seis formações: Jequitaí, Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias (Figura 2.5).

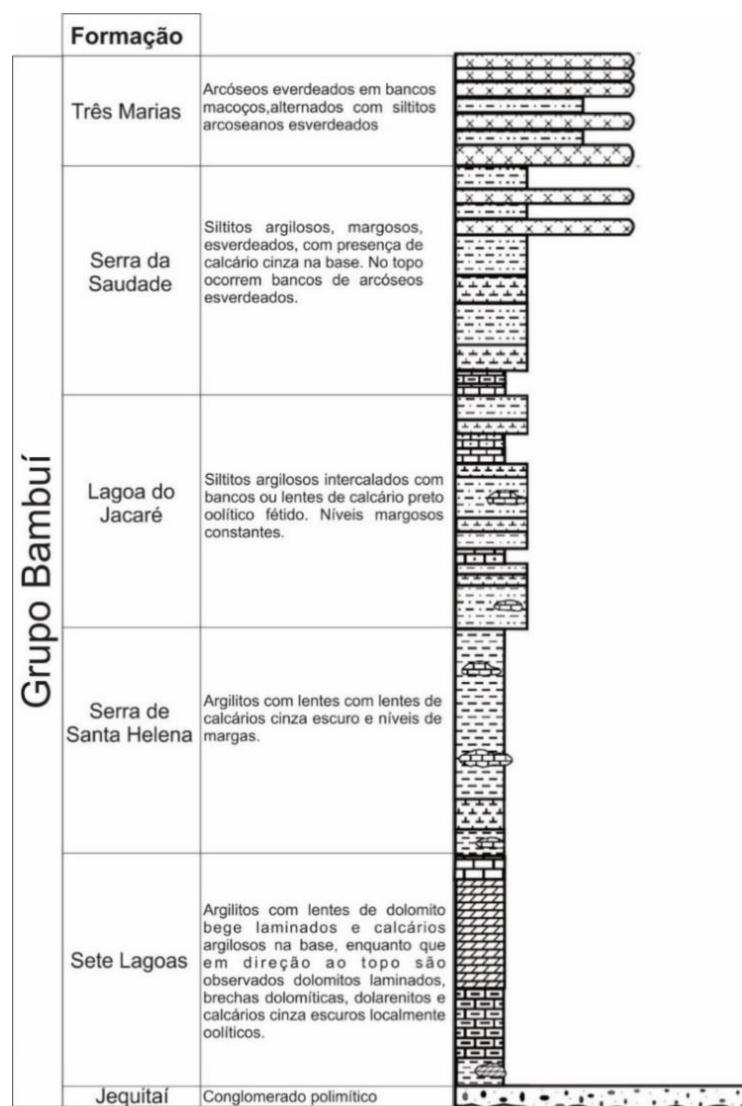


Figura 2.5. Coluna estratigráfica do Grupo Bambuí (retirado de Dardenne, 2000).

A sequência basal do Grupo Bambuí é representada pela Formação Jequitaí um depósito glacio-marinho (Uhlein *et al.*, 1999), formado por diamictitos maciços com raras intercalações de arenitos e argilitos. Os clastos são compostos principalmente por fragmentos de rochas graníticas, gnáissicas, calcários e quartzitos. A matriz é pelítica, por vezes arenosa, sendo comum o tom esverdeado e a presença de carbonatos (Rodrigues, 2008).

A sequência plataformal que se desenvolveu após a deglaciação é representada por três megaciclos regressivos, que iniciam com uma transgressão marinha regional associada com subsidência da bacia que possibilitou a deposição de sequências marinhas rasas, que gradam para fácies de maré e supramaré (Dardenne, 1981 e 2000).

O primeiro megaciclo corresponde a Formação Sete Lagoas, que é uma unidade pelito-carbonática, formada por siltitos, margas, calcários laminados, calcários estromatolíticos e dolomitos, depositados em ambientes de intermaré e inframaré em plataforma carbonática e mista (Nobre-Lopes, 1995; Lima, 1997).

O segundo megaciclo é representado pelas formações Serra de Santa Helena e Lagoa do Jacaré. A Formação Serra de Santa Helena formada por processos suspensivos e subordinadamente por eventos de tempestade em plataforma, é representada por rochas siliciclásticas finas, principalmente siltitos e folhelhos cinza-esverdeados, com intercalações de arenitos finos e lentes de calcários (Lima, 2005). A Formação Lagoa do Jacaré formada em plataforma carbonática e ambiente marinho litorâneo, é caracterizada por siltitos e margas cinza esverdeadas e cinza escuras, onde se intercalam calcários negros microcristalinos a cristalinos, fétidos, ricos em matéria orgânica, com camadas maciças, oolíticas e pisolíticas (Branco & Costa, 1961).

O terceiro megaciclo é representado pelas formações Serra da Saudade e Três Marias. A Formação Serra da Saudade constituída por rochas siltico-argilosas, lentes irregulares de calcário microcristalino cinza-claro, arenito muito fino com laminação cruzada, resultado de uma rápida e significativa subida relativa do nível do mar, e indicando uma sedimentação com influência de ondas de tempestade (Alvarenga *et al.*, 2011). A Formação Três Marias composta por arcóseos, arenitos arcoseanos, siltitos e raras intercalações conglomeráticas, esta unidade se desenvolveu, essencialmente, pela deposição de sequências tempestíticas cíclicas, segundo um padrão de espessamento com granocrescência ascendente (Chiavegatto, 1992).

2.2. Referencial Teórico

2.2.1. Análise de Fácies e Associação de Fácies

O termo fácies sedimentar foi primeiro apresentado por Gressly em 1838 (Walker & James, 1992), e é compreendido como sendo uma massa de sedimentos ou rochas sedimentares que pode ser reconhecida e distinguida de outras pela sua geometria, composição, estruturas sedimentares, padrão de paleocorrentes, e eventual presença de fósseis (Selley, 1982). A associação de fácies, por sua vez, consiste em um agrupamento de fácies geneticamente relacionadas, cujas características e inter-relações permitem que se possa interpretar o ambiente de sedimentação (Etchebehere & Saad, 2003).

2.2.2. Turbiditos

Em várias partes do mundo os leques submarinos constituem importantes reservatórios de hidrocarbonetos. Consequentemente, a necessidade de entender suas geometrias e fácies associadas tomou-se fundamental para viabilizar a exploração desses depósitos (Pires, 1993). Após a introdução do conceito de corrente de turbidez, por Kuenen & Migliorini (1950), esse termo foi amplamente aplicado para a interpretação de diversas rochas de diferentes lugares.

As correntes de turbidez são caracterizadas como eventos esporádicos de deposição de grandes massas de sedimentos, impulsionados pelo próprio peso sob ação da gravidade (Abel, 1988). Devido à complexidade das estruturas geradas por essas correntes e o limitado conhecimento a respeito dos turbiditos, existe na literatura inúmeros modelos de sedimentação turbidítica buscando o entendimento desses depósitos (Della Fávera, 2001).

Diversos autores, como Kuenen, Migliorini, Bouma, Mutti e Ricci Luch, contribuíram para o conhecimento atual (mundial) sobre turbiditos. No Brasil destaca-se os trabalhos de Della Fávera, Bruhn, Carminatti, Souza Cruz, entre outros, que buscaram compreender e classificar as ocorrências de sistemas deposicionais turbidíticos antigos e recentes nas bacias brasileiras. Apesar dos diversos estudos realizados desde os anos 50, os trabalhos que se destacam mundialmente são os de Bouma (1962) e Mutti (1992), sendo amplamente utilizados para classificação de turbiditos.

Arnold Bouma, em 1962, propôs uma sequência ideal, a qual se tornou um modelo faciológico para turbiditos clássicos e muito empregados em diversos estudos, a denominada sequência de Bouma é composta por cinco fácies:

- A - areia compacta, com base bem definida e topo passando gradualmente ao nível seguinte;
- B - areia estruturada em lâminas paralelas;
- C - areia afetada por estruturas sedimentares onduladas;
- D - silte e argila depositados em lâminas paralelas e;
- E - argilas correspondentes a acumulação calma e lenta (Figura 2.6).

Essa sequência foi empregada em vários estudos para compreender as características da corrente de turbidez e a região em que ocorreu a formação dos depósitos de turbiditos.

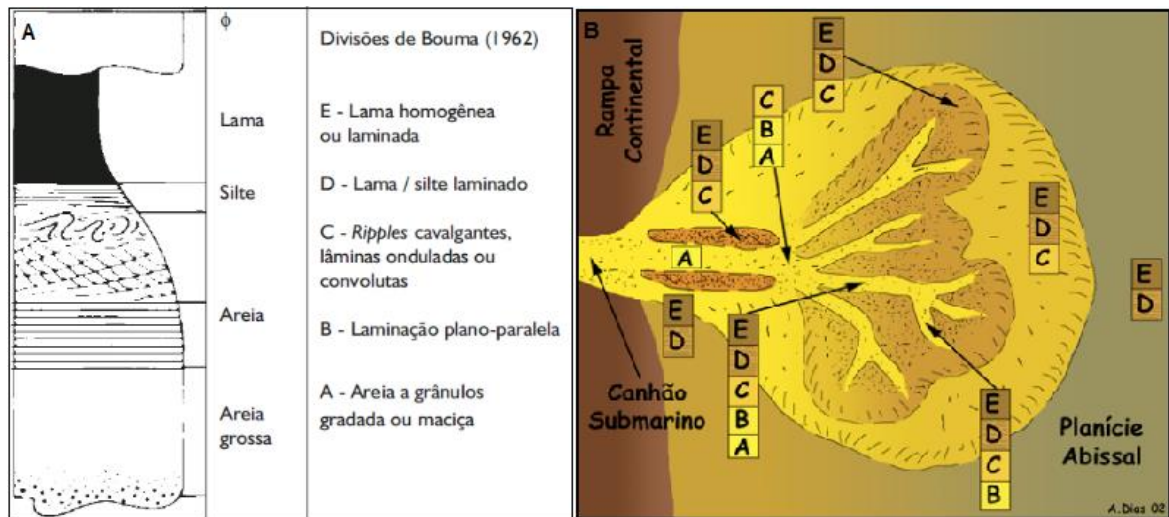
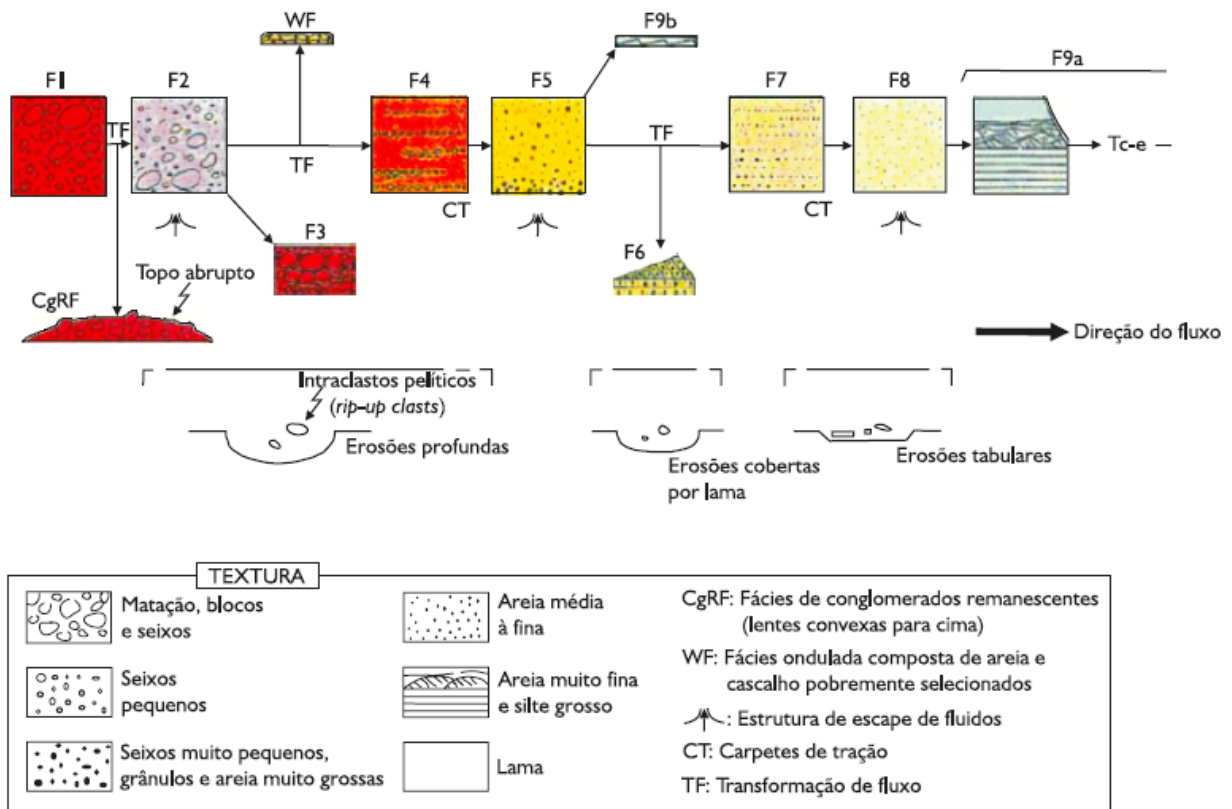


Figura 2.6. A) Modelo de Bouma para turbiditos clássicos. B) Esquema de um depósito turbidítico em domínio profundo, com indicação dos níveis da sequência de Bouma que se depositam em cada zona (Dias, 2004).

Mutti (1992) e Mutti *et al.* (1999) aplicam o conceito de associação de fácies na confecção de um arcabouço genético de fácies turbidíticas, no qual os autores assumem as seguintes premissas conceituais: 1) uma corrente de turbidez é um fluxo bipartido, com uma base altamente concentrada e topo mais diluído; 2) vários mecanismos de suporte de grãos atuam ao longo da evolução de um fluxo, se relacionando com as diferentes populações de tamanhos de grão; 3) a deposição se processa como ondas de sedimentação, com repetidos ciclos de tração e suspensão, havendo correntes de turbidez de alta e baixa densidade; 4) as correntes de turbidez evoluem através de sucessivas transformações de fluxo, levando à segregação de carga sedimentar; 5) o salto hidráulico tem um papel fundamental no desenvolvimento das fácies, pois através dele a corrente ganha um “novo fôlego” ao passar de trechos confinados para desconfinados do sistema turbidítico; 6) os fluxos apresentam maior ou menor eficiência, ou seja, habilidade de distribuir os sedimentos bacía adentro.

A partir desses preceitos, Mutti (1992) inclui nove fácies (F1 a F9) para classificar uma sequência turbidítica. Essas fácies representam estágios de deposição durante um fluxo caracterizado pelos seguintes estágios evolutivos: interrupção de um movimento de massa coeso - *debris flow* (fácies F1); congelamento, por coesão, de um fluxo hiperconcentrado (fácies F2); perda progressiva da força de uma corrente de turbidez hiperconcentrada (fácies F3); perda de competência e transformações ocorridas na origem e na extremidade das correntes supercríticas (fácies F4, F5 e F6), onde os depósitos da fácies F4 apresentam-se como carpetes de tração, a fácies F5 são formados por um “congelamento” rápido da corrente de turbidez supercrítica e a fácies F6 é o resíduo basal originado pelo salto hidráulico, que transforma uma corrente de turbidez supercrítica em subcrítica; após o salto hidráulico as correntes de turbidez subcríticas originam os depósitos das fácies de granulação fina (fácies F7 e F8) e por fim os depósitos da fácies F9 são depositados por processos de tração e suspensão, em correntes de turbidez subcríticas declinantes (Figura 2.7 e Figura 2.8).



Sem escala horizontal
Escala vertical similar a de camadas individuais ou suas divisões deposicionais

Figura 2.7. As nove fácies turbidíticas de uma corrente de turbidez ideal que tenha tido aceleração suficiente e que dispusesse de todas as populações de tamanho de grão (retirado de D'Ávila e Paim, 2003, modificado de Mutti, 1992).

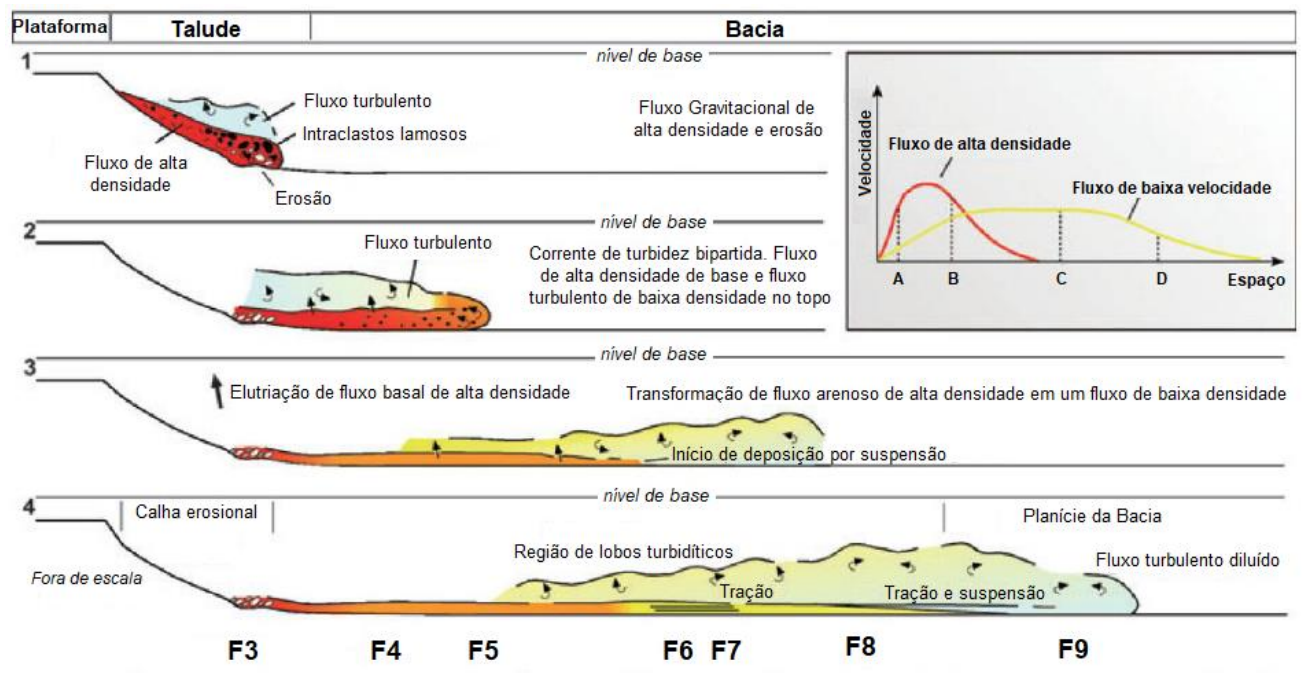


Figura 2.8. Esquema dos principais processos sedimentares associado a fluxo gravitacional de sedimentos de alta e baixa densidade, com ocorrência de processos erosivo e deposicionais associados à evolução descendente de uma turbidez corrente (modificado de Mutti *et al.*, 2003).

O arcabouço faciológico de Mutti *et al.* (1999) considera que as fácies estão agrupadas segundo quatro populações de tamanho de grão: 1) matacão até pequenos seixos; 2) pequenos seixos até areia grossa; 3) areia média a fina; 4) areia fina até lama. Estas populações de tamanho de grão são transportadas pelas correntes de turbidez como entidades naturalmente distintas. As primeiras duas populações movem-se com a camada granular basal; a terceira população move-se na camada granular basal, mas pode ser progressivamente incorporada como carga suspensa no fluxo turbulento sobrejacente; a quarta população move-se preferencialmente como carga suspensa em um fluxo turbulento (Mutti, 1992). Na Tabela 2.1 estão descritas as principais características dos depósitos sedimentares formados em cada fácies considerada por Mutti (1992) e Mutti *et al.* (1999).

Tabela 2.1 - Características de cada fácies de Mutti.

| Fácies | Características |
|---------------|---|
| F1 | - Feições de fluxo plástico, composta por matriz argilosa com clastos (de granulometria calhau até matacão) flutuantes. - Clastos maiores tendem a acumular-se em direção ao topo da camada e a se projetar além dela. A presença de clastos muito maiores do que a média. |
| F2 | - Presença de grandes intraclastos de argila removidos do substrato - Clastos maiores flutuam em matriz composta de lama, cascalho e areia - A rocha é grão suportada - Preferencialmente, os clastos maiores ocorrem na parte inferior da camada. |
| F3 | - Conglomerados suportados por clasto, em geral sem matriz, limitados por superfícies erosivas na base. - Organização interna variável, em geral sem estratificação ou com gradação inversa - Forma de lentes limitadas por superfícies erosivas. |
| F4 | - Carpetes de tração com grãos grossos, identificados por nítida estratificação plano-paralela |
| F5 | - Arenitos grossos conglomeráticos, muito mal selecionados; - São comuns feições de escape de fluídos - Não apresentam estratificação interna, mas podem mostrar gradação normal |
| F6 | - Granulação média a grossa - Formas de leito de <i>Megaripples</i> |
| F7 | - Areia fina a grossa organizadas em delgados carpetes de tração; - Gradação normal; - Formam um conjunto de lâminas com adelgaçamento progressivo para cima. |
| F8 | - Camadas de areia fina e maciça, depositadas principalmente por suspensão. |
| F9 | - Granulometria muito fina e siltica; - Divisão laminadas por corrente; - Capeamento por argilito maciço. |

Os principais tipos de sistemas turbidíticos são os de *foredeep*, de prodelta, de canais meandantes e de canal-levee, a ocorrência desses diferentes sistemas deve-se a uma combinação de fatores como tectonismo, clima, fisiografia da bacia, mudança no nível do mar e processos sedimentares (d'Ávila, 2008).

As análises das sequências turbidíticas que afloram na área de estudo, foram caracterizadas de acordo com o anteriormente exposto, considerando a divisão de fácies de acordo com Mutti (1992) e Mutti *et al.* (1999).

2.2.3. Caracterização de Vulcanismo Subaquoso

A injeção de magma em um corpo de água pode ser acompanhada de reações que variam da simples formação de vapor até intensas explosões. Essa atividade explosiva está ligada a fortes impactos de lava na água, originando depósitos vulcanoclásticos *in situ*, embora a maior parte destes depósitos seja formada a partir da fragmentação - por fluxos gravitacionais ou processos tectônicos - de lavas previamente consolidadas (Oreiro, 2006).

O desenvolvimento das seções vulcanoclásticas depende da composição química do magma, que vai comandar os tipos de erupção, os volumes de material liberado e as taxas de erupção. A composição química, por sua vez, está relacionada ao contexto geotectônico em que se situa a bacia sedimentar. Adicionalmente, pode-se considerar a influência direta ou indireta do magmatismo na sedimentação turbidítica, pelo fato de os abalos sísmicos, que normalmente estão associados aos episódios vulcânicos, atuarem como mecanismos disparadores de correntes de turbidez, remobilizando sedimentos arenosos depositados em plataformas rasas (Alves, 1999a e 1999b).

Diversas são as rochas e estruturas que podem ser formadas nestes ambientes de vulcanismo subaquoso como as *pillow* lavas, hialoclastitos e peperitos que ocorrem geralmente devido a derrames básicos. E os derrames de magmas ácidos geram normalmente ignimbritos e os reoignimbritos.

As lavas almofadadas são de fácil reconhecimento e se caracterizam por lobos arredondados ou ovalados, circundados por uma crosta vítrea, sua formação depende de taxas de efusão relativamente baixas (Carracedo Sanchez *et al.*, 2012). Hialoclastitos é um termo descritivo, relacionado à gênese do depósito, devendo ser usado apenas quando é reconhecido o modo de geração, não sendo adequado, por exemplo, para eventos explosivos (Kirst, 1975; Pichler, 1965; Rittmann, 1962; Yamagishi, 1987), essas rochas são formadas por hialoclastos angulosos e de diversos tamanhos, que são gerados pelo fraturamento da lava devido ao seu rápido resfriamento em contato com a água. E os peperitos são gerados pela interação entre o magma com os sedimentos não consolidados secos ou úmidos (Fisher, 1960).

Lavas blocadas são resultantes do escoamento de lavas viscosas, no geral associada a composições mais ácidas como riolitos e dacitos, estas lavas caracterizam-se pela presença de uma grande quantidade de fragmentos angulosos com superfícies lisas e dimensões irregulares. Essas lavas podem gerar uma grande variedade de litologias e texturas como obsidianas (*pichestone*, maciças, vesiculadas, bandadas, com foliação de fluxo e dobradas), camadas ricas em esferulitos, camadas intensamente vesiculadas, horizontes de rocha cristalina (riolitos) e zonas ricas em perlitos (Cas & Wright 1987; Polo, 2014).

O uso do termo ignimbrito é um tanto controverso na literatura, sendo que alguns pesquisadores utilizam o termo no sentido litológico, referindo-se a todo tufo soldado e outros

trabalhos têm utilizado o termo no sentido genético, referindo-se aos depósitos de fluxo piroclástico (Polo, 2014). Mas, o conceito mais utilizado é o proposto por Cas & Wright (1987) que definem ignimbritos como rochas ou depósitos formados a partir de uma ou mais unidades de fluxo piroclástico de púmice, independentemente de estar ou não soldado.

Fluxos de púmices são as correntes geradas pelo colapso de colunas piroclásticas, constituídos por uma grande quantidade de fragmentos juvenis (púmices, escórias e *glass-shard*), seus depósitos são caracteristicamente maciços e muito mal selecionados, podendo apresentar variações granulométricas dentro de uma mesma unidade de fluxo (Polo, 2014). As espessuras desses depósitos também variam muito, de acordo com Walker (1983) esses depósitos podem ser divididos em HARI (*high aspect ratio ignimbrites*) que são fluxos controlados pela topografia, mais espessos e com possível zoneamento de soldagem; e LARI (*low aspect ratio ignimbrites*) fluxos gerados por eventos cataclísmicos e seus fluxos podem ultrapassar barreiras topográficas apresentam menor espessura e maior soldamento.

Soldamento é o processo de coesão e deformação do material piroclástico depositado a altas temperaturas e com uma carga sobreposta (Freundt *et al.*, 1999) e são associados a outros processos pós-deposicionais como desvitrificação, reomorfismo e alteração fase-vapor (Polo, 2008).

A desvitrificação envolve a cristalização subsólida de vidro vulcânico resultando no intercrescimento de cristobalita e feldspato alcalino potássico, por vezes em arranjo fibro-radial (Freundt *et al.*, 1999). As taxas de desvitrificação dependem de temperatura e da composição de soluções aquosas presentes, e os produtos gerados são esferulitos e textura microporfírica (McPhie *et al.*, 1993). Esferulitos apresentam formas esféricas ou elipsoidais, construídas por agregados de cristais fibrosos de quartzo ou feldspato potássico, a morfologia varia com a temperatura de formação. A textura microporfírica é formada por grãos relativamente maiores, que se destacam em uma matriz muito fina.

O reomorfismo representa uma fluidez secundária que ocorre durante a fase de soldamento, no qual, devido às altas temperaturas, o depósito se mantém em estado plástico, esse processo evidenciado principalmente pela presença de textura eutaxítica e *fiammes* (Polo, 2014). A textura eutaxítica é presente na matriz de rochas vulcanoclásticas em resposta do achatamento e deformação dos estilhaços vítreos devido as altas temperaturas de deposição e carga sobreimposta, e os *fiammes* são púmices achatados e em sigmoide.

A alteração fase-vapor resulta da percolação de gases e fluidos quentes dentro do depósito durante sua fase de resfriamento, depositando um cimento que reduz os espaços dos poros, entre os produtos encontram-se cristobalita e feldspato potássico (Polo, 2008).

Reoignimbritos se formam quando magmas insaturados e de elevada temperatura ascendem a altas velocidades à superfície, a nucleação de bolhas se dá de forma muito lenta,

retardando o disparo do processo de fragmentação (que pode ocorrer apenas na boca do conduto) e resultando em erupções de baixa magnitude explosiva, desta forma, a coluna piroclástica resultante apresentará pouco desenvolvimento vertical (Polo, 2014). Normalmente, apresentam feições idênticas aos derrames de lava, e muitas vezes os fragmentos piroclásticos podem ser completamente obliterados pelo processo de soldamento e reomorfismo, de modo que a única forma de inferir uma origem piroclástica a este tipo de rocha é através das relações de campo (Bonnichsen & Kauffman, 1987; Branney *et al.*, 1992; Henry & Wolff, 1992, Polo, 2014).

Sheridan & Wohletz (1983) realizaram um experimento no *Los Alamos National Laboratory*, onde reproduziram a maior parte dos fenômenos associados às explosões hidrovulcânicas, e a partir dos resultados criaram um quadro demonstrando as principais formas de vulcanismos subaquosos com as respectivas estruturas formadas para cada tipo de erupção, além de comprovar as morfologias dos fragmentos formados e como se dá a interação do magma com a água (Figura 2.9).

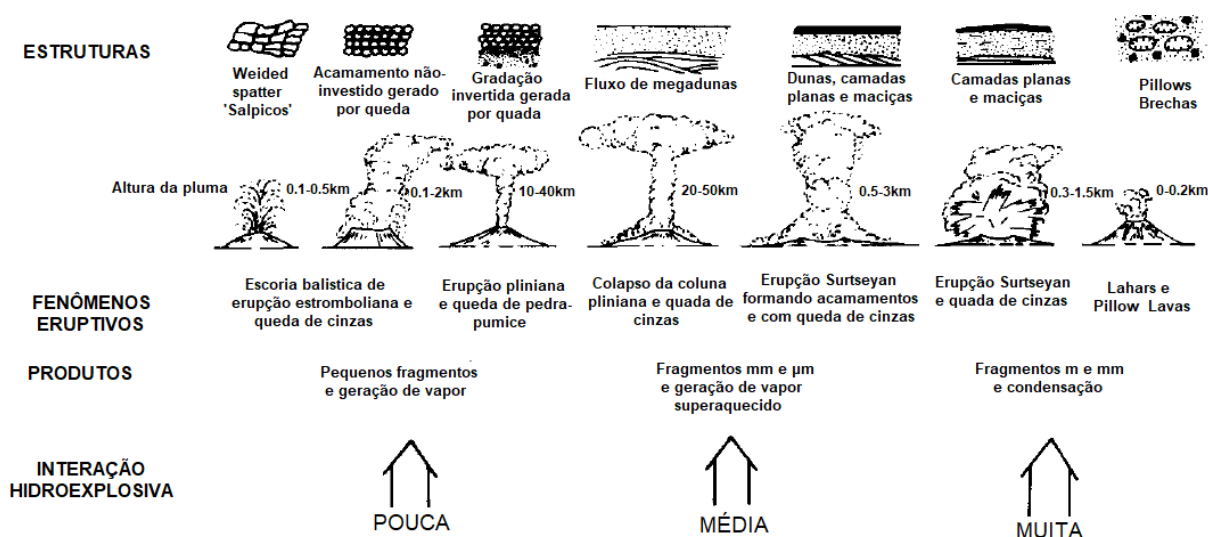


Figura 2.9. Sistemática das atividades hidrovulcânicas (retirado de Sheridan & Wohletz, 1983).

Capítulo 3

CARACTERIZAÇÃO E SIGNIFICADO GEOLÓGICO DA OCORRÊNCIA DE EXPOSIÇÕES DO EMBASAMENTO CRISTALINO NA PORÇÃO CENTRAL DA FAIXA DE DOBRAMENTOS BRASÍLIA

Florença das Graças Moura^{1,2}
*José Eloi Guimarães Campos*³

¹ Programa de Pós-Graduação, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Campus Darcy Ribeiro, 70910-900, Brasília/DF, Brasil

² Universidade Federal de Goiás, Regional Catalão, Catalão/GO, Brasil

³ Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Campus Darcy Ribeiro, 70910-900, Brasília-DF, Brasil

RESUMO

Rochas de natureza granítica com composição tonalítica a granodiorítica foram reconhecidas em exposições restritas na região central-externa da Faixa Brasília. Essas exposições foram interpretadas como embasamento siálico da região, sendo associadas a altos paleogeográficos anteriores à deposição dos sedimentos proterozoicos que os recobrem. Datações obtidas a partir do método U-Pb em zircões indicam idades de cristalização de 2,14 Ga, o que é compatível com outras áreas de embasamento paleoproterozoico observadas na Faixa Brasília. A existência desse alto de embasamento condicionou a inflexão regional das estruturas que na região passa de NNW para N60-70W e em direção a sudeste voltam à tendência regional (NNW). Os estudos petrográficos e geoquímicos possibilitam a correlação destas rochas a granitos do tipo S, formados em ambiente tectônico de arco magmático, o que permite correlacioná-las, preliminarmente, com outras rochas de mesma natureza e idade. As relações de campo, incluindo a ausência de metamorfismo de contato junto as rochas supracrustais adjacentes, o caráter protomilonítico dos tonalitos e granodioritos, a inversão da atitude da foliação regional comparada à observada nas rochas graníticas, associada a idade de cristalização mostram que essas rochas são efetivamente janelas de embasamento e não corpos intrusivos mais jovens, como anteriormente interpretado.

3.1. Introdução

As ocorrências de rochas graníticas localizadas no noroeste do município de Unaí-MG, afloram em restritas áreas, ladeadas por sedimentos pelíticos da base do Grupo Bambuí. Inicialmente, um único afloramento dessas rochas foi descrito por Rodrigues (2008), que o interpretou como um corpo tonalítico com idade de 785 ± 10 Ma, denominando-o de Corpo Arrependido. Entretanto, no presente trabalho, a partir de novos dados geológicos e com o mapeamento de uma nova exposição dessa rocha granítica, foi possível interpretar essas ocorrências como sendo exposições do embasamento paleoproterozoico na porção Central-Externa da Faixa de Dobramentos Brasília. Desta forma, essas rochas graníticas são as primeiras ocorrências interpretadas como embasamento das rochas supracrustais que ocorrem na região.

A área de estudo encontra-se inserida na Faixa de Dobramento Brasília, em sua porção central. Com aproximadamente 1200 km de comprimento e 300 km de largura essa faixa compreende um cinturão de dobras e empurrões, que apresenta um aumento progressivo de deformação tectônica e metamórfica de leste para oeste (Dardenne, 2000). A evolução diacrônica da Faixa Brasília permite subdividi-la em dois segmentos, a Faixa Brasília Norte e Faixa Brasília Sul, com direção geral SW-NE e SE-NW, respectivamente (Araujo Filho, 2000).

O embasamento da porção central da Faixa Brasília é representado pela Sequência Campinorte, pelo topo de terrenos tipo *Greenstone Belts* do Maciço de Goiás, pela Sequência Silvânia e pelo Domínio Artulândia (Figura 3.1). A Sequência Campinorte é constituída por rochas metassedimentares, intercalados com riolitos e depósitos piroclásticos, intrudidos pelos granitoides da Suíte Pau de Mel, que são datados entre 2,16 e 2,18 Ga (Cordeiro *et al.*, 2014). O Maciço de Goiás é composto por faixas de *greenstone belts* e complexos ortognáissicos com idade predominantemente arqueana (Jost *et al.*, 2005). O Domínio Artulândia é representado por rochas vulcanossedimentares, incluindo vulcânicas ácidas, nas quais são intrudidos por tonalitos de idade 2,14 Ga (Filgueiras, 2015). E a Sequência Silvânia é caracterizada por uma faixa estreita de rochas metavulcânicas félsicas de 2,11 Ga, metassedimentares e anfíbolitos, intrudidas por granitos datados em 2,0 Ga (Piuzana, 2002).

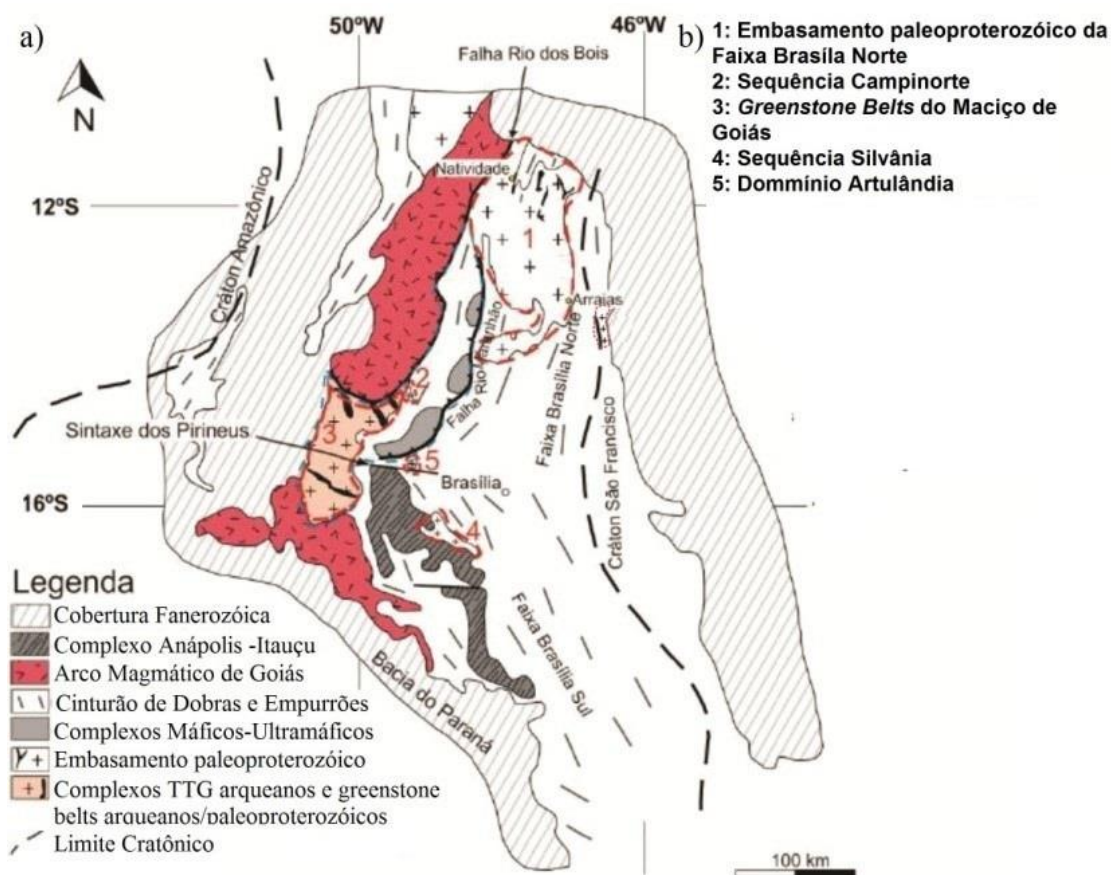


Figura 3.1 - Mapa esquemático da Faixa Brasília mostrando terrenos paleoproterozoicos (modificado de Pimentel *et al.*, 2006).

O embasamento da porção norte da Faixa Brasília, representa um núcleo siálico consolidado no paleoproterozoico durante o evento metamórfico Riaciano. Diversos autores realizaram estudos no embasamento norte da Faixa Brasília e o compartimentaram em diferentes terrenos, como o de Almas-Dianópolis (Costa, 1984; Cruz & Kuyumijian, 1996 e 1998), Almas-Conceição do Tocantins (Padilha, 1984), Cavalcante-Teresina de Goiás (Botelho *et al.* 1993), entre outros. Fuck *et al.*, (2014) propõem a terminologia Bloco Crustal Cavalcante-Natividade, para todo o embasamento siálico na porção setentrional da Faixa Brasília, dividindo-o em Domínio Almas-Conceição do Tocantins e Domínio Cavalcante-Arraias.

O Domínio Almas-Conceição é composto por terreno granito-*greenstone* de idade paleoproterozoica, caracterizado pela sequência vulcanossedimentar de Almas (Padilha, 1984), além de terrenos TTG calcioalcalinos - Suíte 1 e 2 (Cruz *et al.*, 2003). Já o Domínio Cavalcante - Arraias é constituído de uma sequência metassedimentar denominada Formação Ticunzal (Marini *et al.*, 1978 e Fernandes *et al.*, 1982), sendo essa intrudida pela Suíte Aurumina (Botelho *et al.*, 1999).

Na área de estudo deste trabalho, além das ocorrências de embasamento, afloram rochas dos grupos Canastra e Bambuí. O Grupo Canastra, (Barbosa 1955, Barbosa *et al.* 1969) inclui uma associação mesoproterozoica de rochas sedimentares psamopelíticas carbonatadas metamorfisadas em fácies xisto verde e o Grupo Bambuí (Dardenne 1978a) são rochas sedimentares pelíticas e carbonáticas de idade neoproterozoica.

O objetivo principal desse trabalho é caracterizar e interpretar as exposições do embasamento cristalino que ocorrem a noroeste da cidade de Unaí, a partir de dados de geologia de campo, petrografia, geocronologia e litogeoquímica. Com os resultados pretende-se contribuir com o melhor conhecimento da Faixa Brasília em sua porção central e possibilitar nova interpretação e significado geotectônico para estas rochas.

3.2. Materiais e Métodos

As lâminas delgadas utilizadas para estudos petrográficos foram preparadas no Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília e as descrições foram realizadas com o uso de microscópio petrográfico de luz transmitida na mesma instituição. Neste estudo foi realizada a identificação mineralógica e a caracterização textural.

As análises de rocha total completa foram realizadas no laboratório ALS, as amostras foram pulverizadas em moinho vibratório, utilizando panela de vídia. Para a análise as amostras são sinterizadas a 1000°C para determinação da porcentagem de massa perdida na perda ao fogo, os elementos maiores são determinados por Espectrometria de Emissão Atômica por Plasma Acoplado Indutivamente (ICP-AES) enquanto que os elementos menores e traços são analisados por Espectrometria de Massa por Plasma Acoplado Indutivamente (ICP-MS).

As datações foram realizadas pelo método U-Pb em grãos de zircão, utilizando o LA-ICP-MS no laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. Para a preparação das amostras analisadas por esse método foram seguidos os seguintes passos:

1. Britagem, moagem e peneiramento da amostra até a fração de 30 Mesh;
2. Bateamento, usando o parâmetro de variação de densidade;
3. Separação magnética, utilizando o separador magnético *Frantz*;
4. Concentração manual de cristais de zircão em lupa de aumento;
5. Preparação do *mount* de zircão para análise no MEV (microscópio eletrônico de varredura) e LA-ICP-MS. Esta pastilha é preparada a partir do concentrado de zircão, utilizando-se *buehler epoxy* e para melhores imagens de MEV e datações de U-Pb os grãos foram polidos com lixa e pasta de diamante;
6. Imageamento dos grãos de zircão no MEV para análise das texturas, morfologias e localização de *spot* para datação dos zircões;
7. Datação em espectrômetro de massa LA-ICP-MS modelo Finnigan do Laboratório de Geocronologia da UnB;
8. Tratamento dos dados com apoio do *software* Chronus;
9. Confecção dos gráficos para a análise dos dados isotópicos no *software* Isoplot4.

3.3. Contexto geológico da área de estudo

A região a noroeste do município de Unaí, estado de Minas Gerais, localizada próximo à divisa com o estado de Goiás e o Distrito Federal afloram rochas pertencentes as formações Sete Lagoas e Serra de Santa Helena do Grupo Bambuí e da Formação Serra do Landim do Grupo Canastra, além de pontuais exposições de rochas graníticas (Figuras 3.2 e 3.3).

As unidades estratigráficas mapeadas são separadas por falha de empurrão, característica da tectônica convergente predominante na Faixa Brasília. Na área de estudo essas unidades representam compartimentos tectônicos com litologias e evolução geológico-estrutural distinta, embora parecidas e com semelhanças no metamorfismo.

Todas as unidades são influenciadas por processos tectônicos dúcteis-rúpteis e rúpteis. A tectônica dúctil-rúptil é representada por cavalgamentos, clivagens ardosianas, crenulações, lineações de estiramento mineral, dobras e *kink bands*, e a tectônica rúptil é representada por clivagens espaçadas, e diferentes famílias de falhas e fraturas representadas por lineamentos estruturais de direção predominantes SE-NW.

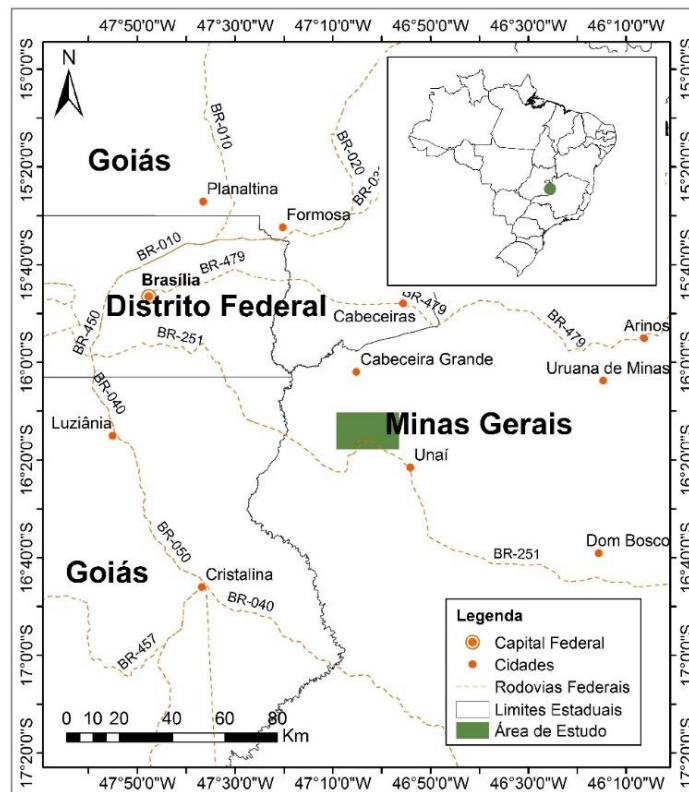


Figura 3.2 - Mapa de localização e acesso à área estudada.

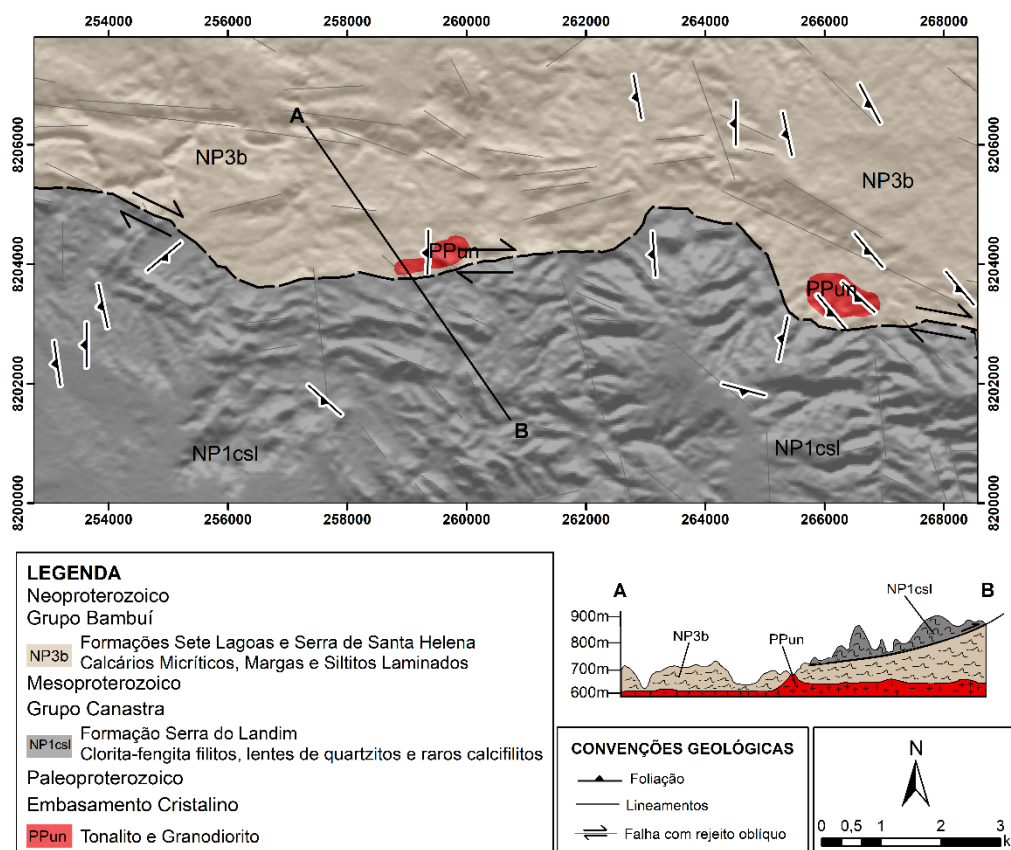


Figura 3.3. Mapa Geológico e respectiva seção geológica.

As principais litologias observadas na área são filitos e calcifilitos intercalados com quartzitos finos a médios, impuros e friáveis que gradam em direção ao topo para camadas de quartzitos, atribuídos ao Grupo Canastra. Os clorita-filitos predominam e apresentam cores de

alteração caracteristicamente rosa avermelhadas (Figura 3.4A). Na área também afloram pelitos, margas pelíticas e lentes de calcário (Figura 3.4B) da Formação Sete Lagoas e siltitos ricos em micas brancas detríticas correlacionados à Formação Serra de Santa Helena, além das rochas de composição granodiorítica e tonalítica.

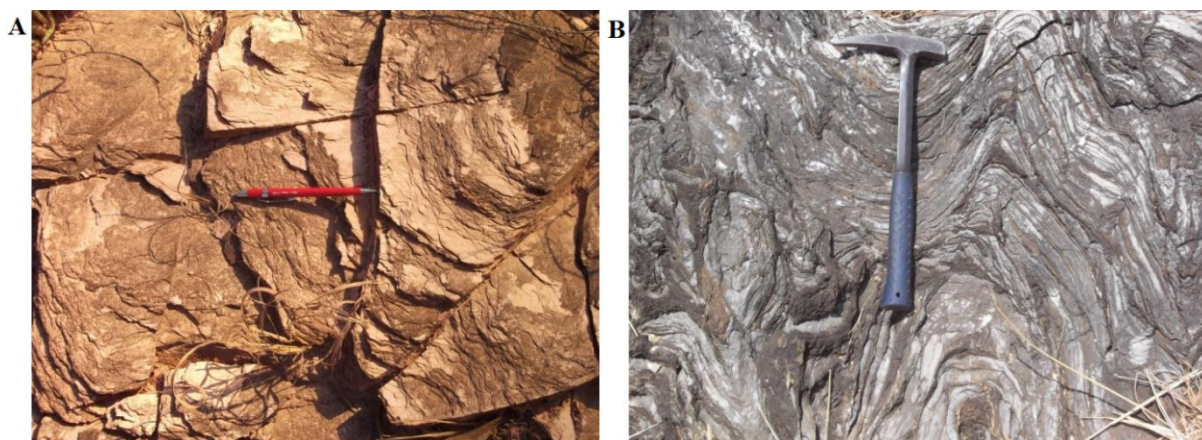


Figura 3.4. A) Clorita filito com foliação penetrativa com cor de alteração rosada do Grupo Canastra. B) Calcário estratificado, intensamente dobrado da Formação Sete Lagoas, do Grupo Bambuí.

3.4. Caracterização das exposições de rochas do embasamento

3.4.1. Petrografia

Na região central da Faixa Brasília, em meio aos sedimentos do Grupo Bambuí e próximo às frentes de empurrão que coloca em contato tectônico as rochas sedimentares desde grupo com as do Grupo Canastra, encontram-se duas ocorrências de embasamento, uma na porção oeste da área de estudo com dimensão de cerca de 400 x 300 m (denominado Área I) e outra na porção leste com tamanho de aproximadamente 200 x 250 m (denominado Área II) (Figura 3.5). Essas rochas afloram na forma de lajedos e matacões, apresentam coloração cinza claro, de granulação média, com feições protomiloníticas e muito silicificadas. A protomilonitização e a silicificação são resultantes do metamorfismo e deformação que essas rochas foram submetidas.

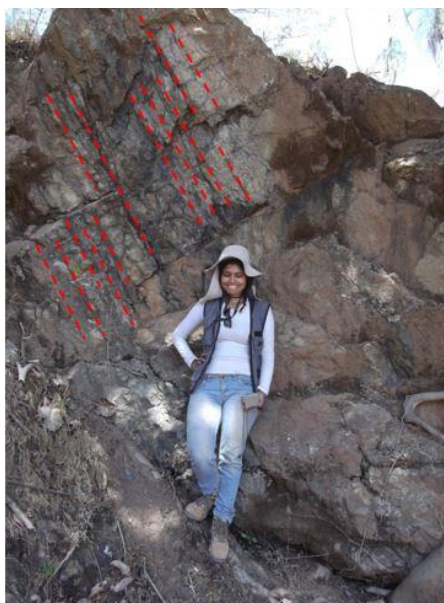


Figura 3.5. Exposição de rocha do embasamento na Área II. Notar a foliação protomilonítica de alto ângulo.

De acordo com os estudos petrográficos, a rocha aflorante na Área I é holocristalina, fanerítica, de granulação média e inequigranular, sua composição mineral modal é representada por plagioclásio intensamente saussuritizado (42%), quartzo (30%), calcita (12%), clorita (3%), microclíneo (5%), hornblenda (3%) e epidoto (2%), os minerais acessórios identificados compõem cerca de 3% da mineralogia total da rocha, sendo identificados como cristais de zircão e óxidos de ferro (Figura 3.6).

As lamelas de clorita e os cristais de epidoto e calcita são anedrais de tamanho médio de 0,5mm, sendo interpretados como produtos de alteração do processo de saussuritização do plagioclásio. A deformação dessas rochas é evidenciada por grãos de quartzo com extinção ondulante e porções com massas recristalizadas. O caráter protomilonítico é evidenciado pela diminuição de cristais de feldspato e estiramento do quartzo.

Os grãos de plagioclásio apresentam tamanho entre 0,5 e 3 mm, sendo geminados de acordo com a lei da albita. O quartzo apresenta-se com hábito anedral, de tamanho variando entre 0,1mm até 1mm. Os cristais de microclíneo também são anedrais, apresentam tamanho menor que 0,5mm e se encontram dispersos entre os cristais de quartzo e plagioclásio. Os relictos de hornblenda e feldspato se apresentam muito alterados, ambos com tamanho médio de 1mm.

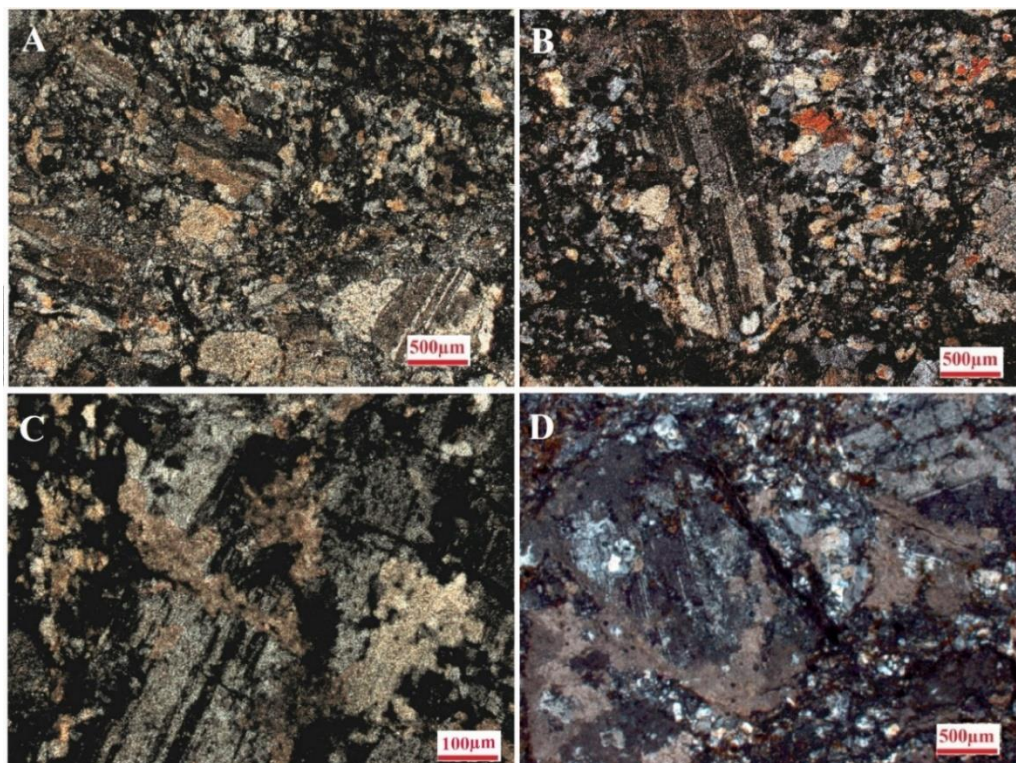


Figura 3.6. Fotografias microscópicas de rochas da Área I. A) B) Aspecto geral da lâmina apresentando a textura inequigranular, com grãos de plagioclásio maiores comparados aos de quartzo e K-feldspato. C) D) Grãos de plagioclásios alterados (calcita).

Na Área II as rochas se assemelham texturalmente com aquelas observadas na Área I, também são holocristalinas, faneríticas, de granulação média e inequigranular (Figura 3.7). Com relação a composição mineralógica essas ocorrências apresentam pequena distinção. O

embasamento na Área II apresenta maior quantidade de quartzo (35%) e plagioclásio (40%) e cerca de 15% de feldspato potássio, além desses minerais principais ocorrem também grãos de calcita (8%) oriundos da alteração do plagioclásio e os minerais acessórios (2%) são grãos de zircão, clorita e óxidos de ferro (Figura 3.8).

Estas rochas apresentam evidente feição de protomilonitização, sendo a atitude do plano da foliação principal de 230/70 com lineação de estiramento mineral com atitude preferencial de 70/230, indicando que neste afloramento ocorreu um evento deformacional (Evento Riaciono ou tectônica Transamazônica) anterior àquele responsável pela frente de empurrão regional presente na área de estudo.

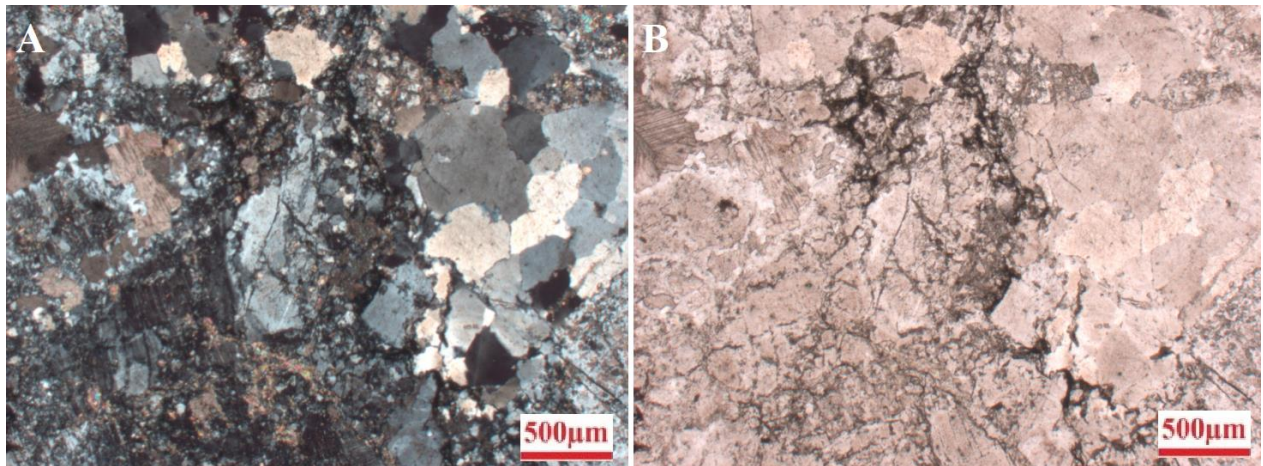


Figura 3.7. Fotografias microscópicas de rochas expostas nas janelas erosivas próximas às frentes de empurrão (Área II). A) Nicóis cruzados. B) Nicóis cruzados.

As proporções mineralógicas normativas encontradas foram plotadas no diagrama QAP (Streckeisen, 1976), onde a rocha do embasamento da Área II foi classificada no limite entre os campos do granodiorito e do monzogranito e a da Área I foi classificada como tonalito (Figura 3.8).

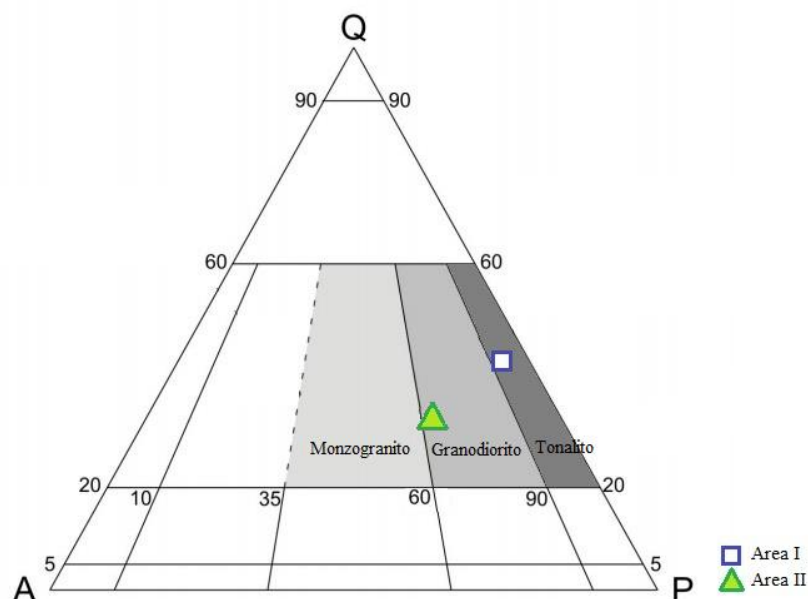


Figura 3.8. Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) exibindo a classificação a partir da mineralogia normativa.

3.4.2. Geoquímica

Foram realizadas análises químicas de elementos maiores, traços e terras raras em amostras pertencentes às Áreas I e II, cujos resultados se encontram na Tabela 3.1. A análise de geoquímica de rocha total completa foi realizada pelo laboratório ALS e avaliadas com auxílio do *software* IgPet0.6.

No diagrama TAS (álcalis totais *versus* sílica) a rocha amostrada na Área I é classificada no limite monzonito-granodiorito (Figura 3.9A) e em relação à saturação em alumina, a rocha está no campo metaluminoso (Figura 3.9B). Como resultado dos diversos processos de deformação e intemperismo que as rochas do embasamento da Área II foram submetidas desde a sua cristalização, os dados geoquímicos mostram alta silicificação, com teores de SiO₂ maiores que 80%, e teores Na₂O baixos (Tabela 3.1), de modo a impossibilitar a classificação de tais rochas nos diagramas TAS e de saturação em alumina.

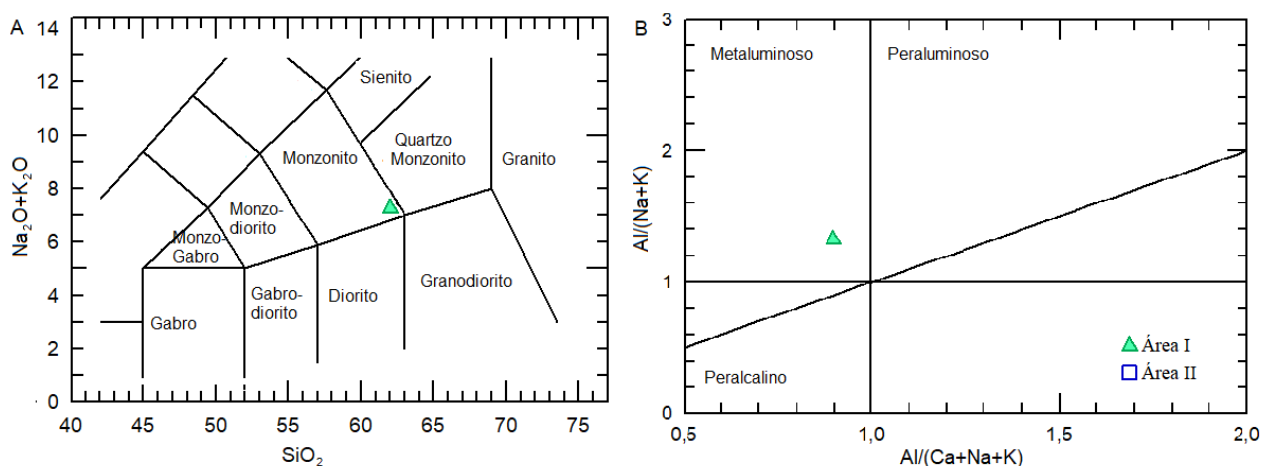


Figura 3.9. A) Diagrama TAS (Wilson, 1989) exibindo a classificação da rocha com base na porcentagem de sílica *versus* álcalis totais. B) Diagrama para classificação da rocha em relação à saturação em alumínio.

A disposição das amostras no diagrama AFM (Kuno, 1969), aprimorado por Irvine & Baragar (1971), caracteriza os metagranitos da área I como da série calcialcalina e da área II como da série toleítica (Figura 3.10).

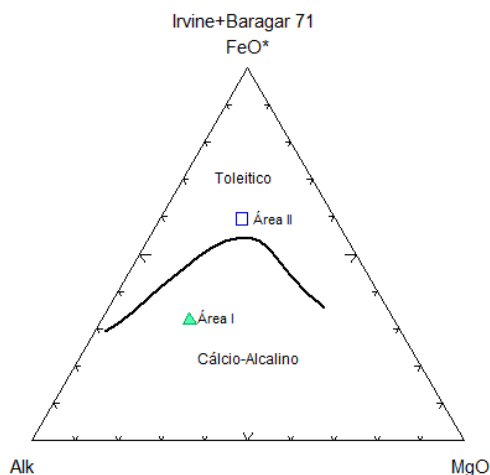


Figura 3.10. Disposição do embasamento no diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971).

Tabela 3.1 - Análise química (elementos maiores, traços e terras raras) das rochas do embasamento.

| Embasamento 01 | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|--------|--|-----------------------|------|----|--------|--------------------------|------|--|--|--|
| Elementos Maiores (%) | | | Elementos Traço (ppm) | | | | Elem. Terras Raras (ppm) | | | | |
| SiO ₂ | 59,8 | | C | 0,6 | As | 2,8 | La | 26,4 | | | |
| Al ₂ O ₃ | 15,4 | | S | 0,03 | Bi | 0,05 | Ce | 60,8 | | | |
| Fe ₂ O ₃ | 5,73 | | Ba | 1185 | Hg | <0,005 | Pr | 6,59 | | | |
| CaO | 3,05 | | Cr | 170 | In | 0,035 | Nd | 25,3 | | | |
| MgO | 3,25 | | Cs | 2,12 | Re | 0,001 | Sm | 4,05 | | | |
| Na ₂ O | 6,11 | | Ga | 19,5 | Sb | <0,05 | Eu | 1,58 | | | |
| K ₂ O | 1,47 | | Ge | <5 | Se | 0,2 | Gd | 3,62 | | | |
| Cr ₂ O ₃ | 0,02 | | Hf | 3,9 | Te | <0,01 | Tb | 0,42 | | | |
| TiO ₂ | 0,84 | | Nb | 5,9 | Tl | 0,04 | Dy | 2,27 | | | |
| MnO | 0,11 | | Rb | 29,9 | Ag | <0,5 | Y | 13,5 | | | |
| P ₂ O ₅ | 0,25 | | Sn | 10 | Cd | <0,5 | Ho | 0,45 | | | |
| SrO | 0,03 | | Sr | 316 | Co | 31 | Er | 1,42 | | | |
| BaO | 0,13 | | Ta | 0,5 | Cu | 39 | Tm | 0,19 | | | |
| LOI | 4,18 | | Th | 5,04 | Li | 20 | Yb | 1,21 | | | |
| Total | 100,37 | | U | 1,49 | Mo | <1 | Lu | 0,17 | | | |
| | | | V | 116 | Ni | 70 | | | | | |
| | | | W | 70 | Pb | 5 | | | | | |
| | | | Zr | 155 | Sc | 11 | | | | | |
| | | | | | Zn | 96 | | | | | |

| Embasamento 02 | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|--------|--|-----------------------|------|----|-------|--------------------------|------|--|--|--|
| Elementos Maiores (%) | | | Elementos Traço (ppm) | | | | Elem. Terras Raras (ppm) | | | | |
| SiO ₂ | 80,9 | | C | 0,28 | As | 6,2 | La | 26,3 | | | |
| Al ₂ O ₃ | 7,27 | | S | 0,21 | Bi | 0,12 | Ce | 57,6 | | | |
| Fe ₂ O ₃ | 5,52 | | Ba | 169 | Hg | 0,078 | Pr | 5,95 | | | |
| CaO | 0,5 | | Cr | 60 | In | 0,02 | Nd | 23,3 | | | |
| MgO | 1,32 | | Cs | 2,28 | Re | 0,004 | Sm | 4,48 | | | |
| Na ₂ O | 0,3 | | Ga | 11,3 | Sb | 0,51 | Eu | 0,83 | | | |
| K ₂ O | 1,28 | | Ge | <5 | Se | 2 | Gd | 3,54 | | | |
| Cr ₂ O ₃ | 0,01 | | Hf | 3,1 | Te | 0,01 | Tb | 0,56 | | | |
| TiO ₂ | 0,34 | | Nb | 16,2 | Tl | 0,08 | Dy | 2,88 | | | |
| MnO | 0,18 | | Rb | 60,9 | Ag | <0,5 | Y | 16,4 | | | |
| P ₂ O ₅ | 0,09 | | Sn | 3 | Cd | <0,5 | Ho | 0,59 | | | |
| SrO | <0,01 | | Sr | 33,9 | Co | 33 | Er | 1,74 | | | |
| BaO | 0,02 | | Ta | 0,9 | Cu | 10 | Tm | 0,22 | | | |
| LOI | 2,76 | | Th | 6,39 | Li | 30 | Yb | 1,47 | | | |
| Total | 100,49 | | U | 1,42 | Mo | <1 | Lu | 0,22 | | | |
| | | | V | 51 | Ni | 25 | | | | | |
| | | | W | 177 | Pb | 18 | | | | | |
| | | | Zr | 115 | Sc | 7 | | | | | |
| | | | | | Zn | 132 | | | | | |

Chappel & White (1974) definiram dois grupos de rochas magmáticas na faixa de dobramento de Lachland, Austrália, os granitos do tipo S e do tipo I, desde então, essa classificação foi aplicada a outras áreas geologicamente semelhantes. O gráfico Fe₂O₃ versus CaO mostra que ambas as rochas se enquadram nos granitos Tipo S (Figura 3.11).

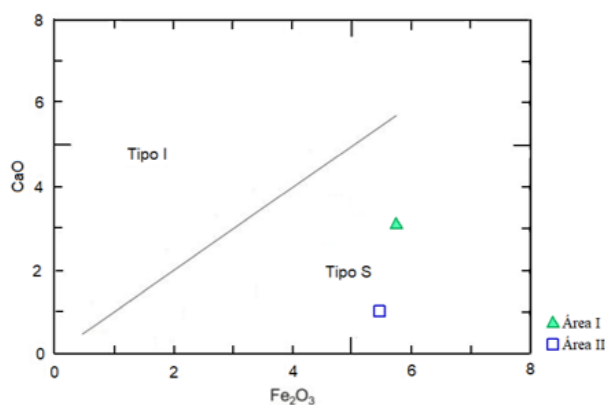


Figura 3.11. Diagrama Fe₂O₃ versus CaO (Chappel & White, 1974).

Com base nos diagramas proposto por Pearce *et al.* (1984) foi realizada a classificação da rocha em relação ao seu ambiente geotectônico de formação (Figura 3.12). No diagrama Rb *versus* Y+Nb e no Rb *versus* Yb+Ta as rochas se encontram no campo do granito de arco magmático (VAG), mas a pouca quantidade de dados impede uma afirmação segura a este respeito.

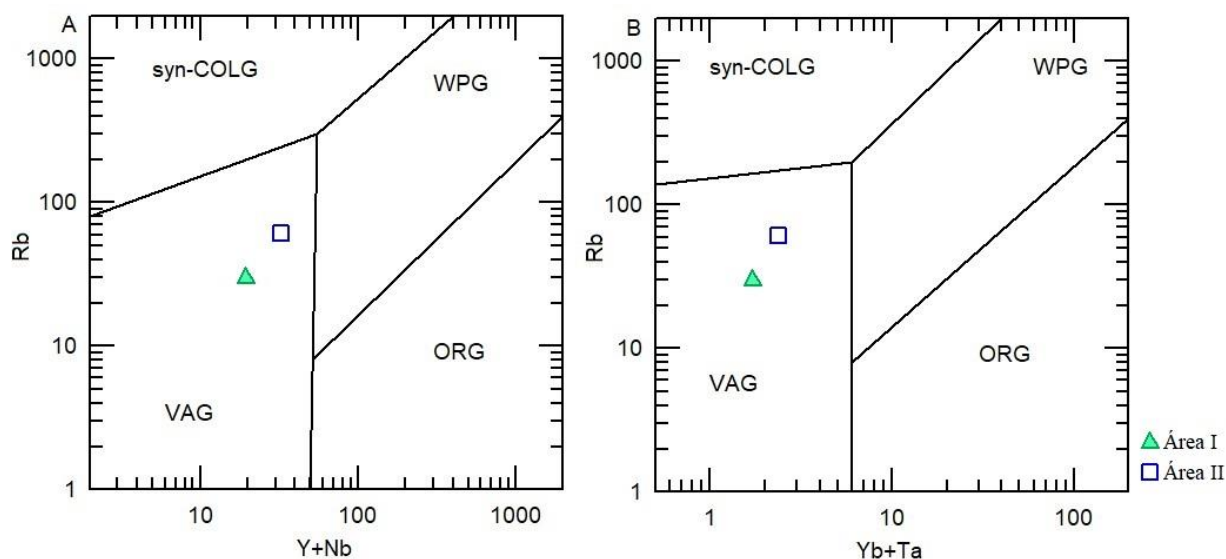


Figura 3.12. Diagrama de discriminação geotectônica segundo Pearce *et al.* (1984). A) Y+Nb *versus* Rb. B) Yb+Ta *versus* Rb. Syn-Colg - Granito sin-colisional (*collision granite*). Legenda: WPG - Granito intra-placa (*within plate granite*); ORG - Granito de cadeia oceânica (*ocean ridge granite*); VAG - Granito de arco magmático (*volcanic arc granite*).

De acordo com diagrama normalizado pelo condrito (Sun & McDonough, 1989), o embasamento da Área I possui leve fracionamento dos ETRP e enriquecimento em ETRL com anomalia de Eu levemente positiva (Figura 3.13A). O diagrama multielementar (Sun & McDonough, 1989) mostra que os *large-ion lithophile element* (LILEs) são enriquecidos em relação aos *high field strength elements* (HFS), e possuem leve anomalia positiva de Ba e Pb e anomalia negativa em Rb, Ta, Nb e P (Figura 3.13B).

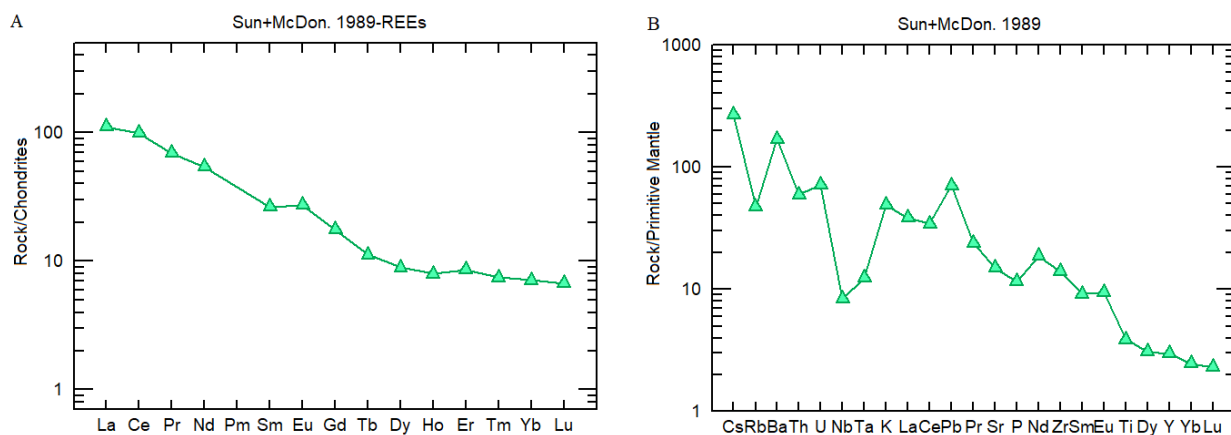


Figura 3.13. A) Padrão de distribuição dos elementos terras raras normalizados ao condrito de amostra do embasamento da Área I (Sun & McDonough, 1989). B) Diagrama multielementar de amostra da Área I (Sun & McDonough, 1989).

As rochas da Área II apresentam comportamento similar ao observado na Área I, apresentando fracionamento dos elementos terras raras com enriquecimento relativo das terras raras leves em detrimento dos pesados, entretanto com anomalia de Eu negativa (Figura 3.14A). Nos diagramas multielementar é identificada uma anomalia negativa de Sr e Ti e apresenta forte anomalia positiva de Pb (Figura 3.14B).

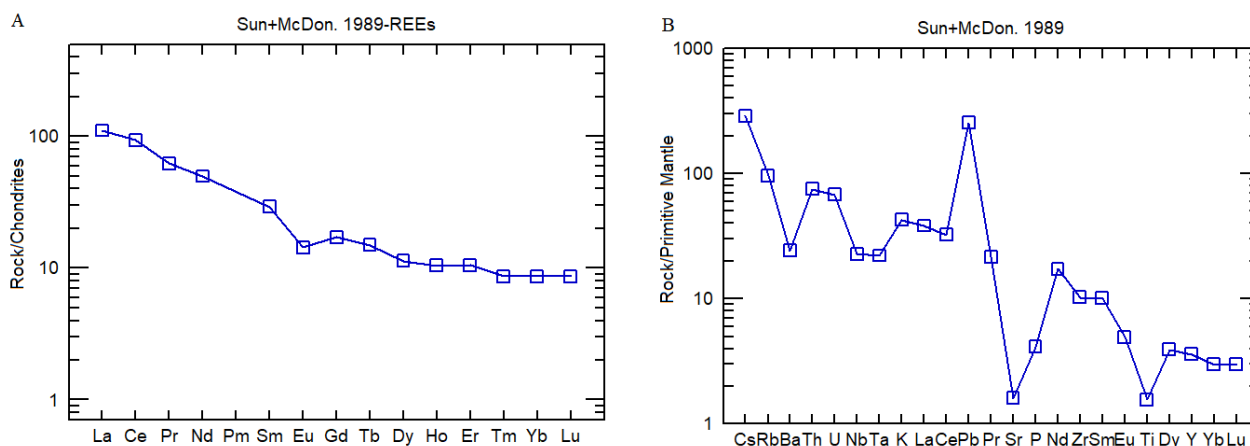


Figura 3.14. A) Padrão de distribuição dos elementos terras raras normalizados ao condrito da Área II (Sun & McDonough, 1989). B) Diagrama multielementar do embasamento Área II (Sun & McDonough, 1989).

3.4.3. Geocronologia

Imagens de microscópio eletrônico de varredura (MEV) mostram que os cristais de zircão são prismas bipiramidais 2:1-3:1, incolores a translúcidos, euhédricos, com comprimento entre 100 a 400 μm , com zonações pouco evidentes e alguns fraturados. Para a datação foi utilizado o método U-Pb utilizando LA-ICP-MS e os dados foram reduzidos com o *software* Chronus 1.4.3. Após tratamento e análise dos dados dessas rochas, as idades encontradas a partir da curva de discórdia foram de $2.147,3 \pm 4.5$ [± 8.0] para a Área I e $2.140,3 \pm 4.4$ [± 8.2] Ma para o embasamento da Área II (Figura 3.15).

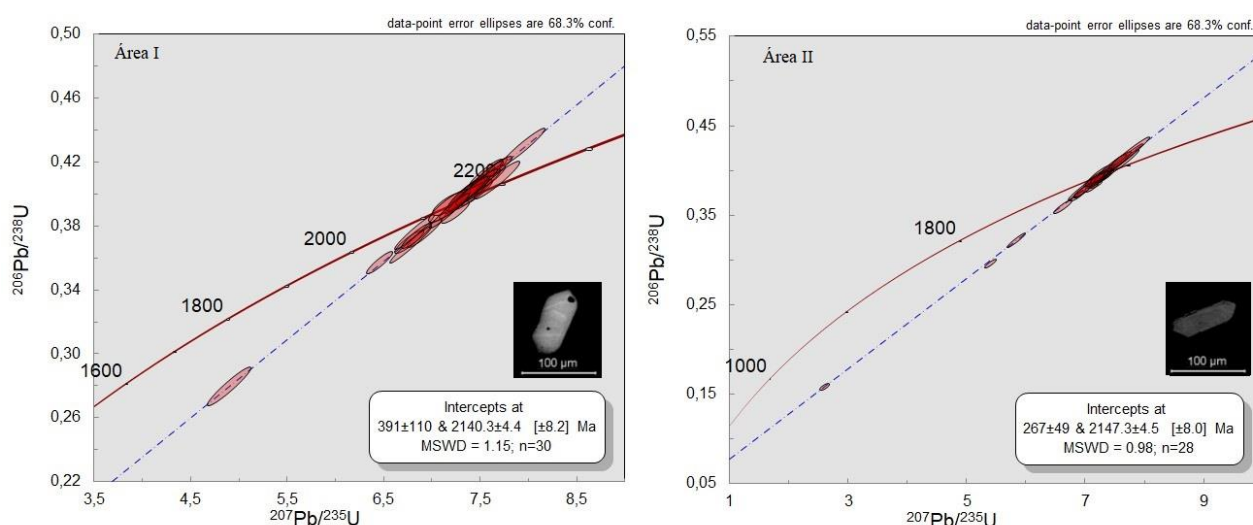


Figura 3.15. Idades de rochas do embasamento das Áreas I e II obtidas a partir da curva da discórdia.

Os dados obtidos estão relacionados na Tabela 3.2, tendo sido analisados 30 grãos em amostras obtidas da Área I e 28 grãos da Área II. As idades do intersepto inferior, são respectivamente para a Área I e II de 391[±110] Ma e 267 [±49] Ma, sendo interpretadas como derivadas de perda de chumbo e não apresentam significado geológico. As idades do intersepto superior são interpretadas como a de cristalização dos zircões.

3.5. Discussões

As rochas ígneas caracterizadas neste estudo, localizadas na porção central da Faixa Brasília foram inicialmente descritas por Rodrigues (2008), como uma intrusão ígnea denominada de Corpo Arrependido, com idade de cristalização U-Pb de 785±10 Ma. A mesma autora, a partir de análises Sm-Nd, também interpreta que essas rochas apresentam origem crustal devido ao T_{DM} de 2,24 Ga e ϵNd de -14,86 e que esse corpo seria intrusivo em rochas sedimentares de baixo grau metamórfico do Grupo Vazante.

Informações geológicas de campo, dados petrográficos, geoquímicos e geocronológicos permitiram novas interpretações para essas exposições de rochas ígneas em meio às rochas sedimentares da região. Em função da idade paleoproterozoica foi possível concluir que essas rochas na verdade são ocorrências do embasamento siálico, interpretadas como altos de embasamento, que foram preservados após diversos processos geológicos. Ambas as ocorrências estão dispostas próximas a frentes de empurrão que colocam o Grupo Canastra em contato com o Grupo Bambuí, entretanto a Área II do embasamento se apresenta mais estruturada que o observado na Área I, indicando que naquela região estão preservados registros da influência de uma tectônica pré-brasiliana. Em função da idade e da atitude das foliações e lineações impressas nessas rochas estima-se que estes metagranitos foram submetidas aos efeitos da Colagem Riacciana (Fuck *et al.*, 2001) com pico de deformação a cerca de 2,0 Ga (Figura 3.16). Outro aspecto que diferencia a interpretação anterior da atual, é que a janela de embasamento está em contato com sedimentos da base do Grupo Bambuí, e não com rochas do Grupo Vazante.

As rochas graníticas estudadas são classificadas como tonalito e granodiorito sendo enquadradas na classe dos granitos do tipo S. Devido a restrição das exposições de rochas deste embasamento, os dados são escassos para definir de maneira segura seu ambiente geotectônico, mas as evidências apontam para uma cristalização em ambiente colisional de arco magmático.

Os diagramas de elementos terras raras indicam a existência de anomalia positiva de Eu na Área I, indicando processos cumuláticos de plagioclásio durante a evolução magmática ou em sua fonte. Ao contrário, na Área II, se observa anomalia negativa de Eu, indicando que o processo de sequestro deste elemento pelo plagioclásio não foi expressivo durante sua história magmática. De qualquer modo as anomalias são pouco significativas e podem responder a processos pós-magmáticos.

Tabela 3.2 - Resultado da datação U-Pb (LA-ICP-MS) dos grãos de zircão do embasamento.

Área I

| | Isotopic ratios | | | | | | Ages ^s | | | | | | |
|----------|--------------------------------------|------|-------------------------------------|------|-------------------------------------|------|--------------------------------------|----|-------------------------------------|----|-------------------------------------|----|------|
| | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | s % | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | s % | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | s % | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | 2s | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | 2s | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | 2s | Rho |
| 040-ZR30 | 0,13284 | 0,52 | 7,377 | 1,76 | 0,4027 | 1,64 | 2136 | 18 | 2182 | 61 | 2158 | 31 | 0,93 |
| 039-ZR29 | 0,13342 | 0,44 | 6,918 | 1,65 | 0,3760 | 1,55 | 2144 | 15 | 2058 | 54 | 2101 | 29 | 0,94 |
| 038-ZR28 | 0,13473 | 0,50 | 7,458 | 1,49 | 0,4015 | 1,36 | 2161 | 17 | 2176 | 50 | 2168 | 27 | 0,91 |
| 037-ZR27 | 0,13247 | 0,41 | 7,558 | 1,48 | 0,4138 | 1,37 | 2131 | 14 | 2232 | 52 | 2180 | 26 | 0,93 |
| 036-ZR26 | 0,13438 | 0,47 | 7,420 | 1,73 | 0,4005 | 1,62 | 2156 | 16 | 2171 | 60 | 2163 | 31 | 0,94 |
| 035-ZR25 | 0,13310 | 0,38 | 7,605 | 1,48 | 0,4144 | 1,39 | 2139 | 13 | 2235 | 52 | 2185 | 26 | 0,93 |
| 034-ZR24 | 0,13232 | 0,55 | 6,761 | 1,48 | 0,3705 | 1,32 | 2129 | 19 | 2032 | 46 | 2081 | 26 | 0,89 |
| 033-ZR23 | 0,13480 | 0,55 | 7,240 | 1,36 | 0,3895 | 1,18 | 2161 | 19 | 2120 | 43 | 2141 | 24 | 0,87 |
| 030-ZR22 | 0,13400 | 0,64 | 7,578 | 1,58 | 0,4101 | 1,40 | 2151 | 22 | 2216 | 52 | 2182 | 28 | 0,88 |
| 029-ZR21 | 0,13399 | 0,56 | 7,557 | 1,37 | 0,4090 | 1,19 | 2151 | 20 | 2210 | 45 | 2180 | 24 | 0,87 |
| 028-ZR20 | 0,13341 | 0,54 | 7,427 | 1,53 | 0,4037 | 1,38 | 2143 | 19 | 2186 | 51 | 2164 | 27 | 0,90 |
| 027-ZR19 | 0,13274 | 0,43 | 7,342 | 1,60 | 0,4011 | 1,50 | 2135 | 15 | 2174 | 55 | 2154 | 28 | 0,93 |
| 026-ZR18 | 0,13336 | 0,50 | 7,312 | 1,63 | 0,3976 | 1,51 | 2143 | 17 | 2158 | 55 | 2150 | 29 | 0,92 |
| 025-ZR17 | 0,13336 | 0,45 | 7,279 | 1,88 | 0,3958 | 1,79 | 2143 | 16 | 2150 | 65 | 2146 | 33 | 0,95 |
| 024-ZR16 | 0,13123 | 0,35 | 6,817 | 1,98 | 0,3767 | 1,91 | 2114 | 12 | 2061 | 67 | 2088 | 35 | 0,97 |
| 020-ZR15 | 0,12678 | 0,86 | 4,894 | 3,02 | 0,2800 | 2,87 | 2054 | 30 | 1591 | 81 | 1801 | 50 | 0,95 |
| 019-ZR14 | 0,13597 | 0,54 | 7,674 | 2,02 | 0,4093 | 1,91 | 2176 | 19 | 2212 | 71 | 2194 | 36 | 0,95 |
| 018-ZR13 | 0,13300 | 0,51 | 7,345 | 1,80 | 0,4005 | 1,69 | 2138 | 18 | 2171 | 62 | 2154 | 32 | 0,94 |
| 017-ZR12 | 0,13389 | 0,37 | 7,942 | 1,90 | 0,4302 | 1,82 | 2150 | 13 | 2307 | 71 | 2224 | 34 | 0,96 |
| 016-ZR11 | 0,13299 | 0,38 | 7,573 | 1,42 | 0,4130 | 1,31 | 2138 | 13 | 2229 | 49 | 2182 | 25 | 0,93 |
| 015-ZR10 | 0,13085 | 0,44 | 6,458 | 1,41 | 0,3579 | 1,29 | 2109 | 15 | 1972 | 44 | 2040 | 25 | 0,91 |
| 014-ZR9 | 0,13360 | 0,42 | 7,694 | 1,17 | 0,4177 | 1,03 | 2146 | 14 | 2250 | 39 | 2196 | 21 | 0,88 |
| 013-ZR8 | 0,13406 | 0,46 | 7,426 | 1,15 | 0,4017 | 0,98 | 2152 | 16 | 2177 | 36 | 2164 | 20 | 0,86 |
| 010-ZR7 | 0,13196 | 0,89 | 7,175 | 1,57 | 0,3943 | 1,24 | 2124 | 31 | 2143 | 45 | 2133 | 28 | 0,79 |
| 009-ZR6 | 0,13243 | 0,91 | 7,178 | 1,98 | 0,3931 | 1,72 | 2130 | 32 | 2137 | 62 | 2134 | 35 | 0,87 |
| 008-ZR5 | 0,13252 | 0,47 | 6,838 | 1,48 | 0,3742 | 1,36 | 2132 | 16 | 2049 | 48 | 2091 | 26 | 0,92 |
| 007-ZR4 | 0,13361 | 0,42 | 7,462 | 1,94 | 0,4050 | 1,86 | 2146 | 14 | 2192 | 69 | 2168 | 34 | 0,96 |
| 006-ZR3 | 0,13358 | 0,36 | 7,372 | 1,87 | 0,4003 | 1,80 | 2146 | 13 | 2170 | 66 | 2158 | 33 | 0,96 |
| 005-ZR2 | 0,13349 | 0,34 | 7,179 | 1,90 | 0,3900 | 1,83 | 2144 | 12 | 2123 | 66 | 2134 | 34 | 0,96 |
| 004-ZR1 | 0,13328 | 0,33 | 6,777 | 2,12 | 0,3688 | 2,06 | 2142 | 11 | 2024 | 71 | 2083 | 37 | 0,97 |

Área II

| | | | | | | | | | | | | | |
|----------|---------|------|-------|------|--------|------|------|----|------|-----|------|----|------|
| 050-ZR30 | 0,13477 | 0,56 | 7,164 | 1,05 | 0,3855 | 0,80 | 2161 | 19 | 2102 | 29 | 2132 | 19 | 0,77 |
| 049-ZR29 | 0,13471 | 0,50 | 7,102 | 1,11 | 0,3823 | 0,92 | 2160 | 17 | 2087 | 33 | 2124 | 20 | 0,83 |
| 048-ZR28 | 0,13483 | 0,40 | 7,303 | 1,04 | 0,3928 | 0,89 | 2162 | 14 | 2136 | 32 | 2149 | 19 | 0,85 |
| 047-ZR27 | 0,13326 | 0,51 | 6,613 | 1,51 | 0,3599 | 1,37 | 2141 | 18 | 1982 | 47 | 2061 | 26 | 0,91 |
| 044-ZR26 | 0,13446 | 0,55 | 7,318 | 1,37 | 0,3947 | 1,20 | 2157 | 19 | 2145 | 44 | 2151 | 24 | 0,87 |
| 043-ZR25 | 0,13382 | 0,64 | 7,223 | 1,71 | 0,3914 | 1,55 | 2149 | 22 | 2129 | 56 | 2139 | 30 | 0,90 |
| 042-ZR24 | 0,13484 | 0,54 | 7,621 | 2,45 | 0,4099 | 2,36 | 2162 | 19 | 2214 | 88 | 2187 | 44 | 0,96 |
| 041-ZR23 | 0,13396 | 0,40 | 7,600 | 3,15 | 0,4114 | 3,10 | 2151 | 14 | 2222 | 116 | 2185 | 56 | 0,98 |
| 037-ZR21 | 0,13298 | 0,34 | 7,291 | 1,78 | 0,3977 | 1,71 | 2138 | 12 | 2158 | 63 | 2148 | 32 | 0,96 |
| 036-ZR20 | 0,13095 | 0,38 | 5,837 | 1,77 | 0,3233 | 1,69 | 2111 | 13 | 1806 | 53 | 1952 | 30 | 0,95 |
| 035-ZR19 | 0,13383 | 0,70 | 7,180 | 1,64 | 0,3891 | 1,44 | 2149 | 24 | 2119 | 52 | 2134 | 29 | 0,88 |
| 032-ZR18 | 0,13243 | 0,53 | 7,166 | 1,74 | 0,3924 | 1,61 | 2130 | 19 | 2134 | 58 | 2132 | 31 | 0,93 |
| 031-ZR17 | 0,13180 | 0,40 | 5,399 | 1,24 | 0,2971 | 1,11 | 2122 | 14 | 1677 | 33 | 1885 | 21 | 0,90 |
| 030-ZR16 | 0,13302 | 0,39 | 7,559 | 1,20 | 0,4121 | 1,08 | 2138 | 14 | 2225 | 40 | 2180 | 21 | 0,89 |
| 029-ZR15 | 0,13414 | 0,43 | 7,305 | 1,23 | 0,3949 | 1,09 | 2153 | 15 | 2146 | 40 | 2149 | 22 | 0,89 |
| 026-ZR14 | 0,13251 | 0,74 | 7,241 | 1,90 | 0,3963 | 1,71 | 2131 | 26 | 2152 | 63 | 2142 | 34 | 0,90 |
| 025-ZR13 | 0,13314 | 0,64 | 7,488 | 2,50 | 0,4079 | 2,39 | 2140 | 22 | 2205 | 89 | 2172 | 44 | 0,96 |
| 024-ZR12 | 0,13336 | 0,57 | 7,718 | 3,07 | 0,4197 | 3,00 | 2143 | 20 | 2259 | 114 | 2199 | 55 | 0,98 |
| 018-ZR11 | 0,13232 | 0,40 | 6,947 | 2,27 | 0,3807 | 2,20 | 2129 | 14 | 2080 | 78 | 2105 | 40 | 0,97 |
| 017-ZR10 | 0,13355 | 0,35 | 7,311 | 1,20 | 0,3970 | 1,09 | 2145 | 12 | 2155 | 40 | 2150 | 21 | 0,91 |
| 016-ZR9 | 0,13381 | 0,32 | 7,256 | 1,07 | 0,3933 | 0,95 | 2149 | 11 | 2138 | 35 | 2143 | 19 | 0,89 |
| 015-ZR8 | 0,13372 | 0,33 | 7,272 | 1,13 | 0,3944 | 1,01 | 2147 | 12 | 2143 | 37 | 2145 | 20 | 0,90 |
| 012-ZR7 | 0,13342 | 0,40 | 6,849 | 1,09 | 0,3723 | 0,94 | 2143 | 14 | 2040 | 33 | 2092 | 19 | 0,86 |
| 011-ZR6 | 0,13306 | 0,40 | 7,206 | 1,19 | 0,3927 | 1,05 | 2139 | 14 | 2136 | 38 | 2137 | 21 | 0,89 |
| 010-ZR5 | 0,11759 | 1,33 | 2,586 | 2,10 | 0,1595 | 1,58 | 1920 | 47 | 954 | 28 | 1297 | 31 | 0,75 |
| 009-ZR4 | 0,13341 | 0,49 | 6,958 | 1,51 | 0,3783 | 1,37 | 2143 | 17 | 2068 | 48 | 2106 | 27 | 0,91 |
| 006-ZR3 | 0,13337 | 0,54 | 6,961 | 1,46 | 0,3785 | 1,31 | 2143 | 19 | 2069 | 46 | 2106 | 26 | 0,89 |
| 004-ZR1 | 0,13304 | 0,76 | 7,158 | 1,45 | 0,3902 | 1,18 | 2139 | 26 | 2124 | 43 | 2131 | 26 | 0,81 |

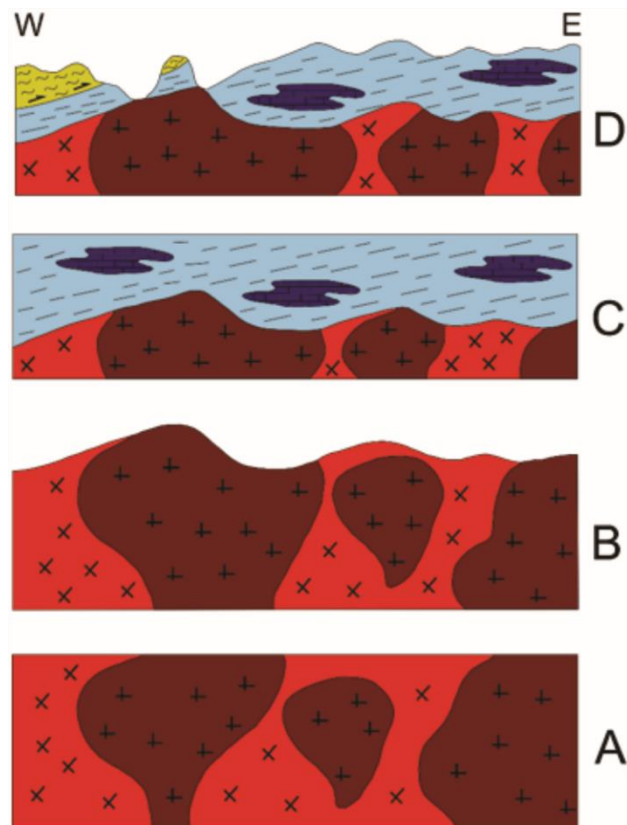


Figura 3.16. Ilustração esquemática da evolução geológica da região estudada. A) Estágio Paleoproterozoico de consolidação do embasamento siálico em ambiente de arco magmático, cerca de 2,14 Ga. B) Erosão e formação de relevo após exposição da crosta siálica consolidada. Processos desenvolvidos entre o paleoproterozoico e o neoproterozoico. C) Deposição do Grupo Bambuí sobre o embasamento cristalino - etapa desenvolvida nas fases finais da Orogenia Brasileira D) Estágio atual após exposição e denudação, com erosão e conformação do relevo atual em que pequenas janelas do embasamento soerguido são expostas.

As duas ocorrências de rochas apresentam fracionamento dos Elementos Terras Raras Pesados e enriquecimento dos Elementos Terras Raras Leves e apresentam também enriquecidas nos elementos LILE (*large ion lithophile elements*) em relação aos HFSE (*high field strength elements*).

O embasamento da Faixa Brasília é representado por três blocos, consolidados durante o evento Riáciano. i) ambiente de arco formando a Sequência Campinorte com idade de 2.2 (Della Giustina *et al.*, 2009); ii) ambiente de margem continental ativa, caracterizado pelos granitos calcialcalinos, com idade de 2.2 Ga, denominados como Suíte 1 e 2 (Cruz & Kuyumijian, 2003) e iii) ambiente de colisão continental, gerando a Suíte Aurumina de 2.17 (Botelho *et al.*, 2006). Desta forma, do ponto de vista de correlação regional, as rochas do embasamento da área estudada apresentam idades próximas à Suíte Aurumina, que constitui grande parte do embasamento da Faixa Brasília Norte.

As relações de contato tectônico entre os sedimentos das unidades que afloram na área mostram que a amalgamação dos blocos tectônicos, proporcionou o cavalgamento do Grupo Canastra sobre o Grupo Bambuí. A mudança de direção dos lineamentos regionais que passa de N20-30W para N60-70W e novamente para N20-30W (na altura da cidade Unaí, Figura 3.17) é atribuída ao alto paleogeográfico do embasamento paleoproterozoico situado na região em estudo. A presença deste bloco elevado resulta na formação de um corredor transpressivo que

coloca o Grupo Bambuí em contato tectônico com os filitos do Grupo Canastra. Esta deformação é materializada por pelitos e margas milonitizados, além de estruturas tipo *slickensides* em pelitos da base do Grupo Bambuí, indicando direção de transporte oblíquo (Lx médio 40/300). Por estar situada na porção externa da faixa Brasília a deformação é considerada do tipo pelicular (*thin skinned*), isto é, sem envolvimento do embasamento e desta forma a foliação protomilonítica observada nas rochas graníticas é atribuída a um evento tectônico anterior. Esta afirmação é corroborada pela atitude da foliação observada nas rochas graníticas que é 230/70, enquanto a foliação principal média das rochas supracrustais próximo ao seu contato é 300/45.

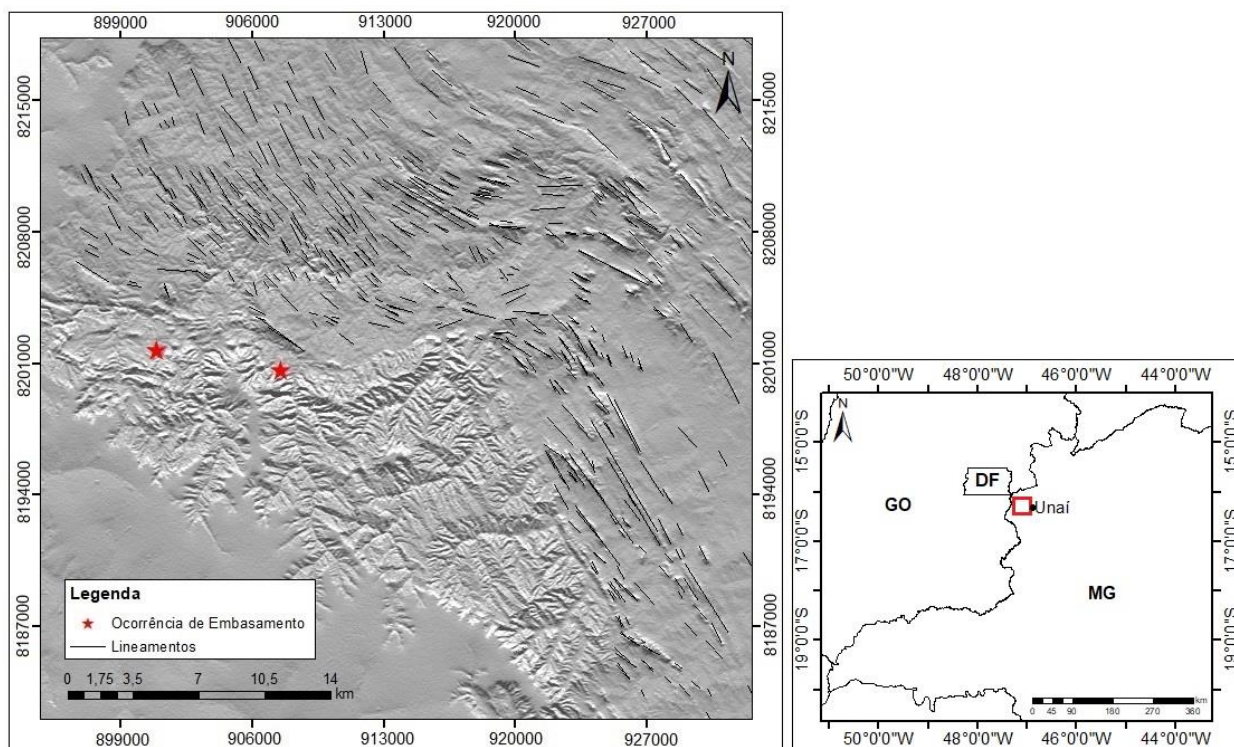


Figura 3.17. Mapa de lineamentos regionais.

Essas ocorrências podem ser interpretadas também como fonte para parte das rochas supracrustais presentes na região. De acordo com dados de proveniência sedimentar de Rodrigues (2008), obtidos a partir de análises de zircões detríticos, as fontes das rochas supracrustais observadas na região (metarritmitos com grauvasas líticas, litoarenitos e pelitos) se distribuem entre 1,5 e 2,3 Ga de anos, sendo que a maioria dos grãos se concentram na idade de 2080 Ma. Esta idade é muito próxima à considerada como de cristalização do embasamento (2.147,3±4.5 [±8,0] e 2.140,3±4.4 [±8,2] Ma) que ocorre na região.

Desta forma, as relações de campo como ausência de metamorfismo de contato nas rochas supracrustais adjacentes, o caráter protomilonítico das rochas e a relação estratigráfica com as rochas pelíticas do Grupo Bambuí, além de suas idades mostram que as rochas graníticas observadas podem ser interpretadas como paleoaltos do embasamento que estão expostas na região como janelas erosivas.

3.6. Conclusões

As ocorrências de rochas graníticas na porção noroeste do município de Unaí-MG são interpretadas como exposições do embasamento da Faixa Brasília. Na poligonal de estudo estão dispostas em dois afloramentos denominados de Área I e Área II, sotopostas a rochas sedimentares pelíticas da base do Grupo Bambuí, e próxima a frente de empurrão que coloca em contato tectônico as rochas metassedimentares deste grupo, com os do Grupo Canastra.

As exposições são compostas por rochas ígneas de composição tonalítica e granodioríticas, fortemente alteradas e recristalizadas, compostas predominantemente de plagioclásio, feldspato potássico e quartzo. Apresentam granulação média a grossa, são holocristalinas, faneríticas e inequigranulares e ainda apresentam evidências de protomilonitização.

Essas rochas são classificadas como granitos do Tipo S, geradas em ambiente de arco magmático e cristalizadas a 2,14 Ga. O comportamento dos ETRs evidencia um padrão de distribuição assimétrico, gerados por enriquecimentos dos ETRL em relação ao empobrecimento dos ETRP, a anomalia do Eu na Área I é positiva, e na Área II é negativa, o que sugere que neste último houve um processo de fracionamento magmático, através da remoção dos plagioclásios e enriquecimento do feldspato potássico, diferente do que ocorreu na Área I, onde a anomalia positiva sugere o acúmulo dos grãos de plagioclásio.

A partir dos dados de campo, petrográficos, geoquímicos e geocronológicos essas ocorrências de rochas ígneas em meio a rochas sedimentares, foram caracterizadas como paleoaltos de embasamento, que contribuíram com a inflexão da deformação servindo de anteparo na fase de inversão tectônica Brasileira, além de serem áreas-fontes para as rochas sedimentares mais jovens depositadas nas bacias da região.

Por fim, as relações de campo e idade de cristalização permitem descartar a hipótese anteriormente considerada de que estas rochas representam corpos intrusivos no Grupo Vazante.

Sugere-se que estudos gravimétricos com aquisição de superfície sejam desenvolvidos na região para se determinar o comportamento e a distribuição lateral dos altos de embasamento que ocorrem sob as rochas dos grupos Canastra e Bambuí, além da possível presença de blocos tectônicos rebaixados e elevados.

Referências

- Araújo-Filho, J.O. 2000. The Pireneus Syntaxis: an example of the intersection of two Brazilian fold-thrust belts in central Brazil and its implications for the tectonic evolution of western Gondwana. *Rev. Bras. Geocienc.* 30:144-148.
- Barbosa, O. 1955. Guia das Excursões. In: IX Congresso Brasileiro de Geologia. Araxá, Nota 3. Soc. Bras. Geol., São Paulo. p. 3-5.
- Barbosa, O.; Batista, M.B.; Dyer, R.L.; Braun, O.P.G.; Soriano, C.R.; Arruda, M.E.; Corra, J.C. 1969. Projeto Brasília - Goiás. Relatório Final. Prospec/DNPM
- Botelho, N.F., Alvarenga, C.J.S., Meneses, P.R., D'el-Rey Silva, L.J.H., 1999. Suite Aurumina:

- Uma suíte de granitos paleoproterozoicos, peraluminosos e sin-tectônicos na Faixa Brasília. Simpósio de Geologia do Centro Oeste, vol. 7. SBG, Anais, Brasília, p. 17.
- Botelho, N.F., Biliial, E., Moutte, J., Fonteilles, M. 1993. Precambrian a-type tin-bearing granites in the Goiás tin province, central Brazil: a review. *In: Academia Brasileira de Ciências, Workshop sobre Magnetismo Granítico e Mineralizações Associadas*, 1, 1993, Rio de Janeiro. *Resumos Expandidos*, 5-8.
- Botelho, N.F.; Fuck, R.A.; Dantas, E.L.; Laux, J.H.; Junges, S.L. 2006. The Paleoproterozoic peraluminous Aurumina granite suite, Goiás and Tocantins, Brazil: geological, whole rock geochemistry and U-Pb and Sm-Nd isotopic constraints. *In: Alkmin, F.F. & Noce, C.M. The Paleoproterozoic record of the São Francisco Craton, Ouro Preto, Brasil, Field Guide and Abstracts*, pp. 92
- Chappell, B.W. & White, A.J.R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8, 173-174.
- Cordeiro, P.F.O. 2014. Compartimentação geológica e geocronológica dos terrenos do embasamento norte da Faixa Brasília. 2014. 155 f., il. Tese (Doutorado em Geologia). Universidade de Brasília, Brasília.
- Costa, J.B.S. 1984. Aspectos litoestruturais e evolução crustal da região centro-norte de Goiás. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Tese de Doutorado, 210p.
- Cruz, E.L.C.C. & Kuyumjian, R.M. 1998. The geology and tectonic evolution of the Tocantins granite-greenstone terrane: Almas-Dianópolis region, Tocantins State, Central Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 28(2):173-182.
- Cruz, E.L.C.C. & Kuyumjian R.M. 1996. Chemical characterization of metabasalts and granitoids from the Almas-Dianópolis granite-greenstone terrane, central Brazil. *In: SBG, Symposium Archaean Terranes South American Platform*, 1, *Extended Abstracts*, p. 53-54.
- Cruz, E.L.C.C., Kuyumjian R.M., & Boaventura, G.R. 2003. Low-K calc-alkaline granitic series of southeastern Tocantins State: Chemical evidence for two sources for the granite-gneissic complexes in the Paleoproterozoic Almas-Dianópolis Terrane. *Rev. Bras. Geoc.* 33(2):125-136.
- Dardenne M.A. 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. *In: SBG, Congr. Bras. Geol.*, 30, Recife, Anais, v. 2, p. 507-610.
- Dardenne, M.A. 2000. The Brasília fold belt. *In: Cordani, U.G., Milani, E.J., ThomazFilho, A., Campos, D.A. (Eds.), Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress.* , p. 231-263.
- Della Giustina, M.E.S. 2007. Geologia e Geocronologia da Sequência Vulcano-sedimentar Campinorte e do Complexo Uruaçu, Província Tocantins. Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Dissertação de Mestrado nº 234.
- Della Giustina, M.E.S., Oliveira, C.G., Pimentel M.M., Melo, L.V., Fuck, R.A., Dantas, E.L., Buhn, B. 2009. U-Pb and Sm-Nd constraints on the nature of the Campinorte Sequence and related Paleoproterozoic juvenile orthogneisses, Tocantins Province, central Brazil. Geological Society, London, Special Publications, 323:255-269.
- Fernandes, P.E.C.A., Montes, M.L., Braz, E.R.C., Montes, A.S.L., Silva L.L., Oliveira F.L.L., Ghignone J.L., Siga Jr O, Castro H.E.F. 1982. Formação Ticunzal. *In: Projeto RadamBrasil, Folha SD-23, Brasília, MME*, p. 61-63.
- Filgueiras, B.C. 2015. Depósito Vulcanogênico Polimetálico (Zn, Pb, Cu ± (Ag-Bi)) Artulândia, Arco Magmático Paleoproterozoico Campinorte, Brasil Central. Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Dissertação de Mestrado em Geologia.
- Fuck, R.A., Dantas, E.L., Pimentel, M.M., Botelho, N.F., Armstrong, R., Laux, J.H., Junges, S.L., Soares, J.E., Praxedes, I.F. 2014. Paleoproterozoic crust-formation and reworking events in the Tocantins Province, Central Brazil: a contribution for Atlantica supercontinent reconstruction. *Precambrian Research*, v. 244, p. 53-74.
- Irvine, T.N. & Baragar, W.R. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8:523-548.
- Jost, H., Fuck, R.A., Dantas, E.L., Rancan, C.C., Rezende, D.B., Santos, E., Portela, J.F., Mattos, L., Chiarini, M.F.N., Oliveira, R.C., Silva, S.E. 2005. Geologia e geocronologia do

- Complexo Uvá, bloco arqueano de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 35, p. 559-572.
- Kuno, H., 1969. Pigeonite-bearing andesite and associated dacite from Asio, Japan. *Amer. J. Sci.*, 267-A, 257-268.
- Marini O.J., Liberal C.S., Reis L.T., Trindade C.A.H., Souza S.L. 1978. Nova unidade litoestratigráfica do Pré-Cambriano do estado de Goiás. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia. Recife, Bol. Esp. 1. p. 126-127
- Padilha, J.L. 1984. Prospecção de ouro na região nordeste de Goiás. Projeto Pindorama. DOCEGEO. In: SBG, Encontro Regional do Ouro de Goiás, 1, Goiânia. Anais, 78-95.
- Pearce, J. A., Harris, N. W. & Tindle, A. G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, 956-983.
- Pimentel, M.M., Ferreira Filho, C.F., Armele, A. 2006. Neoproterozoic age of the Niquelândia Complex, central Brazil: further ID-TIMS and Sm-Nd isotopic evidence. *Journal of South American Earth Science* 21:228-238.
- Piuzana, D. 2002. Contribuição à Evolução Crustal da Porção Central da Faixa Brasília: Estudos Isotópicos no Complexo Anápolis-Itaçu, Grupo Araxá, Sequência Vulcano Sedimentar de Silvânia e Granitoides Associados. Tese de Doutorado n 55. Instituto de Geociências. UnB. Brasília.
- Rodrigues, J.B. 2008. Proveniência de sedimentos dos grupos Canastra, Ibiá, Vazante e Bambuí: um estudo de zircões detríticos e idades modelo Sm-Nd. 141 f. Tese (Doutorado em Geologia). Universidade de Brasília, Brasília.
- Streckeisen, A.L. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.* 12, 1-33.
- Sun, S.S., McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in Ocean Basins*, vol. 42. Geological Society of London, pp. 313-345, Special Pub.
- Whalen, J.B., Curri, K.L., Chappell B.W. 1987. A-Type granites geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95:407-419.
- Wilson, M. 1989. *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*, Chapman & Hall, 466 p.

Capítulo 4

ESTRATIGRAFIA, PETROGRAFIA E CARACTERIZAÇÃO DO GRUPO QUILOMBO, NA REGIÃO DE UNAÍ - MG

4.1. Introdução

Na região a oeste da cidade de Unaí-MG afloram rochas associadas aos grupos Vazante, Canastra, Bambuí e Paranoá, além de restritas exposições de embasamento em meio as rochas metassedimentares (Dardenne, 1978a; Monteiro & Campos, 2006 e Moura & Campos, 2017). Essas unidades estratigráficas são separadas por empurrões responsáveis pela sobreposição do Grupo Canastra sobre as demais unidades.

As rochas metassedimentares que ocorrem próximos a cidade de Unaí, e que neste trabalho foram caracterizadas como uma sucessão de turbiditos segundo os critérios de Mutti (1992), foram interpretados por diversos autores (Rodrigues, 2013; Dardenne, 2000; Moura *et al*, 2016; Pinho *et al*, 2017) como pertencentes ao Grupo Vazante. Associadas a essas rochas sedimentares ocorrem rochas vulcânicas na forma de pequenas exposições ao longo de uma faixa estreita marcando uma linha de tempo na estratigrafia da área estudada. Devido a novos dados petrográficos, geoquímicos e principalmente geocronológicos, tanto das rochas sedimentares quanto das vulcânicas, foi possível propor uma nova interpretação para a origem e cronoestratigrafia deste conjunto de rochas. Assim, essa sequência foi caracterizada como pertencente a uma nova unidade litoestratigráfica de idade mesoproterozoica, denominado de Grupo Quilombo, que foi subdividido em Formação Ribeirão da Porteira e Formação Ribeirão do Franco.

Desta forma, a partir de dados de geologia de campo, petrografia, geocronologia e litogeoquímica, o objetivo principal desse trabalho é caracterizar e interpretar os depósitos sedimentares e as ocorrências de rochas vulcânicas que afloram na área de estudo, de modo a detalhar o contexto faciológico, sedimentológico, estratigráfico e tectônico do Grupo Quilombo e assim, contribuir com o melhor entendimento da Faixa Brasília em sua porção Central-Externa.

4.2. Geologia Regional

A área de estudo é localizada no noroeste mineiro, no município de Unaí, MG, próximo à divisa de Minas Gerais, Goiás e do Distrito Federal (Figura 4.1), e distante aproximadamente a 160 km de Brasília e a 590 km de Belo Horizonte. Geologicamente a área está inserida na porção central da zona externa da Faixa Brasília.

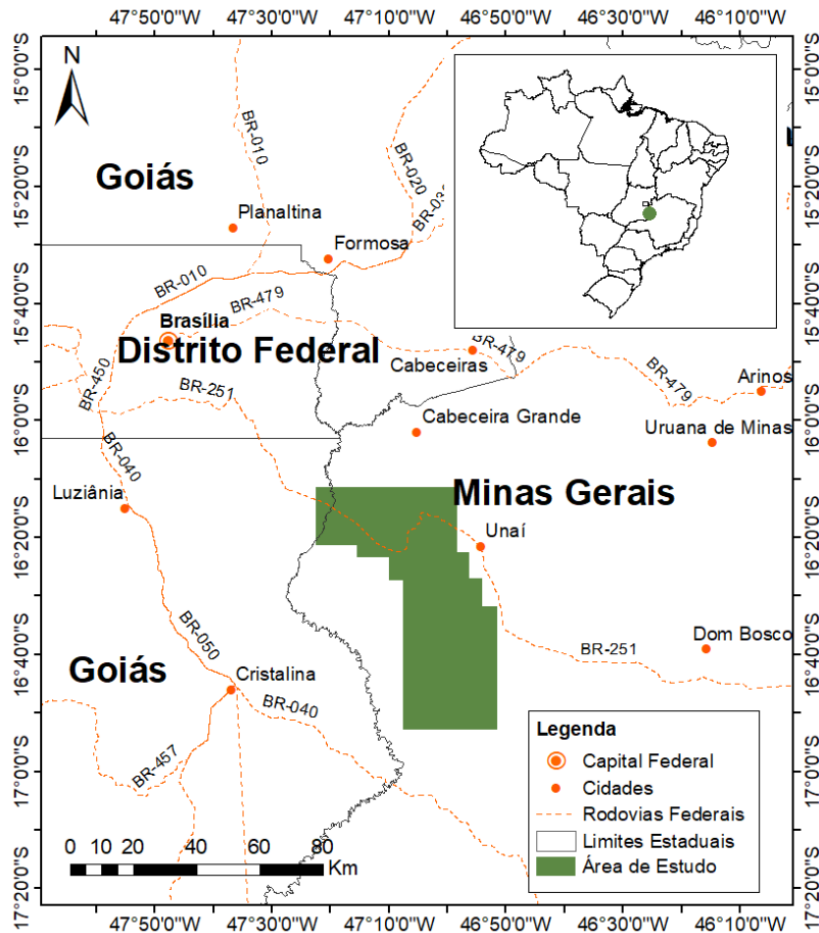


Figura 4.1. Mapa de localização da área de estudo.

A Faixa Brasília é um sistema orogênico edificado na borda oeste do Cráton São Francisco, que se estende por mais de 1000 km na direção N-S e apresenta vergência em direção a essa entidade cratônica (Almeida, 1981; Fonseca *et al.* 1995). Na região de estudo são registrados depósitos sedimentares de água marinha profunda que, até então, eram descritos como pertencentes ao Grupo Vazante. Na área também afloram rochas do Grupo Canastra e do Grupo Bambuí, além de restritas exposições do Grupo Paranoá (Figura 4.2).

As associações de rochas designadas como Grupo Vazante são compostas por rochas metassedimentares de baixo grau metamórfico que alcançam a condição de fácies xisto verde. Este conjunto litoestratigráfico aflora em uma faixa N-S de aproximadamente 250 km, em contato tectônico com os grupos Canastra, a oeste, e Bambuí, a leste, entre as cidades mineiras de Coromandel e Unai. Dardenne (2000) divide esse grupo em sete unidades, sendo descritas da base para o topo como formações: Retiro/ Santo Antônio do Bonito, Rocinha, Lagamar, Serra do Garrote, Serra do Poço Verde, Morro do Calcário e Formação Serra da Lapa.

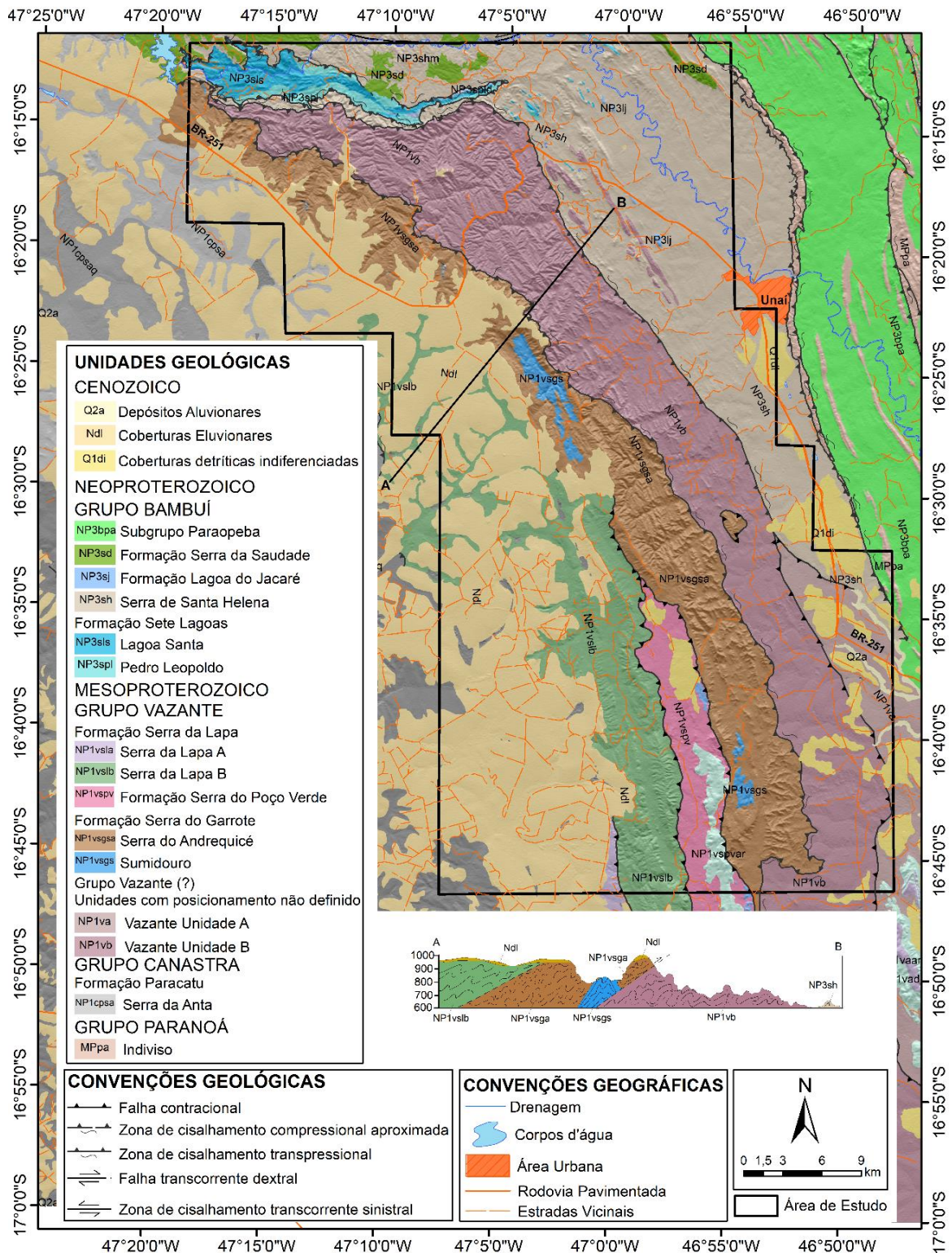


Figura 4.2 - Cartografia geológica da área em estudo, de acordo com Ribeiro (2015), Silva (2015), Signorelli (2015) e Baptista *et al.* (2015).

O Grupo Bambuí recobre diversas unidades da Faixa Brasília e do Cráton São Francisco, estende-se por uma ampla área nos estados de Minas Gerais, Goiás, Tocantins, Bahia e do Distrito Federal. Esse grupo é caracterizado por rochas sedimentares pelíticas e carbonatadas de idade neoproterozoica. Atualmente a divisão estratigráfica mais aceita é a proposta por Dardenne (1978a, 1979), que subdivide o grupo em seis formações (da base para o topo): Jequitaí, Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias.

O Grupo Canastra (Barbosa, 1955; Barbosa *et al.*, 1970) inclui uma associação de rochas metassedimentares psamo-pelito-carbonatadas metamorfisadas em fácies xisto verde, depositada em contexto de bacia de margem passiva em um megaciclo regressivo (Dardenne, 2000). Freitas Silva & Dardenne (1994) dividiram este grupo em três formações: Serra do Landim, Paracatu e Chapada dos Pilões.

As rochas do Grupo Paranoá ocorrem a leste e a sul da área em estudo e são representadas por metarritmitos, quartzitos e carbonatos atribuídos ao topo desta sucessão psamo-pelito-carbonatada.

Os tipos petrográficos predominantes em cada formação dos grupos citados anteriormente se encontram na Tabela 4.1.

Tabela 4.1 - Unidades que afloram na região do estudo e os principais tipos petrográficos de cada uma das formações, baseada em Dardenne (1978a, 2000).

| Grupo | Formação | Composição Litológica Predominante |
|-----------------|-----------------------|--|
| Bambuí | Três Marias | Arenitos e siltitos |
| | Serra da Saudade | Pelitos, siltitos e arenitos |
| | Lagoa do Jacaré | Margas e calcarenitos oolíticos e oncolíticos |
| | Serra de Santa Helena | Pelitos dos tipos folhelhos, ardósias e margas |
| | Sete Lagoas | Siltitos, calcarenitos, pelitos e dolomitos |
| | Jequitaiá | Diamictitos e conglomerados |
| Vazante | Serra da Lapa | Ardósia carbonáticas e dolomitos |
| | Morro do Calcário | Carbonatos estromatolíticos e dolarenitos |
| | Serra do Poço Verde | Dolomitos estromatolíticos, dolarenitos e ardósias |
| | Serra do Garrote | Ardósias |
| | Lagamar | Conglomerados, carbonatos e dolomitos |
| | Rocinha | Ritmitos e ardósias |
| | Retiro | Quartzitos, diamictitos, fosforitos e ardósias |
| Paranoá | - | Conglomerados, ritmitos, quartzitos, dolomitos e pelitos |
| Canastra | Chapada dos Pilões | Filitos e/ou xistos carbonáticas |
| | Paracatu | Filitos carbonosos |
| | Serra do Landim | Filitos e Quartzitos |

Na área são mapeados filitos e calcifilitos intercalados com quartzitos finos a médios, impuros e friáveis que gradam para camadas de quartzitos, atribuídos ao Grupo Canastra. Afloram também pelitos, margas e lentes de calcário da Formação Sete Lagoas e siltitos ricos em muscovita detrítica correlacionados à Formação Serra de Santa Helena. O Grupo Paranoá na área é representado por quartzitos grossos e dolomitos. Além dessas rochas sedimentares, afloram também granodioritos e tonalitos que representam exposições do embasamento cristalino da região.

4.3. Metodologia

Foi realizado o mapeamento geológico tradicional, com o objetivo de detalhar e descrever de acordo com os critérios proposto por Mutti (1992) as seções que representam as sequências

turbidíticas expostas na área de estudo. No levantamento de campo também foram coletadas amostras para análises geoquímicas de rocha total completa, fluorescência de Raios - X, geocronologia e confecção de seções delgadas para estudos petrográficos.

Foram selecionadas três amostras das rochas vulcânicas para caracterização geoquímica de rocha total completa no laboratório ALS. As amostras foram pulverizadas e sinterizadas a 1000°C, onde os elementos maiores foram detectados por Espectrometria de Emissão Atômica por Plasma Acoplado Indutivamente (ICP-AES), e os elementos menores e traços por Espectrometria de Massa por Plasma Acoplado Indutivamente (ICP-MS). Cinco amostras foram analisadas por Fluorescência de Raios-X no Laboratório Geocronologia da Universidade de Brasília, pelo equipamento da marca Rigaku, modelo ZSX Primus II, com o intuito de se determinar quali-quantitativamente a composição química das rochas analisadas. Para essa análise as amostras são moídas e cerca de 9 gramas do material pulverizado são agitados e prensados junto com cera aglutinante (Wax Powder 1,5g), e por fim levados ao espectrômetro para o procedimento de análise. Os dados geoquímicos foram analisados com auxílio do *software* IgPet0.6.

Cristais de zircão foram separados de uma amostra de dacito coletada *in situ*, em um delgado derrame afanítico intercalado com metarritmitos de águas profundas. Inicialmente a amostra foi moída e o material foi concentrado com auxílio de bateia. Em seguida os minerais pesados foram separados com auxílio de líquidos pesados e do separador Frantz. Posteriormente os grãos foram pinçados manualmente para a montagem do *mount* em disco de epóxi para polimento e análise em microscopia eletrônica de varredura e obtenção de imagens de catodo luminescência.

As análises dos isótopos U e Pb foram realizadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade Federal de Ouro Preto com auxílio de um multicoletor Thermo-Fininningan Neptune. As análises foram adquiridas com um spot de 20 µm, com uma frequência de 6 Hz com uma intensidade de 0,3 mJ. A leitura no padrão era repetida após 5 medidas em amostras. Informações mais detalhadas em relação as avaliações de erros e relativas ao tratamento das amostras podem ser obtidas em Santos *et al.* (2017) e Chemale *et al.* (2012).

4.4. Resultados

4.4.1. Caracterização das Fácies Turbidíticas - Fácies de Mutti

O conceito de fácies é utilizado no sentido de caracterizar um corpo rochoso sedimentar a partir de combinações particular de aspectos litológicos, físicos e biológicos, que permitem sua individualização das rochas adjacentes (Walker, 1992). As fácies baseadas nos aspectos litológicos são denominadas litofácies e sua descrição deve apresentar características internas (estruturas sedimentares, granulação) e seus limites (forma externa). Com esta subdivisão do registro estratigráfico em fácies é possível entender as relações entre essas fácies e os processos

envolvidos em sua formação, além de relacioná-las à diferentes porções de um sistema deposicional (Catuneanu, 2006).

As fácies podem ser definidas em diferentes escalas em função, principalmente, do objetivo do trabalho e do grau de detalhe esperado, além do tempo disponível em campo, do grau de preservação do registro geológico e da variedade de estruturas físicas e biológicas encontradas (Walker & James, 1992). Neste trabalho para o detalhamento das fácies turbidíticas foi utilizada a descrição de acordo com o proposto por Mutti (1992).

Mutti (1992) considera nove fácies (F1 a F9) para classificar uma sequência turbidítica. Essas fácies representam estágios de deposição durante um fluxo caracterizado pelos seguintes estágios evolutivos: interrupção de um movimento de massa coeso - *debris flow* (fácies F1); congelamento, por coesão, de um fluxo hiperconcentrado (fácies F2); perda progressiva da força de uma corrente de turbidez hiperconcentrada (fácies F3); perda de competência e transformações ocorridas na origem e na extremidade das correntes supercríticas (fácies F4, F5 e F6), onde os depósitos da fácies F4 apresentam-se como carpetes de tração, a fácies F5 são formados por um “congelamento” rápido da corrente de turbidez supercrítica e a fácies F6 é o resíduo basal originado pelo salto hidráulico, que transforma uma corrente de turbidez supercrítica em subcrítica; após o salto hidráulico as correntes de turbidez subcríticas originam os depósitos das fácies de granulação fina, F7 e F8 e por fim os depósitos da fácies F9 são depositados por processos de tração e suspensão, em correntes de turbidez subcríticas declinantes que comumente se intercalam às demais fácies ou recobrem as fácies mais distais.

Alguns estudos correlacionam as seções turbidíticas encontradas na área de estudo a Formação Serra da Lapa (Moura *et al.*, 2016), outros correlacionam à Formação Serra do Garrote (Rodrigues, 2008; Pimentel *et al.*, 2012), formações essas do Grupo Vazante e outros ainda consideraram como unidades pertencentes ao Grupo Paranoá (Laranjeira, 1992). Recentemente, Pinho *et al.* (2017) mapeia essas rochas como unidade A e B, também as relacionando com o Grupo Vazante, mas não determinam um posicionamento estratigráfico para essas rochas. Neste trabalho é proposto um novo grupo denominado Quilombo, com duas formações distintas: Formação Ribeirão da Porteira, de deposição mais proximal; e Formação Ribeirão do Franco, de deposição mais distal. Desta forma a sequência turbidítica descrita na área é enquadrada nesta nova proposta de grupo.

Essa sequência turbidítica é caracterizada por seções relativamente espessas e homogêneas de metarritmitos argilosos e arenosos, e pontuais exposições de metaconglomerados polimíticos. As melhores exposições dessas rochas se encontram em cortes de estrada nas margens da BR-251, onde essas sequências turbidíticas se apresentam com um padrão de dobramento do tipo *chevron* e em caixa (Figura 4.3).



Figura 4.3. Exposições das seqüências turbidíticas ao longo da BR-251, essas seqüências apresentam uma deformação do tipo *thin-skinned*, com dobras decamétricas a métricas em estilo chevron e em caixa.

A seqüência de metarritmitos argilosos é caracterizada por intercalações rítmicas homogêneas entre metasiltitos e metargilitos centimétricos. A seqüência de metarritmitos arenosos é constituída por intercalações entre estratos métricos a centimétricos de metarenitos predominantemente médios a finos, maciços e laminados; metarenitos líticos médios a finos, maciços e laminados; metarenito argiloso; metagrauvacas médias a finas, maciças; e raramente ocorrem metarenitos grossos, maciços (Figura 4.4). As seqüências de conglomerados não afloram nas margens da BR-251, essas ocorrem em afloramentos rasteiros em estradas vicinais, a sul da cidade de Unaí.

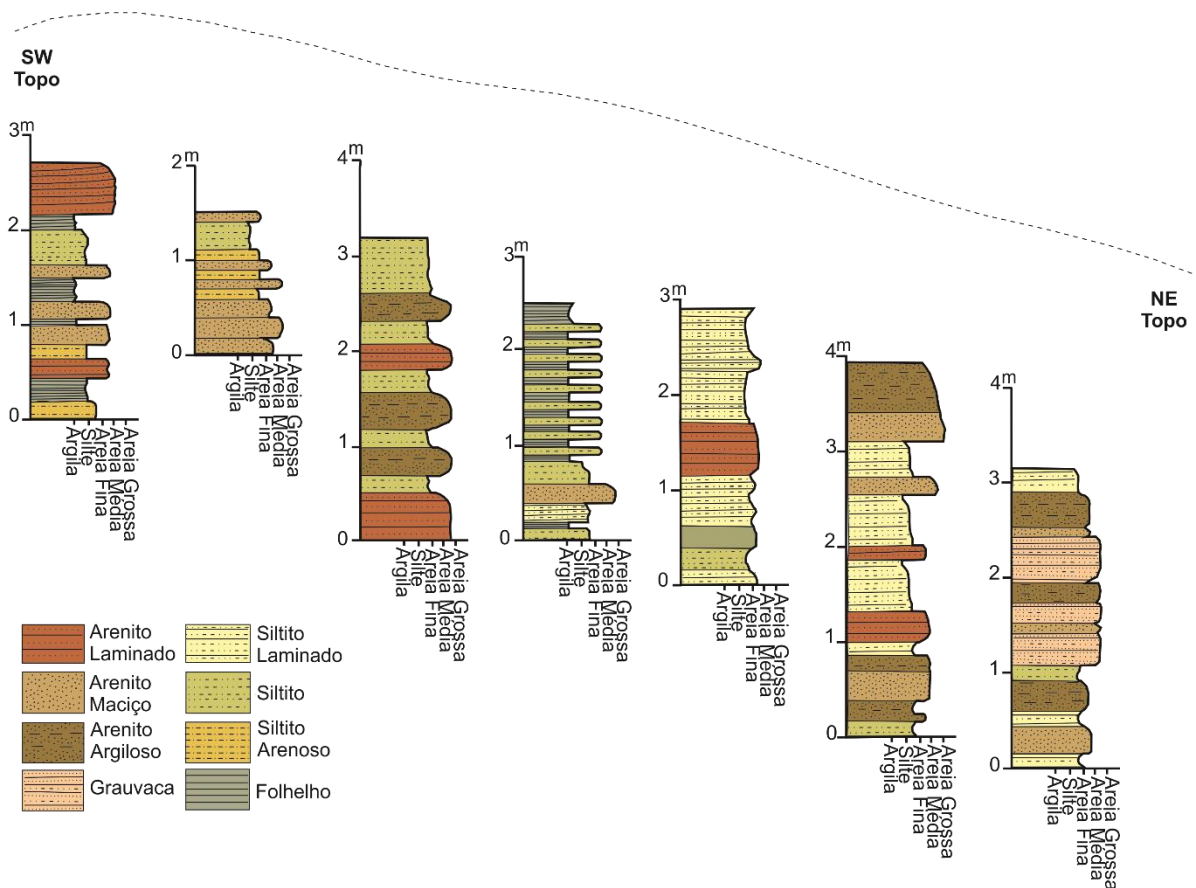


Figura 4.4. Série de seções litológicas levantadas ao longo da BR-251, onde ocorrem as melhores exposições da seqüência turbidítica.

Das nove fácies turbidíticas propostas por Mutti (1992), na área de estudo foram encontradas as fácies F3, F6, F7, F8 e F9, sendo algumas de ocorrência restrita.

Fácies F3

Essa fácies é caracterizada por conglomerados polimíticos finos (clastos de quartzito de veio, quartzitos finos, siltitos e argilitos), matriz-suportados e clasto-suportados, com arcabouço constituído predominantemente de grânulos e seixos com até 2,0 cm em meio a uma matriz argilosa, essas rochas apresentam baixa maturidade mineralógica e baixo grau de seleção. É observada a ausência de estruturas sedimentares, o que confere à rocha um aspecto caótico e maciço (Figura 4.5).

A espessura da fácies F3 varia entre 50 cm a 1 m, e ocorre em locais pontuais na área de estudo, constituem corpos de forma lenticular e tabular limitados na base por superfícies irregulares erosivas, indicando escavações mais profundas e pouca continuidade lateral quando comparadas às fácies mais finas.

A formação desta fácies é gerada por fluxos turbidíticos de alta densidade e representam uma parte dos processos desenvolvidos ao longo da evolução das correntes de turbidez registrando a perda de velocidade do fluxo e a deposição rápida das partículas (Fritz & Moore, 1988).



Figura 4.5. Conglomerados polimíticos finos associados a Fácies F2. Ampla predominância de clastos de rochas sedimentares finas (siltito, argilito).

Fácies F6

Caracterizada por arenitos quartzosos, essa fácies ocorre como pacotes maciços com espessura entre 15 a 80 cm, com laminação plano-paralela, localmente truncadas por *ripples* (Figura 4.6A). Os arenitos são compostos por grãos de quartzo que variam de areia fina a média, mal selecionados, com cimento silicoso, e apresentam alto grau de maturidade mineralógica com mais de 98% de grãos de quartzo e 2% de lamelas de muscovita e clorita (Figura 4.6B e C). Em meio a esses arenitos de granulometria mais grossa, são também encontrados pequenos pacotes de arenitos finos (Figura 4.6D).

A presença desta fácies pode indicar ocorrência de fluxos com grande capacidade de *bypass*, capaz de transportar grandes volumes de areia em sentido a maior declividade em regiões de transição entre canais e lobos (D'ávila & Paim, 2003; Mutti, 2003 e Mutti, *et al.* 2009).

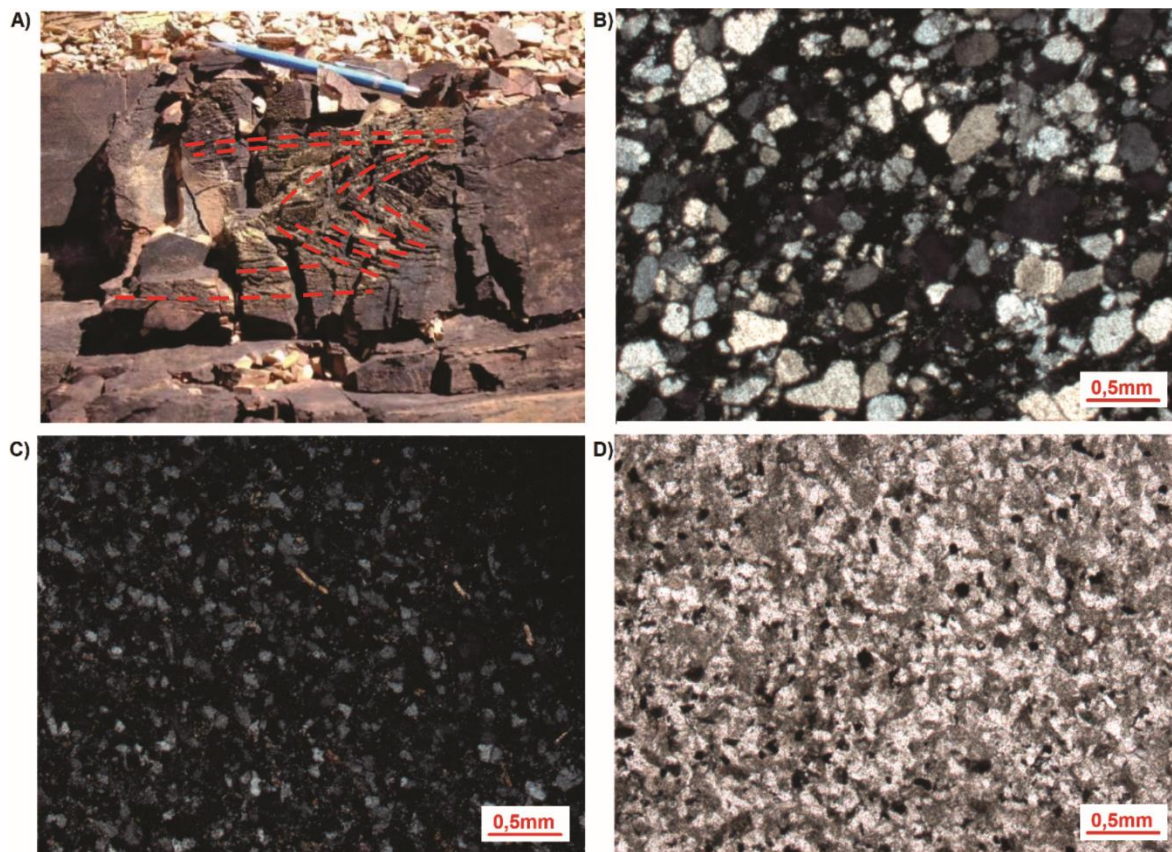


Figura 4.6. Estruturas sedimentares e fotografias microscópicas dos arenitos pertencentes a fácies F6 A) Estratificação cruzada acanalada de alto ângulo. B) Arenitos com grãos de quartzo de granulometria areia fina a média, em NX (nicois cruzados). C) Arenitos de granulometria médios com lamelas de muscovita em meio aos grãos de quartzo, em NX. D) Arenitos de granulometria areia fina, possível observar a ocorrência de óxidos em meio aos grãos de quartzo, em NP (nicois paralelos).

Fácies F7

Compreende arenitos de granulação fina a grossa, com baixa maturidade mineralógica, e que compõe estratos tabulares maciços configurando *sets* que variam de 10 a 40 cm de espessura, ocorrem com pouca frequência na área. Essa fácies é caracterizada por apresentar estratificação plano-paralela e laminações internas, ocorre também granodecrescência ascendente

intercalados a fácies F8.

Os arenitos desta fácies são classificados como litoarenitos e grauvacas líticas, com composição modal de 55% de quartzo, 35% de matriz silto-argilosa e 10% de fragmentos líticos. Ocorrem duas populações preferências de grão de quartzo: uma com grãos de granulometria areia média a grossa, moderadamente arredondados, fraturados, e com extinção ondulante e outra com grãos de granulometria areia fina, moderadamente angulosos, pouco ou não fraturados e extinção reta (Figura 4.7B e D).

A matriz é essencialmente argilosa de coloração amarronzada similar aos clastos líticos e, portanto, é interpretada como gerada pelo retrabalhamento de rochas pelíticas (Figura 4.7A).

Ocorrem diferentes fragmentos líticos, os mais recorrentes são originários de rochas sedimentares que apresentam grãos de granulometria areia fina a média, sub-angulosos, e com alguns grãos com foliação S-C bem desenvolvidas (Figura 4.7A). Ocorrem também fragmentos líticos maciços, arredondados, essencialmente silto-argilosos (que se assemelham a matriz da rocha). E há também fragmentos líticos de origem ígnea (Figura 4.7A).

Essas rochas formadas na fácies F7 são depositadas por carpetes de tração, e são desenvolvidos por fluxos que combinam a tração de cargas mais grossas na base do fluxo, concomitante com a decantação de areia média a fina, derivadas da suspensão turbulenta (Mutti, 1992).

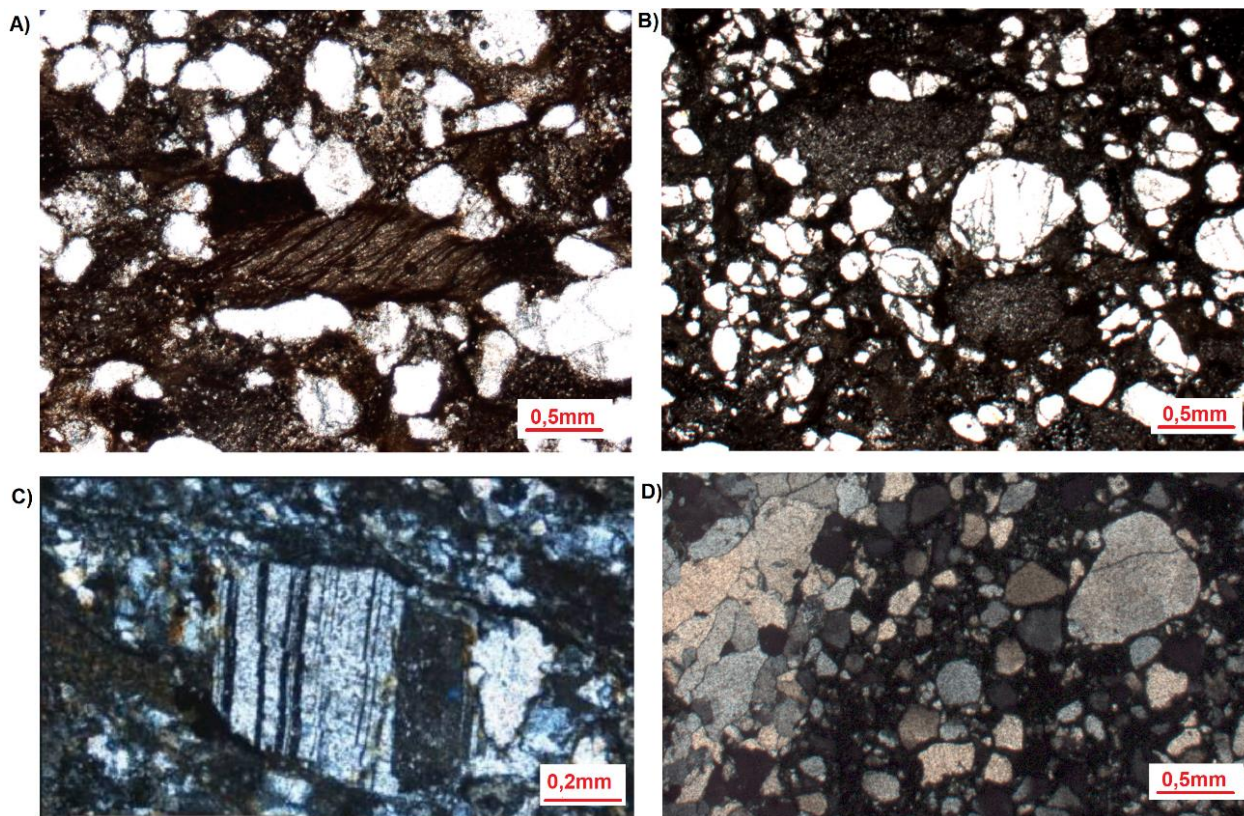


Figura 4.7. Fotografias microscópicas dos arenitos pertencentes a fácies F7. A) Arenito lítico, com fragmento lítico (centro da foto) originado de uma rocha com forte foliação de estiramento (foliação S-C). B) Grauvaça lítica formada por fragmentos de rocha sedimentar de granulometria muito fina (silte). C) Fragmento lítico originado de uma rocha ígnea, grão de plagioclásio, fraturado, microfahado e parcialmente alterado. D) Arenito, onde se pode observar duas populações distintas de grão de quartzo na rocha.

Fácies F8

A Fácies F8 é constituída de rochas predominantemente finas, como arenitos argilosos e siltitos arenosos. Essa fácies está disposta em camadas de 5 a 30 cm, com geometria tabular e com certa continuidade lateral. As camadas apresentam-se intercaladas aparentemente de forma regular, com siltitos e folhelhos da Fácies F9.

Os arenitos argilosos são maciços e laminados, os grãos de quartzo apresentam-se sub-arredondados a angulosos, mal selecionados, com granulometria areia fina, e raramente há contato entre os grãos, sendo que quando ocorrem são de forma pontual (Figura 4.8A e B). Os grãos de quartzo que ocorrem na rocha são de origem plutônica e metamórfica, estes últimos diferenciados devido a sua extinção ondulante. Ocorrem também lamelares levemente arredondadas de muscovita e clorita de dimensões areia fina (Figura 4.8C). Os fragmentos líticos são interpretados como provenientes de rochas sedimentares (Figura 4.8D).

A matriz apresenta domínios siltosos (microcristalino) e argiloso. Além disso, a rocha apresenta domínios micro-fraturados que controlam a percolação de fluidos meteóricos que favorecem a precipitação de óxidos e a intemperização da rocha.

A fácies F8 ocorre geralmente associada a regiões proximais de lobos, esses depósitos são desenvolvidos por fluxos que combinam a tração de carga grossa a média na base do fluxo e retrabalhamento de depósitos de fluxos granulares depositados corrente acima. Simultaneamente a esses processos, ocorre também a deposição de areia média a fina, e eventualmente grãos mais finos, devido a suspensão de detritos na zona de turbulência na porção superior do fluxo de turbidez (Mutti, 1992).

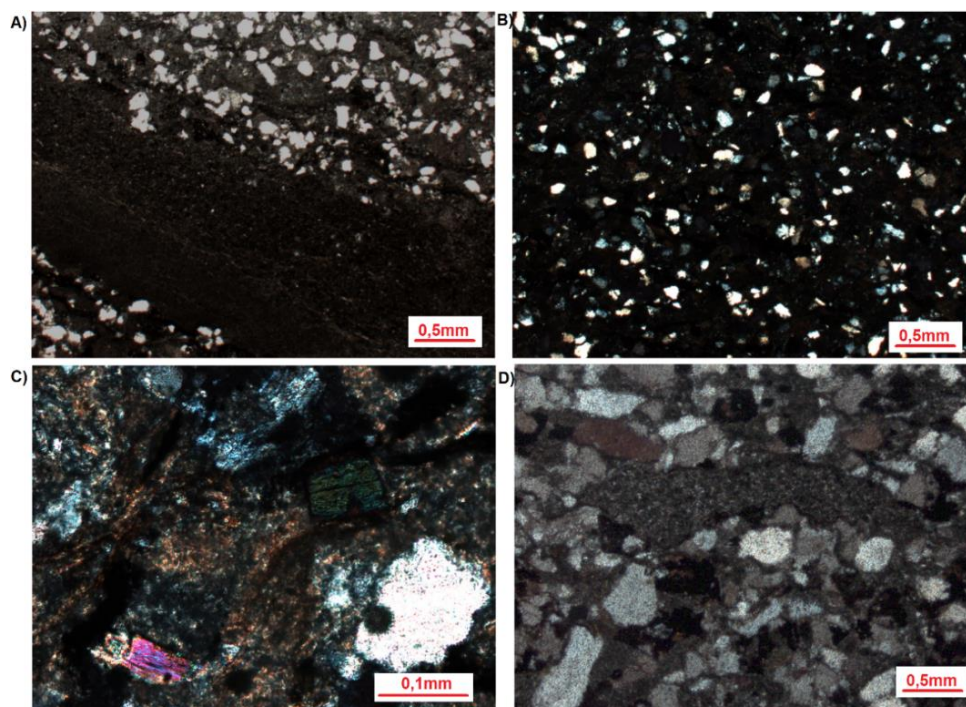


Figura 4.8. Fotografias microscópicas dos arenitos pertencentes a fácies F8. A) arenito médio a fino argiloso matriz-suportado por matriz areia fina a argila, onde é possível observar granodrecrescência, B) Arenito de granulometria areia fina. C) Micas levemente arredondadas. D) Arenitos líticos, com grãos de quartzo de granulometria areia média e fragmento lítico originado de rocha sedimentar de granulometria fina (silte, argila).

Fácies F9

A fácies F9 na área é caracterizada por argilitos siltosos, argilitos maciços, laminados e estratificados plano-parallelamente (Figura 4.9), além de folhelhos laminados e maciços. Ocorrem em pacotes pouco espessos, geralmente de 2 a 15cm.

Essa fácies é a mais distal do sistema de fluxo de turbidez, desenvolvida durante estágios finais, depletivos e desacelerantes da corrente de turbidez em pulsos gravitacionais e deposicionais. O principal processo que permite o desenvolvimento dessa fácies é promovido pela deposição e tração da areia fina, que adquire estruturas do tipo laminação oblíqua a laminação plano-parallelamente e a lama se deposita apenas por decantação devido a perda de energia. (D'ávila & Paim, 2003; Mutti, 2003).



Figura 4.9. Argilitos laminado da fácies F9, com cor de rocha fresca verde e cor de rocha alterada rosada / avermelhada.

4.4.2. Petrografia, Geoquímica e Geocronologia das Rochas Vulcânicas

As amostras selecionadas para o estudo petrográfico, geoquímico e geocronológicos abrangem afloramentos de rochas vulcânicas, que afloram em meio as fácies mais distais das sequências turbidíticas. As amostras encontradas e detalhadas são apresentadas na Figura 4.10.

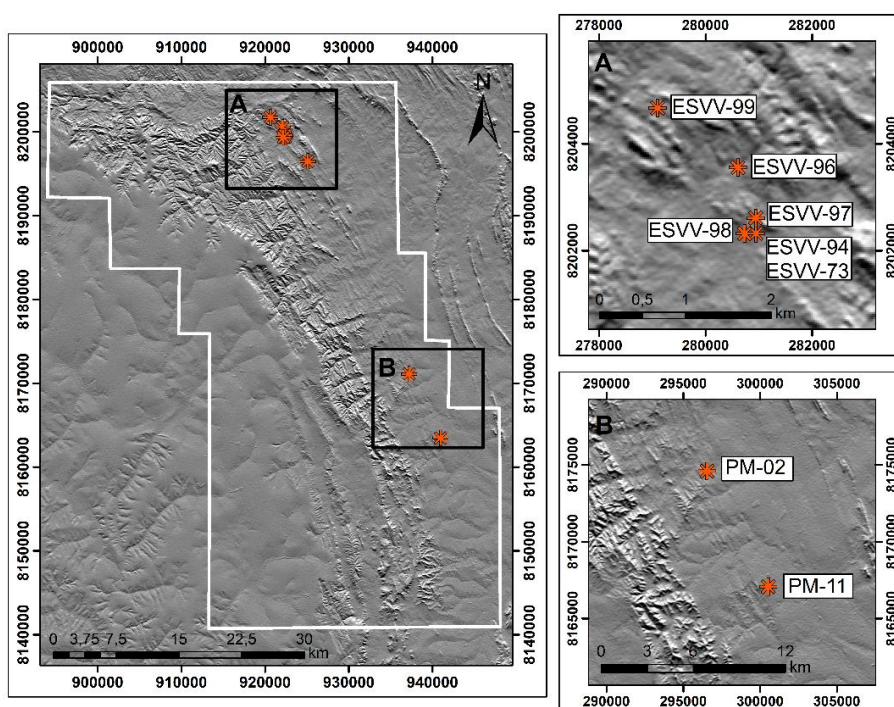


Figura 4.10 - Localização das ocorrências das rochas vulcânicas.

Petrografia

As rochas extrusivas encontradas em campo ocorrem em camadas submétricas a decimétricas intercaladas aos sedimentos clásticos turbidíticos, ora em camadas tabulares maciças (Figura 4.11B), ora como corpos oblados (Figura 4.11A).



Figura 4.11 - A) Rochas vulcânicas, aflorando como um corpo oblato intercaladas aos ritmitos da Formação Ribeirão do Franco e B) Rochas vulcânicas maciças e tabulares.

As rochas vulcânicas apresentam densidade, dureza e coesão maiores que as sedimentares adjacentes. A coloração é variada, em função do grau de preservação ao intemperismo, podendo apresentar desde tons claros até negros. Localmente ocorre sulfetação com cristais de pirita euhédricos visíveis macroscopicamente, em muitas das amostras é possível identificar alta silicificação.

Frequentemente essas rochas efusivas apresentam uma estrutura compacta e raras vezes são esferulíticas, em algumas das amostras é possível observar microamídalas ovaladas. Por apresentarem predominantemente material microcristalino, são classificadas como hipocristalina. Os minerais que constituem essas rochas são extremamente finos, tornando muito difícil a identificação mineralógica, mas de forma geral são classificadas como afanítica e localmente afanítica porfirítica, com microfenocristais.

A partir de estudo petrográfico, foi possível identificar em lâminas diversas texturas típicas de rochas vulcânicas formadas em ambiente sub-aquosos como: criptocristalina-microporfirítica, esferilítica e axiolíticas.

A textura microporfirítica é caracterizada por apresentar cristais muito pequenos, onde sua composição é dificilmente reconhecida até mesmo com ajuda de microscópio de luz transmitida, esses microfenocristais ocorrem em meio a uma matriz afanítica (criptocristalina).

Nas seções delgadas das amostras ESVV-94A e ESVV-94 (Figura 4.12) é possível descrever essas texturas, onde se observa em nicois cruzados uma matriz extremamente fina (porções pretas) composta de microcristais e vidro. Os microfenocristais em sua maioria são quartzo anedrais, e localmente também é possível observar finas lamelas de micas brancas (resultados de processos de alteração).

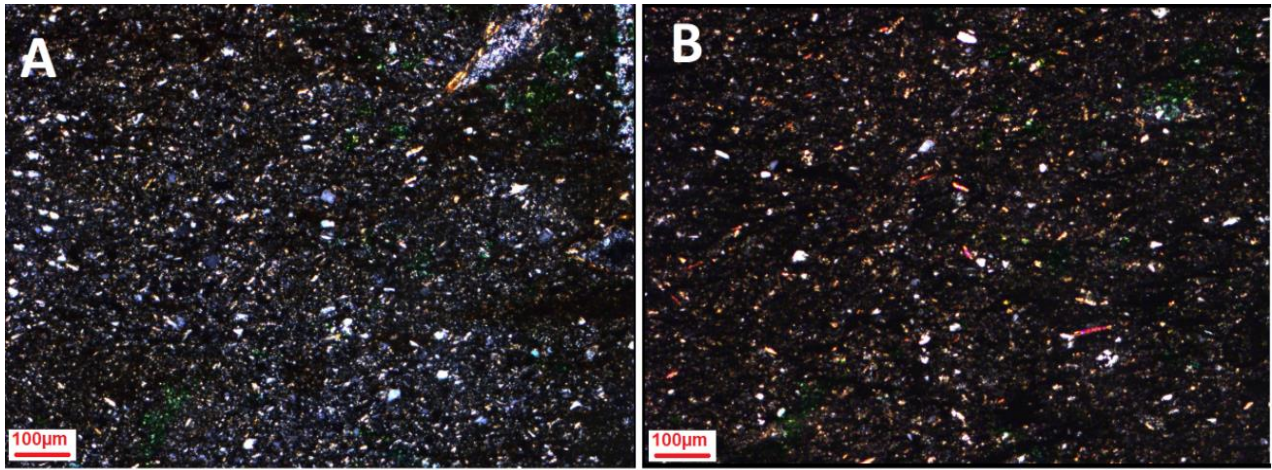


Figura 4.12 - Textura criptocristalina, com microfenocristais de quartzo euhedrais e finas lamelas de mica. A) Lâmina delgada da amostra ESVV-94 B) Lâmina delgada da amostra ESVV 94.

A textura esferulítica é gerada pelo processo pós-deposicional de desvitrificação. Essa textura é representada por um conjunto de cristais radiais, onde a cristalização ocorre com resfriamento muito rápido. O crescimento se dá a partir de núcleos pré-existentes submicroscópicos e as composições são principalmente cristais de cristobalita e feldspato alcalino. Essa textura é muito comum em riolitos desvitrificados conhecidos como *pitchstone*, onde os cristais de feldspatos se encontram como aglomerados radiais ou com bordas botrioidais. A morfologia desses esferulitos varia de acordo com a temperatura de formação.

Essas texturas são muito comuns nas rochas vulcânicas da área, na seção da amostra ESVV 73 é possível observar o crescimento radial de cristobalita/axiolítica (Figura 4.13A, 4.13B e 4.13C). Na lâmina ESVV 94-A existe uma grande quantidade de esferulitos recristalizados (Figuras 4.13D, 4.13E e 4.13F) e na lâmina ESVV-97 os aglomerados de feldspatos se encontram com a borda botrioidal (Figura 4.13G e 4.13H).

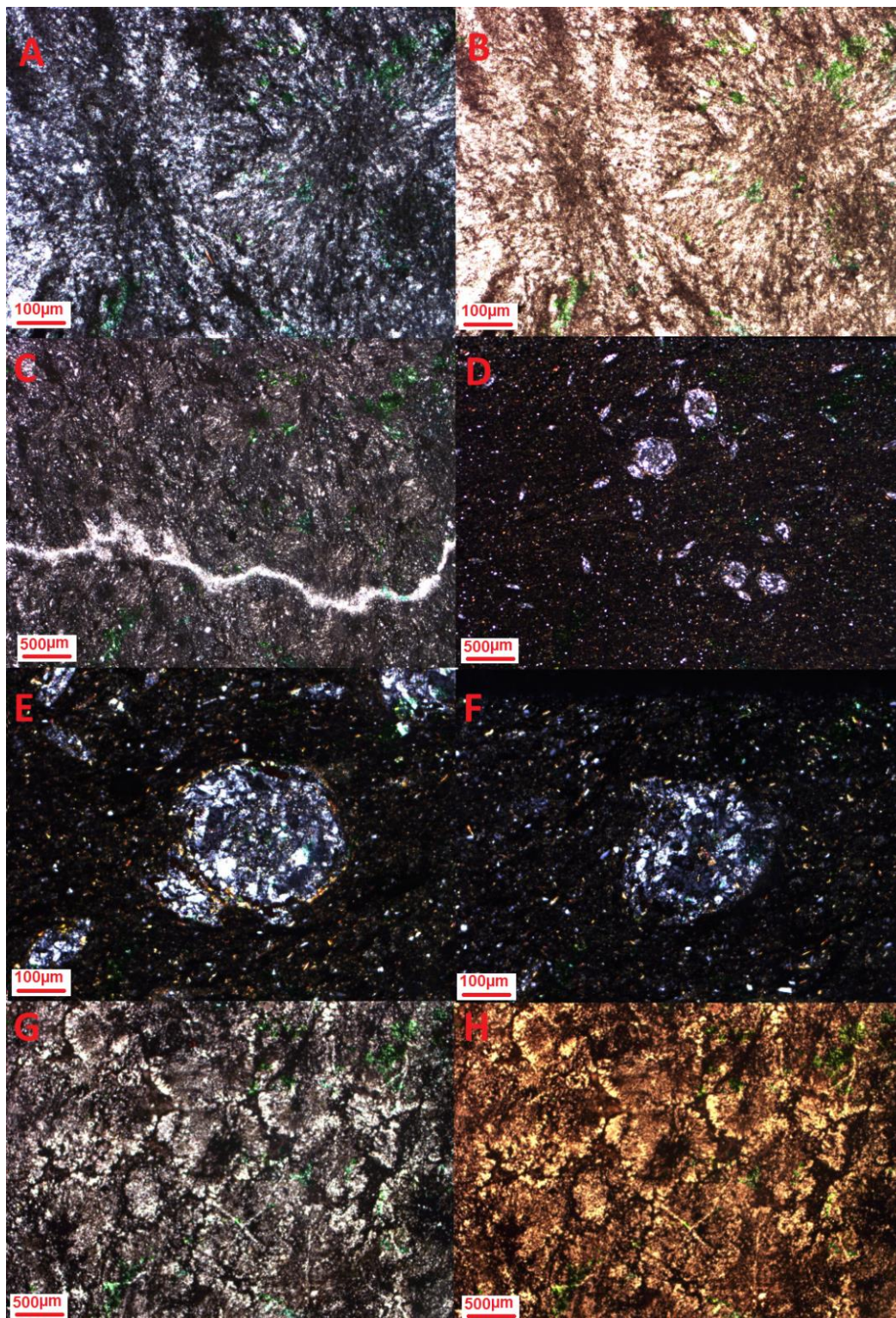


Figura 4.13 - A) B) e C) Seção da lâmina ESVV-73 mostrando o crescimento radial de cristobalita D), E) e F) Seção da lâmina ESVV-94A mostrando a recristalização de esferulitos G) e H) Seção da lâmina ESVV 97, mostrando as bordas botrioidais de cristais de feldspatos.

Além das texturas já descritas anteriormente, uma feição muito comum nas lâminas das amostras ESVV-94 e ESVV-94A, são “olhos” com tamanhos variados, que foram interpretadas como microamídalas, onde os menores são completamente preenchidos por microcristais de quartzo e nos maiores, esses microcristais ficam restritos nas bordas. Em todos esses “olhos” existe uma camada formada por minerais com alta cor de interferência, entretanto pelo seu pequeno tamanho torna-se difícil de ser identificado (Figura 4.14).

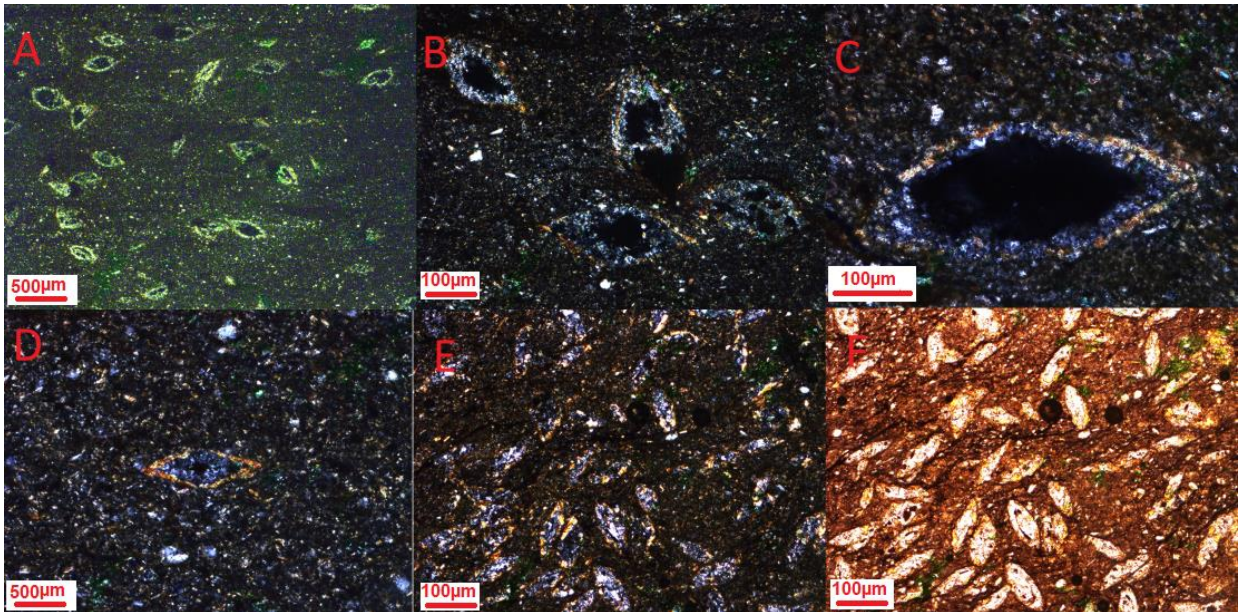


Figura 4.14 - Feições em forma de "olhos" A), B), C) e D) Lâmina ESVV 94. E) e F) Lâmina ESVV 94A.

Classificação Química

Para se classificar as rochas vulcânicas aflorantes na área de estudo utilizou-se o TAS (Total Álcalis *versus* Sílica), proposto por Le Bas (1983). Para essa classificação foi utilizado tanto os dados adquiridos por fluorescência de Raios X (Tabela 4.2), quanto os de rocha total completa (Tabela 4.3). A maioria das amostras foram classificadas como dacitos, mas uma das amostras é classificada como andesito e outra como riolito, entretanto essas duas amostras caem próximo ao limite do campo do dacito (Figura 4.15). Esta classificação das rochas com composição intermediária/ácida é coerente com o observado em campo, que mesmo sendo representadas por fácies afaníticas é possível observar microfenocristais de quartzo e feldspato potássico. Outra feição é a cor de alteração com tonalidades beges, distintas das cores avermelhadas comuns em rochas de filiação básica (basáltica).

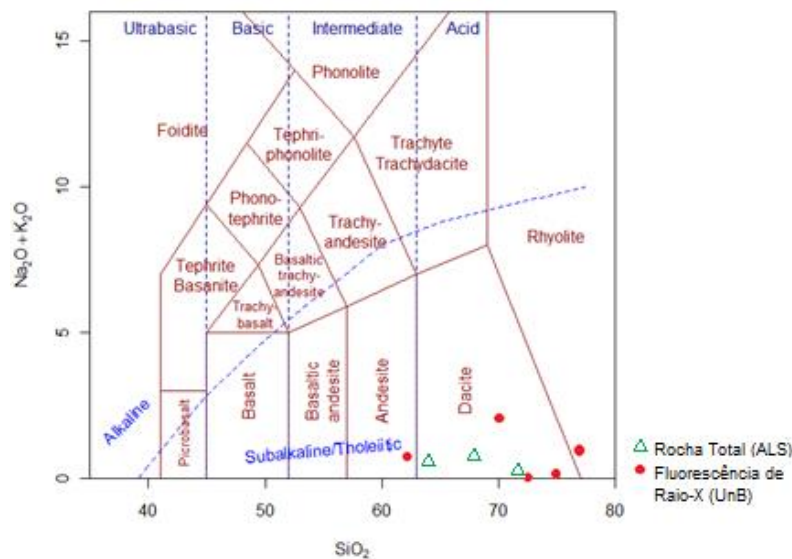


Figura 4.15 - Diagrama de classificação TAS (segundo Le Bas, 1986).

Tabela 4.2 - Elementos maiores obtidos por análise de Fluorescência de Raios X.

| | ESW 73 | ESW 94 | ESW-94A | ESW 96 | ESW 97 |
|------------------------------------|---------------|---------------|----------------|---------------|---------------|
| SiO₂ | 71,804% | 69,881% | 62,111% | 73,643% | 76,825% |
| Fe₂O₃ | 17,328% | 13,864% | 23,612% | 15,153% | 12,196% |
| Al₂O₃ | 6,253% | 11,174% | 9,526% | 6,335% | 7,411% |
| MgO | 2,279% | 1,639% | 2,432% | 2,132% | 0,924% |
| SO₃ | 0,633% | 0,004% | 0,018% | 0,643% | 0,014% |
| TiO₂ | 0,459% | 0,808% | 0,782% | 0,448% | 0,438% |
| CaO | 0,437% | 0,118% | 0,205% | 0,382% | 0,179% |
| MnO | 0,378% | 0,052% | 0,081% | 0,182% | 0,938% |
| Zn | 0,2460% | 0,0090% | 0,0110% | 0,8140% | 0,0300% |
| P₂O₅ | 0,075% | 0,290% | 0,399% | 0,067% | 0,095% |
| Na₂O | 0,028% | 0,013% | 0,009% | 0,081% | 0,013% |
| K₂O | 0,018% | 2,062% | 0,740% | 0,055% | 0,856% |
| Zr | 0,0120% | 0,0280% | 0,0260% | 0,0120% | 0,0130% |
| Co | 0,0100% | 0,0060% | 0,0050% | 0,0060% | 0,0080% |
| Ni | 0,0090% | 0,0120% | 0,0110% | 0,0080% | 0,0080% |
| Pb | 0,0090% | 0,0040% | 0,0030% | 0,0080% | 0,0320% |
| Cu | 0,0070% | 0,0040% | 0,0080% | 0,0150% | 0,0020% |
| Cr | 0,0070% | 0,0100% | 0,0100% | 0,0060% | 0,0050% |
| V | 0,0050% | 0,0050% | 0,0050% | 0,0040% | 0,0040% |
| Sr | 0,0020% | 0,0040% | 0,0040% | 0,0040% | 0,0030% |
| Nb | 0,0010% | 0,0010% | 0,0020% | 0,0010% | 0,0010% |
| Rb | 0,0000% | 0,0110% | 0,0040% | 0,0000% | 0,0040% |
| Total | 100,0000% | 99,9990% | 100,0040% | 99,9990% | 99,9990% |
| P.F. | 2,88% | 4,67% | 6,19% | 2,74% | 3,19% |

Tabela 4.3 - Geoquímica de rocha total completa incluindo elementos maiores e menores.

| | Elementos Maiores (%) | | | Elementos Traço (ppm) | | | | | | ETR (ppm) | | | | | |
|------------------------------------|------------------------------|--------------|--------------|------------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|------------------|--------------|--------------|-------|------|------|
| | FM-01 | FM-03 | FM-05 | FM-01 | FM-03 | FM-05 | FM-01 | FM-03 | FM-05 | FM-01 | FM-03 | FM-05 | | | |
| SiO₂ | 64,8 | 68,1 | 73 | C | 0,14 | 0,21 | 0,16 | Bi | 0,19 | 0,39 | 1,03 | Ce | 154 | 115 | 47,7 |
| Al₂O₃ | 9,78 | 9,33 | 5,67 | S | 0,02 | 0,02 | 3,58 | Hg | 0,019 | 0,076 | 0,092 | Dy | 6,89 | 4,9 | 5,71 |
| Fe₂O₃ | 13,95 | 13,65 | 14,1 | Ba | 239 | 277 | 15,8 | In | 0,037 | 0,036 | 0,106 | La | 47,2 | 34,3 | 19,6 |
| CaO | 0,11 | 0,06 | 0,33 | Cr | 70 | 50 | 40 | Re | 0,001 | 0,001 | 0,002 | Pr | 13,35 | 9,51 | 5,15 |
| MgO | 1,45 | 2,33 | 1,94 | Cs | 3,09 | 1,49 | 0,11 | Sb | 0,06 | 0,27 | 0,53 | Nd | 53,2 | 36,1 | 21 |
| Na₂O | 0,06 | 0,04 | 0,02 | Ga | 15,8 | 15,5 | 10,2 | Se | 0,7 | 0,3 | 32 | Sm | 9,93 | 7,1 | 5,63 |
| K₂O | 1,13 | 1,19 | 0,02 | Ge | <5 | <5 | <5 | Te | 0,03 | 0,12 | 0,19 | Eu | 1,83 | 1,2 | 0,9 |
| Cr₂O₃ | 0,01 | 0,01 | 0,01 | Hf | 4,1 | 4 | 1,8 | Tl | 0,14 | 0,03 | 0,07 | Gd | 8,86 | 5,86 | 7,43 |
| TiO₂ | 0,56 | 0,5 | 0,32 | Nb | 9,7 | 10 | 4,9 | Ag | <0,5 | <0,5 | <0,5 | Tb | 1,26 | 0,87 | 1,14 |
| MnO | 0,04 | 0,03 | 0,14 | Rb | 52,9 | 44,9 | 1,2 | Cd | <0,5 | <0,5 | 3,5 | Y | 33,4 | 23,4 | 31,1 |
| P₂O₅ | 0,3 | 0,26 | 0,05 | Sn | 5 | 3 | 2 | Co | 36 | 33 | 43 | Ho | 1,34 | 0,98 | 1,03 |
| SrO | <0,01 | <0,01 | <0,01 | Sr | 17,1 | 15,4 | 10,8 | Cu | 73 | 26 | 27 | Er | 3,84 | 3 | 2,7 |
| BaO | 0,03 | 0,03 | <0,01 | Ta | 0,7 | 0,7 | 0,4 | Li | 100 | 60 | 60 | Tm | 0,56 | 0,4 | 0,32 |
| LOI | 6,85 | 5,02 | 4,35 | Th | 10 | 10,75 | 4,67 | Mo | <1 | <1 | 1 | Yb | 3,85 | 3,02 | 2,11 |
| Total | 99,07 | 100,5 | 99,95 | U | 1,94 | 1,36 | 0,78 | Ni | 111 | 44 | 30 | Lu | 0,58 | 0,46 | 0,33 |
| | | | | V | 69 | 59 | 47 | Pb | 7 | 10 | 16 | | | | |
| | | | | W | 14 | 20 | 100 | Sc | 10 | 9 | 7 | | | | |
| | | | | Zr | 144 | 142 | 64 | Zn | 264 | 106 | 617 | | | | |
| | | | | As | 1,3 | 4,1 | 19,8 | | | | | | | | |

Devido aos diversos processos de alteração, desvitrificação e metamorfismo, ao analisar a Tabela 4.2 e Tabela 4.3 é possível verificar que os valores de FeO se encontra relativamente altos e o de Na₂O e K₂O baixos, por isso classificou-se também essas rochas utilizando os gráficos Nb/Y vs. ZrTi₂ (Figura 4.16A) e ZrTi₂ vs. SiO₂ (Figura 4.16B), ambos propostos por

Winchester & Floyd (1977). Para a confecção desses diagramas foram utilizados os dados de rocha total completa que confirmam a classificação encontrada no diagrama de TAS.

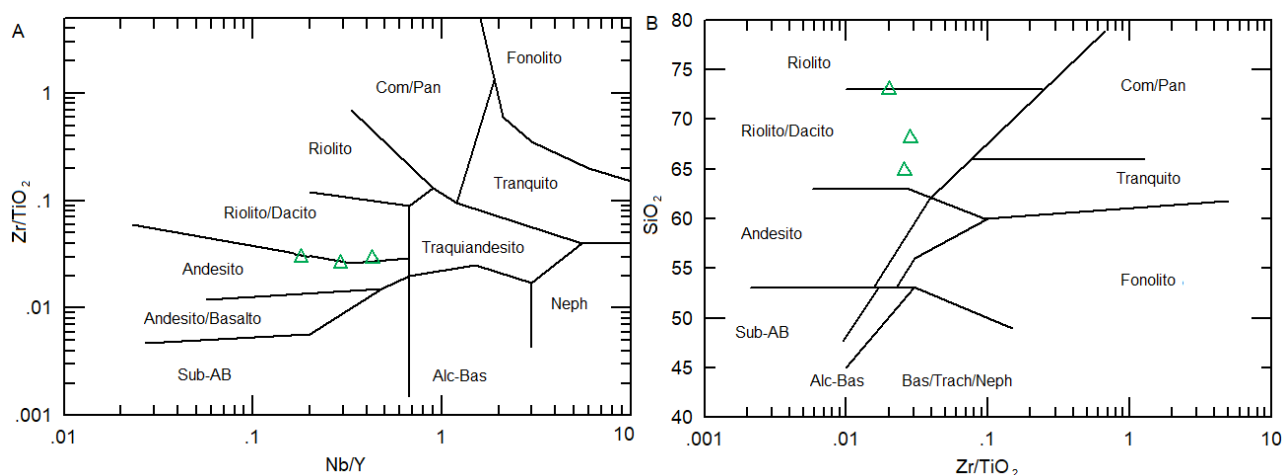


Figura 4.16 - A) Diagrama Nb/Y vs. ZrTi2. B) ZrTi2 versus SiO2 (Winchester & Floyd 1977).

No diagrama AFM, proposto por Irvine e Baragar (1971), as rochas apresentam uma tendência toleítica, evidenciando um enriquecimento em FeO nestas rochas (Figura 4.17).

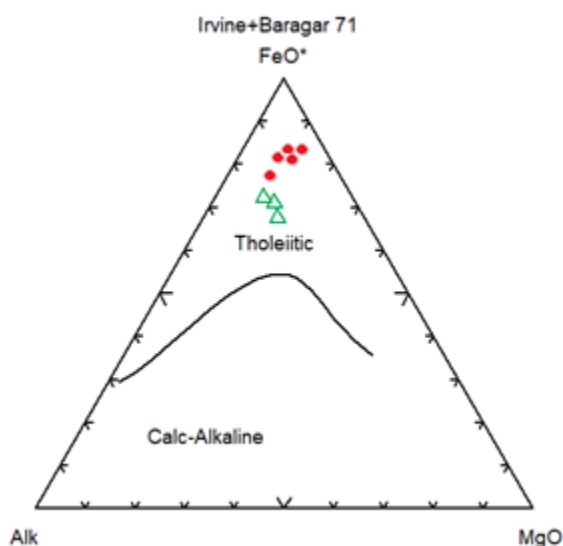


Figura 4.17. Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) com a subdivisão dos campos toleíticos e calcialcalinos.

No diagrama para elementos terras raras com valores normalizados pelo condrito (Sun & McDonough, 1989) são evidenciados padrões similares entre as três amostras analisadas, sendo que todas apresentam um leve fracionamento dos elementos terras raras pesados e enriquecimento nos elementos terras raras leves com anomalia de Eu negativa e sutil anomalia positiva de Ce (Figura 4.18A).

No diagrama multielementar (Figura 4.18B) são plotados os elementos incompatíveis normalizados para o manto primitivo (Sun & McDonough, 1989), neste diagrama as amostras FM-01 e FM-03 mostram padrões relativamente semelhantes, onde *large-ion lithophile element* (LILEs) são enriquecidos em relação aos *high field strength elements* (HFS), e apresentam picos positivos em Cs, Th, Pb, Nd e Sm, e picos negativos em Ba, Nb, Ta, Sr, Zr e Ti. Na amostra

FM-05 o Cs, Rb e Ba encontram-se com valores muito baixos quando comparados as outras amostras analisadas, as anomalias negativas são encontradas no Nb, K, Sr, Zr e Ti e as positivas no Th, Nd, Pb e Sm.

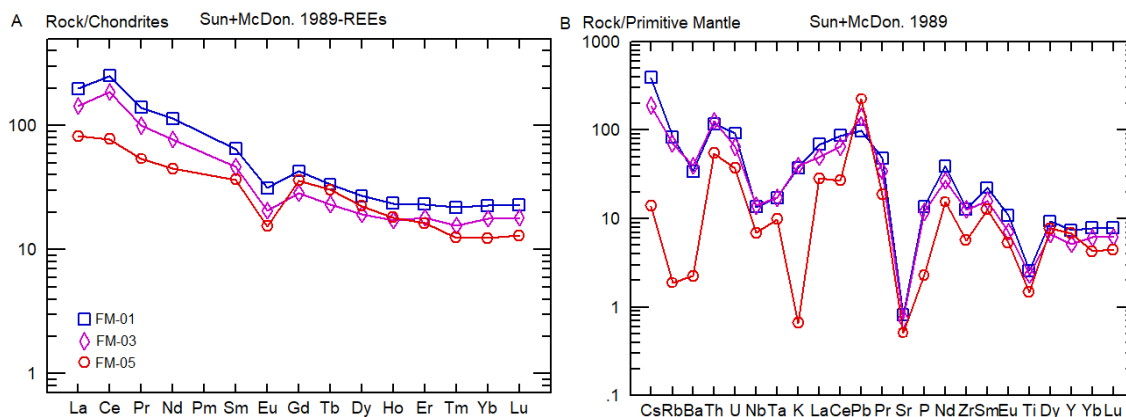


Figura 4.18. A) Padrão de distribuição dos elementos terras raras normalizados ao condrito (Sun & McDonough, 1989). B) Diagrama multielementar (Sun & McDonough, 1989).

Geocronologia

Oito grãos de zircão variando de 70 a 250 μm , com hábito euédrico prismático foram analisados. Quatro grãos geraram idades $\text{Pb}^{207}\text{-Pb}^{206}$ de 1480, 1665, 1704 e 1876 Ma, e foram interpretadas como idades herdadas, outros quatro grãos definiram uma idade de intercepto superior de $1394.5 \pm 8,8$ Ma (95% de confiança, $\text{MSWD}=0,54$) (Figura 4.19, Figura 4.20 e Tabela 4.4) que foi interpretada como a idade de cristalização magmática do dacito.

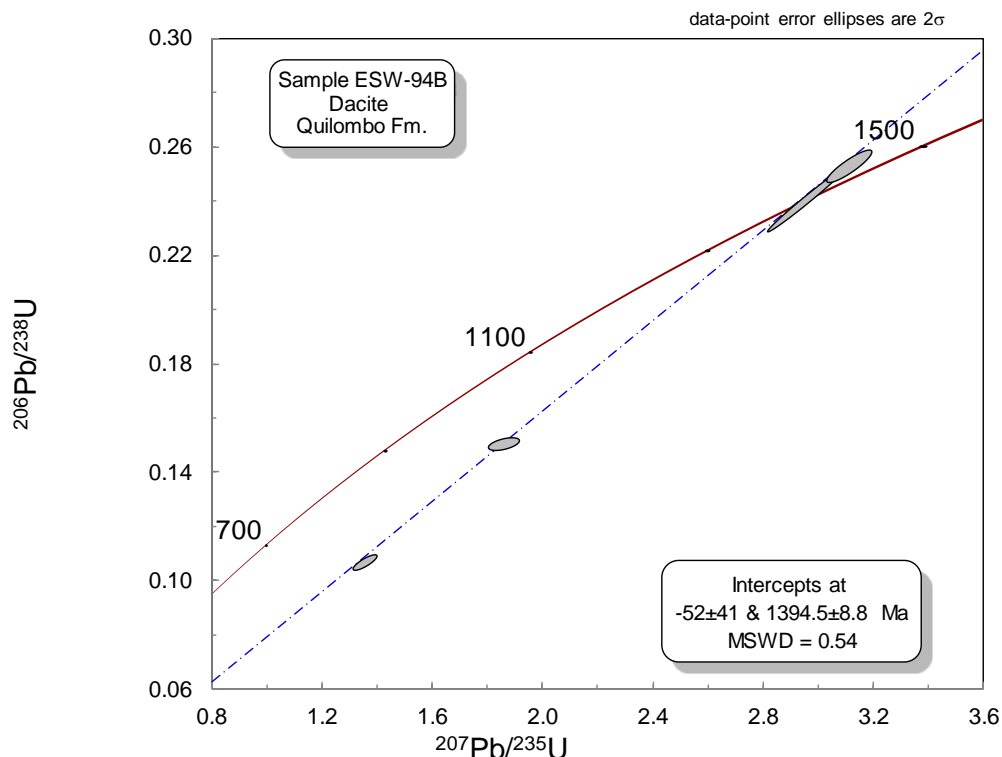


Figura 4.19. Idades das rochas vulcânicas da Formação Ribeirão do Franco (Grupo Quilombo) obtidas a partir da curva da discórdia.

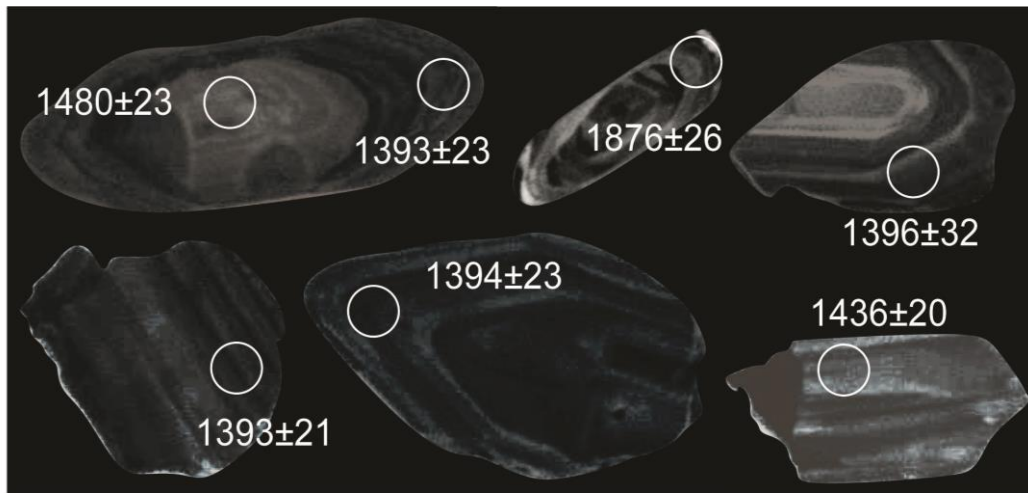


Figura 4.20. Imagens de catodo luminescência de cristais de zircão e localização do *spot* analisado.

Tabela 4.4. Resultado da datação U-Pb (LA-ICP-MS) dos grãos de zircão de rochas vulcânicas.

| Spot Number | Th U | | Th/U ^b | Isotope ratios ^c | | | | | | Ages (Ma) | | | | | | % Conc ^f | | |
|-------------|-------------|-----|-------------------|-----------------------------|--------------------------------------|--------------------------------------|--------|------|---------------------------------------|-----------|--------------------------------------|------|--------------------------------------|------|---------------------------------------|---------------------|----|-----|
| | f_{206}^a | ppm | | ppm | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ [%] | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ [%] | 1 s | 1 s | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ [%] | 1 s | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ abs | 1 s | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ abs | 1 s | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ abs | | | |
| 15 | 0.0054 | 34 | 385 | 0.12 | 1.8579 | 1.26 | 0.1523 | 0.67 | 0.53 | 0.0885 | 1.54 | 914 | 6 | 1066 | 13 | 1393 | 21 | 66 |
| 16 | 0.0083 | 397 | 388 | 1.03 | 1.3515 | 1.32 | 0.1083 | 1.09 | 0.83 | 0.0905 | 1.38 | 663 | 7 | 868 | 11 | 1436 | 20 | 46 |
| 17 | 0.0057 | 368 | 411 | 0.90 | 2.9576 | 1.96 | 0.2423 | 2.01 | 0.99 | 0.0885 | 1.66 | 1399 | 28 | 1397 | 27 | 1394 | 23 | 100 |
| 18 | 0.0078 | 32 | 131 | 0.25 | 3.1103 | 1.07 | 0.2545 | 0.95 | 0.88 | 0.0886 | 2.30 | 1462 | 14 | 1435 | 15 | 1396 | 32 | 105 |
| 12 | 0.0081 | 66 | 695 | 0.10 | 1.3438 | 1.40 | 0.1052 | 1.09 | 0.78 | 0.0926 | 1.52 | 645 | 7 | 865 | 12 | 1480 | 23 | 44 |
| 13 | 0.0091 | 58 | 115 | 0.51 | 4.4060 | 2.73 | 0.3125 | 3.08 | 0.99 | 0.1022 | 1.93 | 1753 | 54 | 1713 | 47 | 1665 | 32 | 105 |
| 14 | 0.0242 | 129 | 1703 | 0.08 | 0.4570 | 3.01 | 0.0317 | 3.41 | 0.99 | 0.1044 | 2.11 | 201 | 7 | 382 | 11 | 1704 | 36 | 12 |
| 19 | 0.0047 | 49 | 185 | 0.27 | 5.3254 | 1.08 | 0.3366 | 0.33 | 0.30 | 0.1148 | 1.41 | 1870 | 6 | 1873 | 20 | 1876 | 26 | 100 |

^a Fração de ^{206}Pb não radiogênico no zircão analisado, onde $f_{206} = [^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_c / [^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_s$ (c = comum; s = amostra).

^b Razão Th/U e conteúdo em Pb. Th e U (em ppm) são calculados em relação ao zircão de referência 91500.

^c Correções pelo background e Pb/U fracionado e normalizado pelo zircão de referência GJ-1 (valores ID-TIMS/valor medido); $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ calculada usando $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) / (^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} * 1/137,88)$.

^d Rho é a correlação de erro definida com o quociente da propagação das razões de erros de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e de $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$

^e Correção de massa pela normalização ao zircão de referência GJ-1 e pelo Pb comum usando o modelo de composição de Pb de Stacey & Kramers (1975).

^f Grau de concordância = $(idade^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} * idade^{100}/^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})$.

4.2. Discussões

A sequência de rochas metassedimentares que ocorre na área é representada por conglomerados e metarritimitos (arenosos e argilosos), que foram depositados durante um ciclo regressivo de elevada taxa de movimentação relativo do nível médio do mar, onde a sedimentação ocorreu em sopés de taludes continentais, a partir de uma corrente de turbidez.

O fluxo gravitacional de sedimentos é caracterizado como de alta a moderada eficiência, pois a associação fácilogica apresenta boa a moderada segregação das fácies, além de apresentarem tanto fácies proximais, quanto distais. Ainda é possível classificar o sistema turbidítico como de rampas submarinas alimentadas por *canyons*, devido a homogeneidade da fácies e suas associações na área de estudo utilizando critérios propostos por Heller & Ldickinson, (1985) e Chan & Dott, (1983).

As rochas vulcânicas ácidas/intermediárias caracterizadas na área são interpretadas como ignimbritos, que são rochas ou depósitos formados em ambiente subaquoso, a partir de uma ou mais unidades de fluxo piroclástico de púmice, independentemente de estar ou não soldado (Cas & Wright, 1987). O soldamento é um processo de coesão e deformação do material piroclástico depositado a altas temperaturas e com uma carga sobreposta (Freundt *et al.*, 1999), e são associados a outros processos pós-deposicionais como a desvitrificação. Nos ignimbritos da área a desvitrificação é caracterizada a partir de texturas descritas em seções delgadas como esferulítica, micropoiquilítica e axiolítica.

Esse vulcanismo subaquoso ocorreu em locais pontuais durante o processo de sedimentação das fácies mais distais dos turbiditos (Figura 4.21), apresentam uma alta interação magma-água, tornando-se assim muito explosivos, mas não atingindo muita amplitude, formando acamamentos maciços e planares como o proposto por Sheridan e Wohletz (1983) para esse tipo de vulcanismo com essas características (Figura 4.22).

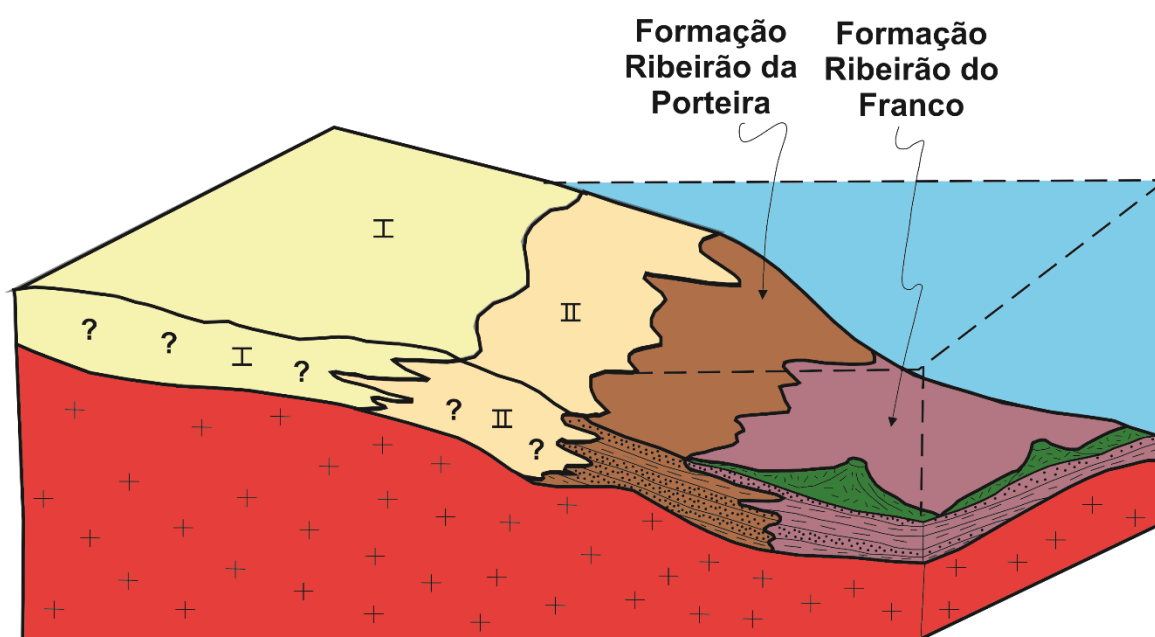


Figura 4.21. Bloco diagrama esquemático mostrando o cenário do vulcanismo da porção distal da sedimentação turbidítica.

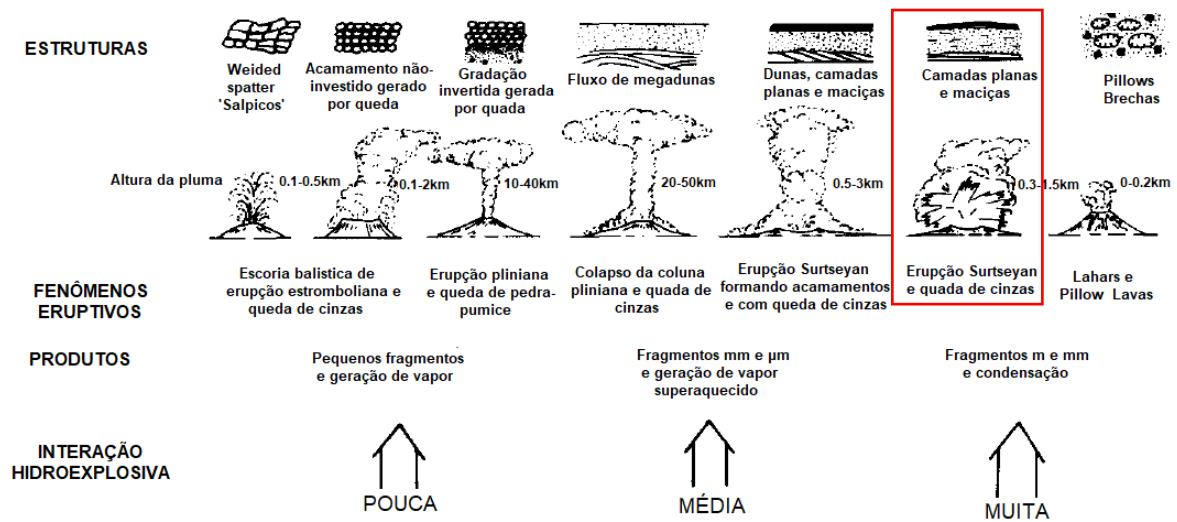


Figura 4.22. Sistemática das atividades hidrovolcânicas (retirado de Sheridan & Wohletz, 1983). Em destaque o processo interpretado para as rochas vulcânicas da área de estudo.

As formações do Grupo Vazante apresentaram padrões variados de idade U-Pb obtidas por zircões detríticos em um intervalo de 935 a 3.520 Ma, porém de maneira geral terrenos paleoproterozoicos de ~ 2,1 Ga constituem a principal fonte de sedimentos de grande parte das unidades estudadas (Rodrigues, 2008).

Datações a partir de zircões detríticos das exposições de turbiditos da BR-251, também foram obtidas por Rodrigues (2008) e os resultados apresentam idades pico de 2.080 Ma (Figura 4.23), e não apresentam zircões com idades coerentes com as encontradas para as rochas vulcânicas (1.394Ma).

Os picos de idades 2.080 Ma são atribuídos à fonte local representada por elevações do embasamento cristalino que ocorrem na região, os quais apresentam idades U-Pb em zircão de 2,14 Ga (Moura & Campos, submetido).

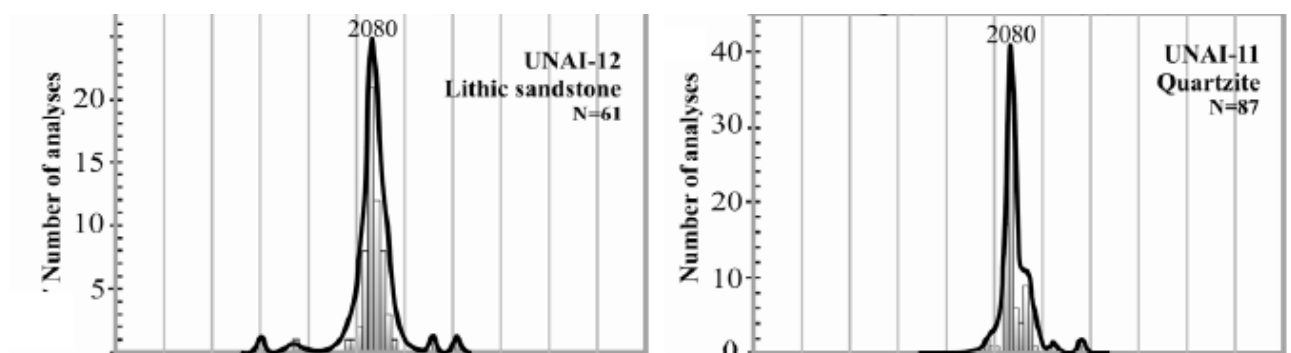


Figura 4.23. Datações de zircões detríticos dos afloramentos da BR-251 (retirado de Rodrigues, 2008).

A idade encontrada para as rochas vulcânicas da área possibilita o desmembramento, dessa sequência de rochas expostas nas proximidades de Unaí, do Grupo Vazante, uma vez que várias determinações U-Pb em zircões detríticos indubitavelmente oriundos de rochas atribuídas ao Grupo Vazante apresentam idades mais jovens (da ordem de 1,2 Ga, Rodrigues, 2008).

Assim essas rochas são interpretadas como uma nova unidade de idade mesoproterozoica, denominada neste trabalho como Grupo Quilombo, subdividido em Formação Ribeirão da Porteira e Formação Ribeirão do Franco.

Os ritmitos com maior contribuição psamítica contendo intercalações de litoarenitos, grauvacas líticas, e raras camadas de conglomerados são interpretadas como depósitos mais proximais e compõem a Formação Ribeirão da Porteira. Os ritmitos pelíticos com camadas delgadas de arenitos finos, siltitos/folhelhos e argilitos, intercalados com rochas vulcânicas intermediárias a ácidas em eventos episódicos, são interpretadas como depósitos formados em regiões mais distais e compõem a Formação Ribeirão do Franco (Figura 4.24).

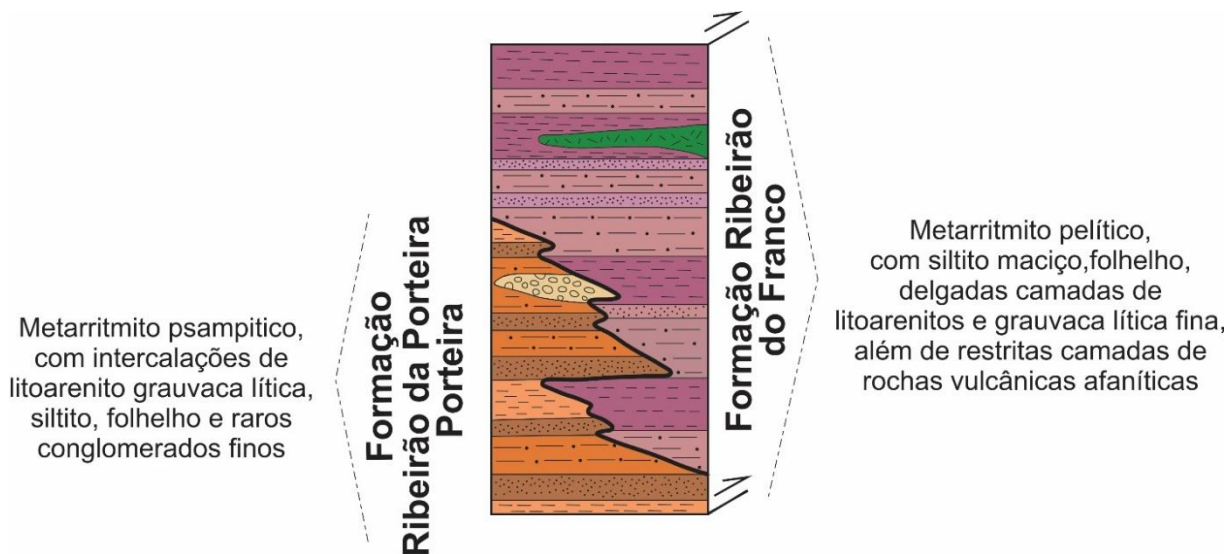
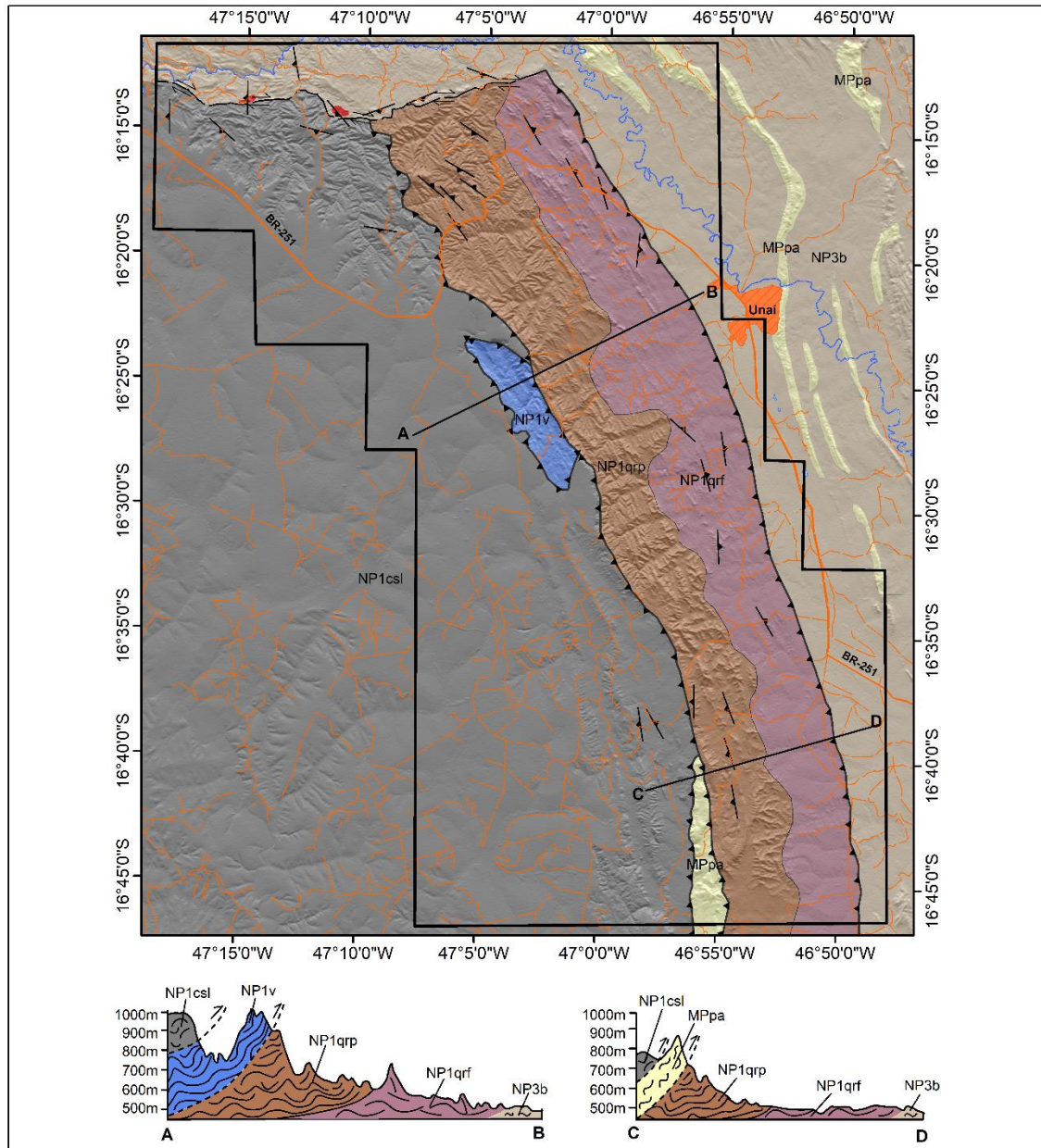


Figura 4.24. Coluna estratigráfica do Grupo Quilombo na área estudada.

Além do Grupo Quilombo foram mapeadas rochas dos grupos Vazante, Canastra e Bambuí (Figura 4.25).

Do ponto de vista de um contexto mais regional e considerando a geologia em profundidade a Figura 4.26 mostra a seção sísmica (seção bruta e seção interpretada) em que é possível verificar as seguintes unidades geotectônicas:

- Embasamento cristalino;
- Seção do rifte equivalente ao Grupo Araí;
- Seção, com refletores contínuos, interpretada como Grupo Traíras;
- Grupo Quilombo, exposto de forma localizada em função de cunha tectônica;
- Grupo Paranoá exposto no Domo de Cristalina e em cristas isoladas a oeste;
- Grupo Canastra, sobreposto ao Grupo Paranoá, a oeste da faixa de exposição do Grupo Quilombo; e
- Grupo Bambuí a leste da faixa de afloramento do Grupo Quilombo.



LEGENDA

RELAÇÕES TECTONO-ESTRATIGRÁFICAS

- Neoproterozoico
- Grupo Bambuí
 - NP3b Formações Sete Lagoas e Serra de Santa Helena
Calcários Micríticos, Margas e Siltitos Laminados
- Mesoproterozoico
- Grupo Vazante
 - NP1v Unidades de topo
Dolomitos, Siltitos, Folhelhos
- Grupo Quilombo
 - NP1qrp Formação Ribeirão da Porteira
Ritmitos pelíticos com siltitos, folhelhos, grauvas líticas e vulcânicas intermediárias
 - NP1qrf Formação Ribeirão do Franco
Ritmitos psampticos com litoarenitos, grauvas líticas, raros conglomerados, siltitos e folhelhos
- Grupo Paranoá
 - MPpa Unidades de topo
Quartzitos, metarritmitos, dolomitos
- Grupo Canastra
 - NP1csl Formação Serra do Landim
Clorita-fengita filitos, lentes de quartzitos e raros calcifilitos
- Paleoproterozoico
- Embasamento Cristalino
 - PPun Tonalito e Granodiorito

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

- ▲▲▲ Falha de Empurrão
- ⇌ Falha transcorrente dextral
- ▲ Foliação

CONVENÇÕES GEOGRÁFICAS

- Drenagem
- Área Urbana
- Rodovia Pavimentada
- Estradas Vicinais

□ Área de Estudo

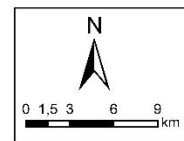


Figura 4.25 - Mapa geológico da área de estudo.

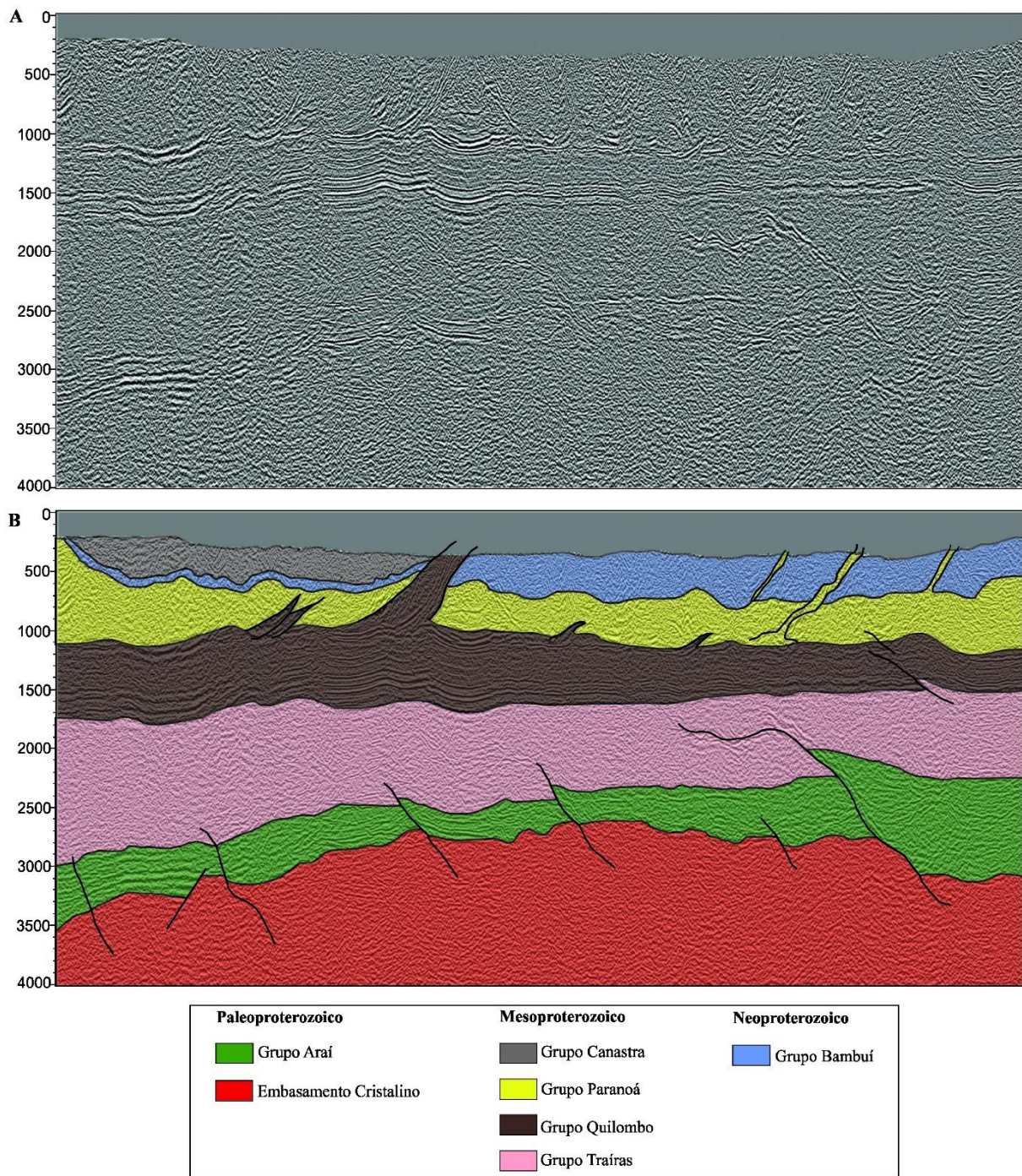


Figura 4.26 – Seção Sísmica iniciada a leste na borda do domo de Cristalina (Goiás) até ao sul de Unai (Minas Gerais), interpretada com base em informações regionais e exposições rochosas. A) Seção bruta cedida pela ANP (Agência Nacional do Petróleo) B) Seção interpretada.

4.3 Conclusões

Na área de estudo o Grupo Canastra é composto por filitos, calcifilitos e quartzitos finos a médios. O Grupo Bambuí é representado por sua seção basal (formações Sete Lagoas e Serra de Santa Helena), incluindo margas, siltitos laminados e lentes de calcário e dolomito. O Grupo Paranoá é constituído por unidades do topo, sendo encontrados metarritmitos, quartzitos grossos a conglomeráticos, metassiltitos e lentes de dolomitos.

O detalhamento litofaciológico das rochas sedimentares do Grupo Quilombo permitiu compreender o contexto deposicional desta sucessão, onde foi possível associá-las a turbiditos formados no sopé do talude continental. Essa sequência foi individualizada em cinco litofácies, de acordo com a proposta de Mutti (1992), sendo caracterizada a Fácies F3 representada por conglomerados; a Fácies F6 composta por metarenitos que podem variar de grossos a médios com laminação plano-paralela e localmente truncadas por *ripples*; Fácies F7 representada por metarenitos e metagrauvas, que em geral são definidas por alternância de laminações de areia média a fina; Fácies F8 composta por arenitos argilosos e siltitos arenosos e Fácies F9 constituída por argilitos, siltitos e folhelhos com laminações bem caracterizadas, desenvolvido nos estágios finais dos processos de diluição e desaceleração das correntes de turbidez, depositada sob a forma de plumas de lamas por agradiação vertical.

As rochas vulcânicas que afloram em meio a essas rochas metassedimentares, apresentam composição intermediária a ácida, como dacitos, andesitos e riolitos e apresentam uma tendência toleítica. Os diagramas de elementos terras raras (ETR) e multielementar se comportam de forma semelhante para todas as amostras analisadas, onde é possível observar no diagrama ETR um leve fracionamento dos elementos terras raras pesados e enriquecimento nos elementos terras raras leves e anomalia negativa de Eu, e no diagrama multielementar os elementos litofílicos LILEs são enriquecidos em relação aos HFS. Em lâmina delgada é possível observar estruturas e texturas características de rochas intermediárias a ácidas formadas em ambiente subaquoso como esferulitos, textura microporfíricas e axiolítica. Datação utilizando o método U-Pb em zircões dessas rochas vulcânicas apresentou idade de cristalização de 1379 ± 44 Ma.

A descrição sistemática do sistema turbidítico e a caracterização das rochas vulcânicas possibilitaram a proposição de uma nova unidade litoestratigráfica, denominada de Grupo Quilombo, subdividido nas formações Ribeirão da Porteira (sedimentação mais proximal) e Formação Ribeirão do Franco (sedimentação mais distal), localizada na porção central da Faixa Brasília o que contribui para conhecimento da geologia desta faixa. A Formação Ribeirão da Porteira é composta pelas litofácies F3, F6, F7 e F8, enquanto a Formação Ribeirão do Franco é representada por intercalações das Fácies F7, F8 e F9.

Capítulo 5

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

5.1. Discussões

Rochas graníticas que ocorrem a oeste da cidade de Unaí-MG são caracterizadas como tonalitos e granodioritos que afloram em meio as rochas sedimentares do Grupo Bambuí. Os granodioritos são compostos por plagioclásio intensamente saussuritizado, quartzo, calcita, clorita, microclíneo, hornblenda e epidoto. Já os tonalitos são compostos por quartzo, plagioclásio, feldspato potássio e calcita. Dados geoquímicos classificam essas rochas como granitos do tipo S, com caráter calcialcalino na área I e toleitico para a área II, ambas formadas em ambiente tectônico de arco magmático. Os tonalitos e granodioritos apresentam evidente feição de protomilonitização, sendo a atitude do plano da foliação principal Sn de N40E/70SW (230°/70°) com lineação de estiramento mineral com atitude preferencial de 70°/230°, indicando que nestas exposições ocorreu um evento deformacional anterior àquele responsável pela frente de empurrão regional que coloca em contato tectônico os grupos Bambuí e Canastra. Desta forma, devido à ausência de metamorfismo de contato, o caráter protomilonítico, as atitudes encontradas nos afloramentos, as características petrográficas, os dados geoquímicos e a idade de 2,14 Ga, essas rochas foram interpretadas como altos paleogeográficos do embasamento paleoproterozoico submetidos aos efeitos da Colagem Riachina (ou tectônica Transamazônica) com pico de deformação a cerca de 2,0 Ga e que foram envolvidos parcialmente na deformação Brasileira.

As rochas metassedimentares intesamente dobradas que afloram na região de estudo foram interpretados como uma sequência turbidítica formada em sopé de talude continental. Nessa sequência foram descritas cinco fácies de acordo com a proposta de Mutti (1992), sendo a Fácies F3 representada por conglomerados; a Fácies F6 composta por metarenitos que podem variar de médios a grossos; Fácies F7 representada por metarenitos líticos e metagrauvas; Fácies F8 composta por metarenitos argilosos e metasiltitos arenosos; e Fácies F9 constituída por argilitos, siltitos e folhelhos. As unidades turbidíticas proximais não são expostas, pois certamente foram truncadas pelo contato tectônico que coloca o Grupo Canastra sobre o Grupo Quilombo.

Intercaladas aos sedimentos clásticos turbidíticos ocorrem rochas extrusivas que afloram como camadas submétricas a decimétricas concordantes com as rochas sedimentares dobradas. Dados geoquímicos mostram que essas rochas são classificadas como dacitos, andesitos e riolitos. A partir de estudos petrográficos destas rochas vulcânicas foram descritas texturas características de vulcanismo subaquoso como esferulitos, textura microporfírica e axiolítica, além de feições interpretadas como microamídalas.

A partir de dados de campo, petrográficos, geoquímicos e geocronológicos dos

metassedimentos e das rochas vulcânicas, foi possível desvincular essas rochas ao Grupo Vazante e enquadrá-las em nova unidade de idade mesoproterozoica denominada de Grupo Quilombo, dividido em Formação Ribeirão da Porteira que é representada por ritmitos com maior contribuição psamítica contendo intercalações de litoarenitos, grauvacas líticas e raras camadas de conglomerados e são interpretadas como depósitos mais proximais; e Formação Ribeirão do Franco caracterizada por rochas pelíticas, como ritmitos com camadas delgadas de arenitos finos e siltitos/folhelhos, além de rochas vulcânicas intermediárias a ácidas, e são interpretadas como depósitos formados em regiões mais distais do sistema turbidítico.

Além das exposições de embasamento e do Grupo Quilombo, na área afloram o Grupo Canastra, Bambuí e Paranoá. O Grupo Canastra é representado por filitos e calcifilitos intercalados com quartzitos finos a médios, impuros e friáveis que gradam em direção ao topo para camadas de quartzitos da Formação Serra do Landim. O Grupo Bambuí se apresenta na área como pelitos, margas pelíticas e lentes de calcário das formações Serra de Santa Helena e Sete Lagoas. O Grupo Paranoá na área é representado por quartzitos grossos e dolomitos, característicos da unidade de topo desse grupo.

5.2. Conclusões

Os dados apresentados nessa dissertação englobam estudos de cunho sedimentológico, estratigráfico, geocronológico, petrográfico e geoquímico que visaram detalhar e melhor compreender a geologia de uma parte Faixa Brasília Externa em sua porção central.

Em síntese pode-se destacar as seguintes conclusões após integração dos dados produzidos neste trabalho:

- As rochas graníticas que afloram na área de estudo são interpretadas como altos paleogeográficos do embasamento siálico da região;
- O embasamento apresenta idade U-Pb de 2,14 Ga e composição tonalítica a granodiorítica;
- Dados geoquímicos do embasamento indicam que essas rochas são granitos do tipo S, e formadas em ambiente tectônico de arco magmático;
- Os altos paleogeográficos, representados na área por janelas erosivas, provocaram a inflexão regional das estruturas que na região passam de NNW para N60-70W;
- As rochas metassedimentares que afloram na área de estudo são interpretadas como turbiditos formados em sopé de talude continental;
- O detalhamento litofaciológico dessa sequência turbidítica possibilitou individualizá-la em cinco litofácies, de acordo com a proposta de Mutti (1992): fácies F3, F6, F7, F8 e F9;
- Em meio a sequência turbidítica afloram rochas vulcânicas de composição intermediária a ácida, incluindo dacitos, andesitos e riolitos;

- A partir de dados petrográficos, geoquímicos e geocronológicos foi possível interpretar que a formação dessas rochas extrusivas se deu por pontuais vulcanismos subaquosos datados em 1379 ± 44 Ma;
- Devido a esses novos dados petrográficos, geoquímicos e principalmente geocronológicos, foi possível propor uma nova unidade litoestratigráfica de idade mesoproterozoica, denominado de Grupo Quilombo, que se subdivide em Formação Ribeirão da Porteira, de deposição mais proximais e Formação Ribeirão do Franco, de deposição mais distal;
- Além das rochas do Grupo Quilombo e das exposições de embasamento, na área afloram também rochas associadas aos grupos Canastra, Bambuí e Paranoá.

5.3. Recomendações

Para melhor interpretação das rochas que afloram no noroeste mineiro, próximo ao município de Unai, e que estão enquadradas geologicamente na porção central-externa da Faixa Brasília, propõe-se executar um mapeamento geológico de detalhe, principalmente na parte sul da área de estudo. Propõem-se ainda executar datações absolutas pelos métodos U-Pb em zircões detríticos de outros afloramentos do Grupo Quilombo e de outras rochas vulcânicas que afloram na área, para melhor determinar a idade dessa unidade estratigráfica.

Estudo de geologia estrutural de detalhe permitiria melhor entendimento da superposição de eventos tectônicos e interações de esforços que ocorreram na bacia. Essas informações de análise estrutural de detalhe podem fornecer subsídios para o entendimento mais pormenorizado sobre a dinâmica deformacional da porção externa da Faixa Brasília e contribuir com implicações tectônicas em cinturões de dobramentos e empurrões em áreas de orogenia Brasileira.

O desenvolvimento de estudos gravimétricos com aquisição de dados terrestre pode ajudar a determinar o comportamento e a distribuição lateral dos altos de embasamento que ocorrem sob as coberturas de metassedimentos e sedimentos dos grupos Quilombo, Canastra e Bambuí, além de diagnosticar possível presença de blocos tectônicos rebaixados e elevados. Assim, informações estratigráficas, geocronológicas, e de geologia estrutural associadas a dados oriundos de geofísica de profundidade, permitirá compreender melhor a evolução tectono-sedimentar do Grupo Quilombo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abel, M. 1988. Um protótipo de sistema especialista para identificação e classificação de turbiditos. Dissertação de mestrado - Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Porto Alegre.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B. & Fuck, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17:1-29.
- Alvarenga, C.J.S. 1978. Geologia e Prospecção geoquímica dos grupos Bambuí e Paranoá na Serra de São Domingos - MG. 125p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília.
- Alvarenga, C.J.S., Dardenne, M.A., Botelho, N.F., Lima, O.N.B., Machado, M.A., Almeida, T. 2007. Nota Explicativa das folhas SD.23-V-C-III (Monte alegre de Goiás), SD.23-V-C-V (Cavalcante), SD.23-V-C-VI (Nova Roma). CPRM. 65 pp.
- Alvarenga, C.J.S., Vieira, L.C., Martinho, C.T., Santos, R.V. 2011. Stratigraphy of the western edge of the São Francisco Basin. In: *Boletim de Geociências da Petrobras*. v. 20, n. 1/2, p. 145-164. Rio de Janeiro, Brasil.
- Alves, D.B. 1999a. A Sedimentação Vulcanoclástica Associada aos Depósitos Turbidíticos do campo de Carapeba, Bacia de Campos. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. Relatório Interno da Petrobrás.
- Alves, D.B. 1999b. A influência das Atividades Vulcânicas Explosivas na Sedimentação Turbidítica: Discussão Geral. Rio de Janeiro: Petrobras. CENPES. Relatório Interno da Petrobrás.
- Araújo-Filho, J.O. 2000. The Pireneus Syntaxis: an example of the intersection of two Brasiliano fold-thrust belts in central Brazil and its implications for the tectonic evolution of western Gondwana. *Rev. Bras. Geocienc.* 30:144-148.
- Baptista, M.C., Freitas, F.M., Ribeiro J. H., Féboli, W. L., Signorelli, N. 2015. Projeto Vazante-Paracatu II - Carta Geológica - SE.23.V.A.III- Unaf. Escala 1:100.000 - CPRM . Brasil.
- Barbosa, O. 1955. Guia das Excursões do IX Congresso Brasileiro de Geologia, *Notic. Soc. Bras. Geol.*, São Paulo (3):3-5.
- Barbosa, O., Batista, M.B., Dyer, R.L.; Braun, O.P.G., Soriano, C.R., Arruda, M.E., Corra, J.C. 1969. Projeto Brasília - Goiás. Relatório Final. Prospec/DNPM.
- Barbosa, O., Braun, O.P.G., Dyer, R.C., Cunha, C.A.B.R. 1970. Geologia da Região do Triângulo Mineiro. Rio de Janeiro. DNPM/DFPM. 140p (Bol. 136).
- Bonnichsen, B., Kauffman, D.F. 1987. Physical features of rhyolite lava flows in the Snake River Plain volcanic province, southwestern Idaho. The emplacement of silicic domes and lava flows. *Geological Society of America - Special. Paper.* 212:119-145.
- Botelho, N. F., Bilial, E., Moutte, J., Fontelles, M. 1993. Precambrian a-type tin-bearing granites in the Goiás tin province, central Brazil: a review. In: *Academia Brasileira de Ciências, Workshop sobre Magnetismo Granítico e Mineralizações Associadas*, Rio de Janeiro. Resumos Expandidos, 5-8.
- Botelho, N. F., Portela, J.F. 2005. Caracterização Petrográfica e Geoquímica das rochas metassedimentares da Formação Ticunzal, no contexto da Suíte Granítica Aurumina, Goiás. In: *IX Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Goiânia*, pp. 36-38.
- Botelho, N.F., Alvarenga, C.J.S., Meneses, P.R., D'el-Rey Silva, L.J.H., 1999. Suite Auru-mina: Uma suíte de granitos paleoproterozóicos, peraluminosos e sin-tectônicos na Faixa Brasília. *Simpósio de Geologia do Centro Oeste*, vol. 7. SBG, Anais, Brasília, pp. 17

- Botelho, N.F.; Fuck, R.A.; Dantas, E.L.; Laux, J.H.; Junges, S.L. 2006. The Paleoproterozoic peraluminous Aurumina granite suite, Goiás and Tocantins, Brazil: geological, whole rock geochemistry and U-Pb and Sm-Nd isotopic constraints. In: Alkmin, F.F. & Noce, C.M. The Paleoproterozoic record of the São Francisco Craton, Ouro Preto, Brasil, Field Guide and Abstracts, pp. 92.
- Bouma, A.H. 1962. Sedimentology of some flysh deposits. Amsterdam, Elsevier, 168p.
- Branco, J.J.R.; Costa, M.T. 1961. Roteiro da excursão Belo Horizonte-Brasília. In: SBG/Cong. Bras. Geol., 14, Belo Horizonte, 25p. (Roteiro de Excursões).
- Branney, M.J., Bonnicksen, B., Andrews, G.D.M., Ellis, B., Barry, T.L., McCurry, M. 2008. Snake River (SR)-type volcanism at the Yellowstone hotspot track: distinctive products from unusual, high-temperature silicic super-eruptions. *Bulletin of Volcanology*, 70(3):293-314.
- Braun, O.P.G. 1968. Contribuição à estratigrafia do Grupo Bambuí. In: Anais do XXII Congresso Brasileiro de Geologia, pp. 155-166, Belo Horizonte.
- Carracedo Sánchez M., Sarrinandía F., Arostegui J. Eguiluz L. Gil Ibarguchi, J. I. 2012. The transition of spatter to lava-like body in lava fountain deposits: features and examples from the Cabezo Segura volcano (Calatrava, Spain). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 227:1-14.
- Cas, R.A.F., Wright, J.V., 1987. *Volcanic Successions: Modern and Ancient*. Chapman and Hall, London. 528p.
- Catuneanu, O. 2006. *Principles of sequence stratigraphy*. 1.ed. Edmonton: Elsevier, 375p.
- Chan, M.A., Dott, R.H. Jr. 1983. Shelf and deep-sea sedimentation in Eocene forearc basin, western Oregon - fan or no fan? *AAPG Bull.*, 67:2100-2116.
- Chappell, B.W. & White, A.J.R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8:173-174.
- Chemale Jr., F.; Kawashita, K.; Dossin, I.A.; Ávila, J.N.; Justino, D.; Bertotti, A.L. 2012. U-Pb zircon in situ dating with LA-MC-ICP-MS using a mixed detector configuration. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 84(2):275-295.
- Chiavegatto, J.R.S. 1992. Análise estratigráfica das sequências tempestíticas da Formação Três Marias (Proterozóico Superior), na porção meridional da Bacia do São Francisco. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, 216 p.
- Cloud, P., Dardenne, M.A. 1973. Proterozoic age of the Bambuí Group in Brazil. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84:1673-1676.
- Cordeiro, P.F.O. 2014. Compartimentação geológica e geocronológica dos terrenos do embasamento norte da Faixa Brasília. 155 f., il. Tese (Doutorado em Geologia) - Universidade de Brasília, Brasília.
- Costa M.T. & Branco J.J.R. 1961. Roteiro para a excursão Belo Horizonte - Brasília. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 14, Belo Horizonte, EEUFMG-Instituto de Pesquisas Radioativas, Publicação 15, 25 p.
- Costa, J.B.S. 1984. Aspectos litoestruturais e evolução crustal da região centro-norte de Goiás. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Tese de Doutorado, 210p.
- Costa, L.A.M. Angeiras, A.G., Valença, J.G., Stevenazzi, V. 1970. Novos conceitos sobre o Grupo Bambuí e sua divisão em tectonogrupos. *Boletim de Geologia do Instituto de Geociências*, n. 5:3-34.
- Cruz, E.L.C.C & Kuyumjian, R.M. 1999. Mineralizações auríferas filoneanas do Terreno granito-greenstone do Tocantins. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(3):291-298.

- Cruz, E.L.C.C. & Kuyumjian R.M. 1998. The geology and tectonic evolution of the Tocantins granite-greenstone terrane: Almas-Dianópolis region, Tocantins State, Central Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, 28(2):173-182.
- Cruz, E.L.C.C. & Kuyumjian R.M. 1996. Chemical characterization of metabasalts and granitoids from the Almas-Dianópolis granite-greenstone terrane, central Brazil. In: SBG, Symposium Archaean Terranes South American Platform, 1, Extended Abstracts, p. 53-54.
- Cruz, E.L.C.C. 1993. Geologia e mineralizações auríferas do Terreno Granitoide-Greenstone de Almas-Dianópolis, Tocantins. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 152p.
- Cruz, E.L.C.C. 2001. A gênese e o contexto tectônico da mina Córrego Paiol: um depósito de ouro hospedado em anfíbolito do embasamento da Faixa de Dobramentos Brasília. Tese Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Brasília, Brasília. 183 p.
- Cruz, E.L.C.C. Kuyumjian R.M. & Boaventura G.R. 2003. Low-K calc-alkaline granitic series of southeastern Tocantins State: Chemical evidence for two sources for the granite-gneissic complexes in the Paleoproterozoic Almas-Dianópolis Terrane. *Rev. Bras. Geoc.*, 33(2):125-136.
- D'Ávila, R.S.F., Arienti, L.M., Aragão, M.A.N.F., Vesely, F.F., Santos, S.F., Voelcker, H.R., Viana, A.R., Howsmann R.O., Moreira, J.L.P, Coura, A.P.P, Paim, P.S.G., Matos, R.S., Machado, L.C.R. 2008. Ambientes marinhos profundos: sistemas turbidíticos. In: Pedreira da Silva, A.J.C.L., Aragão, M.A.N.F., Magalhães A.J.C. Ambientes de sedimentação siliciclástica do Brasil, Editora Beca: 244-303p.
- D'Ávila, R. S. F.; Paim, P. S. G. 2003. Mecanismos de transporte e deposição de turbiditos. In: Paim, P.S.G; Faccini, U.F & R.G. Netto. Geometria, arquitetura e heterogeneidades de corpos sedimentares - Estudo de casos. Editora Unisinos. 93-121p.
- Dardenne M.A. 2000. The Brasília Fold Belt. In: Cordani U.G.; Milani E.J.; Thomaz Filho A.; Campos D.A. (Edit.). Tectonic Evolution of South America. p. 231-263. XXXI International Geological Congress. Rio de Janeiro, Brazil.
- Dardenne, M.A. 1978a. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: SBG, Congr. Bras. Geol. 30, Recife, Anais, 2:507-610.
- Dardenne, M.A. 1978b. Zonação tectônica na borda ocidental do Cráton do São Francisco. In: SBG, Congr. Bras. Geol. 30, Recife, Anais, 1:299-308.
- Dardenne, M.A. 1979. Les minéralisations de plomb, zinc, flúor du Protérozoïque Supérieur dans le Brésil Central. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Paris 6, 251p.
- Dardenne, M.A. 1981. Os grupos Paranoá e Bambuí na Faixa dobrada Brasília. In: Simpósio Sobre O Cráton do São Francisco e Suas Faixas Marginais, 1, Anais... Salvador, 1981, p. 140-157.
- Dardenne, M.A., Campos, J.E., Martins, E.L., Alvarenga, C.J.S. 1997. Geologia da região de Alto Paraíso de Goiás/Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros, GO. Relatório FAPDF. Geologia do Distrito Federal e entorno próximo, 87-103 (não publicado).
- Dardenne, M.A., Della Giustina M.E.S., Sabóia A.M., Bogossian J. 2009. Datação geocronológica U-Pb da sequência vulcânica de Almas, Tocantins. In: SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste, 11, Anais, 1 CD-Rom.
- Dardenne, M.A., Freitas-Silva, F.H., Souza, J.C.F., Campo, J.E.G. 1998. Evolução tectono-sedimentar do Grupo Vazante no contexto da Faixa de Dobramento Brasília. SBG, Cong. Bras. Geol., 40, Recife, Anais, 26.
- Della Fávera, J. C. 2001. Fundamentos de estratigrafia moderna. Editora UERJ (Universidade do Estado do Rio de Janeiro) 264 p. Rio de Janeiro.

- Della Giustina, M.E.S. 2007. Geologia e Geocronologia da Sequência Vulcano-sedimentar Campinorte e do Complexo Uruaçu, Província Tocantins. Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Dissertação de Mestrado nº 234.
- Della Giustina, M.E.S., Oliveira, C.G., Pimentel, M.M., Melo, L.V., Fuck, R.A., Dantas, E.L., Buhn, B. 2009. U-Pb and Sm-nd constraints on the nature and evolution of Paleoproterozoic juvenile crust in the Tocantins Province, Central Brazil. Geological Society Special Publication, v. 323, p. 255-269.
- Dias, J.A. 2004. Correntes Turbidíticas (versão preliminar). Retirado de <http://w3.ualg.pt/~jdias/JAD/ebooks/Turbiditos.pdf>.
- Etchebehere, M. L. & Saad, A. R. 2003. Associações de Fácies em depósitos Neoquaternários de terraço na Bacia do Rio do Peixe, região ocidental paulista. Revista Geociências da Unesp, São Paulo. Vol. 22(1):5-16.
- Faure, G. 1986. Principles of isotope geology. John Wiley & Sons, New York, 589p.
- Faure, G. and Mensing, T.M. 2005. Isotopes: Principles and Applications. John Wiley & Sons. 897p.
- Fernandes P.E.C.A., Montes M.L., Braz E.R.C., Montes A.S.L., Silva L.L., Oliveira F.L.L., Ghignone J.L., Siga Jr O, Castro H.E.F. 1982. Formação Ticunzal. In: Projeto RADAMBRASIL, Folha SD-23, Brasília, MME, p. 61-63.
- Ferrari, M.A.D. & Choudhuri, A. 1999b. Variações químicas nas rochas vulcânicas do Greenstone Belt de Almas-TO. Anais do VII Cong. Bras. Geol. SBG, Porto Seguro, BA, p.34-36.
- Filgueiras, B.C. 2015. Depósito Vulcanogênico Polimetálico (Zn, Pb, Cu ± (Ag-Bi)) Artulândia, Arco Magmático Paleoproterozóico Campinorte, Brasil Central Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Dissertação de Mestrado em Geologia.
- Fisher, R. V. 1960. Classification of volcanic breccias. Geological Society of America Bulletin, 71(7):973-982.
- Fonseca M.A., Dardenne M.A. & Uhlein A. 1995. Faixa Brasília, Setor Setentrional: estilos estruturais e arcabouço tectônico. Revista Brasileira de Geociências 25(4):267-278.
- Freitas-Silva F. H. & Dardenne, M. A. 1994. Proposta de subdivisão estratigráfica formal para o grupo Canastra no oeste de Minas Gerais e leste de Goiás. In: SIMP. GEOL. CENTRO OESTE., 4. Brasília, Anais, SBG-DF/CO, p.164-165.
- Freundt, A.; Wilson, C.J.N.; Carey, S.N. 1999. Ignimbrites and Block and ash Flow Deposits in: Sigurdsson H. (Ed), Encyclopedia of Volcanoes. San Diego, Academic Press, 581- 600.
- Fritz, W.J. & Moore, J.N. 1988. Basics of Physical Stratigraphy and Sedimentology. New York, John Wiley & Sons, Inc. 371p.
- Fuck, R.A. Pimentel, M.M. Soares J.E., Dantas, E. L. 2005. Compartimentação da Faixa Brasília. In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Goiânia. Anais. p.26-27.
- Fuck, R.A., Dantas, E.L., Pimentel, M.M., Botelho, N.F., Armstrong, R., Laux, J.H., Junges, S.L., Soares, J.E., Praxedes, I.F. 2014. Paleoproterozoic crust-formation and reworking events in the Tocantins Province, Central Brazil: a contribution for Atlantica supercontinent reconstruction. Precambrian Research, 244:53-74.
- Fuck, R.A., Dantas, E.L., Pimentel, M.M., Botelho, N.F., Junges, S.L., Hollanda, M.H.B.M., Moraes, R. 2002. Crosta continental paleoproterozóica no embasamento da porção norte da Faixa Brasília: novos dados Sm-Nd e U-Pb. In: 41 Congresso Brasileiro de Geologia, João Pessoa. Anais. Recife: Sociedade Brasileira de Geologia. v. 1. p. 308-308.
- Heaman L. & Parrish R.R. 1991. U-Pb geochronology of accessory minerals. In: Applications of Radiogenic Isotope Systems in Problems in Geology. Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook 19:59-102.

- Heller, P.L., Dickson, W.R. 1985. Submarine ramp facies model for delta-fed, sand-rich turbidite systems. *AAPG Bull.* 69:960-976.
- Henry, C. D., Wolff, J. A. 1992. Distinguishing strongly rheomorphic tuffs from extensive silicic lavas. *Bulletin of Volcanology*, 54(3):171-186.
- Irvine, T.N. & Baragar, W.R. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8:523-548.
- Jost, H., Dussin, I. A., Chemale Jr, F., Tassinari, C.C.G., Junges, S.L. 2008. U-Pb and Sm-Nd constraints for the Paleoproterozoic age of the metasedimentary sequences of the Goiás Archean greenstone belts. In: VI South American Symposium on Isotope Geology, San Carlos de Bariloche. *Proceedings of the VI South American Symposium on Isotope Geology*, p. 1-4.
- Jost, H., Fuck, R.A., Dantas, E.L., Rancan, C.C., Rezende, D.B., Santos, E., Portela, J.F., Mattos, L., Chiarini, M.F.N., Oliveira, R.C., Silva, S.E. 2005. Geologia e geocronologia do Complexo Uvá, bloco arqueano de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 35:559-572.
- Kirst, P. 1975. Submarine basaltic volcanism: Morphometric parameters for discriminating hyaloclastites from hyalotuffs, *Bulletin volcanologique*, 39(3):441-465.
- Kuenen, P.H.H. and Migliorini, C.I. 1950. Turbidity currents as a cause of graded bedding. *Journal of Geology*, 58:91-127.
- Kuno, H. 1969. Pigeonite-bearing andesite and associated dacite from Asio, Japan. *Amer. J. Sci.*, 267-A:257-268.
- Kuyumjian, R.M. 1994. A seqüência Mara Rosa na região de Chapada, Goiás. In, SBG, Núcleo Brasília, *Bol. Informativo*, 17(1-2):34-38.
- Kuyumjian, R.M., Cruz, E.L.C.C., Araújo Filho, J.O., Moura, M.A., Guimarães, E.M., Pereira, K.M.S. 2012. Geologia e ocorrências de ouro do Terreno Granito-Greenstone do Tocantins, TO: síntese do conhecimento e parâmetros para exploração mineral. In: *Ver. Bras. Geoc.*, 42(1):213-218.
- Laranjeira N.P.F. 1992. Geologia do Grupo Paranoá na região de Unaí: uma plataforma sliociclástica-carbonática no Proterozóico de Minas Gerais. *Dissertação de Mestrado*, IG/UnB, Brasília, 213p.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali- silica diagram. *Journal of Petrology*, 27, 745-750.
- Lima O.N.B. 2005. Grupo Bambuí: Estratigrafia regional no Alto Rio São Francisco e geologia dos depósitos fosfáticos da Serra da Saudade - MG. *Dissertação de Mestrado*, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 142 p.
- Lima S.A.A. 1997. Fácies, ambiente deposicional e aspectos diagenéticos das rochas carbonáticas da Formação Sete Lagoas na região norte de Minas Gerais, Bacia do São Francisco. *Dissertação de Mestrado*, Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, 121 p.
- Madalosso, A. 1980. Considerações sobre a paleogeografia do Grupo Bambuí na região de Paracatu, M.G. SBG, *Cong. Bras. Geol.*, 31, Camboriú, *Anais*, 2:772-785.
- Madalosso, A.; Valle, C.R.O. 1978. Considerações sobre a estratigrafia e sedimentologia do Grupo Bambuí na região de Paracatu-Morro Agudo (MG). SBG, *Cong. Bras. Geol.*, 30, Recife, *Anais*, 2:622-634.
- Marini O.J., Liberal C.S., Reis L.T., Trindade C.A.H., Souza S.L. 1978. Nova unidade litoestratigráfica do Pré-Cambriano do estado de Goiás. In: SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia*. Recife, *Bol. Esp.* 1. p. 126-127.
- Marques, G.C. 2009. Geologia dos Grupos Araí e Serra da Mesa e seu embasamento no sul do

- Tocantis. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 122 p.
- McPhie J., Doyle M., Allen R. 1993. Volcanic Textures. A guide to the interpretation of texture in volcanic rocks. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies. University of Tasmania. 198p.
- Moeri, E. 1972. On a columnar stromatolite in the Precambrian Bambuí Group of Central Brazil. *Ecl. Geol. Helv.*, 65(1):185-195.
- Monteiro, C. F. & Campos, J. E. G. 2006. Zoneamento hidrogeológico da bacia do Rio Preto – DF/MG/GO. Relatório final de PIBIC/UnB/CNPq.
- Moura, F.G., Campos, J.E.G. 2017. Petrografia, geoquímica e geocronologia das rochas do embasamento cristalino da região de Unaí-MG. Anais do Simpósio de Geologia do Sudeste (Geosudeste). Diamantina-MG. Brasil.
- Moura, F.G., Campos, J.E.G. Characterization and geological significance of the crystalline basement occurrence in the central zone of the Brasilia Fold Belt. (Submetido à JBG - Brazilian Journal of Geology).
- Moura, F.G., Martins-Ferreira M.A.C., Campos, J.E.G. 2016. Petrografia e caracterização geoquímica preliminar de rochas vulcânicas do topo do Grupo Vazante. 48º Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre - RS, Brasil, Volume:1.
- Mutti, D.O.; Zadnik, K.; Murphy, C.J. 1999. Naturally occurring vitreous chamber-based myopia in the Labrador retriever. *Invest. Ophthalmol. Vis. Sci.*, Brookline, v. 40(7):1577-1584.
- Mutti, E. 1992. Turbidite sandstones. Milan, AGIP & I.G.U. Pr. 275p.
- Mutti, E., Tinterri, R., Benvelli, G., Dibiasi, D; Cavanna, G. 2003. Deltaic mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. In: *Turbidites: Models and Problems* (Eds E. Mutti, G.Steffens, C. Pirmez, M. Orlando and D. Roberts), *Mar. Petr. Geol.*, 20:733-755.
- Mutti, E.; Bernouli, D.; Ricci Lucchi, F.; Tinterri, R. 2009. Turbidites and turbidity currents from Alpine “flysh” to the exploration of continental margins *Sedimentology*, 56:267-318.
- Nobre-Lopes J. 1995. Faciologia e gênese dos carbonatos do grupo Bambuí na região de Arcos, Estado de Minas Gerais. São Paulo, 166p. (Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências /Universidade de São Paulo).
- Nogueira,G.M.S. 1993. Enquadramento estratigráfico, sedimentologia e evolução geoquímica do depósito fosfático de Lagamar, MG- Formação Vazante- Proterozóico Médio. Dissertação de Mestrado,IG/UnB, Brasília, 134p.
- Oliveira, M.A. 1967. Contribuição à geologia da parte sul da Bacia do São Francisco e áreas adjacentes. *Coletâneas de Relatórios de Exploração*. 1: 71-105. DEPIN/ CENPES/ PETROBRAS.
- Oreiro S.G. 2006. Magmatismo e sedimentação em uma Área na Plataforma Continental de Cabo Frio, Rio de Janeiro, Brasil, no intervalo Cretáceo Superior - Terciário. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 14(1). p. 95-112.
- Padilha, J. L. 1984. Prospecção de ouro na região nordeste de Goiás. Projeto Pindorama. DOCEGEO. In: SBG, Encontro Regional do Ouro de Goiás, 1, Goiânia. Anais, 78-95.
- Pearce, J. A., Harris, N. W. & Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25:956-983.
- Pichler, H. 1965. Acid hyaloclastites. *Bulletin Volcanologique*, 28(1):293-310.
- Pimentel M.M., Giustina M.E.S.D., Rodrigues J.B., Junges S.L. 2012. Idade dos grupos Araxá e Bambuí: implicações para a evolução da Faixa Brasília. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 46, v.CD.

- Pimentel, M.M., Ferreira Filho, C.F., Armele, A. 2006. Neoproterozoic age of the Niquelândia Complex, central Brazil: further ID-TIMS and Sm-Nd isotopic evidence. *Journal of South American Earth Science* 21:228-238.
- Pinho, J. M. M., Féboli, W. L., Signorelli, N., Tuller, M. P., Brito, D. C., Ribeiro J. H., Baptista, M. C. Silva, R. N. 2017. Nota explicativa. Geologia e Recursos Minerais das Folhas Cabeceira Grande, Unaí, Ribeirão Arrojado, Serra da Aldeia, Serra da Tiririca, Paracatu, Guarda-Mor, Arrenegado, Coromandel, Lagamar, Monte Carmelo, Patos De Minas. Projeto Vazante - Paracatu. 356p., 12 Mapas Geológicos escala 1:100.000 (Série Geologia do Brasil - PGB), versão disponível em [www.cprm.gov.br/ GeoSBG](http://www.cprm.gov.br/GeoSBG) e RIGEO. CPRM-BH. Belo Horizonte - MG. Brasil.
- Pires, F. 1993. O “Estado da Arte” dos depósitos de turbiditos. *Rev. 10, São Paulo*, 14(1), 55-64, jan./jun.
- Piuzana, D. 2002. Contribuição à Evolução Crustal da Porção Central da Faixa Brasília: Estudos Isotópicos no Complexo Anápolis-Itaúçu, Grupo Araxá, Sequência Vulcano Sedimentar de Silvânia e Granitóides Associados. Tese de Doutorado n°55. Instituto de Geociências. UnB. Brasília.
- Polo, A.P. 2008. Petrografia e Química dos ignimbritos do Cerro Pululus e sua Correlação com Depósitos da Caldeira Vilama, Puna, Andes Centrais, NW da Argentina. 191 f. Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo - USP. São Paulo.
- Polo, L.A. 2014. O vulcanismo ácido da Província Magmática Paraná-Etendeka na região de Gramado Xavier, RS: estratigrafia, estruturas, petrogênese e modelo eruptivo. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo - USP. São Paulo.
- Ribeiro, J. H. 2015. Projeto Vazante-Paracatu II - Carta Geológica Folha SE.23.V.A.II - Cabeceira Grande. Escala 1:100.000 - CPRM . Brasil.
- Rimann, E.T. 1917. A kimberlita no Brasil. *Anais da Escola de Minas, Ouro Preto*, 15:27-32.
- Rittmann, A. 1962. *Volcanoes and their activity*. Interscience Publishers.
- Rodrigues, J.B. 2008. Proveniência de sedimentos dos grupos Canastra, Ibiá, Vazante e Bambuí: um estudo de zircões detríticos e idades modelo Sm-Nd. 141 f. Tese (Doutorado em Geologia). Universidade de Brasília, Brasília.
- Santos, M.M., Lana, C., Scholz, R., Buick, I., Schmitz, M.D., Kamo, S.L., Gerdes, A., Corfu, F., Tapster, S., Lancaster, P., Storey, C.D., Basei, M.A.S., Tohver, E., Alkmim, A., Nalini, H., Krambrock, K., Fantini, C. 2017. A New Appraisal of Sri Lankan BB Zircon as a reference material for LA-ICP-MS U-Pb geochronology and Lu-Hf isotope tracing. *Geostandards Geoanalytics Resource* 1-24. <http://dx.doi.org/10.1111/ggr.12167>.
- Selley, R.C. 1982. *Ancient sedimentary environments*. Ithaca, New York, 2nd Ed., Cornell University Press, 287 p.
- Sheridan M. F., Wohletz K. H. 1983. Hydrovolcanism: Basic Considerations and Review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17. 1-29. Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam - Printed in The Netherlands.
- Signorelli, N. 2015. Projeto Vazante-Paracatu II - Carta Geológica - SE.23-V-A-VI-Serra da Aldeia. Escala 1:100.000 - CPRM. Brasil.
- Silva, R. N. 2015. Projeto Vazante-Paracatu II - Carta Geológica - SE.23-V-A-V- Ribeirão Arrojado. Escala 1:100.000 - CPRM. Brasil.
- Sparrenberger I. & Tassinari C.C.G. 1999. Subprovíncia do Rio Paranã (GO): Um exemplo de aplicação dos métodos de datação U-Pb e Pb-Pb em cassiterita. *Revista Brasileira de Geociências*, 29:405-414.
- Streckeisen, A.L. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.* 12:1-33.

- Sun, S.S., McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in Ocean Basins*, vol. 42. Geological Society of London, pp. 313-345, Special Pub.
- Tassinari, C.C.G., Jost, H., Santos, J., Nutman, A., Bennell, M.R. 2006. Pb and Nd isotope signatures and SHRIMP U-Pb geochronological evidence of paleoproterozoic age for Mina III gold mineralizations, Crixás District, Central Brasil. In: 5h South American Symposium on Isotope Geology, 2006, Punta Del Este. Short Papers Volume, p. 527-529.
- Uhlein, A.; Trompette, R.; Alvarenga, C.J.S. 1999. Neoproterozoic glacial and gravitational sedimentation on a continental rifted margin: The Jequitai-Macaúbas sequence (Minas Gerais, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, v.12, n.6, p.435-451.
- USGS (United States Geological Survey). Shuttle Radar Topography Mission. <http://edc.usgs.gov/srtm/mission.html>. 2004b. Acesso em: Fevereiro de 2017.
- USGS (United States Geological Survey). Using the USGS Landsat 8 Product. Disponível em: http://landsat.usgs.gov/using_Landsat_7_data.php. Acesso em: Fevereiro de 2017.
- Valeriano C.M., Dardenne M.A., Fonseca M.A., Simões L.S.A., Seer H.J. 2004. A evolução tectônica da Faixa Brasília. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito Neves (eds). *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução e obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo, p.575-593.
- Walker RG, James NP 1992. *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Canadá: Geological Association. 454pp.
- Walker, G.P.L. 1983. Ignimbrites types and ignimbrites problems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17:65-88.
- Wetherill, G.W. 1956. Discordant uranium-lead ages: *Transactions of the American Geophysical Union*, 37: 320-326.
- Whalen, J.B., Curri, K.L., Chappell B.W. 1987. A-Type granites geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95:407-419.
- Wilson, M. 1989. *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*, Chapman & Hall, 466 p.
- Winchester, J.A., and Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20:325-343.
- Yamagishi, H. 1987. Studies on the Neogene subaqueous lavas and hyaloclastites in Southwest Hokkaido. *Rep Geol Surv Hokkaido* 59:55-117.