



Universidade de Brasília - UnB
Instituto de Geociências - IG

Dissertação de Mestrado

**DETALHAMENTO SEDIMENTOLÓGICO E
SIGNIFICADO TECTÔNICO DO NÍVEL ARCOSEANO DO
TOPO DO GRUPO PARANOÁ (FORMAÇÃO CÓRREGO
DO BISNAU)**

Marina Seraine Fernandes de Souza

Orientador: Martino Giorgioni
Co-orientador: José Eloi Guimarães Campos

Brasília, Agosto de 2019.



Universidade de Brasília - UnB
Instituto de Geociências - IG

Dissertação de Mestrado

**DETALHAMENTO SEDIMENTOLÓGICO E
SIGNIFICADO TECTÔNICO DO NÍVEL ARCOSEANO DO
TOPO DO GRUPO PARANOÁ (FORMAÇÃO CÓRREGO
DO BISNAU)**

Marina Seraine Fernandes de Souza

Banca Examinadora:

Prof. Martino Giorgioni (Universidade de Brasília - IG/UnB)

Profa. Carlos José Souza de Alvarenga (Universidade de Brasília - IG/UnB)

Prof. Antonio Jorge Campos Magalhães (Universidade Federal do Rio Grande do Norte – UFRN /
Universidade de Lisboa - Coimbra)

Brasília, Agosto de 2019.

Agradecimentos

Agradeço primeiramente à minha amada família, que sempre me oferece tudo o que pode para que eu tenha uma vida abundante e feliz e que sempre me incentivaram a realizar meus sonhos e avançar nos meus estudos e pesquisa.

Gostaria de agradecer a todos os professores que participaram da minha formação e que me ensinam tanto. Durante a realização deste trabalho, três professores foram essenciais e, portanto, agradeço imensamente aos professores e orientadores Martino Giorgioni, José Eloi e Marco Caçador.

Ao professor Martino, agradeço por possibilitar a realização dessa pesquisa, pela presença em campo e por todas as orientações. Ao professor José Eloi, que acompanha minha trajetória dentro da geologia desde a graduação, eu agradeço imensamente por todas as oportunidades, por tudo que me ensina sempre e, sobretudo, pela amizade e apoio. Agradeço ao prof. Marco Caçador por me incluir em projetos de pesquisa e por todo seu auxílio, disponibilidade e confiança durante a realização deste e de outros trabalhos.

À Universidade de Brasília, ao Instituto de Geociências, todos os técnicos e funcionários, que proporcionaram todo suporte para que essa pesquisa fosse concluída.

Aos meus amigos queridos e aos grandes companheiros que a geologia me presenteou. Em especial à Raiza, Tassiane, Lucas Teles (Boi), Stephanie (S), Juliana Rezende, Thassio, Letícia Bernardes e Joice, que acompanharam nos campos ou passaram dias e noites no laboratório comigo e sempre me alegraram e apoiaram durante esse processo.

Em especial, agradeço ao Tiago por todo o carinho, pelo companheirismo, momentos que compartilhamos e pela coautoria, não só na realização do artigo, mas durante todos os passos do caminho.

Resumo

O Grupo Paranoá é uma sucessão marinha composta por ritmitos, quartzitos maduros e lentes carbonáticas depositados em um contexto intracratônico e marinho raso durante o Mesoproterozoico e que ocorre na porção central do Brasil. O presente trabalho teve como intuito obter análises de fácies, dados de difração de Raios-X, QemScan, U-Pb em zircão detrítico e paleocorrente para realizar o detalhamento sedimentológico e estudo de proveniência no Nível Arcoseano. Esta unidade é representada por quartzitos feldspáticos e arcóseos que compõe o topo do Grupo Paranoá e ocorrem de forma abrupta e descontínua. O estudo revela três associação de fácies no Nível Arcoseano: (1) Associação de Fácies I (C), (2) Associação de Fácies (MC), (3) Associação de Fácies (FM). Essas associações exibem diversas estruturas sedimentares, como estratificação plano-paralela, estratificação cruzada tabular e acanalada, canais preenchidos, estratificação cruzada revirada e convoluta. Os dados apresentados permitem interpretar que essa unidade foi depositada em ambiente transicional, com caráter relativamente proximal, alta energia e alta taxa de deposição. Além disso, as análises de U-Pb em zircão detrítico apresentados nessa dissertação e compilados de outras formações do Grupo Paranoá revelaram uma contribuição inédita de 1.1 Ga na porção superior do grupo. O *status* de formação é proposto para a Unidade Nível Arcoseano, designado nessa dissertação como Formação Córrego do Bisnau, pertencente ao topo do Grupo Paranoá.

Abstract

The Paranoá Group represents a marine sequence composed of rhythmites, mature quartzite and carbonate lenses deposited in a shallow and intracratonic basin. This basin was developed during the Mesoproterozoic in the western margin of the São Francisco Craton, central Brazil. Facies analysis, aided by X-ray diffraction, QemScan analysis, U-Pb LA-ICP-MS detrital ages and field geological data are used in a detailed sedimentary characterization of the Arkose Level, an immature sedimentary unit that occurs abruptly and discontinuously in the upper Paranoá Group. The study reveals three facies association in the Arkose Level: (1) Facies Association I (C), (2) Facies Association II (MC) and (3) Facies Association III (FM). The lithofacies are characterized by plane-parallel lamination and planar cross-bedding, trough cross-stratification, channel-fills, overturned cross-stratification, and convoluted structures. Sedimentological and paleocurrent data acquired in this study lead to the interpretation that this unit represents braided river deposits influenced by marine reworking, which is a strong indicator of local uplift in the source areas. The depositional model comprises a transitional continental-marine environment, with river channels and high-energy system around the margins of a shallow intracratonic basin during the Mesoproterozoic. Furthermore, compiled and newly acquired LA-ICP-MS detrital zircon U-Pb ages reveal a new source area contribution of 1.1 Ga in the Upper portion of the Paranoá Group. The status of formation is proposed to the Arkose Level, named in this study as Córrego do Bisnau Formation, Paranoá Group, Upper Veadeiros Supergroup.

Keywords: Braided-river deposits; Mesoproterozoic; Córrego do Bisnau Formation; Paranoá Group.

Índice

CAPÍTULO 1 APRESENTAÇÃO.....	1
1. Introdução.....	1
1.1. Objetivos e Justificativa.....	2
1.2. Localização.....	2
1.3. Materiais e Métodos	3
1.3.1) Trabalhos de campo	3
1.3.2) Estudo de paleocorrentes.....	4
1.3.3) Petrografia.....	4
1.3.4) Análises em QemScan (<i>Quantitative Evaluation of Minerals by Scanning Electron Microscopy</i>).....	4
1.3.5) Difração de Raios-X.....	5
1.3.6) Datação de U-Pb em zircão detrítico.....	6
CAPÍTULO 2 REFERENCIAL TEÓRICO	8
2.1) Classificação e Evolução de Bacias	8
CAPÍTULO 3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	13
3.1) Contexto Regional.....	13
3.1.1) Faixa Brasília	13
3.1.2) Grupo Paranoá.....	14
3.1.3) Nível Arcoseano.....	19
CAPÍTULO 4 RESULTADOS – ARTIGO CIENTÍFICO	22
1. Introduction	24
2. Geological Setting	25
3. Materials and Methods	29
3.1 Fieldwork and macroscopic descriptions	29
3.2 XRD analysis.....	29
3.3 Conventional petrography and QemScan analysis	30
3.4. U-Pb Geochronology.....	31
4. Facies analysis.....	31
4.1 Facies association	31
4.1.1 Facies association I (C).....	33
4.1.2 Facies association II (MC).....	35
4.1.3 Facies association III (FM).....	37
4.2 U-Pb analysis in detrital zircon	40
5. Discussion.....	43
5.1. Stratigraphic framework and depositional system interpretation	43
5.2 U-Pb detrital zircon evolution in Paranoá Group	45
5.3. Local correlation.....	47

5.4. Regional correlation	50
6. Tectonic Significance of the Arkose Level	51
7. Conclusions	55
CAPÍTULO 5 DISCUSSÃO	57
5.1) Proveniência	57
5.2) Ambiente Depositional	59
5.3) Correlação Local	61
5.4) Correlação Regional	65
5.5) Significado Tectônico do Nível Arcoseano	66
5.6) Evolução da Bacia Paranoá	71
CAPÍTULO 6 CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS	74
Referências Bibliográficas	76
Apêndice	85

CAPÍTULO 1

APRESENTAÇÃO

1. Introdução

O Grupo Paranoá representa uma sucessão sedimentar de preenchimento de bacia de idade Mesoproterozoica e ocorre sobre o Grupo Araí e recoberto por unidades do Grupo Bambuí. Esta unidade está situada no contexto geológico da Faixa Brasília norte e localmente ocorre em domos estruturais na porção sul da faixa. A Faixa Brasília é dividida em zona externa e interna, sendo que o Grupo Paranoá na zona externa apresenta caráter anquimetamórfico a xisto verde na zona da clorita e na zona interna encontra-se mais deformado e metamorfizado.

Na região de Alto Paraíso de Goiás – Distrito Federal, as unidades pertencentes a este grupo foram denominadas por letras-código da base para o topo: SM, R1, Q1, R2, Q2, S, A, R3, Q3, R4 e PC por Faria (1995). Estas denominações informais foram substituídas por unidades formais com *status* de formação (Campos *et al.*, 2013), denominadas da base para o topo de formações: Ribeirão São Miguel, Córrego Cordovil, Serra da Boa Vista, Serra Almécegas, Serra do Paranã, Ribeirão Piçarrão, Ribeirão do Torto, Serra da Meia Noite, Ribeirão Contagem, Córrego do Sansão e Córrego do Barreiro.

Na região de Cabeceiras-Unai, no estado de Minas Gerais estão expostas somente as sequências do topo do Grupo Paranoá onde foram descritas quatro unidades: Quartzito Inferior, Ritmito Inferior, Nível Arcoseano e Ritmito Superior (Guimarães, 1997; Costa-Neto, 2006). A litofácies denominada Nível Arcoseano, a qual não está presente na seção tipo de Alto Paraíso - Distrito Federal, encontra-se localizada entre as unidades Ritmito Inferior e Ritmito Superior (Guimarães, 1997). Esta litofácies apresenta granulometria grossa, com presença comum de grânulos e pequenos seixos de quartzo, quartzito e feldspato. Esta unidade ocorre ainda no estado de Goiás, em Cristalina e ao norte de Formosa (distritos de JK e Bezerra). A presença desta litofácies é interpretada como resultante de soerguimentos localizados na área fonte, que proporcionaram o transporte de material grosso até a plataforma. (Campos *et al.*, 2013). A área de estudo compreende a região de Bezerra, distrito de Formosa, Goiás (Figura 1.1).

A proposta central desta dissertação é o detalhamento sedimentológico do Nível Arcoseano, com a definição de fácies sedimentares, processos e ambientes deposicionais e do significado tectônico desta unidade no contexto tectônico sin-deposicional da bacia Paranoá. Além dos dados de campo e seções geológicas detalhadas, foram utilizados métodos de análise petrográfica, difração de Raios-X, QemScan e datação de U-Pb em zircão detrítico.

1.1. Objetivos e Justificativa

O objetivo desta pesquisa é definir a partir de dados de campo, seções geológicas detalhadas, análises petrográficas, coleta de dados de paleocorrente e análise de grãos de zircão detrítico, as características das fácies e o significado deposicional e tectônico do Nível Arcoseano, pertencente ao topo do Grupo Paranoá na porção externa da Faixa Brasília.

Os objetivos específicos incluem:

- a) Definição das fácies sedimentares;
- b) Realização de estudos petrográficos detalhados com verificação de relações entre feldspatos, forma dos grãos, assembleia de minerais pesados;
- c) Determinação dos processos e ambientes deposicionais;
- d) Proposição de estudo de proveniência;
- e) Discussão sobre o significado tectônico das rochas desta unidade
- f) Formalização desta unidade no contexto estratigráfico do Grupo Paranoá.

O desenvolvimento desta pesquisa é justificado pelo restrito desenvolvimento de estudos específicos com foco no Nível Arcoseano. Apesar de sua importância como camada guia e das implicações de sua existência no topo do Grupo Paranoá, ainda não foram envidados esforços para contribuir de forma mais significativa com o conhecimento sobre esta unidade estratigráfica.

1.2. Localização

A unidade Nível Arcoseano ocorre de forma restrita no contexto do Grupo Paranoá e não está contida na seção-tipo exposta na região de Alto Paraíso - Distrito Federal. Esta unidade foi descrita por Guimarães (1997) nos estados de Goiás e Minas Gerais, mais especificamente nas regiões de Cabeceiras, Formosa (distritos de JK e Bezerra), em Formoso na Serra de São Domingos e de forma localizada nos domos estruturais em Unaí e Cristalina.

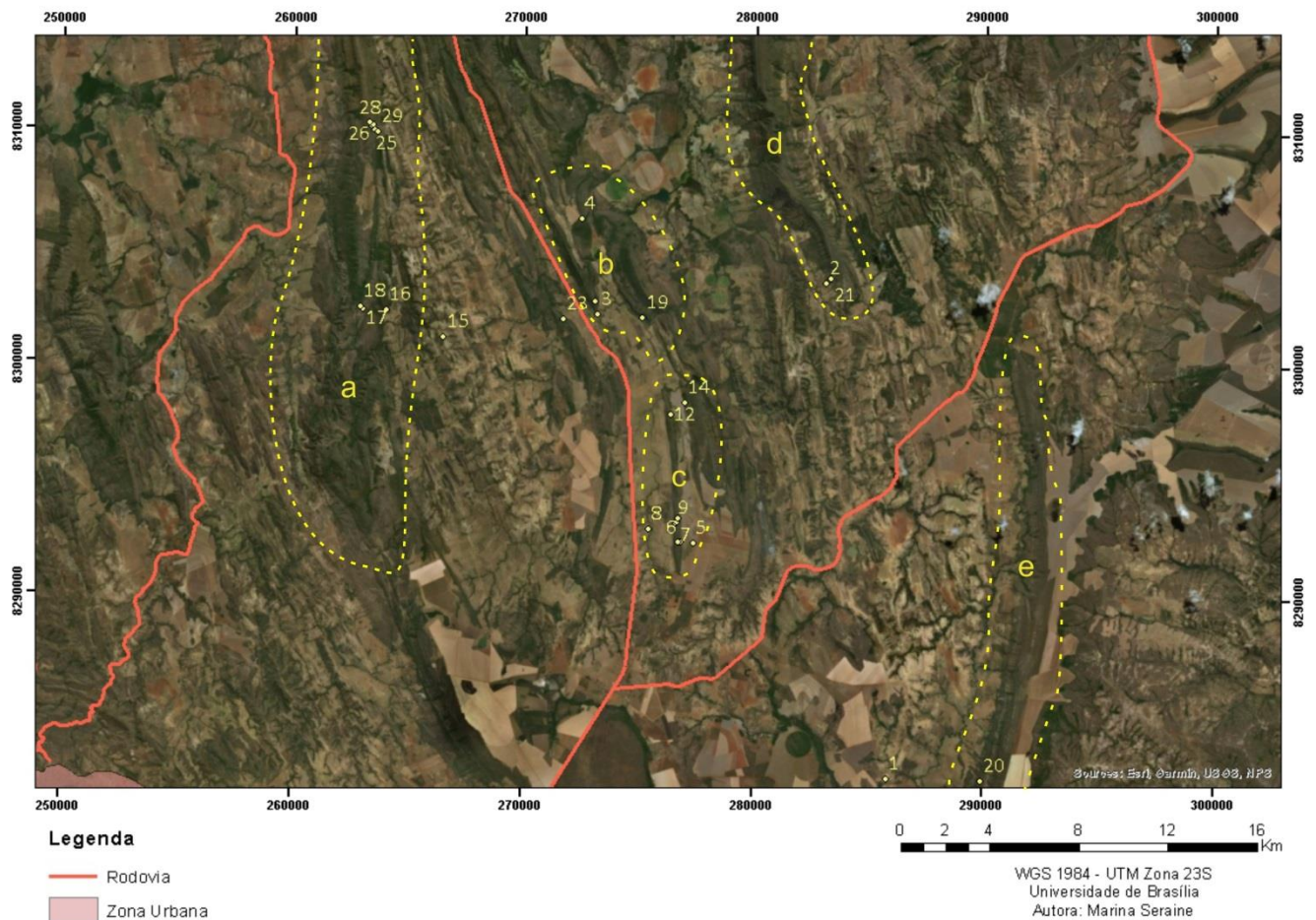


Figura 1.1 - Localização da área de estudo, situada em Bezerra, distrito de Formosa, Goiás. As letras indicam os morros onde afloram as rochas da unidade Nível Arcoseano: a) Serra da Carreira Cumprida; b) Sítio Arqueológico/Cachoeira do Bisnau; c) Serra da Capetinga; d) Serra da Boa Vista; e) Serra do Bonito. Os números representam os pontos realizados durante o trabalho de campo.

1.3. Materiais e Métodos

1.3.1) Trabalhos de campo

Para o estudo das rochas da unidade Nível Arcoseano, foram cumpridos quatorze dias de campo, durante o ano de 2017 e primeiro semestre do ano de 2018. Durante os trabalhos de campo foram realizados o reconhecimento regional e descrição das fácies, com destaque para os tipos petrográficos e estruturas sedimentares, reconhecidamente abundantes no Nível Arcoseano. Além dos dados e amostras coletados durante esta etapa, foram realizadas as medidas de paleocorrente em estruturas sedimentares (estratificação cruzada) e as amostras coletadas foram utilizada para aplicar diferentes métodos na etapa do pós-campo.

Para concretização deste projeto, foram realizadas duas semanas de trabalhos de campo na região de Bezerra, distrito de Formosa, Goiás, além de seções no Distrito Federal para comparação de fácies. Durante as campanhas de trabalhos de campo foram coletadas amostras

para produção de lâminas delgadas investigadas a partir de microscópio óptico e QemScan, análises de Raios-X e análises geocronológicas.

1.3.2) Estudo de paleocorrentes

Rosetas de paleocorrentes foram confeccionadas a partir das medições obtidas nas estratificações cruzadas. O estudo de paleocorrentes é utilizado amplamente para determinar a direção e o sentido preferencial de transporte de sedimentos a partir da área fonte para a área de deposição.

1.3.3) Petrografia

Foram confeccionadas 15 lâminas delgadas da Unidade Nível Arcoseano e duas lâminas das unidades denominadas Quartzito Superior e Ritmito Inferior. As amostras foram coletadas em diferentes pontos do distrito de Bezerra, município de Formosa, estado de Goiás.

O estudo do Nível Arcoseano a partir de dados petrográficos possibilita: 1) o reconhecimento dos constituintes mineralógicos das diferentes litofácies com destaque para assembleia de minerais pesados (zircão, turmalina, rutilo, etc.); 2) a determinação das proporções entre os diferentes grãos de feldspato nas diferentes seções estudadas; 3) a observação da forma dos grãos e sua interrelação com a sequência diagenética (desde eodiagênese até processos mesodiagnéticos). A análise dos aspectos petrográficos fornecem importantes dados que, além dos processos sedimentares, podem contribuir para o entendimento do contexto tectônico em que ocorreu a deposição. Nesta etapa de estudo foi realizada a quantificação dos minerais com auxílio de software de captura de imagens de seções delgadas e quantificação relativa dos componentes (*QemScan*).

1.3.4) Análises em QemScan (*Quantitative Evaluation of Minerals by Scanning Electron Microscopy*)

A utilização do software *QemScan* foi aplicada no seguinte trabalho com objetivo de quantificar a porcentagem e na identificação dos cristais de feldspato presentes nas amostras de arcóseo e auxiliar a determinação de minerais não reconhecidos no microscópio convencional. Além disso, o método também foi utilizado para caracterizar a assembleia de minerais pesados presentes nas rochas da Unidade Nível Arcoseano.

Quatro lâminas delgadas de diferentes granulometrias (apêndice) foram selecionadas para análises no equipamento *Quantitative Evaluation of Minerals by Scanning Electron Microscopy (QemScan)* (Allen *et al.*, 2012; Khosa *et al.*, 2003; Sutherland & Gottlieb, 1991; Vermeesch *et al.*, 2017). As análises foram realizadas no Laboratório de Microsonda da Universidade de Brasília (UnB) no equipamento FEI-QUANTA 450 SEM (FEG). As lâminas foram revestidas com carbono para viabilizar a análise utilizando o *Energy Dispersive X-Ray Spectroscopy (EDS*

or EDX) e o *Scanning Electron Microscopy* (SEM). No SEM-EDS é realizado um mapeamento automático das fases minerais da amostra, que permite identificar diferentes minerais presentes.

Os sinais de *Back-Scattered Electron* (BSE) e *Energy-Dispersive X-Ray Spectra* (EDS) coletados pelo *QemScan* foram comparados a um banco de dados (SIP) de minerais conhecidos e dessa forma, faz a determinação das composições mineralógicas e químicas das amostras com alta taxa de precisão e rapidez (Vermeesch *et al.*, 2017). Essa técnica é com frequência aplicada em rochas sedimentares na indústria petrolífera, uma vez que, além da identificação da assembléia mineralógica que compõe a rocha, também é possível investigar outras características como, por exemplo, a porosidade e estudar rochas-reservatório e geradora.

1.3.5) Difração de Raios-X

A identificação dos argilominerais através da técnica de difração de Raios X é uma ferramenta eficaz, uma vez que é comum a alteração dos grãos de feldspato, presentes nos arcóseos, para argilominerais. As análises de Difração de Raios X (DRX) foram realizadas no Laboratório de Difractometria de Raios X no Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG/UnB). O método foi utilizado para a caracterização da composição mineral das amostras (apêndice).

O procedimento para análise de rocha total foi realizado a partir da pulverização manual e compactação das amostras em lâminas de vidro. Para a preparação da fração argila, foram utilizadas 10 gramas das amostras pulverizadas e diluídas em água destilada. Estas amostras são submetidas a um primeiro processo de centrifugação durante sete minutos a 750rpm. O sobrenadante resultante desta primeira etapa é centrifugado novamente a 300rpm durante 30 minutos, a fim de decantar a fração argila das amostras. Posteriormente, o material decantado é utilizado para a preparação da fração argila em lâminas de vidro. Para a melhor obtenção dos dados, as lâminas da fração argila são orientadas a partir da técnica de esfregaço.

As lâminas orientadas são analisadas em quatro fases distintas: secas à temperatura ambiente (N), solvatadas com etileno-glicol (EG) e glicerol (G) e aquecidas (A) a 490-500°C em mufla N480D (Fornos Magnus). Estas etapas são fundamentais para a melhor caracterização dos argilominerais presentes nas amostras, uma vez que estes podem apresentar picos e padrões de espectros semelhantes e são diferenciados a partir de comportamentos anômalos em cada etapa, como é o caso da vermiculita, clorita e esmectita.

As análises foram conduzidas pelo equipamento RIGAKU, modelo ULTIMA IV, que contém tubo de cobre e filtro de níquel e trabalha sob voltagem de 35 kV e corrente de 15 mA, velocidade da varredura de 2°/minuto, passos de 0,05°. As análises de rocha total são obtidas no intervalo 2 θ de 2° a 80° e em fração argila, solvatada e aquecida, de 2° a 40°. Para a análise de Difração de Raios X, foram coletadas oito amostras inalteradas e alteradas, do topo do Grupo

Paranoá, referentes às rochas quartzíticas da Formação Ribeirão Contagem, rochas pelíticas da Formação Córrego do Sansão e dos quartzitos e arcósios da unidade denominada Nível Arcoseano. Posteriormente, foram confeccionadas lâminas destas amostras para detalhamento e comparação dos dados gerados em raios X e das informações petrográficas (Tabela 1.1).

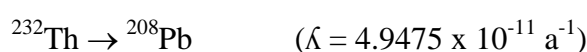
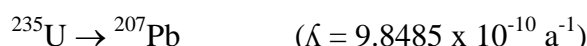
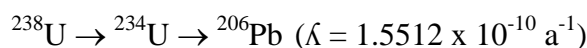
Tabela 1.1 - Amostras referentes as unidades do topo do Grupo Paranoá e análises associadas.

Amostras	Litotipo	Unidade	Raios X	Petrografia	QEMSCAN	U-Pb
MS - 1	Quartzito	Fm. Ribeirão Contagem	X	X		
MS - 2	Rítmito	Fm. Córrego do Sansão	X			
MS - 3	Quartzito	Nível Arcoseano	X			
MS - 3a	Quartzito	Nível Arcoseano	X			
MS - 3b	Arcóseo	Nível Arcoseano	X			
MS - 4	Quartzito feldspático	Nível Arcoseano	X	X	X	X
MS - 5	Quartzito feldspático	Nível Arcoseano	X	X	X	
MS - 5a	Quartzito feldspático	Nível Arcoseano		X	X	
MS - 6	Arcóseo	Nível Arcoseano	X	X	X	

1.3.6) Datação de U-Pb em zircão detrítico

O método de datação de U-Pb a partir de minerais acessórios, como é o caso dos cristais de zircão em rochas sedimentares, tem sido amplamente utilizados em estudos de proveniência e para conhecer a evolução geológica de bacias sedimentares e suas potenciais áreas fonte.

O estudo do decaimento de isótopos radioativos de U e Th para isótopos estáveis de Pb é uma importante base para o desenvolvimento de metodologias de datação. O elemento U apresenta concentração muito baixa em silicatos, na ordem de ppm. Esses elementos são encontrados na assembleia mineralógica principalmente na forma de minerais acessórios, como por exemplo: zircão, monazita e apatita. O elemento U tem três isótopos: ^{238}U , ^{235}U e ^{234}U , todos radiotivos, sendo o ^{238}U o isótopo mais abundante.



A concentração de isótopos radiogênicos de Pb, produzidos durante o decaimento de seus isótopos-pai (U), é regida a partir da lei da radioatividade. Na datação de minerais que incorporam urânio (U) em sua estrutura, a idade é calculada a partir da seguinte equação:

$$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0 + ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}(e^{\lambda t}-1)$$

$$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0 + ^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}(e^{\lambda t}-1)$$

$$^{208}\text{Pb}/^{208}\text{Pb} = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0 + ^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}(e^{\lambda t}-1)$$

As idades podem ser concordantes ou discordantes, sendo concordantes quando o mineral se comportou como um sistema fechado para esses elementos químicos (isótopos pai e filho) e quando não há fracionamento de U (Faure & Mensing, 2005).

O mineral utilizado para aplicação do método de datação neste trabalho foi o zircão, devido a abundância desse mineral em rochas sedimentares provenientes de rochas félsicas. Além disso, o zircão (ZrSiO_4) apresenta-se como um mineral que não incorpora Pb em sua estrutura, mas que aceita grande quantidade de U (1350 ppm), substituindo o Zr^{4+} . Portanto, todo Pb que ocorre no sistema tem origem radiogênica.

A etapa de separação de grãos de zircão para datação U-Pb foram realizadas na Universidade de Brasília, assim como a análise dos grãos. A metodologia consiste em diversas etapas.

A etapa de separação dos grãos consiste na fragmentação, separação granulométrica, separação eletromagnética, separação por densidade e seleção manual, incluindo as seguintes ações:

- a) Fragmentação das amostras através de um britador mecânico;
- b) Moagem com uso do moinho de panela da marca Herzog para pulverizar a amostra;
- c) Fragmentação e peneiramento para separar fração de granulometria entre 100 a 250 “mesh”;
- d) Separação de minerais magnéticos e não magnéticos no equipamento Frantz. O separador magnético é composto, de forma simplificada, por uma calha vibratória com inclinações variáveis nos seus sentidos longitudinais e transversal, localizada entre dois eletroímãs de corrente regulável, que definem a densidade de fluxo do campo magnético. A separação dos minerais é realizada a partir das diferentes susceptibilidades magnéticas que estes apresentam. A utilização da separação magnética visa facilitar o processo de identificação dos minerais constituintes da rocha, principalmente para auxiliar na coleta de grãos de zircão;
- e) Bateamento das amostras que representam a fração não-magnética para concentração dos minerais mais densos (ex: zircão).
- f) Seleção manual dos cristais a serem submetidos a análise;
- g) Preparação do *mount* (montagem em palca de epóxi) e
- h) Análise dos grãos minerais pelo método LA-ICP-MS (*Laser Ablation - Inductively coupled plasma mass spectrometry*).

CAPÍTULO 2 REFERENCIAL TEÓRICO

2.1) Classificação e Evolução de Bacias

O conhecimento sobre bacias de margem passiva tem avançado e, conseqüentemente, diversos conceitos relacionados a este tema estão sendo modificados. O termo margem passiva é sinônimo de margem do tipo-Atlântica, margem rifteada ou margem divergente. Uma bacia do tipo margem passiva é formada por processo de rifteamento seguido por espalhamento do fundo oceânico (Bradley, 2008).

Bacias de margem passiva podem ser formadas por estiramento e afinamento da litosfera continental, em uma evolução sequencial, conhecida como processo rifte-drifte (Kinsman, 1975; Veevers, 1981). Os estágios iniciais da sequência correspondem ao desenvolvimento de uma bacia intracontinental, evidenciando estruturas rúpteis, com sistemas de falhas extensionais. Estas bacias podem evoluir e apresentar centros de espalhamento oceânico ou podem ser abortadas (aulácogenos). Com o espalhamento do fundo oceânico e a criação de rochas de crosta oceânica, bacias sedimentares do tipo margem passiva são desenvolvidas (Allen *et al.*, 2015).

Em relação aos mecanismos de formação destas bacias, a investigação de diferentes bacias de margem passiva revela a falta de indícios que comprovem que em todos os processos de rifteamento há uma relação direta com a presença de *hot spots* (Figura 2.1). Ao contrário, sugere-se que a evolução da margem passiva seja controlada por vários processos e parâmetros da escala da litosfera, incluindo o modo de propagação das falhas do rifte, por exemplo (Franke, 2013).

De qualquer modo, para que seja determinada a existência de margens passivas é necessário reconhecer os centros de espalhamento com vulcanismo associado, os quais representam a porção inicial de evolução do sistema, que comumente evolui lateral ou verticalmente de subsidência mecânica para subsidência flexural ou termo-flexural.

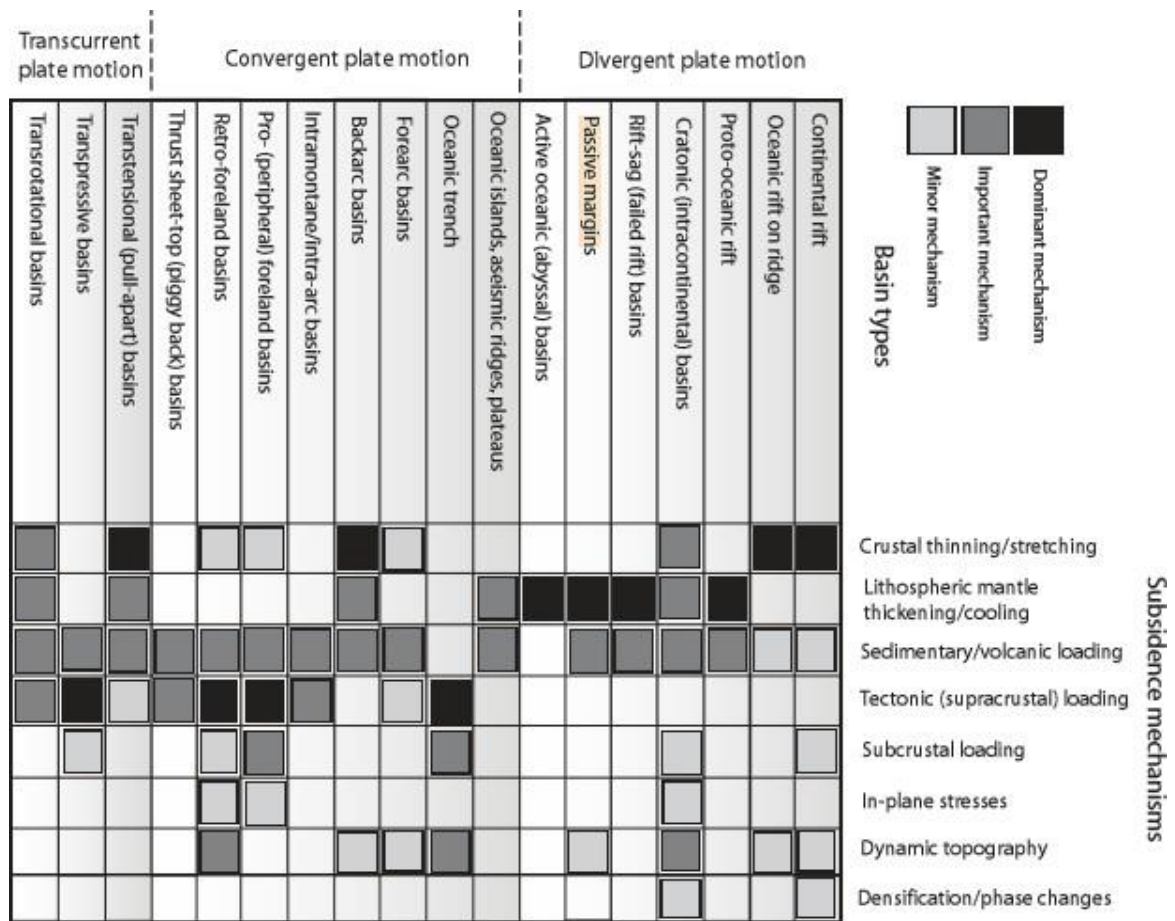


Figura 2.1 - Principais mecanismos de geração de bacias, com destaque para as bacias do tipo margem passiva (Allen *et al.*, 2015).

Os períodos de vida mais longos (60-440 Ma) são encontrados na margem intracratônica, na margem passiva e nas bacias oceânicas, uma vez que estão situados em regiões de baixa taxa de deformação, experimentando uma subsidência térmica prolongada (Figura 2.2). A abertura da bacia e a evolução subsequente podem ser relacionadas ao ciclo de longo prazo dos supercontinentes, ruptura e formação de novos oceanos, dispersão de fragmentos continentais, subducção e colisão (Anderson, 1982; Kerr, 1985; Nance *et al.*, 1988).

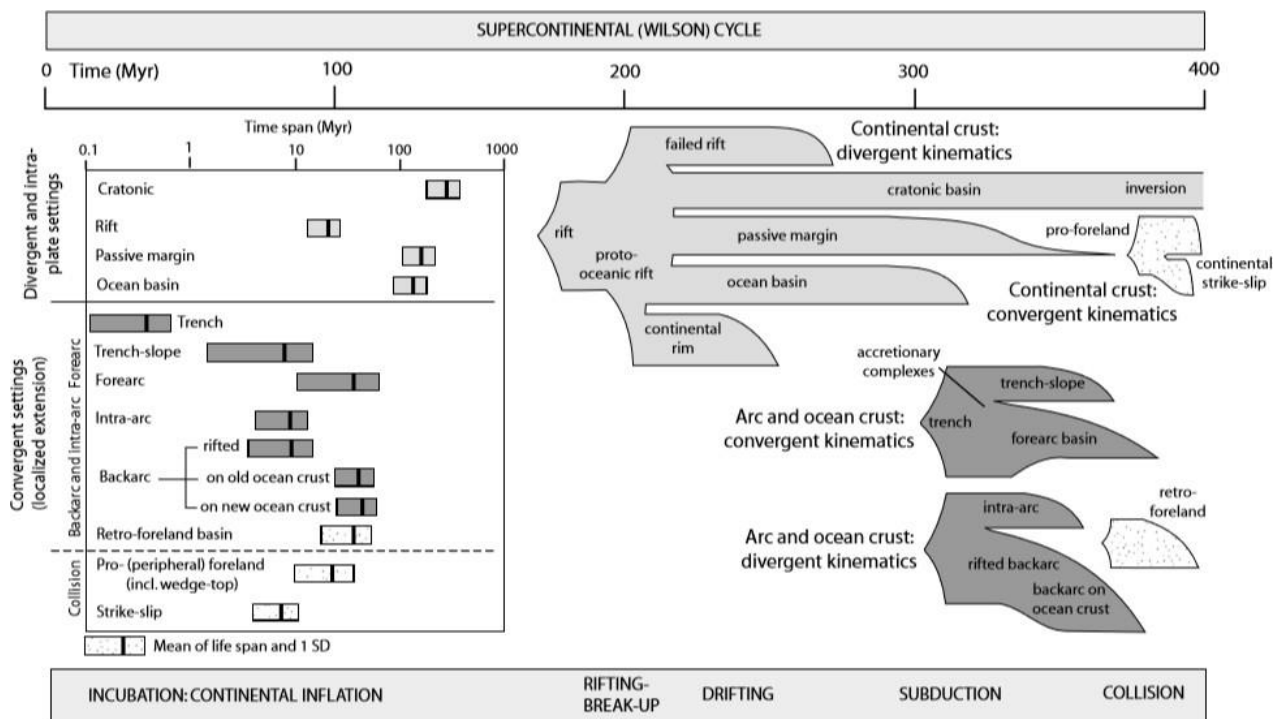


Figura 2.2 - Tempo de duração dos diferentes tipos de bacias (Allen *et al.*, 2015).

As margens passivas são subdivididas com relação à geodinâmica de abertura em: a) margem vulcânica e b) margem não-vulcânica, termos amplamente utilizados em trabalhos posteriores para designar a quantidade de magma gerado neste tipo de bacia. Franke (2013) propõe um novo conceito subdividindo estas bacias em a) margens rifteadas vulcânicas e b) margens rifteadas pobres em magma, considerando que todas as bacias de margem passiva exibem, em menor ou maior grau, algum tipo de vulcanismo durante o espalhamento do fundo oceânico.

De acordo com Bradley (2008), em um trabalho de compilação de dados de 85 bacias sedimentares do tipo margem passiva, existem alguns critérios de reconhecimento para este tipo de bacia: 1) elas estão bordejadas por cratons ou microcontinentes; 2) elas estão sobre o embasamento continental que, pode ou não ser, uma cobertura sedimentar antecedente à margem em questão; 3) as bacias rifteadas recobrem o embasamento; 4) depósitos de rifte e embasamento encontram-se justapostos; 5) depósitos marinhos rasos estão justapostos à depósitos marinhos profundos, depositados sobre a crosta continental estirada ou crosta oceânica; 6) ofiolitos e/ou seqüências de arco, posteriormente empurrados sobre os sedimentos marinhos, fornecem evidências de que uma bacia oceânica existiu. Além disso, os depósitos marinhos profundos e os ofiolitos também ajudam a distinguir uma bacia de margem passiva que foi envolvida em uma colisão posterior, e uma bacia intracratônica deformada. Uma das principais características observadas em margem passiva é o prisma deposicional, representado por uma cunha sedimentar que aumenta de espessura em direção ao oceano e se estende, aproximadamente, por 15 km da

borda cratônica.

Além disso, Bradley (2008) apresenta o tempo de duração média das bacias de margem passiva de acordo com o período geológico (Figura 2.3), a correlação entre o desenvolvimento destas bacias e o ciclo de supercontinentes de Wilson, comparações entre os períodos de maior surgimento de bacias de margem passiva e a curva secular de componente $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ em água marinha e a porcentagem das bacias estudadas em cada um dos períodos geológicos (Figura 2.4).

Por outro lado, bacias intracratônicas são formadas na porção interior e estável de regiões cratônicas. De acordo com Dickinson (1974) as verdadeiras bacias intracratônicas são aquelas que se estabelecem em crosta continental, devendo-se ao resfriamento de plumas mantélicas. Caracterizam-se pelo caráter amplo e, geralmente, desenvolvem seus eixos axiais sobre riftes-fósseis (Ingersoll, 1988). Klein (1995) enumerou uma série de possibilidades sugeridas para explicar a origem de bacias intracratônicas.

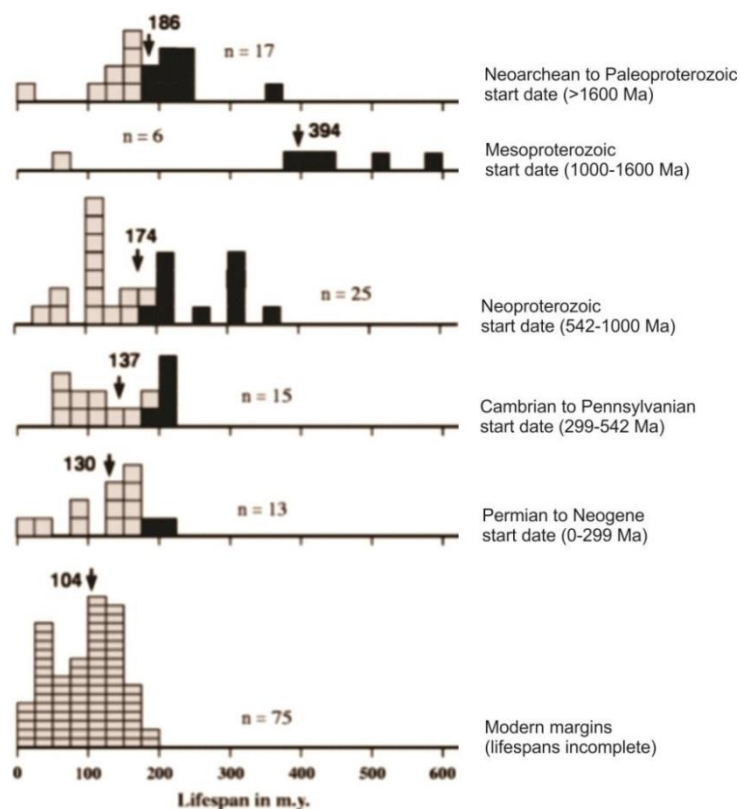


Figura 2.3 - Tempo de duração de bacias de margem passiva de acordo com os períodos geológicos (Bradley, 2008).

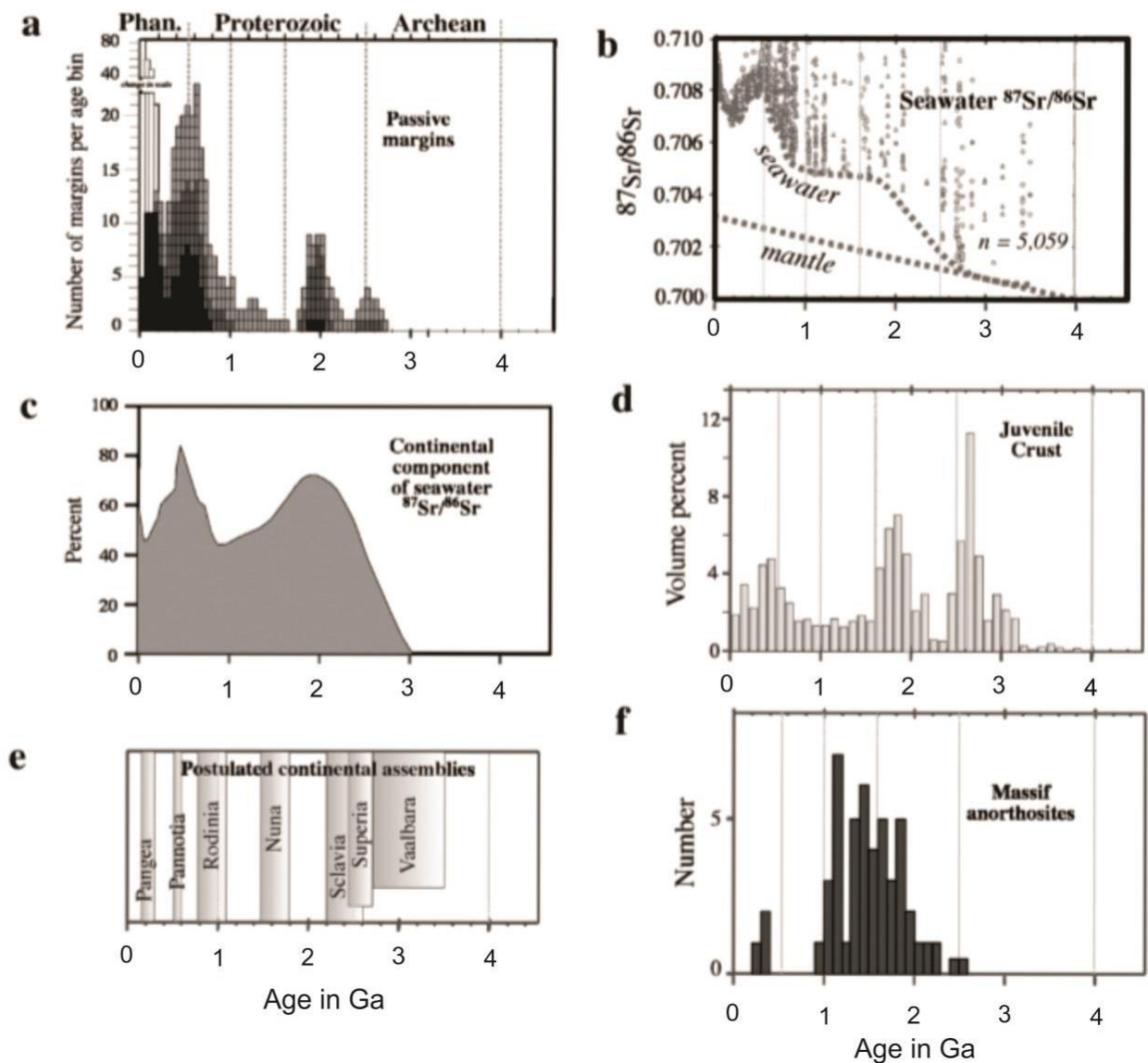


Figura 2.4 – a) Períodos de maior surgimento de bacias de margem passiva; b e c) curva secular de componente $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ em água marinha; d) Geração de crosta juvenil; e) Ciclo de Wilson comparado com a ocorrência de margens passivas; f) Geração de anortositos.(Bradley, 2008).

Dentro da classificação de bacias intracratônicas, são citadas também as bacias epicratônicas, que repousam a cima da crosta continental, mas que podem apresentar momentos de conexão com bacias oceânicas (processo de embaciamento). Em geral, as bacias intracratônicas têm como características principais a ausência de turbiditos e depósitos de águas profundas, bem como de atividade ígnea e ocorrência de falhas sindeposicionais. Além disso, por apresentarem uma longa vida e história de subsidência complicada, frequentemente exibem muitas discordâncias internas que sugerem a erosão e retrabalhamento dos sedimentos da própria bacia (Martins-Ferreira, 2017).

CAPÍTULO 3

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

3.1) Contexto Regional

3.1.1) Faixa Brasília

A Província Estrutural Tocantins ocupa a porção central do Brasil e representa um orógeno desenvolvido no Ciclo Brasileiro durante o Neoproterozoico até o início do Paleozoico (Pimentel e Fuck, 1992; Pimentel *et al.*, 1997) em função da colisão dos crátons Amazônico, São Francisco e Paranapanema. A Província é constituída por três cinturões orogênicos que se desenvolveram no contexto de eventos colisionais Neoproterozoicos da fase inicial de amálgama do supercontinente Gondwana (Valeriano *et al.*, 2008), e é circundada pelas Faixas Araguaia, Paraguai e Brasília. Seus limites são dados a sudoeste e nordeste pelas bacias Paleozoicas do Paraná e Parnaíba, respectivamente (Delgado *et al.*, 2003).

Almeida *et al.* (1981) dividiram a porção central da Província Tocantins em três unidades geotectônicas: Faixa Araguaia, Maciço de Goiás e Faixa Brasília. Posteriormente, Fuck *et al.* (1994) propuseram uma nova subdivisão tectônica: i) Arco Magmático de Goiás, constituído por sequências vulcano-sedimentares e terrenos ortognáissicos; ii) Maciço de Goiás, o qual compreende terrenos granito-*greenstone* e granito-gnáissicos; e iii) Faixa Brasília, dividida nas zonas externa e interna (Figura 3.1).

Além desta zonação no sentido leste-oeste, a Faixa Brasília apresenta características litológicas e tectônicas distintas em seu segmento norte e sul, sendo subdividida em porções Setentrional e Meridional. O limite destes segmentos é definido pela Megainflexão dos Pirineus – uma lineação de direção E-W, que corta a porção norte do Distrito Federal (Costa & Angeiras, 1971 e Araujo Filho, 2000).

A zona interna da Faixa Brasília inclui mica xistos do Grupo Araxá, carbonato e rochas vulcânicas subordinadas, além de intercalações de melanges ofiolíticas e fragmentos do embasamento. A zona externa é composta por terrenos granito-gnáissicos, sequências vulcano-sedimentares e granitos estaníferos, os quais são recobertos pelas rochas metassedimentares dos Grupos Araí, Natividade, Paranoá, Canastra, Vazante e Bambuí (Figura 3.2).

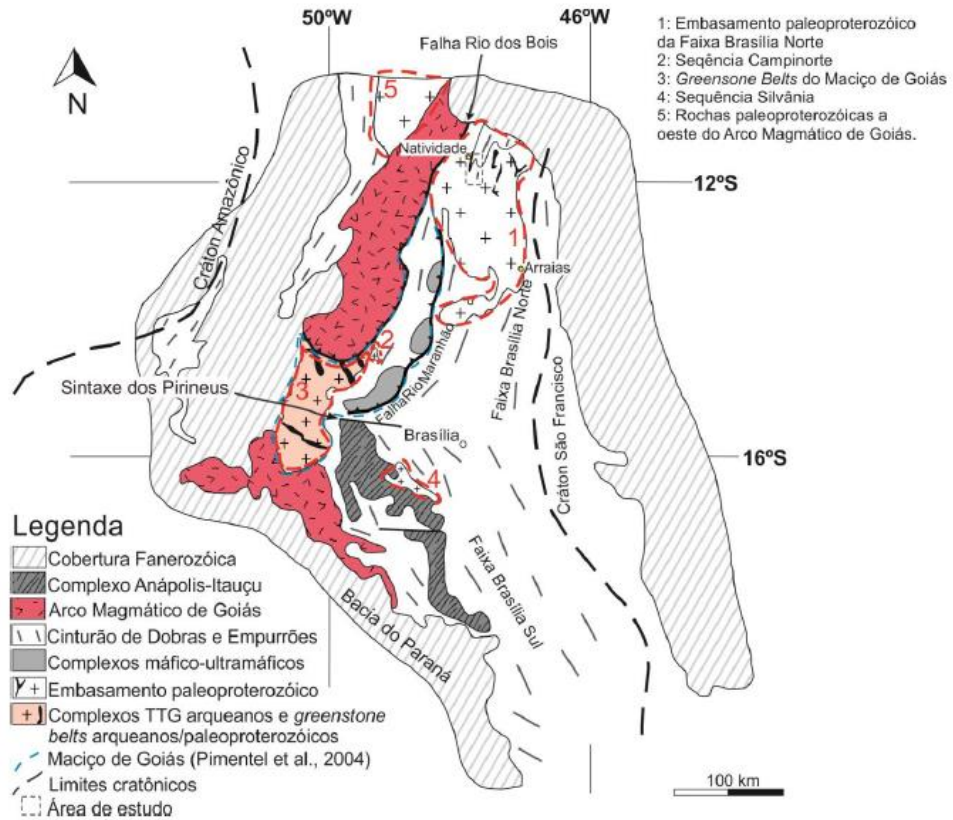


Figura 3.1 - Mapa regional do contexto da Faixa Brasília (Pimentel *et al.*, 2006; Oliveira *et al.*, 2006; Souza, 2015).

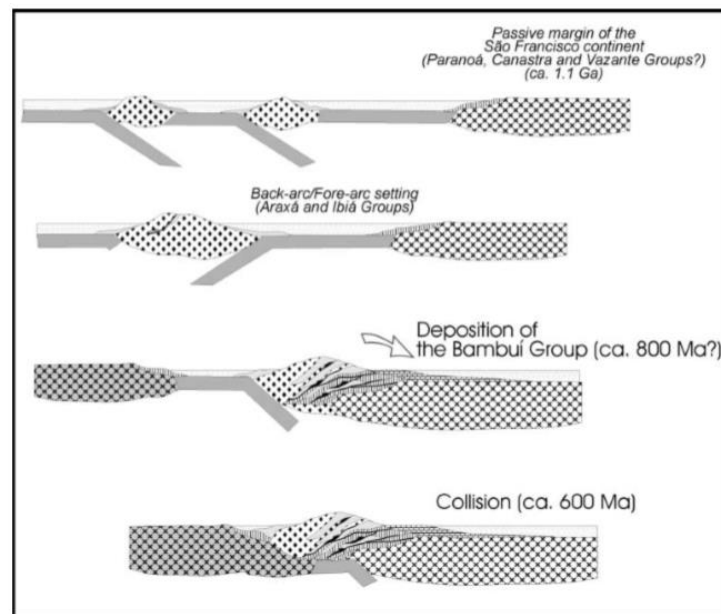


Figura 3.2 - Modelo de evolução tectônica para o contexto da Faixa Brasília (Pimentel, 2001).

3.1.2) Grupo Paranoá

O Grupo Paranoá (Figura 3.3) representa uma sucessão de rochas sedimentares de idade Mesoproterozoica, situadas no contexto da Faixa Brasília, com extensão para o interior do Cráton São Francisco (Braun *et al.* 1993; Teixeira *et al.* 1993, Martins-Neto 2009). O Grupo

Paranoá, nas zonas externas e cratônicas, apresenta-se na forma de sedimentos mais preservados, exibindo caráter anquimetamórfico até fácies xisto verde. Já na zona interna, é caracterizado por maior grau de metamorfismo e deformação (Fuck *et al.* 1988).

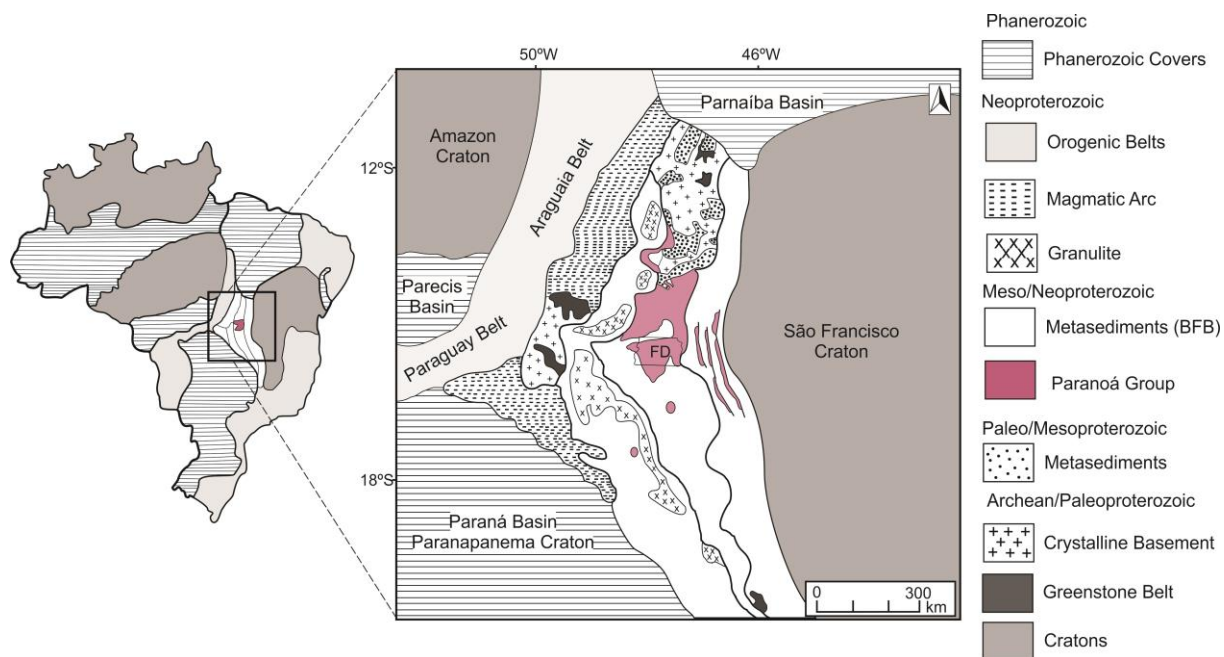


Figura 3.3 - Mapa do contexto da Faixa Brasília com destaque para o Grupo Paranoá, representado pela cor rosa.

O Grupo Paranoá (antiga formação Paranoá proposta por Andrade Ramos, 1958) aflora desde a porção sul do Distrito Federal até o Distrito de Alto Paraíso (Goiás), com ocorrências da porção superior do grupo nas regiões de Cristalina, Unai, Formosa e Cabeceiras. Inicialmente, esta sucessão foi estudada por Braun (1968) e seu trabalho teve continuidade com as pesquisas de Barbosa *et al.*, (1969) e Baeta Jr. *et al.*, (1978). Os autores descrevem a unidade Paranoá como porção inferior e interdigitada com o Grupo Bambuí e a formalizaram como formação.

Barbosa *et al.*, (1969) descrevem que a formação é constituída por um conglomerado basal (atual Formação Ribeirão São Miguel) que repousa em discordância erosiva sobre o Grupo Araí, sucedido por quartzitos grossos e siltitos com intercalações subordinadas de quartzito e argilito. Baeta Jr. *et al.*, (1978), por sua vez, divide a formação em oito unidades, denominadas informalmente de A até H.

Dardenne & Faria (1985) propuseram a seção-tipo do Grupo Paranoá na localidade de Alto Paraíso, composta por rochas metassedimentares de baixo grau metamórfico. Ambos formalizaram a sucessão e a subdividiram em nove litofácies.

Após maior escala de observação, o Grupo Paranoá foi subdividido na região de Alto Paraíso - Distrito Federal (área-tipo), situada na zona externa, por Faria (1995) em onze unidades denominadas informalmente por letras-código, da base para o topo: SM, R1, Q1, R2, Q2, S, A,

R3, Q3, R4 e PC. Um trabalho mais recente de Campos *et al.*, (2013) propõe formalizar as unidades e atribui a elas o caráter de formações, da base para o topo: Ribeirão São Miguel, Córrego Cordovil, Serra da Boa Vista, Serra Almécegas, Serra do Paranã, Ribeirão Piçarrão, Ribeirão do Torto, Serra da Meia Noite, Ribeirão Contagem, Córrego do Sansão e Córrego do Barreiro (Figura 3.5).

- Formação Ribeirão São Miguel (SM)

Representada por um paraconglomerado com seixos, calhaus e blocos subangulosos de metassiltitos, quartzo, quartzitos e mármores finos cinzas flutuantes em uma matriz síltico-argilo-carbonatada. Não ocorre de forma contínua e não ultrapassa 60m de espessura.

- Formação Ribeirão Cordovil (R1)

Constituída por uma sucessão de margas e metassiltito argilosos passando para metarritmito com quartzitos intercalados no topo. Apresenta 70m de espessura.

- Formação Serra da Boa Vista (Q1)

Apresenta quartzitos finos a médios, com raras intercalações de rochas pelíticas. Exibe estratificação cruzada tabular e 80m de espessura.

- Formação Serra Almécegas (R2)

Observa-se um contato abrupto entre as unidades Q1 e R2. Esta formação é caracterizada por camadas centimétricas de psamitos intercalados com metassiltitos e níveis pelíticos de escala milimétrica. Apresenta laminações cruzadas truncadas, marcadas onduladas assimétricas, *quick sand* e estruturas de fluidização.

- Formação Serra do Paranã (Q2)

Caracterizada por bancos decimétricos a métricos de quartzitos de granulometria média a grossa. São observados canais conglomeráticos compostos por quartzo e feldspato, exibindo granulometria de grânulos e seixos subangulosos a arredondados e estratificação cruzadas tabulares reviradas e estratificação espinha de peixe.

- Formação Ribeirão Piçarrão (S)

Constituída por metassiltitos de coloração esverdeada, que podem conter intercalação com material arenoso e pontuais ocorrências de lentes de calcário e dolomito.

- Formação Ribeirão do Torto (A)

Apresenta contato transicional a partir da unidade S, constituída por ardósias homogêneas de coloração cinza esverdeada, que passam a tons avermelhados quando intemperizados. Observa-se clivagem ardosiana.

- Formação Serra da Meia Noite (R3)

A Formação Serra da Meia Noite é composta por metarritmitos que variam entre a deposição de metassiltito arenoso, metassiltito argiloso, quartzito e grauvaca.

- Formação Ribeirão Contagem (Q3)

Esta unidade é caracterizada por quartzitos de granulometria fina a média, com grãos subarredondados a arredondados e apresenta alta maturidade textural e mineralógica. Exibe aspecto maciço, embora sejam descritas estratificações cruzadas acanaladas e tabulares de baixo ângulo, camadas onduladas por ação de ondas, estratificação do tipo espinha de peixe e *flaser*.

- Formação Córrego Sansão (R4)

Trata-se de um metarritmito que ocorre alternando entre a deposição de camadas centimétricas de metassiltito, metargilito e quartzitos finos. De maneira geral, apresenta-se homogênea quando comparada a unidade R3.

- Formação Córrego do Barreiro (PPC)

Composta por metapelitos siltosos de coloração ocre que apresentam estruturas primárias preservadas como laminação plano-paralela. Observa-se interdigitação de material pelítico com lentes ou camadas, de escala centimétrica a decamétrica, de rochas identificadas como margas ou calcários de coloração acinzentada. Dentro da Formação Córrego do Barreiro são evidenciadas pequenas lentes centimétricas de quartzito feldspático, presentes em localidades pontuais. As lentes foram descritas no Distrito Federal e em Cristalina.

As rochas que compõe o Grupo Paranoá foram interpretadas como uma sucessão sedimentar depositada em um contexto de margem passiva com sedimentos provenientes do Cráton São Francisco (Dardenne 1981, Faria 1995, Guimarães 1997, Freitas-Silva e Campos 1998). Este grupo encontra-se recobrando as rochas sedimentares e vulcânicas do Grupo Araí, de idade Paleo/Mesoproterozoica e é sobreposto pelo Grupo Bambuí, constituído por uma sequência pelito-carbonatada de idade Neoproterozoica. Portanto, sua idade foi definida a partir destas relações estratigráficas e também por correlações regionais com estromatólitos (colunares e *conophyton*) que assinalam idades variando entre 1,2 a 0,9 Ga (Dardenne *et al.* 1971, Cloud & Dardenne 1973, Dardenne 1979, Matteini *et al.* 2012, Campos *et al.*, 2013).

Recentes informações isotópicas e geocronológicas indicam idades modelo Sm-Nd entre 1,81 e 2,27 Ga (Santos *et al.* 2000, 2004, Pimentel *et al.* 2001) e dados U-Pb e Hf datados em sobrecrecimento diagenético de xenotima em zircão detrítico que apontam uma idade mínima de 1042 Ma e máxima de 1542 Ma (Matteini *et al.*, 2012), mais especificamente na Formação Serra do Paranã (unidade Q2).

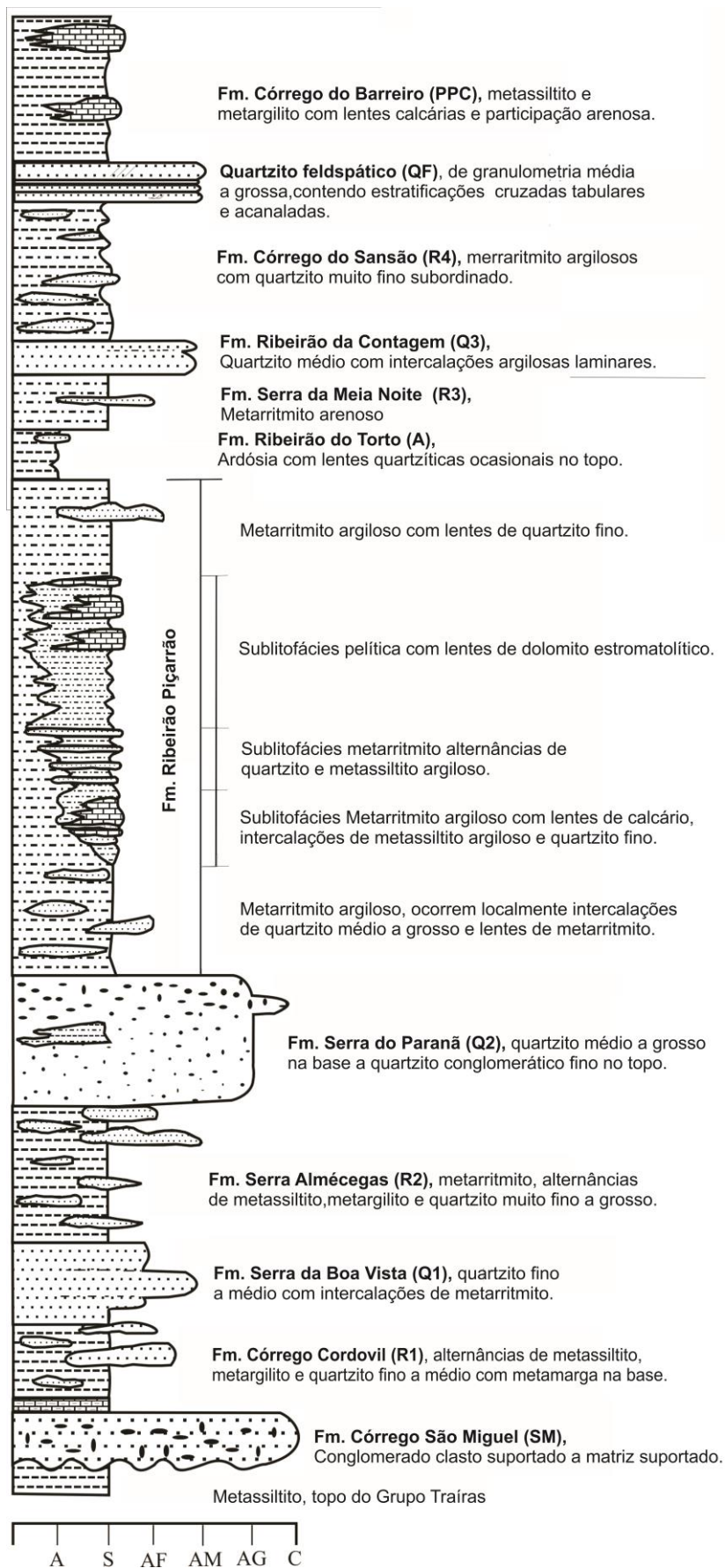


Figura 3.5 - Coluna Estratigráfica do Grupo Paranoá na seção-tipo (Campos et al., 2012).

Em Alto Paraíso, o Grupo Paranoá encontra-se em contato a partir de uma discordância erosiva com os filitos e calcixistos do Grupo Traíras. Na região do Distrito Federal e Cristalina não afloram as formações inferiores do Grupo Paranoá, apenas as litofácies a partir da Formação Ribeirão Piçarrão. Além disso, na região de Formosa são descritas apenas as rochas que compõe o topo do Grupo Paranoá. Guimarães (1997) descreveu a sequência superior do grupo na região de Bezerra - Cabeceiras composta por: Quartzito Inferior, Ritmito Inferior, Nível Arcoseano e Ritmito Superior. Na região de Formoso, Minas Gerais, Alvarenga *et al.*, (2012), por sua vez, subdividem a sucessão Paranoá em cinco sequências SE-1, SE-2, SE-3, SE-4 e SE-5, que apresentam-se expostas em forma de lasca autóctone soerguida a partir de uma falha de empurrão sob o Grupo Bambuí.

Diversas condições plataformais são sugeridas para a deposição do Grupo Paranoá (Guimarães, 1997). Na região de Cristalina (Farias 1995) sugere um ambiente litorâneo a supralitorâneo. Em Unaí observa-se o registro de uma plataforma um pouco mais profunda (Laranjeiras, 1992). Além disso, foram assinaladas importantes variações faciológicas entre Alto Paraíso e Colinas-Niquelândia, caracterizadas por uma granodecrescência dos sedimentos de leste para oeste, com aumento de sedimentos pelíticos e carbonáticos na porção oeste. Esse padrão indica aumento de profundidade de leste para oeste (Fuck *et al.*, 1988).

De acordo com Campos *et al.*, (2012), o Grupo Paranoá apresenta variações em toda sua área de ocorrência. A existência de diferentes exposições pode ser explicada por condições paleogeográficas e variações no paleoambiente. A unidade denominada informalmente de Quartzito Feldspático (QF) por Faria (1995) é um exemplo. A litofácies tem sua ocorrência restrita à região do Domo de Cristalina e ocorre na forma de pequenas lentes no Distrito Federal. Trata-se de quartzitos médios, grossos a conglomeráticos, mal selecionados, preto a cinza escuro (em função de uma película de matéria orgânica em torno dos grãos detríticos) e feldspáticos, com clastos subangulosos a arredondados. Por estarem intemperizados e serem friáveis, não é comumente observado nos afloramentos; porém, são descritos em amostras de calha de poços tubulares profundos. Estas rochas contêm seixos de quartzo e fragmentos de argila com diâmetro até 1 cm. Os afloramentos, em geral, apresentam geometria sigmoidal, estratificações tabulares e acanaladas e marcas onduladas. Além da unidade QF, o Nível Arcoseano, descrito por Guimarães (1997), é outra unidade que ocorre de forma restrita e que não é evidenciada na seção-tipo do Grupo Paranoá.

3.1.3) Nível Arcoseano

Na região de Cabeceiras-Unaí, no estado de Minas Gerais, ocorre em posição estratigráfica da seção de topo do Grupo Paranoá, uma litofácies denominada Nível Arcoseano, a qual não está presente na seção tipo de Alto Paraíso - Distrito Federal e se encontra localizada entre as

unidades Ritmito Inferior e Ritmito Superior (Guimarães 1997). Esta litofácies apresenta granulometria grossa, com presença comum de grânulos e pequenos seixos de quartzo, quartzito e feldspato. Esta unidade ocorre ainda no estado de Goiás, em Cristalina e ao norte de Formosa (distritos de JK e Bezerra) (Figura 3.6).

De acordo com Guimarães 1997, a composição e textura dos sedimentos desta unidade indicam o soerguimento de uma nova área fonte com composição granito-gnáissica em uma área cratônica, localizada, possivelmente, próxima ao local de ocorrência destas rochas.

O soerguimento de uma porção do embasamento corresponde a um evento tectônico, associado à reativação de falhas pré-existentes (Guimarães, 2005). As características da litofácies sugerem um ambiente de deposição fluvial-entrelaçado, o que difere da conjuntura deposicional das unidades adjacentes (Ritmito Inferior e Ritmito Superior), que são interpretadas em um contexto de sedimentação marinha rasa.

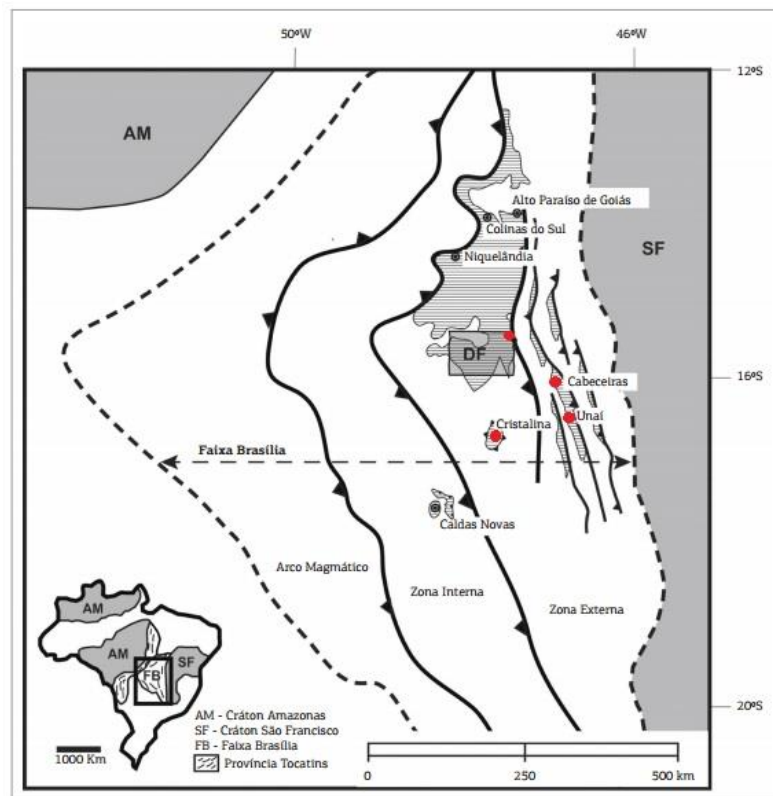


Figura 3.6 - Mapa de localização das regiões em que foram descritas rochas do Nível Arcoseano destacadas em vermelho (Cristalina, Cabeceiras-Unai e distritos de Formosa - Bezerra e JK). Retirado de Campos *et al.*, 2013.

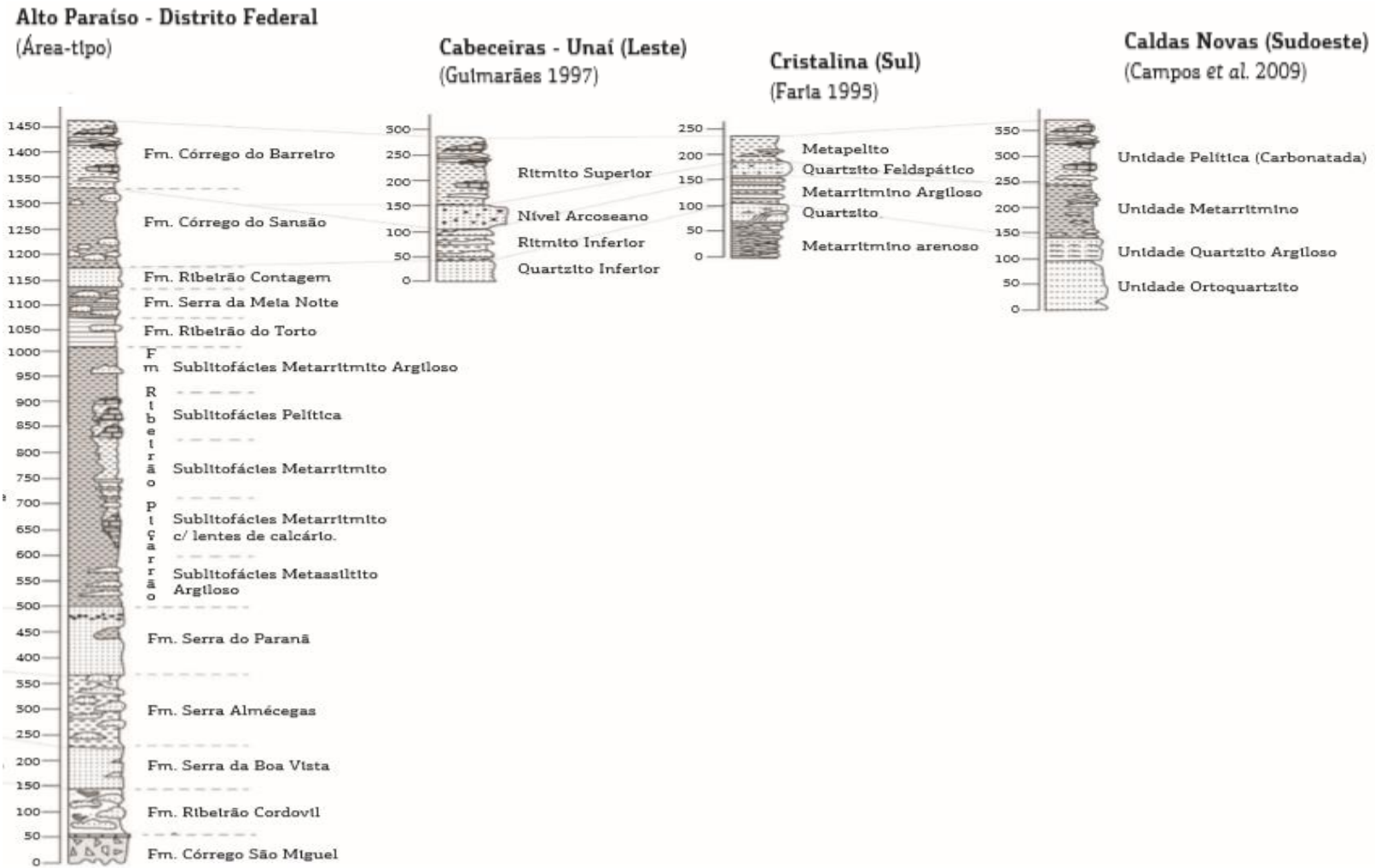


Figura 3.7 - Colunas estratigráficas correlacionando a área-tipo e outras localidades em que afloram as rochas do Grupo Paranoá. (Campos *et al.*, 2013)

CAPÍTULO 4 RESULTADOS – ARTIGO CIENTÍFICO

Tectonic significance of abrupt immature sedimentation in a cratonic margin shallow basin: The Córrego do Bisnau Formation, Mesoproterozoic Paranoá Group

Seraine, M.F.S.^{1*}; Campos, J.E.G.¹; Martins-Ferreira, M.A.C.²; Giorgioni, M.¹, Angelo, T.V.³

1. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Campus Universitário Darcy Ribeiro, Asa Norte, 70910900 Brasília, DF, Brazil.
2. Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade Federal de Goiás, Setor Conde dos Arcos, 74968755 Aparecida de Goiânia, Goiás, Brazil.
3. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Rua do Lago, 562 – Butantã, 05508-080 São Paulo, SP, Brazil.

Corresponding author*: Marina Seraine

E-mail: marina.seraine@gmail.com

Tel: +5561996860605

Abstract

Facies analysis, aided by X-ray diffraction, QemScan analysis, U-Pb LA-ICP-MS detrital ages and field geological data are used in a detailed sedimentary characterization of the Arkose Level, an immature sedimentary unit that occurs abruptly and discontinuously in the upper Paranoá Group, a sequence of mature marine rhythmites deposited in a shallow cratonic margin basin. This basin was developed during the Mesoproterozoic in the western margin of the São Francisco Craton, central Brazil. The study reveals three facies association in the Arkose Level: (1) Facies Association I (C), (2) Facies Association II (MC) (3) Facies Association III (FM). The lithofacies are characterized by plane-parallel lamination and planar cross-bedding, trough cross-stratification, channel-fills, overturned cross-stratification, and convoluted structures. The interpretation of sedimentological and paleocurrent data acquired in this study leads to the interpretation that this unit represents a record of braided-river deposits, which were influenced by marine reworking in the uppermost portion. The depositional model comprises a transitional continental-marine environment, with channels in the continental domain interpreted as a high-energy braided river system around the margins of a shallow intracratonic basin during the Mesoproterozoic. Furthermore, compiled and newly acquired LA-ICP-MS detrital zircon U-Pb ages reveal a new source area contribution of 1.1 Ga in the Upper portion of the Paranoá Group.

Keywords: Braided-river deposits; Mesoproterozoic; Arkose Level; Paranoá Group.

Highlights:

- **Abrupt immature sedimentation in mature basin indicate local fault activity**
- **Localized faulting exposed crystalline basement and older sedimentary rocks**
- **Braided-river from eroded local basement and reworked sediments**
- **Sudden input of 1.4 and 1.1Ga zircons suggests paraconformities**
- **Regional Stenian extension suggested to generate 1.1 Ga magmas**

1. Introduction

The margins and interior of the São Francisco Craton (SFC) are known for hosting several important Precambrian basins. The Paranoá Group is a Mesoproterozoic sedimentary sequence located in the western margin of the SFC and has been extensively studied by several authors (e.g., Guimarães, 1997; Dardenne, 2000; Fuck et al., 1988; Alvarenga et al., 2012; Matteini et al., 2012; Campos et al., 2013; Martins-Ferreira et al., 2018a; Martins-Ferreira et al., 2018b). Recent studies have improved the current knowledge about the group by providing new isotopic (Matteini et al., 2012; Martins-Ferreira et al., 2018a) and gravimetric (Martins-Ferreira et al., 2018b) data.

The Paranoá Group is interpreted by some authors as deposited in a passive margin setting, with sediments derived from the São Francisco Craton (Fuck et al., 1988; Guimarães 1997; Freitas-Silva and Campos 1998; Campos et al., 2013). However, the tectonic and environmental evolution of the Paranoá Group is still in debate. According to Campos et al., (2013), facies association suggests the sedimentation occurred in a shallow marine environment controlled by transgressive/regressive cycles.

In other studies the Paranoá Basin is interpreted as an intracratonic basin (Faria, 1995; Dardenne, 2000); rift-sag (Reis and Alkmim, 2015), or a cratonic margin basin that might have acted as an epicratonic embayment basin in times of high sea level (Martins-Ferreira et al., 2018b). This last interpretation is due to the abundance of shallow water depositional environments. The absence of volcanic rocks hinders the possibility of direct dating of the opening stages of the Paranoá Basin. However, the association of detrital zircon and diagenetic U-Pb ages (Matteini et al., 2012) indicates that this sequence was deposited during the Mesoproterozoic, between 1500 Ma (maximum depositional age) and 1042 Ma (Minimum depositional age), regard to U-Pb age obtained in diagenetic xenotime overgrowths in detrital zircon.

In the uppermost part of the Paranoá Group, an arkose unit was described and informally called “Arkose Level”, even though without an official lithostratigraphic significance (Guimarães, 1997). The Arkose Level does not occur in the type-section of the Paranoá Group, it has been only described in the western portion of the Brasília Fold Belt. This level occurs discontinuously throughout the basin and consists of arkose, feldspathic arenite, and rare quartzarenite that range from conglomerate to fine-grained sandstone, being highly immature both mineralogically and texturally. It represents an abrupt change in sediment maturity, in contrast with the underlying and overlying highly mature and monotonous rhyolite. This abrupt sedimentary contrast has intrigued researchers regarding the tectonic significance of the Arkose Level in the evolution of the Paranoá basin. However, the process and mechanisms that allowed

the deposition of this unit and the significance of the Arkose Level over the tectonic evolution of the SFC are still unclear.

This paper presents new geochronological data obtained in detrital zircons from the Arkose Level, located in the uppermost portion of the Paranoá Group, and its sedimentological characterization through facies analysis, X-ray diffraction, QemScan analysis, and field geological data. The combination of the adopted analytical methods used to improve sedimentological characterization, associated to U-Pb data in detrital zircon, have shed new light on the provenance of the Paranoá sediments and allowed to elucidate questions related to the end of the deposition, the sedimentation conditions and, the overall tectono-sedimentary evolution of the Paranoá Group and its correlative basins, during the Mesoproterozoic.

2. Geological Setting

The Paranoá Group comprises a shallow marine sequence, exposed in the geological context of the Brasília Fold Belt (Fig. 1), in central Brazil (Braun et al., 1993; Martins-Neto 2009; Campos et al., 2013). This Mesoproterozoic unit is composed of a mature siliciclastic sedimentary succession, including thick arenite layers, predominant siltstone, subordinated claystone and minor lenses of limestone and dolostone (Matteini et al., 2012; Campos et al., 2013). The Paranoá sequence is considered by some authors as representative of a passive margin basin (Guimarães, 1997; Campos et al., 2013; Fuck et al., 2014). Costa Neto (2006) proposed that the Arkose Level might represent the final deposition on a passive margin and the beginning of the instability that lead to tectonic inversion. According to Guimarães (1997), arkose and arenite from the upper portion of the Paranoá Group are interpreted to be chemically similar to passive margin clastic sediments. However more specific studies suggest other possible tectonic settings, considering that several passive margin aspects, such as deep-water sediments, are absent in this succession (Dardenne, 2000; Alkmim et al., 2012; Martins-Ferreira et al., 2018).

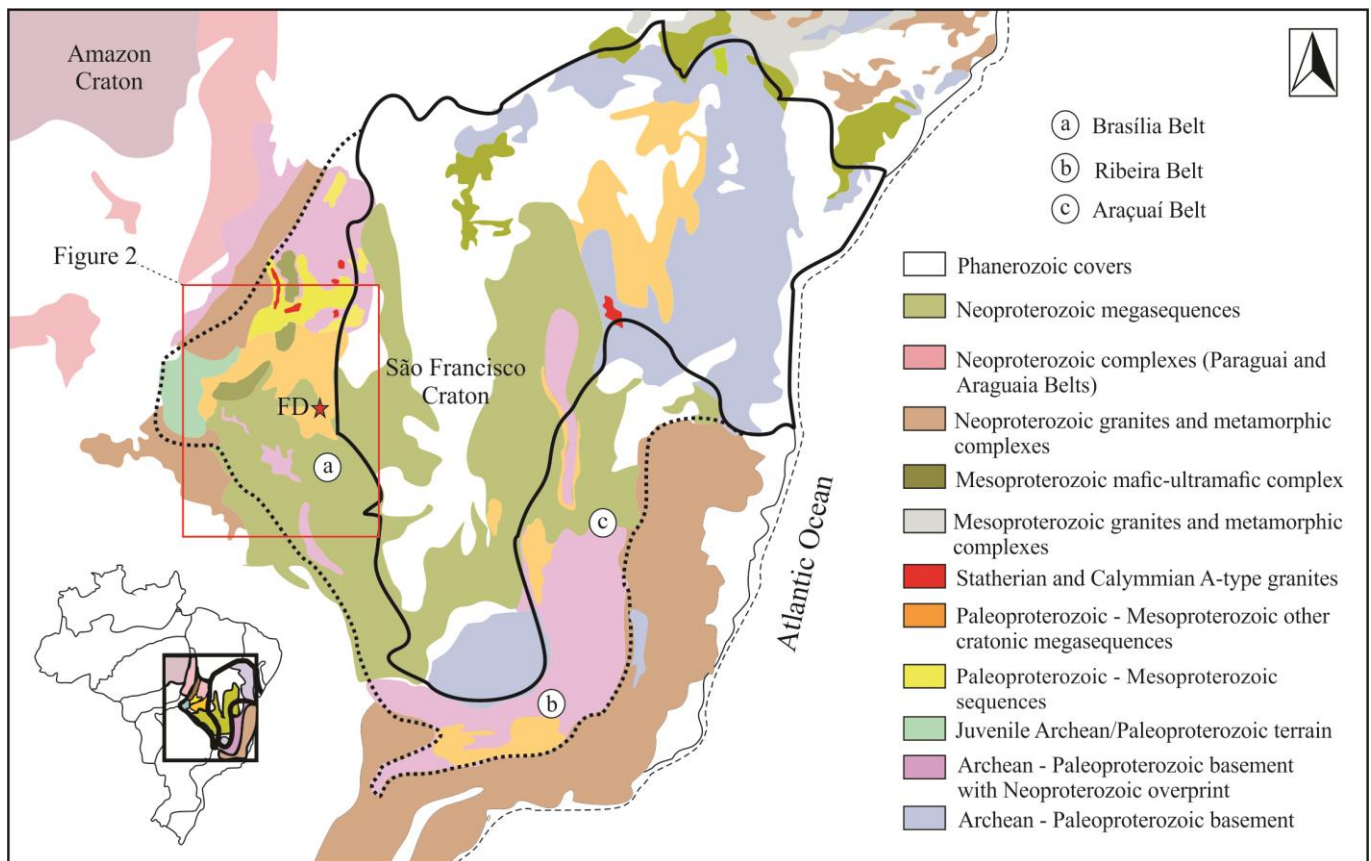


Figure 1 – Schematic geological map representing the São Francisco Craton and its peripheral fold belts a) Brasília Belt; b) Ribeira Belt; c) Araçuaí Belt. Figure 2 area is outlined by the red rectangle. The dashed line indicates the limit of the São Francisco paleocontinent at 1.8 Ga.

The Paranoá Group represents the upper portion of the Veadeiros Supergroup (Martins-Ferreira et al., 2018a) and overlies the Araí and Traíras groups, separated from them by an erosive unconformity. The Veadeiros Supergroup is composed of three Proterozoic intracontinental extensional basins: a Statherian intracontinental rift basin, the Araí Group (Lower Veadeiros Supergroup); the Calymmian intracontinental sag basins, the Traíras Group and Serra da Mesa Group (Middle Veadeiros Supergroup); and an Ectasian-Stenian basins, the Canastra Group and Paranoá Group (Upper Veadeiros Supergroup), object of this study, which is most accurately defined as a cratonic margin basin possibly connected to a passive margin basin (Martins-Ferreira et al., 2018a).

During the Brasiliano Orogeny, the Paranoá Group was inverted tectonically, culminating in an erosive surface on the top of the Paranoá Group. This erosive and angular unconformity is overlain locally by the glaciogenic sequence of the Jequitáí Formation (Martins-Ferreira et al., 2013) and by the Bambuí Group of Neoproterozoic age (Dardenne, 2000), a foreland basin consisting of pelitic and, to lesser extent, carbonate rocks. Figure 2 shows the regional distribution of the Paranoá Group in the context of the Brasília Fold Belt in central Brazil.

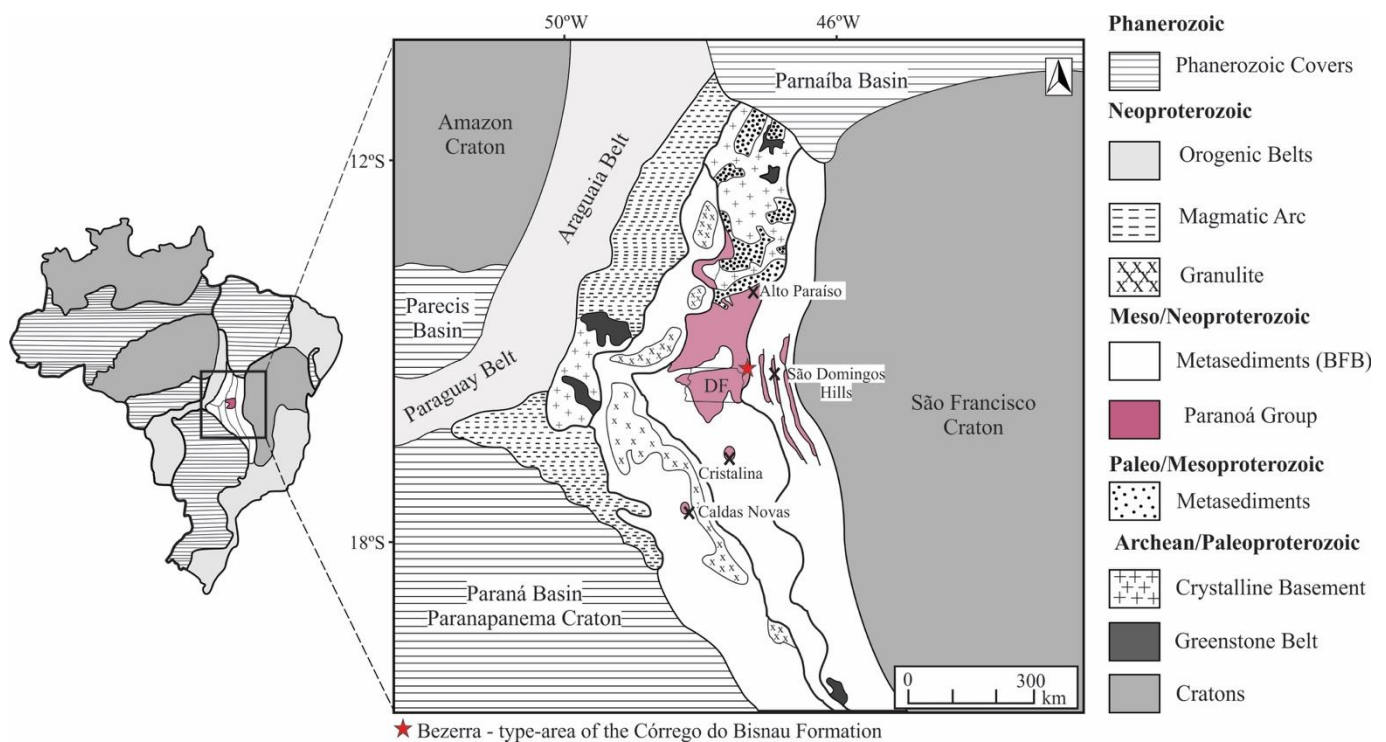


Figure 2 – Schematic geological map showing the location of the Brasília Fold Belt in Brazil and the outcrop distribution of the Paranoá Group. Note the study area (Bezerra type-area) marked by a red star. (Modified from Martins-Ferreira et al. 2018a).

Faria (1995) subdivided the Paranoá Group into eleven units, informally denominated by code letters, from the base to the top: SM, R1, Q1, R2, Q2, S, A, R3, Q3, R4, and PC. A later study by Campos et al., (2013) proposed to formalize these units by assigning to each one of them the status of formations, as follows: Ribeirão São Miguel Formation (SM), Córrego Cordovil Formation (R1), Serra da Boa Vista Formation (Q1), Serra Almécegas Formation (R2), Serra do Paranhã Formation (Q2), Formation Ribeirão Piçarrão Formation (S), Ribeirão do Torto Formation (A), Serra da Meia Noite Formation (R3), Ribeirão Contagem Formation (Q3), Córrego do Sansão Formation (R4) and Córrego do Barreiro Formation (PPC).

The upper portion of the Paranoá Group in the Bezerra – Cabeceiras region (central-east of Brazil) was studied in detail by Guimarães (1997), which divided the sequence into the following lithological units: Lower Quartzite, Lower Rhythmite, Arkose Level, and Upper Rhythmite, as represented in the geological map in figure 3.

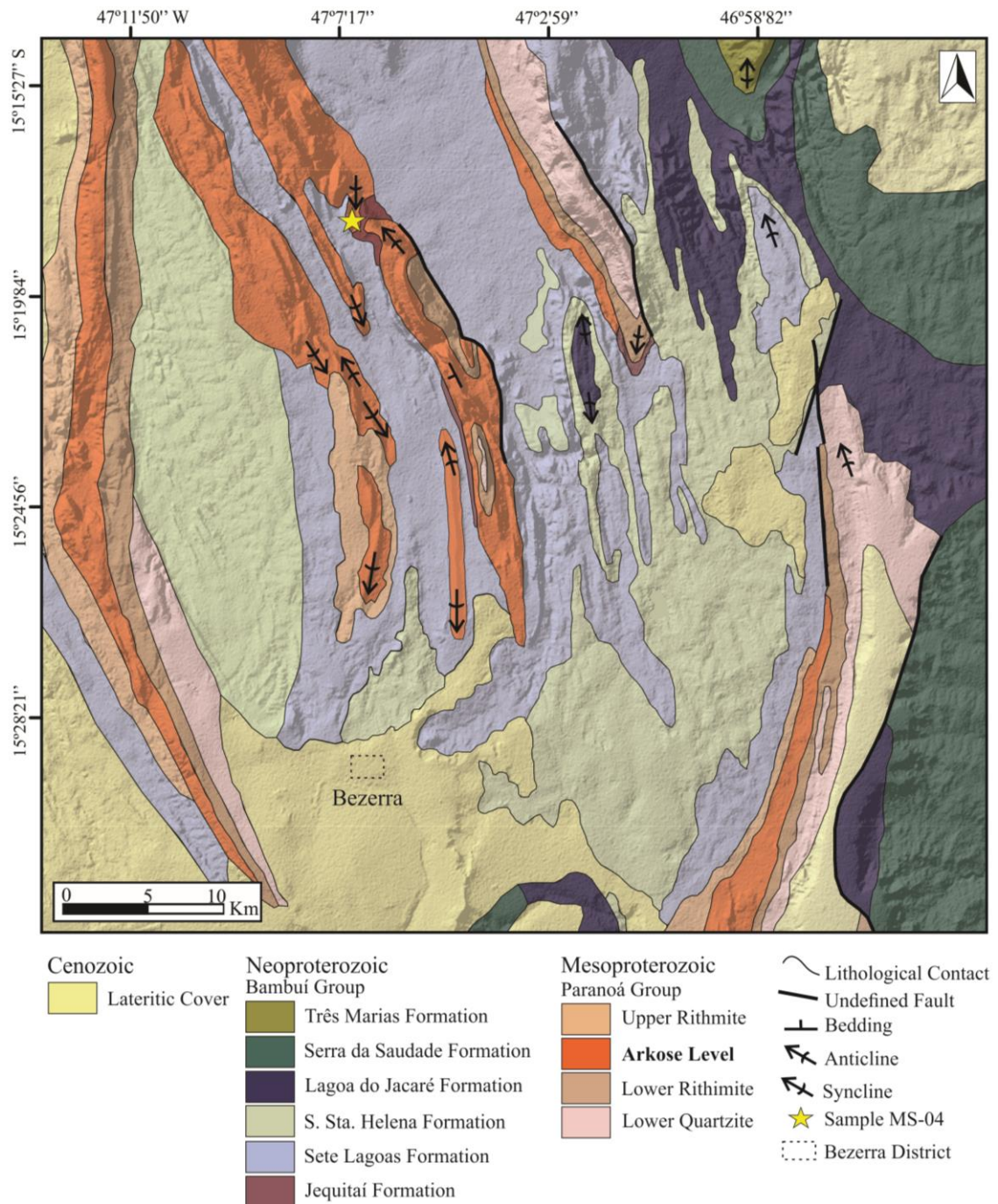


Figure 3 - Geological map in the Bezerra region (1:200.000) evidencing the occurrence of the upper portion of the Paranoá Group and the Arkose Level. The location of the Bezerra town is indicated in the lower central area of the map. Note the location of sample MS-04 marked by yellow star. (Modified from Guimarães, 1997).

According to Campos et al. (2012), the infill of the Paranoá Basin shows some faciological heterogeneities when different areas of occurrence are compared. These lateral variations could be explained by paleogeographic and paleoenvironmental variations that influenced the sediment supply and the depositional conditions. The Arkose Level occurs strictly in the upper portion of the Paranoá Group and is not observed in the type-section, Alto Paraíso-Federal District profile

(Campos et al. 2013). This unit was described by Faria (1995) and Guimarães (1997) in the states of Goiás and Minas Gerais, more specifically in the regions of Cabeceiras, Formosa (Bezerra and JK districts), Formoso (São Domingos Hills) and domes located at Unaí, Cristalina, and Caldas Novas regions (Fig. 2).

The upper portion of the Paranoá Group is mostly composed of siltstones, claystone and carbonate muds. This upper succession shows a fining upward general trend in grain size and high textural and mineralogical maturity and indicates lowering energy and depositional rate. According Campos et al. (2013) the upper portion is interpreted as a transgressive marine environment. The Arkose Level contrasts with this trend, being both texturally and mineralogically immature, and its significance in the evolutionary history of the basin is still unclear.

3. Materials and Methods

3.1 Fieldwork and macroscopic descriptions

Geological mapping involving the characterization of the lithofacies and measurements of cross stratification planes was performed together with sampling for petrography and U-Pb investigation during this study.

3.2 XRD analysis

Seven samples from the Arkose Level were analyzed with different methodologies, XRD, QemScan, conventional petrology and U-Pb (Table 1). The X-Ray diffraction analysis (XRD) was conducted in the X-Ray Diffractometry Laboratory at the Institute of Geosciences of the University of Brasília (IG/UnB), to characterize the clay mineral composition of six samples.

Bulk-rock analysis was performed by manual spraying and compaction of the samples on glass slides. For clay fraction analysis, 10g of the pulverized sample were diluted in distilled water and centrifuged for 7 minutes at 750rpm. The resulting supernatant was centrifuged one more time at 300rpm for 30 minutes, in order to decant the clay fraction. Subsequently, the decanted material was spread onto a glass slide for the analysis. In this case, the thin section was oriented by the smear technique in order to improve the result.

The oriented thin section was analyzed in four distinct phases: room temperature (N), solvated with ethylene glycol (EG) and glycerol (G) and heated (A) at 490-500°C in a Magnes Oven flask N480D. These steps usually allow a better characterization of the clay minerals by separating peaks of different clays, such vermiculite, chlorite, and smectite, which would occur overlapped if analyzed only in one phase.

The analyses were conducted with a RIGAKU ULTIMA IV diffractometer, with a copper tube and nickel filter, at 35 kV and 15 mA, with sweep velocity of 2°/min and steps of 0,05°. The bulk rocks were analyzed with a 2 θ from 2° to 80°, whereas clay fraction, solvated, and heated, with a 2 θ from 2° to 40°.

Table 1: Samples and analytical methods applied to different rock types from the Arkose Level.

Sample	Lithotype	XRD	Petrography	QemScan	U-Pb
MS-3	Arenite	X			
MS-3a	Arenite	X			
MS-3b	Arkose	X			
MS-4	Feldspathic arenite	X	X	X	X
MS-5	Feldspathic arenite	X	X	X	
MS-5a	Arkose		X	X	
MS-6	Arkose	X	X	X	

3.3 Conventional petrography and QemScan analysis

A total of fifteen thin sections were studied in order to access information regarding the mineralogical composition of the facies of the study area and determine the mineralogical components, matrix, cement, grain size, relation between grains and diagenetic conditions. Thin sections were described and imaged under an binocular petrographic microscope hosted in the Geosciences Institute of the University of Brasília. The description was made following definitions provided by Tucker (2001).

Four polished thin sections that depict the representative lithofacies described in the Arkose Level were analyzed with Quantitative Evaluation of Minerals by Scanning Electron Microscopy (QemScan) (Allen et al., 2012; Khosa et al., 2003; Sutherland & Gottlieb, 1991; Vermeesch et al., 2017). Carbon coating was applied for analyzing the samples using the SEM/EDS method. The SEM-EDS Automated Phase Mapping (APM) was performed with the FEI-QUANTA 450 SEM (FEG) QemScan equipment at the Scanning Electron Microscopy Laboratory of the University of Brasília (UnB).

The Back-Scattered Electron (BSE) signals and Energy-Dispersive X-Ray Spectra (EDS) collected by the QemScan instrument were compared to a database (Species Identification

Protocol [SIP]) of known materials in order to determine the chemical and mineralogical composition of the samples at high speed and precision (Vermeesch et al., 2017).

Combining conventional microscopic, XRD and SEM/EDS methodologies assists to improve the sedimentary rocks characterization. The combined methods can shed light on the main characteristics of possible source-areas.

3.4. U-Pb Geochronology

One sample (MS-4) was prepared and analyzed at the Geochronology Laboratory from the University of Brasília (UnB). About 10 kg of rock sample was collected for analysis. Zircon grains were separated using conventional methods (crushing, hand-panning and magnetic-Frantz separator). Hand-picked zircons from the non-magnetic fraction were mounted in a circular epoxy disk and polished until grains were exposed. The mount was imaged using backscattered electron (BSE) and cathodoluminescence (CL).

The U-Pb analysis was conducted in zircon grains using a Thermo-Finnigan Neptune (MC-ICP-MS) coupled with an Nd: YAG laser ablation system (New Wave Research USA). The laser spot size was set to 30 μ m and each grain was analyzed in 40 cycles of 1s. To evaluate the quality of laser-ablation, a blank sample and the GJ-1 zircon standard (608.5 \pm 1.5 Ma; Jackson et al., 2004) were used. The acquired data were reduced using a spreadsheet known as Chronus, developed by Oliveira et al., (2015), which allows corrections for common Pb, instrumental and background drift. The software ISOPLOT 4.15 (Ludwig, 2003) was used to calculate the zircon ages and construct the Concordia diagrams. More details on the instrumental settings and operation procedures are described in Bühn et al. (2009).

4. Facies analysis

The Arkose Level varies between feldspathic arenite and arkose, with facies with grain sizes that range from conglomerate to fine sand. Macroscopic and microscopic descriptions are based on the work of Tucker (2001). Taking into account lithology, grain size and sedimentary structures, we recognized thirteen facies that follow the nomenclature proposed by Miall (1996), and the main characteristic are summarized in Table 2. The lithofacies present a similar mineralogical composition and the parameter that allows the individualization of each facies is sedimentary structure.

4.1 Facies association

Similar characteristics and spatio-temporal relations between the facies allow the description of three facies associations useful for a better characterization and understanding of the depositional setting and environments: a) Facies association I (C), b) Facies association II (MC) and c) Facies association III (FM).

Table 2 - Summary of facies associations recognized in the Arkose Level in the study area.

Facies	Lithology/Description	Sedimentary Structure	Depositional Process	Facies Association
Cm	Matrix Supported Polymitic Conglomerate	Massive character	Upper flow regime High depositional rate	C
Ccs	Matrix Supported Polymitic Conglomerate	Cross stratification Normal grading	Upper flow regime	
Ccf	Coarse-grained feldspathic-arenite with conglomeratic lenses	Filled erosive surface	Upper flow regime	
Clb	Very coarse-grained to medium feldspathic-arenite	Sand lobes bodies	Upper flow regime	
MCtc	Medium to coarse-grained feldspathic-arenite with occasional granules	Trough cross-stratification	Upper flow regime	MC
MCcs	Medium to coarse-grained feldspathic-arenite with occasional granules	Tabular cross-stratification	Upper flow regime	
MCoc	Medium to coarse-grained feldspathic-arenite	Overtuned cross-stratification	Upper flow regime	
MCr	Medium to coarse-grained feldspathic-arenite	Asymmetric ripple marks	Upper flow regime	
Mpp	Medium-grained feldspathic-arenite	Plane parallel stratification	Upper flow regime	
Mc	Medium-grained feldspathic-arenite	Convolute bedding	High depositional rate	
FMcs	Fine to medium-grained feldspathic-arenite	Tabular Cross-stratification	Upper flow regime	FM
FMtc	Fine to medium-grained feldspathic-arenite	Truncated cross-stratification	Upper flow regime Bimodal character	
Fpp	Fine-grained feldspathic-arenite	Plane parallel stratification	Upper flow regime	
Fc	Fine-grained feldspathic arenite	Convolute bedding	High depositional rate	

4.1.1 Facies association I (C)

From the bottom to the top, the facies association C is composed of Cm, Ccs, and Ccf facies. This facies association occurs in the eastern portion of the studied area and is represented by the stratigraphic column shown in Fig. 7.

Facies Cm

Facies Cm is represented by light cream and reddish to violet in colour matrix supported polymitic conglomerate with a quartz-rich matrix. The framework presents a poorly sorted character and contains subangular to subrounded clasts with grain size varying between pebbles and blocks (2 mm - 6 cm). The framework is composed of lithic fragments (siltstone, quartzite, recrystallized carbonate), feldspar, and quartz clasts. The matrix is comprised predominantly of medium-grained and subrounded quartz crystals. The conglomerate presents a massive character and sedimentary structures are not observed in this facies (Fig. 4a and 4b).

Facies Ccs

This facies consists of polymitic and matrix-supported conglomerate with quartz-rich matrix of light cream to reddish and violet in colour. The framework presents a poorly sorted character that comprises subangular to subrounded clasts varying between pebbles and granules (2 mm – 3 cm). The clasts are composed of lithic fragments (siltstone, quartzite, and recrystallized carbonate) and feldspar. The matrix is quartz-rich of medium to coarse grain size. Sedimentary structures associated to this facies are cross-stratification and fining upward grading pattern. Cross-stratification orientation is approximately E-W (Fig. 4c).

Facies Ccf

Facies Ccf is composed of light cream to pinkish coarse-grained feldspathic-arenite with conglomeratic lenses. The framework presents poorly to moderately sorted and subangular to rounded grains of quartz, microcline, muscovite and accessory minerals represented by zircon, rutile, epidote, and tourmaline. This facies presents filled erosive surfaces marked by conglomeratic clasts at the base grading to coarse and medium size grains to the top (Fig. 4d).

Facies Clb

This facies consists of light cream to pinkish very coarse-grained feldspathic-arenite grading upward to medium and fine-grained feldspathic arenite. The framework presents a poorly to moderately sorted subangular to rounded grains composed of quartz, microcline, muscovite, and accessory minerals represented by zircon, rutile, epidote, and tourmaline. The Clb facies presents a massive character at the bottom and structured in sand lobes bodies at the top.

Conventional petrography, XRD and QemScan

Conventional petrography in the predominant lithotype of the the Facies Association I is described as poorly sorted feldspathic arenite with grain size varying from medium to very coarse-grained associated with layers marked by granules. It is possible to observe grain size bimodality and grain segregation, with two domains evidenced by the intercalation of coarse and fine grains. The coarser grains are spherical and well rounded, whereas the smaller grains are subangular (Fig. 4e). The framework consists of monocrystalline and polycrystalline quartz and K-feldspar, opaque and accessory minerals indicated by zircon, epidote, tourmaline, rutile, biotite and lithic fragments. Quartz grains present straight extinction, weak to strong undulose extinction, and eventual fractures. Contacts between grains are predominantly concave-convex with occasional occurrences of sutured contacts. The pseudo-matrix is composed of recrystallized clay minerals and the cement by quartz overgrowth. In general, the MC facies association exhibit poorly textural and mineralogical maturity and is mainly composed of feldspathic arenite.

XRD and QemScan analyses (Fig. 4f and 4g) of the feldspathic arenite of facies association II (MC) indicate that the type of feldspar present is potassic feldspar (microcline). Illite crystals are also present in the sample and probably originated from the alteration of muscovite. The clay mineral composition is chlorite (Fig. 4g).

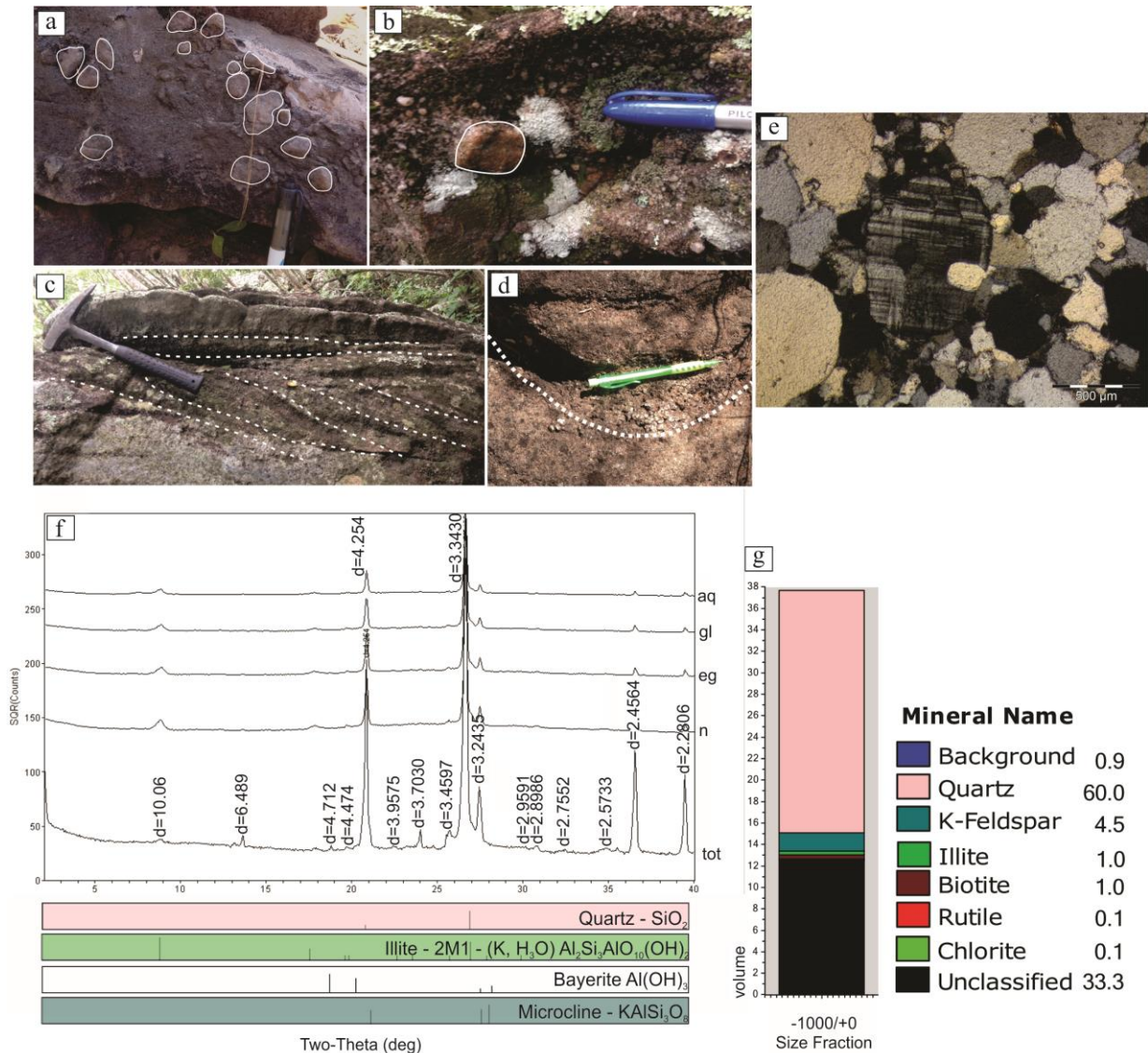


Figure 4 - Photographic representation of lithofacies a) and b) Cm facies; c) Ccs facies; d) Ccf facies; e) Photomicrographs of thin sections showing coarse grained feldspathic quartzite with rounded K-feldspar clast; f) X-ray diffraction of sample MS-04; g) QemScan analysis of sample MS-04.

4.1.2 Facies association II (MC)

From the bottom to the top, the facies association MC is composed of MCtc, MCoc, MCcs, MCr, Mpp, and Mc facies. This facies association occurs in the central portion of the study area and is illustrated in the stratigraphic column shown in Fig. 7.

Facies MCtc

Facies MCtc consists of light cream to pinkish medium to coarse-grained feldspathic arenite with occasional granules. The framework presents a moderately sorted character and subangular to rounded grains composed of quartz, microcline, muscovite, illite, and accessory minerals represented by zircon and rutile. This facies presents trough cross-stratification with the lower portion of these structures marked by very-coarse grains to granules.

Facies MCcs, MCoc and MCr

MCcs, MCoc, and MCr facies present similar macroscopic characteristics but contrasting sedimentary structures. These facies are represented by medium to very-coarse grained feldspathic arenite of light cream colour and moderately sorted character with subangular to rounded grains. The framework is composed of quartz, microcline, muscovite, and accessory minerals such as zircon, rutile, and epidote. Facies MCcs exhibits cross-stratification (Fig. 5b) with bidirectional orientation (NE-SW and SW-NE). Facies MCocs and MCr are arranged into overturned cross-stratification (Fig. 5a) and asymmetric ripple marks (Fig. 5c), respectively.

Facies Mpp and Mc

Both Mpp and Mc facies consists of light cream medium-grained feldspathic arenite with a well-sorted character and subangular to rounded grains. The mineralogy of these facies are represented by quartz, microcline, muscovite, and accessory minerals. Facies Mpp and Mc are individualized due to contrasting sedimentary structures. The first is characterized by plane-parallel stratification, while the later presents convolute structures.

Conventional petrography, QemScan, and XRD

Thin section petrography (Fig. 5e) of the main lithotype (feldspathic arenite) of the facies association II (MC) shows poorly to very poorly-sorted subangular to subrounded grains that range from very fine to very coarse. Quartz crystals may exhibit weak to moderate wavy extinction and are frequently observed as polycrystalline aggregates. The grains exhibit mainly planar to concave-convex contacts, but sutured contacts are also common. The matrix is absent and the cement is in the form of quartz overgrowth. QemScan (Fig. 5g) results show a framework mainly composed of quartz (64.7%) and feldspar (2.7%). XRD analysis indicates the presence of kaolinite, illite, microcline, bayerite, and gibbsite (Fig. 5f).

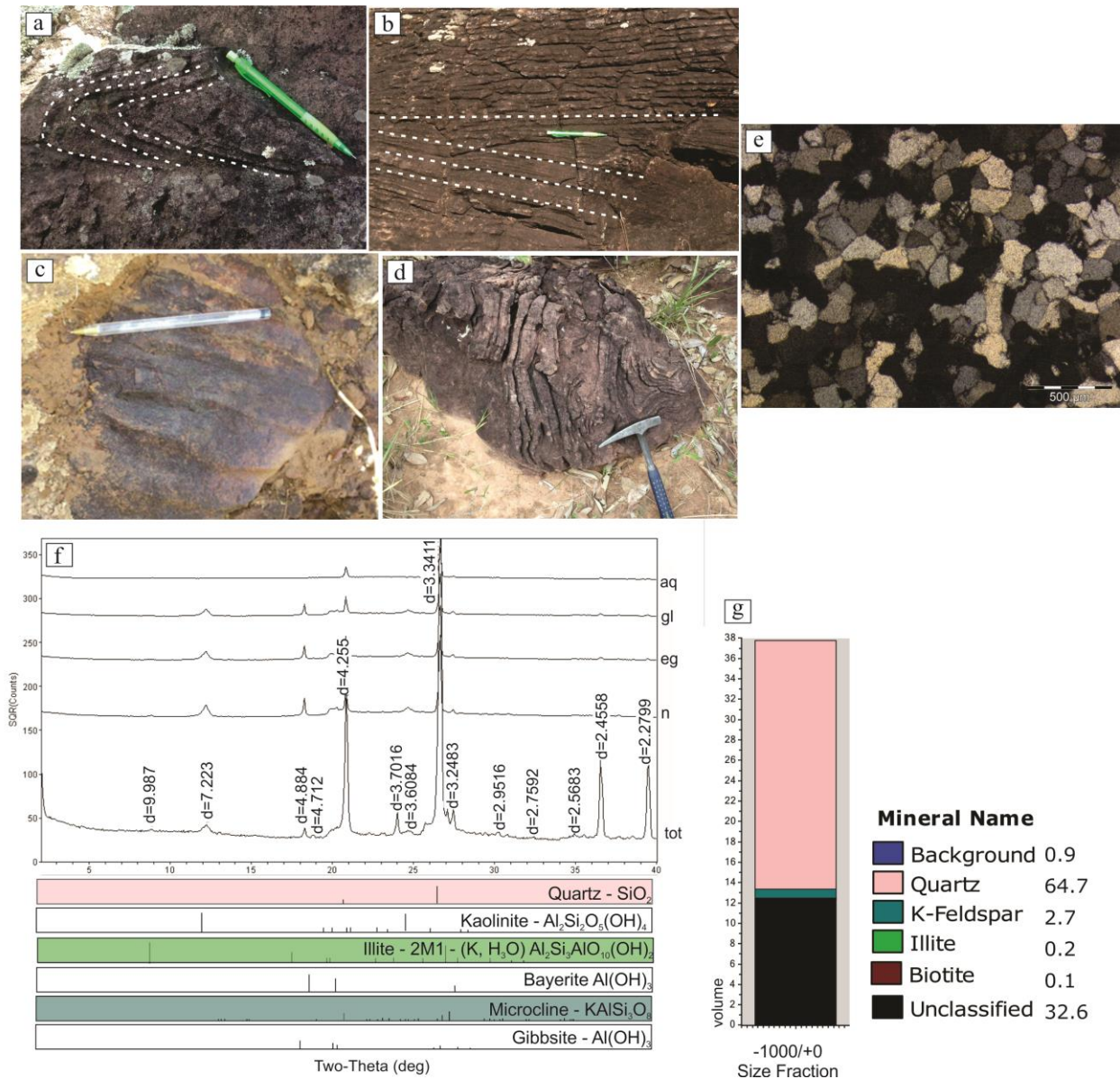


Figure 5 - Photographic representation of lithofacies a) MCocs facies; b) MCcs facies; c) MCr facies; d) Mc facies; e) Photomicrographs of a representative thin section of facies association II (MC) showing: medium grained feldspathic arenite; f) X-ray diffraction of representative sample of facies association II (MC); g) QemScan analysis of a representative sample of facies association II (MC): sample MS-05.

4.1.3 Facies association III (FM)

From the bottom to the top, the facies association FM is composed of FMcs, FMtc, Fpp and Fc facies. This facies association occurs in the western portion of the studied area and is represented by the stratigraphic column shown in Fig. 7.

Facies FMcs and FMtc

Facies FMcs and FMtc consist of light cream to greenish in fine to medium feldspathic arenite, well sorted with subrounded to rounded grains. The framework is composed of quartz, microcline, muscovite, biotite and accessory minerals represented by zircon and rutile. Facies FMcs exhibit low angle tabular cross-stratification, which is predominantly oriented in the NE-SW direction. On the other hand, the FMtc facies shows cross-stratification with truncated sets (Fig. 6a and 6b).

Facies Fpp and Fc

These facies are represented by light cream to greenish very fine to fine feldspathic arenite, well-sorted and with subrounded to rounded grains. The framework is composed of quartz, microcline, muscovite, biotite and accessory minerals consisted of zircon and rutile. Fpp facies presents plane-parallel lamination, while Fc facies is arranged into convolute structures (Fig. 6c and 6d).

Conventional petrography, XRD and QemScan

Thin section petrography of the feldspathic arenite of the facies association III (FM) reveals a poorly sorted character, with grain size varying from medium to very fine (Fig. 6e). The framework is composed of monocrystalline quartz, K-feldspar (microcline), muscovite, biotite, smectite, chlorite and accessory minerals such as zircon and rutile. XRD (Fig. 6f) and QemScan (Fig. 6g) results indicate illite, kaolinite, chlorite, saponite, pyrite, and veins of barite. The pseudo matrix consists of saponite and/or chlorite. Chlorite and saponite have similar chemical composition, but saponite is classified as a hydrated smectite mineral, whereas in the chlorite structure H₂O is absent. Therefore, smectite could be interpreted as a substitution product of chlorite. Kaolinite is interpreted as a weathering product of the K-feldspar.

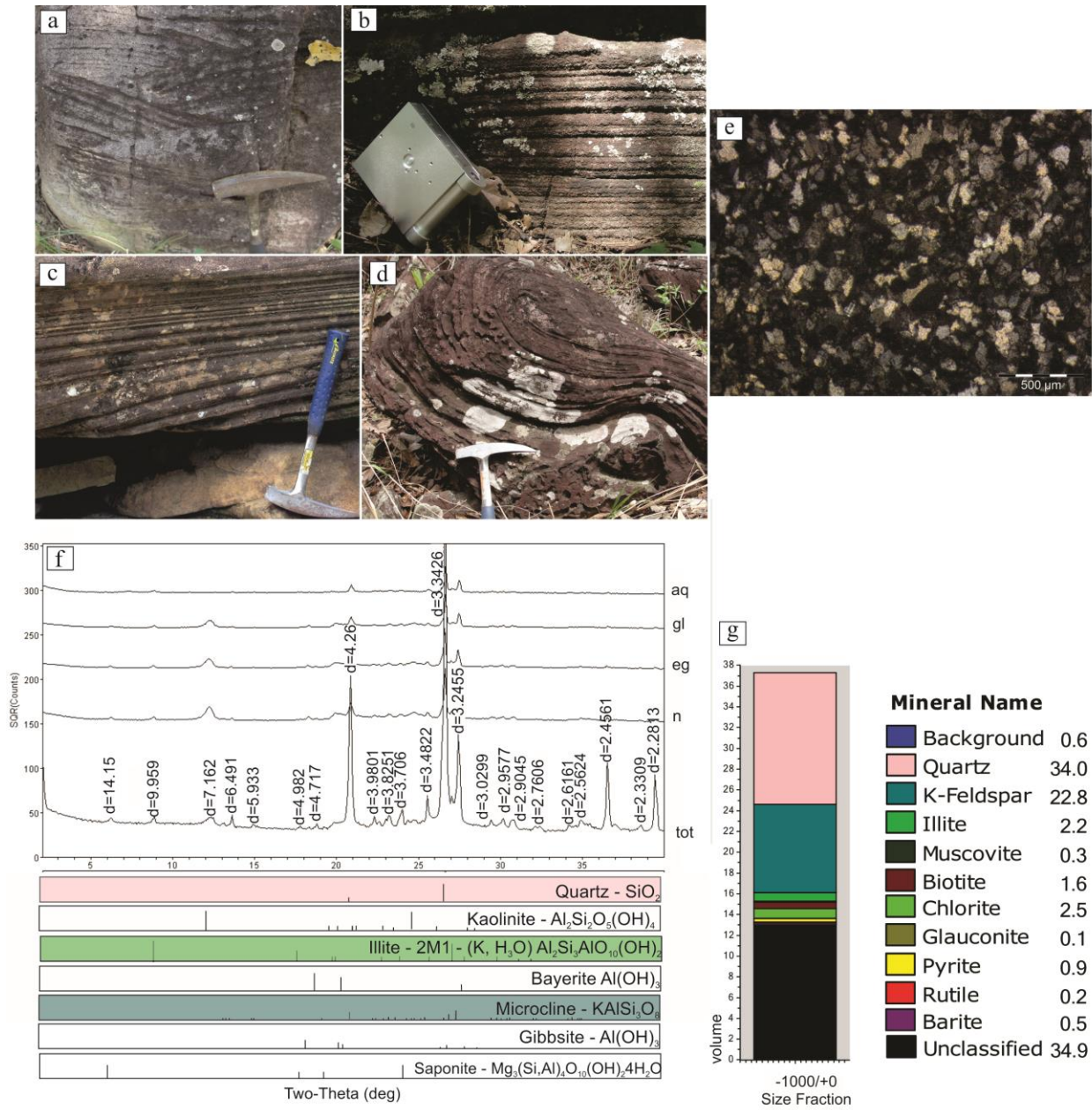


Figure 6 - Photographic representation of lithofacies a) FMtc facies; b) Fpp facies; c) FMcs facies; d) Fc facies; e) Photomicrographs of thin sections showing: fine grained arkose; f) X-ray diffraction of representative sample of facies association III (FM); g) QemScan analysis of a representative sample of facies association III (FM) sample: MS-06.

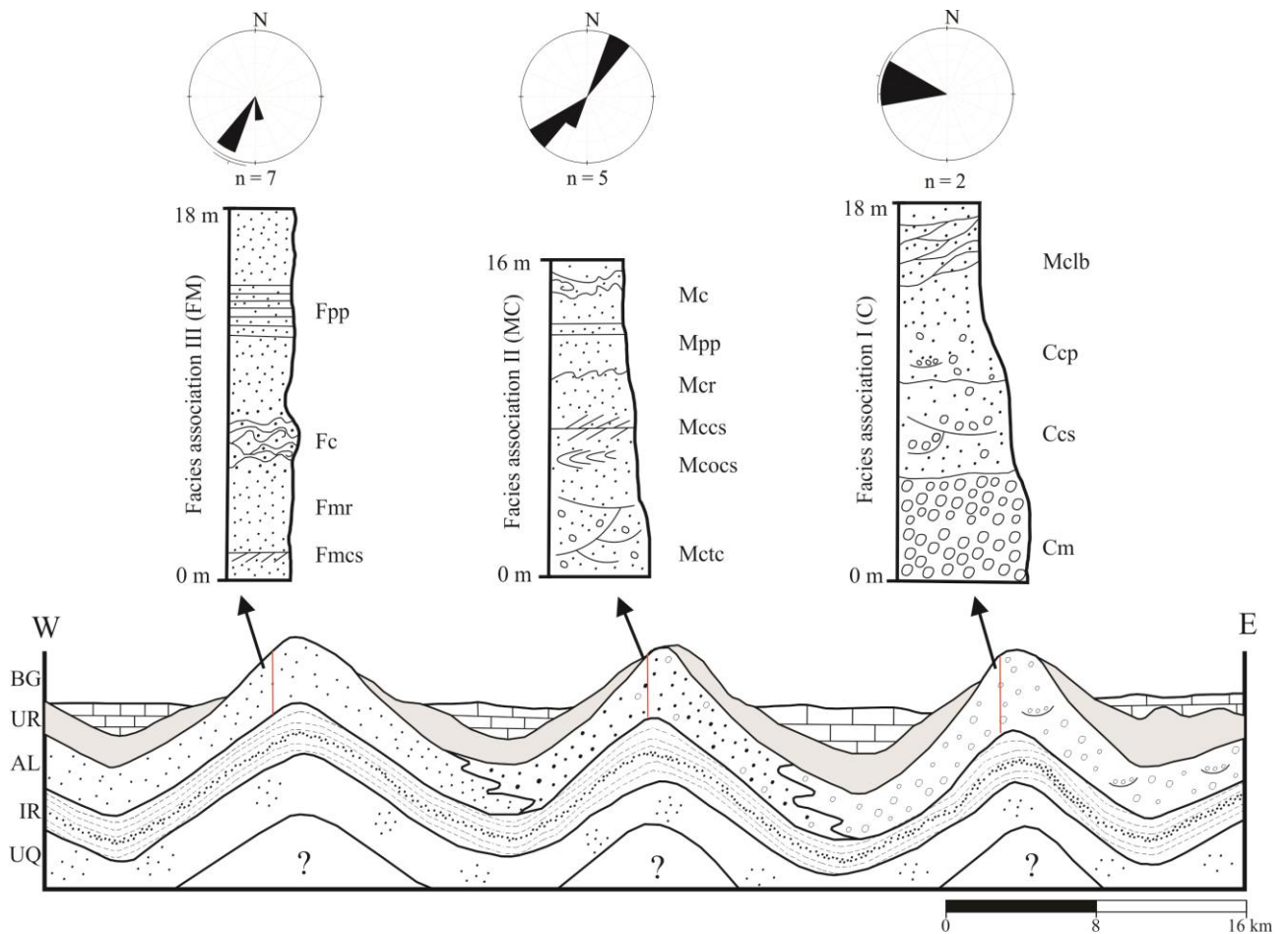


Figure 7 – Representative stratigraphic columns in different hills of Bezerra Region, showing the vertical stacking and lateral distribution of the three facies association (I, II and III).

4.2 U-Pb analysis in detrital zircon

The U-Pb geochronological data of detrital zircons from the Arkose Level is presented in Table 2 and in Figure 8. The Arkose Level age distribution ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages) shows a variable set of age peaks (1.1, 1.4, 1.5, 1.8, 2.0, 2.2, 2.7 Ga), with the Rhyacian Paleoproterozoic population representing the main peak and minor contribution of Neoproterozoic, Statherian, Calymmian, and Stenian sources. The Stenian peak appears only in the Arkose Level and define the minimum depositional age for this unit, represented by the 1.1 Ga concordant ages.

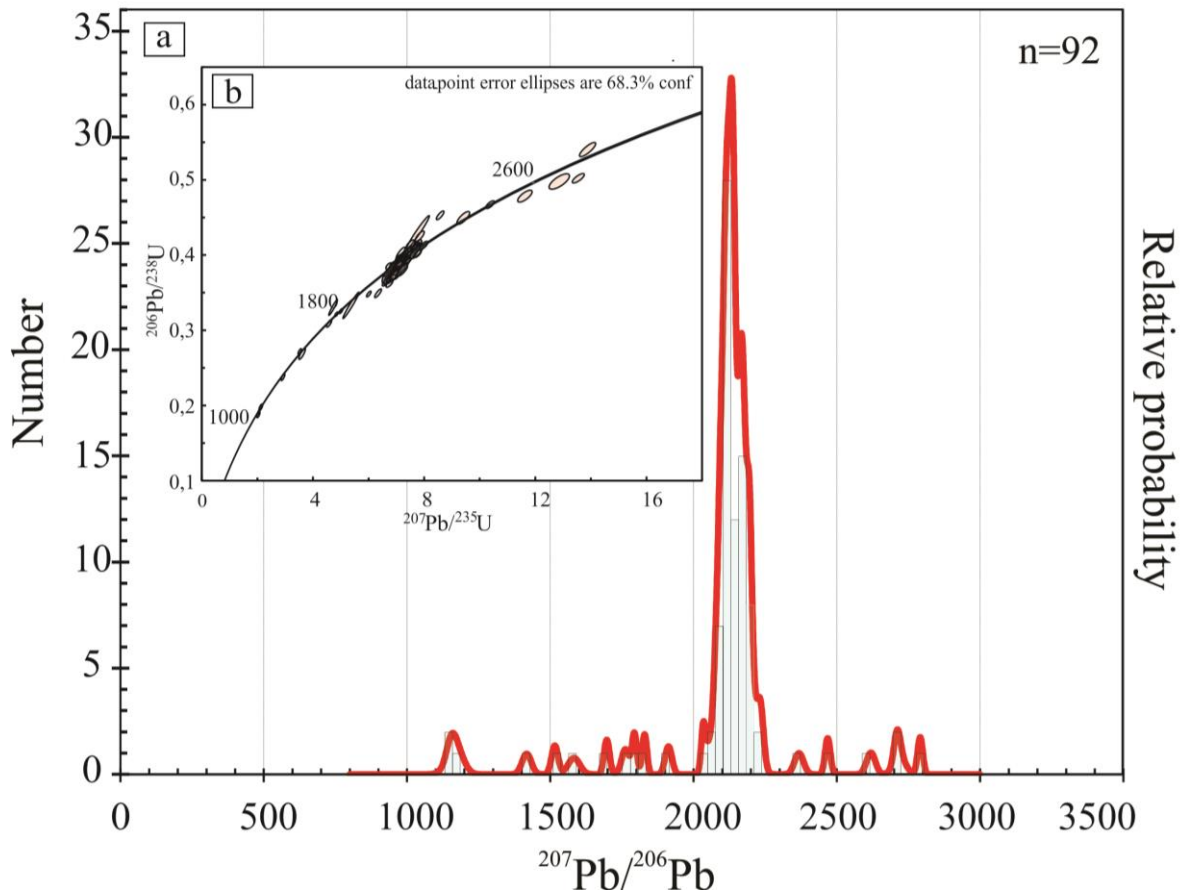


Figure 8 – a) U-Pb ages histogram evidencing the detrital zircon contribution in the facies association I (facies Cm); b) the Concordia diagram showing the concordant character of the Arkose Level detrital zircon.

Table 2 - Zircon U-Pb data from the Arkose Level acquired in this study.

Identifier	^{204}Pb cps	^{206}Pb mV ¹	Th/U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1s%	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1s%	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1s%	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1s%	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2s abs	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2s abs	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2s abs	% U- Pb disc ⁴
014-ZR10	7	0,00220,690	124847	31,92	0,07831	0,85	2,065	1,35	0,1912	0,98	0,73	1155	33	1128	20	1137	18	2,32	
074-ZR58	12	0,00100,148	32126	16,02	0,07846	1,39	2,143	2,03	0,1980	1,44	0,71	1158	54	1165	31	1163	28	- 0,54	
047-ZR101	18	0,00150,282	18949	29,06	0,07927	1,18	2,054	1,81	0,1879	1,33	0,73	1179	46	1110	27	1134	25	5,83	
036-ZR92	14	0,00130,278	53877	48,64	0,08961	0,85	2,939	1,51	0,2379	1,19	0,79	1417	32	1376	30	1392	23	2,94	
049-ZR39	9	0,00330,241	121716	14,04	0,09437	0,62	3,543	1,13	0,2722	0,87	0,77	1516	23	1552	24	1537	18	- 2,42	
059-ZR111	25	0,00150,413	25016	27,67	0,09779	1,09	3,628	2,14	0,2690	1,80	0,84	1582	41	1536	49	1556	34	2,94	
037-ZR29	30	0,00390,439	55407	26,31	0,10401	0,52	4,742	2,17	0,3307	2,08	0,96	1697	19	1842	66	1775	36	- 8,52	
013-ZR73	21	0,00450,280	84116	33,45	0,10776	0,73	4,598	1,32	0,3094	1,04	0,79	1762	26	1738	32	1749	22	1,35	
027-ZR21	8	0,00480,366	166027	13,54	0,10963	0,45	4,864	0,84	0,3218	0,60	0,72	1793	16	1798	19	1796	14	- 0,29	
028-ZR22	9	0,00510,430	189152	14,29	0,11179	0,46	5,024	0,89	0,3259	0,67	0,75	1829	17	1819	21	1823	15	0,55	
035-ZR27	50	0,00560,770	97633	25,38	0,11709	0,67	5,385	3,55	0,3335	3,47	0,98	1912	24	1855	111	1882	60	2,98	
007-ZR05	22	0,00460,624	84871	24,19	0,12536	0,42	6,025	0,91	0,3486	0,71	0,79	2034	15	1928	24	1980	16	5,21	
067-ZR53	9	0,00550,521	223171	13,43	0,12685	0,75	6,751	1,10	0,3860	0,71	0,65	2055	26	2104	26	2079	19	- 2,40	
017-ZR13	7	0,00360,354	150854	10,66	0,12860	0,50	6,870	0,98	0,3874	0,76	0,77	2079	18	2111	27	2095	17	- 1,54	

026-ZR84	25	0,00430,331	59472	30,91	0,13335	0,53	7,004	0,93	0,3809	0,67	0,72	2143	19	2081	24	2112	16	2,89	
010-ZR08	29	0,00340,751	55613	27,87	0,13394	0,77	7,856	1,38	0,4254	1,08	0,78	2150	27	2285	41	2215	25	-	
013-ZR09	8	0,00230,229	90402	13,09	0,13452	0,69	7,409	1,10	0,3995	0,77	0,70	2158	24	2167	28	2162	20	6,26	
016-ZR76	38	0,00180,385	31755	24,61	0,13480	1,00	6,941	1,62	0,3734	1,21	0,75	2161	35	2045	42	2104	28	-	
050-ZR104	24	0,00450,319	59492	31,60	0,13489	1,20	6,945	1,61	0,3734	1,01	0,63	2163	41	2045	35	2104	28	0,41	
018-ZR78	18	0,00170,230	35838	21,85	0,13497	0,87	7,058	1,37	0,3792	0,99	0,73	2164	30	2073	35	2119	24	5,37	
019-ZR15	8	0,00400,395	147045	12,78	0,13503	0,49	7,611	0,88	0,4088	0,63	0,72	2164	17	2209	23	2186	16	-	
058-ZR46	5	0,00210,251	99079	9,59	0,13511	1,07	7,455	1,44	0,4001	0,89	0,62	2165	37	2170	33	2168	26	2,08	
048-ZR38	9	0,00650,247	275395	13,14	0,13513	0,47	7,709	0,92	0,4138	0,70	0,76	2166	16	2232	26	2198	16	-	
080-ZR64	13	0,00290,299	103751	14,05	0,13515	0,64	7,469	1,15	0,4008	0,88	0,77	2166	22	2173	33	2169	21	0,20	
010-ZR72	30	0,00180,270	11696	36,60	0,13517	1,10	6,988	1,64	0,3749	1,15	0,70	2166	38	2053	40	2110	29	3,07	
076-ZR60	12	0,00260,403	94870	13,37	0,13526	0,55	7,363	1,06	0,3948	0,83	0,78	2167	19	2145	30	2157	19	-	
006-ZR04	10	0,00570,265	196631	20,74	0,13532	0,57	7,691	1,18	0,4122	0,96	0,82	2168	20	2225	36	2196	21	1,03	
046-ZR36	65	0,00540,770	40310	35,15	0,13545	0,72	6,768	1,19	0,3624	0,87	0,73	2170	25	1993	30	2082	21	-	
066-ZR52	18	0,00370,400	98233	20,66	0,13591	0,85	7,778	1,28	0,4150	0,88	0,69	2176	30	2238	33	2206	23	2,62	
024-ZR18	8	0,00420,311	149727	14,99	0,13597	0,43	7,414	0,95	0,3954	0,76	0,80	2176	15	2148	28	2163	17	8,13	
054-ZR42	12	0,00380,297	136160	14,63	0,13634	0,63	7,735	1,03	0,4115	0,73	0,71	2181	22	2222	27	2201	18	-	
059-ZR47	7	0,00420,484	165463	11,43	0,13654	1,16	7,752	1,43	0,4118	0,76	0,53	2184	40	2223	28	2203	26	1,85	
057-ZR109	20	0,00370,334	36981	27,21	0,13701	0,72	7,463	1,22	0,3950	0,91	0,75	2190	25	2146	33	2169	22	-	
047-ZR37	71	0,00300,874	15738	40,04	0,13727	0,62	7,327	3,25	0,3871	3,17	0,97	2193	22	2109	113	2152	57	1,80	
023-ZR17	11	0,00450,570	189759	11,47	0,13737	0,39	7,819	0,85	0,4128	0,66	0,78	2194	13	2228	25	2210	15	1,99	
006-ZR68	33	0,00530,346	35449	40,39	0,13739	0,74	7,262	1,38	0,3833	1,10	0,80	2195	26	2092	39	2144	25	3,83	
043-ZR33	49	0,00730,922	36025	61,57	0,13748	0,50	8,592	1,05	0,4532	0,84	0,80	2196	17	2410	34	2296	19	-	
030-ZR24	5	0,00190,306	78470	10,26	0,13781	0,74	7,619	1,28	0,4010	0,97	0,76	2200	26	2173	36	2187	23	9,75	
045-ZR99	23	0,00150,417	17759	29,64	0,13794	1,04	7,232	1,74	0,3802	1,35	0,77	2202	36	2077	48	2140	31	1,20	
048-ZR102	71	0,00140,293	6532	35,84	0,13869	1,25	7,746	2,02	0,4050	1,54	0,76	2211	43	2192	57	2202	36	5,64	
008-ZR06	12	0,00280,273	82971	17,16	0,14043	0,62	7,786	1,08	0,4021	0,80	0,74	2233	21	2178	30	2207	19	0,85	
050-ZR40	9	0,00220,304	72836	14,61	0,14047	0,70	8,008	1,15	0,4135	0,84	0,73	2233	24	2231	32	2232	21	2,42	
065-ZR115	21	0,00161,091	27774	23,85	0,15192	0,93	9,423	1,60	0,4498	1,25	0,78	2368	31	2394	50	2380	29	0,10	
015-ZR11	6	0,00460,256	203172	10,04	0,16115	0,55	10,387	0,98	0,4674	0,72	0,74	2468	18	2472	30	2470	18	-	
073-ZR57	17	0,00180,234	56323	16,79	0,17633	0,93	11,640	1,47	0,4787	1,08	0,74	2619	31	2522	45	2576	27	1,13	
023-ZR81	19	0,00470,424	56301	29,03	0,18636	0,67	13,894	1,38	0,5407	1,15	0,83	2710	22	2786	52	2743	26	0,18	
064-ZR114	23	0,00150,978	18371	30,30	0,18742	1,25	12,876	1,88	0,4982	1,36	0,72	2720	41	2606	58	2671	35	2,81	
038-ZR94	17	0,00400,342	84951	22,34	0,19570	0,55	13,561	1,05	0,5025	0,82	0,78	2791	18	2625	35	2720	20	4,17	
																			5,95

5. Discussion

5.1. Stratigraphic framework and depositional system interpretation

The Bezerra region has soft folds evidenced by N-S oriented hills. Based on stratigraphic stacking, facies and facies associations, the Arkose Level unit is interpreted as a transitional environment. According to field evidence, this unit is interpreted as a braided river system flowing into a marine platform and being reworked by marine processes (tides and waves).

The Arkose Level rocks are described ranging from conglomerate to fine sand with sedimentary structures and paleocurrent measurements indicating a mixed influence of fluvial and marine processes. In the Arkose Level, thirteen facies are described and subdivided into three main facies associations: a) Facies association I (C); b) Facies association II (CM); c) Facies association III (FM). These facies association allows the interpretation of three different environments: river-dominated, transitional, and marine dominated environment.

Environment dominated by river processes

The facies association I (C) is interpreted as part of the sub-environment dominated by fluvial and channeled processes. This facies association presents the following facies: Cm, Ccs, Ccf and Clb. These set of facies suggests tractive transport in an upper flow regime, high rate of sediment deposition, channeled character, and capacity to transport gravel-size particles. Sediment transport occurs in the continental domain in the form of high energy channels that transport large amounts of sediment. The Clb facies exhibits lobe bodies of sand geometry, that may be interpreted as fluvial deposits being debouched in standing water body and it corroborates to the characteristics described in the facies association II (MC). Decreasing grain size westward suggests that the main feeder channels and source areas were located east of the study area, corresponding to the interior of the São Francisco Craton.

Transitional environment

The transitional environment is characterized by the Facies Association II (MC) in which the following facies are described: MCcs, MCocs, MCtc, MCr, Mpp and Mc. These set of facies suggests a channeled character, upper flow regime conditions, strong hydrodynamic influence, high sedimentation rate and hyperpical flow, considering the absence of mudstone. Among the structures that confirm these characteristics are the overturned cross stratifications, though cross stratification and convolutes structures. It is also described in the transitional environment a bimodal character in the paleocurrent measurements (NE-SW and SW-NE directions), that may be interpreted as marine influence, especially tides.

Environment dominated by marine processes

The Facies Association III (FM) represents the environment dominated by marine processes and consists of four facies: FMcs, FMtc, Fpp and Fc. Cross stratification and plane-parallel lamination in medium to fine grained feldspathic arenite and arkose indicate upper flow regime and high depositional rate conditions.

In general, it is observed a pattern of decreasing grain size westward in the study region. Areas to the east tend to present thicker materials, including conglomeratic rocks, while occurrences to the west are described as fine grained feldspathic arenite and arkose. This pattern is illustrated in Figure 5.2, which shows the distribution of the facies association across the study area. Although the structures indicate an upper flow regime, the facies association III (FM) presents finer grain size compared to the eastern portion. This pattern suggest that facies association FM represents a distal and lower energy portion in the depositional system comparing to the other facies association (C and MC) and considering that the coarse-grained sediments are not transported to this portion.

The FM and MC facies associations have large convoluted structures, which forms during high rates of sediment supply and deposition while the sediments are not yet lithified. These load structures are interpreted as products of unconsolidated sediment deformation. Slumps can also generate convolutes, and can be caused by sedimentary overload, substrate instability or seismic activity. However, considering the context of the Arkose Level rocks, convolutes are mainly interpreted as a product of high sedimentation rate. The QemScan analysis also indicates glauconite compounds, commonly observed in the overlying Upper Rythmite Unit and interpreted as indicative of marine conditions.

5.2 U-Pb detrital zircon evolution in Paranoá Group

The data obtained in this study, together with data from other Paranoá Group units compiled from Matteini et al. (2012), Martins-Ferreira et al., (2018a) and Oliveira (2017) reveal significant information that could clarify unclear questions about the Paranoá basin evolution.

Major zircon contribution varies between 2.2 to 2.0 Ga, this age is very common in the SFC and represents the Rhyacian cycle of crustal accretion that formed the São Francisco Paleocontinent and constitutes the crystalline basement of several intracratonic basins, including the Paranoá basin. The intrusive rocks of the Aurumina Suite (Cuadros et al., 2017), which forms most of the Brasília Belt crystalline basement, is largely exposed to the northwest portion of the studied area and is a probable source for these Rhyacian zircons. Based on new Lu-Hf data, Martins-Ferreira et al. (2018a) also considered the possibility of the Goiás Massif as a source area, due to the positive $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ signature of most zircons of Rhyacian age, and the negative $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ zircons being attributed to the orogenic Aurumina Suite.

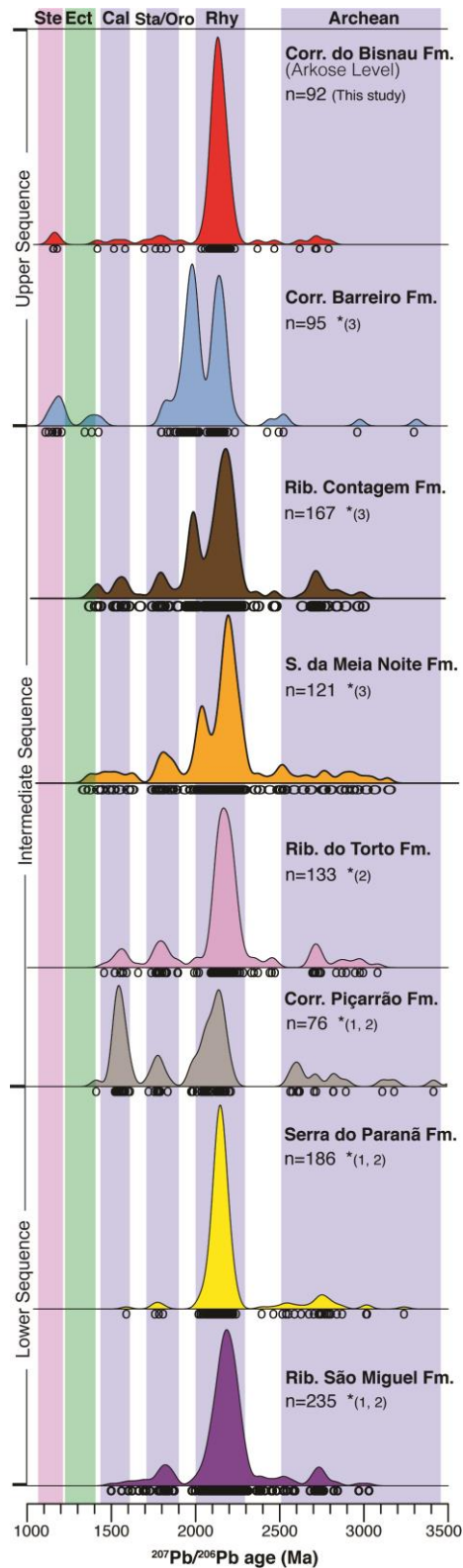


Figure 9 - Relative probability plots for U-Pb data from the Arkose Level in Bezerra region (this study) and other Paranoá Group formations in different locations compiled from 1. Matteini et al. (2012) in Alto Paraíso region, 2. Martins-Ferreira et al., (2018a) in Alto Paraíso region and 3. Oliveira (2017) in Distrito Federal region. Main age intervals are identified as: Ste = Stenian; Ect = Ectasian, Cal = Calymmian; Sta/Oro = Statherian/Orosirian, Rhy = Rhyacian and Archean. Note the appearance of Stenian ages only in the Upper Sequence.

The Statherian and Calymmian zircons are assumed as descendent from A-type magmatic rocks known as Pedra Branca and Serra da Mesa suites (Matteini et al., 2012; Martins-Ferreira et al., 2018a) generated during two extensional pulses, respectively at 1.77 Ga and 1.58 Ga (Pimentel et al., 1999). These two pulses are related to the two basins that preceded the Paranoá Basin, respectively the Araí and Traíras basins. Therefore, these detrital zircon grains could have also been provided by the reworking of supracrustal rocks of the Araí and Traíras groups (Martins-Ferreira et al., 2018a). Minor peaks of Neo- and Mesoarchean sources are present. The Archean rocks are common in the São Francisco Craton (Alkmim et al., 1993) and Massif Goiás (Borges et al., 2017).

The younger detrital zircon population (1.1 Ga), found only in the Arkose Level and the Córrego do Barreiro formations, represent the youngest detrital zircon grains in the upper portion of the Paranoá Group and have not been previously identified in this group. On the other hand, Mesoproterozoic ages have been described in other geological units of the Brasília Belt and elsewhere, such as in the Araçuaí Belt, and in the São Francisco-Congo Craton. Provenance studies revealed also minor peaks of Stenian/Tonian zircon grains in other groups surrounding the São Francisco Craton. Nevertheless, the origin of the Mesoproterozoic zircon contribution still remains unknown and unclear (Rodrigues, 2008).

5.3. Local correlation

Although the Paranoá Group is monotonous in character without major changes within its stratigraphic framework, it exhibits some variations from west (type-section) to east (Bezerra, Cristalina), corresponding to the location of the rift depocenter and the eastern geological edge of the group. This variation might be due to influence of an irregular relief controlling the deposition, marked by pre-existing high and low topographies as a result of the Araí rifting episode. In addition, rock units of the Arkose Level deposited in the pre-existing coastline in the eastern portion of the São Francisco Craton margin contrast with the rock units present to the west, interpreted as the basin depocenter.

The Feldspathic Quartzite unit (QF) was described in Crstalina by Faria (1995). On the other hand, Guimarães (1997) described the Arkose Level in Bezerra. However, there is no consensus and formal standardization correlating these two units and the Paranoá Group type section.

Coarse-grained feldspathic quartzite lenses inserted in the Córrego do Barreiro Formation are described in the type section of the Paranoá Group. These lenses and the Arkose Level have similar sedimentological and geochronological characteristics. Moreover, these two

units present analogous histogram patterns of detrital zircon ages (U-Pb) and show the same detrital contributions including the 1.1 Ga grains that are only recorded in these two rock units.

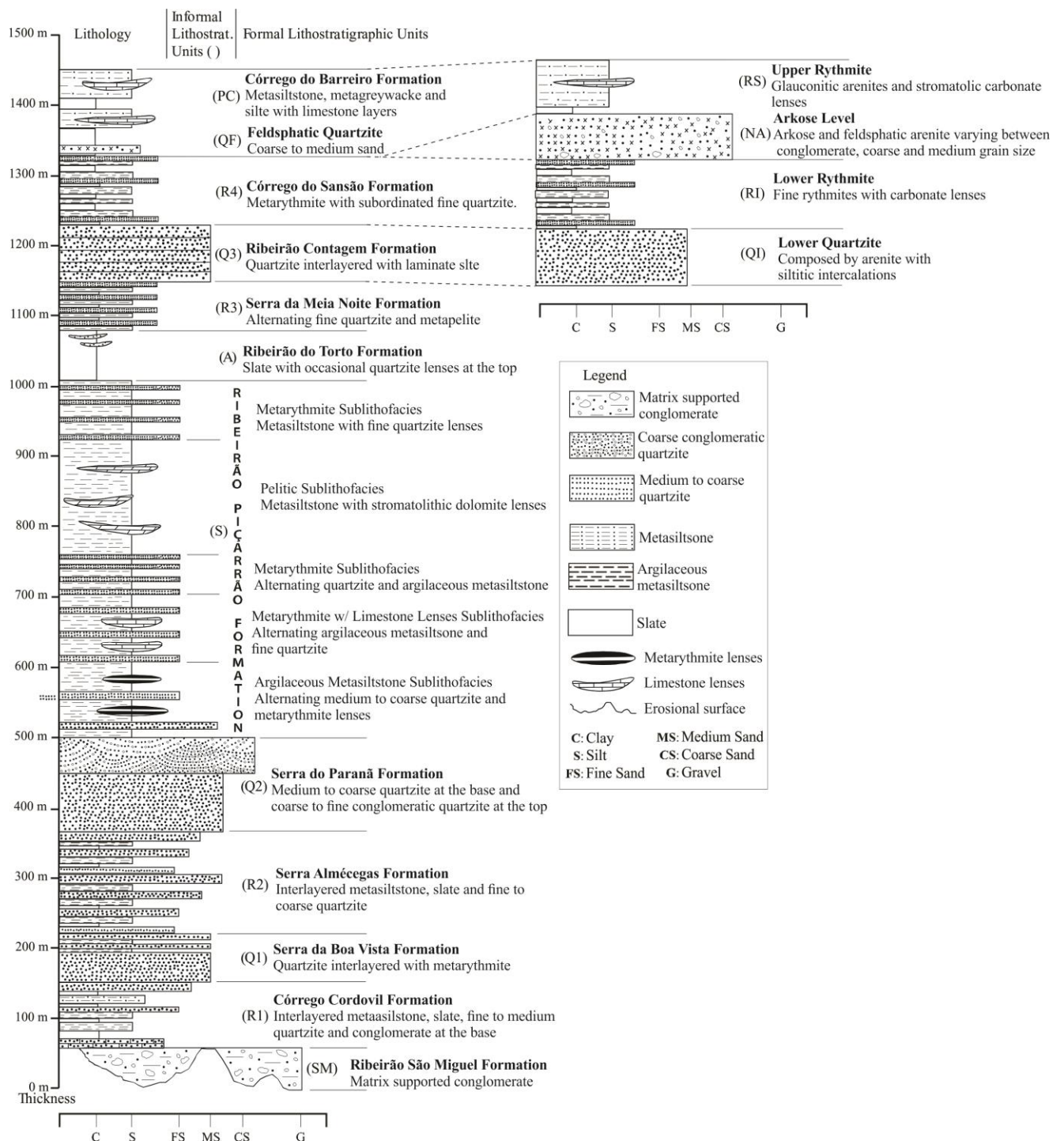


Figure 10 - Stratigraphic column representing the Paranoá Group in its type-section (Distrito Federal - Alto Paraíso) and the correlative units in the upper portion in the Bezerra-Cabeceira region.

The Córrego do Barreiro Formation is predominantly represented by metapelites intercalated with quartzite and metasiltite lenses with abundant phyllosilicates. Stromatolitic carbonate rocks and elongated lenses of feldspathic quartzite are also observed. Campos et al.

(2013) correlated the Córrego do Barreiro Formation with the Upper Rythmite and classified the first as a marine unit deposited under transgressive conditions on the platform. Low-energy marine deposition conditions are further supported by the presence of glauconite, described in the Bezerra region by Guimarães et al. (1997).

The predominance of pelitic material contribution, absence of subaerial exposure evidence, and sedimentary structures indicating decrease in system energy conditions (e.g. plane-parallel lamination in pelites) suggest that these fine sediments were carried by suspension processes in the tributary channels and widely distributed in the marine platform. Thus, these sediments continue to be carried by suspension until they are deposited in distal portions in low energy areas of the basin forming pelitic rocks.

The occasional presence of feldspathic quartzite lenses marks ephemeral moments of increased discharge in the river that feeds the receiving basin and could represent the distal occurrence of the Arkose Level deposits. In addition, the carbonate rocks described in the Córrego do Barreiro Formation could be explained by the pre-existing high topographies on the marine platform. Carbonate production is commonly related to low energy environments and without large input of siliciclastic sedimentation, a situation which does not contrast with the rift depocenter location.

Thus, the similarity between the upper portion of the Paranoá Group in the Bezerra-Cabeceira region (basin margin) and the type section (depocenter) described in the Federal District – Alto Paraíso allowed us to infer that the feldspathic quartzite lenses inserted in the Córrego do Barreiro Formation represent small and localized occurrences of the thick Arkose Level (feldspathic quartzite) described in Bezerra and Cristalina, as demonstrated in the stratigraphic column of Figure 4.10. Despite the similarities, these sequences have their own characteristics, as they represent distinct portions within the depositional environment. Therefore, taking into account these characteristics, the Arkose Level cannot be termed as Córrego do Barreiro Formation, although it might represent a unit laterally interdigitated.

The Córrego do Barreiro Formation, the QF unit (Faria, 1995), and the Arkose Level are proposed in this study to be correlative units due to its lithological similarities and detrital contribution patterns. Therefore, the lenses of feldspathic quartzite are interpreted as localized occurrences of the same arkose which is deposited in the Bezerra region, although it occurs less frequently due to the distance from the pre-existing coastline of the São Francisco Craton margin.

5.4. Regional correlation

Several authors have considered the Paranoá Group to be the lateral equivalent to the metasediments of the Canastra and Vazante groups in the Brasília Belt (Dardenne 2000; Fuck et al., 2017). However, the relationship between these groups remains unclear. This study provides new information and demonstrates that the upper portion of the Paranoá succession presents U-Pb detrital zircon ages similar to the basal portion of the Canastra Group. Detrital zircons found in the Canastra Group are mainly represented by Paleoproterozoic ages: 2.0 to 2.2 Ga, with secondary contributions of ~1.8Ga and ~1.5Ga. On the other hand, the Canastra sequence presents a minimum depositional age of 1.04 Ga, based on the youngest U-Pb dated detrital zircons (Valeriano et al. 2004, b; Rodrigues et al. 2010; Rodrigues et al. 2012), whereas the maximum depositional age in the Paranoá Group is related to the 1.1 Ga detrital zircon found in the Arkose Level.

The Vazante Group presents detrital zircon ages similar to the upper portion of the Paranoá Group (2.15 Ga; 1.8 Ga; 1,5 Ga ;1.2 to 1.1 Ga) (Rodrigues et al., 2008 and Rodrigues et al., 2010). However, the Vazante Group presents younger detrital zircon ages of 0.94 Ga in the Rocinha Formation (Rodrigues et al. 2010; Pimentel et al. 2011).

According to the geochronological and geological evidence available, the Canastra and Vazante groups probably deposited on a passive margin setting during the Meso-Neoproterozoic (Pimentel et al. 2001; Carvalho et al. 2019). This hypothesis is reinforced by the presence of deep water sediments in the Canastra Group (Dardenne, 2000). The detrital zircon ages indicate that the Canastra and Vazante groups are probably younger than Paranoá Basin. Nevertheless, these basins might as well have shared a contemporaneous depositional period. The similar detrital zircon age pattern suggests a coeval sedimentation of the final stages of the Paranoá Basin and the initial stages of the Vazante and Canastra basins. However, considering the sedimentological differences seen in the stratigraphic framework, these basins present different subsidence and infill histories.

Rodrigues (2008) suggests possible sources to the 1.2 Ga detrital zircon grains. Among these, the Mafic-Ultramafic Complexes of Goiás (Moraes et al., 2006; Pimentel et al., 2004; Correia et al., 1999), and the Nova Aurora Domain (Klein, 2008) and Kibaran Belt in the Congo Craton (Hanson et al., 1988; Tack et al., 1994; Ring et al., 1999). The Paranoá Group is commonly correlated to the Espinhaço Basin and the Caboclo Formation, from the Chapada Diamantina Group (Reis and Alkmim 2015; Chemale et al., 2012; Martins-Ferreira et al., 2018a). According to Chemale et al., (2012), the sources of the Mesoproterozoic zircons are still uncertain. The youngest zircon population (1192 Ma) of the Espinhaço rocks was found in the matrix of the Sopa Brumadinho Formation. The authors suggest that anorogenic bodies emplaced

to the east of the Southern Espinhaço Basin (at ca. 1.47, 1.34 and 1.19 Ga) are possible sources of these zircons. The occurrence of such rocks in the São Francisco Craton (SFC) interior is not yet documented.

In a recent study, Fonte-Boa et al., (2017) recognize a young population of detrital zircon (1.1 – 1.2Ga) in another unit in the Araçuaí Belt, known as Córrego Ubá quartzite. The Córrego Ubá quartzite probably represents a chronostratigraphic equivalent to the Upper Espinhaço Basin (Chemale et al., 2012). The new study characterizes the Córrego Ubá Quartzite and amphibolite lenses as evidence of rifting episodes and unsuccessful fragmentation attempts of the São Francisco-Congo paleocontinent during the Mesoproterozoic.

6. Tectonic Significance of the Arkose Level

The braided river system described in this paper is considered to represent a coarse-grained, developed when a braided fluvial system prograded into a body of water with uncertain presence of alluvial fans, as defined by McPherson et al., (1987). As described in previous studies of the Paranoá Group (Campos et al., 2013; Campos et al., 2012), this Mesoproterozoic basin was considered a shallow marine depositional environment. Therefore, the studied braided river system was probably established in the margin of a shallow marine setting, with abundant sediment supply and relatively close to the sediment source area.

Paleocurrents oriented towards the southwest measured in the arkoses and feldspathic arenites from the Arkose Level can indicate that the source area was located to the northeast. This is in agreement with the regional evidence that indicates the presence of a paleo coastline and a cratonic source area to the east of the basin (Faria, 1995) (Fig. 7). The available paleocurrent data compiled from other Paranoá Group units (Farias, 1995) as Serra da Boa Vista and Serra do Paranã Formations (Figure 7b and c) present the NNE-SSW main direction. The Ribeirão Contagem, Serra da Meia Noite formations, and QF Unit show SE-NW as the most important orientation (figure 7e, f, g, and h).

The compiled paleocurrents and geophysical data suggest that the sediment flow towards the depocenter of the Lower Paranoá Group was oriented according to the structures of the underlying Araí paleorift, indicating that subsidence of the Paranoá basin was influenced by inherited structures from the crystalline basement and the overlying basins, with the main sedimentary contribution coming from the São Francisco Craton (Martins-Ferreira et al., 2018b).

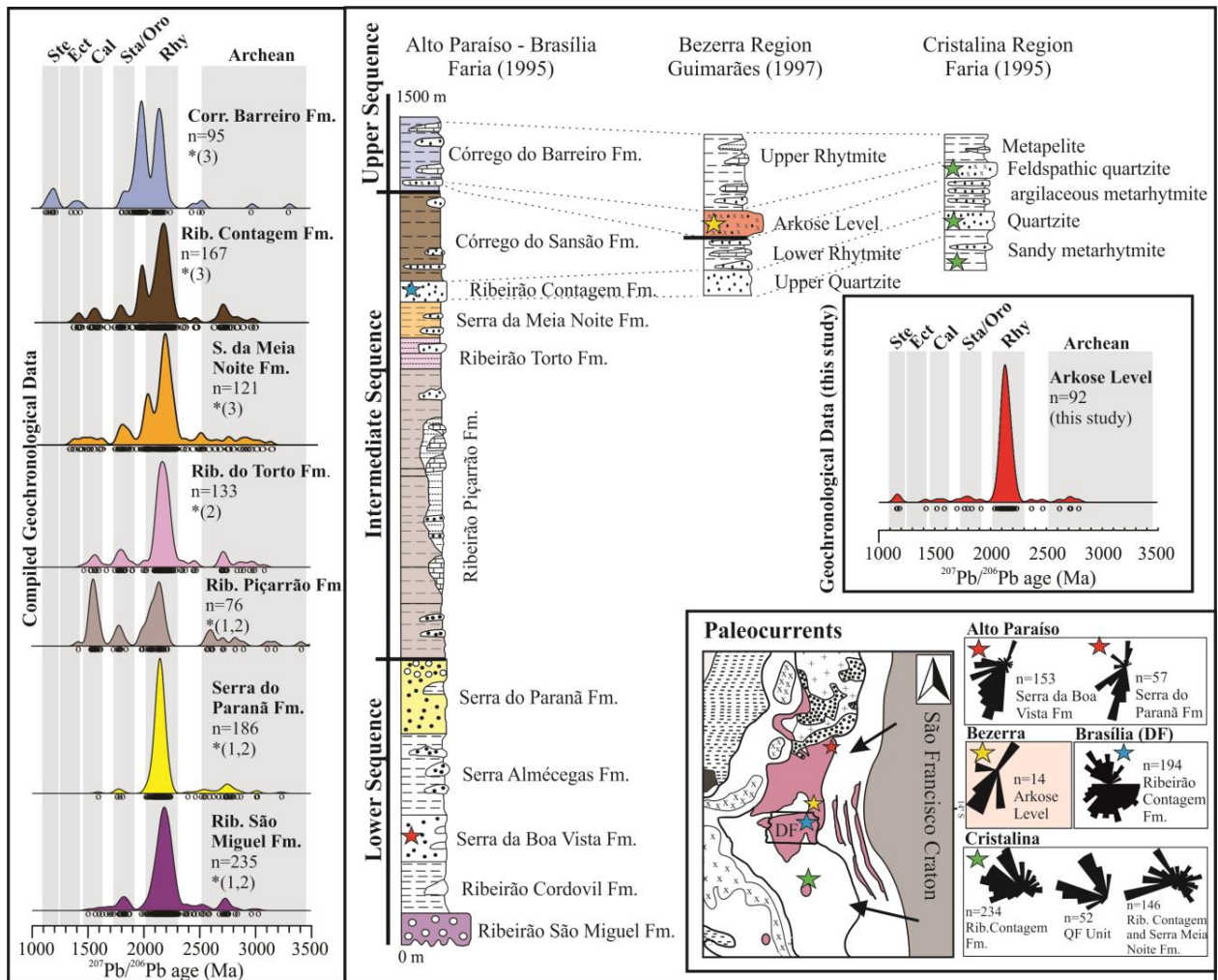


Figure 11 – Compiled provenance data showing the stratigraphic column of the Paranoá Group and associated detrital zircon U-Pb age distribution (shown as histograms). A map is also shown on the lower right to illustrate the main paleocurrent directions from different formations.

The petrographic analysis reported in this study indicates that the source area of the Arkose Level sediments had a predominantly felsic composition, with significant contribution of microcline, zircon, tourmaline and rutile, and scarcity of plagioclase and mafic minerals. Guimarães (1997) and Costa Neto (2006) suggest that a granite-gneiss basement was exposed by the uplift of the São Francisco Craton and served as sediments source. Considering the paleocurrent directions, petrography, and U-Pb data presented in this work, we suggest that these sediments derived from a proximal and localized uplifted source, responsible for the contribution of material transported by braided rivers until debouched into a body of water. The presence of frequent angular clasts and feldspar grains, support the interpretation of a local source and rapid transport. The presence of very rounded quartz grains side by side with well-preserved angular feldspars also represent evidence that a local sedimentary source might have been reworked, contributing with previously rounded grains.

The possible sediment source areas for the upper portion of the Paranoá Group can be suggested as: 1) the basement of the São Francisco Craton and the Northern Brasília Belt (2.2 to 2.0 Ga) (Matteini et al., 2012); 2) detrital zircon from the Pedra Branca and Serra da Mesa suites (1.8 and 1.5Ga, respectively); and 3) younger detrital zircon (1.1 Ga) from unknown sources. The pattern of detrital zircon ages of the Araí and Traíras shows resemblances when compared with the Paranoá Group, another evidence of reworking of previous basins, especially because some of the possible source areas mentioned above are hundreds of km distant from the depositional area of the Arkose Level.

The discovery of a younger zircon age (1.1 Ga, this study) in the Paranoá Group brings a valuable insight into the evolution of the SFC western margin. The data presented in this study suggest the occurrence of an extensional event that generated magmatism during the Stenian, around 1.1-1.2 Ga, as already assumed by previous authors (Fonte-Boa et al., 2017; Silveira et al. 2013). These ages may correspond to the continental rifting and continuous crustal thinning related to unsuccessful taphrogenetic events in the São Francisco-Congo Craton, as presented by Fonte-Boa et al. (2017). These magmatic rocks were possibly located at the margins of the São Francisco paleocontinent, and were eroded during the Brasiliano Orogeny and/or covered by younger sequences (e.g. Bambuí Group).

Intracontinental basins are usually long lasting and have a complex subsidence history, frequently containing significant unconformities, capable of eroding and reworking local sediments previously deposited (Martins-Ferreira, 2017). Accordingly, the infill of the Paranoá basin might be subdivided into three sequences, with at least two inferred sedimentary unconformities, located in the Ribeirão Piçarrão Formation and Arkose Level (Fig. 10). These surfaces are hardly recognizable in the field since they may occur as paraconformities. In this study, the paraconformities were inferred using geochronological data supported by the facies analysis and depositional dynamics analysis.

The Paranoá Group is subdivided into lower, intermediate and upper sequence. The lower succession includes five units: Ribeirão São Miguel, Ribeirão Cordovil, Serra da Boa Vista, Serra Almécegas and Serra do Paranã formations and these units present younger detrital zircon populations of 1.54 Ga. The lower sequence initiates at the base of the Ribeirão São Miguel Formation and it is marked by an erosional unconformity that separates the Paranoá Group from the Traíras Group, where the deposition of conglomeratic rocks was controlled by sets of large-scale normal faults, inherited from former basins (Martins-Ferreira et al., 2018b). The intermediate sequence presents an inferred paraconformity, located at the base of the Ribeirão do Piçarrão Formation. Above this unconformity, the first younger 1.4 Ga zircon grains appear.

The upper sequence contains 1.1 Ga zircon grains, and is represented by the Arkose Level and Upper Rithmite in the Bezerra region and by the feldspathic quartzite lenses in the Córrego do Barreiro formation (type-section). The eastern portion of the basin reveals that the second inferred unconformity is followed by poorly-sorted fluvial sandstones, arkoses, and conglomerates, represented by the Arkose Level. The sudden appearance of 1.1 Ga detrital zircons and the abrupt change of the sedimentary facies in the stratigraphic sequence corroborate this interpretation. The Paranoá Group is marked by an upper erosional unconformity, followed by the deposition of the Jequitaí Formation diamictites (Martins-Ferreira et al., 2013) or carbonate rocks from the Sete Lagoas Formation (Bambuú Group).

The analysis of the detrital zircon ages in the stratigraphic record can lead to ambiguous interpretations: (i) the appearance of new detrital zircons in each sequence (lower, intermediate, and upper) might represent different sources contribution, attributed to the change of sediment source according to different geographic locations (e.g: Distrito Federal, Bezerra or Alto Paraíso); or (ii) it can represent new sources after tectonic rearrangement and important depositional hiatuses. In the case of the Paranoá basin, these hiatuses are interpreted as depositional discontinuities. The Paranoá Group exhibits a homogenous stratigraphy and sediment source and this is supported by the zircon age patterns that do not show a significant variation. Samples from the same unit, collected in different regions, still present similar zircon age peak distribution (Figs. 8 and 10), even when hundreds of kilometers apart.

A reasonable working hypothesis for the tectonic scenario controlling the deposition of the Arkose Level is that the attempts of taphrogenesis at the margin of the São Francisco Craton generated normal faults. These faults were responsible for localized subsidence and allowed the deposition of the sediments of the Arkose Level, delivered from nearby structural reliefs that exposed the crystalline basement and sedimentary rocks from previous basins (Fig. 11). The presence of abundant microcline detrital grains indicates rapid transport, high rate of deposition, and high energy in a braided system. In different conditions, the microcline would have undergone chemical weathering and would not have been preserved so well.

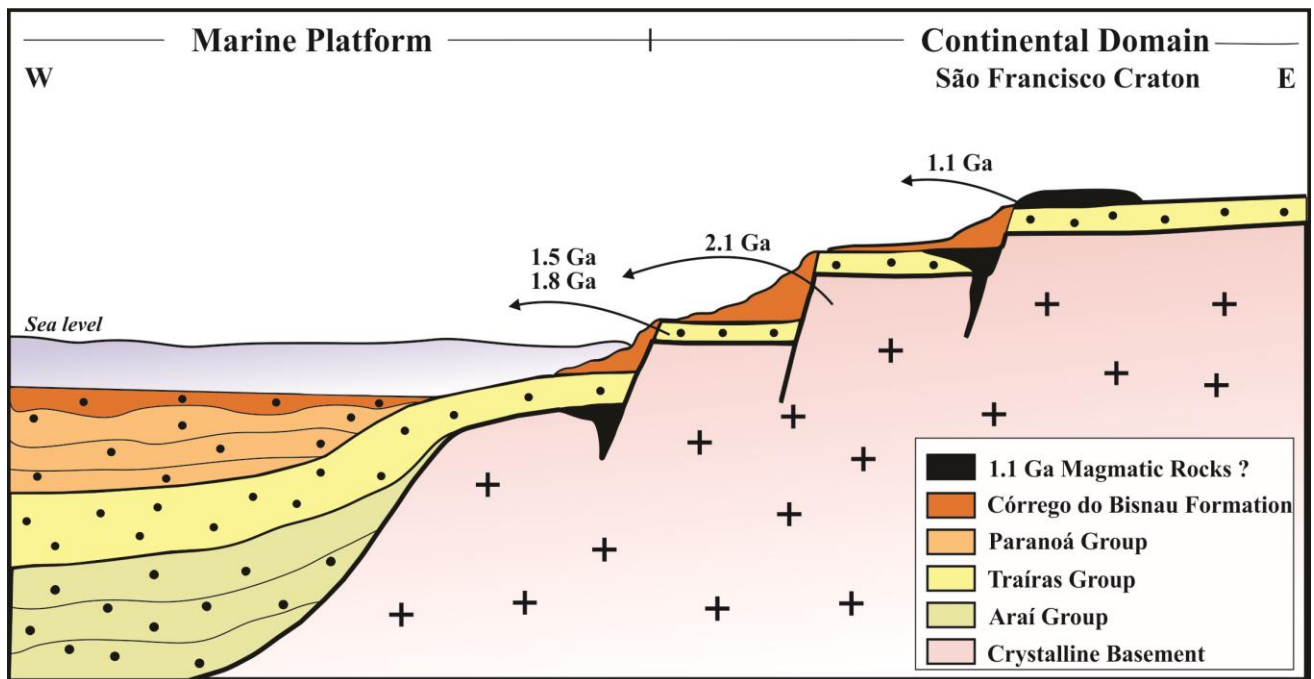


Figure 11 – Schematic model representing a working hypothesis for the tectonic scenario controlling the deposition of the Córrego do Bisnau Formation (Arkose Level) in the uppermost portion of Paranoá Group and the taphrogenic attempts that might have generated subsidence and emplacement of 1.1 Ga magmas.

7. Conclusions

The results of field surveys, analysis of X-ray diffraction, QemScan, U-Pb LA-ICP-MS, and detailed facies analysis, reported in this study, have contributed to enlighten the evolutionary history of the Mesoproterozoic Paranoá basin in terms of geodynamic and sedimentary infill. The main findings and contributions of this work to the global, regional, and local geology are listed below:

- The Arkose Level is formalized as the Córrego do Bisnau Formation, representing a braided-river deposits in the upper portion of the Mesoproterozoic intracratonic Paranoá Basin.
- The braided-river is interpreted according to three facies association that indicates river dominated environment, transitional environment and environment dominated by marine process.
- The Arkose Level is considered a correlative to the feldspathic quartzite lenses in the lower portion of the Córrego do Barreiro Formation, due to the sedimentological and geochronological similarities.

- Compiled and newly acquired geochronological data allow the inference of two paraconformities within the Paranoá Group, with the Arkose Level recording the sedimentation that followed the depositional hiatus represented by upper paraconformity.
- The Arkose Level braided-river deposits are most probably associated with a localized uplift, responsible to expose the crystalline basement and sedimentary rocks from previous basins, along with other source areas nearby;
- The inferred uplift may be associated to the Stenian taphrogenic attempts in the São Francisco Craton margins, which could have generated abrupt subsidence by normal faulting and the emplacement of magmatic bodies, explaining the youngest 1.1 Ga detrital zircon grains.

CAPÍTULO 5 DISCUSSÃO

As análises aplicadas para investigação de proveniência permitiram identificar a composição mineralógica das possíveis áreas-fonte, estimar sua localização paleogeográfica e determinar as principais direções de fluxo e distribuição dos sedimentos, além de inferir sobre o processo de transporte dos sedimentos até o momento de deposição na bacia Paranoá. No presente estudo, foram realizadas análises de QemScan e Difractometria de Raios-X, U-Pb em zircão detrítico e paleocorrente para investigação da proveniência do Nível Arcoseano e detalhamento desta litofácies. Os dados obtidos foram apresentados de maneira sintetizada no Capítulo 4 na forma de artigo científico e durante o Capítulo 5 serão discutidos. A fim de evitar repetições, é ideal que o leitor se dirija ao Capítulo 4 para ter acesso à algumas descrições e ilustrações específicas.

5.1) Proveniência

Os dados de QemScan e difração de Raios-X indicam que os sedimentos que compõem as rochas do Nível Arcoseano apresentam composição predominantemente félsica, com contribuição de quartzo, microclínio e ilita, e escassez de minerais máficos, embora seja observado em pequena concentração clorita e biotita. Dentre os minerais pesados mais comuns estão o zircão, rutilo e turmalina. Esses minerais são classificados como ultraestáveis, capazes de resistir a períodos e transporte prolongados. Além disso, são observados fragmentos líticos de silito, chert e quartzito. Tanto os fragmentos quanto os grãos que compõem o arcabouço apresentam caráter que varia entre subanguloso a arredondado.

As características citadas sugerem que pelo menos em parte a área-fonte seja proximal, tanto pela presença de microclínio, quanto pela presença de grãos subangulosos. Porém, é possível inferir que houve transporte envolvido (pelo menos em parte), já que 1) as rochas exibem grãos maiores muito arredondados, 2) a assembleia mineralógica dos minerais pesados é restrita aos ultraestáveis.

Os dados de paleocorrente (apêndice) indicam uma orientação NE-SW para as rochas do Nível Arcoseano. Essas medidas corroboram com os dados compilados por Faria (1995), em que foram realizadas medidas nas formações que ocorrem nas regiões da seção-tipo (Alto Paraíso-Distrito Federal). Em geral, as estruturas sedimentares sugerem uma orientação de paleolinha de costa localizada a leste da área de estudo, o que corresponde a fontes que estariam situadas no Cráton São Francisco (Figura 4.7). Além disso, um estudo incluindo aplicação de método geofísico (Martins-Ferreira *et al.*, 2018a) indica que os sedimentos seguem direção de fluxo de

acordo com as estruturas do paleorifte Araí, o que indica que a subsidência e deposição na Bacia Paranoá foi influenciada por estruturas ancestrais do embasamento cristalino e das bacias anteriores, em que grande parte da contribuição de material foi fornecido pelo Cráton São Francisco.

As análises U-Pb em zircão detrítico revelaram importantes informações acerca da proveniência das rochas do Nível Arcoseano (Tabela 4.2) e sobre a dinâmica de preenchimento e contribuição de diferentes fontes na Bacia. O Nível Arcoseano apresenta diferentes fontes, entre elas as mais importantes indicam idades: 1.1 Ga, 1.4 Ga, 1.5 Ga, 1.8 Ga, 2.0 a 2.2 Ga e 2.7 Ga.

Os grãos de zircão que variam entre 2.2 a 2.0 Ga provavelmente derivam de terrenos magmáticos e metamórficos presentes na borda do Cráton Francisco. Para os grãos de zircão detrítico de idade Riacciana são sugeridas as rochas intrusivas da Suíte Aurumina (Cuadros *et al.*, 2017), que compõem grande parte do embasamento cristalino da Faixa Brasília e estão expostas à noroeste da área do presente estudo. Levando em consideração dados de Lu-Hf, Martins-Ferreira *et al.* (2018a) também consideraram o Maciço de Goiás como possível área fonte, devido à assinatura positiva de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ na maioria dos grãos de zircão de idade Riacciana e ao padrão negativo de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ atribuído à Suíte Aurumina.

Os grãos de idades Estateriana e Calimiana são interpretados como descendentes de granitos do tipo-A das suítes Pedra Branca e Serra da Mesa (Matteini *et al.*, 2012; Martins-Ferreira *et al.*, 2018a) gerados durante dois eventos extensionais, respectivamente, em 1.77Ga e 1.58Ga (Pimentel *et al.*, 1999). Os dois pulsos extensionais são relacionados respectivamente, aos grupos Araí e Traíras, duas bacias ancestrais que precederam a história da Bacia Paranoá. Também são observados picos menores que apresentam idades do Neo e Mesoarqueano. Ocorrências de rochas do Arqueano são comuns no interior do Cráton São Francisco (Alkmim *et al.*, 1993) e no terreno arqueano denominado de Maciço de Goiás (Borges *et al.*, 2017).

A partir do presente estudo e da compilação de dados de Oliveira (2016) foi encontrada uma nova população de grãos de idade 1.1 Ga no Nível Arcoseano e Formação Córrego do Barreiro, até então nunca antes descrita no Grupo Paranoá. Essa contribuição representa a idade mais jovem dentre os grãos de zircão detríticos da Bacia Paranoá e é comum em sequências da Faixa Brasília e em outros contextos geológicos. Idades mesoproterozoicas têm sido reveladas em terrenos da Faixa Araçuaí, Faixa Ribeira, no sistema dos crátons São Francisco-Congo e em bacias localizadas nas faixas que bordejam o Cráton Francisco. Apesar disso, a origem desta contribuição detrítica permanece pouco conhecida (Rodrigues, 2008).

5.2) Ambiente Depositional

A região de Bezerra apresenta dobras suaves evidenciadas por serras de direção N-S. A ausência de afloramentos in situ com continuidade vertical e lateral dificulta a caracterização do empilhamento estratigráfico das camadas. Apesar disso, com base nas observações das fácies e associações de fácies, a unidade Nível Arcoseano foi interpretada como ambiente transicional e poderia representar tanto um sistema fluvial, considerando um padrão retrogradacional, quanto um sistema deltaico, considerando um empilhamento progradacional. De acordo com as evidências de campo, sugere-se que essa unidade represente um sistema de rio entrelaçado desembocando em uma plataforma marinha e sendo retrabalhado por processos marinhos (maré e ondas).

Os sedimentos do Nível Arcoseano apresentam granulometria que varia entre conglomerática a fina com evidências que indicam influência mista de processos fluviais e marinhos (principalmente marés). Na unidade Nível Arcoseano foram descritas diversas fácies, subdividas em três associações de fácies principais: a) Associação de Fácies I (C); b) Associação de fácies II (CM); c) Associação de fácies III (FM) (tabela 2 do artigo). Portanto, essa unidade foi subdividida em ambiente dominado por rio, transicional e dominado por maré.

Ambiente dominado por processos fluviais

A associação de fácies I (C) é interpretada como parte do subambiente dominado por processos fluviais e canalizados. Essa associação de fácies apresenta as seguintes fácies: Cm, Ccs, Ccf e Clb. O conjunto das fácies sugere caráter canalizado, regime de fluxo superior, alta taxa de deposição de sedimentos e fluxo com capacidade de transportar material muito grosso. Nessa porção ocorre o transporte dos sedimentos no domínio continental e apresenta-se em forma de canais de alta energia que carregam grande quantidade de sedimentos em um transporte rápido, e, portanto, são capazes de transportar material grosso. Portanto, sugere-se um caráter altamente canalizado que se manifesta na forma de canais fluviais entrelaçados (Figura 5.1). A diminuição da granulometria em direção à oeste sugere que os canais alimentadores e áreas-fonte principais estivessem situados a leste da área de estudo, coincidindo com o interior do Cráton São Francisco.

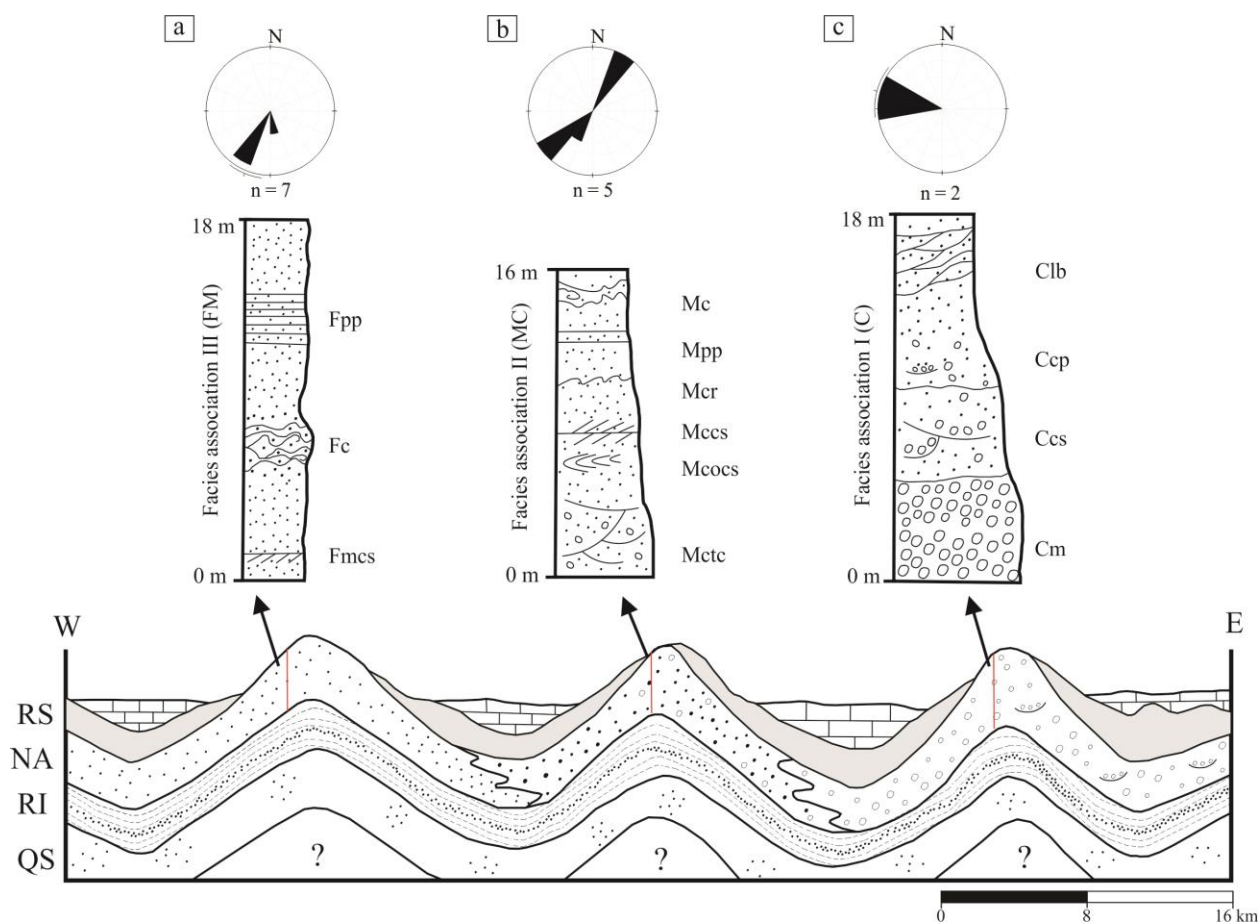


Figura 5.1 – Perfil esquemático e colunas estratigráficas de três principais serras em que o Nível Arcoseano aflora, evidenciando o empilhamento das fácies e espessuras inferidas. QS: Quartzito Superior; RI: Ritmito Inferior; NA: Nível Arcoseano; RS: Unidade Ritmito Superior.

Ambiente transicional

O ambiente transicional é caracterizado pela associação de fácies Média a Grossa com Grânulos (MC) em que são descritas as seguintes fácies: MCcs, MCoCs, Mctc, MCr, Mpp e Mc. Em geral, o conjunto de fácies sugere caráter canalizado, condições de regime de fluxo superior, forte influência hidrodinâmica e alta taxa de sedimentação. Dentre as estruturas que confirmam essas características destacam-se as estratificações cruzadas reviradas, estratificações cruzadas acanaladas, convolutas em rochas de granulometria areia média a grossa e geometria em forma de lobulos de areia.

As estratificações cruzadas reviradas, por exemplo, são interpretadas como produto gerado sob forte influência hidrodinâmica. Em geral, ambientes transicionais compostos por sedimentos grossos geralmente apresentam alta taxa de contribuição sedimentar são menos afetados por processos marinhos (Hayes & Michel, 1982), o que confirma o raro aparecimento de estruturas marcadas por processos marinhos nessa associação de fácies.

Ambiente dominado por processos marinhos

O ambiente dominado por processos marinhos é caracterizado pela associação de fácies Fina a Média, composta por fácies: FMcs, FMtc, Fpp e Fc. É possível observar, nesse conjunto de fácies, estruturas sedimentares caracterizadas por regime de fluxo superior e alta taxa de deposição. Sendo assim, esse ambiente foi interpretado como ambiente dominado por processos marinhos.

De maneira geral, existe um padrão de diminuição na granulometria em direção a oeste. As áreas a leste tendem a apresentar materiais mais grossos, dentre eles arenito feldspático e arcóseo de areia grossa a conglomeráticos, enquanto as ocorrências à oeste, são descritos arcóseo e arenito feldspáticos mais finos. Este padrão está representado na Figura 5.2, em que é evidenciada a distribuição das fácies na área de estudo. Ainda que as estruturas indiquem regime de fluxo superior, as rochas dessa associação de fácies apresentam menor granulometria em comparação com as rochas observadas a leste. Isso poderia sugerir que essa associação de fácies representa uma porção mais distal e com menor energia dentro do contexto do sistema deposicional, considerando que as rochas de granulometria grossa não são transportadas até essa porção.

A associação de fácies FM, assim como a associação de fácies CM, apresenta estruturas convolutas em grande quantidade, o que confirma a alta taxa de contribuição e deposição de material, enquanto os sedimentos ainda não estavam litificados. Essas estruturas de carga são interpretadas como produtos de deformações de sedimentos inconsolidados. Escorregamentos (*slumps*) também podem gerar as convolutas, e podem ser provocados por sobrecarga sedimentar, instabilidade do substrato ou abalos sísmicos. Entretanto, considerando o contexto das rochas do Nível Arcoseano as convolutas foram interpretadas como produto de alta taxa de sedimentação em que há grande aporte sedimentar sendo depositado em uma bacia receptora com menor energia em relação aos canais afluentes. A associação de fácies III é comumente sobreposta por sedimentos marinhos do Ritmito Superior.

5.3) Correlação Local

O Grupo Paranoá, embora apresente um caráter monótono, sem grandes mudanças dentro de seu arcabouço estratigráfico, exhibe algumas variações de oeste (seção-tipo) para leste (Bezerra, Cristalina) onde estão localizados o depocentro e a borda da bacia Paranoá, respectivamente. Provavelmente, isso ocorre pois sua deposição foi influenciada por relevo irregular, devido aos paleoaltos e paleobaixos do Rift Araí. Além disso, algumas diferenças podem ser explicadas pois as áreas localizadas à leste são mais próximas a paleolinha de costa, como é o caso das rochas Nível Arcoseano.

A Unidade Quartzito Feldspático (QF) foi descrita em Cristalina por Faria (1995). Na região de Bezerra, por outro lado, está descrita a Unidade Nível Arcoseano, proposta por Guimarães (1997). Até o presente momento, não há consenso e padronização formal correlacionando estas duas unidades e a seção-tipo do Grupo Paranoá.

Na seção-tipo do Grupo Paranoá são descritas lentes de quartzito feldspático de granulometria areia grossa inseridas na Formação Córrego do Barreiro. Essas lentes de quartzito feldspático apresentam semelhanças em relação às características sedimentológicas e geocronológicas do Nível Arcoseano. Além disso, a partir das análises geocronológicas U-Pb em zircão detrítico, é possível notar que ambas apresentam um padrão no histograma muito similar, com as mesmas contribuições detríticas, inclusive os grãos de 1.1 Ga, registrados somente nestas duas litofácies.

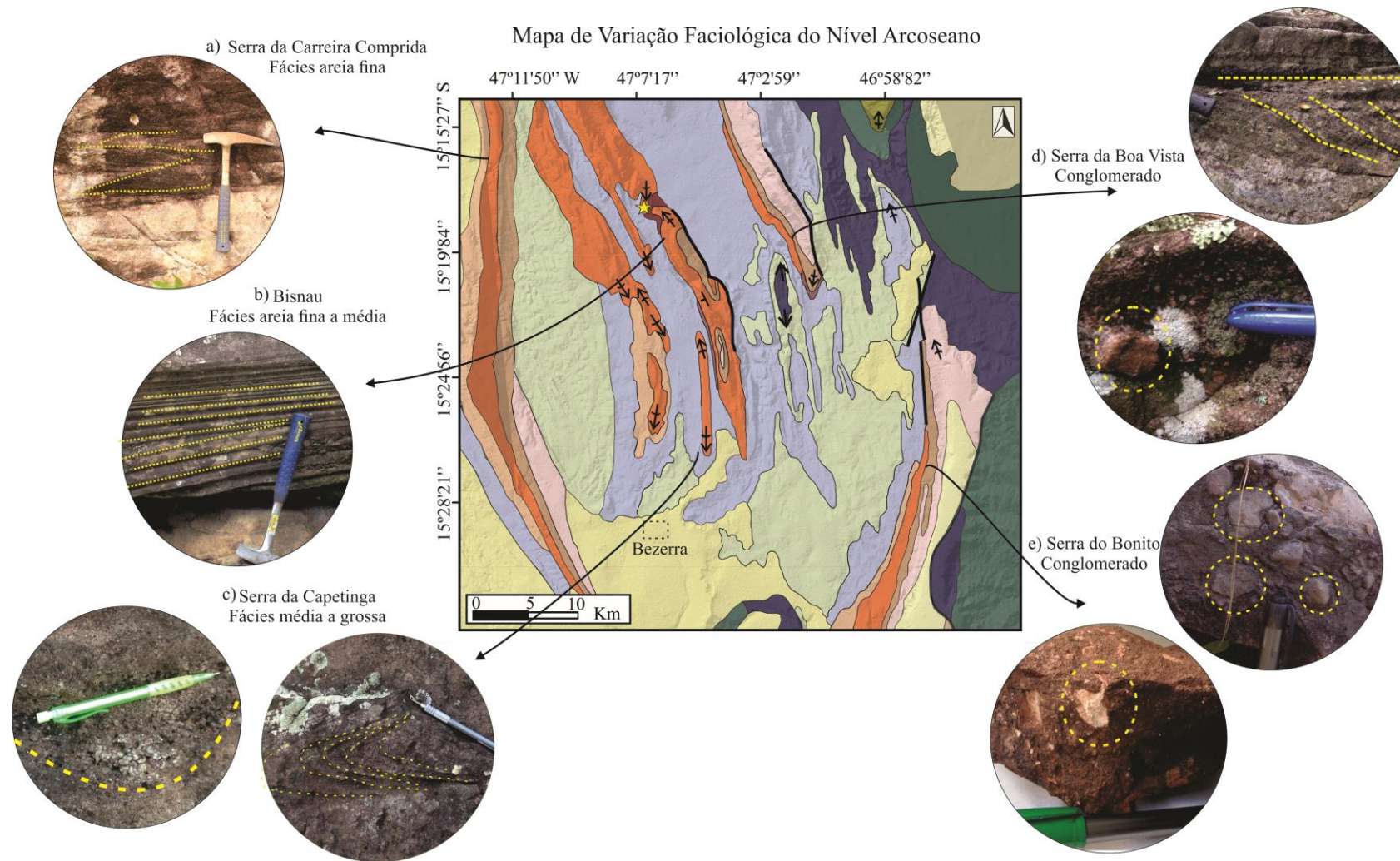


Figura 5.2 - Mapa de variação faciológica, evidenciando as rochas conglomeráticas a leste da área de estudo e as rochas que variam entre quartzitos de areia grossa à areia fina localizados na porção oeste da área.

A Formação Córrego do Barreiro é, predominantemente, representada por metapelitos com intercalações de lentes de quartzito e metassiltitos com abundante ocorrência de filossilicatos. Além disso, são observadas rochas carbonáticas estromatolíticas e lentes alongadas de quartzito feldspático. A Formação Córrego do Barreiro, interpretada como correspondente ao Ritmito Superior, é classificada como uma unidade marinha depositada em condições transgressivas na plataforma (Campos *et al.*, 2013). Na região de Bezerra, foi descrita a presença de glauconita associada aos quartzitos e folhelhos do Ritmito Superior.

A predominância na contribuição de material pelítico, ausência de indícios de exposição subaérea, diminuição da granulometria e estruturas que indicam diminuição na energia do sistema (ex: plano-paralela em pelitos), indicam que os sedimentos mais finos que foram carregados por processos de suspensão nos canais afluentes e amplamente distribuídos na plataforma marinha. Assim, esses sedimentos continuam sendo transportados por suspensão até serem decantados em porções mais distais da bacia e de mais baixa energia, dando origem as rochas pelíticas.

A presença ocasional de lentes de quartzito feldspático marca momentos efêmeros de aumento de descarga no rio que alimenta a bacia receptora e poderiam representar a ocorrência distal dos depósitos do Nível Arcoseano. Além disso, o carbonato descrito nessa unidade pode ser explicado por paleorelevos na plataforma marinha. A produção de carbonato comumente é relacionada com ambiente de baixa energia e sem grande aporte de sedimentos siliciclásticos, o que não contrasta com a situação do depocentro.

Sendo assim, a similaridade entre a porção superior do Grupo Paranoá na região de Bezerra-Cabeceira (borda da bacia) e a seção-tipo (depocentro) descrito no Distrito Federal-Alto Paraíso permitiram inferir que as pequenas lentes de quartzito feldspáticos que ocorrem inseridas na Formação Córrego do Barreiro representam pequenas ocorrências do espesso pacote arcoseano (Nível Arcoseano) descrito em Bezerra e em Cristalina (Quartzito Feldspático), como demonstrado na coluna estratigráfica (Figura 4.10). Apesar das semelhanças, essas sucessões apresentam características próprias, visto que representam porções distintas dentro do ambiente sedimentar. Além disso, o Código Brasileiro de Estratigrafia (Petri *et al.*, 1986) especifica que unidades que representem sequências distais e proximais devem ser classificadas e denominadas de forma distinta. Portanto, levando em consideração essas especificidades, o Nível Arcoseano não pode ser enquadrado e denominado como Formação Córrego do Barreiro, embora possa sim, representar uma unidade pelo menos em parte interdigitada lateralmente.

Levando isso em consideração, propõe-se que as lentes de quartzito feldspático inseridas na Formação Córrego do Barreiro, a Unidade QF (Farias, 1995) e o Nível Arcoseano sejam unidades correlativas. Portanto, essas lentes seriam interpretadas como pequenas ocorrências do mesmo

material arcoseano que está depositado na região de Bezerra, embora ocorra em menor quantidade devido a distância da paleolinha de costa.

5.4) Correlação Regional

O tópico correlação regional tem como objetivo discutir as similaridades e conexões entre diferentes contextos geológicos, desde a escala da Faixa Brasília, até outras unidades que apresentam semelhanças quanto ao ambiente deposicional descrito no Nível Arcoseano.

Diversos autores discutem a possibilidade dos grupos Paranoá, Canastra e Vazante serem bacias correlatas (Dardenne, 2000; Fuck *et al.*, 2017). Entretanto, essa correlação permanece em aberto por falta de indícios que reforcem essa hipótese. No presente estudo, foram apresentados dados geocronológicos U-Pb em zircão detrítico que demonstram a semelhança dos histogramas da porção superior do Grupo Paranoá com as porções basais do Grupo Canastra. Porém, no Grupo Canastra observa-se uma contribuição mais jovem, com grãos de zircão de idade 1.04Ga (Valeriano *et al.*, 2004, b; Rodrigues *et al.*, 2010; Rodrigues *et al.*, 2012), enquanto a idade máxima de deposição registrada, tanto no Nível Arcoseano, quanto na Formação Córrego do Barreiro é de 1.1Ga.

Da mesma forma que o Grupo Canastra, o Grupo Vazante também apresenta idades de zircão detríticos similares ao do Grupo Paranoá (2.15 Ga; 1.8 Ga; 1,5 Ga ;1.2 to 1.1 Ga) (Rodrigues, 2008 e Rodrigues *et al.*, 2010). Apesar disso, na Formação Rocinha são observados grãos de idade Toniana (0.94Ga) (Rodrigues *et al.*, 2010; Pimentel *et al.*, 2011) que indicam uma idade máxima de deposição mais jovem do que no Grupo Paranoá.

Os grupos Canastra e Vazante são interpretados como bacias de margem passiva de idade Meso a Neoproterozoica (Pimentel *et al.*, 2001; Carvalho *et al.*, 2019) e a presença de sedimentos marinhos profundos descritos em ambos os grupos reafirmam essa hipótese. Os dados geocronológicos indicam que os grupos Canastra e Vazante são mais jovens do que o Grupo Paranoá, mas é possível que as bacias tenham compartilhado um mesmo período de deposição e ocorram de forma contemporânea. A contribuição similar de grãos detríticos sugere que a deposição concomitante pode ter ocorrido no fim do período de sedimentação na Bacia Paranoá e nas fases iniciais das bacias Vazante e Canastra. Entretanto, as diferenças sedimentológicas e o empilhamento estratigráfico, aliados aos dados geocronológicos indicam que essas bacias tiveram diferentes histórias de subsidência e preenchimento.

O Grupo Paranoá é comumente comparado à outras bacias que atualmente compõem as faixas de dobramento que bordejam o Cráton São Francisco (Figura 5.3). Entre essas bacias, destacam-se os grupos Espinhaço e Chapada Diamantina, localizados na Faixa Araçuaí e no Cráton São

Francisco (Reis & Alkmim 2015; Chemale *et al.*, 2012; Martins-Ferreira *et al.*, 2018a), mais especificamente às formações Caboclo e Morro do Chapéu, na região da Chapada Diamantina e formações Riacho do Bento, Mosquito e Fazendinha na região nordeste do Espinhaço e ao Grupo Conselheiro Mata na margem leste do Cráton São Francisco (Heilbron *et al.*, 2017 apud Martins-Ferreira, 2017).

Além das semelhanças estratigráficas e padrões de contribuição de zircão serem similares (2,0 Ga, 1.8 Ga, 1.5 Ga), recentemente, Chemale *et al.* (2012) identificaram grãos de zircão detrítico de 1.2 Ga na Formação Sopa-Brumadinho, unidade que compõe a base do Grupo Espinhaço Superior. Outro estudo realizado na unidade Quartzito Córrego Ubá e em lentes de anfibolitos, na Faixa Araçuaí, também revelou uma população jovem de zircão de 1.1 - 1.2 Ga. A Unidade Quartzito Córrego Ubá foi associada à porção Superior do Grupo Espinhaço (Fonte-Boa *et al.*, 2017).

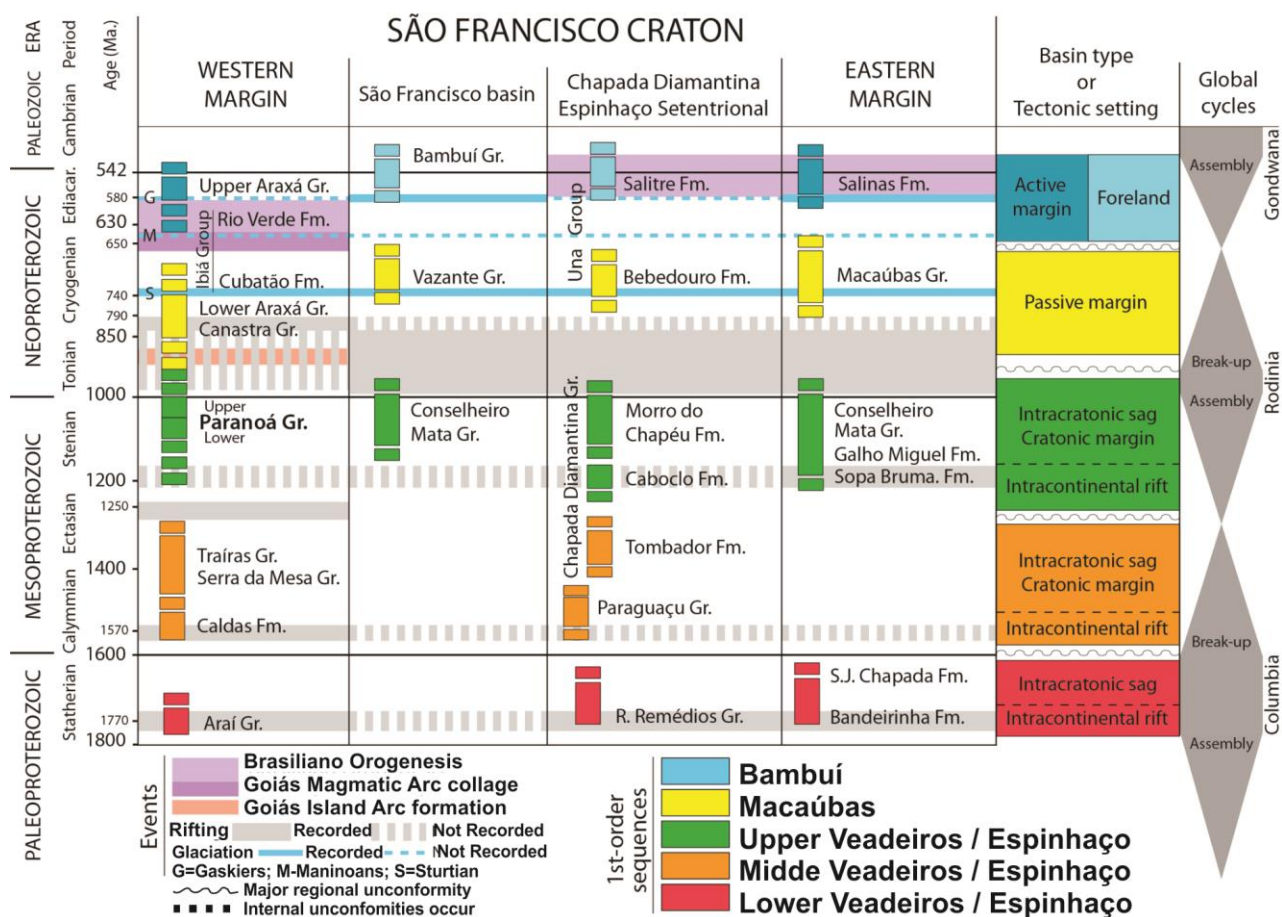


Figura 5.3 - Correlações regionais das bacias situadas sobre o Cráton São Francisco e suas margens ocidental e oriental (Martins-Ferreira, 2017).

5.5) Significado Tectônico do Nível Arcoseano

Em função do que foi descrito anteriormente e a partir da compilação dos dados de outros estudos, é possível fazer uma caracterização, tanto do ambiente sedimentar em que são inseridos os

sedimentos do Nível Arcoseano, como também interpretar as implicações que a ocorrência desta unidade traz na história evolutiva e deposicional da Bacia Paranoá.

O Grupo Paranoá é representado em geral por quartzitos maduros, siltitos, ardósia e lentes carbonáticas, sendo que dentro desta sucessão sedimentar nenhuma das unidades apresenta caráter imaturo, apenas o conglomerado São Miguel, formação da base do grupo que corresponde a um depósito de leque aluvionar. De maneira geral, a deposição na Bacia Paranoá se dá por sucessivos pulsos transgressivos e regressivos, gerando sucessões lateralmente monótonas. Portanto, os sedimentos imaturos do Nível Arcoseano representam uma variação abrupta no contexto deposicional do topo do Grupo Paranoá.

A partir da análise de fácies sugere-se que a Unidade Nível Arcoseano represente depósitos de um sistema fluvial entrelaçado que desemboca na plataforma marinha. O sistema entrelaçado em questão apresenta alta taxa de deposição e alta energia e é influenciado por processos mistos, predominantemente fluviais, mas com atuação de processos marinhos na porção mais fina (marés e ondas).

Guimarães (1997) e Costa Neto (2006) sugeriram que o embasamento composto por rochas magmáticas e metamórficas do Cráton São Francisco teria sido soerguido e erodido e deu origem às rochas do Nível Arcoseano. Os dados obtidos na investigação mineralógica apresentados no presente trabalho indicam predominância de contribuição félsica, enquanto a roseta de paleocorrente e os dados de U-Pb em zircão detrítico confirmam a hipótese de contribuição de rochas do Cráton São Francisco e ainda adicionam novas informações sobre a origem dessas rochas.

Dentre as possíveis áreas-fonte para os sedimentos da porção superior do Grupo Paranoá podem ser sugeridas, principalmente: 1) o embasamento cristalino tanto do Cráton São Francisco quanto da porção norte da Faixa Brasília (2.2 a 2.0 Ga) (Matteini *et al.*, 2012); 2) grãos provenientes das suítes Pedra Branca e Serra da Mesa (1.8 e 1.5 Ga, respectivamente) e 3) uma população mais nova (1.1 Ga) ainda de origem desconhecida. Os padrões de contribuição detrítica dos grupos Araí e Traíras apresentam diversas similaridades quando comparados aos histogramas obtidos de rochas da base do Grupo Paranoá. Essas semelhanças, somadas ao caráter muito arredondado de alguns grãos de zircão detrítico, sugerem que tenha ocorrido retrabalhamento das sucessões anteriores, especialmente porque algumas das possíveis fontes estão situadas à quilômetros de distância da área de deposição. O retrabalhamento de sucessões anteriores é muito comum em bacias e isso também pode dificultar o entendimento sobre a proveniência dos sedimentos, uma vez que em muitos casos a contribuição detrítica pode vir de outras bacias e não apenas de área-fontes magmáticas e metamórficas.

A presença de uma população mais jovem de grãos de zircão detrítico (1.1 Ga) no topo do Grupo Paranoá traz novas informações acerca da dinâmica deposicional e evolução da margem oeste do Cráton São Francisco. Os dados apresentados corroboram com a hipótese sobre a origem dessas idades proposta por Fonte-Boa *et al.* (2017) no contexto da Faixa Araçuaí. Os autores sugerem uma série de eventos extensionais relacionados ao Cráton São Francisco durante o Mesoproterozoico devido a presença de rocha máfica (anfíbolito de idade 1.2Ga) e do Quartzito Córrego Ubá, que apresenta grãos detríticos de 1.1-1.2 Ga. Portanto, essas rochas foram interpretadas e associadas à tentativas de tafrogênese mal sucedidas no Cráton São Francisco. Esses eventos extensionais podem ter gerado afinamento da crosta continental, rifteamento e magmatismo no sistema São Francisco-Congo, o que antecede o desmembramento desses crátons durante a quebra de Rodínia.

Essa hipótese foi proposta para as rochas situadas na Faixa Araçuaí, embora possa explicar também a presença de grãos de zircão de 1.1 Ga na Faixa Brasília. Na margem oeste do Cráton São Francisco as evidências de magmatismo ainda não foram observadas em campo, mas é possível que essas rochas tenham sido erodidas ou recobertas por sucessões mais jovens (ex: Grupo Bambuí).

Rodrigues (2008) sugeriu possíveis fontes para os grãos de zircão detríticos de 1.2 Ga encontrados no Grupo Vazante. Entre eles, estão as rochas do Complexo Máfico-Ultramáfico de Goiás (Moraes *et al.*, 2006; Pimentel *et al.*, 2004; Correia *et al.*, 1999), o Domínio Nova Aurora (Klein, 2008) e a Faixa Kibaran, situada no Cráton do Congo (Hanson *et al.*, 1988; Tack *et al.*, 1994; Ring *et al.*, 1999). De acordo com Chemale *et al.* (2012), as fontes detríticas do Mesoproterozoico ainda são incertas, mas os autores sugerem magmatismos anorogênicos na porção leste da Bacia Espinhaço (1.47, 1.34 e 1.19 Ga). De qualquer forma, a ocorrência dessas rochas-fontes no interior do Cráton São Francisco ainda não foi documentada e permanece pouco conhecida.

Bacias intracontinentais/epicontinentais geralmente apresentam longos períodos de deposição com uma história evolutiva complexa e frequentemente são observadas importantes discordâncias, que marcam períodos de descontinuidade na sedimentação. Essas discordâncias indicam possíveis momentos de erosão e/ou retrabalhamento dos próprios sedimentos previamente depositados na bacia (Martins-Ferreira, 2017).

A Bacia Paranoá exhibe duas discordâncias erosivas seguidas pelas formações Ribeirão São Miguel e Jequitáí (base do Grupo Bambuí), situadas na base e no topo do grupo, respectivamente. Essas discordâncias são amplamente conhecidas e estudadas e auxiliaram na determinação dos limites do grupo. A primeira discordância é seguida pela Formação Ribeirão São Miguel que marca o início da deposição do Grupo Paranoá, em condições continentais de leque aluvial, as quais foram

substituídas de forma rápida por uma transgressão marinha, dando lugar à sedimentação plataformal (Campos *et al.*, 2013). Enquanto o topo do grupo é marcado por uma discordância erosiva que antecede a deposição dos diamictitos da Formação Jequitáí (Martins-Ferreira *et al.*, 2013) ou rochas carbonáticas do Grupo Bambuí.

Durante a realização desse trabalho e a partir da compilação de outros estudos existentes, observou-se a possibilidade do Grupo Paranoá apresentar outras duas discordâncias, localizadas na Formação Ribeirão Piçarrão e na base do Nível Arcoseano (Fig. 5.4). É provável que essas discordâncias se manifestem na forma de paraconformidades, dificultando o processo de reconhecimento em campo. As paraconformidades foram inferidas a partir de dados geocronológicos, análise das fácies e observação da dinâmica de sedimentação da bacia. Portanto, o Grupo Paranoá seria subdividido em três sequências principais: sequência inferior, intermediária e superior.

A sequência inferior do grupo é composta por cinco unidades, entre elas: formações Ribeirão São Miguel, Ribeirão Cordovil, Serra da Boa Vista, Serra Almécegas e Serra do Paranã. Essas unidades apresentam os grãos de zircão detrítico mais jovens de 1.54 Ga. A sequência inferior se inicia com a deposição do conglomerado São Miguel, que exhibe discordância erosiva na base e separa o Grupo Paranoá do Grupo Traíras (Martins-Ferreira *et al.* 2018b). A sequência intermediária se inicia na Formação Ribeirão do Piçarrão, onde é observada a primeira ocorrência de grãos detríticos de 1.4 Ga. Apesar dos dados obtidos a partir da análise geocronológica, é necessário maior investigação sobre essa paraconformidade inferida.

A sequência superior é representada pelas unidade Nível Arcoseano e Formação Córrego do Barreiro e é marcada pela presença de população de zircão detrítico de idade Ectasiana (1.1 Ga). A ocorrência desses grãos é inédita e representa uma idade máxima de deposição mais jovem do que a reportada anteriormente em outros estudos. A porção leste da bacia, onde está situado o pacote mais expressivo das rochas do Nível Arcoseano, revela que a segunda discordância é seguida por sedimentos imaturos de sistema fluvial entrelaçado, composta por arcóseos e quartzitos feldspáticos (conglomerados a areia fina). O aparecimento de grãos de 1.1 Ga e a mudança abrupta no padrão de sedimentação corroboram com a hipótese de uma discordância ou discontinuidade sedimentar no topo do Grupo Paranoa.

As análises U-Pb em zircão detrítico podem levar a duas diferentes linhas de raciocínio principais, o que gera um caráter ambíguo na interpretação. A primeira hipótese sugere que o aparecimento dos grãos mais jovens em cada uma das sequências citadas ocorre devido a diferentes localizações geográficas das exposições de cada unidade. Isso é comum em bacias de grande extensão, uma vez que sedimentos que representam o mesmo pacote sedimentar, separados por

centenas de quilômetros, podem exibir histogramas com grãos de zircão de diferentes idades e origens. A segunda hipótese sugere que as novas idades em cada uma das sequências poderiam representar novas fontes após importantes hiátos deposicionais e eventos tectônicos relevantes. No caso da Bacia Paranoá a primeira hipótese foi descartada pelas seguintes razões: o Grupo Paranoá corresponde a uma bacia estratigraficamente homogênea, com padrão de fontes semelhantes e sem variações significativas. Por exemplo, a Formação Ribeirão Piçarrão teve suas amostras coletadas e analisadas tanto na região do Distrito Federal (Oliveira, 2016 e presente estudo - dados em apêndice), quanto na região de Alto Paraíso de Goiás (Matteini *et al.* 2012; Martins-Ferreira, 2017) e apresenta populações de zircão detrítico semelhantes, mesmo quando exposta a 200 km de distância.

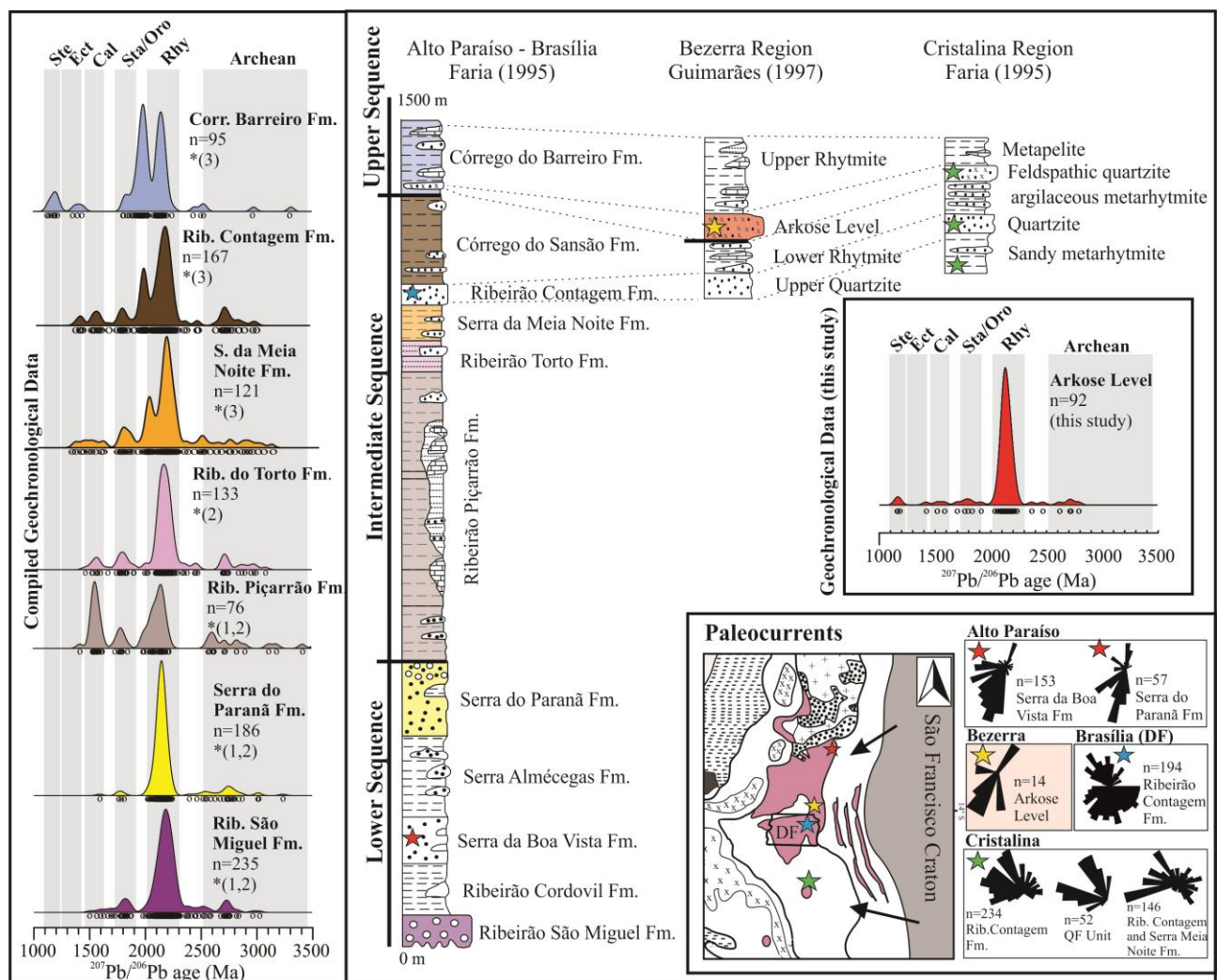


Figura 5.4 - Figura integrando dados estratigráficos, geocronológicos, análises de paleocorrentes do Grupo Paranoá em diferentes regiões de ocorrência (Faria, 1995) e da Unidade Nível Arcoseano (presente estudo), descrita na região de Bezerra.

Levando em consideração todos os aspectos e características discutidas no presente tópico, é possível determinar um possível cenário deposicional e tectônico que permitiram a sedimentação

dos sedimentos da porção do topo do Grupo Paranoá, mais especificamente do Nível Arcoseano. Sugere-se que as tentativas de tafrogênese que ocorreram durante o Mesoproterozoico tenham afetado o Cráton São Francisco e geraram magmatismo e falhamentos normais, devido aos esforços extensionais, assim como ocorre na porção leste do Cráton. Essas falhas foram responsáveis por soerguimentos localizados que geraram pequenos relevos e permitiram a exposição de fontes, como indicado na Figura 4.11. As rochas magmáticas de 1.1 Ga poderiam ser relacionadas a diques, sills e/ou intrusões anorogênicas, assim como os diques de anfibolito descritos por Fonte-Boa *et al.* (2017) ou mesmo rochas magmáticas de outra natureza, associadas a essas tentativas de abertura do Cráton São Francisco-Congo. Devido a ausência de mais informações sobre essa fonte de 1.1 Ga, as hipóteses tornam-se especulativas e esse magmatismo permanece com sua origem indefinida.

De acordo com a definição do Código de Estratigrafia Brasileiro (CBE) de Petri *et al.* (1986), as formações são unidades fundamentais na descrição e interpretação da geologia de uma região, principalmente no que diz respeito à distribuição espacial de sucessões e fácies deposicionais em áreas proximais e distais de bacia. Os limites de uma formação correspondem a mudanças litológicas que lhes conferem fácil reconhecimento. Uma formação pode representar um intervalo de tempo longo ou curto.

Portanto, a partir de todos os dados compilados e obtidos durante a realização deste trabalho, é possível concluir que o Nível Arcoseano representa uma unidade individual que registra uma importante mudança na deposição e dinâmica do Grupo Paranoá, e sendo assim, sugere-se que esta unidade seja elevada ao *status* de formação. Sua seção-tipo foi estabelecida no Sítio Arqueológico do Bisnau, situado na região de Bezerra. Nessa região são descritos afloramentos que exibem diversas características apontadas nas fácies desse trabalho. O Nível Arcoseano, portanto, foi denominado, pelo presente trabalho, como Formação Córrego do Bisnau.

5.6) Evolução da Bacia Paranoá

Grupo Paranoá - Bacia do tipo Margem Passiva?

As rochas que compõem o Grupo Paranoá foram classificadas como uma sequência sedimentar depositada em um contexto de margem passiva com sedimentos provenientes do Cráton São Francisco (Dardenne 1981, Faria 1995, Guimarães 1997, Freitas-Silva & Campos 1998). Entretanto, ainda não existe um consenso em relação à classificação, evolução e ambiente geotectônico da Bacia Paranoá. Em estudos mais detalhados sobre esta bacia, os autores utilizam diferentes termos para sua classificação: bacia epicontinental (Farias, 1995; Dardenne, 2000) e bacia tipo Rifte-Sag (Reis & Alkmim, 2015). Outra questão que permanece aberta é se o Grupo

Canastra seria correlato e equivalente ao Grupo Paranoá ou representa uma sequência mais jovem, depositado em um contexto e ambiente tectônico diferente.

Bradley (2008) compilou dados de 85 bacias sedimentares antigas classificadas como do tipo margem passiva. Neste estudo, observou-se baixa ocorrência de bacias de margem passiva durante o Mesoproterozoico. As seis bacias registradas durante este período, indicam um tempo médio de evolução incomum, de 392 Ma. Ainda assim, o autor explicita a falta de confiabilidade nos dados, uma vez que todas as seis bacias foram pouco estudadas e propõe que exista a possibilidade que, na realidade, estas bacias sejam classificadas como intracratônicas.

Margens passivas geralmente apresentam tempo de evolução de 100 a 200 Ma, enquanto as bacias intracratônicas apresentam maior tempo de duração que os demais tipos (200-500 Ma) (Woodcock, 2004). Comumente surgem a partir de um rifte que não se desenvolve e sofrem subsidência térmica ou termo-flexural, com diversas reativações das estruturas ao longo do tempo. Bacias do tipo rifte podem se desenvolver para os seguintes membros finais: 1) inicialmente como uma bacia proto-oceânica e posteriormente passando para uma margem passiva; 2) um aulacógeno, que no decorrer do tempo pode gerar uma bacia intracratônica.

Além disso, bacias de margem passiva são caracterizadas por grande espessura das sucessões sedimentares (~12 km). Ainda que em bacias antigas, a deformação e metamorfismo pudessem diminuir ou mascarar sua espessura, é possível notar que se trata de grandes pacotes de rochas sedimentares (Watts, 2012). De acordo com Campos *et al.*, (2013) em um estudo detalhado sobre o Grupo Paranoá, o conjunto de estruturas sedimentares, os litotipos, variações e interdigitações, além da continuidade lateral das litofácies, permitem posicionar a sedimentação em ambientes marinhos relativamente rasos com lâmina d'água variável, caracterizando ciclos transgressivos/regressivos, em que é possível observar a ausência de fácies marinhas de ambiente muito profundo. A área-tipo do grupo é representada por 1500 m de espessura das unidades.

A ausência de rochas vulcânicas e ofiolitos representam uma dificuldade para datação direta de idades referentes ao Grupo Paranoá. Portanto, a associação de dados relativos, com idades de zircões detríticos (U-Pb) (Matteini *et al.* 2012) indica que a bacia Paranoá foi depositada durante o Mesoproterozoico entre 1.540 ± 10 Ma e 1.042 Ma (U-Pb em sobrecrecimento de xenotima diagenética em zircão detrítico). Uma nova idade máxima de deposição (Ectasiana) foi observada no presente trabalho e em Oliveira (2016).

A idade do grupo também foi estimada utilizando a presença de estromatólitos (colunares e conophyton) e os dados isotópicos disponíveis que sugerem idade para a sedimentação entre 1.000 e 1.300 Ma. Dessa forma, a unidade estaria posicionada no Mesoproterozoico (Dardenne *et al.* 1972, Cloud & Dardenne 1973, Dardenne 1979, Matteini *et al.* 2012, Campos *et al.*, 2013). Além disso,

na Formação Córrego do Bisnau (Nível Arcoseano) foram encontrados grãos de zircão detrítico de idade 1190 Ma, o que reforça a hipótese de que os sedimentos ainda estariam sendo depositados até cerca de 1.0Ga.

Como mencionado anteriormente, o Grupo Paranoá tem sido relacionado com o Grupo Espinhaço Superior (Chemale *et al.*, 2012; Guardagnin & Chemale 2015) ou Sequência Espinhaço II (Reis & Alkmim 2015 apud Martins-Ferreira 2017). A evolução tectono-sedimentar da Bacia Espinhaço permite sua caracterização como uma bacia do tipo Rifte-Sag, ou seja, desenvolvida inteiramente em contexto intracratônico (sem o desenvolvimento de centros de espalhamento oceânico), com um período de rifteamento inicial e um subsequente período flexural, caracterizado pela expansão em área da bacia (Martins-Neto, 2017).

Bacias Rifte-Sag são bacias que exibem uma fase rifte seguida de uma fase flexural devido à mudança no regime de subsidência de mecânico para termal, sem evoluírem para um estágio de margem passiva com o desenvolvimento de centros de espalhamento oceânico (Allen *et al.*, 2015).

Diante dos dados compilados, considera-se improvável que o Grupo Paranoá, que bordeja a margem oeste do paleocontinente São Francisco, represente uma bacia de margem passiva. Levando em consideração todas as características estratigráficas e tectônicas, é possível classificar o Grupo Paranoá como uma bacia intracratônica, que pode ter evoluído para um embaciamento epicratônico em tempos de aumento do nível eustático (Martins-Ferreira, 2017). Entre os fatores que questionam a classificação de margem passiva se destacam: a) ausência de uma sucessão com idade compatível que caracterize a história de espalhamento inicial necessária para a evolução até a fase de margem passiva; b) restrita ocorrência de bacias de margem passiva durante o período Mesoproterozoico, o que é considerado um indício contrário de que a Bacia Paranoá seja classificada como uma bacia de margem passiva; c) correlação provável do Grupo Paranoá com o Grupo Conselheiro Mata, que é classificado como bacia do tipo intracratônica, compondo a porção Sag de um sistema Rifte-Sag.

Quando analisada em toda sua extensão, a sequência Paranoá pode ser caracterizada em diferentes tipos de bacia: bacia de plataforma continental que recobre o Cráton São Francisco, bacia intracratônica Sag que sobrepõe sucessões de rifte e bacia de margem cratônica (Martins-Ferreira, 2017). As principais características que indicam uma bacia de margem passiva não são observadas e/ou preservadas. Sendo assim, o Grupo Paranoá exibe feições que refutam a possibilidade de ser classificado como margem passiva, dentre elas: 1) ausência de fácies marinhas profundas; 2) ausência de ofiolitos, que representariam a geração de crosta oceânica e espalhamento de fundo oceânico e 3) ausência de um centro de espalhamento com idade compatível.

CAPÍTULO 6

CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os resultados apresentados no decorrer deste trabalho contribuíram para o entendimento sobre a deposição do Nível Arocseano, mas também para melhor compreensão em relação a evolução da dinâmica e do preenchimento da Bacia Paranoá durante o Mesoproterozoico. As interpretações, conclusões e sugestões após a realização desse estudo serão apresentadas em forma de tópicos a seguir:

- É proposta a elevação da unidade informal Nível Arocseano ao *status* de Formação Córrego do Bisnau, que representa parte de um sistema de fluvial entrelaçado retrabalhado por processos marinhos na porção superior do Grupo Paranoá, bacia intracratônica de idade Mesoproterozoica;
- A Formação Córrego do Bisnau, a unidade QF, e as lentes de quartzito feldspático da Formação Córrego do Barreiro (ou porção psamítica da unidade antiga PPC) são consideradas correlatas, devido a similaridades sedimentológicas e geocronológicas;
- A Formação Córrego do Bisnau representa um ambiente fluvial que evidencia a transição entre o domínio continental-marinho, enquanto o Ritmito Superior/Formação Córrego do Barreiro é interpretada como subsistema marinho;
- O sistema fluvial foi classificado como entrelaçado e com influência marinha em sua porção mais fina, alta taxa de deposição e transporte. A assembleia de litofácies apresenta características que permitem inferir alta taxa de contribuição, alta energia no sistema, transporte rápido e sedimentos provenientes de áreas relativamente próximas;
- Dados geocronológicos compilados e obtidos na realização deste trabalho permitiram inferir duas paraconformidades no Grupo Paranoá, sendo uma delas registrada na base da Formação Ribeirão Piçarrão e outra na base dos depósitos imaturos da Formação Córrego do Bisnau. Essas discordâncias demonstram hiato na deposição e não são observadas em campo, portanto, foram inferidas a partir da análise faciológica e dados geocronológicos;
- A Formação Córrego do Bisnau provavelmente está associada a soerguimentos localizados, responsáveis por expor o embasamento cristalino e pacotes sedimentares previamente depositados. A presença abundante de quartzo, microclínio e ilita, e ausência de minerais máficos, sugerem uma fonte de composição predominantemente félsica;

- Os dados geocronológicos da Formação Córrego do Bisnau (presente estudo) e Formação Córrego do Barreiro (Oliveira, 2016) registram uma fonte inédita e mais jovem (1.1 Ga) presente no topo do Grupo Paranoá, conferindo uma idade máxima de deposição mais jovem ao grupo;
- O soerguimento inferido pode estar associado às tentativas de tafrogênese que ocorreram no sistema crâtonico São Francisco-Congo durante o período Ectasiano. Os eventos extensionais podem ter gerado falhas localizadas, pequenos relevos, exposição de sequências anteriores e intrusões de corpos magmáticos de 1.1 Ga. Apesar disso, são necessárias investigações mais detalhadas;
- Considera-se improvável que o Grupo Paranoá represente uma bacia de margem passiva, devido a ausência das principais características necessárias para caracterização deste tipo de bacia. O Grupo Paranoá apresenta maior similaridade com bacias do tipo intracratônica/epicontinental e
- Em estudos futuros sobre a Formação Córrego do Bisnau, sugere-se a realização de investigações detalhadas de geoquímica (total, elementos maiores, menores e traços) e análises de Lu-Hf nos grãos detríticos de 1.1 Ga, para que se possa avançar no conhecimento das áreas-fonte e evolução da bacia como um todo.

Referências Bibliográficas

- Alkmim, F.F., Brito Neves, B.B., Castro Alves, J.A., 1993. Arcabouço tectônico do Craton do São Francisco: Uma revisão. In: Dominguez, J.M.L., Misi, A. (Eds.), O Craton do São Francisco. SBG, SGM, CNPq. Bahia, Brazil, pp. 45–62
- Alkmim, F.F., Martins-Neto, M.A., 2012. Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil. *Mar. Pet. Geol.* 33, 127–139.
- Allen, J.L., Johnson, C.L., Heumann, M.J., Gooley, J., Gallin, W., Rasbury, E.T., and Riggs, N.R., 2012. New technology and methodology for assessing sandstone composition: A preliminary case study using a quantitative electron microscope scanner (QemScan). *Geological Society of America Special Papers*, 487, 177-194.
- Allen, J.R.L., 1968. The nature and origin of bed-form hierarchies. *Sedimentology* 10 (3), 161-182.
- Allen, P.A., Eriksson, P.G., Alkmim, F.F., Betts, P.G., Catuneanu, O., Mazumder, R., & Young, G.M. (2015). Classification of basins, with special reference to Proterozoic examples. *Geological Society, London, Memoirs*, 43(1):5-28.
- Almeida F.F.M. de, Hasui Y., Brito-Neves B.B de, Fuck R. A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth-Sci. Rev.*, 17: 1-29.
- Alvarenga, C. D., & Dardenne, M. A. (1978). Geologia dos grupos Bambuí e Paranoá na Serra de São Domingos, MG. In *Anais do 30 o Congresso Brasileiro de Geologia, Recife, Sociedade Brasileira de Geologia* (Vol. 2, pp. 546-556).
- Alvarenga, C.J.S., Dardenne, M.A., Vieira, L.C., Martinho, C.T., Guimarães, E.M., Santos, R.V., and Santana, R.O., 2012. Estratigrafia da borda ocidental da Bacia do São Francisco. *B. Geoci. Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 20, n. 1/2, p. 145-164.
- Anderson, R.S. 1982. Hotspots, polar wander, Mesozoic convection and the geoid. *Nature*, 297, 391-393
- Andrade Ramos J.R. 1958. Folha geológica da nova capital. Rio de Janeiro, DNPM/DGM. p. 44-46. (Relatório Anual do Diretor, ano de 1957).
- Araujo Filho J.O. 2000. The Pirineus Syntaxis: an example of the intersection of two Brasiliano
- Baeta Jr. J.D.A., Fogaça C.C., Ramos J.B., Jo J.A.G. & Barberi M. 1978. Projeto manganês no centro-sul de Goiás. Relatório Final. Goiânia, DNPM/CPRM, v.7, 98 p.
- Barbosa, O., Braun, O. P., Dyer, R.C., Cunha, C.R., 1969. Geologia e Inventário dos recursos minerais do Projeto Brasília. Petrópolis. PROSPEC DNPM. 225 pp. (Inédito).
- Boothroyd, J.C., & Ashley, G.M., 1975. Processes, bar morphology, and sedimentary structures on braided outwash fans, northeastern Gulf of Alaska.
- Borges, C. C. A., Toledo, C. L. B., Silva, A. M., Junior, F. C., Jost, H., and de Carvalho Lana, C., 2017. Geochemistry and isotopic signatures of metavolcanic and metaplutonic rocks of the Faina and Serra de Santa Rita greenstone belts, Central Brazil: Evidences for a Mesoproterozoic intraoceanic arc. *Precambrian Research*, 292, 350-377.
- Bradley, D. C. (2008). Passive margins through earth history. *Earth-Science Reviews*, 91(1-4):1-26.
- Braun O.P.G. & Baptista M.B. 1978. Considerações sobre a geologia pré-cambriana da Região Sudeste e parte da Região Centro Oeste do Brasil. In: Reunião Preparatória para o Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas marginais, 1977. Salvador. Anais... Salvador, Sociedade Brasileira de Geologia, p.225-368.

- Braun O.P.G., Martins M. & Oliveira W.J., 1993. Continuidade das seqüências rifeanas sob a Bacia do São Francisco constatada por levantamentos geofísicos em Minas Gerais. In: Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, 2., 1993. Salvador. Anais... Salvador, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 164-166.
- Braun, O.P.G. 1968. Contribuição à Estratigrafia do Grupo Bambuí. In: Congr. Bras. Geol. 22, Belo Horizonte, 1968. Anais..., Belo Horizonte, SBG, p. 155-166.
- Bühn, B., Pimentel, M. M., Matteini, M., & Dantas, E.L., 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). Anais da Academia Brasileira de Ciências, 81(1), 99-114.
- Campos, J.E.G., Bogossian, J., & Carvalho, R.M., 2012. Sedimentology of the Psammo-pelitic-carbonate Unit, Paranoá Group, and Sete Lagoas Formation, Bambuí Group: examples of mixed carbonate-siliciclastic sedimentation in the Proterozoic of the Brasília Fold Belt. Revista Brasileira de Geociências, 42(3):513-522.
- Campos, J.E.G., Dardenne, M.A., Freitas-Silva, F.H., Martins-Ferreira, M.A.C., 2013. Geologia do Grupo Paranoá na porção externa da Faixa Brasília. Brazilian J. Geol. 43:461-475.
- Carvalho, M. D. O., Valeriano, C. D. M., Aguiar Neto, C. C., Oliveira, G. D., & Heilbron, M. (2019). The Vazante and Canastra groups revisited: Sm-Nd and Sr isotopes-evidence for contribution from Tonian intraplate magmatism during passive margin development along the SW São Francisco margin, Brazil. Brazilian Journal of Geology, 49(1).
- Carvalho, M.D.O., Valeriano, C.D.M., Aguiar Neto, C.C., Oliveira, G.D., & Heilbron, M., 2019. The Vazante and Canastra groups revisited: Sm-Nd and Sr isotopes-evidence for contribution from Tonian intraplate magmatism during passive margin development along the SW São Francisco margin, Brazil. Brazilian Journal of Geology, 49(1).
- Catuneanu O, Martins-Neto MA, Eriksson PG., 2005. Precambrian sequence stratigraphy. Sedimentary Geology 176: 67-95.
- Chafetz, H.S, Reid A., 2000. Syndepositional shallow-water precipitation of glauconitic minerals. Sedimentary Geology 136: 29-42.
- Chemale Jr F, Dussin IA, Alkmim FF, Martins MS, Queiroga G, Armstrong R, Santos, MN., 2012. Unravelling a Proterozoic basin history through detrital zircon geochronology: The case of the Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil. Gondwana Res 22: 200-206.
- Church, M., and Gilbert, R., 1975. Proglacial fluvial and lacustrine environments. Special Publication of SEPM.
- Cloud, P. and Dardenne, M. 1973. Proterozoic age of the Bambuí Group in Brazil. Geological Society of America Bulletin, 84(5), 1673-1676.
- Correia, C. T., Jost, H., Tassinari, C. C. G., Girardi, V. A. V., & Kinny, P. D. (1999). Ectasian mesoproterozoic U-Pb ages (SHRIMP II) for the metavolcano-sedimentary sequences of Juscelândia and Indianópolis and for high grade metamorphosed rocks of Barro Alto stratiform igneous complex, Goiás state, central - Brazil. *Actas*.
- Costa L.A.M. & Angeiras A.G. 1971. Geosynclinal evolution in the Epi-Baikalian platform of Central Brazil. Geol. Rundschau, 60(2):1024-1050.
- Costa-Neto S.F da., 2006. Ritmito superior do Grupo Paranoá e fim da deposição de margem passiva. Dissertação, Universidade de Brasília (UnB).

- Cuadros, F.A., Botelho, N.F., Fuck, R.A., and Dantas, E.L., 2017. The peraluminous Aurumina granite suite in central Brazil: An example of mantle-continental crust interaction in a Paleoproterozoic cordilleran hinterland setting? *Precambrian Research*, 299, 75-100.
- Dalrymple, R. W., Zaitlin, B. A., & Boyd, R. (1992). Estuarine facies models; conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Research*, 62(6), 1130-1146.
- Dardenne M.A. 1978. Zonação tectônica na borda ocidental do Cráton São Francisco. In: Congresso Brasileiro De Geologia, Recife, 30, Anais, p. 299-308.
- Dardenne M.A.; Mello,S.M.G.; Moeri,E. 1971. Os estromatólitos do Grupo Bambuí: classificação, importância estratigráfica e metalogênica. Cong. Brás. Geologia, 25, São Paulo, SBG, Bol.Res.Com. Esp., N° 1, p.88
- Dardenne, M. A., & Faria, A. D. (1985). Estratigrafia do Grupo Paranoá na região de Alto Paraíso-GO. Anais do 2º Simpósio de Geologia do Centro-Oeste. Goiânia, Geologia do Pré-Cambriano. SBG/NCOP, 65-71.
- Dardenne, M.A., 1981. Os grupos Paranoá e Bambuí na Faixa Dobrada Brasília. In: Proceedings of the 1st Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, Sociedade Brasileira de Geologia (SBG) - Núcleo BA, Salvador, pp 140-157.
- Dardenne, M.A., 2000. The Brasília Fold Belt. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (Eds.), Proceedings of the 31st International Geological Congress on the Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro, pp. 231-263.
- Dardenne, M.A., Walde, D.H.G. 1979. A estratigrafia dos Grupos Bambuí e Macaúbas no Brasil central. 1º Simpósio de Geologia de Minas, Sociedade Brasileira de Geologia, Belo Horizonte, 4354.
- Dela, A.L., 2005. Sedimentation in a low accommodation setting: nonmarine (Cretaceous) Mannville and marine (Jurassic) Ellis groups, Manyberries field, southeastern Alberta. *AAPG Bull.* 88, 1391–1418.
- Delgado I.M., Souza J.D., Silva L.C., Silveira Filho N.C., Santos R.A., Pedreira A.J., Guimarães, J.T., Angelim, L.A.A.A, Vanconcelos, A.M., Gomes, I.P., Lacerda Filho J.V., Valeste C.R., Perrota M.M., Heineck C.A., 2003. Geotectônica do Escudo Atlântico, In: Luiz Augusto Bizzi; Carlos Schobbenhaus, Roberta Viddoti, João Henrique Gonçalves (Org). Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Brasília, Editora Universidade de Brasília, pág. 227-334.
- Dickinson, W.R., 1974, Plate tectonics and sedimentation, in Dickinson, W.R., ed., *Tectonics and sedimentation: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 22*, p. 1-27
- Donaldson, A.C., 1974. Pennsylvanian sedimentation of central Appalachians. *Spec. Pap. Geol. Soc. Am* 148, 47–48.
- Eriksson, P.G., Reczko, B.F., Boshoff, A.J., Schreiber, U.M., Van der Neut, M., and Snyman, C.P., 1995. Architectural elements from Lower Proterozoic braid-delta and high-energy tidal flat deposits in the Magaliesberg Formation, Transvaal Supergroup, South Africa. *Sedimentary Geology*, 97(1-2):99-117.
- Faria A., 1995. Estratigrafia e sistemas deposicionais do Grupo Paranoá nas áreas de Cristalina, Distrito Federal e São João D'Aliança-Alto Paraíso de Goiás. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 199 p.
- Faure, G.; Mensing, T. M. *Isotopes principles and applications*. 3. ed. Hoboken: John Willey & Sons, 2005. 897 p.

- Ferronato, J. P. F. (2013). Arquitetura de fácies e evolução estratigráfica dos sistemas deltaicos do grupo ilhas na Bacia do Tucano Central – BA. Dissertação IURGS.
- Fielding, C.R., Trueman, J.D., Alexander, J., 2006. Holocene depositional history of the Burdekin river delta of northeastern Australia: a model for a low-accommodation, highstand delta. *J. Sediment. Res.* 76, 411–428.
- Fisk, H.N., Kolb, C.R., McFarlan, E., and Wilbert, L.J., 1954. Sedimentary framework of the modern Mississippi delta [Louisiana]. *Journal of Sedimentary Research*, 24(2), 76-99.
- Fonte-Boa, T.M.R., Novo, T.A., Pedrosa-Soares, A.C., & Dussin, I., 2017. Records of Mesoproterozoic taphrogenic events in the eastern basement of the Araçuaí Orogen, southeast Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 47(3), 447-466.
- Franke, D. 2013. Rifting, lithosphere breakup and volcanism: Comparison of magma-poor and volcanic rifted margins. *Marine and Petroleum geology*, 43:63-87.
- Freitas-Silva F.H. & Campos J.E.G., 1998. Geologia do Distrito Federal. In: Inventário Hidrogeológico e dos recursos hídricos superficiais do Distrito Federal. Brasília, SEMARH, v. 1, p. 1-86.
- Fuck R.A., Marine J.O., Dardenne M.A. and Figueiredo A.N., 1988. Coberturas metassedimentares do Proterozóico Médio: os grupos Araí e Paranoá na região de Niquelândia - Colinas, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 18(1):54-62.
- Fuck R.A.; Pimentel, M.M; D'el-Rey Silva L.J. 1994. Compartimentação Tectônica na porção oriental da Província Tocantins. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camboriú (SC), Anais, p.215-216.
- Fuck, R.A, Pimentel, M.M; Alvarenga, C.J.S, Dantas, E.L., 2017. The Northern Brasília Belt. *São Francisco Craton, Eastern Brazil* 11: 205-208.
- Fuck, R.A. 1994. A Faixa Brasília e a Compartimentação Tectônica da Província Tocantins. In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 4. Brasília. Anais, p. 184-187.
- 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.
- Galloway, W.E., 1975, Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems, in Broussard, M.L., ed., *Deltas: Models for Exploration*: Houston Geological Society, p. 87–98.
- Ganil, M.R., Bhattacharya, J.P., 2007. Basic building blocks and process variability of a Cretaceous delta: internal facies architecture reveals a more dynamic interaction of river, wave, and tidal processes than is indicated by external shape. *J. Sediment. Res.* 77 (4), 284–302.
- Guadagnin, F.; Chemale, F. 2015. Detrital zircon record of the Paleoproterozoic to Mesoproterozoic cratonic basins in the São Francisco Craton, *Journal of South American Earth Sciences*, Volume 60, July 2015, Pages 104-116.
- Guimarães E.M., 1997. Estudos de proveniência e diagênese com ênfase na caracterização dos filossilicatos dos Grupos Paranoá e Bambuí, na região de Bezerra-Cabeceiras (GO). Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 270 p.
- Guimarães, E.M e Dardenne, M.A. 2005. Glauconitas do Grupo Paranoá: Condições de deposição e contexto tectônico. *Short Papers – III – Simpósio sobre o Cráton. São Francisco 2005*. P. 135 – 138.

- Hanson, R.E., Wilson, T.J., Brueckner, H.K., Onstott, T.C., Wardlaw, M.S., Johns, C.C., and Hardcastle, K.C., 1988. Reconnaissance geochronology, tectonothermal evolution, and regional significance of the Middle Proterozoic Choma-Kalomo block, southern Zambia. *Precambrian Research*, 42(1-2), 39-61.
- Hayes, M. O., and Michel, J., 1982. Shoreline sedimentation within a forearc embayment, lower Cook Inlet, Alaska. *Journal of Sedimentary Research*, 52(1), 251-263.
- Heilbron, M., Cordani, U.G., Alkmim, F. F. (Eds.). 2017. São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent. Springer
- Holmes, A., 1965. Principles of physical geology. London, England, Thomas Nelson and Sone, Ltd., 1, 288p.
- Howell, J.A., Skorstad, A., MacDonald, A., Fordham, A., Flint, S., Fjellvoll, B., Manzocchi, T., 2008. Sedimentological parameterization of shallow-marine reservoirs. *Pet. Geosci.* 14 (4), 17–34.
- Ingersoll, R. V. (1988). Tectonics of sedimentary basins. *Geological Society of America Bulletin*, 100(11), 1704-1719.
- Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L., and Belousova, E.A., 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, 211(1-2), 47-69. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.017>.
- Jiang, Yiming, and Jinliang Zhang., 2008. Braid-delta deposits from a broad shallow-marine setting: the middle member of the Kalpingtag Formation in the central Tarim Basin. *Journal of Ocean University of China* 7(2): 145-153.
- Kerr, R.A. 1985. Plate tectonics goes back 2 billion years. *Science*, 230, 1364-1367
- Khosa, J., Manuel, J., & Trudu, A., 2003. Results from preliminary investigation of particulate emission during sintering of iron ore. *Mineral Processing and Extractive Metallurgy*, 112(1), 25-32.
- Kinsman, D.J.J. 1975. Rift valley basins and sedimentary history of trailing continental margins. In: Fischer, A.G. & Judson, S. (eds.). *Petroleum and Global Tectonics*. Princeton University Press, Princeton, 83-126.
- Klein, G.D., 1995, Intracratonic basins, in Busby, C.J., and Ingersoll, R.V., eds., *Tectonics of sedimentary basins*: Oxford, Blackwell Science, p. 459–478.
- Klein, P.B.W., 2008. Geoquímica de Rocha Total, Geocronologia de U-Pb e Geologia Isotópica de Sm-Nd das Rochas Ortognáissicas e Unidades Litológicas Associadas da Região Ipameri–Catalão (Goiás). Unpublished PhD Thesis, University of Brasília, Brazil, 154p.
- Laranjeira N.P.F. 1992. A Plataforma mista de siliciclásticos e carbonatos do Grupo Paranoá na região de Unai - MG. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 207 p.
- Lemon, D.R., Chan, M.A., 1999. Facies architecture and sequence stratigraphy of finegrained lacustrine deltas along the eastern margin of late Pleistocene Lake Bonneville, north Utah and southern Idaho. *AAPG Bull.* 83, 635–655.
- Ludwig, K.R., 2003. Isoplot 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 4, 70.

- Magalhães, A.J.C., Scherer, C.M.S., Gabaglia, G.R., and Catuneanu, O., 2015. Mesoproterozoic delta systems of the Açuruá Formation, Chapada Diamantina, Brazil. *Precambrian Research*, 257, 1-21.
- Martins-Ferreira, M.A.C., Chemale, F., Dias, A.N.C., Campos, J.E.G., 2018a. Proterozoic intracontinental basin succession in the western margin of the São Francisco Craton: constraints from detrital zircon geochronology. *J. S. Am. Earth Sci.* 81 (January 2018), 165–176. ISSN 0895-9811. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.11.018>.
- Martins-Ferreira, M.A.C., 2017. Evolução tectônica das bacias Araí e Paranoá na faixa Brasília norte. PhD Thesis. Instituto de Geociências. Universidade de Brasília. Brazil.
- Martins-Ferreira, M.A.C., Campos, J.E.G., Alvarenga, C.J.S., 2013. The Jequitaiá Formation at the Boa Vista Ridge, town of Vila Boa, GO: example of sedimentation by Neoproterozoic terminal glaciers. *Brazilian. J. Geol.* 43 (2), 373-384.
- Martins-Ferreira, M.A.C., Campos, J.E.G., Von Huelsen, M.G., 2018b. Tectonic evolution of the Paranoá basin: New evidence from gravimetric and stratigraphic data. *Tectonophysics* 734-735 (5 June 2018), 44-58. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.04.004>.
- Martins-Neto M.A. 2009. Sequence stratigraphic framework of Proterozoic successions in eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 26(2):163-176.
- Martins-Neto M.A., 2009. Sequence stratigraphic framework of Proterozoic successions in eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 26(2): 163-176.
- Matteini, M., Dantas, E. L., Pimentel, M. M., de Alvarenga, C. J. S., Dardenne, M. A. 2012. U–Pb and Hf isotope study on detrital zircons from the Paranoá Group, Brasília Belt Brazil: Constraints on depositional age at Mesoproterozoic–Neoproterozoic transition and tectono-magmatic events in the São Francisco craton. *Precambrian Research*, 206, 168-181.
- McPherson, J.G., Shanmugam, G., Muiola, R.J., 1987. Fan-deltas and braid deltas: Varieties of coarse-grained deltas. *Geological Society of American Bulletin* 99: 331-340.
- Miall, A.D., 1977. A review of the braided-river depositional environment. *Earth Science Reviews*, 13(1), 1-62.
- Miall, AD., 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: Miall, A.D., (ed), *Fluvial sedimentology*. Can. Soc. Petrol. Geol, Mcm., 5. pp.597-604.
- Moraes, R., Fuck, R.A., Pimentel, M.M., Gioia, S.M., de Hollanda, M.H., and Armstrong, R., 2006. The bimodal rift-related Juscelândia volcanosedimentary sequence in central Brazil: Mesoproterozoic extension and Neoproterozoic metamorphism. *Journal of South American Earth Sciences*, 20(4), 287-301.
- Nance , R.D., Worsley, T.R. & Moody, J.B. 1988. The supercontinent cycle. *Scientific American*, 256, 72-79.
- Oliveira, A.M.D., 2017. Divulgação científica da evolução do meio físico e da presença humana no distrito federal, Brasil: contribuições do tempo profundo para a consciência planetária. Unpublished PhD Thesis, University of Brasília, Brazil.
- Oliveira, C.G.; Oliveira, F. B.; Dantas, E.L.; Fuck, R.A.; Della Giustina, M.E.S. 2006. Programa Geologia do Brasil - Folha Campinorte. FUB/CPRM, Brasília, 124 pp.
- Oliveira, F.V.D., 2015. Chronus: um novo suplemento para a redução de dados U-Pb obtidos por LA-MC-ICPMS. Unpublished MsC dissertation, University of Brasília, Brazil.

- Orton, G.J., and H.G. Reading (1993): "Variability of deltaic process in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size": *Sedimentology*, vol. 40, p. 475-512.
- Overeem, I., Kroonenberg, S.B., Veldkamp, A., Groenesteijn, K., Rusakov, G.V., Svitoch, A.A., 2003. Small-scale stratigraphy in a large ramp delta: recent and Holocene sedimentation in the Volga Delta, Caspian Sea. *Sediment. Geol.* 159, 133–157.
- Petri, S., Coimbra, A.M., Amaral, G., Ojeda, H.O.Y., Fúlfaro, V.J., and Ponçano, W.L., 1986. Código brasileiro de nomenclatura estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(4), 372-376.
- Pimentel M.M., Dardenne M.A., Fuck R.A., Viana M.G., Junges S.L., Fischel D.P., Seer H. and Dantas E.L., 2001. Nd isotopes and the provenance of detrital sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt, Central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 14(6):571-585.
- Pimentel M.M., Rodrigues J.B., DellaGiustina M.E.S., Junges S., Matteini M., Armstrong R., 2011. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil, based on SHRIMP and LA-ICPMS U-Pb sedimentary provenance data: a review. *Journal of South American Earth Sciences* 31: 345-357.
- Pimentel, M. M., & Fuck, R. A. (1992). Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, 20(4), 375-379.
- Pimentel, M. M., Whitehouse, M. J., Viana, M. D. G., Fuck, R. A., & Nuno, M. (1997). The Mara Rosa Arch in the Tocantins Province: further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. *Precambrian Research*, 81(3-4), 299-310.
- Pimentel, M.M., Ferreira Filho, C.F., and Armstrong, R.A., 2004. SHRIMP U-Pb and Sm-Nd ages of the Niquelândia layered complex: Meso-(1.25 Ga) and Neoproterozoic (0.79 Ga) extensional events in central Brazil. *Precambrian Research*, 132(1-2), 133-153.
- 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.
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., and Botelho, N.F., 1999. Granites and the geodynamic history of the Neoproterozoic Brasília belt, central Brazil: a review. *Lithos*, 46(3), 463-483.
- Pimentel, M.M.; Jost, H.; Fuck, R.A., 2004. O Embasamento da Faixa Brasília e o arco magmático de Goiás. In: Mantesso-Neto et al (eds) *Geologia do Continente Sul-Americano. Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Editora Becca, São Paulo, pp 356-381.
- Plint, A.G., 2000. Sequence stratigraphy and paleogeography of a Cenomanian deltaic complex: the Dunvegan and lower Kaskapau formations in subsurface and outcrop, Alberta and British Columbia, Canada. *Bull. Can. Pet. Geol.* 48 (1), 43–79.
- Postma, G., 1990. Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis. In *Coarse-grained deltas*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 10. pp. 13-27.
- Reading, H.G., 1996. *Sedimentary Environments: Process, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science, Cambridge, 423–429. Shanmugam, G., 2000. 50 years of the turbidite paradigm (1950s–1990s): deep-water processes and facies models—a critical perspective. *Mar. Pet. Geol.* 17 (2), 285–342.
- Reis H.L.S. and Alkmim F.F., 2015. Anatomy of a basin-controlled foreland fold-thrust belt curve: the Três Marias salient, São Francisco basin, Brazil. *Marine and Petroleum Geology* 66: 711-731.

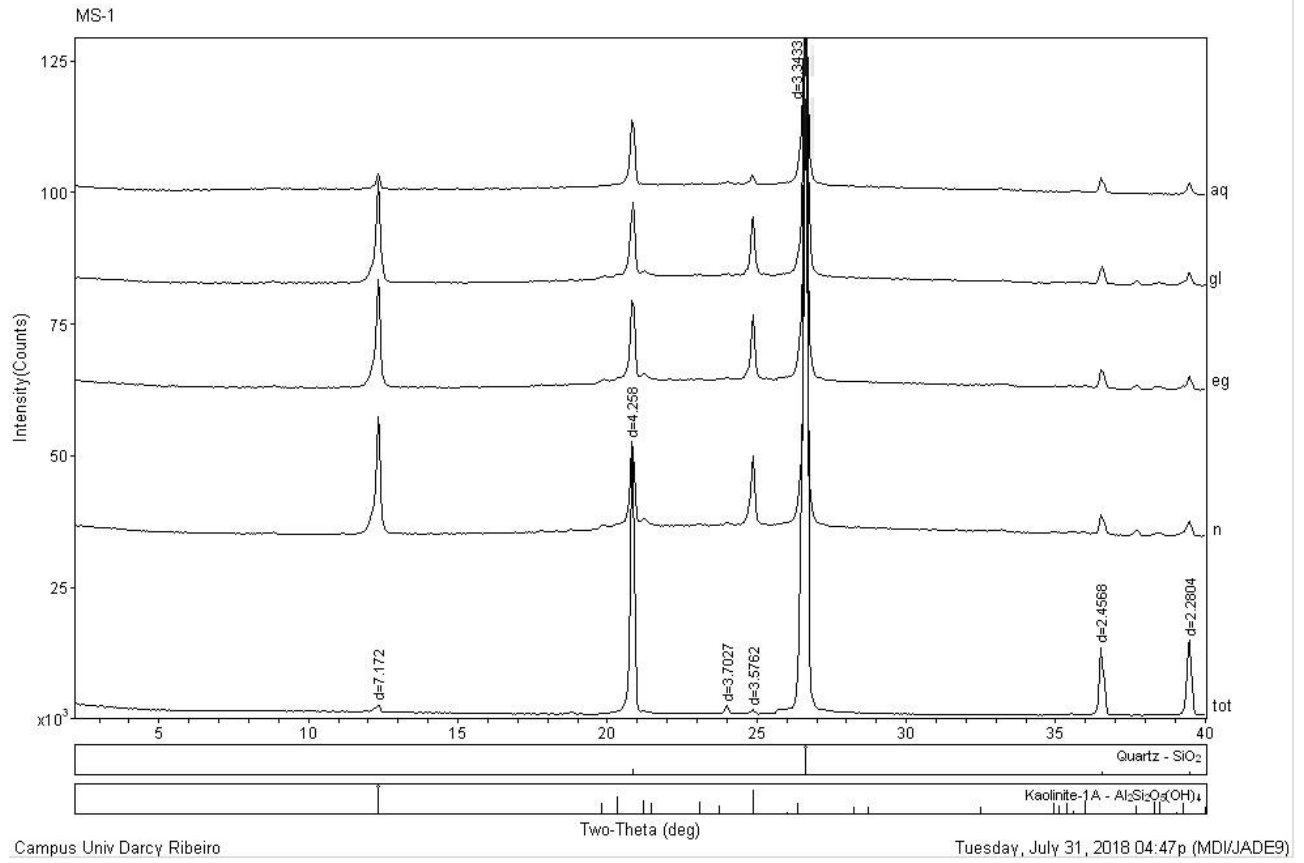
- Reis, H. L. and Alkmim, F. F. 2015. Anatomy of a basin-controlled foreland fold-thrust belt curve: The Três Marias salient, São Francisco basin, Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 66, 711-731.
- Ring, U., Kröner, A., Layer, P., Buchwaldt, R., and Toulkeridis, T., 1999. Deformed A-type granites in northern Malawi, east-central Africa: pre-or syntectonic? *Journal of the Geological Society*, 156(4), 695-714.
- Rodrigues J.B., Pimentel M.M., Bühn B., Matteini M., Dardenne M.A., Alvarenga C.J.S., Armstrong R.A., 2012. Provenance of the Vazante Group: new U-Pb, Sm-Nd, Lu-Hf isotopic data and implications for the tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt. *Gondwana Research*, 21(23):439-450. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2011.07.017>
- Rodrigues J.B., Pimentel M.M., Dardenne M.A., Armstrong R.A., 2010. Age, provenance and tectonic setting of the Canastra and Ibiá Groups (Brasília Belt, Brazil): Implications for the age of a Neoproterozoic glacial event in central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(2):512-521. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.08.008>
- Rodrigues, J.B., 2008. Proveniência dos sedimentos dos grupos Canastra, Ibia, Vazante e Bambuí. Um estudo de zircões detriticos e idades modelo Sm-Nd. PhD thesis, Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, Brasília, p. 129.
- Rust, BR., 1978. Depositional models for braided alluvium. In: Miall, A.D. (ed), *Fluvial sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoirs, pp.605-625.
- Santos R.V., Alvarenga C.J.S., Babinski M., Ramos M.L.S., Cukrov A.N., Fonseca M.A., Sial A.N., Dardenne M.A. & Noce C.M. 2004. Carbon isotopes of Mesoproterozoic-Neoproterozoic sequences from Southern São Francisco craton and Araçuaí Belt, Brazil: Paleographic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 18(1):27-39.
- Santos R.V., Alvarenga C.J.S., Dardenne M.A., Sial A.N. & Ferreira V.P. 2000. Carbon and oxygen isotope profiles across Mesoproterozoic limestones from central Brazil: Bambuí and Paranoá groups. *Precambrian Research*, 104(3-4):107-122.
- Silveira E.M., Söderlund U., Oliveira E.P., Ernst R.E., Menezes Leal A.B., 2013. First precise U–Pb baddeleyite ages of 1500 Ma mafic dykes from the São Francisco Craton, Brazil, and tectonic implications. *Lithos*, 174:144-156.
- Souza, I. M. C.: 2015. Geologia, geocronologia e geoquímica do embasamento granítico Paleoproterozoico em Natividade, Faixa Brasília Norte. 128 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Universidade de Brasília, Brasília.
- Sutherland, D., and Gottlieb, P., 1991. Application of automated quantitative mineralogy in mineral processing. *Minerals Engineering*, 4(7–11), 753–762
- Tack, L., Liégeois, J.P., Deblond, A., & Duchesne, J.C., 1994. Kibaran A-type granitoids and mafic rocks generated by two mantle sources in a late orogenic setting (Burundi). *Precambrian research*, 68(3-4), 323-356.
- Teixeira L.B., Martins M. & Braun O.P.G. 1993. Evolução geológica da Bacia do São Francisco com base em sísmica de reflexão e métodos potenciais. In: *Simpósio Sobre o Cráton do São Francisco*, 2., 1993. Salvador. Anais... Salvador, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 179-181.
- Uhlein, A., Fonseca, M.A., Seer, H.J., and Dardenne, M.A., 2012. Tectônica da Faixa de Dobramentos Brasília - setores setentrional e meridional. *Geonomos*, 20(2), 1-14.
- Valeriano C.M., Dardenne M.A., Fonseca M.A., Simões L.S.A., Seer H.J., 2004. A evolução tectônica da faixa Brasília. In: Mantesso-Neto V. & Bartorelli A. (Eds.). *Geologia do*

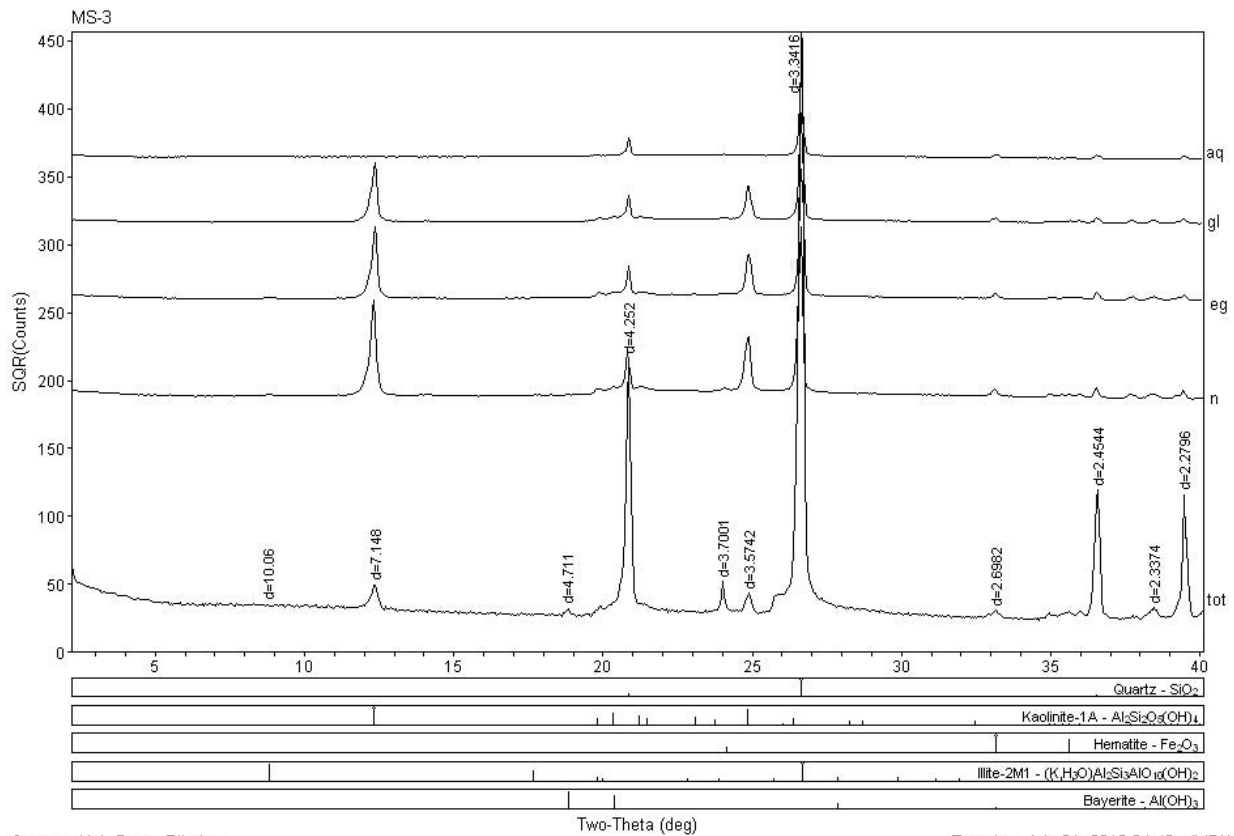
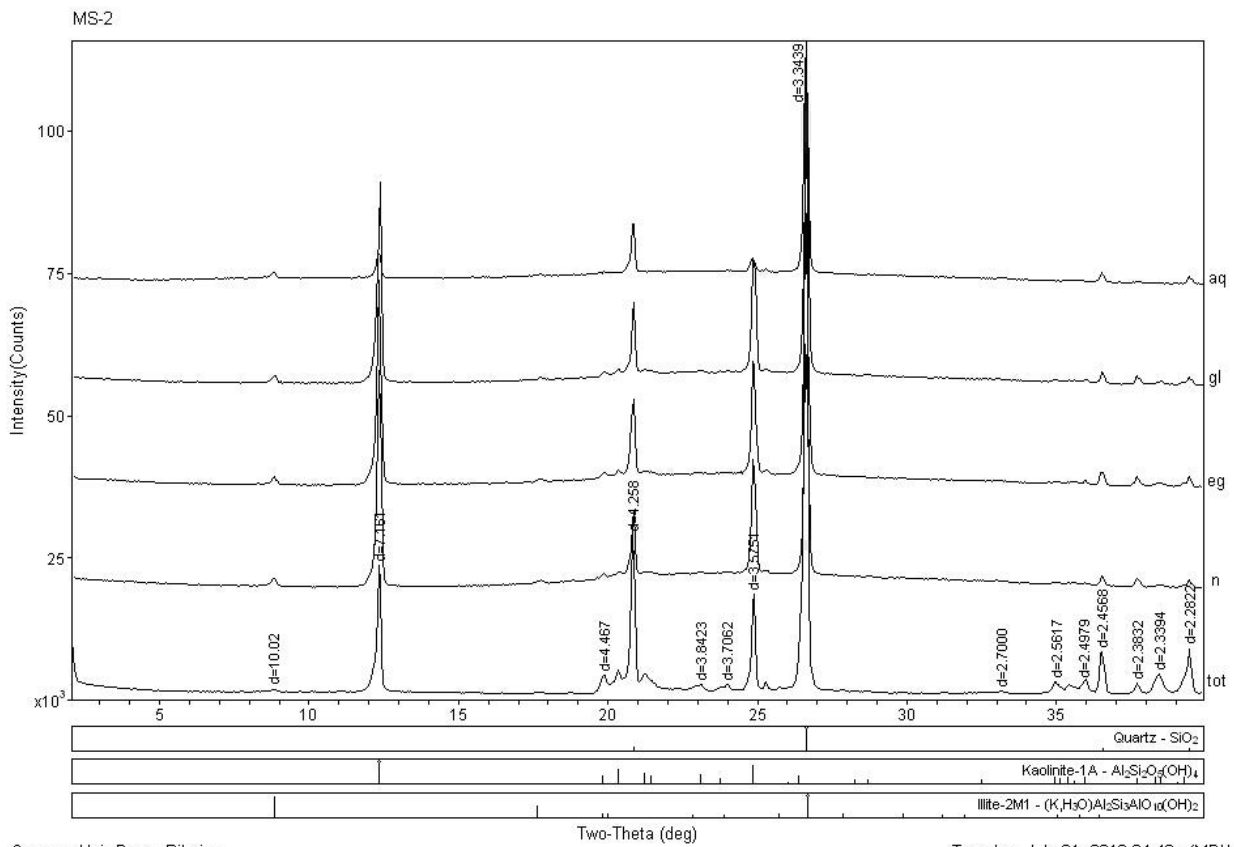
continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo, Beca, p. 575-593

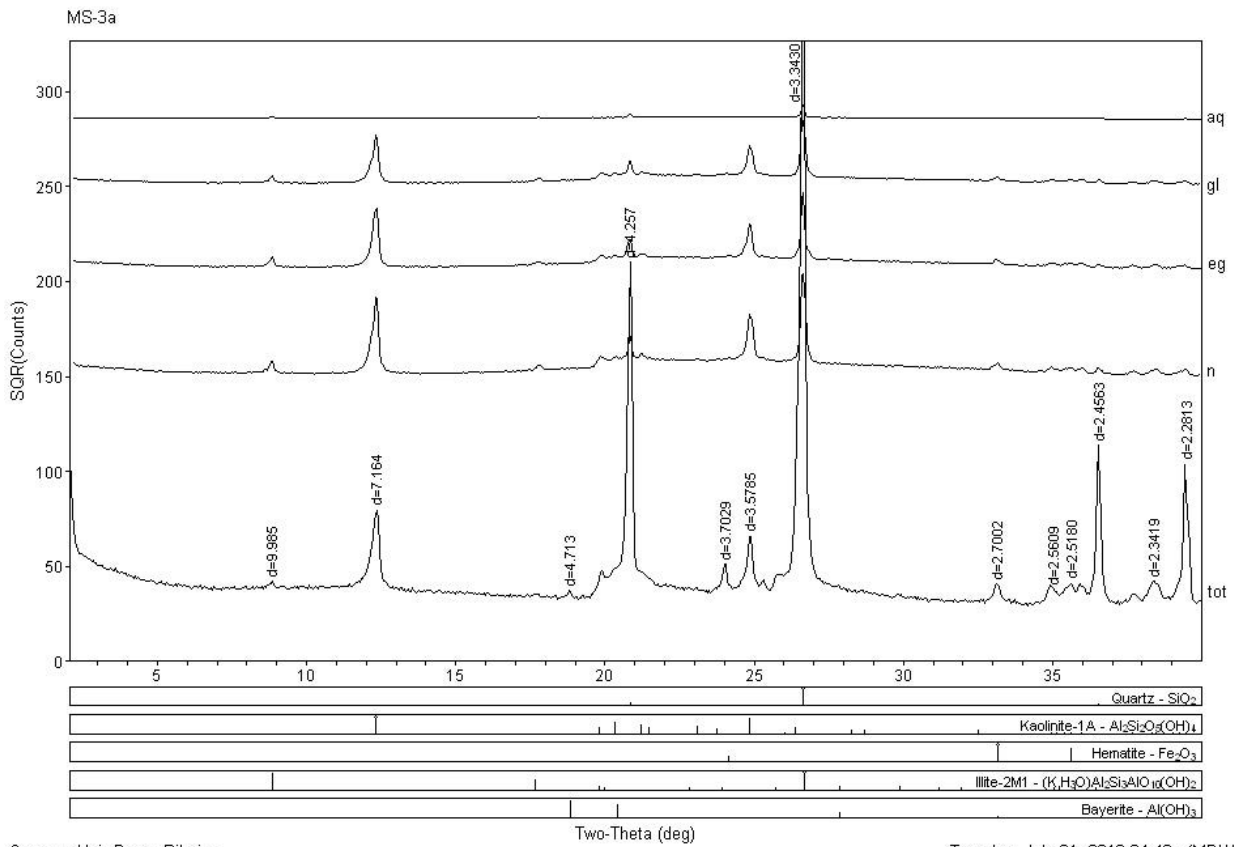
- Valeriano, C. M., Pimentel, M. M., Heilbron, M., Almeida, J. C. H., & Trouw, R. A. J. (2008). Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana. *Geological Society, London, Special Publications*, 294(1), 197-210.
- Van de Kamp, P.C., 2010. Arkose, subarkose, quartz sand, and associated muds derived from felsic plutonic rocks in glacial to tropical humid climates. *Journal of Sedimentary Research*, 80(10), 895-918.
- Veevers, J.J. (1981). Morphotectonics of rifted continental margins in embryo (East Africa), youth (Africa-Arabia), and maturity (Australia). *The Journal of Geology*, 89(1):57-82.
- Vermeesch, P., Rittner, M., Petrou, E., Omma, J., Mattinson, C., and Garzanti, E., 2017. High throughput petrochronology and sedimentary provenance analysis by automated phase mapping and LA-ICPMS. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18(11), 4096-4109.
- Watts, A.B. 2012. Models for the evolution of passive margins. *Regional Geology and Tectonics: Phanerozoic Rift Systems and Sedimentary Basins*, 1, 33.
- Woodcock, N.H. 2004. Life span and fate of basins. *Geology*, 32, 685-688. doi:10.1130/G20598.1
- Xue, Liangqing, and Galloway, W. E., 1991, Fan-delta, braid delta, and the classification of delta systems: *Acta Geologica Sinica*, v. 4, no. 4, p. 387-400.
- Zelilidis, A., Piper, D.J.W., Kontopoulos, N., 2002. Sedimentation and basin evolution of the Oligocene–Miocene Mesohellenic basin, Greece. *AAPG Bull.* 86, 161-182.
- Zeng, H., Zhao, X., Zhu, X., Jing, F., Dong, Y., Wang, Y., Zhu, M., Zheng, R., 2015. Seismic sedimentology characteristics of sub-cliniformal shallow-water meandering river delta: a case from the Suning area of Raoyang sag in Jizhong depression, Bohai Bay basin, NE China. *Pet. Explor. Dev.* 42 (5), 545-555.
- Zhu, X., Li, S., Wu, D., Zhu, S., Dong, Y., Zhao, D. and Zhang, Q., 2017. Sedimentary characteristics of shallow-water braided delta of the Jurassic, Junggar basin, Western China. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 149, 591-602.

Apêndice

Difratometria Raios – X – Análises:

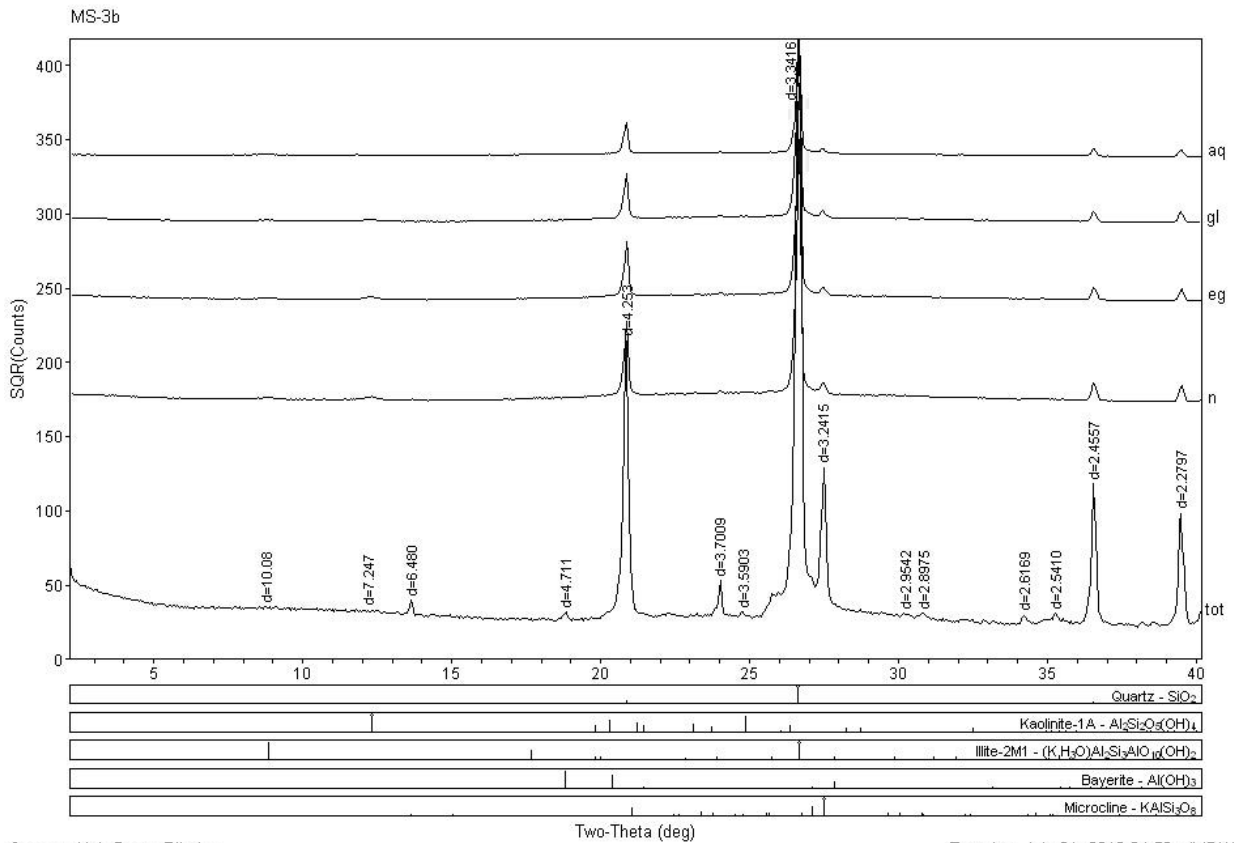






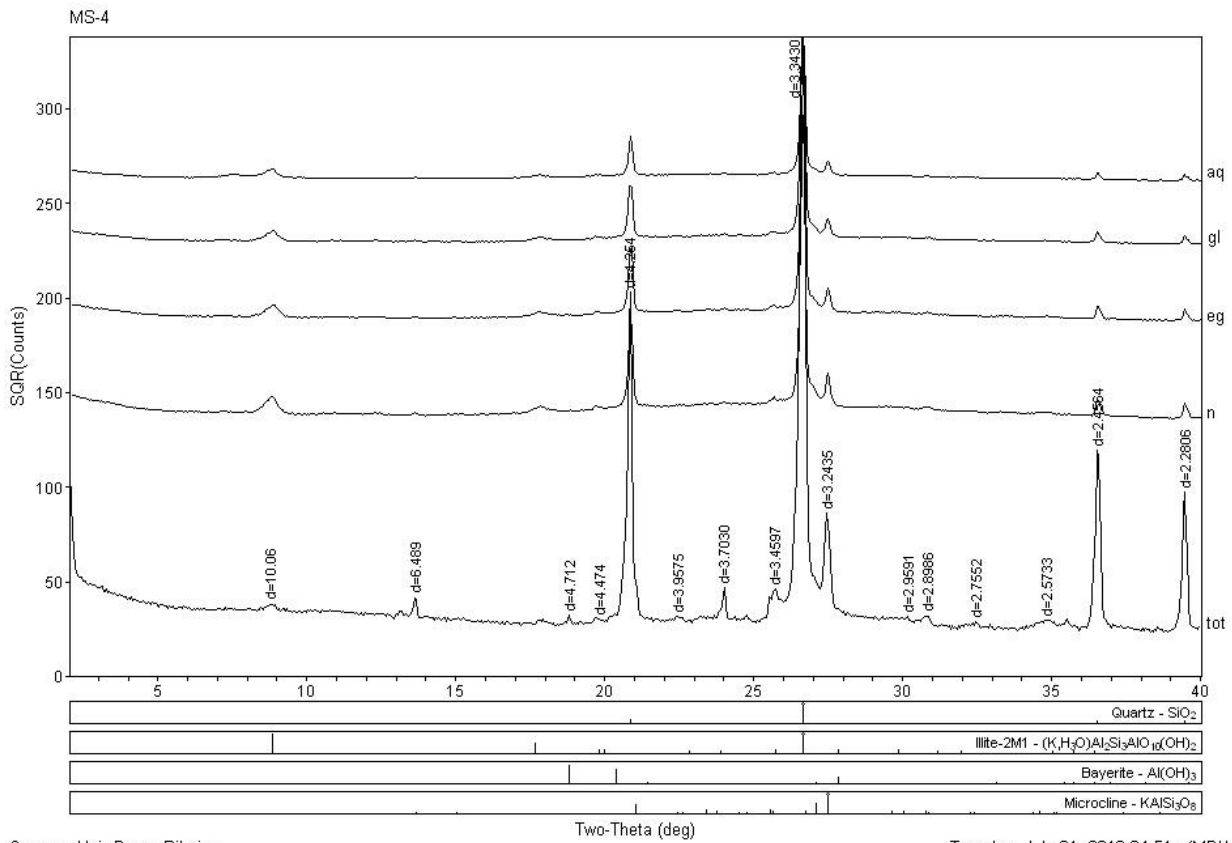
Campus Univ Darcy Ribeiro

Tuesday, July 31, 2018 04:49p (MDI/JADE9)



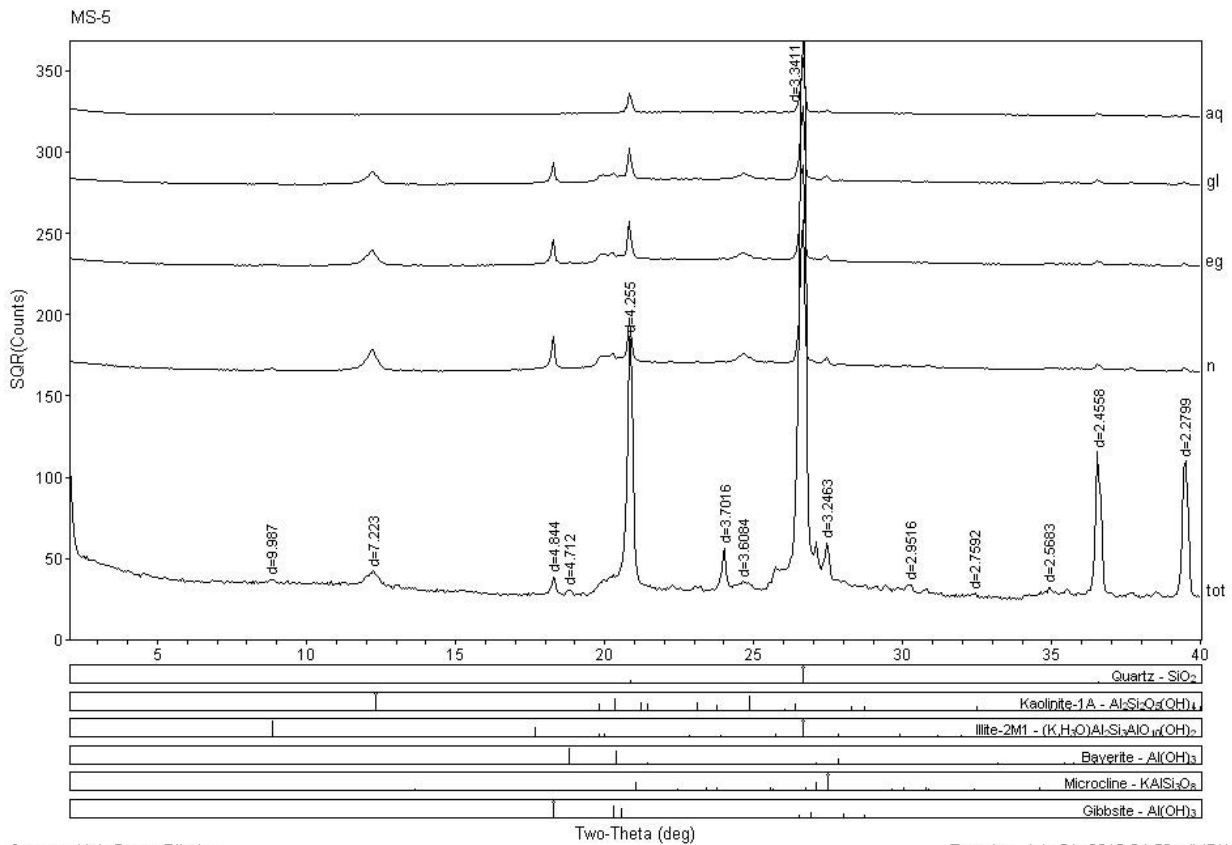
Campus Univ Darcy Ribeiro

Tuesday, July 31, 2018 04:50p (MDI/JADE9)



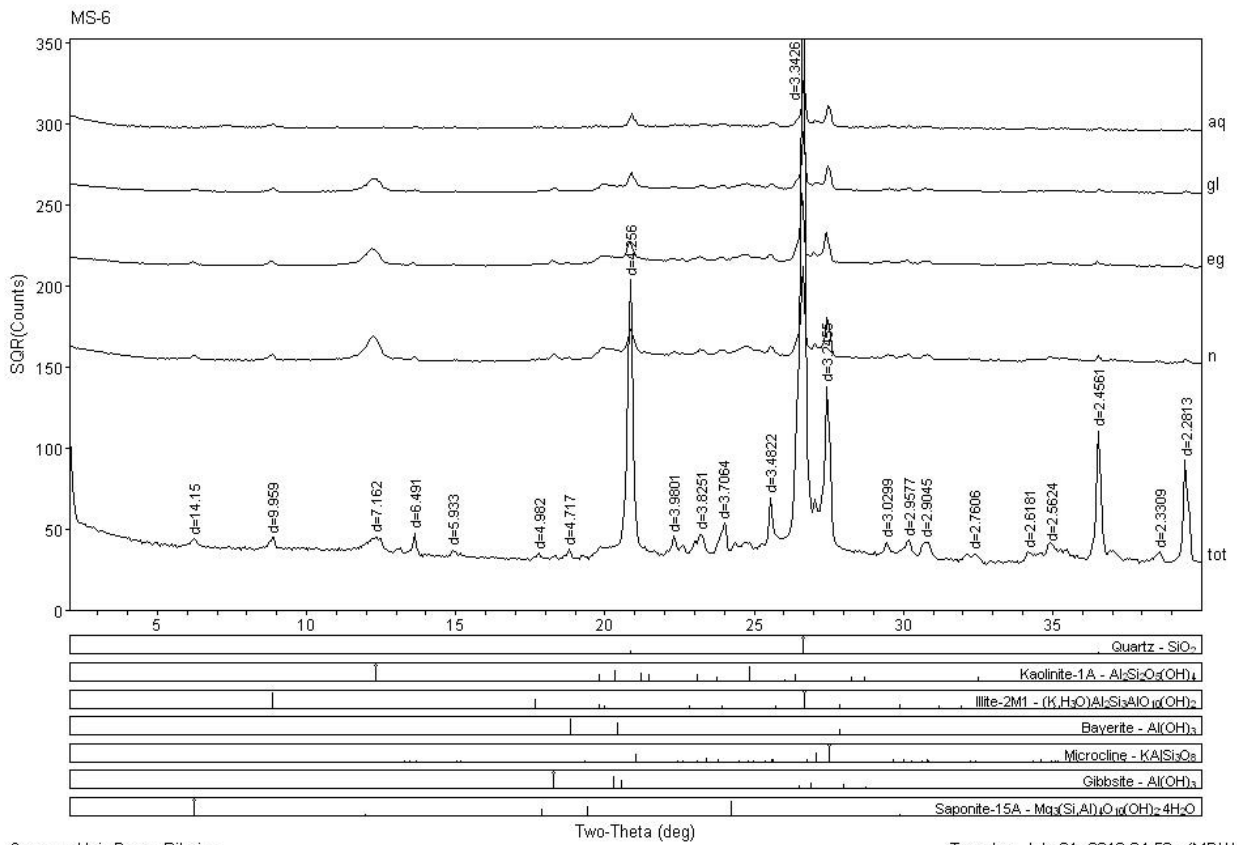
Campus Univ Darcy Ribeiro

Tuesday, July 31, 2018 04:51p (MDI/JADE9)

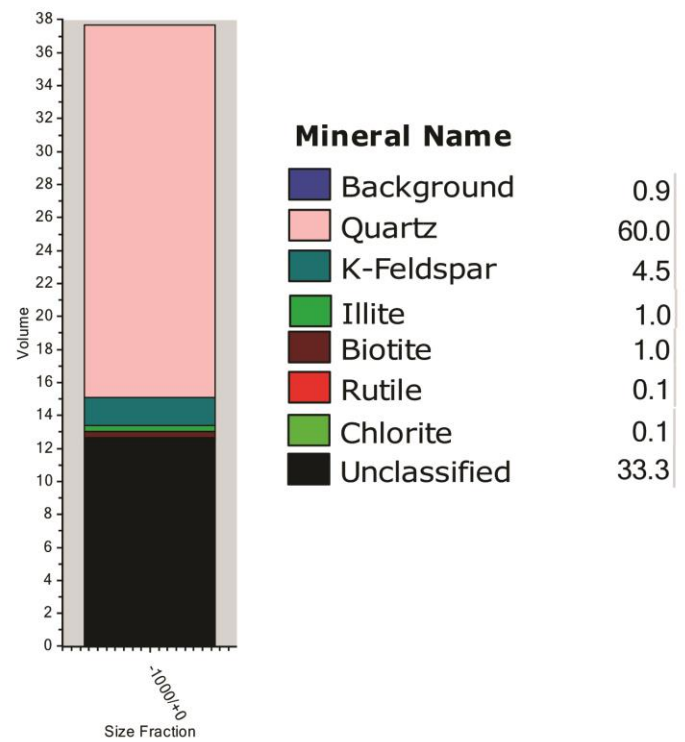
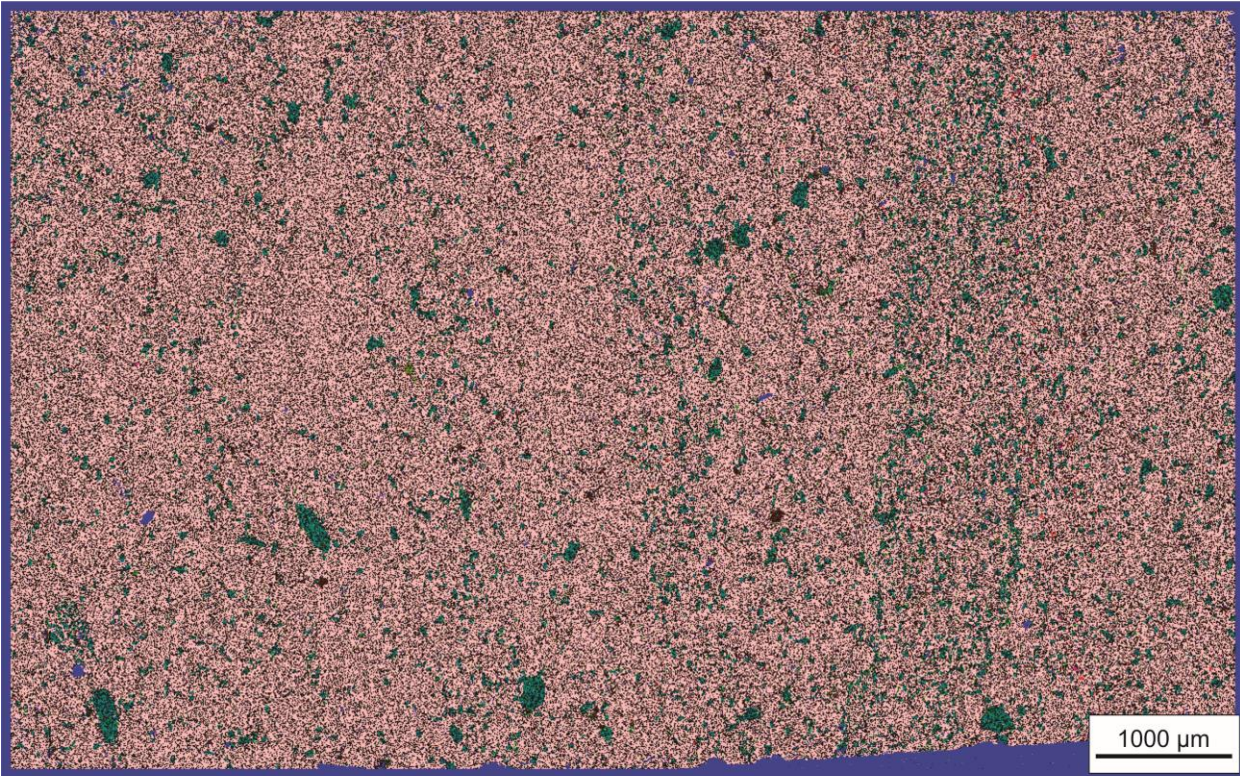


Campus Univ Darcy Ribeiro

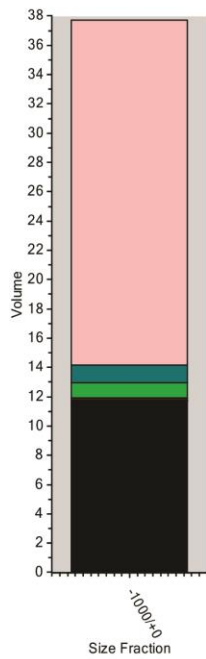
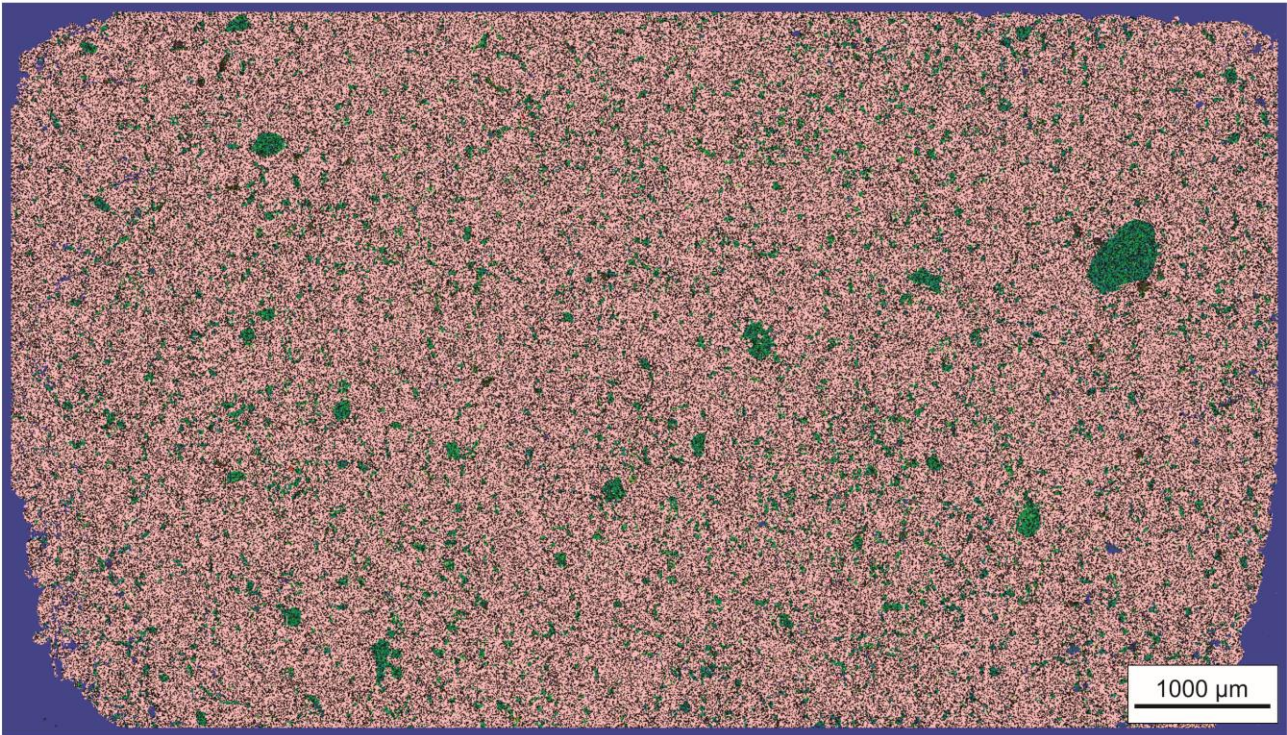
Tuesday, July 31, 2018 04:52p (MDI/JADE9)



MS - 04



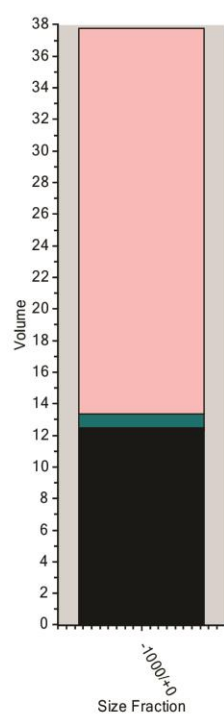
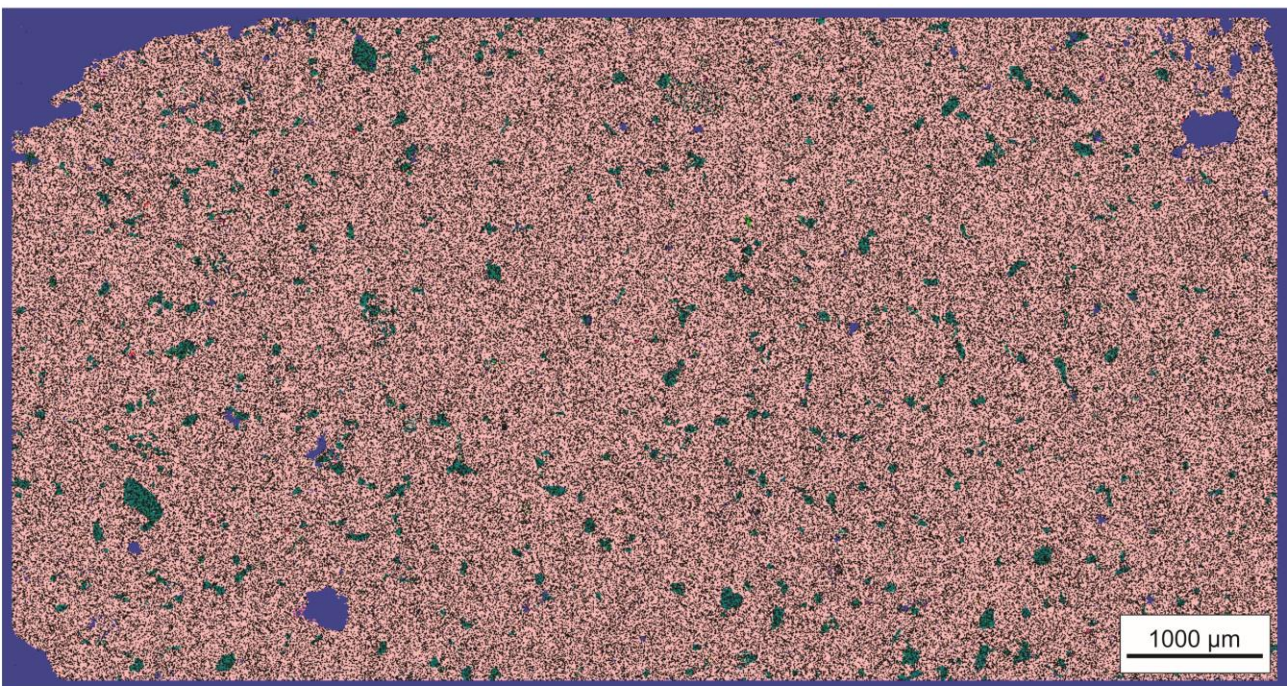
MS - 04a



Mineral Name

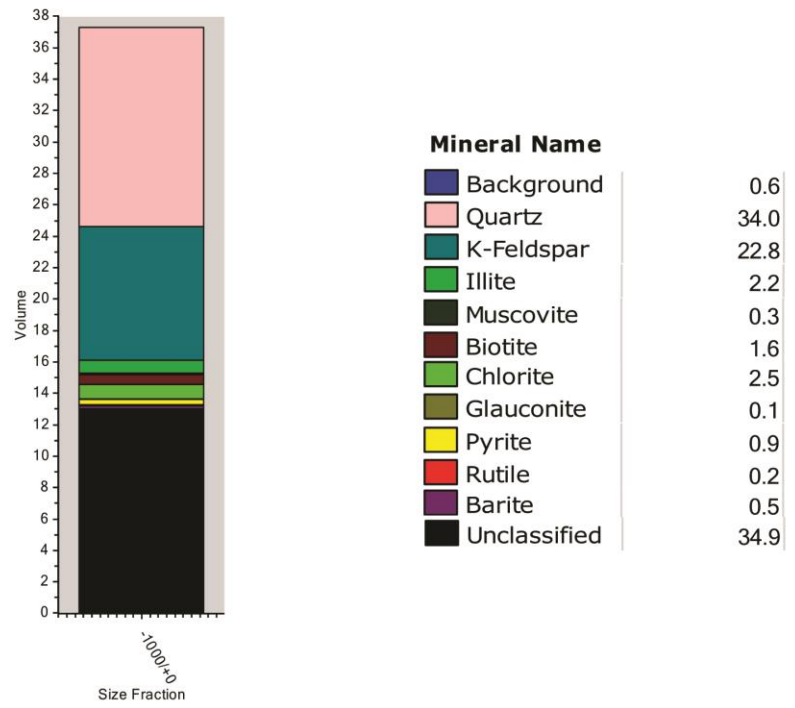
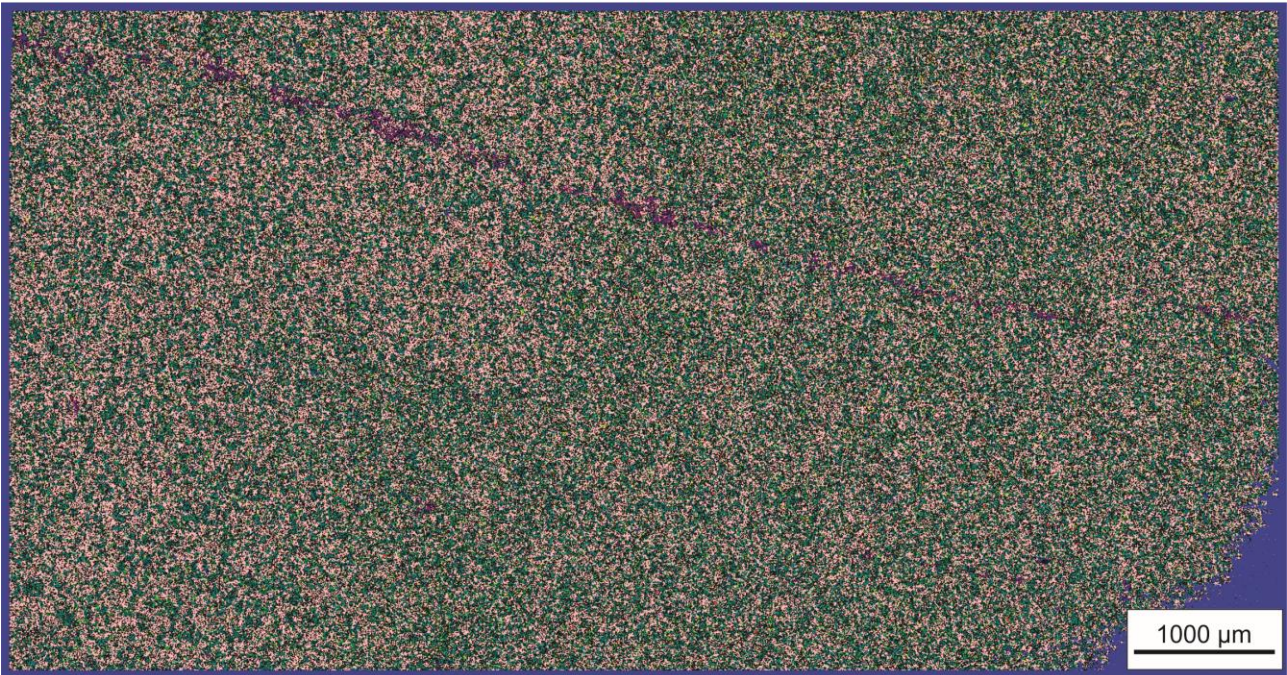
Background	0.9
Quartz	62.5
K-Feldspar	3.2
Illite	2.7
Biotite	0.4
Chlorite	0.1
Pores	0.0
Unclassified	31.0

MS - 05



Mineral Name	
Background	0.9
Quartz	64.7
K-Feldspar	2.3
Illite	0.2
Biotite	0.1
Pores	0.0
Unclassified	32.6

MS - 06



Data report template (with modifications) from <http://www.plasmage.org/recommendations>

¹ Conversion factor from mV to CPS is 62500000

² concentration uncertainty c.20%

³ data not corrected for common-Pb

⁴ not corrected for common-Pb

⁵ Discordance calculated as $(1 - ({}^{206}\text{Pb}/{}^{238}\text{U} \text{ age}/{}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb} \text{ age})) * 100$

Decay constants of Jaffey et al 1971 used

⁶Idade Preferida: 207Pb/206Pb (Ages > 1.0 Ga) and 206Pb/238U (Ages < 1.0 Ga)

CHRONUS – SAMPLE MS 34									Data for Wheterill plot ⁴				Ages ⁴									
Identifier	206* (%)	204Pb cps	206Pb mV ¹	Tb/U	206Pb/204Pb	1s %	207Pb/206Pb	1s %	207Pb/235U	1s %	206Pb/238U	1s %	Rho	207Pb/206Pb	2s abs	206Pb/238U	2s abs	207Pb/235U	2s abs	% U-Pb disc ⁵	Idade Preferida ⁶	2s abs
005-ZR3	0.0104	28	0.0022	0.621	146790	50.61	0.10892	0.57	4.684	1.03	0.3118	0.77	0.75	1781	21	1750	24	1764	17	1.78	1781	21
006-ZR4	0.0060	21	0.0153	0.052	252701	22.61	0.13377	0.33	6.659	0.86	0.3610	0.70	0.82	2148	11	1987	24	2067	15	7.50	2148	11
007-ZR5	0.0188	41	0.0059	0.366	78194	40.77	0.18707	0.42	13.524	0.78	0.5243	0.54	0.69	2717	14	2717	24	2717	15	-0.03	2717	14
008-ZR6	0.0092	25	0.0108	0.452	163786	30.81	0.13741	0.44	7.470	0.78	0.3942	0.53	0.67	2195	15	2142	19	2169	14	2.39	2195	15
010-ZR8	0.0928	87	0.0112	0.546	16219	23.18	0.13621	0.42	7.830	0.79	0.4169	0.55	0.70	2179	15	2246	21	2212	14	-3.07	2179	15
011-ZR9	0.0103	45	0.0098	0.861	147082	35.51	0.14518	1.26	7.941	1.49	0.3967	0.70	0.47	2290	43	2154	26	2224	27	5.95	2290	43
012-ZR10	0.0057	25	0.0090	0.218	269417	24.48	0.09048	0.34	3.118	0.69	0.2499	0.48	0.69	1436	13	1438	12	1437	11	-0.18	1436	13
017-ZR13	0.0730	51	0.0054	0.514	20573	53.70	0.13840	0.45	8.251	1.26	0.4323	1.12	0.89	2207	16	2316	44	2259	23	-4.93	2207	16
018-ZR14	0.0062	23	0.0100	0.191	241464	23.41	0.13679	0.30	7.966	0.74	0.4223	0.57	0.77	2187	10	2271	22	2227	13	-3.85	2187	10
020-ZR16	0.0150	31	0.0054	0.777	102013	25.72	0.10936	0.41	4.788	0.78	0.3175	0.55	0.70	1789	15	1778	17	1783	13	0.62	1789	15
021-ZR17	0.0082	21	0.0061	0.500	182557	21.94	0.13780	0.49	8.013	0.96	0.4217	0.74	0.77	2200	17	2268	28	2232	17	-3.12	2200	17
023-ZR19	0.0178	23	0.0055	0.646	84769	30.28	0.13426	0.53	7.739	1.18	0.4180	0.99	0.84	2154	18	2251	38	2201	21	-4.50	2154	18
024-ZR20	0.0284	10	0.0015	0.279	53012	17.25	0.13686	0.77	7.979	1.27	0.4228	0.94	0.74	2188	27	2273	36	2229	23	-3.90	2188	27
027-ZR21	0.0970	41	0.0070	0.144	15449	19.20	0.15416	0.45	9.359	0.89	0.4402	0.67	0.76	2393	15	2352	26	2374	16	1.71	2393	15
029-ZR23	0.0065	18	0.0073	0.371	230085	26.32	0.14192	0.43	8.499	0.91	0.4343	0.71	0.78	2251	15	2325	28	2286	16	-3.30	2251	15
030-ZR24	0.0123	29	0.0059	0.658	122363	33.12	0.14131	0.72	8.303	1.32	0.4261	1.04	0.79	2243	25	2288	40	2265	24	-2.00	2243	25
031-ZR25	0.0123	21	0.0057	0.266	122782	22.84	0.13203	0.40	6.898	1.06	0.3789	0.91	0.86	2125	14	2071	32	2098	19	2.54	2125	14
032-ZR26	0.0045	15	0.0099	0.170	333372	17.00	0.13748	0.45	8.084	0.87	0.4264	0.64	0.74	2196	16	2290	25	2240	16	-4.28	2196	16
034-ZR28	0.0035	14	0.0103	0.582	416661	18.93	0.18687	0.50	13.807	0.96	0.5358	0.73	0.76	2715	17	2766	33	2737	18	-1.88	2715	17
035-ZR29	0.0105	31	0.0106	0.701	144984	32.46	0.13228	0.58	6.881	1.40	0.3772	1.22	0.87	2128	20	2063	43	2096	25	3.06	2128	20
036-ZR30	0.0076	12	0.0047	0.381	195070	26.10	0.15773	0.94	10.161	1.43	0.4672	1.01	0.71	2431	32	2471	41	2450	26	-1.64	2431	32
041-ZR31	0.0080	27	0.0068	0.205	188048	26.99	0.13446	0.65	7.577	1.19	0.4087	0.93	0.78	2157	23	2209	35	2182	21	-2.40	2157	23

042-ZR32	0.0065	10	0.0064	0.649	231237	14.13	0.14166	0.48	8.284	0.90	0.4241	0.66	0.74	2248	17	2279	25	2263	16	-1.40	2248	17
045-ZR35	0.0055	16	0.0053	0.474	276325	47.45	0.10889	0.47	4.908	0.89	0.3269	0.66	0.74	1781	17	1823	21	1804	15	-2.39	1781	17
047-ZR37	0.0121	35	0.0046	1.108	124480	35.00	0.13883	1.62	7.894	1.83	0.4123	0.75	0.41	2213	56	2226	28	2219	33	-0.59	2213	56
053-ZR41	0.0075	10	0.0053	0.288	198816	16.69	0.13878	0.57	8.361	0.96	0.4369	0.68	0.71	2212	20	2337	26	2271	17	-5.64	2212	20
054-ZR42	0.0407	37	0.0066	0.722	37039	45.25	0.14595	0.41	8.290	0.98	0.4119	0.81	0.83	2299	14	2224	30	2263	18	3.28	2299	14
055-ZR43	0.0047	19	0.0093	0.371	315416	17.83	0.17631	0.44	12.283	0.90	0.5052	0.69	0.77	2618	15	2636	30	2626	17	-0.68	2618	15
056-ZR44	0.0075	19	0.0087	0.416	202393	33.95	0.13689	0.49	7.364	0.87	0.3901	0.62	0.71	2188	17	2123	22	2157	15	2.96	2188	17
057-ZR45	0.0196	16	0.0023	0.493	77202	16.72	0.13354	0.61	7.198	1.20	0.3909	0.97	0.81	2145	21	2127	35	2136	21	0.84	2145	21
058-ZR46	0.0098	26	0.0076	0.324	154836	26.92	0.13803	0.40	7.554	0.80	0.3969	0.59	0.73	2203	14	2155	21	2179	14	2.18	2203	14
059-ZR47	0.0096	27	0.0075	0.694	158189	24.52	0.13128	0.38	7.067	0.79	0.3904	0.58	0.74	2115	13	2125	21	2120	14	-0.45	2115	13
061-ZR49	0.3875	122	0.0072	1.040	3876	4.65	0.14122	0.53	8.339	1.09	0.4282	0.87	0.80	2242	18	2298	34	2269	20	-2.48	2242	18
067-ZR53	0.0560	42	0.0084	0.948	26628	25.14	0.17884	0.40	11.454	1.02	0.4645	0.86	0.84	2642	13	2459	35	2561	19	6.92	2642	13
069-ZR55	0.0110	24	0.0095	0.240	133851	36.69	0.18290	0.53	12.770	0.91	0.5063	0.65	0.71	2679	17	2641	28	2663	17	1.43	2679	17
073-ZR59	0.0190	34	0.0052	0.540	79403	29.32	0.12965	0.57	7.029	0.98	0.3932	0.71	0.73	2093	20	2138	26	2115	17	-2.12	2093	20
079-ZR61	0.1962	74	0.0078	1.239	7765	9.70	0.12372	0.54	5.897	0.91	0.3457	0.63	0.69	2011	19	1914	21	1961	16	4.81	2011	19
080-ZR62	0.0171	47	0.0065	0.331	88956	57.76	0.13453	0.43	6.772	0.84	0.3650	0.61	0.73	2158	15	2006	21	2082	15	7.04	2158	15
081-ZR63	0.0043	16	0.0102	0.245	351456	21.10	0.13771	0.38	7.912	0.76	0.4167	0.55	0.72	2199	13	2245	21	2221	14	-2.13	2199	13
085-ZR67	0.0077	19	0.0081	0.518	195203	27.13	0.14740	0.40	8.625	0.75	0.4244	0.52	0.69	2316	14	2280	20	2299	14	1.54	2316	14
086-ZR68	0.0220	41	0.0079	0.620	68916	36.45	0.12919	0.44	6.706	0.83	0.3765	0.60	0.72	2087	15	2060	21	2073	15	1.31	2087	15
091-ZR71	0.0027	17	0.0185	0.300	555732	19.29	0.13030	0.38	6.724	0.88	0.3742	0.70	0.80	2102	13	2049	25	2076	15	2.50	2102	13
092-ZR72	0.0085	14	0.0054	0.784	177840	16.81	0.14129	0.51	7.642	0.93	0.3923	0.68	0.73	2243	18	2133	25	2190	17	4.89	2243	18
093-ZR73	0.0042	19	0.0114	0.293	346432	17.70	0.18465	0.37	13.058	0.75	0.5128	0.54	0.72	2695	12	2669	24	2684	14	0.98	2695	12
094-ZR74	0.0168	23	0.0045	0.688	90282	29.81	0.13814	0.63	7.275	1.06	0.3819	0.76	0.72	2204	22	2085	27	2146	19	5.39	2204	22
095-ZR75	0.0222	28	0.0036	0.370	68402	24.85	0.13981	0.47	7.222	0.93	0.3746	0.72	0.77	2225	16	2051	25	2139	17	7.81	2225	16
096-ZR76	0.0049	11	0.0082	0.466	301434	13.23	0.18719	0.35	13.806	0.78	0.5348	0.60	0.76	2718	11	2762	27	2736	15	-1.63	2718	11
099-ZR79	0.0169	38	0.0063	0.760	90366	39.56	0.10818	0.83	4.889	1.85	0.3278	1.61	0.87	1769	30	1828	51	1800	31	-3.30	1769	30
103-ZR81	0.0058	12	0.0080	0.188	259976	17.54	0.13432	0.49	6.664	1.09	0.3598	0.91	0.83	2155	17	1981	31	2068	19	8.08	2155	17
105-ZR83	0.0055	7	0.0048	0.287	265153	30.48	0.18738	0.51	14.258	0.92	0.5518	0.66	0.72	2719	17	2833	30	2767	17	-4.17	2719	17
106-ZR84	0.0174	9	0.0022	0.292	86421	14.08	0.14745	0.75	8.394	1.47	0.4129	1.21	0.82	2317	26	2228	46	2275	27	3.83	2317	26
108-ZR86	0.0059	13	0.0091	0.399	254553	23.08	0.13812	0.39	7.981	0.84	0.4191	0.64	0.76	2204	14	2256	24	2229	15	-2.38	2204	14
109-ZR87	0.0171	12	0.0027	0.367	87862	16.02	0.13816	0.45	7.882	0.91	0.4137	0.70	0.77	2204	16	2232	26	2218	16	-1.26	2204	16
111-ZR89	0.0072	15	0.0067	0.800	210511	18.31	0.12685	0.47	6.801	0.84	0.3888	0.58	0.70	2055	17	2117	21	2086	15	-3.04	2055	17
112-ZR90	0.0079	14	0.0060	0.512	190744	22.83	0.13741	1.73	7.476	1.98	0.3946	0.89	0.45	2195	60	2144	33	2170	35	2.32	2195	60
113-ZR91	0.0088	10	0.0046	0.315	172011	14.41	0.13127	0.53	7.122	0.88	0.3935	0.59	0.67	2115	19	2139	22	2127	16	-1.12	2115	19

Dados não utilizados no histograma de frequência pelo elevado grau de discordância

004-ZR2	0.1317	251	0.0160	1.095	10890	34.04	0.18264	0.58	14.948	1.52	0.5936	1.35	0.89	2677	19	3004	65	2812	29	-12.21		
043-ZR33	0.6951	235	0.0056	1.161	2219	20.60	0.13965	1.53	4.562	2.95	0.2369	2.50	0.85	2223	53	1371	62	1742	49	38.34		
044-ZR34	0.4303	121	0.0056	1.048	3485	12.22	0.18078	0.66	10.878	1.25	0.4364	0.99	0.80	2660	22	2334	39	2513	23	12.24		
046-ZR36	0.2192	126	0.0124	0.574	6970	7.26	0.13702	0.45	6.164	1.19	0.3262	1.04	0.87	2190	16	1820	33	1999	21	16.88		
048-ZR38	0.0423	350	0.0095	0.756	36554	55.35	0.13405	0.98	3.829	1.56	0.2072	1.15	0.74	2152	34	1214	25	1599	25	43.59		
068-ZR54	0.0188	33	0.0093	0.201	81098	38.20	0.13215	0.33	6.110	0.96	0.3353	0.82	0.85	2127	12	1864	26	1992	17	12.36		
070-ZR56	0.8106	637	0.0080	1.009	1876	48.74	0.14801	1.82	7.329	2.78	0.3591	2.07	0.75	2323	62	1978	70	2152	49	14.85		
071-ZR57	0.1680	88	0.0098	0.399	9226	19.02	0.10284	0.39	2.527	0.77	0.1782	0.55	0.72	1676	14	1057	11	1280	11	36.92		
072-ZR58	0.0504	55	0.0091	0.490	30480	58.80	0.13058	0.60	5.054	1.11	0.2807	0.86	0.77	2106	21	1595	24	1828	19	24.27		
083-ZR65	0.0060	24	0.0119	0.440	252607	26.97	0.20608	1.73	11.499	2.05	0.4047	1.03	0.50	2875	56	2190	38	2564	38	23.81		
087-ZR69	0.6787	221	0.0071	0.673	2263	7.44	0.11062	0.62	4.283	1.08	0.2808	0.80	0.74	1810	22	1595	23	1690	18	11.83		
097-ZR77	0.2673	117	0.0090	0.938	5592	11.75	0.19682	0.68	12.272	1.74	0.4522	1.56	0.90	2800	22	2405	63	2625	32	14.11		
100-ZR80	0.0471	123	0.0131	0.342	32663	70.24	0.11914	1.06	4.284	1.27	0.2608	0.59	0.47	1943	38	1494	16	1690	21	23.13		
110-ZR88	0.0446	107	0.0108	0.720	34488	81.41	0.12873	1.73	4.885	1.88	0.2752	0.65	0.34	2081	60	1567	18	1800	32	24.69		
Dados descartados pelo elevado erro analítico																						
009-ZR7	0.8312	684	0.0047	0.513	1728	19.63	0.31421	6.87	25.495	7.17	0.5885	2.01	0.28	3542	204	2983	96	3327	135	15.77		
019-ZR15	0.0305	94	0.0113	0.647	49500	62.84	0.13302	5.08	7.237	5.18	0.3946	0.91	0.18	2138	173	2144	33	2141	90	-0.27		
022-ZR18	0.9311	274	0.0045	2.095	1516	25.42	0.12007	1.22	10.465	2.37	0.6321	2.00	0.84	1957	43	3158	99	2477	43	-61.34		
033-ZR27	0.1453	112	0.0034	0.567	10609	40.52	0.14451	0.74	4.938	2.50	0.2478	2.36	0.94	2282	25	1427	60	1809	42	37.45		
060-ZR48	0.2574	218	0.0087	0.527	5905	40.65	0.13677	0.40	6.814	2.95	0.3613	2.90	0.98	2187	14	1988	99	2088	52	9.07		
062-ZR50	0.7448	375	0.0117	0.855	2076	4.46	0.11128	0.45	3.185	2.61	0.2076	2.54	0.97	1820	16	1216	56	1453	40	33.21		
064-ZR52	0.5472	393	0.0037	0.737	2774	26.24	0.13625	5.09	6.939	8.27	0.3693	6.50	0.79	2180	172	2026	224	2104	142	7.06		
088-ZR70	0.8453	461	0.0107	1.223	1830	7.09	0.14133	0.56	3.982	3.64	0.2043	3.58	0.98	2244	19	1199	78	1631	58	46.58		
098-ZR78	0.2131	169	0.0042	0.656	6684	46.14	0.12233	2.06	10.299	2.70	0.6106	1.70	0.63	1990	72	3072	83	2462	49	-54.36		
104-ZR82	0.2924	137	0.0105	0.465	5139	6.65	0.16455	0.46	9.692	1.69	0.4271	1.59	0.94	2503	15	2293	61	2406	31	8.40		
114-ZR92	0.8487	197	0.0009	2.542	1793	37.37	0.16896	6.56	8.274	7.55	0.3552	3.72	0.49	2547	212	1959	125	2262	132	23.09		
Dados descartados pelo elevado 204Pb																						
003-ZR1	2.5945	335	0.0028	2.343	598	10.40	0.14658	2.39	3.167	6.19	0.1567	5.70	0.92	2306	81	938	99	1449	93	59.31		
015-ZR11	7.0719	4963	0.0146	1.336	220	7.69	0.19901	3.98	1.973	7.53	0.0719	6.38	0.85	2818	127	447	55	1106	99	84.12		
016-ZR12	2.9427	856	0.0068	1.649	525	4.47	0.16040	1.73	4.727	4.09	0.2137	3.69	0.90	2460	58	1249	83	1772	67	49.24		
028-ZR22	2.4363	1281	0.0127	1.259	635	4.69	0.13936	0.75	3.958	1.42	0.2060	1.15	0.81	2219	26	1207	25	1626	23	45.60		
049-ZR39	4.2248	2435	0.0128	1.592	367	8.42	0.12000	1.59	2.897	2.39	0.1751	1.74	0.73	1956	56	1040	33	1381	36	46.84		
050-ZR40	4.8572	3539	0.0094	2.647	319	34.87	0.13379	8.71	3.212	9.82	0.1741	4.51	0.46	2148	290	1035	86	1460	147	51.84		
063-ZR51	4.7903	2152	0.0111	1.316	324	1.44	0.16415	0.81	3.282	1.92	0.1450	1.70	0.89	2499	27	873	28	1477	30	65.07		
074-ZR60	2.6121	921	0.0086	1.357	589	2.68	0.14742	1.02	5.368	1.53	0.2641	1.09	0.71	2316	35	1511	29	1880	26	34.78		

082-ZR64	3.7015	1302	0.0089	1.752	419	4.13	0.20593	2.65	5.148	2.92	0.1813	1.17	0.40	2874	85	1074	23	1844	49	62.62		
084-ZR66	2.9553	1927	0.0113	1.634	528	10.92	0.18806	0.64	1.335	14.10	0.0515	14.8	1.00	2725	21	324	89	861	158	88.12		
107-ZR85	1.8163	865	0.0114	1.010	846	4.89	0.13983	0.61	5.416	1.34	0.2809	1.14	0.85	2225	21	1596	32	1887	23	28.28		

Data report template (with modifications) from <http://www.plasmage.org/recommendations>

¹ Conversion factor from mV to CPS is 62500000

² concentration uncertainty c.20%

³ data not corrected for common-Pb

⁴ not corrected for common-Pb

⁵ Discordance calculated as $(1 - ({}^{206}\text{Pb}/{}^{238}\text{U age}/{}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb age})) * 100$

Decay constants of Jaffey et al 1971 used

⁶ Idade Preferida: 207Pb/206Pb (Ages > 1.0 Ga) and 206Pb/238U (Ages < 1.0 Ga)