



Universidade de Brasília

Instituto de Geociências

Programa de Pós-graduação em Geologia

SIGNIFICADO GEOTECTÔNICO DO ALTO DE EMBASAMENTO DE CORRENTINA – BAHIA

**GEOTECTONIC MEANING OF THE
CORRENTINA BASEMENT HIGH – BAHIA**

Éder Luís Mathias Medeiros

Tese de Doutorado Nº 197

Orientador: Prof. Dr. Elton Luiz Dantas

Brasília, 28 de fevereiro de 2023



Universidade de Brasília

Instituto de Geociências

Programa de Pós-graduação em Geologia

SIGNIFICADO GEOTECTÔNICO DO ALTO DE EMBASAMENTO DE CORRENTINA – BAHIA

Éder Luís Mathias Medeiros

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia – Instituto de Geociências – IG da Universidade de Brasília – UnB como requisito parcial obrigatório para a obtenção do título de Doutor e em Geologia.

Área de concentração:
Geologia Regional

Orientador: Prof. Dr. Elton Luiz Dantas

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. Elton Luiz Dantas (IG/UnB - Orientador)

Prof. Dr. Reinhardt Adolfo Fuck; (IG/UnB)

Prof. Dr.^a Simone Cerqueira Pereira Cruz (IGEO - UFBA);

Prof. Dr. Lauro César Montefalco de Lira Santos (CTG - UFPE);

Brasília, 28 de fevereiro de 2023

ME22Med Mathias Medeiros, Éder Luís
eiross SIGNIFICADO GEOTECTÔNICO DO ALTO DE EMBASAMENTO DE
CORRENTINA - BAHIA / Éder Luís Mathias Medeiros; orientador
Elton Luiz Dantas. -- Brasília, 2023.
156 p.

Tese (Mestrado em Geologia) -- Universidade de Brasília,
2023.

1. Cratonização. 2. Lineamento Transbrasiliano. I.
Dantas, Elton Luiz, orient. II. Título.

*"O defeito do sabido é pensar que os outros não sabem nada,
ele pensa que está com tudo, colega velho,
e os outros não estão com nada.
Camarada, viva Deus no céu..."
Mestre Pernanlonga.*

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia, da Universidade de Brasília, e à Universidade Federal do Oeste da Bahia (UFOB), que por meio do programa Dinter UnB/UFOB (Processo nº: 23038.021558/2016-72 (CAPES, AUXPE Nº 1969/2016) propiciaram a realização do meu Doutorado. À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) – Código de financiamento 001, pela concessão da Bolsa de Doutorado e apoio financeiro para a realização dos levantamentos de campo.

Em especial ao meu orientador Dr. Elton Dantas, por ter aceitado me orientar, por me ajudar em todos os momentos e por sua fidelidade e compromisso a mim dedicado.

Gostaria de agradecer aos geólogos Vitor Alves, Patricia, Gueicimar, Laiz, Edivanne, Luara, Jian, Tiago, Ellon, Paola, Marcos, Ana Thaisa, Mauricio, Raiare e a todos os outros que me ajudaram nos estudos da região e nas etapas de campo. Aos meus colegas Marcelo Galé, que participou diretamente e indiretamente de todas as etapas deste trabalho e me ajudou muito a desenvolver e concluir esta pesquisa, também a Diego Sorrizo, que foi um grande parceiro e incentivador durante a preparação desta tese, e a Leandro Moutinho, que me ajudou na elaboração dos mapas geofísicos.

Além disso, gostaria de expressar minha gratidão aos colegas do Dinter, Elayne, Joilma e Luís, e à professora Mary Anne, pelas valiosas contribuições no mapeamento geológico. Ao seu Gilbesio e Paula, pela ajuda na preparação das amostras, ao seu Gilvam, pelo café e bate-papo, e aos responsáveis pelo programa de pós-graduação, bem como à secretária Alice, por sempre serem prestativos e me ajudarem.

Ao Professor Gustavo Viegas, por ajudar nas descrições micropetrográficas, e aos professores do curso de pós-graduação da UnB, que tanto me ensinaram sobre geologia, expressei minha gratidão. Meus sinceros agradecimentos a todos que contribuíram para o desenvolvimento desta valiosa ciência que é a Geologia e que estão referenciados neste trabalho. Agradeço especialmente por terem sido os pioneiros em suas pesquisas, permitindo-me aprender e expandir meus conhecimentos nesta área.

Agradeço ao Seu Nonato pelo auxílio na reserva de vagas na residência Colina e ao Fraquie, que muitas vezes me ajudou com hospedagem.

Também agradeço por ter tido a oportunidade, enquanto aluno da 7ª série do Colégio Fátima Falcon, no ano de 1996, de ter sido convidado pela professora Tania Muquiuti a acompanhar um passeio para o Parque Ecológico Morro do Diabo, onde conheci a geologia, me apaixonei e escolhi esta profissão.

Gostaria de dedicar um agradecimento especial à minha esposa Izabel, que sempre esteve presente e me encorajou durante toda a jornada desta tese. Sua paciência, compreensão e apoio incondicional foram fundamentais para que eu pudesse me dedicar a este trabalho com tranquilidade, também ao meu filho Raul e minha filha Luna, que são meu maior orgulho e me motivaram a ir além. Sou grato por ter uma família tão maravilhosa ao meu lado.

Agradeço profundamente ao meu pai José Carlos e à minha mãe Ana Maria, que sempre se dedicaram incansavelmente para a minha formação. Sou grato pela amorosa dedicação e apoio incondicional que me deram em todos os momentos da minha vida. Ao meu irmão Eduardo pela revisão textual.

E não posso deixar de agradecer também à cultura popular da capoeira angola, que sempre alimentou meu espírito e me encorajou a seguir em frente. Por meio da capoeira, aprendi importantes lições e conheci pessoas maravilhosas que, direta e indiretamente, me possibilitaram ir mais além. Meus sinceros agradecimentos a todos

que estiveram presentes durante essa jornada, contribuindo de diversas formas para o meu crescimento acadêmico e pessoal. Espero poder retribuir tudo o que recebi ao longo desses anos e continuar contribuindo para o avanço da Geologia no Brasil e no mundo. Muito obrigado!

RESUMO

A região noroeste do Cráton do São Francisco (CSF) está coberta por rochas sedimentares das Bacias do São Francisco e São Franciscana. A Janela erosiva Correntina-Coribe (BA) e a região de Júlio Borges e Avelino Lopes (PI) expõem o embasamento cristalino a noroeste do CSF, sendo importantes para o estudo geológico. Foi realizado mapeamento geológico, análise de dados isotópicos e geofísicos para compreender as rochas presentes na borda e interior do cráton e estabelecer correlações com os altos do embasamento circunvizinhos nos orogênos Brasília e Rio Preto. Os resultados indicam a presença de núcleos da crosta riaciana com idades de cristalização de 2.15 Ma nas rochas graníticas do Complexo Correntina e unidades do Complexo Júlio Borges. O estudo também visa verificar possíveis evidências de perda de estabilidade cratônica na porção NW do CSF e sua influência na configuração tectônica atual. As análises de Sm-Nd indicam valores juvenis com T_{DM} entre 2,2 e 2,1 Ga, típicos de sistemas de arcos intraoceânicos. Os sienogranitos de Correntina representam a evolução do arco intraoceânico para um arco continental, com retrabalhamento e contaminação em cenário pós-colisional. O conjunto de amostras indica grande proximidade petrogenética, destacando a importância do episódio de crescimento e acreção crustal que culminou no amálgama do embasamento do Paleocontinente São Francisco Congo 2,3 e 1,9 Ga. Os extensos lineamentos identificados nos mapas geofísicos são interpretados como extensão da área de dano do Lineamento Transbrasiliano, que desempenha papel importante na configuração da borda NW do CSF, reativando estruturas já existentes. A análise microestrutural dessas rochas permitiu a identificação de quatro estágios de deformação que operam em diferentes escalas e evidenciam a transição de rochas da série milonítica para rochas da série cataclástica.

Palavras-chave: cratonização; descratonização; Lineamento Transbrasiliano.

ABSTRACT

The northwest region of the São Francisco Craton (CSF) is covered by sedimentary rocks from the São Francisco and São Franciscana basins. The Correntina-Coribe erosive window (BA) and the Júlio Borges and Avelino Lopes regions (PI) expose the crystalline basement of the northwest of the CSF and are important for geological study. Geological mapping, isotopic and geophysical data analysis were carried out to understand the rocks present at the edge and interior of the craton and to establish correlations with the neighboring basement highs in the Brasília and Rio Preto orogens. The results indicate the presence of nuclei of the Rhyacian crust, with crystallization ages of 2.15 Ma in the granitic rocks of the Correntina Complex and units of the Júlio Borges Complex. The study also aims to verify possible evidence of cratonic stability loss in the NW portion of the CSF and its influence on the current tectonic configuration. Sm-Nd analyses indicate juvenile values with T_{DM} between 2.2 and 2.1 Ga, typical of intraoceanic arc systems. The Correntina syenogranites represent the evolution of an intraoceanic arc to a continental arc, with reworking and contamination in a post-collisional scenario. The set of samples indicates a great petrogenetic proximity, highlighting the importance of the episode of growth and accretion of the crust that culminated in the amalgamation of the basement of the São Francisco-Congo Paleocontinent between 2.3 and 1.9 Ga. The major lineaments identified in geophysical maps are interpreted as extensions of the Transbrasiliano Lineament damage zone, which plays an important role in the configuration of the NW edge of the CSF by reactivating pre-existing structures. The microstructural analysis of these rocks allowed the identification of four deformation stages operating at different scales, evidencing the transition of rocks from the mylonitic series to rocks of the cataclastic series.

Keywords: cratonization; decratonization; Transbrasiliano Lineament.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Capítulo 1

Figura 1	Processos de membros finais para a formação de supercontinentes	6.0
Figura 2	Ciclo de Wilson proposto por Heron et al. (2018).	7.0
Figura 3	Modelo de evolução tectônica do NCC desde 190 Ma até o presente (a-h) (Lui et al., 2019).	11
Figura 4	Evolução tectônica esquemática do Cráton do Norte da China.	12

Capítulo 2

Figura 1:	Paleoplaca São Francisco com seus respectivos blocos arqueanos e paleoproterozóicos.	22
Figura 2:	Interpretação geofísica gravimétrica dos principais altos do embasamento e inliers marginais do setor NW do Cráton do São Francisco.	25
Figura 3:	Mapa geológico simplificado da região noroeste do CSF.	33
Figura 4:	Mapa geológico resumido da área de estudo, com idades e pontos de coleta de amostras.	37
Figura 5:	Fotografias de campo das unidades de alto grau do Complexo Correntina:	40
Figura 6:	Diagrama concórdia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mostrando idade (PEV 09A).	41
Figura 7	Diagrama concórdia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mostrando idade (PEV 09B).	42
Figura 8	Diagrama concórdia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mostrando idade (PEV 3.0).	42
Figura 9	Fotografias de campo do Complexo Rio Corrente.	45
Figura 10	Fotografias de campo dos sienogranitos representadas pela fácies Jaborandi.	48
Figura 11	Diagrama concórdia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mostrando idade (PEV 08).	

Figura 12	Diagrama concórdia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mostrando idade (PEV 05B).	49
Figura 13	Diagrama concórdia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mostrando idade (PEV 11).	50
Figura 14	Mapa geológico com localização das rochas analisadas na borda norte do CSF.	51
Figura 15	Fotografias de campo das unidades do embasamento borda norte do CSF.	52
Figura 16	Diagrama concórdia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mostrando idade discórdia (MA 005).	53
Figura 17	Diagrama concórdia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mostrando idade (MC 175).	53
Figura 18	Diagrama concórdia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mostrando idade (MC 471).	54
Figura 19	Fotografias de campo de granitoides intrusivos no Complexo Cristalândia do Piauí.	55
Figura 20	Diagrama concórdia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mostrando idade (MC 254A).	56
Figura 21	Diagrama concórdia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mostrando idade (MC 263).	57
Figura 22	Diagrama concórdia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mostrando idade (MA 064).	58
Figura 23	Idade U-Pb versus resultados $\epsilon\text{Nd}(t)$ de zircão para todas as amostras analisadas.	60
Figura 24	Anomalia Magnética; Fonte Projeto Extremo Oeste CBPM (Companhia Baiana de Pesquisa Mineral) e Bambuí (CPRM).	63
Figura 25	Mapa magnético da primeira derivada;	64
Figura 26	Quadro comparativo dos principais episódios de crescimento crustal para o setor NW do CSF.	65
Figura 27	Modelo proposto para a compartimentação dos blocos do domínio NW do CSF.	69
Figura 28	Variação dos valores de ϵNd em diferentes idades das amostras coletadas na região noroeste da paleoplaca São Francisco.	70
Figura 29	Modelo ilustrando a formação e perda de estabilidade cratônica de um continente relacionados à evolução da porção noroeste do Cráton do São Francisco.	71

Capítulo 3

Figura 1:	A) Mapa de localização do Cráton do São Francisco.B) Mapa simplificado da porção noroeste do Cráton do São Francisco.	102
Figura 2	Mapa de lineamentos magnéticos e domínios de anomalia magnética.	105
Figura 3:	Mapa de lineamentos magnéticos e domínios de sinal analítico.	106
Figura 4:	Mapa de lineamentos magnéticos e domínios de amplitude do sinal analítico.	107
Figura 5:	Mapa estrutural ilustrando as principais foliações e grandes estruturas.	108
Figura 6:	Mapa geológico estrutural apresentando os respectivos campos de tensão.	109
Figura 7	: Fotografias de campo das unidades do embasamento.	111
Figura 8:	Fotografias de campo das unidades de cobertura.	112
Figura 9:	Relações de campo no perfil do Riacho de Areia.	113
Figura 10:	Fotografias das microestruturas observadas no Estágio 1 (E1)	116
Figura 11:	Fotografias das microestruturas observadas no Estágio 2 (E2).	118
Figura 12:	Fotografias das microestruturas observadas no Estágio 3 (E3).	120
Figura 13:	Fotografias das microestruturas observadas no Estágio 4 (E4).	121
Figura 14:	Rocha de falha gerada por fusão de fricção	123
Figura 15	Mapa geológico da área, com indicação da localização das amostras analisadas	125
Figura 16:	Imagem de elétrons retroespalhados (BSE) mostrando morfologia e tamanho dos cristais de zircão analisados (amostra PEV 02A).	126
Figura 17:	Diagrama de concórdia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (amostra PEV 02A).	126

Figura 18:	Imagem de elétrons retroespalhados (BSE) mostrando morfologia e tamanho dos cristais de zircão analisados (PEV 13).	127
Figura 19	Diagrama de concórdia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ amostra (PEV 13).	127
Figura 20:	Imagem de elétrons retroespalhados (BSE) mostrando morfologia e tamanho dos cristais de zircão analisados (PEV05A).	128
Figura 21:	Diagrama de concórdia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mostrando morfologia e tamanho dos cristais de zircão analisados (PEV 05A).	128
Figura 22	Figura 22: Ordem cronológica dos processos de arredondamento dos grãos, associados à elevação do nível crustal	131
Capítulo 4		
<hr/>		
Figura 1	Principais blocos crustais encontrados no noroeste do Cráton do São Francisco com sugestões para estudos futuros.	139

LISTA DE TABELAS

Tabela 1	Principais unidades, geocronologia e características litogeoquímicas dos domínios geológicos do embasamento que ocorrem a oeste do rio São Francisco no CSF. *idades em monazita, demais idades U-Pb e Pb-Pb em zircão. Em cor azul as idades deste trabalho.	28
Tabela 2 –	Principais unidades geocronológicas e características litogeoquímicas e idades U-Pb dos domínios geológicos do embasamento do Orógeno Rio Preto.	30
Tabela 3	Isótopos Sm-Nd para as rochas estudadas na região interior do (CSF), nos domínios da JECC	58
Tabela 4	Isótopos Sm-Nd em amostras de rochas estudadas no no embasamento da borda norte do CSF, localizadas na região de Avelino Lopes e Júlio Borges, no estado do Piauí	59

SUMÁRIO

1	CAPÍTULO 1.....	1
1.1	<i>Apresentação do problema e justificativa.....</i>	2
1.2	<i>Objetivos.....</i>	3
1.2.1	Objetivos específicos	3
1.3	<i>Fundamentação teórica</i>	3
1.3.1	Construção de um supercontinente	5
1.3.2	Fragmentação de um supercontinente e fragmentos de crátons	6
1.3.3	Redução da estabilidade cratônica e efeitos de borda	9
1.3.3.1	Descratonização	9
1.3.3.2	Metacratonização	13
1.4	<i>Referências:.....</i>	14
2	TECTONIC EVOLUTION OF THE NORTHWESTERN SÃO FRANCISCO CRATON: INFLUENCE OF PETROGENETIC PROXIMITY OF CRYSTALLINE BASEMENT ROCKS ON CURRENT CONFIGURATION	19
2.1	<i>Introdução.....</i>	19
	<i>Configurações regionais</i>	22
2.1.1	Cráton do São Francisco (CSF)	23
2.1.1.1	O Bloco Guanambi-Correntina	24
2.2	<i>Metodologia.....</i>	37
2.2.1	Datações U-Pb (LA-ICP-MS)	37
2.2.2	Análises Isotópicas de Sm-Nd em rocha total	38
2.3	<i>Resultados.....</i>	39
2.3.1	Complexo Correntina	41
2.3.2	Complexo Rio Corrente	46
2.3.3	Embasamento da borda norte do CSF região de Avelino Lopes e Júlio Borges (Piauí).	53
2.3.4	Corpos granitoides que intrudem o complexo Cristalândia do Piauí	56
2.3.5	Isótopos de Sm–Nd	60
2.4	<i>Discussões.....</i>	65
2.4.1	Modelo evolutivo para a porção NW do CSF	70
2.4.2	Correlações	75
2.5	<i>Conclusões.....</i>	76
2.6	<i>Referências.....</i>	78
2.7	<i>Anexos 1.....</i>	89

3	OVERPRINT CATACLÁSTICO NA ZONA DE CISALHAMENTO SETE ILHAS, BORDA NW DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO	102
3.1	<i>Introdução</i>	102
3.2	<i>Configurações Geológicas e Geofísicas Regionais</i>	104
3.3	<i>Metodologia</i>	106
3.4	<i>Resultados</i>	107
3.4.1	Quadro Geral e observações de campo	108
3.4.1.1	Rochas hospedeiras a zona de cisalhamento Sete Ilhas e unidades superjacentes.....	114
3.5	<i>Zona de Cisalhamento Sete Ilhas.....</i>	116
3.5.1	Estágio 1 (E1)	118
	Estágio 2 (E2).	120
3.5.2	Estágio 3 (E3)	123
3.5.3	Estágio 4 (E4)	124
3.5.4	Rochas de falha originadas por fusão de fricção	126
3.6	<i>Geocronologia</i>	128
3.7	<i>Discussões.....</i>	132
3.8	<i>Conclusões.....</i>	135
3.9	<i>Referências</i>	136
3.10	<i>Anexos 2</i>	138
4	CONCLUSÕES	141
4.1	<i>Sugestões de trabalhos futuros.....</i>	141
4.1	<i>Referências</i>	143

1 CAPÍTULO 1

1.1 Apresentação do problema e justificativa

Os crátons são as regiões mais antigas e estáveis da crosta terrestre, apresentando características como grande espessura crustal, baixa densidade e pouca atividade tectônica significativa, de acordo com Moores & Twiss (2011) e Boggs (2006).

A estabilidade da litosfera cratônica é atribuída à espessa raiz de manto litosférico subcontinental (SCLM), que é anidra, empobrecida em elementos férteis e pode chegar a profundidades maiores que 250 km. Mesmo sendo mais fria e menos densa que a astenosfera, ela apresenta flutuabilidade neutra a positiva (Pollack & Chapman 1977; Wu et al., 2008; Zhu & Zheng, 2009; Lee et al., 2011; Ernst & Jowitt, 2013). A estabilidade da litosfera cratônica pode estar relacionada à baixa taxa de produção de calor radiogênico, já que a alta temperatura pode levar à instabilidade e à fusão da litosfera (Davies & von Blanckenburg, 1995).

No entanto, a estabilidade cratônica não é permanente e pode ser reduzida ou até mesmo destruída por processos geodinâmicos, como a metacratonização e a descratonização (Abdelsalam et al., 2002; Bendick & Flesch, 2007; Yang et al., 2008; Wu et al., 2018; Lui et al., 2019). Esses processos envolvem o enfraquecimento do manto litosférico e atividade tectônica, que podem levar à destruição dos crátons.

Neste estudo são comparados dados inéditos de U-Pb, Sm-Nd e $\epsilon_{Nd}(t)$, combinados com mapeamento geológico e o uso de mapas magnéticos geofísicos para melhor compreensão das estruturas presentes no Cráton do São Francisco (CSF) – Alto de Correntina e em sua margem cratônica, porção norte do Bloco Guanambi-Correntina, região de Mansidão-Júlio Borges, onde novas evidências para o entendimento da relação entre borda e interior cratônico ajudam a entender se sua evolução é atribuída a placas distintas ou faz parte de uma mesma placa que foi descratonizada.

A porção oeste do CSF contém importantes “altos do embasamento” – áreas com espessuras maiores de crosta continental ou com a presença de rochas ígneas ou metamórficas mais antigas. Embora muitos desses locais sejam áreas elevadas da crosta terrestre, nem todos os altos do embasamento correspondem a elevações topográficas notáveis Brito Neves (2019). Essas áreas são notáveis pela sua importância estrutural na crosta continental e são frequentemente investigadas por meio de técnicas geofísicas, como a anomalia Bouguer, para estudar sua estrutura interna.

Este estudo é realizado em dois importantes altos do embasamento que ocorrem em setores diferentes da porção oeste do CSF. Internamente tem-se o alto de Correntina

e na margem noroeste do CSF temos o alto de Cristalândia, ambos recobertos por unidades do Grupo Bambuí, Grupo Rio Preto e pelas formações cretáceas do Grupo Urucuia.

Nesse cenário, com pouca exposição do embasamento, a janela erosiva Correntina-Coribe (BA) representa região estratégica do ponto de vista científico, pois expõe o embasamento cristalino do Alto de Correntina em sua porção central, enquanto a região de Júlio Borges e Avelino Lopes (PI) expõe a borda do CSF. Dados inéditos de Sm-Nd e U-Pb, combinados com mapeamento geológico, acrescentam importantes evidências para correlações com os altos do embasamento da porção central - Alto de Correntina - e marginal - alto de Cristalândia - do setor noroeste do CSF.

1.2 Objetivos

O objetivo deste estudo é interpretar o significado tectônico dos dados isotópicos das rochas presentes na janela erosiva de Correntina-Coribe e correlação com os *inliers* continentais circunvizinhos, presentes nos orógenos Brasília e Rio Preto. Além disso, este trabalho tem por objetivo verificar evidências e registros de possível perda de estabilidade cratônica na porção NW do CSF e sua influência na configuração tectônica do quadro atual.

1.2.1 Objetivos específicos

- i) Caracterizar petrograficamente e estruturalmente as rochas pré-cambrianas na janela erosiva Correntina-Coribe;
- ii) realizar a compilação e processamento de dados aeromagnéticos e aerogravimétricos para a identificação de domínios e lineamentos;
- iii) elaborar modelo geológico que contemple as informações obtidas;

1.3 Fundamentação teórica

A dinâmica interna da Terra sofreu inúmeras mudanças ao longo do tempo geológico e diferentes regimes tectônicos atuaram desde sua formação, incluindo regimes de uma única camada, regimes transicionais, até o início da tectônica de placas moderna Stern (2018).

A história da evolução geodinâmica de Terra pode ser contada por meio de dois ciclos: o Ciclo de Wilson (1963), mais singular com processos de abertura e fechamento dos oceanos e um ciclo mais abrangente, que abriga inúmeros ciclos de Wilson, o Ciclo dos Supercontinentes, composto de uma sequência de acontecimentos que incluem desde a construção do supercontinente até sua ruptura, com deriva e oceanização (Worsley et al., 1984; Nance et al., 1986; Hoffman, 1991; Dalziel, 1992; Condie, 1998; Dalziel et al., 2000; Rogers & Santos, 2002; Burke, 2011; Nance et al., 2013).

De acordo com Heron et al. (2018), formação e evolução de supercontinentes são compostas por quatro episódios distintos: colisão continental, estabilidade, plumas e dispersão. Durante o episódio de colisão continental, as placas tectônicas se chocam e se fundem, formando uma cadeia montanhosa contínua e elevada. Esse processo pode resultar na formação de um cinturão orogênico que circunda o supercontinente, como no caso do cinturão Variscano durante a formação de Pangeia (Zhang et al., 2019).

No episódio de estabilidade, o supercontinente está completamente formado e grande parte das placas tectônicas está unida em uma única massa continental. Durante esse período, o supercontinente está sujeito a processos de erosão e sedimentação, vulcanismo e terremotos (Zhang et al., 2019).

Já o episódio de plumas é caracterizado pelo surgimento de plumas mantélicas que sobem do manto e causam vulcanismo e intrusões magmáticas em pontos específicos do supercontinente. Esse processo pode resultar em grandes províncias ígneas, como a província magmática Paraná-Etendeka durante a formação de Gondwana (Ernst et al., 2015).

Por fim, o episódio de dispersão se inicia quando as placas tectônicas começam a se afastar, levando à fragmentação do supercontinente. Esse processo pode levar à formação de novos oceanos e à separação das massas continentais. Esse episódio é marcado por atividade sísmica e vulcânica ao longo das margens continentais e oceânicas (Zhang et al., 2019).

Burke (2011) destaca que os elementos-chave da geodinâmica do ciclo dos supercontinentes são as placas tectônicas, as plumas mantélicas e a abertura e fechamento dos oceanos. O autor ressalta que esses fatores são responsáveis pelo movimento das massas continentais, atividade vulcânica e magmática em pontos específicos e a fragmentação e união das massas continentais. Esses elementos-chave, juntamente com os episódios descritos por Heron et al. (2018), são fundamentais para entender a formação e evolução dos supercontinentes ao longo do tempo geológico.

1.3.1 Construção de um supercontinente

O período de construção de um supercontinente é marcado pelo consumo da litosfera oceânica pelo processo de subducção que, pode desenvolver um sistema de arcos intraoceânicos, incluindo arcos remanescentes, bacias de trincheira, *fore-arc*, *back-arc* e crescimento crustal, via magmatismo juvenil cálcio-alcálico e formação de arcos continentais (Nance et al., 1988; Nance et al., 2013; Nance & Murphy, 2018; Heron, 2018).

Para Wilson (1963), é a idade mais avançada da crosta oceânica que a torna mais fria e, conseqüentemente mais densa, podendo perder flutuabilidade e iniciar subducção. Várias observações de Hall (2018) e Stern & Gerya (2018) apontam que a idade da crosta oceânica não é fator determinante para o início da subducção, e sim, os altos contrastes de densidade e as fraquezas litosféricas são os principais gatilhos para o início da subducção, permitindo que oceanos geodinamicamente distintos possam ser consumidos, possivelmente por introversão e extroversão (Murphy & Nance, 2003) (Figura 1):

- (i) Introversão: oceano interior que é formado entre as peças continentais dispersantes é invertido.
- (ii) Extroversão: o oceano exterior que corresponde à crosta oceânica que circundava o continente antes da separação será invertido.

A continuidade do processo de subducção evolui para colisão continental e a formação de um supercontinente está relacionada com o fim de sistemas de subducção em grande escala, em que inúmeras colisões continentais têm idades parecidas.

O resultado é sucedido por um período de estabilidade tectônica, conhecido por cratonização, em que porções diferenciadas da litosfera continental, composta pela crosta continental e uma porção do manto superior, desenvolvem raízes litosféricas frias e espessas, entre 200 e 400 km de espessura. Essas características conferem-lhes a particularidade de possuírem alta resistência mecânica e, por conseqüência, longa estabilidade tectônica.

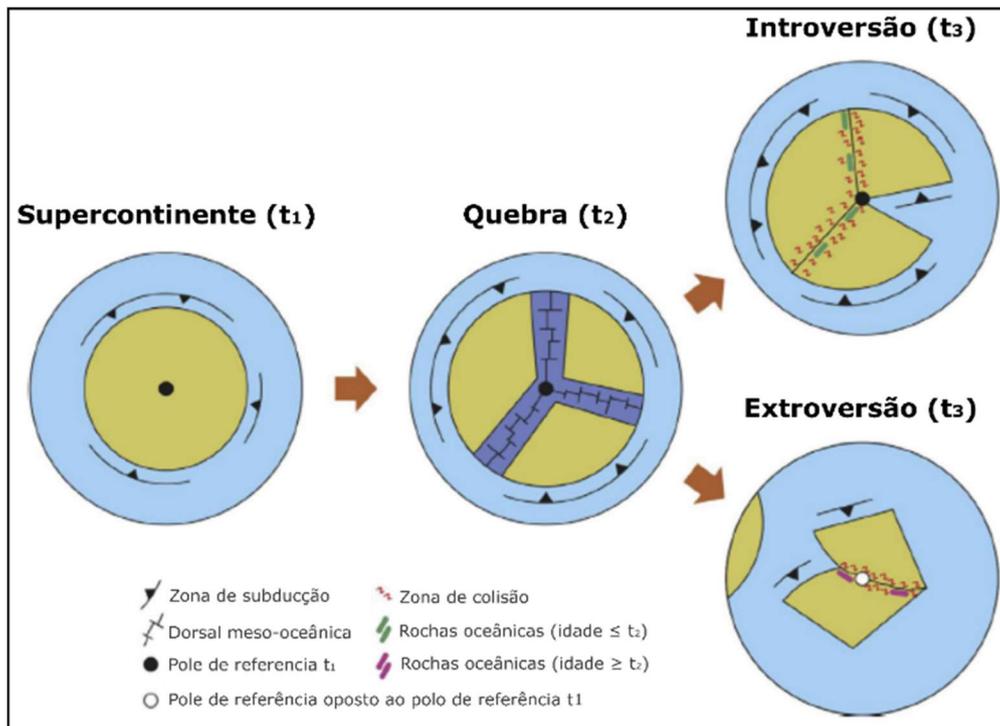


Figura 1: Processos de membros finais para a formação de supercontinentes (Murphy e Nance, 2003)

1.3.2 Fragmentação de um supercontinente e fragmentos de crátons

O comportamento mecânico de um cráton, quando submetido a esforços, é muito similar ao comportamento de um sólido em ensaios de fraturamento. Características como: (i) maior resistência à compressão uniaxial e menor resistência à tração, (ii) influência de anisotropias para acomodamento dos esforços e (iii) diminuição da resistência mecânica pelo aumento da temperatura são as principais condições que podem interromper a longa estabilidade tectônica de um supercontinente (Rogers & Santos, 2002).

Durante o Ciclo de Wilson, as fases de deformação deixam muitos registros na crosta continental e em parte do manto litosférico subcontinental (Manatschal et al., 2015; Heron et al., 2018; Thomas, 2018), gerando heterogeneidade significativa, especialmente na espessura da litosfera entre orógenos (mais finos) e crátons (mais espessos). Exemplos de herança tectônica comprovam as relações entre os processos de abertura e fechamento dos oceanos, bem como a fragmentação e montagem de supercontinentes, via ciclos sucessivos de Wilson (Thomas, 2018).

A Figura 2, proposta por Heron et al. (2018), expande a teoria do ciclo de Wilson, (1963), para incluir a influência da espessura da litosfera no ciclo. Segundo essa teoria, a espessura da litosfera em diferentes partes do mundo afeta a forma como os oceanos se

abrem e se fecham, criando heterogeneidade significativa na crosta terrestre. Além disso, essa teoria sugere que a formação de supercontinentes é influenciada pela espessura da litosfera e pela presença de zonas de fraqueza na crosta.

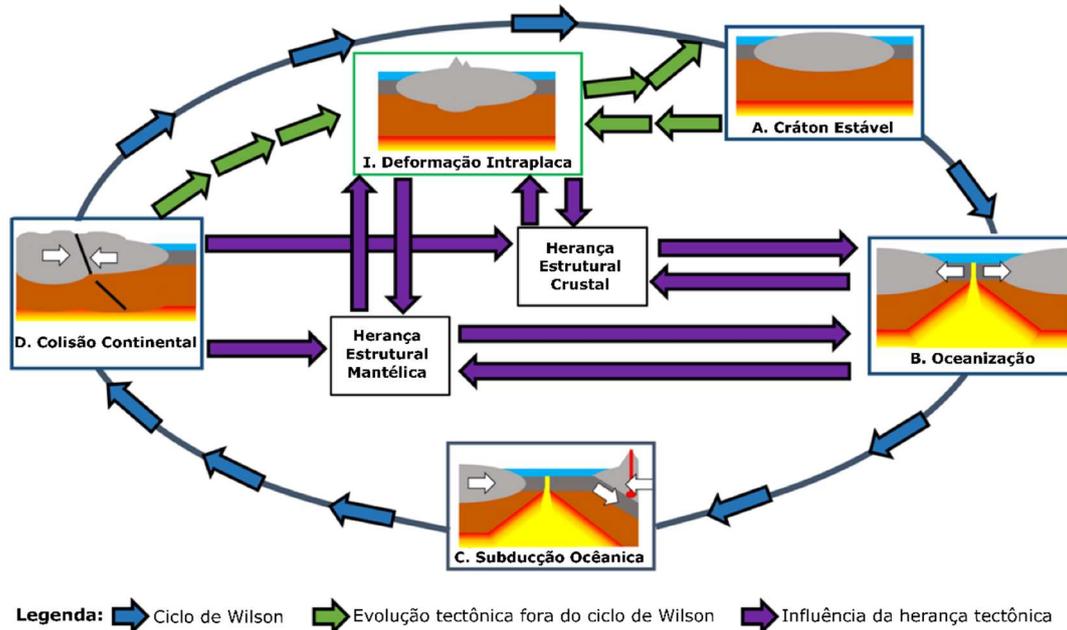


Figura 2: Ciclo de Wilson proposto por Heron et al. (2018).

As regiões do manto litosférico subcontinental (SCLM) abaixo de paleo-órogenos/paleossuturas e cinturões móveis transcontinentais representam litosfera relativamente mais fina quando comparada ao cráton que as anteparou. Quanto mais espesso o SCLM, mais isolado fica das influências térmicas da astenosfera.

Anderson (1982) sugeriu pela primeira vez que o fim do sistema de subducção em grande escala, período de construção de um supercontinente, resultaria em isolamento térmico continental, que poderia ter efeito no manto subjacente e resultaria em significativo aumento de temperatura. Durante o ciclo do supercontinente, o reposicionamento das zonas de subducção pode desenvolver plumas profundas do manto inferior (Zhong et al., 2007). A convecção do manto é um processo dinâmico, pelo qual a subducção e as plumas operam em sistema de *feedback*: as plumas influenciam o movimento e a subducção das placas e a subducção ajuda a gerar as plumas por meio do fluxo de retorno do manto (Li & Zhong, 2009).

Os fluxos termomagnéticos, com seus componentes termomecânicos e tectonotérmicos produzidos por plumas, terão maior facilidade de se canalizar nas direções laterais e verticais de regiões anisotrópicas e facilitar a ruptura em locais que

apresentem diferenças significativas de espessura, temperatura e reologia, principalmente em regiões que contenham heranças estruturais presentes na litosfera como um todo (Murphy et al., 2006; Manatschal et al., 2015).

As margens estiradas são caracterizadas por padrão de falhas paralelas que se estendem ao longo da costa e que foram formadas por cisalhamento da crosta. Lundin e Doré (2018) destacam a importância dos segmentos oblíquos, que são seções de crosta que se movem em direções não perpendiculares ao eixo principal de uma zona de rifteamento, no desenvolvimento inicial dessas margens. Segundo os autores, força menor é necessária para quebrar uma placa ao meio por cisalhamento do que para quebrá-la por rifteamento ortogonal.

A existência de LIPs (Large Igneous Provinces) e diques de origem mantélica é evidenciada pela presença dessas estruturas em várias partes do mundo (Bryan, 2018). Essas estruturas podem estar associadas a LIPs de montagem ou LIPs de quebra. Os LIPs de quebra tendem a deixar menos registros para o Pré-Cambriano, devido às suas margens vulcânicas repletas de diques radiais, que possivelmente se envolvem??, integrando um orógeno durante as montagens subsequentes e retrabalhando os registros da fase de abertura. Essas LIPs formam-se tipicamente acima das plumas do manto, com assinaturas tipicamente mantélicas e com possíveis fontes de SCLM amplamente metassomatizado.

Já LIPs de montagem tendem a deixar mais registros no Pré-Cambriano, pois se formam atrás dos arcos continentais ativos. Têm assinaturas de elementos incompatíveis litosféricos (semelhantes a arco), misturados em fonte de manto astenosférico superior, mais ou menos primitiva, ou derivações mais diretas de SCLM, de composição variável (Ernst, 2016).

A datação precisa de rochas provenientes de LIPs, diques e soleiras tem sido usada como ferramenta para ajudar no entendimento sobre a evolução de um paleocontinente pré-cambriano. Isso porque permite a comparação cronológica com outros fragmentos cratônicos oriundos de um mesmo evento, o que pode ajudar a reconstruir a história da separação de um supercontinente antigo e a identificação de possíveis plumas mantélicas que estiveram envolvidas nesse processo. Além disso, a análise geoquímica dessas rochas pode fornecer informações valiosas sobre a composição e evolução do manto terrestre, incluindo a presença de reservatórios mantélicos antigos e sua possível relação com a tectônica de placas. No entanto, é importante destacar que a interpretação desses dados deve ser feita com cuidado, levando em consideração a complexidade dos processos

geológicos envolvidos e as limitações das técnicas de datação e análise geoquímica disponíveis (Schoene et al., 2014).

1.3.3 Redução da estabilidade cratônica e efeitos de borda

O cráton é a parte relativamente estável do continente ou da placa continental interna, correspondente à região que apresenta evidências mínimas de qualquer grande evento metamórfico ou deformacional que afete as rochas do embasamento cratônico subsequentes à cratonização (Park & Jaroszewski, 1994). Sua alta resistência reológica é atribuída a dois principais fatores: (i) a grande espessura da litosfera cratônica (~250 km) de manto residual empobrecido em Fe, menos denso que o manto ambiente, permitindo que o cráton flutue na astenosfera convectiva; (ii) a composição predominantemente anidra, altamente fracionada em componentes fundidos, assume característica refratária, dificultando a ação de perturbações térmicas.

A redução da estabilidade de um cráton ocorre devido à remoção do SCLM, que pode ser mecânica via delaminação ou mesmo química (hidratação, metassomatismo e oxirredução), acarretando “erosão” do SCLM (Zhang et al., 2019). A ação desses mecanismos, isoladamente ou combinados, reduz a espessura do SCLM, causando metacratonização e descratonização. Como evidências, magmatismo félsico e deformação dúctil em grande escala podem ser considerados indicadores petrológicos e estruturais, respectivamente, de um processo de desconfiguração das características cratônicas (Zhang et al., 2019).

1.3.3.1 Descratonização

A descratonização é um processo geológico que se caracteriza pela redução da espessura da litosfera cratônica ao longo do tempo geológico. O Cráton Norte da China (NCC) é o principal terreno com evidências claras de tal processo (Menzies et al., 1993; Zhu et al., 2011, 2017; Zheng et al., 2018; Wang et al., 2018; Wu et al., 2019). Embora o NCC tenha permanecido tectonicamente estável após o término da Orogenia Khondalita há cerca de 1,85 bilhões de anos (Zhao et al., 2005), tendo participado de diversos orógenos colisionais durante o Paleozoico inferior e superior, com registros de metamorfismo de ultra-alta pressão e nucleação da zona de cisalhamento lateral sinistral Tan-Lu (TLFZ) em sua parte sul e leste (Zhu et al., 2018).

O processo de descronização no NCC teve início no início do Jurássico, aproximadamente 200 milhões de anos atrás, com a subducção tipo *flat subduction* da paleoplaca do Pacífico no nordeste da Ásia. Ao contrário das orogenias paleozoicas, a margem leste do NCC se tornou ativa, com formação de cunha mantélica (BMW) e evidências massivas de deformação compressiva e extensional, com formação de bacias e magmatismo intraplaca no NCC. Todos esses processos estão relacionados ao afinamento e destruição litosférica do NCC (Liu et al., 2019; Wu et al., 2018).

De acordo com o modelo proposto por Liu et al. (2019) para a evolução tectônica do NCC desde o Mesozoico até o presente (Figura 3), inicialmente ocorreu a subducção da paleoplaca do Pacífico, com magmatismo inicial tipo arco continental e registro de deformação compressiva no interior e na margem leste do NCC, com a reativação da zona de falha de deslizamento lateral sinistral Tan-Lu (TLFZ) (Figura 3a). Em seguida, houve espessamento da litosfera, intenso metassomatismo na parte inferior do manto ??confuso!da crosta superior (SCLM), magmatismo esporádico e caracterizado por magmas adakíticos, desenvolvimento de bacias flexurais e deformação intraplaca, com migração do magmatismo para oeste (Figura 3b).

Posteriormente, o manto SCLM pré-enfraquecido começou a fundir e formar basaltos e lamprófiros semelhantes a arco, resultando na formação de bacias e migração do magmatismo para leste (Figura 3c). Fragmentos do SCLM cratônico afundaram na astenosfera, impulsionados por convecção mantélica, resultando no afinamento da litosfera (Figura 3d). Esse processo de afinamento continua até os dias atuais e é acompanhado por aumento da atividade sísmica na região (Zheng et al., 2018; Wu et al., 2019). A subducção em curso da Placa do Pacífico pode continuar a causar mais afinamento litosférico (Li e Wang, 2018).

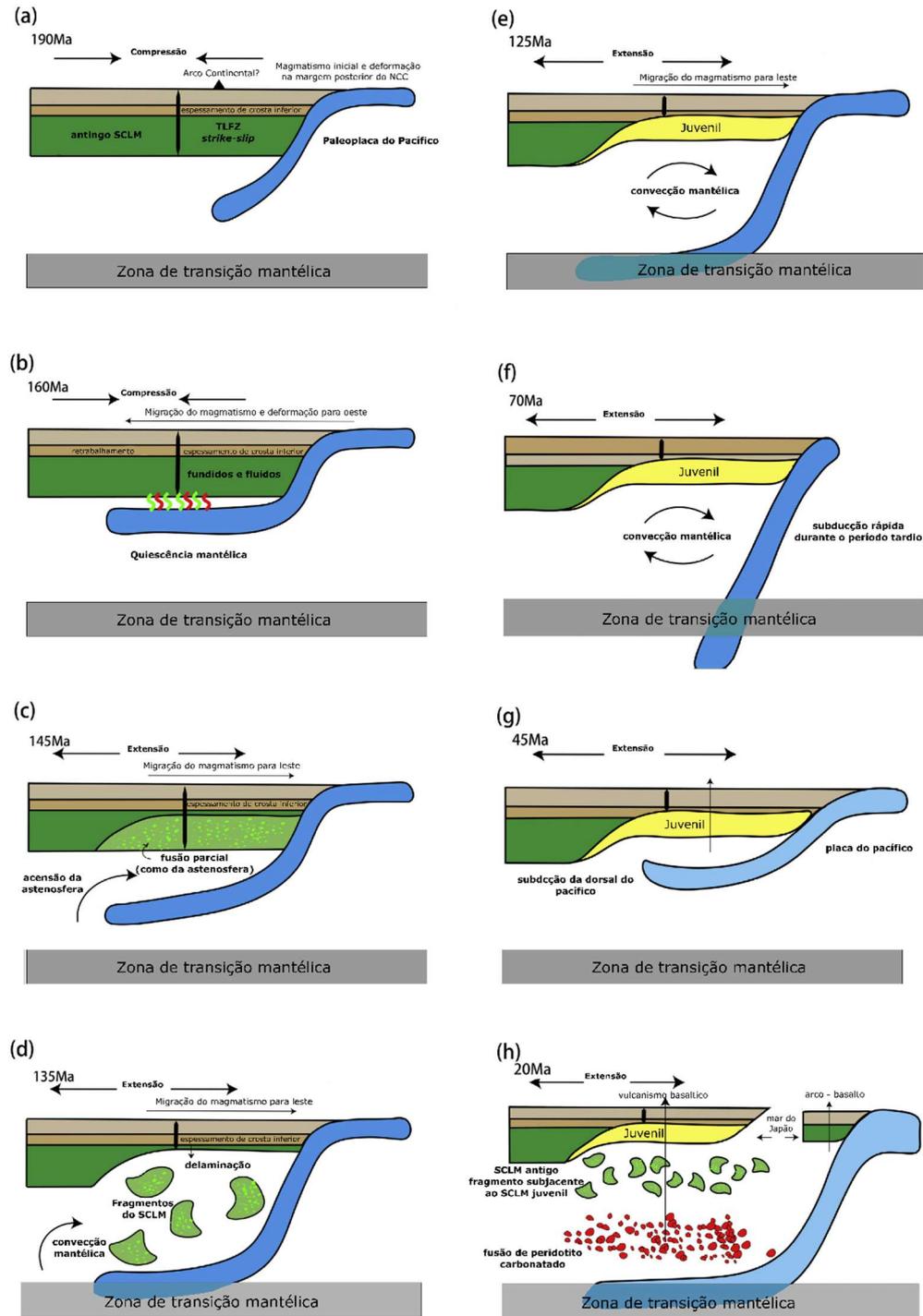


Figura 3. Modelo de evolução tectônica do NCC desde 190 Ma até o presente (a-h) (Lui et al., 2019).

O modelo proposto por Wu et al. (2018) (Figura 4) descreve o início da *flat subduction* da paleoplaca do Pacífico, com a ocorrência de magmatismo inicial de arco continental e deformação compressiva registrada no interior e margem leste do Cráton do Norte da China (NCC) (Figura 4a). A continuidade desse processo favorece o

espessamento crustal e, conseqüentemente, induz a ocorrência de transformações metamórficas de alta pressão, evidenciadas pela formação de granulitos máficos na base da crosta continental e eclogitos na crosta inferior subductada (Figura 4b). As novas rochas metamórficas (granulitos máficos e eclogitos) são mais densas e, portanto, perdem fluabilidade, afundando no manto, o que induz o movimento de *rollback* da placa subductante (Figura 4c). A ascensão do manto astenosférico quente, em contato direto com a base do cráton, desencadeia magmatismo derivado da litosfera e acréscimo de manto litosférico juvenil (Figura 4d).

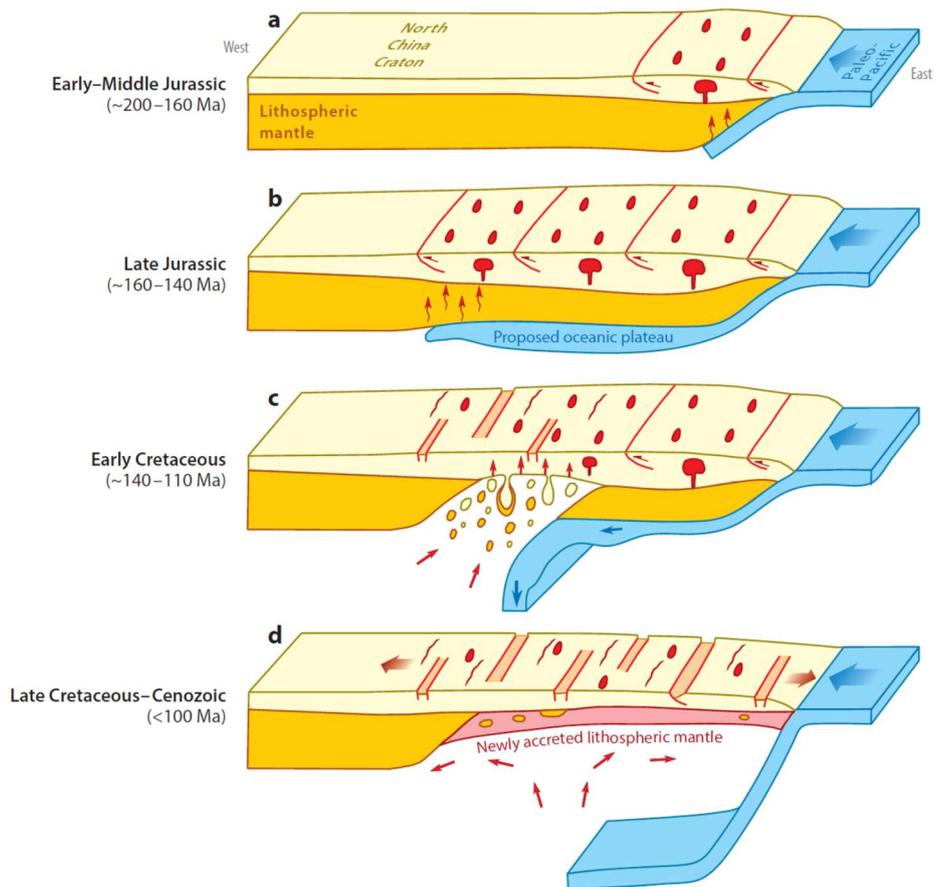


Figura 4: Evolução tectônica esquemática do Cráton do Norte da China. (a) A atividade foi iniciada com *flat subduction* da paleoplaça do Pacífico no Jurássico Médio e Inferior, seguida por (b) subdução em placas planas no Jurássico Superior, (c) colapso da crosta continental espessada e (d) acréscimo de manto litosférico juvenil (Wu et. al., 2018).

De modo geral, processos de descronização são induzidos por hidratação do manto em decorrência da *flat subduction*. Estruturalmente, ocorrem bacias extensionais e magmatismo intraplaca, tanto no cráton como nos compartimentos marginais. Duas gerações de magmas podem ser evidenciadas: a primeira exibe padrões de distribuição de

elementos traço semelhantes a arco continental e composições de isótopos radiogênicos Sr-Nd enriquecidos. Esses magmas são provenientes de fontes SCLM enriquecidas, que foram geradas pela reação metassomática do antigo manto peridotítico cratônico, além de magmas adakíticos e fusão félsica originada da crosta continental subduzida. A segunda geração de magma, por sua vez, reflete semelhanças com os líquidos OIB e composições de isótopos radiogênicos Sr-Nd relativamente empobrecidos, sugerindo sua derivação da fusão parcial das fontes SCLM juvenis. Essas fontes foram geradas por reação metassomática do manto astenosférico, com fusão félsica originada da crosta oceânica subductada. O tempo de duração da primeira atividade magmática registra a duração do afinamento do cráton, devido à subducção plana para oeste da paleoplaca do Pacífico abaixo do NCC.

1.3.3.2 Metacratonização

O termo "metacraton" foi criado por Abdelsalam et al. (2002) para descrever os processos que ocorrem na litosfera inferior subduzida durante a subducção da litosfera continental. Desde então, muitos estudos têm sido realizados para entender as características e a formação dos metacratons. No entanto, é importante destacar que os metacratons são distintos dos cinturões orogênicos típicos. Segundo Liégeois et al. (2013), os principais traços distintivos dos metacratons incluem a ausência de eventos pré-colisionais, a ausência de espessamento litosférico e metamorfismo gerado por subducção, a preservação de terrenos oceânicos pré-colisionais alóctones, abundante magmatismo pós-colisional associado a zonas de cisalhamento, presença de metamorfismo de alta temperatura-baixa pressão associado ao magmatismo pós-colisional, e cinturões orogênicos intracontinentais não relacionados à subducção e ao fechamento de bacias oceânicas (Chen et al., 2012; Liégeois et al., 2013; Sobh et al., 2019).

1.4 Referências:

- Abdelsalam, M. G., Liégeois, J.-P., & Stern, R. J. (2002). The Saharan Metacraton. *Journal of African Earth Sciences*, 34(3), 119–136.
- Anderson DL (1982) Hotspots, polar wander, mesozoic convection and the Geoid. *Nature* 297:391–393
- Bendick, R & Flesch, L. (2007) Reconciling lithospheric deformation and low crustal flow beneath central Tibet. Department of Geosciences, University of Montana. p. 4
- Boggs, S. Jr. (2006). *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*. Prentice-Hall.
- B.B. Brito Neve. (2019). Terrenos tectonoestratigráficos e/ou “Maciços”. *Evolução do conceito e aplicação na Zona Transversal da Província Borborema Terrae Didática*, 15, pp. 1-28
- Bryan, S.E., (2018). Large igneous provinces and silicic large igneous provinces: Progress in our understanding over the last 25 years. *Geological Society of America Bulletin*, 131(5-6), pp.1079-1112.
- Burke K. (2011). Plate tectonics, the Wilson Cycle, and mantle plumes: geodynamics from the top. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 39, 1–29
- Chen, W.P., Hung, S.H., Tseng, T.L., Brudzinski, M., Yang, Z., Nowack, R.L., (2012). Rheology of the continental lithosphere: progress and new perspectives. *Gondwana Research* 21, 4–18
- Condie K.C. (1998). Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection *Earth and Planetary Science Letters*, 163, pp. 97-108
- Dalziel, I. W. D., Mosher, S. L.M. (2000). Gahagan Laurentia-Kalahari collision and the assembly of Rodinia *Journal of Geology*, 108, pp. 499-513
- Dalziel I.W.D. (1992). On the organization of American plates in the Neoproterozoic and the breakout of Laurentia *GSA Today*, 2 (11), pp. 238-241
- Davies, J. H., & von Blanckenburg, F. (1995). Slab Breakoff: A Model of Lithosphere Detachment and Its Test in the magmatism and Deformation of Collisional Orogens. *Earth and Planetary Science Letters*, 129(1-4), 85–102.
- Davies, J. H., Bean, C. J., Schumacher, J. C., & Braitenberg, C. (2009). The Lithosphere-Asthenosphere Boundary in Continental Plateau and Mountain Regions. *Lithos*, 112S(0), 1040–1056.
- Ernst, R. E., & Jowitt, S. M. (2013). Large Igneous Provinces (LIPs) and Metallogeny. In H. D. Holland & K. K. Turekian (Eds.), *Treatise on Geochemistry* (Second Edition) (pp. 293–330). Elsevier.
- Ernst, R.E., Youbi, N., and Jourdan, F. (2015). Large Igneous Provinces (LIPs) and Metallogeny. In: Harff, J., Meschede, M., and Petersen, S. (eds.) *Encyclopedia of Marine Geosciences*. Springer, Dordrecht.
- Ernst, R.E., (2016). Large igneous provinces (LIPs) and their record of continental breakup. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 44, pp.169-201.

- Gorring, M., Kay, S. (2000). Carbonatite metasomatized peridotite xenoliths do sul da Patagônia: implicações para processos litosféricos e magmatismo de planalto Neogene. *Contrib Mineral Petrol* 140 , 55–72.
- Hall, R., (2018). The subduction initiation stage of the Wilson cycle. Geological Society, London, Special Publications 470, 415-437.
- Heron, P.J., Pysklywec, R.N. & Stephenson, R. (2018). Exploring the theory of plate tectonics: the role of mantle lithosphere structure. In: Wilson, R.W., Houseman, G.A., McCaffrey, K.J.W., Doré, A.G. & Buiter, S.J.H. (eds) *Fifty Years of the Wilson Cycle Concept in Plate Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications, 470.
- Heron P.J. (2018). Mantle plumes and mantle dynamics in the Wilson cycle. In: Wilson R.W., Houseman G.A., McCaffrey K.J.W., Doré A.G. & Buiter S.J.H. (eds) *Fifty Years of the Wilson Cycle Concept in Plate Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications, 470.
- Hoffman P.F. (1991). A fuga de Laurentia virou Gondwanaland do avesso? *Ciência*, 252,1409-1412, Lee, C.-T.A., Luffi, P. E. J. (2011). Chin Building and destroying continental mantle *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 39, pp. 59-90
- Li, Z.-X. S., Zhong. (2009). Supercontinent–superplume coupling, true polar wander and plume mobility: plate dominance in whole-mantle tectonics *Phys. Earth Planet. Inter.*, 176, pp. 143-156
- Li, S. G. Y. (2018). Wang Formation time of the big mantle wedge beneath eastern China and a new lithospheric thinning mechanism of the North China Craton—Geodynamic effects of deep recycled carbono *Sci. China Earth Sci.*, 61, pp. 853-868
- Li, Z. X. A., Lee, C. T. A., Peslier, A. H., Lenardic, A., Mackwell, S.J., (2008). Water contents in mantle xenoliths from the Colorado Plateau and vicinity: implications for the mantle rheology and hydration-induced thinning of continental lithosphere *J. Geophys. Res.*, 113
- Liégeois, J. P., Abdesalam, M. G., Ennih, A. N., (2013). Ouabadi Metacraton: nature, genesis and behavior *Gondwana Research*, 23, pp. 220-237
- Lu, L.Z., Xu, X.C., Liu, F.L. (1996). Early Precambrian Khondalite Series of North China Changchun Publishing House Changchun, pp. 1-272
- Lui, J., Wu, Z., Fan, J., Chen, H., Xu, H., Liu, J., & Wang, H. (2019). Two phases of destruction for the North China Craton: Evidence from the Paleozoic magmatism in the western part. *Earth-Science Reviews*, 198, 102940.
- Lundin E.R. & Doré A.G. (2018). Non-Wilsonian break-up predisposed by transforms: examples from the North Atlantic and Arctic. In: Wilson R.W., Houseman G.A., McCaffrey K.J.W., Doré A.G. & Buiter S.J.H. (eds) *Fifty Years of the Wilson Cycle Concept in Plate Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications, 470.
- Manatschal G., Lavie L. & Chenin P. (2015). The role of inheritance in structuring hyperextended rift systems: some considerations based on observations and numerical modelling. *Gondwana Research*, 27, 140–164,
- Menzies, M. A., Fan, W. M., Zhang, M. (1993). Paleozoic and Cenozoic lithoprobes and the loss of >120 km of Archean lithosphere, Sino-Korean craton, China H.M. Prichard, H.M. Alabaster, T. Harris, C.R. Neary (Eds.), *Magmatic Processes and Plate Tectonics*, Geological Society, London, pp. 71-81

- Moores, E. M., & Twiss, R. J. (2011). *Tectonics*. W. H. Freeman
- Murphy J.B. & Nance R.D. (2003). Os supercontinentes são introvertidos ou extrovertidos?
- Murphy J.B., Gutierrez-Alonso G., Nance R.D., Fernandez-Suarez J., Keppie J.D., Quesada C., Strachan R.A., Dostal J. (2006). Origin of the Rheic Ocean: rifting along a Neoproterozoic suture? *Geology*, 34, pp. 325-328
- Nance R.D. & Murphy J.B. (2018). Supercontinents and the case for Pannotia. In: Wilson R.W., Houseman G.A., McCaffrey K.J.W., Doré A.G. & Buitter S.J.H. (eds) *Fifty Years of the Wilson Cycle Concept in Plate*
- Nance, R.D., Worsley, T.R. & Moody, J.B. (1986). Post- Archean biogeochemical cycles and long-term episodicity in tectonic processes. *Geology*, 14, 514–518.
- Nance R.D., Worsley T.R. & Moody J.B. (1988). The supercontinent cycle. *Scientific American*, 256, 72–79
- Nance R.D., Murphy J.B. & Santosh M. (2013). The supercontinent cycle: a retrospective essay. *Gondwana Research*, 25, 4–29,
- Park R.G & Jaroszewski W. (1994). Craton Tectonics, Stress and Seismicity. In: P.L. Hancock (ed.) *Continental Deformation*. Pergamon Press, England, 200-222.
- Pollack, H. N., & Chapman, D. S., (1977). On the regional variation of heat flow, geotherms, and lithospheric thickness. *Tectonophysics* 38, 279-96.
- Rogers, J.J.W. & Santosh, M. (2002). Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic supercontinent. *Gondwana Research*, 5, 5–22.
- Schoene, B., Samperton, K.M., Eddy, M.P., Keller, B.G., Adrain, J.M., Baranyi, V., Bates, N., Bicknell, L.S., DeBono, A., Bellizio, B. and Bonamici, C.E., (2014). U-Pb geochronology of the Deccan Traps and relation to the end-Cretaceous mass extinction. *Science*, 347(6218), pp.182-184.
- Sobh, M.; Ebbing, J.; Mansa, A. H.; Götze, H.-J.; Emry, E. L.; Abdelsalam, M. G. (2020). The Lithospheric Structure of the Saharan Metacraton From 3-D Integrated Geophysical-Petrological Modeling. *Journal of Geophysical Research*, v. 125
- Stern, R. J., Gerya, T., (2018). Subduction initiation in nature and models: A review. *Tectonophysics* 746, 173–198.
- Stern, R.J., (2018). The evolution of plate tectonics. *Phil. Trans. R. Soc. A* 376:20120406.
- Thomas W.A. (2018). Tectonic inheritance at multiple scales during more than two complete Wilson cycles recorded in eastern North
- Wang, K., Zhao, L., Xu, X.B. (2018). Yang Heterogeneous destruction of the North China Craton: coupled constraints from seismology and geodynamic numerical modeling *Sci. China Earth Sci.*, 61, pp. 515-526
- Wilson J.T. (1963). Uma possível origem das ilhas havaianas. *Canadian Journal of Physics*, 41 , 863 – 870

- Worsley T.R., Nance R.D. & Moody J.B. (1984). Global tectonics and eustasy for the past 2 billion years. *Marine Geology*, 58, 373–400
- Wu, C., Zhou, Z., Zuza, A. V., Wang, G., Liu, C., & Jiang, T. (2018). A 1.9-Ga mélange along the northern margin of the North China craton: Implications for the assembly of Columbia supercontinent. *Tectonics*, 37, 3610–3646.
- Wu, F. Y., Yang, J. H., Xu, Y. G., Wilde, S.A. (2019). Walker Destruction of the North China Craton in the Mesozoic *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 47, pp. 173-195
- Yang, X. Z., Deloule, E., Xia, Q. K., Fan, Q. C., Feng, M. (2008). Water contrast between Precambrian and Phanerozoic continental lower crust in eastern China *J. Geophys. Res.*, 113,
- Zhang, N., Song, X., Li, X., Li, H., Li, Y., Li, Z., and Li, X. (2019). Assembly and fragmentation of the supercontinent Pangea. *Earth-Science Reviews*, 191, 380-398.
- Zhao, G. C., Sun, M., Wilde, S. A., Li, S. Z. (2005). Late Archean to Paleoproterozoic evolution of the North China Craton: key issues revisited *Precambrian Res.*, 136, pp. 177-202
- Zheng YF, Xu Z, Zhao ZF, Dai LQ. (2018). Mesozoic mafic magmatism in North China: implications for thinning and destruction of cratonic lithosphere. *Sci. China Earth Sci.* 61:353–85
- Zhong, N. Zhang, Z.-X. Li, J.H. Roberts. (2007). Supercontinent cycles, true polar wander, and very long-wavelength mantle convection *Earth Planet. Sci. Lett.*, 261, pp. 551-564, 10.1016/j.epsl.2007.07.049
- Zhu, R. X., Zheng, T.Y. (2009). Destruction geodynamics of the North China Craton and its Paleoproterozoic plate tectonics *Chinese Science Bulletin*, 54, pp. 3354-3366
- Zhu, R. X., Chen, L., Wu, F.Y. (2011). Timing, Scale and Mechanism of the Destruction of the North China Craton vol. 54, pp. 789-797
- Zhu, R. X., Zhang, H. F., Zhu, G., Meng, Q. Fan, H. R., Yang, J. H., Wu F. Y., Zhang, Z. Y., Zheng, T. Y. (2017). Craton destruction and related resources *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch)*, 106 pp. 2233-2257
- Zhu, G., Liu, C., Gu, S. Y.J. Su N. (2018). Oceanic plate subduction history in the western Pacific: constraint from late Mesozoic evolution of the Tan-Lu Fault Zone *Sci. China Earth Sci.*, 61, pp. 386-405

CAPÍTULO 2

2 TECTONIC EVOLUTION OF THE NORTHWESTERN SÃO FRANCISCO CRATON: INFLUENCE OF PETROGENETIC PROXIMITY OF CRYSTALLINE BASEMENT ROCKS ON CURRENT CONFIGURATION

2.1 Introdução

A construção de um supercontinente é, em grande parte, resultado da interação convergente de placas litosféricas e fenômenos de orogenia, que se inicia pelo consumo da litosfera oceânica, via processo de subducção e, conseqüentemente, desenvolve todo um sistema de arcos intra-oceânicos, arcos-continentais, incluindo arcos remanescentes, bacias de trincheira, fore-arc e back-arc (Nance et al., 1988, 2013; Nance & Murphy, 2018; Heron, 2018).

Por sua vez, o prosseguimento do processo de subducção, quando instalado na margem continental, origina orógenos acrescionais e, comumente, adiciona elementos alóctones - fragmentos de crosta continental já evoluída (tectonicamente estável ou retrabalhada) - e rochas de natureza estritamente juvenil, originadas em ambientes de fusão mantélica, como os ambientes tipo MORB (representado por magmas básicos e ultrabásicos da crosta oceânica - ofiolitos e platôs oceânicos - *komatiites*), e os ambientes tipo arcos intra-oceânicos, este o principal responsável pelo crescimento crustal, via incorporação de material juvenil de composição granítica (Cawood et al., 2012).

Durante a consolidação da construção de um supercontinente, a duplicação das camadas da litosfera leva a aumento da temperatura e fusão parcial da crosta orogênica, resultando em crosta termicamente estável que dá origem a rochas graníticas potássicas e ultrapotássicas, e uma raiz de manto refratário. Esse processo também causa acentuada diferenciação geoquímica *in situ* da litosfera continental, retirando do manto elementos incompatíveis produtores de calor e levando-os para a superfície (Sandiford & McLaren, 2002; Johnson et al., 2017).

A estratificação da litosfera e os elementos produtores de calor são importantes para a estabilização tectônica de longo prazo da crosta continental, ou cratonização. Embora os modelos para a origem das rochas graníticas geralmente se refiram ao Arqueano, vários processos como delaminação litosférica, espessamento crustal, acreção-colisão e processos de zona de subducção atribuídos à tectônica de placas permitem abranger temporalidade desses processos para além do Arqueano (Sandiford & McLaren, 2002; Ramos et al., 2014; Johnson et al., 2017; Hawkesworth et al., 2017; Rowe et al., 2022; Almeida et al., 2013; Laurent et al., 2014;).

A petrogênese de uma rocha pode ser entendida em relação ao tempo de extração do material mantélico, usando as razões de isótopos Sm-Nd e o método U-Pb em zircão para calcular os parâmetros de $\epsilon_{Nd}(t)$. Isso pode ser mapeado para caracterizar as faixas de crescimento ao redor de um núcleo cratônico mais antigo, que são dobradas e espessadas durante o processo de subducção e acumulação de material do arco ao longo da margem (Hawkesworth et al., 2013; Ferreira et al., 2020).

O fechamento de sistemas de subducção em grande escala resulta no desenvolvimento de orógenos colisionais, que podem apresentar variações na borda das placas, levando a interações oblíquas, escape lateral e processos transpressionais (Lundin & Doré, 2018). Durante os ápices do regime convergente - colisão -, ocorrem recristalizações em fácies granulito e eclogito, que datam o período de fusão do novo supercontinente (Worsley et al., 1984; Nance et al., 1986; Hoffman, 1991; Dalziel, 1992; Condie, 1998; Dalziel et al., 2000; Roger & Santos, 2002; Burke, 2011; Nance et al., 2013).

Após a orogenia, as forças tectônicas cessam e a crosta se torna instável, resultando no colapso pós-orogênico, que é uma fase crucial do Ciclo de Wilson (Selverstone, 2005; Dai et al., 2017). As plumas mantélicas têm relação estreita com a instabilidade tectônica devido à presença frequente de LIPs e diques de origem mantélica associados a processos de tafrogênese, que acompanham os regimes divergentes (Klausen, 2020 e referências ali contidas). A subducção e as plumas operam em sistema de *feedback*, influenciando o movimento das placas e gerando plumas, respectivamente (Li & Zhong, 2009). O reposicionamento das zonas de subducção pode resultar no desenvolvimento de plumas profundas do manto inferior durante o ciclo do supercontinente (Zhong et al., 2007).

Quando uma pluma se desenvolve abaixo de um supercontinente, a ruptura é favorecida em regiões anisotrópicas que apresentem heranças tectônicas e diferenças significativas na crosta em termos de espessura, temperatura e reologia. As bordas de crátons recém-convertidas acumulam fraquezas dos ciclos anteriores de crescimento e podem ser afetadas pela deformação durante a evolução dos processos de tafrogênese em um supercontinente, levando à fissão e formação de um grande oceano (Veeraswamy & Raval, 2004; Murphy et al., 2006; Manatschal et al., 2015; Thomas, 2018; Ichikawa et al., 2013).

Recentemente, processos geodinâmicos têm chamado a atenção da comunidade científica por sua capacidade de reduzir ou destruir a estabilidade cratônica. Esses

processos incluem a remoção do manto litosférico subcontinental por meios mecânicos (via delaminação) ou químicos (hidratação, metassomatismo e oxirredução). Esses processos podem agir isoladamente ou em combinação, reduzindo a espessura do manto litosférico subcontinental e causando metacratonização e/ou descratonização (Menzies et al., 1993; Zhu et al., 2011, 2017; Liegeois et al., 2013; Zheng & Dai, 2018; Zheng et al., 2018; Wang et al., 2018; Wu et al., 2018, 2019; Lui et al., 2019). A hidratação do manto induz processos de descratonização, que removem lascas cratônicas e as convertem em *basement inliers* durante *flat subduction* (Wu et al., 2018).

Já durante as colisões continentais, os processos de metacratonização ocorrem na margem cratônica, que pode ser retrabalhada parcialmente para gerar tratos continentais que não são mais cratônicos, mas também não são orógenos típicos (Liegeois et al., 2013; Ganade et al., 2021). Evidências como magmatismo félsico e deformação dúctil em grande escala podem indicar um processo de desconfiguração das características cratônicas (Sengör, 2018; Abdelsalam et al., 2002; Bendick & Flesch, 2007; Wu et al., 2018; Lui et al., 2019). É importante notar que a presença de zonas de fraqueza mecânica é requisito para permitir a instalação de um orógeno intracontinental, com o desenvolvimento de grandes zonas de cisalhamento no interior e nas bordas dos crátons (Raimondo et al., 2014).

A Plataforma Sul-Americana possui núcleos pré-cambrianos divididos em crátons e faixas móveis. Os crátons não mostram retrabalhamento da Orogenia Brasileira/Pan-Africana em seu interior, enquanto a porção retrabalhada foi convertida em cinturões orogênicos brasileiros que agrupam fragmentos menores do embasamento pré-cambriano conhecidos como *inliers* (Hasui 2012; Alkmim, 2004; Brito Neves, 2019; Brito Neves & Fuck 2014; Brito Neves et al., 2021).

Este estudo tem como foco a borda NW da Paleoplaca São Francisco, que une o Cráton do São Francisco com suas margens externas retrabalhadas na Orogenia Brasileira (Figura 1). A falta de dados paleomagnéticos questiona a reconstrução de vários cenários paleogeográficos pré-Rodinia propostos para a Paleo Placa São Francisco. O modelo teórico de Teixeira et al. (2019) sugere que a produção de crosta juvenil e os cinturões com granitóides granulíticos entre 2,15 e 1,9 Ga são o principal elo entre diversos crátons e províncias, baseado em correlações de unidades geológicas/metalogenéticas.

Para compreender as estruturas presentes no CSF - Alto de Correntina e em sua margem cratônica, região de Mansidão-Júlio Borges, o estudo utiliza dados inéditos de U-Pb, Sm-Nd e $\epsilon_{Nd}(t)$, combinados com mapeamento geológico e mapas magnéticos

geofísicos. As novas evidências são importantes para entender se a evolução da região é atribuída a placas distintas ou se faz parte de uma mesma placa que foi descratonizada.

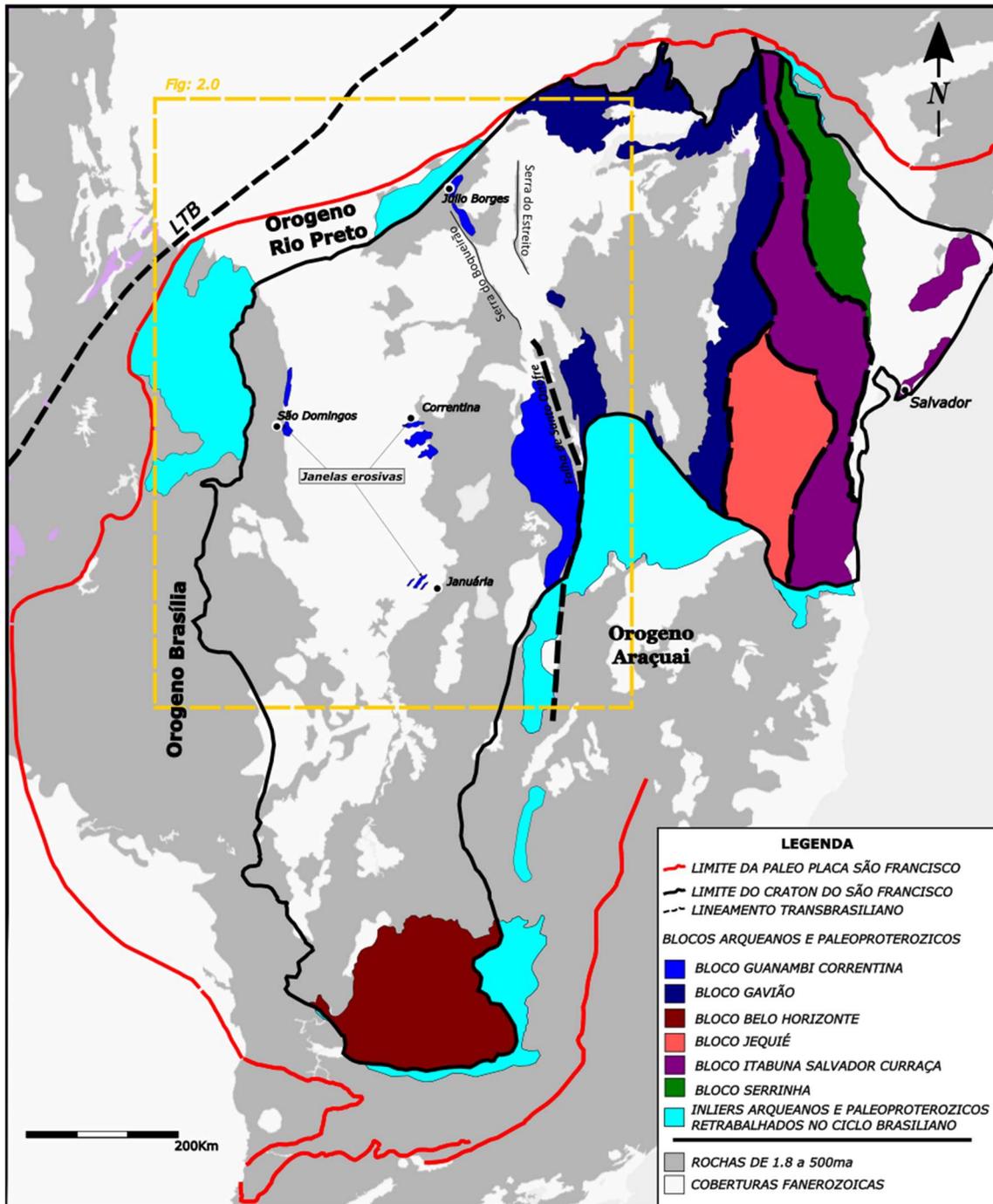


Figura 1: Paleoplaca São Francisco com seus respectivos blocos arqueanos e paleoproterozóicos segundo Barbosa et al. (2020). Limites do Cráton do São Francisco (Almeida et al., 1981) adaptado do trabalho de Cruz et al. (2016).

Configurações regionais

2.1.1 *Cráton do São Francisco (CSF)*

O Cráton do São Francisco, segundo Almeida (1977) e Almeida et al. (1981), (Figura 1), é situado no setor oriental do Brasil como unidade tectônica da Plataforma Sul-Americana, amalgamada durante eventos termotectônicos do Sideriano ao Orosiriano (ca. 2,4–2,0 Ga) (Barbosa & Sabaté, 2002, 2004) e bordejada por cinturões orogênicos neoproterozóicos (Almeida, 1977; Trompette et al., 1992; Alkmim, 2004).

Na porção setentrional do cráton podem ser indentificados quatro distintos blocos crustais de idade arqueana-paleoproterozóica: Bloco Gavião, Bloco Jequié, Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá e Bloco Serrinha (Barbosa & Sabaté, 2002) e mais dois distintos domínios orogênicos: domínio orogênico oeste da Bahia, representado por expressivo magmatismo sideriano-orosiriano de afinidade cálcio-alcalina a alcalina (Cruz et al., 2016) e o domínio orogênico leste da Bahia, formado basicamente de granulitos tonalítico-trondhjemíticos e intrusões de monzonitos-monzodioritos, deformados e re-equilibrados no fácies granulito, caracterizado como orógeno colisional (Barbosa & Sabaté, 2002, 2004; Barbosa et al., 2012).

O Bloco Gavião é considerado por alguns autores (Cordani, 1973; Almeida et al., 1981), como o maior bloco do CSF, sendo inicialmente interpretado como um cráton à parte do CSF. No entanto, tentativas de dividir o Bloco Gavião em blocos arqueanos e paleoproterozóicos menores são dificultadas pela falta de vínculos físicos, devido à grande cobertura existente a oeste, na Bacia do São Francisco (Reis et al., 2017).

Alguns autores, como Mascarenhas (1979), Brito Neves et al. (1980), Barbosa e Dominguez (1996), Rosa (1999), Arcanjo et al. (2000), Barbosa et al. (2020, 2021), sugerem a existência de um possível cinturão móvel a oeste da estrutura da Falha de Santo Onofre, que é interpretada como uma paleosutura orosiriana que marca a colisão entre o Bloco Gavião e o Bloco Guanambi-Correntina, localizado a oeste da Falha de Santo Onofre e do Espinhaço setentrional Padilha et al. (2019)

É importante destacar que vários autores, como Cruz et al. (2016), Aguilar et al. (2017), Degler et al. (2018) e Neves (2021), mantêm a coerência de um grande Bloco Gavião, uma vez que o suposto cinturão no oeste do CSF precisa ser melhor caracterizado.

É importante esclarecer que, neste trabalho, o nome Bloco Guanambi-Correntina será utilizado para referir as unidades de embasamento localizadas a oeste da Serra do Espinhaço setentrional, independentemente de fazerem parte do Bloco Gavião ou de serem um bloco à parte, chamado Guanambi-Correntina. Essa definição baseia-se em

critérios de abrangência geográfica e não em qualquer modelo preestabelecido na literatura, já que a questão ainda é objeto de discussão entre especialistas.

2.1.1.1 O Bloco Guanambi-Correntina

O Bloco Guanambi-Correntina tem sua porção mais representativa e estudada exposta a leste do Rio São Francisco. Compreende os complexos arqueanos Favelândia e Santa Izabel, constituídos por gnaisses migmatíticos de composição TTG, rochas félsicas cálcio-alcalinas e granitoides de alto K. Sobre essas rochas, importantes bacias paleoproterozóicas foram preenchidas em ambiente de arco magmático, como o *greenstone belt* Riacho de Santana (Moutinho da Costa *et al.*, 1976; Portela *et al.*, 1976; Arcanjo *et al.*, 2000) e a Sequência Metavulcanossedimentar Urandi (Figueiredo *et al.*, 2013), de orientação N-S, com expressivo retrabalhamento no Riaciano-Orosiriano (Silveira & Garrido, 2000; Arcanjo *et al.*, 2005; Barbosa *et al.*, 2013; Figueiredo *et al.*, 2013; Medeiros *et al.*, 2017). Posteriormente, ocorreu intenso plutonismo peraluminoso e metaluminoso de granitoides alcalinos ultrapotássicos, shoshoníticos, representados pelo Batólito Monzo-Sienítico Guanambi-Urandi e suas intrusões tardias (granitoides Estreito, Ceraíma e Cara Suja), que intrudem os complexos arqueanos e bacias paleoproterozoicas (Leahy *et al.*, 1998; Rosa, 1999; Paim, 1998; Paim *et al.*, 1998; Arcanjo *et al.*, 2000, 2005).

Os dados geocronológicos K-Ar e Rb-Sr (Távora *et al.*, 1967; Jardim de Sá *et al.*, 1976; Mascarenhas & Garcia, 1989), bem como dados U-Pb (monozircão, Laser Ablation), Pb-Pb (zircão, Laser Ablation), Pb-Pb (monozircão) (Rosa *et al.*, 1999, 2000) e Rb-Sr (rocha total), registram idade de cristalização em torno de 2.0 Ga. O caráter shoshonítico das intrusões tardias do Batólito Monzo-Sienítico Guanambi-Urandi, somado aos dados de geoquímica isotópica e valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ fortemente negativos (-7,42 a -10,61) com razões iniciais de estrôncio entre 0,704 e 0,707, apontam para gênese relacionada a manto metassomatizado (Rosa, 1999; Barbosa *et al.*, 2020, 2021).

A oeste do Rio São Francisco exposições de rochas do embasamento mais antigas que 1.8 Ga são mais restritas e menos estudadas. As encontradas a norte pertencem ao domínio geológico Mansidão-Júlio Borges que, a depender da delimitação utilizada para o contorno do CSF, pode ser considerado embasamento da Faixa Rio Preto (Egydio-Silva, 1987; Caxito *et al.*, 2010, 2014; Hasui, 2012) (Figura 2, 3; Tabela 1). Independente da

configuração do limite utilizado para o CSF, todos os modelos são unânimes em interpretar a região como margem cratônica.

A presença de rochas do embasamento na porção centro-oeste da Bacia do São Francisco é observada em três importantes janelas erosivas: Correntina-Coribe, Januária e São Domingos. A janela de Correntina-Coribe está localizada no alto de Correntina, a de Januária no alto de Januária e a de São Domingos a oeste do alto de Correntina (Figura 2, 3; Tabela 1). Essas regiões são de grande relevância científica, pois permitem a exposição do embasamento cristalino do CSF em seu setor NW, possibilitando estudos geológicos que contribuem para a compreensão da história geológica da região.

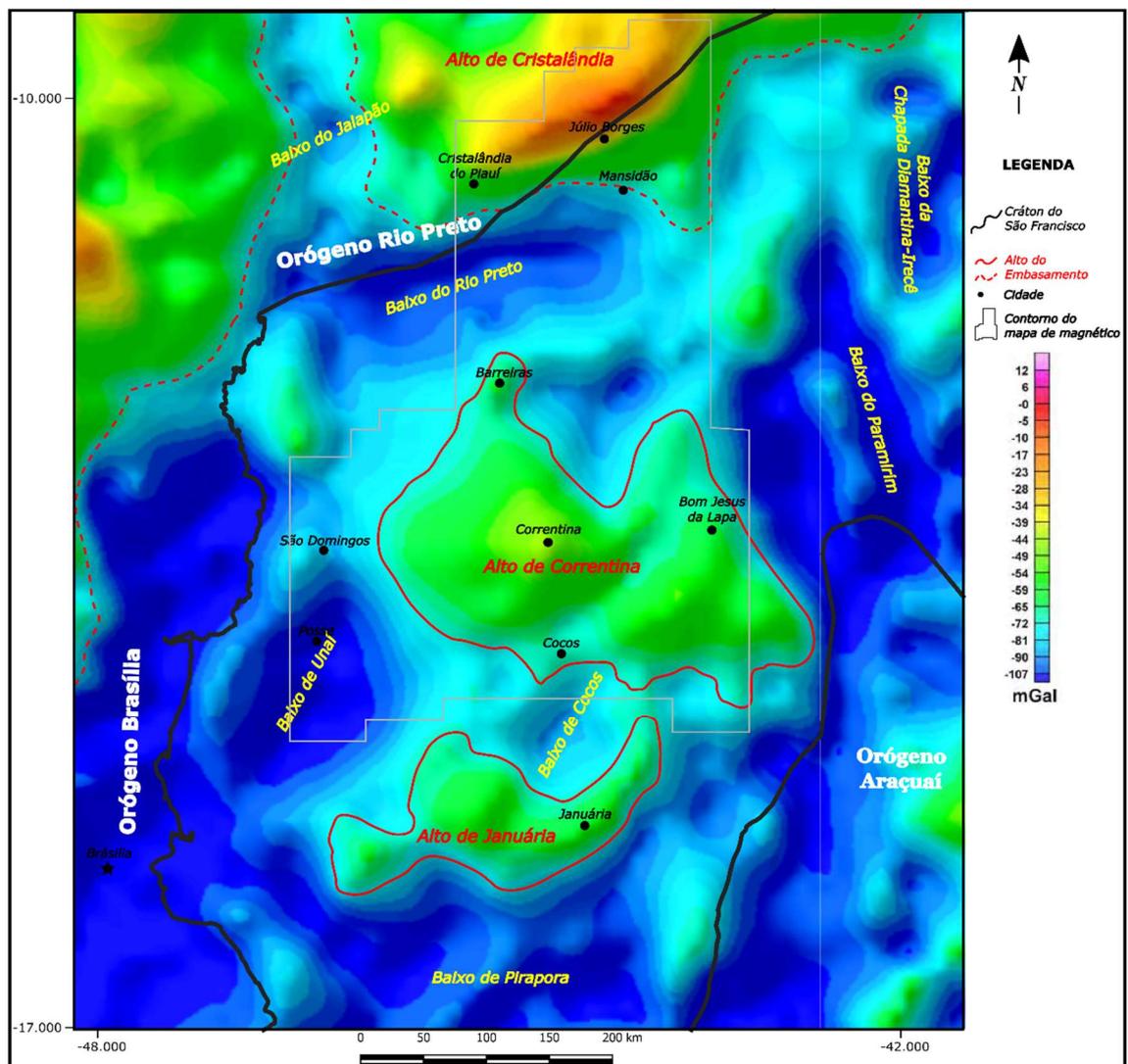


Figura 2: Interpretação geofísica gravimétrica dos principais altos do embasamento e *inliers* marginais do setor NW do Cráton do São Francisco. Fonte da imagens de anomalia Bouguer – Serviço Geológico do Brasil - SGB - CPRM. Interpretação Geofísica dos Principais Domínios Tectônicos Brasileiros mapa

(Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras, 2ª ed., 2014). Interpretações para os baixos estruturais obtida em Reis (2011). Interpretações para os altos estruturais Projeto BRAFRAN de (Holz et al., 2014).

As rochas que compõem o embasamento do domínio geológico Mansidão-Júlio Borges ocorrem entre as serras do Boqueirão e do Estreito e foram, inicialmente, agrupadas no Complexo Gnáissico-Migmatítico, de idade arqueana-paleoproterozoica (Arcanjo & Braz Filho, 2001). Atualmente, essa associação de rochas está subdividida e representada pelos complexos Cristalândia do Piauí e Júlio Borges, além dos granitoides de Mansidão, Volta Grande e Mulungu (Arcanjo & Braz Filho, 2001; Aquino & Batista, 2011; Sousa et al., 2017).

O Complexo Cristalândia do Piauí é composto por gnaiesses orto- e paraderivados, geralmente migmatizados, com esparsas lentes de rochas metaultramáficas e formações ferríferas, com pico metamórfico em fácies anfíbolito, retrometamorfizados em fácies xisto-verde (Egydio-Silva, 1987). O Complexo Júlio Borges foi definido por Aquino & Batista (2011), compreendendo um grupo de rochas representadas por ortognaisses de composição diorítica-tonalítica, associados a enclaves máfico-ultramáficos extremamente alongados. As rochas dos granitoides Mansidão e Volta Grande foram definidas como metamonzogranitos e, subordinadamente, metagranodioritos e/ou metatonalitos, deformados em fácies anfíbolito (Arcanjo & Braz Filho, 2001; Aquino & Batista, 2011; Sousa et al., 2017). Já o Granitoide Mulungu é composto por rochas gnáissicas de composição granodiorítica a tonalítica, de caráter cálcio-alcálico, com idade de cristalização orosiriana (2,02 Ga). A Suíte Alcalina Serra do Meio (Plá Cid *et al.*, 2000), com idade de 2,01 Ga, é composta por granitos metaluminosos e peralcalinos, com quartzo sienitos associados, sendo interpretada como do tipo anorogênica e deformada durante a Orogenia Brasileira (0,65–0,52 Ga).

A janela erosiva de Correntina-Coribe (Figura 3) é caracterizada como a região dos vales fluviais dos rios que integram a bacia hidrográfica do Rio Corrente, com exposições das seguintes unidades litoestratigráficas: O embasamento compreende o Complexo Gnáissico-Migmatítico Correntina, com ortognaisses e migmatitos com composição de tonalito, monzonito, quartzo monzonito, monzogranito e sienogranito (Moraes Filho, 1997; D'ávila e Kuyumjian, 2005; Reis, 2013; Santos, 2014; Barbosa et al., 2021). A Sequência Metavulcanossedimentar Extrema é composta por filitos, xistos e quartzitos deformados e submetidos a metamorfismo de fácies xisto verde, com foliação predominante nos xistos e filitos, geralmente posicionada no Paleoproterozoico (D'ávila

& Kuyumjian, 2005). A Suíte Intrusiva Correntina, recentemente renomeada de suíte Rio Corrente (Barbosa et al., 2020), é representada por corpos ígneos de composição intermediária e ácida, diferenciados em monzogranitos, sienogranitos, sienodioritos e sienitos. Análises litogeoquímicas (Rosa, 1999; Morais Filho, 1997; Pinho & Reis, 2019; Barbosa et al., 2020, 2021) classificam essas rochas como ultrapotássicas da série shoshonítica.

A janela erosiva de Januária fica na borda sul da Bacia do São Francisco (Figura 3) e expõe as rochas do Complexo Januária, caracterizadas como infracrustais deformadas, oriundas de crosta TTG arqueana, representadas por gnaisses e migmatitos, rochas ígneas indeformadas, de composição granodiorítica, monzogranítica, sienogranítica e monzonítica, e diques máficos do enxame Januária, interpretados como manifestações de magmatismo básico anorogênico (Rezende et al., 2018). Já a Janela erosiva de São Domingos fica na borda oeste da Bacia do São Francisco (Figura 3). Nela afloram rochas metamórficas de alto grau, gnaisses e migmatitos de composição granodiorítica e granítica, rochas metamórficas de baixo grau da Sequência Metavulcanossedimentar São Domingos, de facies xisto verde, em que se intercalam rochas de vulcanismo bimodal e grande variedade de sedimentos terrígenos. Por último, ocorrem rochas intrusivas ígneas, na forma de plutons e diques de granitoides e rochas básicas e ultrabásicas. Geoquimicamente, os granitoides são classificados como metaluminosos, calci-alcalinos, gerados em ambiente tectônico de arco vulcânico e sin-colisionais (D'ávila & Kuyumjian, 2005). Dados geocronológicos preliminares usando método U-Pb em zircão indicam idades de 590 Ma (Dantas et al., 2010).

Dos diversos orógenos marginais neoproterozoicos que circundam o CSF, são os orógenos Rio Preto e Brasília que fazem limite a noroeste (Figura 2, 3; Tabela 2). O Orógeno Rio Preto bordeja o CSF em sua margem noroeste (Jardim de Sá & Hackspacher, 1980; Egydio-Silva, 1987; Delgado, 2003; Aquino & Batista, 2011) e tem como embasamento as seguintes unidades tectono-estratigráficas:

- associações tipo TTG do Complexo Brejinho (Aquino & Batista, 2011; Barros et al., 2020), representando núcleo arqueano, contendo registro da idade de cristalização mais antiga encontrada na região, com cerca de 3.19 Ga;
- sequência tipo *greenstone belt*, com as rochas máficas e ultramáficas e metassedimentares da Sequência Riacho do Alecrim;

- intrusões de plutons de alto-K, com rochas ortoderivadas potássicas de 2.6 Ga, compostas por gnaisses milonitizados de composição sienogranítica, ricos em magnetita, denominados de Verede-Parain.

O Complexo Cristalândia do Piauí é composto por gnaisses orto- e paraderivados, geralmente migmatizados, com esparsas lentes de rochas metaultramáficas e formações ferríferas, com pico metamórfico em fácies anfíbolito, retrometamorfisados em fácies xisto-verde (Egydio-Silva, 1987; Arcanjo & Braz Filho, 1994; Aquino & Batista, 2011). Plútons pós-orogênicos orosirianos, representados pelo corpo de ortogneisses Jacu, com idade de 2,02 Ga e por metaplutônicas milonitizadas, de predominância alcalina, ocorrem em meio às rochas do Complexo Cristalândia do Piauí. A colocação dos diques da Fazenda Realeza é relacionada à extensão crustal ligada às fases finais de orogenia riaciana-orosiriana. O Pluton Caraibas inclui rochas leucocráticas porfíricas de composições monzograníticas a granodioríticas, com idade de 2,1 Ga e valores tipicamente crustais de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ e $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (Figura 13A), com idades T_{DM} entre 3,06 e 3,59 Ga, indicando extensa residência crustal. Há ocorrências também de intrusões alcalinas de idades neoproterozóicas, representadas pelas suítes Serra da Pintada e Algodões (Aquino e Batista, 2011).

Segundo Brito Neves & Fuck (2013), a área estaria disposta no entorno de núcleos cratônicos brasileiros, sendo este um bloco de maciços de embasamento com enfático retrabalhamento neoproterozóico. O bloco em questão foi batizado de Bloco Cristalândia do Piauí (Barros et al., 2020) (Tabela 2.0). O limite noroeste do CSF com o Orógeno Brasília se dá pelo Bloco Almas-Conceição do Tocantins. Compreende complexo TTG, com gnaisses migmatíticos paleoproterozoicos ortoderivados de composição granodiorítica a tonalítica, circundados por *greenstone belts* (Cruz et al. 2003; Fuck et al., 2014; Martins Ferreira et al., 2020). O metamorfismo encontrado nessas rochas é de fácies anfíbolito e é interpretado como resultado de eventos acrecionários do Paleoproterozóico, enquanto o retrometamorfismo em facies xisto verde é associado à Orogenia Brasileira no Neoproterozóico.

Domínio geológico	Unidade geológica	Idade U-Pb; Pb-Pb Ga	Sm-Nd (TDM) Ga	eNd(t)	Características litogeoquímicas	Ambiente Geotectônico Interpretado	Referências
MANSIDÃO - JÚLIO BORGES	Serra do Meio	2.01 metamorfismo 0.65 e 0.52			Alcalina, Peraluminoso e Peralcalino	Intraplaca continental	(Plá Cid et al., 2000)
	Mulungu	2.02	2.13	1.89		Margem continental ativa, com subducção de uma placa oceânica sob uma placa continental	Aquino & Batista (2011); *este trabalho
	Mansidão	2.10; 2.11			Calc-Alcalina	Arco vulcânico colisional sintectônico	Sousa et al. (2017)
	Volta Grande	2.18; 2.13	2.24	2.17	Calc-Alcalina, calcoalcalina	Margem continental ativa, sincolisionais a tardi-orogênicos	Aquino (2014); este trabalho
	Complexo Julio Borges	2.16; 2.18	2.3	2.09	Subalcalina cálcio-alcálica intermediária e ácida; transicionais entre basaltos cálcio-alcálicos e basaltos toleíticos	Arco vulcânico pré-colisional; zonas de colisão	Aquino (2014); este trabalho; Sousa et al. (2017)
	Complexo Cristândia do Piauí	2.16; 2.17	2.28 ; 2.15	3.36	Cálcio-alcálico		este trabalho
JANELA EROSIVA JANUÁRIA	Exame Januária	*1.81				Magmatismo básico anorogênico	Rezende et al. 2018
	Complexo Januária Intrusivas graníticas	*1.92 a 1.90; 2.17 a 2.15 *2.12			Peraluminosas, cálcio-alcálicas de alto potássio	Margem continental ativa, com subducção de uma placa oceânica sob uma placa continental; Granito pós colisional	Rezende et al. 2018 Guacanimi et al. 2019

	Complexo Januária embasamento	2.71			Cálcio-alcálico		Pereira 2007
JANELA EROSIVA SÃO DOMINGOS	Intrusões Córrego dos Gerais	0.54	2.5 a 2.0		Calci-alcálico, Peraaluminos	Arco - intra-océânicos	Dávila & Kuyumjian (2005); (Dantas et al., 2010)
	Intrusões São Domingos	0.6	2.5 a 2.0		Calci-alcálico, Metaaluminos	Arco - intra-océânicos	Dávila & Kuyumjian (2005); (Dantas et al., 2010)
	Embasamento sialico		2.5				Dávila & Kuyumjian (2005); Teixeira et al., 1982, Farias et al., 1986
JANELA EROSIVA CORRENTINA CORRIBE	Suíte Rio Corrente	2.07; 2.19 a 2.18	2.5; 2.32 a 2.24		Cálcio-alcálica a álcali-cálica Shoshonítica	Transição pós-colisão em direção a um regime extensional	Rosa et al. (1996); Moraes Filho (1997); Dávila & Kuyumjian (2005); Pinho & Reis (2019) e Guedes et at., 2019; este trabalho

	Complexo Gnáissico Correntina	2.19 a 2.11	2.4 a 2.1	(-4,5 a +4,1); (+1.89 a +0.16)	Bimodal subalcalina, cálcio-alcalino de caráter metaluminoso a peraluminoso	orogênese de colisão	Andrade et al., 1982; Moraes Filho (1997); Sato (1998); Dávila & Kuyumjian (2005); Pinho & Reis (2019) e Guedes et al., 2021; este trabalho
--	-------------------------------	-------------	-----------	--------------------------------	---	----------------------	---

Tabela 1– Principais unidades, características e síntese dos dados geocronológicos, isotópicoslitogeoquímicos dos domínios geológicos do embasamento do Orógeno Rio Preto que ocorrem a oeste do rio São Francisco no CSF. *idades em monazita, demais idades U-Pb e Pb-Pb em zircão.

Domínio geológico	Unidade geológica	Idade U-Pb; Pb-Pb Ga	Sm-Nd (TDM) Ga	eNd(t)	Lu-Hf (TDM) Ga	eHf(t)	Características litogeoquímicas	Ambiente Geotectônico Interpretado	Referências
CRISTALÂNDIA DO PIAUÍ	Algodões						Intrusões graníticas alcalinas	Ambiente anorogênico	Aquino & Batista (2011)
	Serra da Pintada	0.969					Intrusões graníticas alcalinas	Ambiente anorogênico	Aquino & Batista (2011)
	Urucu	Cristalização 2.22 metamorfismo 1.99			3.15 a 2.64	1.5-5.78	Cálcio-alcálico e alcalino-cálcico	Subducção com formação de zona de acreção e fusão parcial do manto para formação do magmacrustal	Sousa et al. (2017)
	Caraibas	2.09			3.59 a 3.06	-6.21 15.02	Série cálcio-alcálica	Margem continental convergente, com influência de processos de subducção e fusão crustal	Carvalho et al., 2019
	Fazenda Realeza	2.07			2.79 a 2.23	4.48 a-3.23		Extensão crustal durante a orogenia final	Barros et al. 2020
	Jacu	2.02	2.55 a 2.47	-3.15-3.84	3.12 a 2.83	-3.68 -9.53	Série alcalina	Margem continental convergente, com influência de processos de subducção e fusão crustal	Sousa et al. (2017)
	Verede Parain	Cristalização 2.6 metamorfismo 2.1			4.32 a 3.78	-10,37 -19,54	Série cálcio-alcálica de alto potássio	Margem continental convergente com influência de fusão crustal	Barros et al. 2020

	Complexo Brejinho	Cristalização 3.19; metamorfismo 2.8 e 2.68			3.97 a 3.57	-1,51 a -8,07	Série cálcio-alcálica de médio potássio	Margem continental convergente com influência de fusão crustal	Barros et al. 2020; Aquino & Batista (2011)
BLOCO ALMAS CONCEIÇÃO DO TOCANTINS	Ribeirão das Areias	2.21					Magmatismo peraluminoso	Ambiente de margem continental ativa, que pode ter envolvido subducção	Martins-Ferreira et al., 2020
	Suíte Serra do Boqueirão	2.2				+0	Série cálcio-alcálica	Subducção de uma placa oceânica sob uma margem continental	Martins-Ferreira et al., 2020
	Batólito Suíte Aurumina	2.37 a 2.34; 2.14 a 2.12					Série cálcio-alcálica de alto potássio	Margem continental ativa e subducção em processo	Fuck et al., 2014; Sousa et al., 2016
	Batólito Serra do Pilão	2.39				+0,10 a +4,30	Série cálcio-alcálica	Subducção de uma placa oceânica sob uma margem continental	Martins-Ferreira et al., 2020
	Batólito de Porto Alegre	2.47				+0,57	Série Cálcio-alcálica com magmatismo metaluminoso a peraluminoso	Subducção de uma placa oceânica sob uma margem continental	Martins-Ferreira et al., 2020
	Complexo Ribeirão das Areias	2.47				+6,36	Série cálcio-alcálica	Subducção de uma placa oceânica sob uma margem continental	Saboia et al., 2020

Tabela 2 – Principais unidades geocronológicas e características litogeoquímicas e idades U-Pb dos domínios geológicos do embasamento do Bloco Almas Conceição do Tocantins e Bloco Cristalândia do Piauí.

Os principais domínios de cobertura presentes no CSF, incluindo os orógenos marginais Brasília e Rio Preto (Figura 3), estão relacionados ao sistema de riftes da tafrogênese estateriana, como evidenciado pelo Supergrupo Espinhaço (Brito-Neves et al., 1980; Guimarães et al., 2005, 2008; Chemale et al., 2012; Guadagnin & Chemale, 2015) e pelo Supergrupo Veadeiros (Martins-Ferreira et al., 2018), que engloba os grupos Araí, Serra da Mesa, Natividade e Paranoá.

Além disso, outra sequência metassedimentar presente na região é o Grupo Santo Onofre, que faz parte do Supergrupo Espinhaço, originado em pulso de reativação da subsidência no Aulacógeno do Paramirim, feição morfotectônica localizada no norte do Cráton do São Francisco (Schobbenhaus, 1996; Danderfer Filho, 2000). De acordo com a proposta de Guimarães et al. (2012), o Grupo Santo Onofre é dividido da base para o topo nas formações Fazendinha, Serra da Vereda, Serra da Garapa e Boqueirão. Apenas a Formação Serra do Boqueirão ocorre na Faixa Rio Preto, no Bloco Cristalândia do Piauí. Bitencourt et al. (2017) encontraram idade máxima de sedimentação de 899 Ma para o Grupo Santo Onofre e verificaram que o espectro dos dados de zircão detríticos é muito semelhante ao do Grupo Macaúbas, localizado na Faixa Araçuaí, correlação esta também proposta por Schobbenhaus (1996), Danderfer Filho (2000), Uhlein et al. (2007), Alkmim & Martins Neto (2012) e Alkmim (2014).

Na interpretação de Schobbenhaus (1996), Caxito et al. (2014) e Alcantara et al. (2017), é provável que os grupos Rio Preto e Santo Onofre sejam unidades correlatas e teriam se desenvolvido em sistema de rifte toniano. No Neoproterozoico, o Supergrupo São Francisco foi responsável pela extensa cobertura de sedimentos terrígenos e químicos de ambiente marinho, com influência glaciogênica na base (Inda & Barbosa, 1978; Barbosa & Dominguez, 1996; Misi & Veizer, 1996).

Trabalhos recentes que utilizaram métodos potenciais foram fundamentais para a compreensão e caracterização das principais estruturas do embasamento pré-cambriano, ocultas pelas sequências sedimentares que recobrem o noroeste do Cráton do São Francisco. Dentre eles, destaca-se a construção do modelo bidimensional da crosta e do manto superior, realizado por Soares et al. (2006), que permitiu reconhecer um bloco de transição entre a zona externa da Faixa Brasília e o Cráton do São Francisco, e a seção sísmica 0284-0106 realizada pela ANP em 2013, que evidenciou estruturas verticais.

Também são registradas as contribuições oriundas do Projeto BRAFRAN (Holz et al., 2014), que permitiu a divisão do Alto de Januária em altos distintos, cada um com

características tectônicas distintas e diferentes valores de espessura de cobertura sedimentar, bem como a constatação da forte presença de lineamentos NE-SW característicos em todos os mapas de orientações de anomalia Bouguer e assinaturas magnéticas realizadas.

Recentemente, Padilha et al. (2019) realizaram perfil magnetotelúrico no extremo Norte do CSF, evidenciando grande número de descontinuidades, com heterogeneidades laterais e verticais na crosta e no manto, interpretadas como suturas paleoproterozoicas, o que mostra história tectônica de longo prazo e complexa, incluindo amálgama paleoproterozoico de microblocos.

A integração de dados geofísicos gravimétricos, magnéticos e geológicos do Alto de Correntina, realizada por Alves (2020), distinguiu três profundidades distintas de lineamentos estruturais: zona rasa (1,8 km) com lineamentos de tendência primária NE-SW e secundária NW-SE, correspondentes a enxames de diques; zona intermediária (6,2 km) com predomínio de elementos com direção NE-SW; e zona profunda (19 km) com lineamentos regionais NE-SW e associação à Orogenia Brasileira.

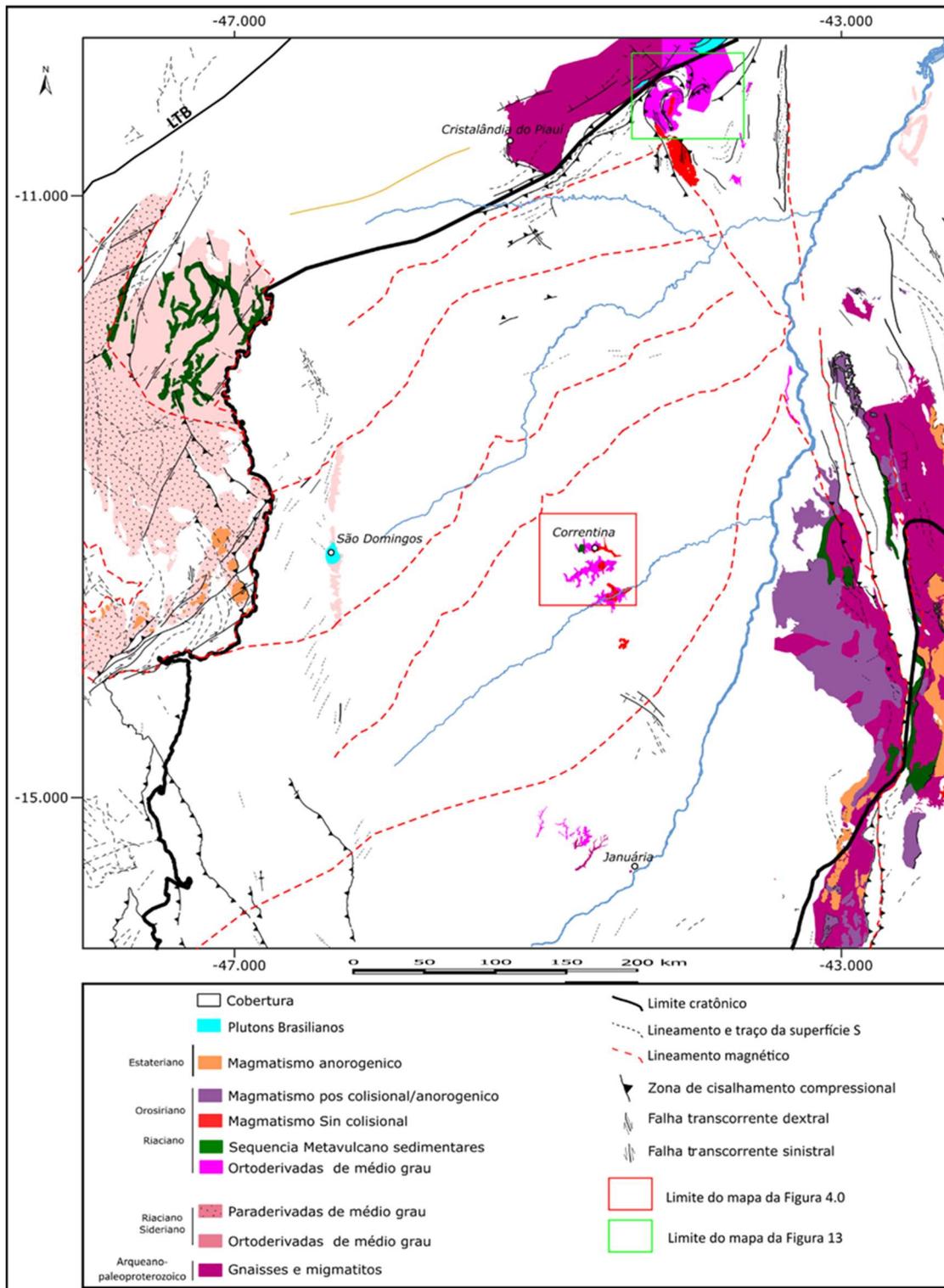


Figura 3: Mapa geológico simplificado da região noroeste do CSF. Os arquivos shapefile utilizados para a construção do mapa foram obtidos da fonte "Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras", segunda edição de 2014.

2.2 Metodologia

O mapeamento geológico em escala 1:100.000 levou à confecção do mapa da Figura 4. Foram utilizados dados de aerogeofísica magnetométrica de três levantamentos, todos com altura de voo de 100 m e linhas de produção e controle espaçadas de 0,5 e 5,0 km, respectivamente: (i) Projeto Extremo Oeste da Bahia, realizado pelo Governo do Estado da Bahia/Secretaria da Indústria, Comércio e Mineração (SICM)/Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM), com linhas de produção e controle orientadas EW e NS, respectivamente (Microsurvey, 2012); (ii) projeto Bambuí – Bahia realizado pelo Programa Geologia do Brasil (PGB)-Ministério de Minas e Energia(MME)/Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM); (iii) projeto Paleo-Neoproterozóico do Nordeste de Goiás-GO, realizado pelo Governo do Estado de Goiás/Secretaria de Indústria e Comércio(SIC)–Ministério de Minas e Energia (MME)/Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), com linhas de produção e controle orientadas NS e EW, respectivamente.

A interpolação e filtragem dos dados foram realizadas pelo software GEOSOFT Oasis Montaj 8.4. A partir dos dados XYZ, foram gerados mapas de Anomalia Magnética (AM) e Primeira Derivada Vertical (DV).

Foram selecionadas 14 amostras para datações de Sm-Nd em rocha total e 13 amostras para análises de U-Pb em zircão por LA-ICP-MS. Todas as amostras foram analisadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília.

2.2.1 Datações U-Pb (LA-ICP-MS)

As amostras selecionadas para análise isotópica de U-Pb foram britadas e moídas e a seguir peneiradas a uma fração inferior a 500 μm . A seguir, foram submetidas a separação magnética em equipamento Frantz, seguida por procedimento de microbateamento, em que, seguidamente, foi feita triagem com auxílio de lupa binocular para obter frações, formatos e tamanhos de grãos de zircão.

Os grãos de zircão foram então montados em blocos com resina epoxy a frio e a seguir foram desbastados e polidos para análises de alta resolução, segundo metodologia de Böhn et al. (2009).

Os blocos com cristais expostos foram limpos em banho de ácido nítrico (3%) em ultrassom e acetona para a extração de resíduo úmido, para finalmente serem submetidos a análise. O equipamento utilizado foi um Multi-Collector Indutively Coupled Plasma

Mass Spectrometry Thermo Finnigan Neptune (LA-MC-ICP-MS), acoplado a sistema de ablação a laser UP213 Nd YAG da New Wave Research, localizados no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. O material em pó é transportado por fluxo de gás He (~0,40 L/min) e Ar (~0,90 L/min). Nas análises foram utilizados os padrões internacionais GJ-1 e Temora ou o padrão interno do laboratório PAD-1. A análise é feita utilizando-se a ablação dos cristais por laser, em pontos com diâmetros de 25 a 40 µm, a uma frequência de 9 a 13 Hz e 0,19-1,02 J/cm² de intensidade. Para a aquisição dos dados foram utilizados 40 ciclos de 1 segundo em uma sequência de leitura composta de um branco, um padrão, quatro amostras, um branco e um padrão. Em cada leitura foram medidas as intensidades das massas de ²⁰²Hg, ²⁰⁴(Pb+Hg), ²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb, ²⁰⁸Pb e ²³⁸U. A redução de dados brutos, inclusive as correções de branco, desvios do equipamento e correção de presença de chumbo comum, foram calculadas em planilha de rotina Excel própria do laboratório e baseadas em fórmulas ISOPLOT V.3 Ludwig, (2003).

2.2.2 Análises Isotópicas de Sm-Nd em rocha total

As análises isotópicas Sm-Nd seguiram a metodologia descrita por Gioia & Pimentel (2000). As amostras foram pulverizadas em moinho de panela. Aproximadamente 50 mg de pó de cada amostra foram misturados com uma solução traço de ¹⁴⁹Sm e ¹⁵⁰Nd e dissolvidos em cápsulas Savillex, por meio de sucessivos ataques de HF, HNO₃ e HCl. A solução é extraída por técnicas convencionais de trocas catiônicas feitas com colunas de Teflon e contendo resina LN-Spec. Os sais de Sm e Nd são depositados em filamentos de rênio com ácido nítrico e evaporados e analisados em modo estático em espectrômetro de massa de multicoletores, modelo Finnigan MAT 262. A razão ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd foi normalizada em função da razão ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd igual a 0,7219. Os valores de T_{DM} foram calculados utilizando o modelo de DePaolo (1981).

2.3 Resultados

Foram obtidos dados a partir de estudo sistemático de geocronologia, utilizando os métodos U-Pb e Sm-Nd na região interior e de borda do Cráton do São Francisco (CSF), respectivamente, nas regiões de Correntina e Jaborandi (Bahia) e Avelino Lopes e Júlio Borges (Piauí). A localização das amostras para o estudo isotópico U-Pb e Sm-Nd é apresentada nos mapas geológicos (Figuras 4 e 14).

No interior do CSF foram analisadas três amostras de rochas relacionadas ao Complexo Correntina e três amostras relacionadas aos granitoides do Complexo Rio Corrente (Figura 4), no contexto litoestratigráfico do embasamento cristalino da região da Janela erosiva Correntina-Jaborandi – JECC que inclui as cidades de Correntina e Jaborandi na Bahia.

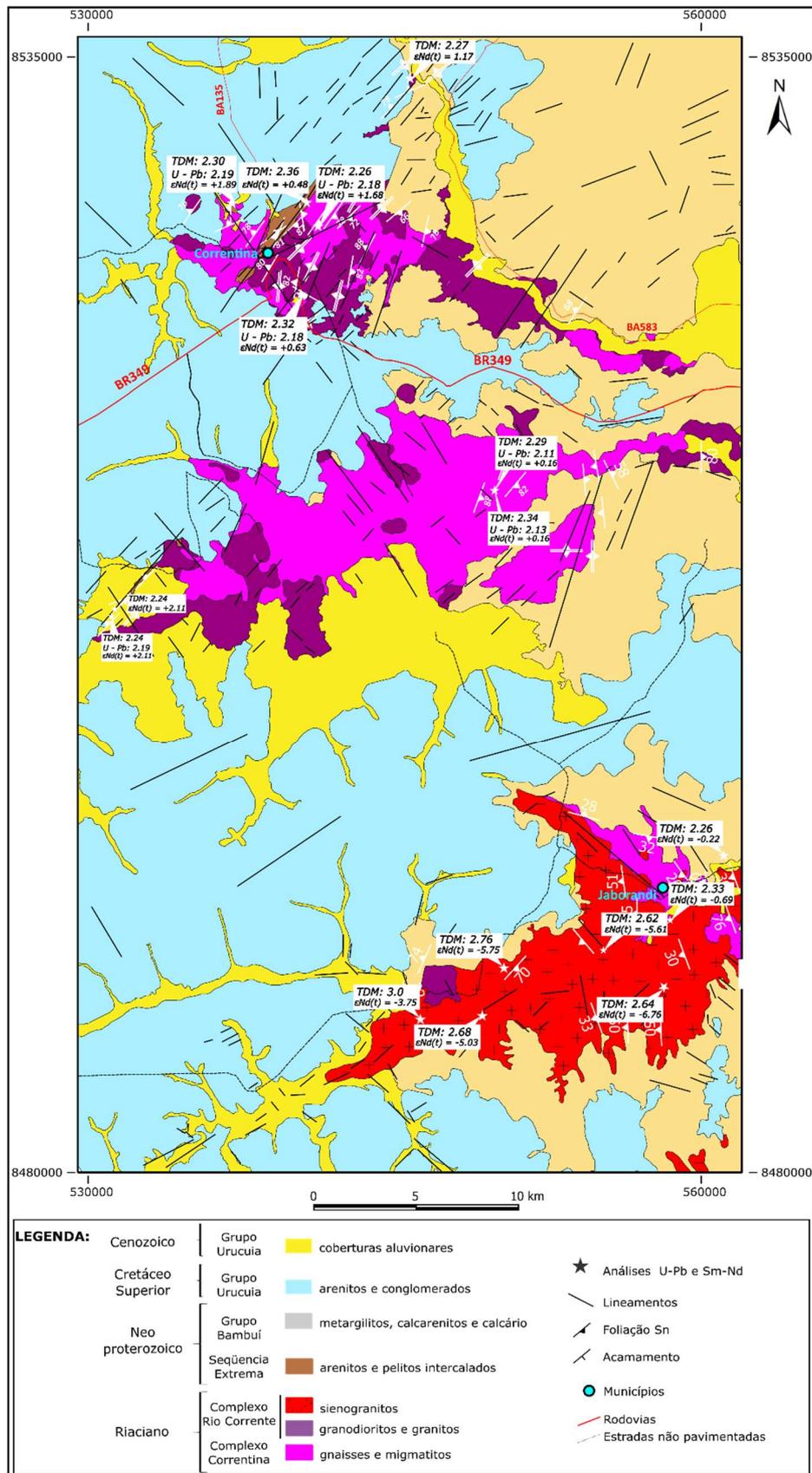


Figura 4: Mapa geológico simplificado da área de estudo, com idades e pontos de coleta de amostras.

2.3.1 Complexo Correntina

O Complexo Correntina contém rochas de alto grau metamórfico, expressas na forma de ortognaisses e migmatitos com enclaves máficos (Figura 5). De modo geral, os ortognaisses são de composição tonalítica a granodiorítica e contêm bandamento gnáissico milimétrico a centimétrico, um tanto descontínuo, podendo ser intensamente dobrado e fazendo contato irregular, por vezes transicional, com os migmatitos do complexo. Os enclaves máficos, embora não cartografáveis, devido à escala de trabalho, ocorrem compondo o bandamento gnáissico na forma de corpos descontínuos, com dimensões variando de centimétricas a métricas, também formando a mesoestrutura *schöllén* e de dilação nos migmatitos. São rochas foliadas, textura inequigranular, fanerítica, e constituem anfibolitos, cujo protólito ígneo pode ter composição gabróica.

Na localidade de Ximbó foi datada a porção que corresponde ao paleossoma de um metatexito com protólito tonalítico (amostra PEV 09A), cuja mineralogia é composta principalmente por plagioclásio (48%), quartzo (24%), biotita (11%), feldspato potássico (9%), anfíbólio (4%) e minerais acessórios como zoizita (2%), zircão e óxidos de ferro e titânio (1%). A Figura 5D apresenta as principais características microscópicas da amostra PEV 09A.

Os cristais de plagioclásio exibem textura subidiomórfica com formas subédricas, enquanto os cristais de quartzo apresentam formas mais equidimensionais. A biotita ocorre como cristais subidiomórficos, exibindo forte orientação em relação aos outros minerais da rocha, enquanto o feldspato potássico apresenta textura hipidiomórfica granular. Os cristais de zoizita ocorrem como inclusões em cristais de feldspato e quartzo, enquanto os cristais de zircão aparecem como inclusões em cristais de plagioclásio.

Além disso, foi datado o domínio félsico, que corresponde a neossoma de composição granodiorítica, de coloração cinza esverdeado a cinza claro (amostra PEV 9B). A mineralogia principal é composta principalmente por plagioclásio (45%), quartzo (34%), biotita (10%), feldspato potássico (5%), hornblenda (2%), óxidos de ferro e titânio (2%) e epidoto e zircão (1%). A rocha apresenta textura granular com grãos bem formados (Figura 5F).

Plagioclásio exhibe lamelas de exsolução em algumas áreas, enquanto quartzo geralmente ocorre como grãos idiomórficos de tamanho variado e com inclusões de plagioclásio. Biotita ocorre em lamelas pequenas a médias, apresentando pleocroísmo e coloração castanho ao preto. Feldspato potássico tem aparência mais turva e menos

brilhante do que plagioclásio. Anfibólio é do grupo das hornblendas e apresentam cor verde escuro, ocorrendo como cristais prismáticos ou agregados granulares. Os óxidos de ferro e titânio e os minerais acessórios como zircão e epidoto geralmente ocorrem como inclusões em plagioclásio, quartzo, feldspato e hornblenda.

Também foi datado um enclave de anfibolito (amostra PEV 03) (Figura 5G, H), que apresenta uma variedade de cores de cinza a alaranjada e granulação variando de fina a média. A amostra é composta principalmente por hornblenda (35%), tremolita-actinolita (33%), titanita (13%), biotita (10%) e óxidos de ferro (9%).

Hornblenda ocorre como cristais aciculares e prismáticos, frequentemente dispostos em feixes radiais ou paralelos entre si, e é escura, variando de verde a preto. Já os cristais de tremolita são incolores e de hábito acicular, enquanto os de actinolita são verdes e prismáticos. Ambos estão distribuídos uniformemente na matriz da rocha, intercalados com hornblenda. Titanita possui coloração marrom e ocorre na rocha de forma intersticial, exibindo formato xenoblástico a subidioblástico. Biotita, por sua vez, apresenta coloração amarronzada. Óxidos de ferro ocorrem em pequena proporção, em substituição à titanita, possuindo forma xenoblástica a subidioblástica. As principais microestruturas presentes na amostra são nematoblástica devido à orientação dos minerais prismáticos (titanita e tremolita) e lepidoblástica devido à orientação preferencial da biotita.

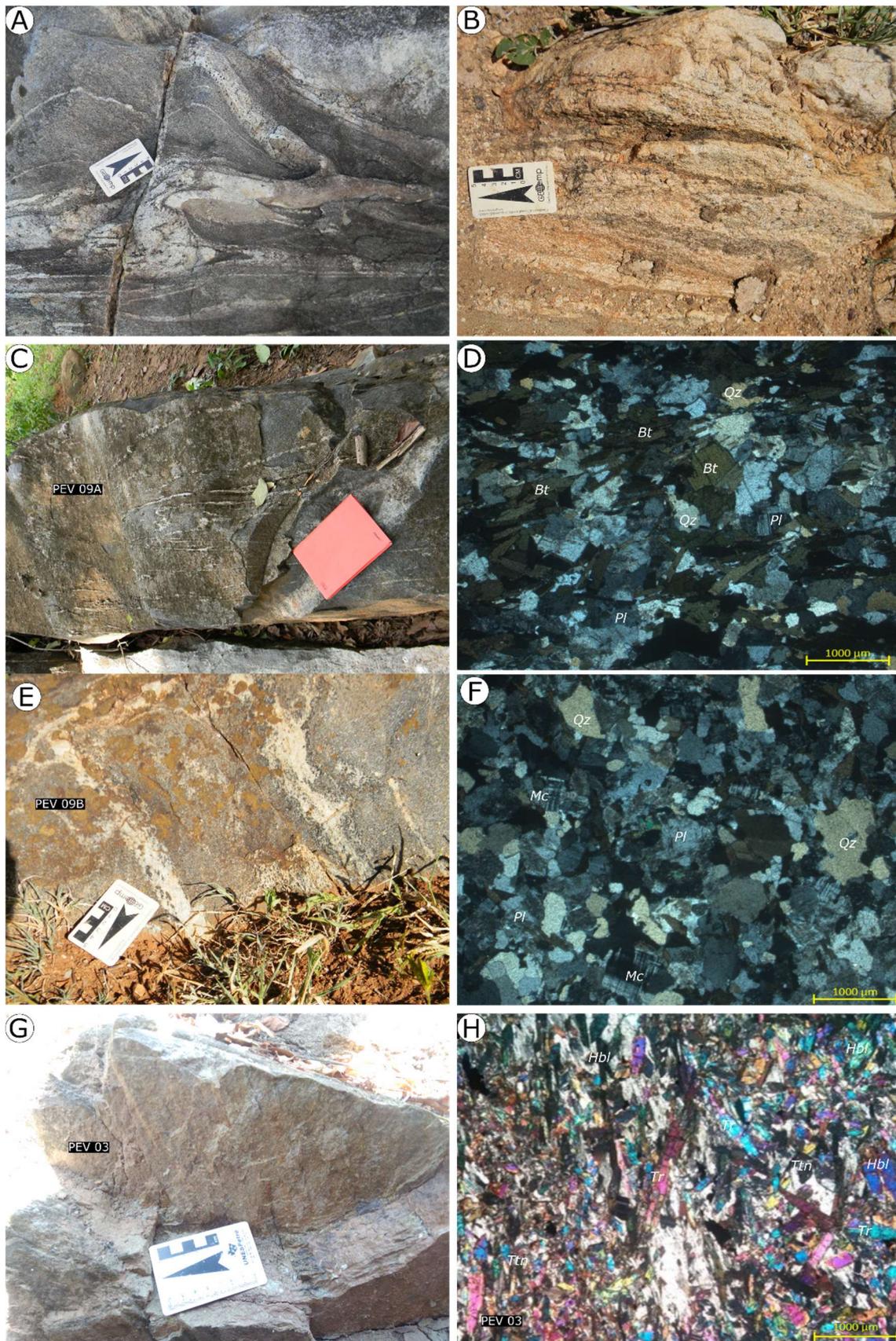


Figura 5: Fotografias de campo das unidades de alto grau do Complexo Correntina: (A) Migmatito de composição tonalítica com bandas composicionais em escala centimétrica. (B) Ortogneisse de composição granodiorítica com bandas composicionais em escala centimétrica e paralelismo de enclaves máficos ao

bandamento. (C) Migmatito metatexítico de composição tonalítica com dobras apertadas de leucosoma. (D) Migmatito metatexítico granodiorítico com fundido (neossoma) preenchendo estruturas de dilatação. (E) Enclave anfibolítico do Complexo Correntina. (F) Fotomicrografia do enclave anfibolítico. Abreviações minerais conforme Whitney & Evans (2010).

Os migmatitos das amostras PEV 9A e PEV 9B apresentam grãos de zircão relativamente homogêneos, de hábito prismático alongado subédrico, com comprimento variando principalmente entre 280 e 150 μm , e núcleos zonados e não zonados, sem presença de inclusões. As análises foram efetuadas em núcleos dos cristais e a idade discórdia da amostra PEV09A (Figura 6) é de 2131 ± 12 Ma, MSWD=0,52, enquanto a amostra PEV09B (Figura 7) mostra idade de 2112.3 ± 5.2 Ma, MSWD=0.65.

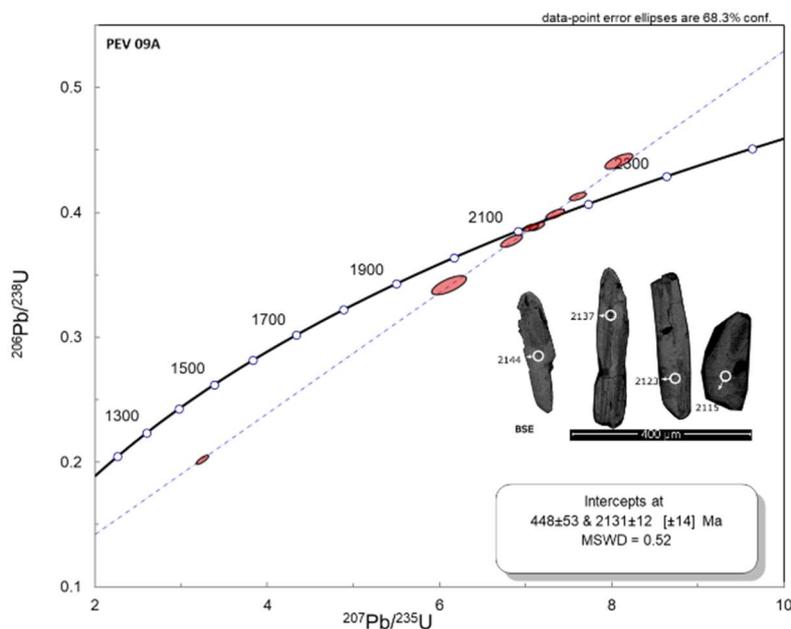


Figura 6: Diagrama concórdia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mostrando idade (PEV 09A) discórdia e a morfologia e tamanho dos cristais de zircão analisados em imagem de elétrons retroespalhados (BSE).

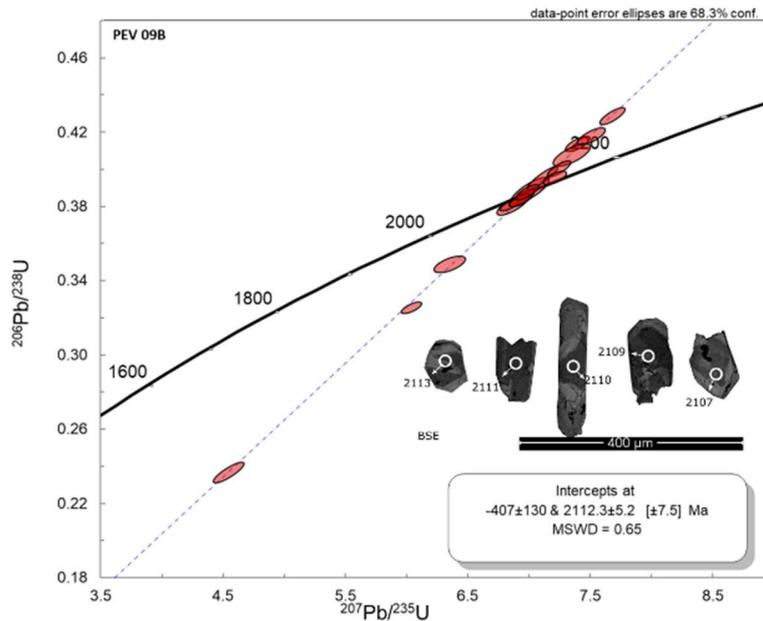


Figura 7: Diagrama concórdia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mostrando idade (PEV 09B) discórdia e a morfologia e tamanho dos cristais de zircão analisados em imagem de elétrons retroespalhados (BSE).

A amostra PEV 03 é de hornblenda-tremolita-actinolita xisto. Apresenta grãos relativamente homogêneos de zircão, de hábito prismático subédrico, com comprimento variando principalmente entre 210 e 100µm, com núcleos zonados, sem presença de inclusões. As análises foram efetuadas em núcleos dos cristais e a idade discórdia é 2194,2±4,7 Ma, MSWD=0.58 (Figura 8).

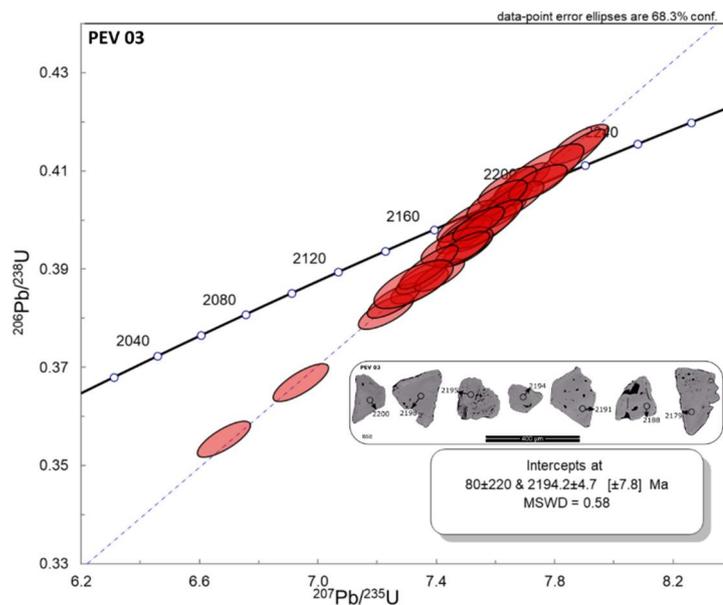


Figura 8: Diagrama concórdia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mostrando idade (PEV 3.0) discórdia e a morfologia e tamanho dos cristais de zircão analisados em imagem de elétrons retroespalhados (BSE).

2.3.2 *Complexo Rio Corrente*

Os granitoides do Complexo Rio Corrente (Figura. 9) correspondem a granodioritos, granitos, e sienogranitos. Os granodioritos e granitos fazem contato transicional com migmatitos e ortognaisses, apresentando estruturas nebulíticas, bem como a presença de feições semelhantes a *schlieren*. Também são encontrados cortando os migmatitos e ortognaisses, sendo rochas pouco deformadas, com estruturas primárias de fluxo magmático preservadas.

Os sienogranitos fazem relação de corte com os migmatitos e ortognaisses e com os granodioritos e granitos descritos anteriormente. Correspondem a facies diferente, mais tardia, com características pós-tectônicas, denominada fácies Jaboradi.

Foram datadas três amostras de granitoides do Complexo Rio Corrente (PEV 05B, PEV 08 e PEV-11).

A amostra PEV 08 (Figura. 9.0 A, B) é de hornblenda granodiorito de coloração cinza esverdeada, com textura granular média e aspecto homogêneo. A análise mineralógica revelou a presença de plagioclásio como o mineral predominante, compreendendo cerca de 50% da composição mineral da rocha. Os cristais de plagioclásio apresentam tamanho médio de 800 μm e textura subédrica, com extinção em lamelas finas, sugerindo composição de andesina.

Quartzo ocorre em proporções menores, representando cerca de 22% da composição mineral. Os cristais de quartzo são equidimensionais e apresentam tamanho médio de 200 μm , com superfícies de fratura subconchoidais.

Hornblenda é o principal mineral ferromagnésiano da rocha, representando cerca de 18% da composição mineral. Os cristais de hornblenda apresentam tamanho médio de 600 μm e textura subédrica, de cor verde escura.

Feldspato potássico e biotita são encontrados em proporções menores, compreendendo cerca de 5% e 4% da composição mineral, respectivamente. Os cristais de feldspato potássico apresentam textura subédrica, enquanto os de biotita apresentam textura subédrica e cor geralmente preta.

A amostra também apresenta minerais acessórios como zircão, epidoto e apatita, representando cerca de 1% da composição mineral. Os cristais de epidoto apresentam textura subédrica, sendo geralmente de cor verde claro. Já o zircão ocorre em grãos pequenos e é frequentemente associado ao plagioclásio.

Traços de outros minerais foram identificados na rocha, incluindo magnetita e ilmenita. A magnetita ocorre em grãos pequenos e é frequentemente associada à hornblenda, enquanto ilmenita ocorre em grãos submilimétricos.

A amostra PEV 05B (Figura. 9.0 C, D) possui cristais muito finos que caracterizam a rocha como textura afanítica-microcristalina, contendo alguns fenocristais subédricos de quartzo, plagioclásio e feldspato alcalino, com tamanho de até 450 μm , imersos em matriz afanítica. Sua composição modal é representada principalmente por quartzo (29%), plagioclásio (21%), microclínio (13%), biotita (12%), clorita (8%), sanidina (7%), muscovita/sericita (5%), epidoto (3%) e como acessórios apatita e zircão (1%). Os fenocristais de quartzo mostram extinção ondulante e tamanho menor que 180 μm . O mineral é também parte importante da matriz quartzo-feldspática. Plagioclásio ocorre em cristais anédricos a subédricos, com raras maclas polissintéticas. Ocupa principalmente a matriz, mas pode ser encontrado exibindo formas tabulares ou prismáticas, com dimensões de até 1mm e possui extinção ondulante. Os cristais de microclínio são subédricos a anédricos, com tamanho inferior a 0,5mm, e não possuem geminação definida. Biotita é subédrica a anédrica, com tamanho menor que 60 μm , e comumente apresenta alteração para muscovita. Sanidina ocorre predominantemente como fenocristais afetados por hidrotermalismo propilítico e potássico, sendo subédricos, tabulares, comumente com extinção ondulante e tamanho de até 600 μm , podendo apresentar macla carlsbad. Muscovita, sericita e epidoto são anédricos, com tamanho menor que 20 μm . São provenientes de hidrotermalismo pervasivo e fissural, e preenchem espaços entre cristais de plagioclásio, microclínio e biotita. Os minerais opacos são anédricos, dispersos na rocha.

A amostra PEV-11 (Figura. 9E, F) corresponde a uma rocha granítica bastante deformada por processos de milonitização sobrepostos por processo cataclástico. A mineralogia principal contém feldspatos (56%), quartzo (cerca de 29%), clorita (8%) e biotita (5%) e minerais acessórios, como zircão e opacos (2%). Os cristais de feldspato são bastante alterados em virtude de processos hidrotermais, como alteração sericítica associada à desestabilização de feldspato em presença de H^+ , OH^- e alteração propilítica representada pela paragênese formada por clorita, sericita e epidoto, o que dificulta a diferenciação entre plagioclásio e K-feldspato. Quartzo forma fenocristas e também ocorre na matriz com textura fina (20 μm). Clorita, biotita e sericita ocorrem dispersas na matriz e dão à rocha uma cor verde e rosa.

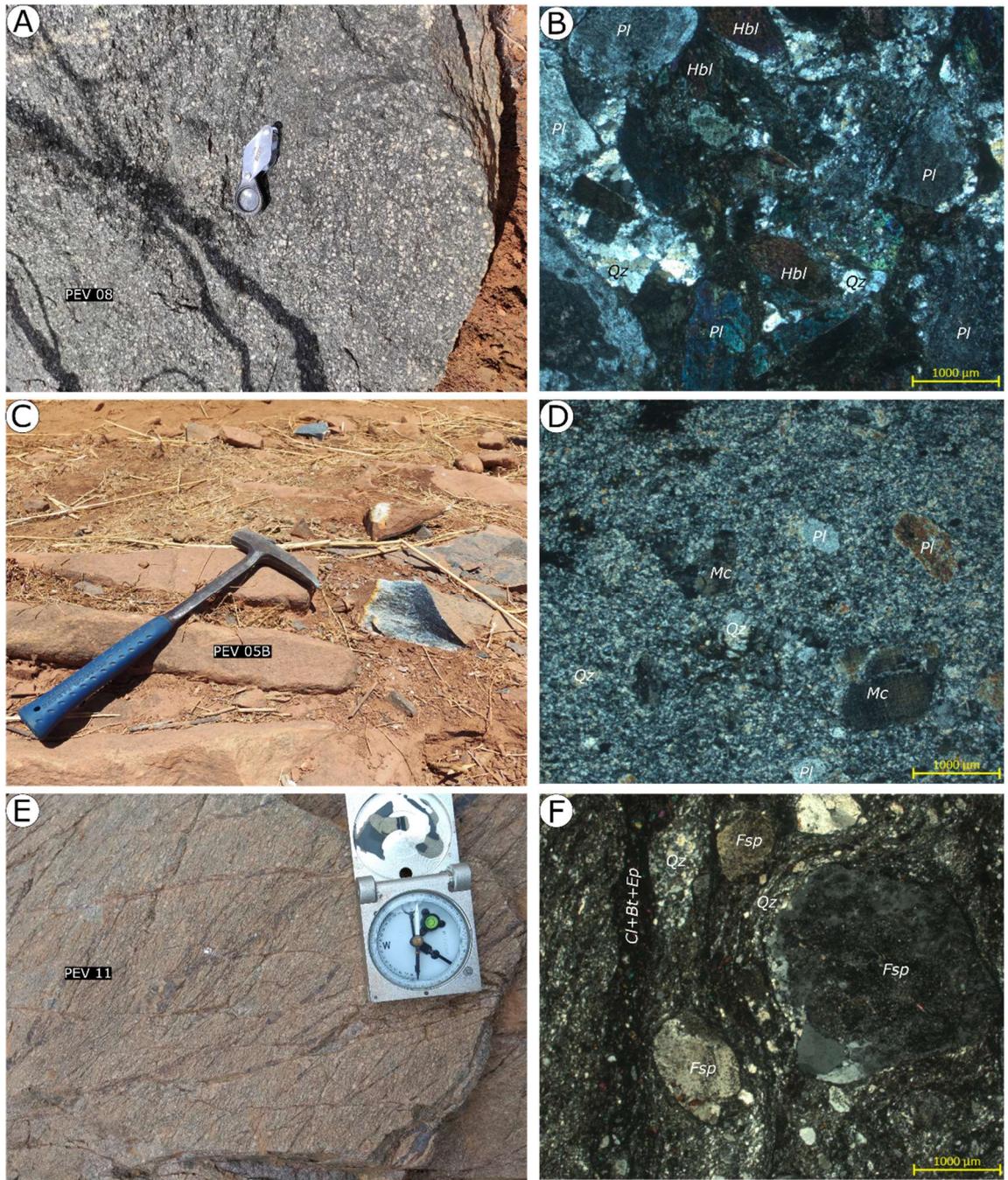


Figura 9: Fotografias de campo das unidades de baixo grau do Complexo Rio Corrente. (A) granodiorito cinza maciço. (B) características petrográficas do granodiorito – PEV8. (C) Granodiorito bastante alterado por processos hidrotermais. (D) características petrográficas do granodiorito – PEV05B. (E) Cataclasito com protólito granítico, com cor avermelhada devido a processos hidrotermais de potassificação (F) características petrográficas de cataclasito com protólito granítico – PEV11. Abreviações minerais conforme Whitney & Evans (2010).

Os sienogranitos representados pela facies Jaborandi (Figura. 10) correspondem a rochas leucocráticas de coloração rosa e isotrópicas. Modalmente corresponde a microclínio (33%), quartzo (29%), andesina?? (14%), biotita (12%), sericita/muscovita (4%), clorita

(3%), hornblenda (2,5%), apatita (1%) e zircão (1%). Microclínio contém inclusões de quartzo, zircão e apatita. Exibe forma euédrica a subédrica, com tamanho entre 670 e 1600 μm . Apresenta geminação conforme a Lei Albita-Periclina, com maclas bem formadas, por vezes alteradas. As alterações ocorrem principalmente nas bordas e apresenta substituição por plagioclásio em seu interior. Quartzo apresenta microfraturas e exibe forma anaédrica, com tamanhos variando de 110 a 1140 μm . Alguns cristais apresentam processo de recristalização, caracterizado pela migração nas bordas e recristalização por abaulamento. Apresentam extinção ondulante, deformação de subgrão e lamelas de deformação, evidenciando evento deformacional.

Oligoclásio apresenta cristais inequigranulares de tamanho entre 0,36 a 1,6 micrômetros, com forma subidioblástica a xenoblástica. Observa-se geminação do tipo albita e albita-carlsbad, obtidos através do método Michel-Levy (KERR, 1959). A presença de inclusões de zircão, apatita e biotita é notável. Alguns cristais sofrem alterações com maclas pouco expressivas e apresentam processo de saussuritização e sericitização/muscovitização. Inter-crescimento de quartzo presente no interior da andesina gera textura mirmequítica, além de processo de exsolução formando textura antipertítica, exibindo manchas irregulares. Os cristais de andesina estão em contato reto com microclínio e curvo com quartzo e biotita. Biotita pode apresentar inclusões de apatita e quartzo. Sua forma é subidioblástica a xenoblástica, com dimensões variando de 0,17 a 1,43 μm . Em algumas situações, é possível observar deformações nos planos de clivagem. Foram identificadas transformações químicas que levaram ao processo de cloritização e muscovitização, evidenciadas nas bordas e nos planos de clivagem. Os contatos da biotita estão retos com cristais de quartzo e andesina, e curvos com microclínio. Muscovita está em contato reto a curvo com os cristais de andesina e quartzo e é resultado da alteração dos cristais de biotita e andesina; exibe forma xenoblástica, com dimensões entre 120 e 140 μm . Sericita ocorre na rocha como produto de desestabilização de andesina e microclínio. Tem dimensões entre 35 e 50 μm . Hornblenda ocorre como mineral acessório sendo de coloração verde-escuro, com forma prismática e geralmente encontrado em inclusões nos cristais de feldspato. Clorita é rara, resultando da alteração de biotita, influenciada por baixa temperatura e pressão. Minerais acessórios são apatita e zircão; apatita acicular ocorre como inclusão em quartzo, biotita e plagioclásio, com dimensões entre 170 e 280 μm . Zircão ocorre isoladamente ou como inclusão em plagioclásio, quartzo e biotita, com forma prismática e dimensões entre 130 e 160 μm .



Figura 10: Fotografias de campo de sienogranitos da fácies Jaborandi. (A) Granitoide do Complexo Rio Corrente, sendo cortado por dique de sienogranito da fácies Jaborandi. (B) Detalhe de biotita-hornblenda sienogranito da fácies Jaborandi. (C) Características petrográficas do sienogranito – PEV22. (D) Características petrográficas do sienogranito – PEV26. Abreviações minerais conforme Whitney & Evans (2010).

A amostra PEV-08 é de granodiorito isotrópico que apresenta grãos de zircão relativamente homogêneos, de hábito prismático subédrico, com comprimento variando principalmente entre 220 e 90 μ m, com idade concórdia de 2185.1 \pm 8 Ma, MSWD=0.35 (Figura 11).

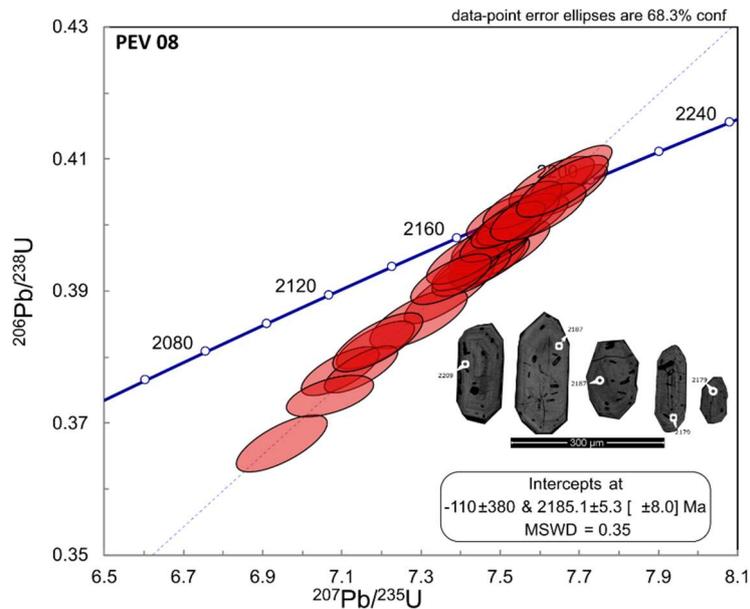


Figura 11: Diagrama concórdia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mostrando a idade da amostra (PEV 08) e a morfologia e tamanho dos cristais de zircão analisados em imagem de elétrons retroespalhados (BSE). As imagens BSE mostram a morfologia dos grãos de zircão e seus respectivos tamanhos, com os números ao lado indicando a escala em micrômetros.

Os grãos analisados da amostra PEV05B não contêm inclusões e apresentam zoneamento nas bordas. As análises forneceram idade discórdia de 2184.0 ± 4.7 Ma, MSDW=0.59 (Figura 12).

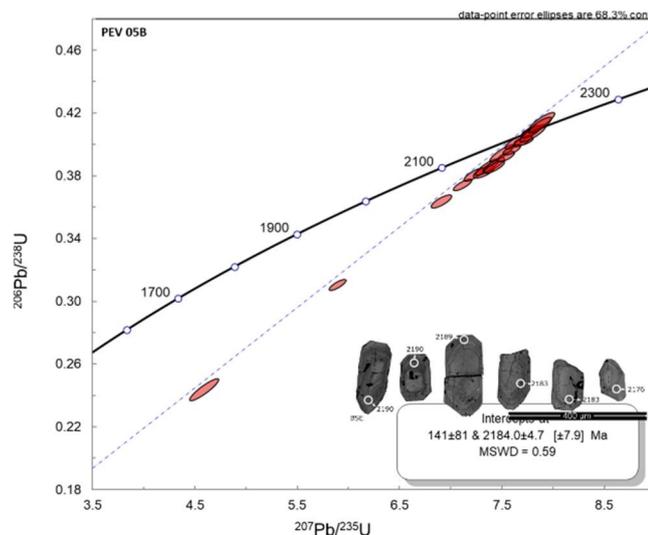


Figura 12: Diagrama discórdia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mostrando a idade da amostra (PEV 05B) e a morfologia e tamanho dos cristais de zircão analisados em imagem de elétrons retroespalhados (BSE). As imagens BSE mostram a morfologia dos grãos de zircão e seus respectivos tamanhos, com os números ao lado indicando a escala em micrômetros.

A amostra PEV-11 é uma rocha cataclástica com protólito granítico. Durante a análise da amostra, foram encontrados grãos de zircão que apresentam núcleos zonados e inclusões. As análises foram realizadas em núcleos dos cristais e em suas bordas, revelando idade discordante de $2191,1 \pm 6,1$ Ma. O índice de ajuste do modelo (MSWD) foi de 0,69, o que indica que os dados se ajustam bem à idade calculada. (Figura 13).

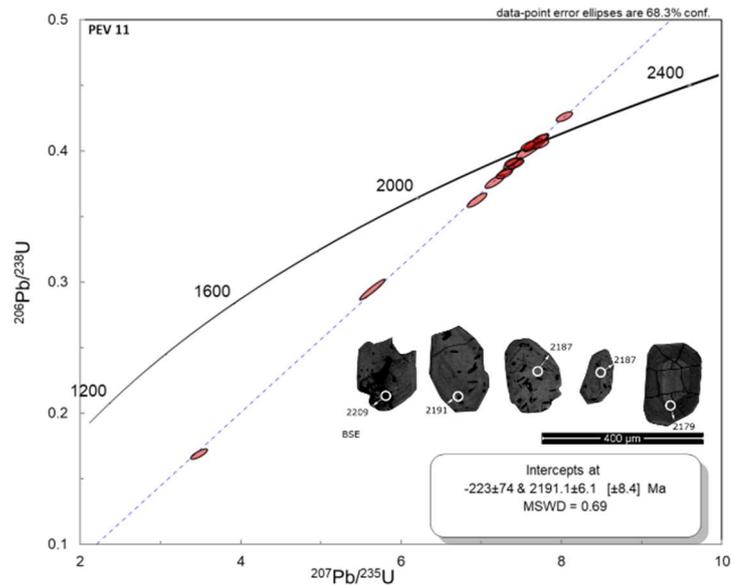


Figura 13: Diagrama discórdia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mostrando idade da amostra (PEV 11) e a morfologia e tamanho dos cristais de zircão analisados em imagem de elétrons retroespalhados (BSE). As imagens BSE mostram a morfologia dos grãos de zircão e seus respectivos tamanhos, com os números ao lado indicando a escala em micrômetros.

Na margem cratônica da porção norte do Bloco Guanambi-Correntina, região de Avelino Lopes e Júlio Borges, foram analisadas três amostras do que é considerado o embasamento e três amostras de diferentes corpos de granitoides intrusivos.

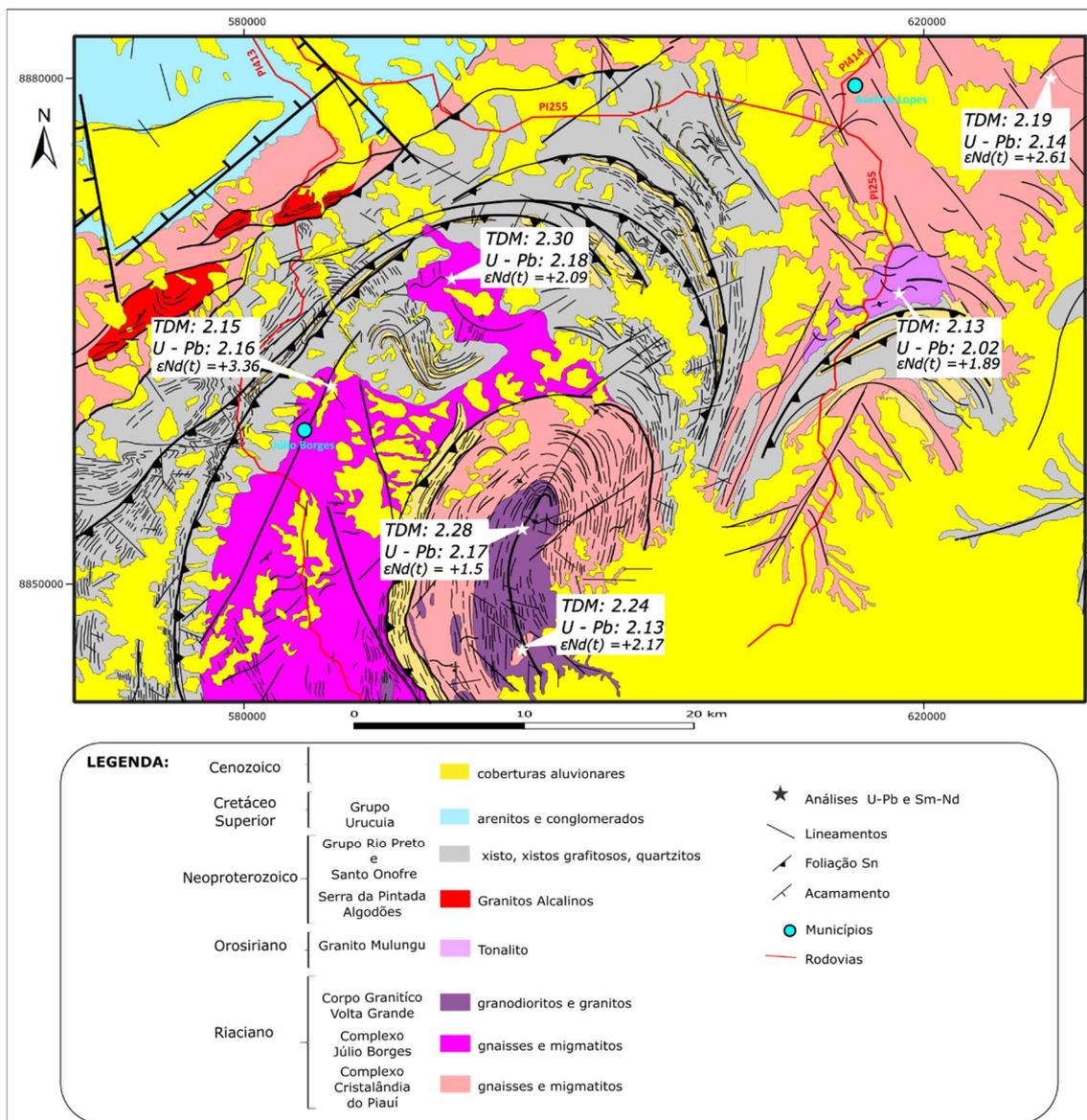


Figura 14: Mapa geológico com localização das rochas analisadas por U-Pb e Sm-Nd do no setor da FRP e borda norte do CSF.

2.3.3 *Embasamento da borda norte do CSF região de Avelino Lopes e Júlio Borges (Piauí).*

O embasamento corresponde a um conjunto de rochas composto por ortognaisses e migmatitos, que em geral apresentam-se bastante deformados e com bandamento fino de 2 a 4 mm. Foram analisadas três amostras que pertencem ao embasamento e apresentam composição tonalítica. As amostras são: MA 005, biotita-epídoto gnaiss de composição tonalítica; MC175, ortognaissse migmatítico de composição tonalítica; e MC471, biotita gnaiss de composição tonalítica (Figura 15).



Figura 15: Fotografias de campo das unidades do embasamento da FRP. (A) Biotita gnaíse com enclaves e veios de quartzo preenchendo fraturas paralelizadas ao bandamento. (B) Migmatito diatexito com feições tipo Schöllén. (C) Gnaíse tonalítico com granada, epidoto e biotita. (D) Monzogranito com foliação verticalizada. (E) e (F) Ortognaisses com bandamento milimétrico verticalizado.

Análises em núcleos de cristais de zircão da amostra MA005 de granada-epidoto-biotita gnaíse resultaram em idade discórdia de 2139.9 ± 9 Ma, MSDW=1.6 (Figura 16).

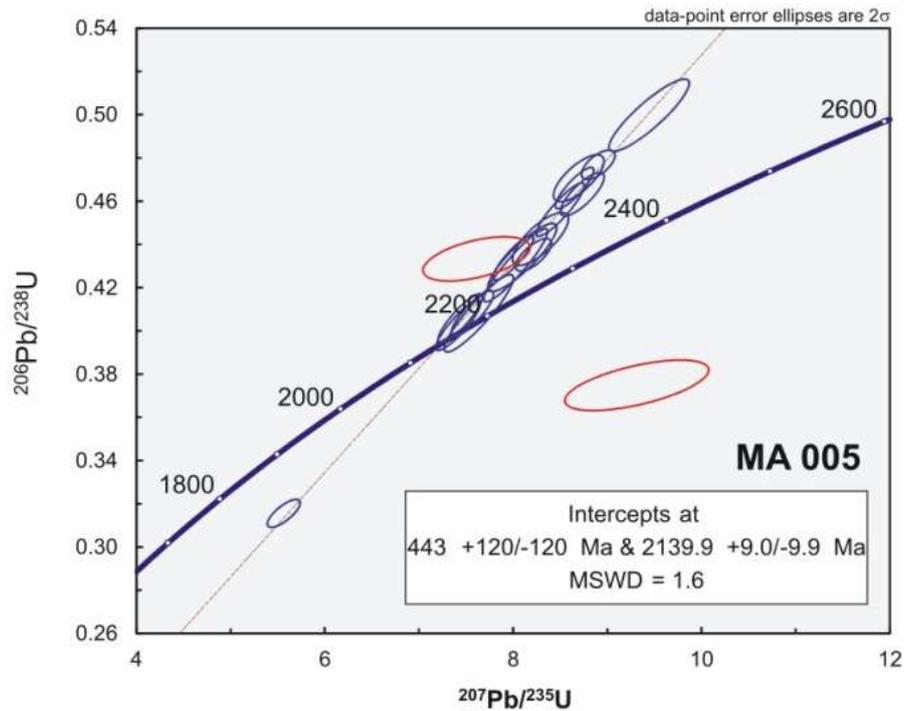


Figura 16: Diagrama discórdia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mostrando idade da amostra (MA 005).

A amostra MC 175 corresponde a epidoto-biotita gnaiss que contém grãos de zircão na forma de prismas alongados com até $250\mu\text{m}$ e grãos pequenos medindo 80 a $40\mu\text{m}$, arredondados e metamíticos. As análises foram efetuadas nos núcleos dos cristais e idade discórdia é de 2181 ± 18 Ma MSDW = 18 (Figura 17).

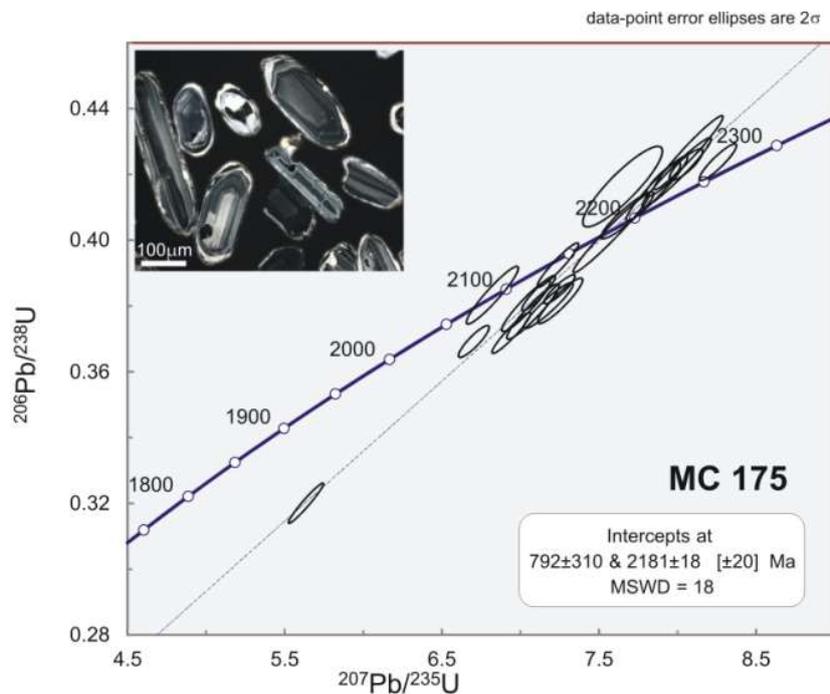


Figura 17: Diagrama discórdia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mostrando idade da amostra (MC 175) e a morfologia e tamanho dos cristais de zircão analisados em imagem de elétrons retroespalhados (BSE).

A amostra MC 471 é de biotita gnaiss com bandas máficas de composição tonalítica. O conjunto total de dados obtidos a partir do núcleo dos cristais de zircão mostra idade discórdia de 2176 ± 16 Ma, conforme destacado anteriormente??. No entanto, o valor elevado de MSWD de 3,9 indica que o modelo utilizado para interpretar os resultados pode não ser completamente adequado (Figura. 18). Além disso, foram identificados grãos neoformados de zircão com dimensões de cerca de 120 a 80 μm durante o estudo, mas não foram testados.

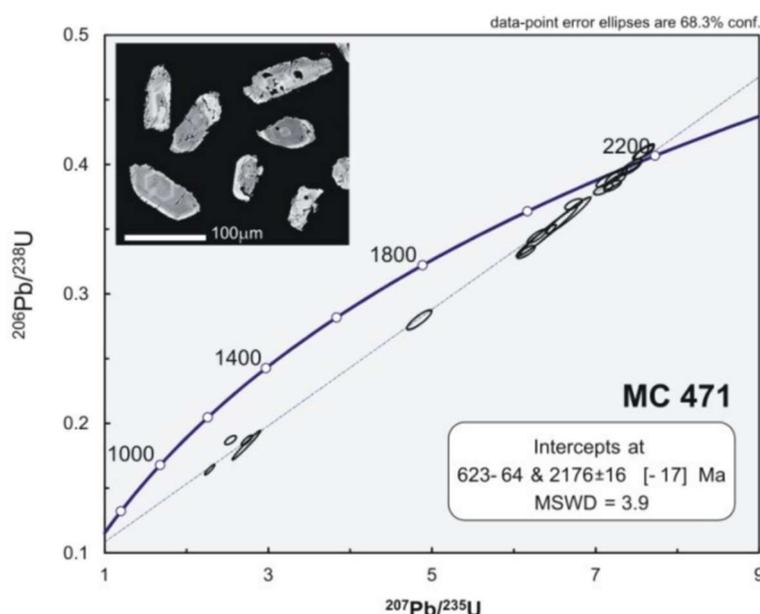


Figura 18: Diagrama discórdia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mostrando idade da amostra (MC 471) e a morfologia e tamanho dos cristais de zircão analisados em imagem de elétrons retroespalhados (BSE).

2.3.4 *Corpos granitoides que intrudem o complexo Cristalândia do Piauí*

Diferentes corpos de granitoides são encontrados na área de estudo. Embora esses corpos possuam as mesmas características, são cartografados com nomes diferentes devido à sua localização geográfica ou mesmo à sua geometria. As amostras datadas estão na Figura. 19. Foram coletadas três amostras de distintos corpos graníticos.

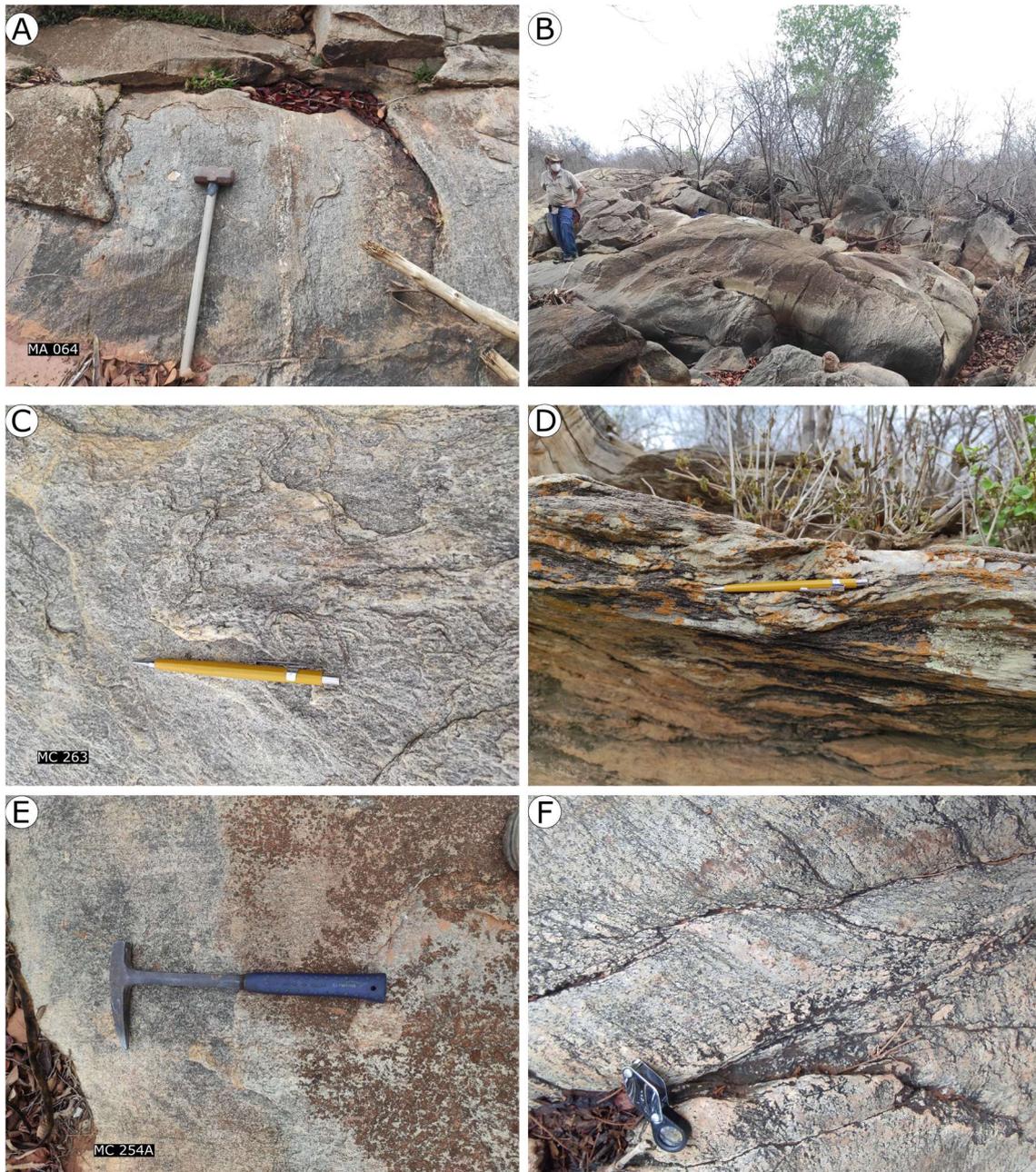


Figura 19: Fotografias de campo de granitoides intrusivos no Complexo Cristalândia do Piauí. (A) Biotita gnaiss monzogranítico. (B) Ortognaiss com granada. (C) Tonalito. (D) Rocha monzogranítica com deformação tangencial brasileira. (E) e (F) Tonalito milonitizado.

A amostra MC 254A é de pluton tonalítico diferenciado no corpo Volta Grande. Os grãos analisados são homogêneos, prismáticos alongados, e a maioria apresenta bordas de sobrecrescimento, que também foram testadas. Não foram encontrados grãos de zircão herdados na amostra. As idades obtidas apresentam relativa concordância com as idades obtidas no CCP, com variação menor do que 10 Ma para o cálculo de idade mais jovem obtida para o mesmo, e cujas variações encontram-se diluídas nos erros

analíticos. As análises foram efetuadas nos núcleos e bordas dos cristais, e a idade discordância é de $2133,2 \pm 38$ Ma, com valor elevado de MSWD de 34 (Figura 20).

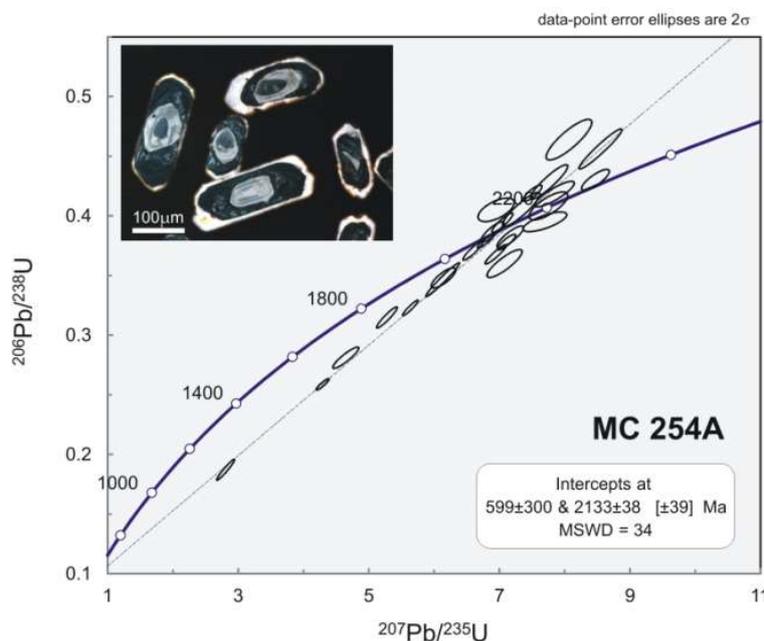


Figura 20: Diagrama discordia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mostrando idade da amostra (MC 254A) e a morfologia e tamanho dos cristais de zircão analisados em imagem de elétrons retroespalhados (BSE).

A amostra MC 263 consiste em pequeno pluton de sienogranito aplítico, encontrado no embasamento do Complexo Júlio Borges. A análise dos grãos de zircão da amostra revela que apresentam grande variedade de tamanhos e formas, com a maioria sendo grandes prismas largos, contendo linhas internas regulares e homogêneas, algumas com bordas de sobrecrecimento que também foram testadas. Não foram identificados grãos herdados na amostra, embora tenha sido possível observar um segundo alinhamento de grãos, ligeiramente mais jovem, no diagrama geral. As análises foram realizadas em núcleos e bordas dos cristais de zircão e revelaram idade discordia de $2160,2 \pm 23$ Ma, com MSWD de 26 (Figura 21).

Além disso, foi identificada uma segunda linha de grãos, ligeiramente mais jovem do que a primeira, conforme evidenciado no diagrama da Figura 21. Esse segundo alinhamento parece estar relacionado a rejuvenescimento isotópico que foi analisado na borda dos cristais, evidenciando alguma perturbação isotópica após sua formação, resultando em idade discordia mais jovem.

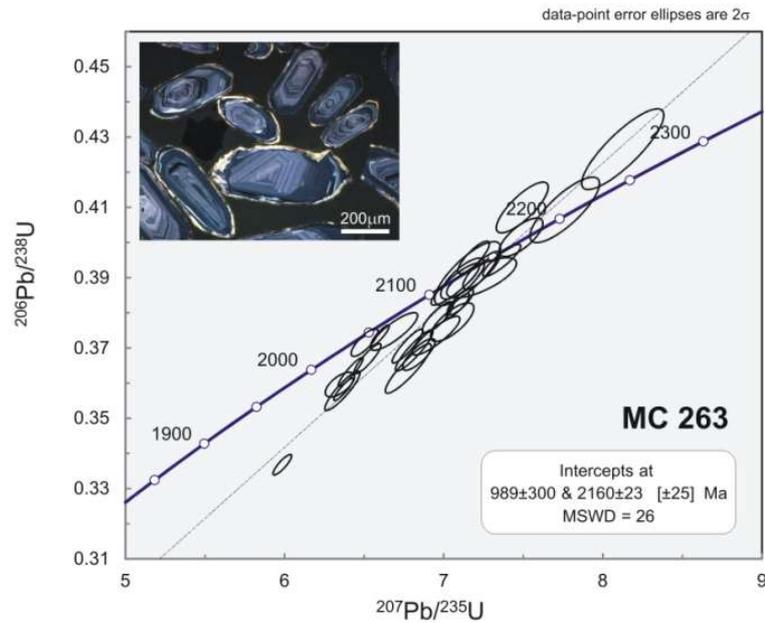


Figura 21: Diagrama discórdia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mostrando idade da amostra (MC 263) e a morfologia e tamanho dos cristais de zircão analisados em imagem de elétrons retroespalhados (BSE).

A amostra MA 064 consiste em monzogranito da Suíte Mulungu, que foi intrudida nas rochas do Bloco Cristalândia do Piauí. As análises indicam que a amostra possui idade de 2025 ± 13 Ma, com MSWD de 1.3. Não foram encontrados grãos herdados na amostra (Figura 22). Os grãos analisados apresentam grande heterogeneidade, com a ocorrência de grãos menores e subarredondados, juntamente com grãos prismáticos alongados, na maioria dos casos com linhas internas de crescimento não uniformes (Figura 22).

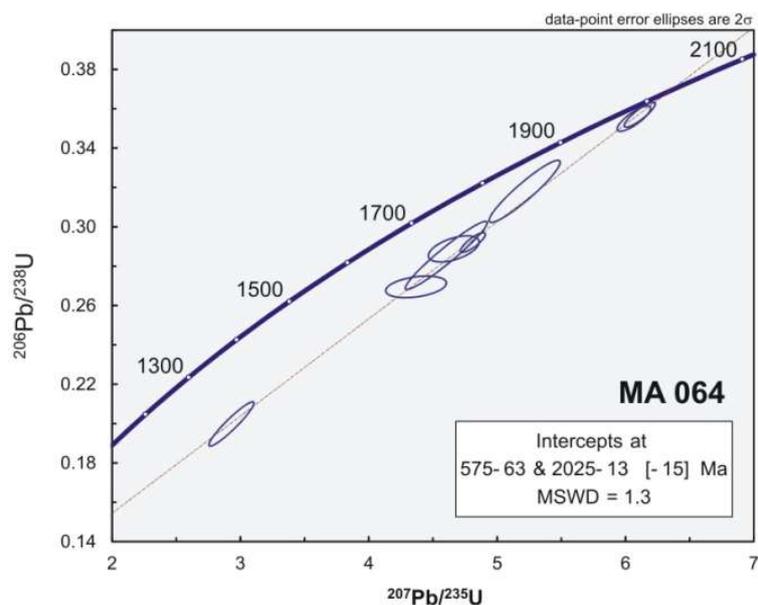


Figura 22: Diagrama discórdia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mostrando idade da amostra (MA 064) e a morfologia e tamanho dos cristais de zircão analisados em imagem de elétrons retroespalhados (BSE).

2.3.5 Isótopos de Sm–Nd

Foram realizadas análises isotópicas de Sm-Nd em dezesseis amostras representativas de cada um dos litotipos identificados (Figura 23) na região interior do Cráton do São Francisco (CSF), nos domínios da JECC, e em sete amostras do embasamento da borda norte do CSF, localizadas na região de Avelino Lopes e Júlio Borges, no estado do Piauí.

Os resultados isotópicos (Figura 23), incluindo os valores de $\epsilon\text{Nd}(t)$ calculados a partir das idades obtidas por U-Pb La-ICP-MS, estão disponíveis nas Tabelas 3 e 4.

Domínio Geológico	Unidades Geológicas	Amostra	Coordenadas		Zona	Localização	Rocha	U-Pb(Ma)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd±2SE	f _{Sm/Nd}	εNd(0)	εNd(t)	T _{DM} (Ga)
			X	Y												
JANELA EROSIONAL CORRENTINA CORIBE	Complexo Correntina	PEV 09 A	549928	8513603	23L	Região do Ximbó margem direita do Rio Arojado	Tonalito	2131	12.352	70.075	0.1066	0.511391	-0.4581	-24.32	0.16	2.34
		PEV 09B	549928	8513603	23L	Região do Ximbó margem direita do Rio Arojado	Granodiorito	2112.3	9.433	63.714	0.0895	0.511166	-0.54486	-28.72	0.16	2.29
		PEV 03	537050	8527705	23L	A noroeste do mapa - Área das Veredas	Anfibolito	2194.2	2.834	11.21	0.1528	0.512119	-0.22	-10.12	2.14	2.3
	Complexo Rio Corrente	PEV 05A	541324	8526789	23L	Estrada vicinal próxima ao Resort Sete Ilhas	Granito	2183	7.151	46.781	0.0924	0.511262	-0.53005	-26.84	3.01	2.23
		PEV 05B	541324	8526789	23L	Estrada vicinal próxima ao Resort Sete Ilhas	Granito	2184	6.988	44.881	0.0941	0.51126	-0.52132	-26.88	1.68	2.26
		PEV 08	540479	8523295	23L	Margem esquerda da BR 349, saída para Correntina	Granodiorito	2185	6.274	36.039	0.1052	0.511385	-0.4648	-24.44	0.63	2.32

	PEV 11	531232	8507564	23L	Riacho de areia	Granito	2191.1	5.173	32.746	0.0955	0.511297	-0.51438	-26.17	2.11	2.24
	PEV 13	531318	8507765	23L	Riacho de areia	Granito	2191.1	5.131	31.543	0.0983	0.511354	-0.49988	-25.05	2.43	2.22
	PEV 38	549928	8513603	23L	Estrada vicinal próxima ao Resort Sete Ilhas	Granito	2150	8.107	49.4	0.0992	0.511327	-0.5	-25.57	1.17	2.27
	PEV 40	549928	8513603	23L	Margem direita do rio Rio do Meio	Granito	2150	3.674	18.816	0.118	0.511556	-0.4	-21.1	0.48	2.36
Complexo Rio Corrente (facies Jaborandi)	PEV 20	555210	8490956	23L	Vale do Rio Formoso	Sienogranito	2070	10.041	66.29	0.0916	0.510942	-0.53	-33.09	-5.61	2.62
	PEV 21	558474	8492412	23L	Vale do Rio Formoso	Sienogranito	2070	7.988	45.628	0.1058	0.511384	-0.46	-24.46	-0.69	2.33
	PEV 22	558480	8492480	23L	Vale do Rio Formoso	Sienogranito	2070	15.442	82.793	0.1127	0.511217	-0.43	-27.71	-5.75	2.76
	PEV 23	561170	8495562	23L	Vale do Rio Formoso	Sienogranito	2070	5.509	36.918	0.0902	0.511199	-0.54	-28.07	-0.22	2.26
	PEV 24	549290	8487799	23L	Vale do Rio Formoso	Sienogranito	2070	11.795	64.633	0.1103	0.511222	-0.44	-27.62	-5.03	2.68
	PEV 25	558186	8489063	23L	Vale do Rio Formoso	Sienogranito	2070	6.549	48.437	0.0817	0.51075	-0.58	-36.83	-6.76	2.64
	PEV 26	546279	8487513	23L	Vale do Rio Formoso	Sienogranito	2070	4.867	19.175	0.1534	0.511866	-0.22	-15.07	-3.75	3

Tabela 3. Isótopos Sm-Nd de rochas estudadas na região interior do CSF, nos domínios da JECC

Domínio Geológico	Unidades Geológicas	Amostra	Coordenadas		Zona	Localização	Rocha	U-Pb(Ma)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}\pm 2\text{SE}$	$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$	$\epsilon\text{Nd}(0)$	$\epsilon\text{Nd}(t)$	T_{DM} (Ga)
			X	Y												
EMBASAMENTO DA BORDA NORTE DO CSF REGIÃO DE AVELINO LOPES E JÚLIO BORGES (PIAUI)	Complexo Júlio Borges	MA 005	627480	8879996	23L	18 quilômetros a leste de Avelino Lopez	Tonalito	2140	10.34	52.5	0.119	0.511676	-0.4	-18.77	2.44	2.19
		MC 471	596369	8853251	23L	Olho d'água	Tonalito	2176	8.000	41.62	0.1162	0.51158	-0.41	-20.63	1.71	2.28
		MC 175 B	592205	8868091	23L	Ao norte de Poço do Rancho	Tonalito	2181	1.88	7.18	0.1584	0.512205	-0.19	-8.44	2.21	2.3
		MC 175 R	592205	8868091	23L	Ao norte de Poço do Rancho	Tonalito	2181	1.39	5.42	0.1552	0.512202	-0.21	-8.5	3.05	2.17
	Corpos granitoides que intrudem o complexo Cristalândia do Piauí	MC 263	585097	8861706	23L	Ao norte de Júlio Borges	Sienogranito	2160	2.05	13.26	0.0932	0.511337	-0.53	-25.39	3.13	2.15
		MA 064	618536	8867224	23L	Vereda da Mata	Granodiorito	2025	2.75	16.56	0.1005	0.511455	-0.49	-23.08	1.77	2.13
		MC 254 A	596353	8846049	23L	Lagoa de Vanjú	Tonalito	2133	8.85	40.74	0.1313	0.511827	-0.33	-15.82	1.97	2.24

Tabela 4. Isótopos Sm-Nd em amostras de rochas estudadas no embasamento da borda norte do CSF, localizadas na região de Avelino Lopes e Júlio Borges, estado do Piauí.

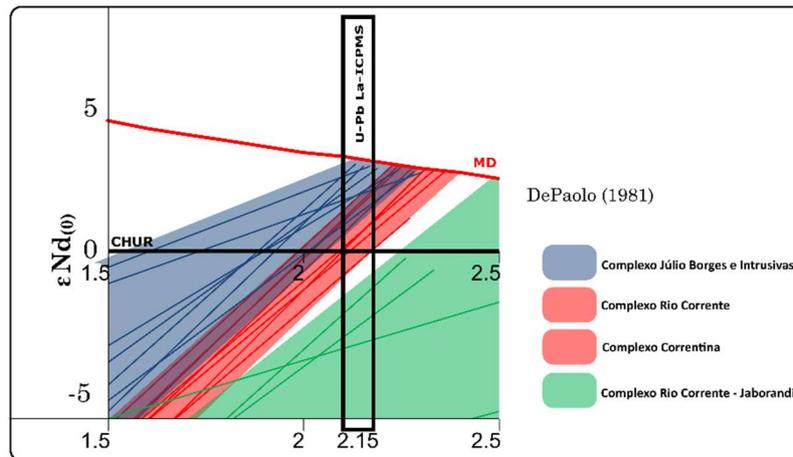


Figura 23: Idade U-Pb versus resultados $\epsilon Nd(t)$ de zircão para todas as amostras analisadas.

Com base nas informações coletadas, é possível concluir que as rochas analisadas originaram-se de fontes juvenis paleoproterozoicas, com pouca contribuição de material crustal. Isso é suportado pelos valores principalmente positivos ou ligeiramente positivos de $\epsilon Nd(t)$, que indicam gênese mantélica juvenil para os litótipos estudados.

Os resultados encontrados para as amostras de ortognaisses e granitoides na região JECC e da FRP demonstram proximidade genética significativa, sugerindo processos tectônicos e magmáticos que ocorreram durante o Paleoproterozoico e resultaram na extração de fonte mantélica. Esses resultados também confirmam as idades paleoproterozoicas obtidas pelo método U-Pb nas mesmas amostras.

De acordo com os resultados, a extração de fonte mantélica ocorreu desde o limite próximo ao Arqueano em 2,34 Ga até 2,13 Ga, em rochas que se desenvolveram inicialmente desde o Sideriano até o Riáciano. A fusão de rochas granitoides ocorreu somente no Riáciano. Os valores de $\epsilon Nd(t)$, variando de 3,13 a 0,16, indicam claramente a presença de fonte juvenil para as rochas em questão.

2.4 Discussões

Com o objetivo de aprimorar a compreensão dos registros magmáticos nas regiões de Correntina e Jaborandi, Bahia, e Avelino Lopes e Júlio Borges, Piauí, situadas no interior e borda do Cráton do São Francisco (CSF), respectivamente, e também para delimitar possíveis blocos arqueanos/paleoproterozoicos abaixo da Bacia do São Francisco, foram elaborados mapas de anomalia magnética e primeira derivada vertical (Figuras 24, 25). Tais ferramentas são essenciais para compreender a geologia de áreas com pouca exposição do embasamento e dominadas por unidades de cobertura.

Com base na teoria de Alves (2020), os mapas de anomalia magnética e primeira derivada vertical permitiram traçar lineamentos magnéticos de primeira ordem para identificar e individualizar blocos crustais. Dois tipos de mapas geofísicos foram utilizados para a análise dos domínios magnéticos.

Os domínios A1, A2 e A3 representam áreas com altos valores de anomalia magnética. O domínio A1 é limitado a noroeste e sudeste por lineamentos de primeira ordem, a leste pelo lineamento de primeira ordem NW-SE que ocorre coincidentemente sobre a Serra do Boqueirão, onde afloram as rochas do Grupo Santo Onofre. O domínio A2, pertencente ao domínio geológico estudado na região de Júlio Borges e Avelino Lopes, incluindo Mansidão, contém lineamentos de segunda ordem em padrão radial e é limitado por lineamentos de primeira ordem, sendo o limite oeste o lineamento da Serra do Boqueirão e o limite norte o limite do CSF. O domínio A3 ocupa a porção norte da área e é limitado ao sul pelo limite do CSF.

O domínio B1 ocupa a porção sudeste da área, sendo limitado a oeste pelo lineamento de direção N25E. O domínio B2 pertence ao domínio geológico da JECC, região de Correntina e Jaborandi, e nele predominam baixos valores magnéticos, com setores menos abrangentes de altos valores a valores intermediários. Lineamentos de segunda ordem também são evidenciados nesse domínio. O domínio B3 é limitado ao norte pelo limite do CSF, a leste pela Serra do Boqueirão e ao sul por lineamento de primeira ordem ENE-WSW.

É relevante ressaltar que o lineamento magnético que corresponde à Serra do Boqueirão apresenta curvatura em sua porção central, conectando-se com o lineamento que delimita os domínios A1 e B2. A ausência de continuidade nos domínios A2 e B1 (para leste e sul) e B3 (para oeste) deve-se à falta de cobertura dos produtos geofísicos ou à ausência de acesso a dados aerogeofísicos nessas regiões.

Durante a análise dos dados aeromagnéticos, foram identificados lineamentos alongados que apresentam diferenças de magnetismo entre as rochas encaixantes, sugerindo a presença de enxames de diques máficos que intrudiram em fraturas ou fissuras da rocha encaixante. Pelo menos três tipos de enxames de diques foram identificados na área de estudo. O primeiro tipo, com direção oeste-sudoeste, é interpretado neste trabalho como extensão dos enxames de diques de Januária (Chaves & Rezende, 2019). O segundo tipo, que aflora na porção central da área de estudo e tem direção WNW-ESE, é composto por gabronorito. O terceiro tipo de enxame de diques ocorre a oeste e norte da área, apresentando direção predominantemente norte-sul.

As evidências geológicas, como o paralelismo desses diques aos riftes estateriano e toniano, além da sua associação com a fase de deformação da Orogenia Brasileira, sugerem que foram formados durante eventos tectônicos significativos no Pré-Cambriano. Embora a idade exata desses diques ainda seja objeto de debate, estudos baseados em datações radiométricas de rochas adjacentes indicam idade mesoproterozoica e neoproterozoica.

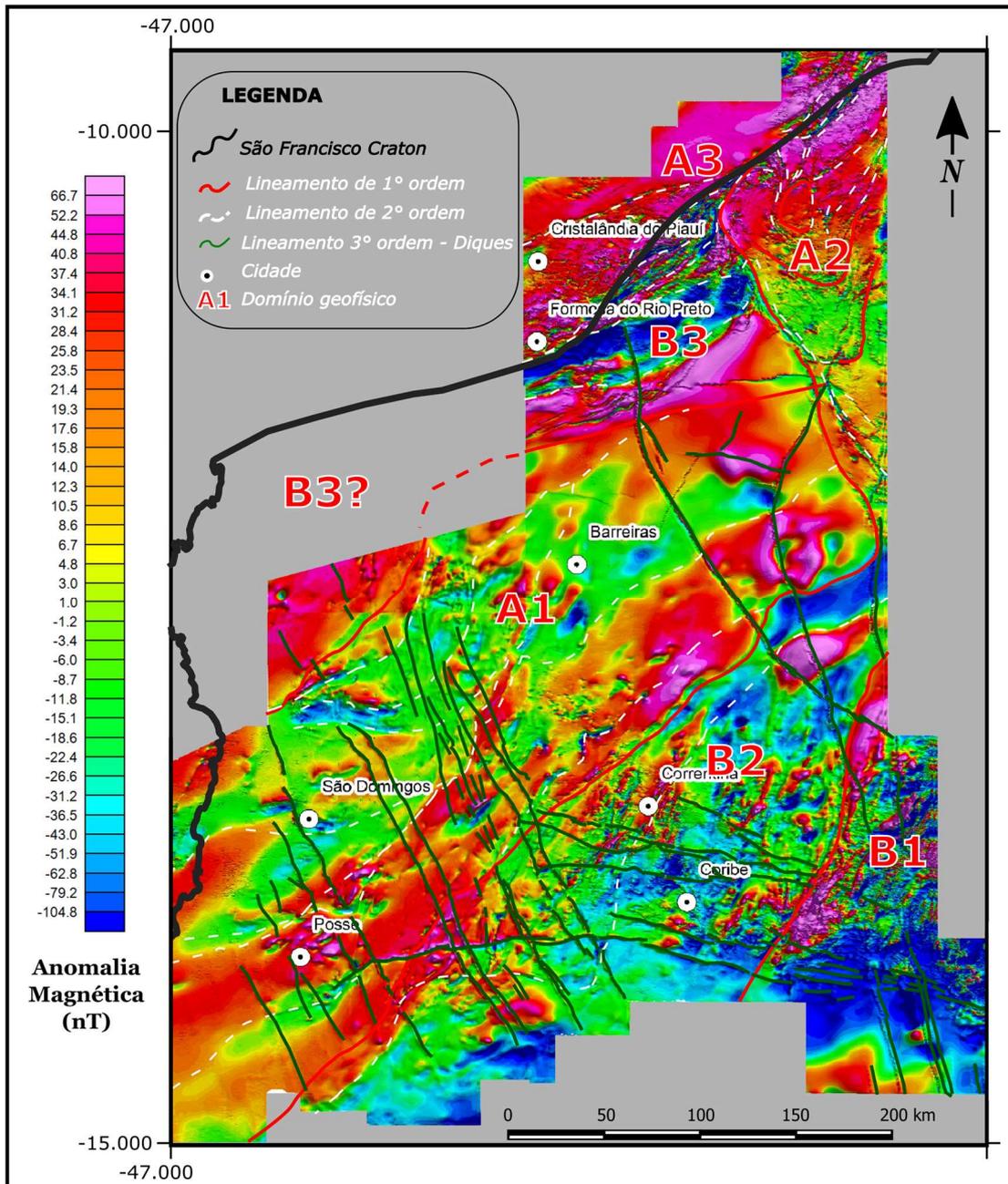


Figura 24: Anomalia Magnética; Fonte Projeto Extremo Oeste CBPM (Companhia Baiana de Pesquisa Mineral) e Bambuí (CPRM).

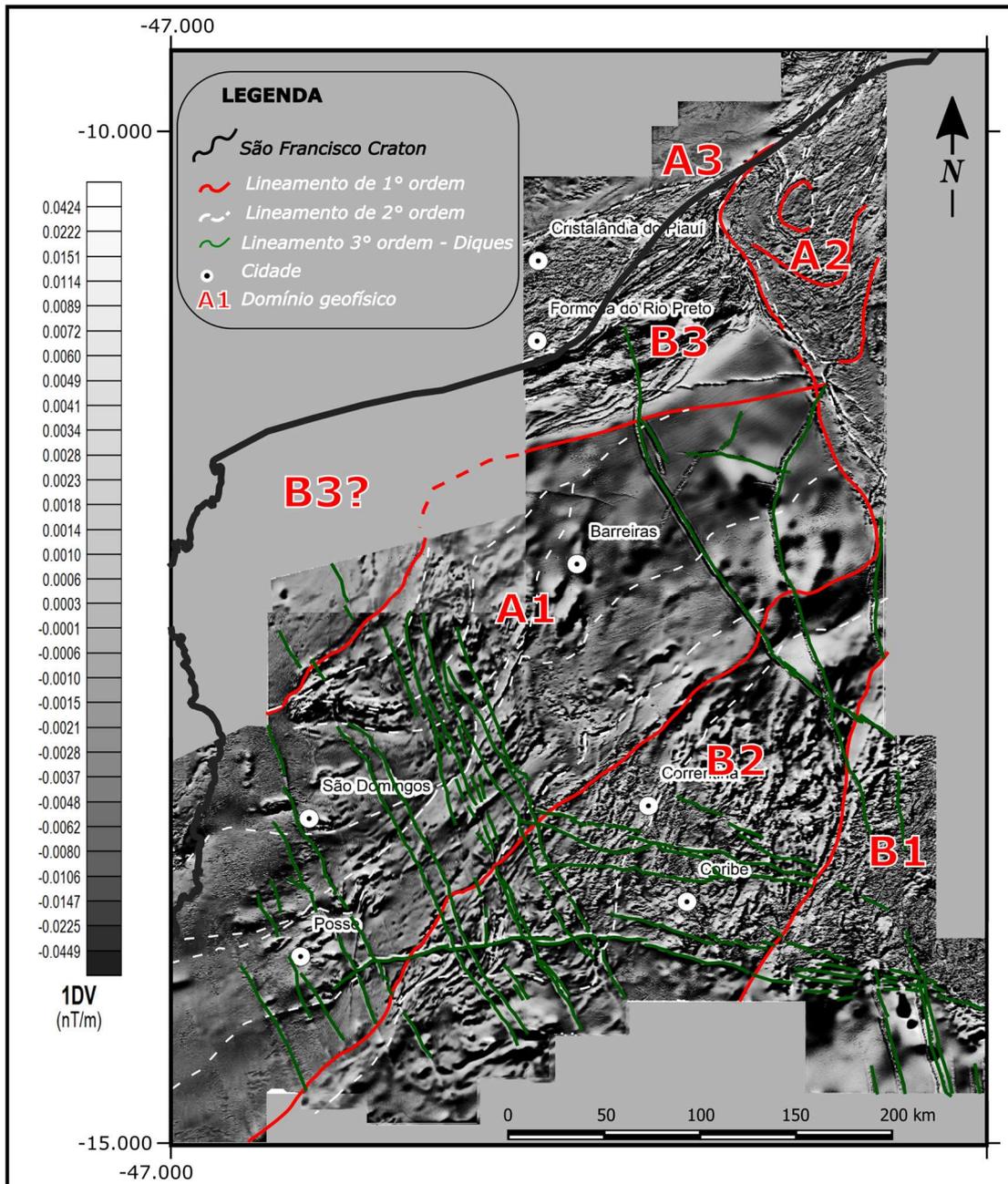


Figura 25: Mapa da primeira derivada; Fonte Projeto Extremo Oeste CBPM (Companhia Baiana de Pesquisa Mineral) e Bambuí (CPRM).

A partir da compilação dos dados isotópicos e geoquímicos, juntamente com as informações geradas neste estudo, foi possível traçar quadro comparativo das rochas presentes no setor NW do CSF e em suas margens (Figura 26). Essa análise permitiu identificar uma faixa temporal entre 2.2 e 2.0 bilhões de anos atrás, caracterizada por registros abundantes de consumo de litosfera oceânica, seja por meio de arcos intraoceânicos ou magmatismo de arco continental. Esses achados reforçam a importância desses processos na geração de magma e formação da crosta continental, contribuindo significativamente para seu crescimento. É importante mencionar que

processos semelhantes foram observados na Província Borborema, ao norte do CSF, em estudos anteriores (Caxito et al., 2020; Neves et al., 2021; Santos et al., 2022).

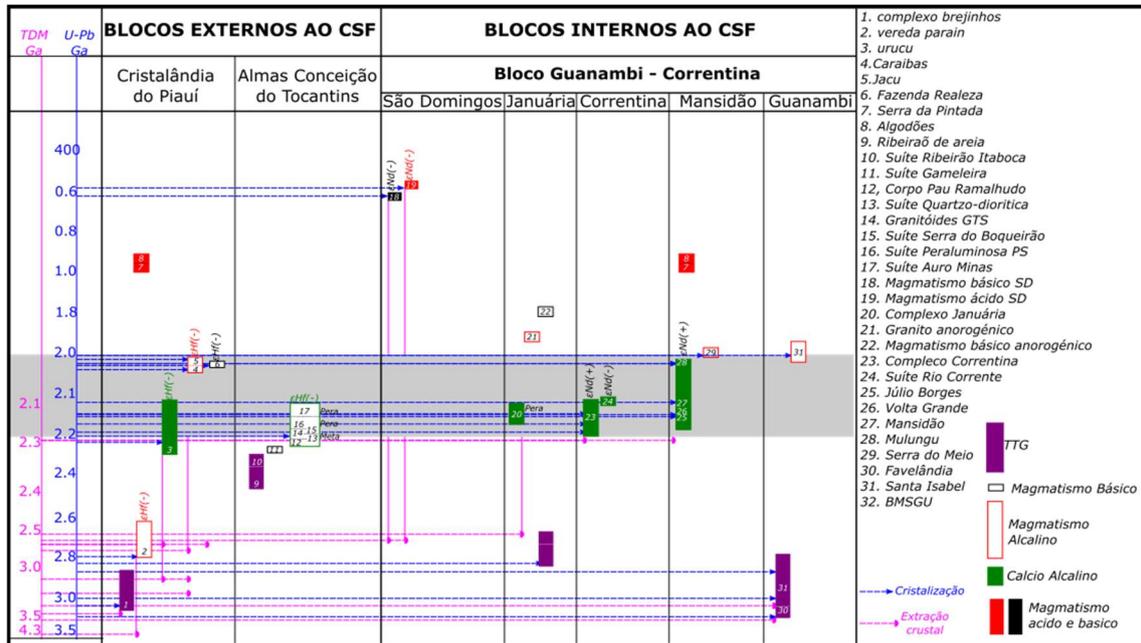


Figura 26: Quadro comparativo dos principais episódios de crescimento crustal para o setor NW do CSF. Fonte dos dados: Aquino & Batista (2011), Barros et al. (2020), Carvalho et al. (2019), Cruz (2001), Dantas et al. (2010), Dávila & Kuyumjian (2005), Farias et al. (1986), Fuck et al. (2014), Guacanimi et al. (2019), Barbosa et al. (2020, 2021), Martins-Ferreira et al. (2020), Moraes Filho (1997), Pinho & Reis (2019), Pereira (2007), Plá Cid et al. (2000), Rezende et al. (2018), Rosa, (1999), Sousa et al. (2017), Este trabalho.

A integração das diversas fontes de dados geradas neste estudo, somadas aos dados de compilação geológica, permitiu a elaboração de um modelo que delimitou os blocos do embasamento amalgamados após o término das orogenias riaciana-orosiriana na região. O magmatismo alcalino orosiriano, relacionado à cratonização, também foi destacado como processo importante no crescimento crustal, na interpretação do modelo. Além disso, exames de diques foram utilizados para inferir tentativas fracassadas de quebrar a estrutura cratônica orosiriana, sugerindo que a região é caracterizada por pronunciada rigidez tectônica. Foi adicionado ao modelo, ainda, o desenvolvimento da trama brasileira, originada pelos orógenos marginais Rio Preto e Brasília, e a instalação do Lineamento Transbrasiliano (Figuras 27, 29).

2.4.1 Modelo evolutivo para a porção NW do CSF

A porção NW do Cráton do São Francisco é uma região geológica que apresenta características muito específicas, sendo composta por quatro núcleos de rochas ígneas granito-tonalito-trondhjêmíticas (TTG). O primeiro núcleo é o complexo Brejinho do Bloco Cristalândia do Piauí (BCP), considerado o mais antigo dos quatro núcleos TTG, com idade de cristalização U-Pb de 3,19 Ga e idade T_{DM} Lu-Hf de 3,97-3,57 (Barros et al., 2020). O segundo núcleo corresponde ao Complexo Favelândia (Barbosa et al., 2020), que é um núcleo continental localizado no bloco Guanambi-Correntina, formado em cenário de arco intraoceânico. As rochas desse complexo apresentam idade do zircão U-Pb de 3,3 Ga e idade do Rb-Sr de 3,2 Ga, indicando que são paleoarqueanas (Rosa et al., 2000; Barbosa et al., 2013, 2020). O terceiro núcleo de TTG apresenta idade de 2,71 bilhões de anos e é representado pelo complexo Januária (Pereira, 2007). O quarto núcleo de TTG é representado pelos blocos Almas e Conceição do Tocantins, sendo o mais jovem dos quatro núcleos, com idade de cristalização de 2,47 bilhões de anos.

Os registros de episódios de crescimento crustal presentes nos quatro núcleos TTG indicam trajetória de crescimento comum, ligada a uma faixa orogênica acrescional de idade riaciana-orosiriana, ocorrida entre 2,2 e 2,0 bilhões de anos atrás. Esses episódios resultaram no crescimento crustal e na formação de núcleo crustal antigo e estável.

A existência dessa faixa é apoiada por dados isotópicos U-Pb e Sm-Nd obtidos em rochas ortoderivados e graníticas do embasamento da região. Esses dados revelam um pequeno intervalo, de cerca de 90 Ma, entre o tempo de extração dos líquidos mantélicos e o tempo de cristalização (Tabela 3 e 4). Além disso, os valores positivos de $\epsilon_{Nd}(t)$ encontrados em praticamente todas as amostras analisadas corroboram um cenário de arco intraoceânico, com pico de crescimento em 2,15 Ga. A ausência de grãos herdados de zircão e a assinatura de $\epsilon_{Nd}(t)$ positivo evidenciam crescimento crustal durante o Riaciano.

Essas evidências sugerem fortemente que as rochas de arcos intraoceânicos expostas em Correntina, Jaborandi, Avelino Lopes e Júlio Borges provavelmente faziam parte de um mesmo sistema e pertenciam ao mesmo paleoceanos. Esse registro é importante para entender o crescimento crustal via magmatismo juvenil calcio-alcalino no Riaciano, um período crucial na história da Terra.

O magmatismo juvenil calcio-alcalino pode promover o crescimento crustal em cenários tectônicos tardios ou pós-colisionais. Um exemplo é o Granito Mulungu

(amostra MA 064), que mostra menos deformação que as rochas encaixantes do Bloco Mansidão-Júlio Borges. A amostra MA 064 é a mais jovem relacionada a esse bloco, o que suscita questionamentos sobre sua origem como um corpo pós-tectônico de composição calcio-alcalina, conforme observado por Aquino & Batista (2011).

É importante destacar que nenhuma amostra apresentou grãos herdados com registro de idade de cristalização em 2025 ± 15 Ma, e o padrão de evolução $T_{DM} \epsilon_{Nd}$ encontrado no Bloco Júlio Borges-Mansidão é semelhante ao encontrado no Granito Mulungu. Isso sugere que a rocha se originou a partir de material extraído do manto durante o Riáciano, sem a contribuição da margem continental arqueana do paleocontinente São Francisco. Essa observação é compreensível, dada a intrusão do Granito Mulungu nas rochas juvenis do Bloco Júlio Borges-Mansidão. Ademais, outra possibilidade para o desenvolvimento do Granito Mulungu é o processo de zonas de dupla subducção com a mesma polaridade, conforme evidenciado por Noce et al. (2007), Eglinger et al. (2017) e Berssan et al. (2020).

Os arcos continentais registram o processo de formação de nova crosta continental e o retrabalhamento crustal, cujas evidências são encontradas em todos os domínios do embasamento do noroeste da paleoplaca São Francisco. As rochas do Complexo Rio Corrente, em sua fácies Jaborandi, apresentam valores de extração mantélica de 3.0 e 2.0 Ga e baixos valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ (-0,69 e -5,75), o que evidencia a contaminação da crosta por material crustal mais antigo, sinalizando o espessamento crustal. Além disso, o magmatismo alcalino pós-colisional, confirmado por Rosa et al. (2005), Resende et al. (2018), Berssan et al. (2020) e Barbosa et al. (2020), reflete a consolidação de nova crosta continental.

A comparação regional dos valores de ϵ_{Nd} dos domínios geológicos a noroeste da paleoplaca São Francisco é evidenciada na Figura 28 que ilustra a variação dos valores de ϵ_{Nd} em diferentes idades, adicionando os dados gerados neste trabalho a dados compilados da literatura (Barros et al., 2020; Fuck et al., 2014; Barbosa et al., 2020). A comparação dos valores de ϵ_{Nd} ajuda a sustentar o modelo de evolução de distintos blocos arqueanos e paleoproterozoicos amalgamados por uma faixa orogênica riaciana-orosiriana.

Após a consolidação da nova crosta continental, houve longo período de estabilidade tectônica, interrompido por eventos de tafrogênese durante o Estateriano e o Toniano. Além disso, diversos enxames de diques intrudiram o Cráton do São Francisco,

possivelmente canalizando os esforços termomagmáticos com maior intensidade nas áreas que apresentam heterogeneidades significativas no embasamento. Como resultado, esses eventos deixaram registros na geologia atual da região.

A configuração atual do Cráton do São Francisco é amplamente influenciada pela Orogenia Brasileira/Pan-Africana, com os limites cratônicos definidos em grande parte pelo Lineamento Transbrasiliano (Figuras 26, 27, 29). Ao comparar os dois domínios geológicos de Barreiras-Correntina e Mansidão-Júlio Borges, observa-se que no último ocorreu magmatismo félsico neoproterozoico, há bordas recristalizadas de idade neoproterozoica em grãos de zircão e deformação penetrativa com formação de novas assembleias mineralógicas, sugerindo perda da estabilidade cratônica (Caxito et al., 2014; Egydio-Silva, 1987; Uhlein et al., 2011; Souza et al., 2017).

O Bloco Barreiras-Correntina apresenta zonas de cisalhamento rúpteis, com quebra e cataclase e não possui registro de perda de estabilidade cratônica relacionada à Orogenia Brasileira. No entanto, ao ser comparado com o bloco Mansidão-Júlio Borges, percebe-se que a porção norte do Bloco Barreiras-Correntina sofreu perda de estabilidade cratônica e foi parcialmente descratonizada. Ainda é incerto até que ponto o processo de descratonização penetrou no noroeste do Cráton do São Francisco, devido à grande quantidade de cobertura. Contudo, Dantas et al. (2010) registraram rochas de idades neoproterozoicas na Janela de São Domingos, o que indica a ocorrência de processos geológicos importantes na região.

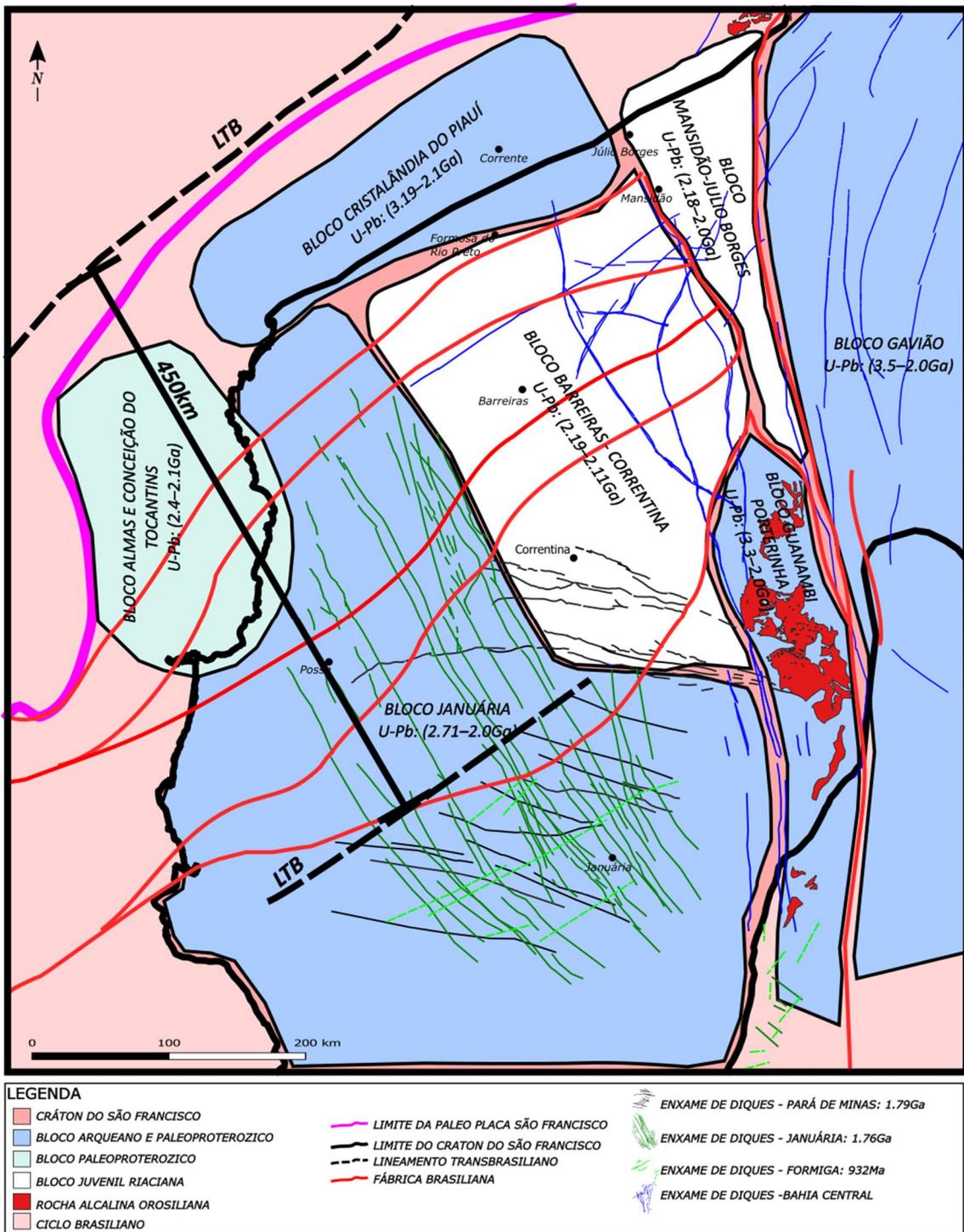


Figura 27: Modelo geológico delimitando os blocos do embasamento do domínio NW do CSF após a orogenia riaciana-orosiriana, com destaque para o magmatismo orosiriano alcalino e forte rigidez tectônica da região. Enxames de diques indicam tentativas fracassadas de quebrar a estrutura cratônica orosiriana. Inclui a trama Brasiliana, originada pelos orógenos marginais Rio Preto e Brasília, e o Lineamento Transbrasiliano. corrigir na legenda Orogenia Brasiliana

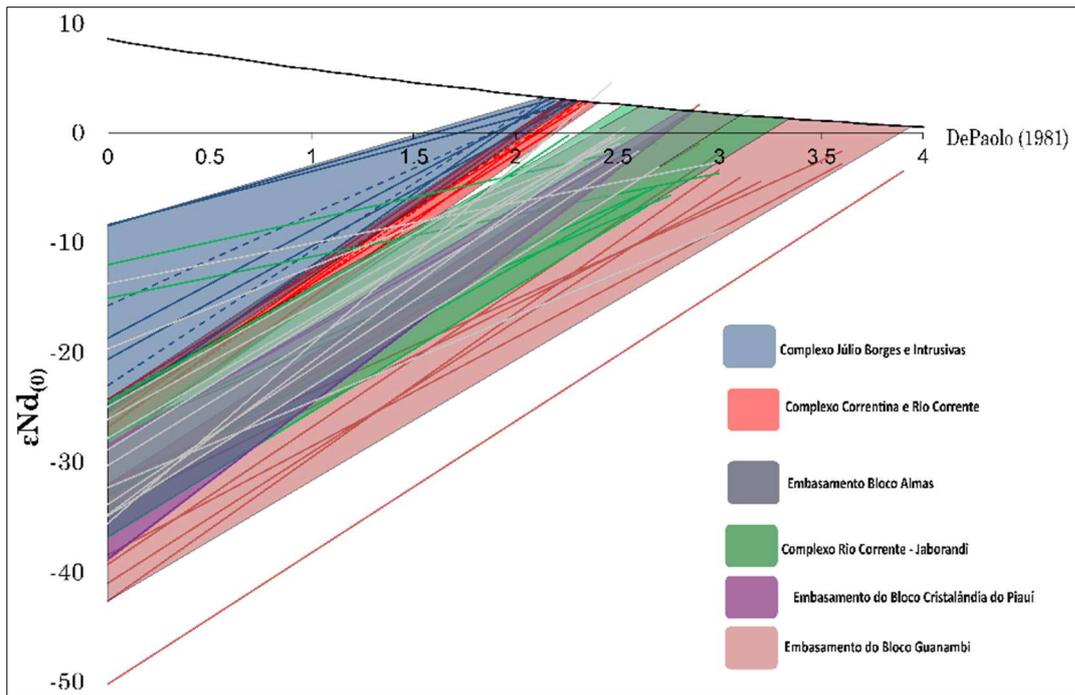


Figura 28: Variação dos valores de ϵ_{Nd} em diferentes idades das amostras coletadas na região noroeste da paleoplaca São Francisco. Os dados gerados neste trabalho foram adicionados a dados compilados da literatura (Fuck et al., 2014; Barros et al., 2020; Barbosa et al., 2020).

A Figura 29 apresenta modelo que descreve os processos envolvidos na construção e perda de estabilidade cratônica de um continente relacionadas à PPSF. Segundo o modelo, o continente foi formado pelo amálgama de distintos núcleos de TTG arqueanos e um núcleo de TTG sideriano, que foram acrescidos por arcos intraoceânicos durante longo período de subdução. Durante a formação de orógenos quentes, houve aumento na produção de calor e a tectônica de acreção e crescimento da crosta é evidenciada pelos arcos continentais que registram a participação de litosfera mais antiga durante sua geração.

Com a colisão continental, ocorreu o retrabalhamento da crosta, com fusão da crosta superior e o espessamento do manto litosférico subcontinental, resultando na cratonização por volta de 2.0 Ga, juntamente com o metassomatismo do manto litosférico subcontinental. Apesar de haver tentativas de quebra, como evidenciado pelos exames de diques estaterianos e tonianos, juntamente com seus rifts associados, como o Espinhaço e o Santo Onofre, em alguns setores da nova plataforma, há indícios de grande estabilidade crustal.

No entanto, em alguns setores desse paleocontinente, é possível encontrar evidências de descronização com intrusões de magmatismo félsico alcalino. Com a

instalação da Orogenia Brasileira, alguns setores do paleocontinente, especificamente suas bordas, foram convertidas em partes do embasamento dos orogênos marginais. A instalação do Lineamento Transbásiliano conseguiu adentrar o Cráton do São Francisco, gerando deformação penetrativa e rejuvenescimento isotópico, que ocorre de forma diferente no Bloco Barreiras-Correntina e no Bloco Mansidão-Julio Borges.

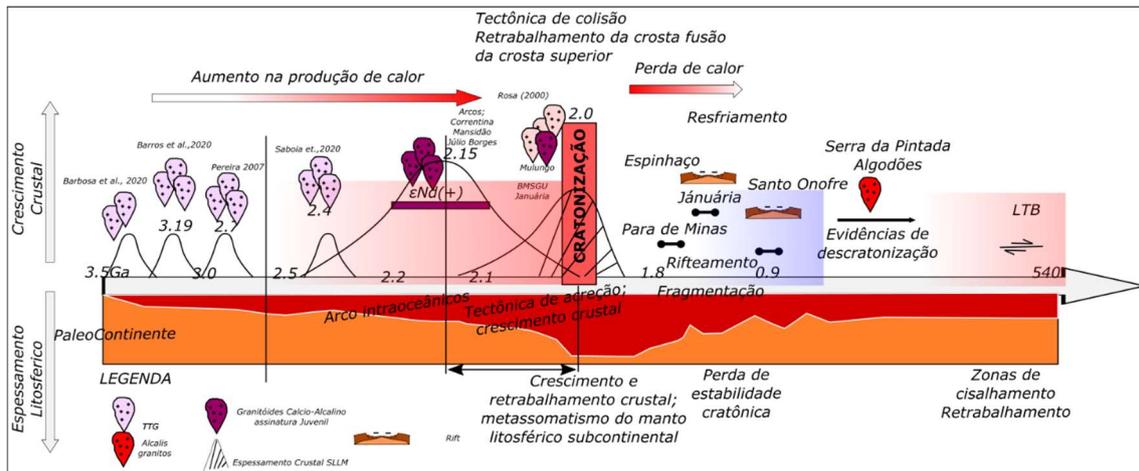


Figura 29: Modelo ilustrando a formação e perda de estabilidade cratônica de um continente relacionadas à evolução da porção noroeste do Cráton do São Francisco. A figura mostra os eventos desde o amálgama de núcleos TTG arqueanos e siderianos por arcos intraoceânicos, passando pela cratonização por volta de 2.0 Ga e a instalação da Orogenia Brasileira. Também são destacadas as tentativas de quebra, evidências de descratonização e o papel do Lineamento Transbásiliano na deformação penetrativa e rejuvenescimento isotópico. Adaptado de Allen (2007)

2.4.2 Correlações

Durante a Era Paleoproterozoica, a crosta continental da Terra experimentou transformações significativas devido à atividade magmática e tectônica, que contribuíram para seu crescimento (Condie, 2013; Block et al., 2016). Um evento tectônico importante foi a formação do supercontinente Nuna, ocorrido há cerca de 2,5 a 1,8 bilhões de anos (Zhang et al., 2012), resultando na fusão de blocos continentais menores e no aumento da crosta terrestre. Durante essa era, a atividade magmática desempenhou papel fundamental no crescimento da crosta terrestre, com grandes volumes de magma sendo solidificados na superfície terrestre.

Durante a evolução paleoproterozoica do Cráton do São Francisco, a porção NW apresentou uma história tectônica e magmática complexa, semelhante a outras regiões do mundo, como a Orogenia Eburniana no Cráton Oeste-Africano e a Orogenia

Transamazônica no Cráton Amazônico, como evidenciado em pesquisas de Baratoux et al. (2011) e Block et al. (2016).

Essas regiões compartilham características comuns, como cinturões de rochas verdes associados a arcos vulcânicos formados em zonas de subducção, durante o Riaciano. A presença de rochas vulcânicas e sedimentares é uma característica comum nessas regiões devido à formação desses arcos vulcânicos. Todas essas evidências sugerem que o Cráton do São Francisco foi parte do supercontinente Nuna durante o Paleoproterozoico (Zhang et al., 2012; Condie, 2013; Santos et al., 2022).

Os blocos Barreiras-Correntina e Mansidão-Julio Borges, presentes no Cráton do São Francisco, desempenharam papel fundamental na formação desse supercontinente e no crescimento da crosta terrestre. Portanto, o estudo desses blocos pode fornecer informações valiosas sobre a evolução da crosta continental da Terra durante a Era Paleoproterozoica.

2.5 Conclusões

Com base nos dados apresentados e discutidos, as principais conclusões são as seguintes:

1. A região NW do Cráton do São Francisco possui quatro núcleos de rochas ígneas TTG com idades que variam de 3,19 Ga a 2,47 Ga.
2. Os quatro núcleos TTG apresentam registros de crescimento crustal ligados a uma faixa orogênica acrescional de idade riaciana-orosiriana ocorrida entre 2,2 e 2,0 Ga, que resultou na formação de um núcleo crustal antigo e estável.
3. A faixa orogênica riaciana-orosiriana é confirmada pelos dados isotópicos U-Pb e Sm-Nd nas rochas da região estudada, com valores positivos de $\epsilon_{Nd}(t)$ indicando um cenário de arco intraoceânico, com pico de crescimento ocorrido em torno de 2,15 Ga atrás.
4. As rochas de arcos intraoceânicos em Correntina, Jaborandi, Avelino Lopes e Júlio Borges provavelmente pertenciam ao mesmo paleoceanos, sugerindo um sistema comum de crescimento crustal via magmatismo juvenil calcio-alcalino no Riaciano. Esse registro é importante para compreender o período crucial na história da Terra.
5. O Granito Mulungu, orosiriano juvenil e intrudido em rochas encaixantes riacianas juvenis, é um exemplo de como o magmatismo calcio-alcalino juvenil

- pode promover o crescimento crustal em cenários tectônicos tardios ou pós-colisionais.
6. Os arcos continentais registram a formação de nova crosta e retrabalhamento crustal no noroeste da paleoplaca São Francisco. Rochas do Complexo Rio Corrente, em sua facies Jaborandi, indicam contaminação crustal antiga e espessamento crustal. O magmatismo alcalino pós-colisional confirma a consolidação de nova crosta continental.
 7. Após a formação da nova crosta continental, ocorreram eventos de tafrogênese e intrusão de diques no Cráton do São Francisco, interrompendo a estabilidade tectônica e deixando registros na geologia atual da região.
 8. O Lineamento Transbrasiliano (LTB), influenciado pela Orogenia Brasileira/Pan-Africana, define a borda noroeste do Cráton do São Francisco, desempenhando papel importante nessa configuração, pois foi gerado por meio de um sistema de escape tectônico dado por zonas de cisalhamento transcorrentes, que reativaram os sistemas de empurrão e rotacionaram em profundidade os blocos crustais do embasamento.
 9. A ocorrência de magmatismo félsico neoproterozoico, bordas recristalizadas em grãos de zircão e deformação penetrativa no bloco Mansidão-Júlio Borges, sugerem perda da estabilidade cratônica durante a Orogenia Brasileira.
 10. O Bloco Barreiras-Correntina não apresenta perda de estabilidade cratônica relacionada à Orogenia Brasileira
 11. Durante a Era Paleoproterozoica, a atividade magmática e tectônica contribuíram para o crescimento da crosta continental da Terra, incluindo a formação do supercontinente Nuna. O Cráton do São Francisco teve história tectônica e magmática semelhante a blocos em outras partes do mundo, sugerindo que foi parte de Nuna.
 12. Os blocos Barreiras-Correntina e Mansidão-Julio Borges tiveram papel importante na formação do supercontinente e no crescimento da crosta terrestre. Estudá-los pode fornecer informações sobre a evolução da crosta continental na Era Paleoproterozoica.

2.6 Referências

- Abdelsalam, M. G., Liégeois, J.-P., & Stern, R. J. (2002). The Saharan Metacraton. *Brazilian Journal of Geology*, 34(3), 119–136.
- Aguilar, C., Alkmim, F. F., Lana, C., & Farina, F. (2017). Paleoproterozoic assembly of the São Francisco Craton, SE Brazil: New insights from U-Pb titanite and monazite dating. *Brazilian Journal of Geology*, 47, 95-115.
- Alcântara, D. C. B.G., Uhlein, A., Caxito, F. A., Dussin, I., & Pedroa-Soares, A. C. (2017). Stratigraphy, tectonics and detrital zircon U-Pb (La-ICP-MS) geochronology of the Rio Preto Belt and northern Paramirim corridor, NE Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 47.
- Alkmim, F. F., & Martins Neto, M. A. (2012). Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 33(1), 127-139.
- Alkmim, F. F. (2004). O que faz de um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações almeidianas ao delimitá-lo. In: *Geologia do Continente Sul-Americano, Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, 17-35.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., & Fuck, R.A. (1981). Brazilian Structural Provinces: an Introduction. *Earth-Science Reviews*, 17, 1–29.
- Almeida, J. D. A. C., Dall'Agnol, R., & da Silva Leite, A. A. (2013). Geochemistry and zircon geochronology of the Archean granite suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane, Carajás Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 42, 103-126.
- Almeida, F.F.M. (1977). O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7, 349-364
- Alves, V. A. (2020). Investigação geofísica na Porção Ocidental do Cráton do São Francisco, janelas erosivas Correntina-Coribe e São Domingos. Dissertação de mestrado, Universidade de Brasília.
- Aquino, M. R.; Batista, I. H., (2011). Geologia e recursos minerais da Folha Avelino Lopes - SC.23-Z-A-III, Estados do Piauí e da Bahia, Escala 1:100.000. Programa Geologia do Brasil – PGB, Teresina: CPRM, 2011, 88 p.
- Arcanjo, J. B. A., Braz Filho, P.D.A. (2001). Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Curimatá. Folha SC. 23-Z-A – Corrente. Folha SC.23-Y-B (Parcial) e Xique-Xique. Folha SC.23-Z-B (Parcial) – Escala 1:250.000. Estados da Bahia e do Piauí. Brasília: CPRM, 2001, 80 p.
- Arcanjo, J. B., Marques-Martins A. A., Loureiro H. S. C., Varela, P. H. L. (2000). Projeto Vale do Paramirim, escala 1:100.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, CD-ROM.
- Arcanjo, J. B., Marques-Martins, A. A., Loureiro, H. S. C., Varela, P. H. L. (2005). Projeto Vale do Paramirim, Bahia: geologia e recursos minerais. Salvador, CBPM. Série Arquivos Abertos, vol. 22, 82p.
- Baratoux, L., Metelka, V., Naba, S., Jessell, M.W., Grégoire, M., & Ganne, J. (2011). Juvenile Paleoproterozoic crust evolution during the Eburnean orogeny (~2.2–2.0 Ga), western Burkina Faso. *Precambrian Research*, 191, 18-45.
- Barbosa, J. S. F., & Dominguez J. M. L. (eds). (1996). Mapa Geológico do Estado da Bahia. Escala: 1.000.000. Texto explicativo, Salvador, 382p.

- Barbosa, J. S. F., Sabaté, P. (2002). Geological features and the Paleoproterozoic collision of four archean crustal segment of the Sao Francisco Craton, Bahia, Brazil. Uma síntese. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 74 (2), 343-359.
- Barbosa, J. S. F., Sabate, P. (2004). Archaean and Palaeoproterozoic crustal of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precambrian Res.* 133, 1–27.
- Barbosa, J. S. F., Cruz, S. S. P., Souza J. S. D. E., (2012). Terrenos Metamórficos do Embasamento. In: Barbosa JSF, Mascarenhas JF, Correa Gomes LC, Dominguez JML, Souza JS. (Eds.), CBPM- Companhia Baiana de Pesquisa Mineral, 1 ed. *Geologia da Bahia. Pesquisa e Atualização*, Salvador, pp. 1: 101-201.
- Barbosa, N. S., Teixeira, W., Bastos-Leal, L.R., Menezes Leal, A. B. (2013). Evolução crustal do setor Ocidental do Bloco Arqueano Gavião, Cráton do São Francisco, com base em evidências U-Pb, Sm-Nd e Rb-Sr *Revista Geologia USP. Série Científica* , 4, pp. 63 – 88
- Barbosa, N., Menezes Leal, A. B., Debruyne, D., Bastos Leal, L. R., Barbosa, N. S., Marinho, M., Mercês, L., Barbosa, J. S., & Koproski, L. M. (2020). Paleoarchean to Paleoproterozoic crustal evolution in the Guanambi-Correntina block (GCB), north São Francisco Craton, Brazil, unraveled by U-Pb Geochronology, Nd-Sr isotopes and geochemical constraints. *Precambrian Research*, 340.
- Barbosa, N., Debruyne, D., Barbosa, N. S., Luciano, R. L., Guedes, T. R. S., Reis, C., Barbosa, J. S. F., Pinho, I. C. A., Santos, R. L., & Brito, R. (2021). Transition from subduction to Post-Collisional Paleoproterozoic magmatism in the Correntina erosive window of the north São Francisco craton: Evidence for mantle source and slab breakoff from alkaline magmatism by U-Pb, Nd-Sr radiometric and geochemistry data. *Precambrian Research*, 362, 106314.
- Barros, R. de A., Caxito, F. de A., Egydio-Silva, M., Dantas, E. L., Pinheiro, M. A. P., Rodrigues, J. B., Basei, M. A. S., Virgens-Neto, J. das, & Freitas, M. de S. (2020). Archean and Paleoproterozoic crustal evolution and evidence for cryptic Paleoarchean-Hadean sources of the NW São Francisco Craton, Brazil: Lithochemistry, geochronology, and isotope systematics of the Cristalândia do Piauí Block. *Gondwana Research*, 88.
- Bendick, R., and Flesch, L. (2007). Reconciling lithospheric deformation and lower crustal flowbeneath central Tibet: *Geology*, v. 35, p. 895–898.
- Bersan SM, Costa AFO, Danderfer A, de Abreu FR, Lana C, Queiroga G, Storey C, Moreira H. (2020). Paleoproterozoic juvenile magmatism within the northeastern sector of the São Francisco paleocontinent: Insights from the shoshonitic high Ba–Sr Montezuma granitoids. *Geoscience Frontiers*. Sep;11(5):1821-40.
- Bitencourt, C. N., Cruz, S. C. P., (2017). Os riftes estateriano e toniano do setor Sul do Aulacógeno do Paramirim, paleoplaca São Francisco-Congo: novos dados, correlações regionais e inversão tectônica. *Dissertation, Instituto de Geociências, Instituto Brasileiro de Informação em Ciência e Tecnologia*, Brasília, 128 p.
- Brito Neves, B.B. (2019). Terrenos tectonoestratigráficos e/ou “Maciços”. *Evolução do conceito e aplicação na Zona Transversal da Província Borborema Terrae Didática*, 15 pp. 1-28.
- Brito Neves, B. B., Cordani, U. G., Torquato, J. R. F. (1980). Evolução geocronológica do Precambriano do Estado da Bahia. In: Inda, H. A. V., Duarte, F. B. *Geologia e Recursos Minerais do estado da Bahia: Textos Básicos*. Salvador, CPM, 3:1-101.
- Brito Neves B. B., Fuck. R. A. (2013). Neoproterozoic Evolution of the South-American Platform. *Journal of South American Earth Sciences*, 47: 72-89.

- Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., Campanha, G. (2021). Basement inliers of the Brasiliano structural provinces of South America. *Journal of South American Earth Sciences* 110, 103392.
- Brito Neves, B. B., Fuck, R. A. P., Martins M. (2014). The Brasiliano collage in South America: a review. *Brazilian Journal of Geology* v. 44, n. 3.
- Block, S., Baratoux, L., Zeh, A., Laurent, O., Bruguier, O., Jessell, M., ... & Bosch, D. (2014). Paleoproterozoic juvenile crust formation and stabilisation in the south-eastern West African Craton (Ghana); New insights from U-Pb-Hf zircon data and geochemistry. *Precambrian Research*, 255, 152-179.
- 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.
- Burke K. (2011). Plate tectonics, the Wilson Cycle, and mantle plumes: geodynamics from the top. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 39, 1–29
- Carvalho, C. D.; Barros, A. C. P.; Rezende, D. E.; Souza, F. R.; Broder; Barros, R. A.; Pedrosa Jr., N. C., (2019). Integração geológica e avaliação do potencial mineral das faixas marginais da borda NW do cráton do São Francisco – subárea Faixa Rio Preto. Projeto Áreas de Relevante Interesse Mineral, CPRM.
- Cawood, P. A., Hawkesworth, C. J., & Dhuime, B. (2012). Detrital zircon record and tectonic setting. *Geology*, 40(10), 875–878.
- Caxito, F. C.; Dantas, E. L. Stevenson, R. Uhlein, A. (2014). Detrital zircon (U-Pb) and Sm-Nd isotop studies of the provenance and tectonic setting of basins related to collisional orogens: the case of the Rio Preto fols belt on the northwest São Francisco Craton margim, NE Brazil. *Gondwana Research*. V26. 741-754.
- Caxito F.A., Uhlein A. & Morales L.F.G. (2010). Compartimentação estrutural da Faixa Rio Preto (NW da Bahia), um leque assimétrico de dupla vergência desenvolvido durante a Orogênese Brasileira. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 45, Belém, Anais
- Caxito, F.A. Hagemann, S., Dias, T. G., Barrote, V., Dantas, E. L., Oliveira, A. C., Campello, M. S., Campos, F. C. (2020). A magmatic barcode for the São Francisco Craton: Contextual in-situ SHRIMP U Pb baddeleyite and zircon dating of the Lavras, Pará de Minas and Formiga dyke swarms and implications for Columbia and Rodinia reconstructions *Lithos*, 374–375 p.
- Chaves, A. O., & de Rezende, C. R. (2019). Fragments of 1.79-1.75 Ga Large Igneous Provinces in reconstructing Columbia (Nuna): a Statherian supercontinent-superplume coupling?. *Episodes*, 42(1), 55-67.
- Condie K.C. (1998). Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection Earth and Planetary Science Letters, 163, pp. 97-108
- Condie, K. C. (2005). TTGs and adakites: are they both slab melts?. *Lithos*, 80(1-4), 33-44.
- Condie, K.C. (2013). Preservation and Recycling of Crust during Accretionary and Collisional Phases of Proterozoic Orogens: A Bumpy Road from Nuna to Rodinia. *Geosciences*, 3(2), 240-261. doi:10.3390/geosciences3020240
- Cordani, U.G., (1973). Definição e caracterização do Cráton São Francisco. In: *Annals of th 27th Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Aracajú*, v. 2, pp. 142–145.

- Cruz, E.L.C.C., 2001. A gênese eo contexto tectônico da mina Córrego Paiol, terreno Almas Conceição: um depósito de ouro hospedado em anfibolito do embasamento da Faixa de Dobramento Brasília. Doctoral dissertation, PhD thesis. Universidade de Brasília 189p.
- Cruz, E.L.C.C., Kuyumjian, R.M., Boaventura, G.R., (2003). Low-K calc-alkaline granitic series of southeastern Tocantins State: chemical evidence for two sources for the granite-gneissic complexes in the Paleoproterozoic Almas-Dianópolis Terrane. *Rev. Bras. Geociênc.* 33 (2), 125–136.
- Cruz, S.C.P., Barbosa, J.S.F., Pinto, M.S., Peucat, J.J., Paquette, J.L., de Souza, J.S., Carneiro, M.A., (2016). The Siderian-Orosirian magmatism in the Gavião Paleoplate, Brazil: U-Pb geochronology, geochemistry and tectonic. *Dai L, Li S, Li Z-H, Somerville I, Liu X. Dynamic processes and mechanisms for collision to post-orogenic extension in the Western Dabie Orogen: Insights from numerical modeling. Geological Journal* 2017; 1–15
- Dalziel, I. W. D., Mosher, S. L.M. (2000). Gahagan Laurentia-Kalahari collision and the assembly of Rodinia *Journal of Geology*, 108, pp. 499-513
- Dalziel, I.W.D. (1992). On the organization of American plates in the Neoproterozoic and the breakout of Laurentia *GSA Today*, 2 (11), pp. 238-241
- Danderfer Filho A. (2000). Geologia sedimentar e evolução tectônica do Espinhaço Setentrional, Estado da Bahia. Doctoral Thesis, Universidade de Brasília, Brasília, 497p.
- Dantas, E. L., Santos RV, Alvarenga CJS, Pimentel MM, Armstrong R, Fuck RA, Laux JH 2010. What is the São Domingos Sequence? A Meso-Neoproterozoic Rift Margin or an Intra-Cratonic Paleoproterozoic Basin? New Constraints on the Western Boundary of the São Francisco Cráton. VII South American Symposium on Isotope Geology. 1-3.
- Dávila, C. A. R., & Kuyumjian, R. M. (2005). Mineralizações De Ouro Do Tipo Orogênico Em Arco Magmático Paleoproterozóico, Borda Oeste Do Craton São Francisco, Regiões De São Domingos (Go) E Correntina (Ba). *Revista Brasileira de Geociências*, 35(2).
- Degler, R., Pedrosa-Soares, A., Novo, T., Tedeschi, M., Silva, L. C., Dussin, I., & Lana, C. (2018). Rhyacian-Orosirian isotopic records from the basement of the Araçuaí-Ribeira orogenic system (SE Brazil): Links in the Congo-São Francisco palaeocontinent. *Precambrian Research*, 317.
- Delgado, I. M. et. al. (2004). Geotectônica do escudo atlântico. In: Bizzi, L. A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. (eds). 2003. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Texto, Mapas & GIS*. Serviço Geológico do Brasil, Brasília, p. 227-334.
- DePaolo, D. J. (1981). Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, 291(5812), 193-196.
- Eglinger, A., Thebaus, N., Zeh, A., Davis, J., Miller, J., Parra-Avila, L.A., Loucks, R., McCuaig, C., Belousova, E., (2017). New insights into the crustal growth of the Paleoproterozoic margin of the Archean Kemaena-Man domain, West African craton (Guinea): implications for gold mineral system. *Precambrian Res.* 292, 258–289.
- Egydio-Silva M. (1987). O sistema de dobramentos Rio Preto e suas relações com o Cráton São Francisco. IGC-USP, São Paulo, Tese de doutorado, 95 p.
- Ferreira, Alanielson C. D. ; Dantas, Elton L. ; Fuck, Reinhardt A. ; Nedel, Ingrid M. . Arc accretion and crustal reworking from late Archean to Neoproterozoic in Northeast Brazil. *Scientific Reports* , v. 10, p. 7855-7855, 2020.

- Figueiredo, B. S., Cruz, S. C. P., Ribeiro, P. A., & Fleck, A. E. (2013). Geologia e arcabouço estrutural da Sequência Metavulcanossedimentar Urandi, Bahia. *Geologia USP. Série Científica*, 14(2), 55-69.
- Fuck, R.A., Dantas, E.L., Pimentel, M.M., Botelho, N.F., Armstrong, R., Laux, J.H., ... Praxedes, I.F., (2014). Paleoproterozoic crust-formation and reworking events in the Tocantins Province, central Brazil: a contribution for Atlantica supercontinent reconstruction. *Precambrian Res.* 244, 53–74.
- Ganade, C. E., Weinberg, R. F., Caxito, F. A., Lopes, L. B. L., Tesser, L. R., & Costa, I. S. (2021). Decratonization by rifting enables orogenic reworking and transcurrent dispersal of old terranes in NE Brazil. *Scientific Reports*, 11(1).
- Gioia, S. M. C. L., & Pimentel, M. M. (2000). The Sm-Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 72(2), 207-214.
- Guadagnin F. & Chemale Jr. F. (2015). Detrital zircon record of the Paleoproterozoic to Mesoproterozoic cratonic basins in the São Francisco Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, 60:104-116.
- Guimarães, J. T.; Alkimin, F. F.; Cruz, S. C. P. In: Barbosa, J. S. (Coord.) et. al. (2012). *Geologia da Bahia, Pesquisa e Atualização*, Salvador: CBPM, Série Publicações especiais, 13, p. 33 – 85
- Guimarães J. T., Teixeira, L. T., Silva, M. G. Martins, A. A. M., Filho, E. L. A., Loureiro, H. S. C., Arcanjo, J.B., Dalton de Souza, J., Neves, J. P., Mascarenhas, J. F., Melo, R. C., Bento, R. V. (2005). Datações U/Pb em rochas magmáticas intrusivas no Complexo Paramirim e no Rifte Espinhaço: Uma contribuição ao estudo da Evolução Geocronológica da Chapada Diamantina. In: SBG/BA-SE, Simpósio do Cráton do São Francisco, Salvador, Anais de Resumos Expandidos, 159-161.
- Guimarães, J.T. et al (2008). *Geologia da Chapada Diamantina—Projeto Ibitiara-Rio de Contas*. Salvador: CBPM/CPRM, Série Arquivos Abertos, v. 31, 68 p.
- Hasui, Y. *Geologia do Brasil*. São Paulo: Editora Beca, (2012).
- Hawkesworth. C., Cawood. P., Dhuime. B. (2013). Continental growth and the crustal record *Tectonophysics*, 609, pp. 651-660
- Hawkesworth. C., Cawood. P., Dhuime. B. Kemp. T.I.S. (2017). Earth's continental lithosphere through time *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 45 (1), pp. 169-198
- Heron P.J. (2018). Mantle plumes and mantle dynamics in the Wilson cycle. In: Wilson R.W., Houseman G.A., McCaffrey K.J.W., Doré A.G. & Buitter S.J.H. (eds) *Fifty Years of the Wilson Cycle Concept in Plate Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications, 470.
- Hoffman P.F.(1991). A fuga de Laurentia virou Gondwanaland do avesso? *Ciência*, 252,1409-1412,
- Ichikawa, H., Kawai, K., Yamamoto, S., Kameyama, M. (2013). Supply rate of continental materials to the deep mantle through subduction channels *Tectonophysics*, 592, pp. 46-52
- Inda, H.A.V. & Barbosa, J.F. (1978). *Texto Explicativo para o Mapa Geológico do Estado da Bahia*, SME/COM, 137p.

Jardim De Sá, E. F.; Hackspacher, P. C. (1980). Reconhecimento estrutural na borda nordeste do cráton do São Francisco. In: Congresso Brasileiro De Geologia, 31., Camboriú. Anais... Camboriú: SBG., v. 5, p. 1719-1731.

Jardim De Sá, E. F.; Brito Neves, B. B.; McCreath, I.; Bartels, R. L. (1976). Novos dados geocronológicos sobre o Cráton do São Francisco no Estado da Bahia. Anais do XXIX Congresso Brasileiro de Geologia, v. 4. p. 185-204.

Johnson, S. P., Korhonen, F. J., Kirkland, C. L., Cliff, J. B., Belousova, E.A., Sheppard, S., (2017). An Isotopic perspective on growth and differentiation of Proterozoic orogenic crust: From subduction magmatism to cratonization. *Lithos*, 268-271.

Klausen, M.B. (2020). Conditioned duality between supercontinental 'assembly' and 'breakup' LIPs. *Geoscience Frontiers*, 11(5), 1635-1649.

Laurent, O. Martin, H. Moyer, J. F Doucelane, R. (2014). The diversity and evolution of late-archean granitoids: Evidence for the onset of 'modern style' plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga *Lithos*. 205. 208-235

Leahy, G.A.S.; Conceição, H.; Rosa, M.L.S.; Macambira, M.J.B.; Martin, H.; Paim, M.M.; Santos, E.B. (1998). Maciço Sienítico de Ceraíma (Sudoeste da Bahia): idade, petrografia e geoquímica do magmatismo pós-orogênico alcalino-potássico com afinidade lamprofírica. In: H. Conceição, M.J.M. Cruz, H.J.S. Sá, P. Sabaté (Eds.). *Contribuição ao Estudo dos Granitos e Rochas Correlatas. Publicação Especial da Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Bahia-Sergipe*, 5:61-77.

Li, Z.-X. S., Zhong. (2009). Supercontinent–superplume coupling, true polar wander and plume mobility: plate dominance in whole-mantle tectonics *Phys. Earth Planet. Inter.*, 176, pp. 143-156.

Liégeois, J., Abdelsalam, M. G., Ouabadi N. E. A. (2013). Metacraton: Nature, genesis and behavior. *Gondwana Research*, Volume 23, P 220-237

Ludwig K.R. (2003). User's manual for ISOPLOT 3.00. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley, Berkeley Geochronology Center, Special Publication, 4, 70

Lui, J., Wu, Z., Fan, J., Chen, H., Xu, H., Liu, J., & Wang, H. (2019). Two phases of destruction for the North China Craton: Evidence from the Paleozoic magmatism in the western part. *Earth-Science Reviews*, 198, 102940.

Lundin, E. R & Doré, A. G. (2018) Non-Wilsonian break-up predisposed by transforms: examples from the North Atlantic and Arctic. *Geological Society, London, Special Publications* Volume 470. 375-39

Manatschal G., Lavie L. & Chenin P. (2015). The role of inheritance in structuring hyperextended rift systems: some considerations based on observations and numerical modelling. *Gondwana Research*, 27, 140–164,

Matins-Ferreira, M. A. C., Dias, A. N. C., Chemale, F., Campos, J. E. G., Seraine, M. Novais-Rodrigues, E. (2020). Multi-stage crustal accretion by magmatic flare-up and quiescence intervals in the western margin of the São Francisco Craton: U-Pb and geochemical constraints from the Almas Terrane. *Gondwana Research*. 85. 32-54.

Mascarenhas, J.F., Garcia, T.W., (1989). Mapa Geocronológico do Estado da Bahia: Texto Explicativo. Superintendência de Geologia e Recursos Minerais, Secretaria de Minas e Energia, Salvador, p. 130p.

- Mascarenhas, J. F. 1979. Estruturas do tipo “Greenstone belt” no leste da Bahia. In: INDA, H. A. V. (Org.) *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia : textos básicos*. Salvador : SME, v.2, p. 25-56.
- Medeiros, E. L. M., Cruz, S. C. P. Barbosa, J. S. F, Paquette, J. L, Peucat, J. J., Jesus, S. S. G. P., Barbosa, R. G., Brito, R. S. C., Carneiro, M. C. (2017). Complexo Santa Izabel, Bloco Gavião, Brasil: Componentes, geocronologia, correlações regionais e implicações tectônicas J. *South Am. Earth Sci.* 80, pp. 66 – 94
- Menzies, M. A., Fan, W. M., Zhang, M. (1993). Paleozoic and Cenozoic lithoprobes and the loss of >120 km of Archean lithosphere, Sino-Korean craton, China H.M. Prichard, H.M. Alabaster, T. Harris, C.R. Neary (Eds.), *Magmatic Processes and Plate Tectonics*, Geological Society, London, pp. 71-81
- Misi A. & Veizer J. (1996). chemostratigraphy of neoproterozoic carbonate sequences of the Una Group, Irecê Basin, Brazil. In: SBG/NBA-SE, Cong. Bras. Geol., 39, Anais, p. 487-489.
- Moutinho Da Costa L.A., Portela A.C.P., Marchetto C.M.L, Santos, E.L, Meneguesso G, Stein J.H., Batista M.B., Mossmann R. & Silva W.G. (1976). Projeto Leste do Tocantins/Oeste do Rio São Francisco - LETOS. DNPM/CPRM/PROSPEC, Rel. Final Integrado, Rio de Janeiro, 270 p.
- Moraes Filho, J. C. R. (Org). Coribe - folha SD.23-X-C-V: texto explicativo. Brasília: CPRM, 1997. 164p. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil).
- Murphy J.B., Gutierrez-Alonso G., Nance R.D., Fernandez-Suarez J., Keppie J.D., Quesada C., Strachan R.A., Dostal J. (2006). Origin of the Rheic Ocean: rifting along a Neoproterozoic suture? *Geology*, 34, pp. 325-328.
- Nance R.D. & Murphy J.B. (2018). Supercontinents and the case for Pannotia. In: Wilson R.W., Houseman G.A., McCaffrey K.J.W., Doré A.G. & Buiter S.J.H. (eds) *Fifty Years of the Wilson Cycle Concept in Plate*.
- Nance, R.D., Worsley, T.R. & Moody, J.B. 1986. Post- Archean biogeochemical cycles and long-term episodicity in tectonic processes. *Geology*, 14, 514–518.
- Nance R.D., Worsley T.R. & Moody J.B. (1988). The supercontinent cycle. *Scientific American*, 256, 72–79.
- Nance R.D., Murphy J.B. & Santosh M. (2013). The supercontinent cycle: a retrospective essay. *Gondwana Research*, 25, 4–29.
- Pacheco Neves, S. (2021). Comparative geological evolution of the Borborema Province and São Francisco Craton (eastern Brazil): Decratonization and crustal reworking during West Gondwana assembly and implications for paleogeographic reconstructions. *Precambrian Research*, 355, 106119.
- Noce, C. M., Pedrosa-Soares. A. C., Silva. L. C., Armstrong. R., Piuzana. D., (2007). Evolution of the polycyclic basement complexes in the Araçuaí orogen, based on U-Pb SHRIMP data: Implications for the Brazil-African link in Paleoproterozoic time. *Precamb. Res.*, 159.p 60-78
- Padilha, A. L., Vitorello, I., Pádua, M. B., Fuck, R. A. (2019). Magnetotelluric images of Paleoproterozoic Accretion and Mesoproterozoic to Neoproterozoic Reworking Processes in the Northern São Francisco Craton, Central-Eastern Brazil. *Precambrian Research*, 333, 105416.

- Paim, M.M. (1998). Petrologia da Intrusão Potássica de Cara Suja (Sudoeste da Bahia). Dissertação Mestrado. CPG em Geoquímica e Meio Ambiente, IGEO-UFBA. 147p.
- Paim, M. M.; Conceição, H; Rosa, M.L.S.; Cruz Filho, B. E.; Santos, E. B. ; Peixoto, A. A. ;
- Leahy, G.A. (1998). Maciço de Cara Suja: Petrologia de uma intrusão tardia do Batólito Monzo-Sienítico Guanambi-Urandi (Sudoeste da Bahia) e implicações geoquímicas para a gênese dos magmas sieníticos alcalinos-potássicos. Conceição, Herbert, Cruz, Manoel Jerônimo M., Sá, Haroldo J. S., Sabaté, Pierre. Contribuição ao Estudo dos Granitos e Rochas Correlatas. Publicação Especial da Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Bahia-Sergipe, v.5, p.41-59
- Padilha, Antonio L.; Vitorello, Ícaro ; DE PÁDUA, MARCELO B. ; FUCK, REINHARDT A. .
Magnetotelluric images of Paleoproterozoic accretion and Mesoproterozoic to Neoproterozoic reworking processes in the northern São Francisco Craton, central-eastern Brazil. PRECAMBRIAN RESEARCH, v. 333, p. 105416, 2019.
- Pereira, R.S., (2007). Cráton do São Francisco, kimberlitos e diamantes. University of Brasília, Unpublished PhD thesis, 200 p.
- Pinho ICA, Reis C (2019). Caracterização Petrográfica, Litogeoquímica do Embasamento Cristalino da Folha Santa Maria da Vitória, Região de Correntina e Coribe, Bahia, Brasil. XXVIII Simpósio de Geologia do Nordeste, 10: 383-537.
- Plá Cid, J., Nardi, L. V. S., Conceição, H., Bonin, B., Jardim De Sá, E. F. (2000). The Alkaline Silica-Saturated Ultrapotassic Magmatism of the Riacho do Pontal Fold Belt, NE Brazil: An example of syenite-granite Neoproterozoic association. J. South Am. Earth Sci., 13 (7): 661-683.
- Portela, A. C.; Marchetto, C.; Santos, E. L.; Meneghesso, G.; Stein, J. H.; Costa, L. A. M.; Batista, M. B.; Mossman, R.; Silva; W. G. (1976). Projeto Leste do Tocantins/Oeste do Rio São Francisco. Relatório Final. Petrópolis, PROSPEC S.A., v. 11.
- Holz. M., (2014). Projeto BAFRAN - Reavaliação geológica da porção baiana da Bacia de São Francisco. UFBA/ANP
- Raimondo, T., Hand, M. W.J. (2014). Collins Compressional intracontinental orogens: Ancient and modern perspectives Earth-Science Review, 130pp. 128-153
- Ramos, V. A Martinho, R. D Otamendi, J. E Escayola, M. P. (2014). Evolución Geotectónica de Las Serras Pampeanas Orientales.
- Reis, H. L. S. (2011). Estratigrafia e tectônica da Bacia do São Francisco na zona de emanações de gás natural do baixo Rio Indaiá (MG). Dissertation, Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP).
- Reis, H. L. S., Alkmim, F. F., Fonseca, R. C. S. , Nascimento, T. C., Suss, J. F., Prevatti, L. D. (2017). The São Francisco Basin. In: Heilbron M, Cordani UG, Alkmim FF (Eds). São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of Miniature Continent. Springer, Cham, 117-143.
- Reis, C., (2013). Geologia, sistemas deposicionais e estratigrafia isotópica do grupo Bambuí na região de Santa Maria da Vitória. Universidade de Brasília, Tese de Doutorado, p. 97p.

- Rezende, C., Chaves, A. O., Oliveira, V. (2018). Evidências Diretas E Indiretas De Arco Magmático Paleoproterozoico Na Região Do Alto De Januária – Norte De Minas Gerais. In *Geonomos* v.26 n. 02
- Rogers, J.J.W. & Santosh, M. (2002). Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic supercontinent. *Gondwana Research*, 5, 5–22.
- Rosa, M. L. S. (1999). *Geologia, Geocronologia, Mineralogia, Litogeoquímica e Petrologia do Batólito Monzo-Sienítico Guanambi-Urandi (SW-Bahia)*. PhD Thesis. Salvador: Instituto de Geociências – UFBA.
- Rowe, M. L. Kemp, A. L. S. Wingate, M. T. D. Petersson, A. Whitehouse, M. J. Riet, C. V. (2022). Cratonisation of Archaean Continental crust: Insights from U-Pb zircon geochronology and geochemistry of granitic rocks in the Narryer Terrane, Northwest Yilgarn Craton. *Precambrian Research*. 372.
- Sandiford M. & MacLaren S. (2002). Tectonic feedback and the ordering of heat producing elements within the continental lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 204: 133-150.
- Santos, L. C. M. L., Lages, G. A., Caxito, F. A., Danta, E. L., Cawood, P. A., Lima, H. M., Lima, F. J. C. (2022) Isotopic and geochemical constraints for a Paleoproterozoic accretionary orogen in the Borborema Province, NE Brazil: Implications for reconstructing Nuna/Columbia. *Geoscience Frontiers*
- Santos, N. S. (2014). *Geologia e potencialidades metalogenéticas da porção norte do Complexo Correntina – uma janela do embasamento do setor ocidental do Cráton do São Francisco na Bahia*. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharel em Geologia), Universidade Federal do Oeste da Bahia, Barreiras. 128 p.
- Schobbenhaus, C. . (1996). As Tafrogêneses Superpostas Espinhaço e Santo Onofre, Estado da Bahia: Revisão e Novas Propostas.. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 26, n.4, p. 265-276.
- Silvestone, J. (2005). Preferential embrittlement of graphitic schists during extensional unroofing in the Alps: the effect of fluid composition on rheology in low-permeability rocks. *Journal of Metamorphic Geology*.
- Sengör, A. M. C., Lom, N., & Sağdıç, N. G. (2018). Fifty Years of the Wilson Cycle Concept in Plate Tectonics: An Epitome of the Contributions of Tuzo Wilson to Geology. *Geological Society, London, Special Publications*, 470, 1–39.
- Silveira, W. P., Garrido, I. A. A. (2000). *Geologia, pesquisa mineral e potencialidade econômica do greenstone belt Riacho de Santana*. Salvador, CBPM, 39 p. (Série Arquivos Abertos, 14). Síntese por Augusto J. Pedreira
- Soares JE, Berrocal J, Fuck RA, Mooney WD, Ventura DBR (2006). Seismic Characteristics of Central Brazil Crust and Upper Mantle: A Deep Seismic Refraction Study. *Journal of Geophysical Research*, 111: 1-31.
- Sousa, F. R.; Freitas, M. S.; Virgens Neto, J. (2017). *Programa Geologia do Brasil: Geologia e Recursos Minerais das Folhas Parnaíba, Rio Paraim e Mansidão: texto explicativo*. CPRM.
- Távora, F.J.; Cordani, U.G.; Kawashita, K. 1967. Determinações de idade potássio-argônio em rochas da região central da Bahia. In: CONGR. BRAS. GEOL., 21, Curitiba Anais, SBG. p.214-244.

Teixeira, J. B. G., Misi, A., Silva, M. da G. da., & Brito, R. S. C. de . (2019). Reconstruction of Precambrian terranes of Northeastern Brazil along Cambrian strike-slip faults: a new model of geodynamic evolution and gold metallogeny in the State of Bahia. *Brazilian Journal of Geology*, 49(Braz. J. Geol., 2019 49(3)), e20190009.

Thomas W.A. (2018). Tectonic inheritance at multiple scales during more than two complete Wilson cycles recorded in eastern North.

Trompette, R. R., Uhlein, A., Egydio-Silva, M., & Karmann, I. (1992). Craton brasileiro do São Francisco: uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, 22 (4), 481-6.

Uhlein, A., Caxito, F.A., Egidio, M., Barbosa, J.S.F., (2012). Faixa de dobramentos Rio Preto e Riacho do Pontal. In: Barbosa, J.S.F., Mascarenhas, J.F., Correa-Gomes, L.C., Dominguez, J.M.L., Souza, J.S. (Eds.), *Geologia da Bahia*. CBPM – Companhia Baiana de Pesquisa Mineral, Salvador, v. 2, pp. 87–130.

Veeraswamy, K. & Raval, U. (2004) Chipping of cratons and breakup along mobile belts of a supercontinent. National Geophysical Research Institute.

Wang, K., Zhao, L., Xu, X.B. (2018). Yang Heterogeneous destruction of the North China Craton: coupled constraints from seismology and geodynamic numerical modeling *Sci. China Earth Sci.*, 61, pp. 515-526

Whitney, D. L., & Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1).

Worsley T.R., Nance R.D. & Moody J.B. (1984). Global tectonics and eustasy for the past 2 billion years. *Marine Geology*, 58, 373–400

Wu, C., Zhou, Z., Zuza, A. V., Wang, G., Liu, C., & Jiang, T. (2018). A 1.9-Ga mélange along the northern margin of the North China craton: Implications for the assembly of Columbia supercontinent. *Tectonics*, 37, 3610–3646.

Wu, F. Y., Yang, J. H., Xu, Y. G., Wilde, S. A. R., Walker, J. (2019). Destruction of the North China Craton in the Mesozoic *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 47, pp. 173-195

Yang, X. Z., Deloule, E., Xia, Q. K., Fan, Q. C., Feng, M. (2008). Water contrast between Precambrian and Phanerozoic continental lower crust in eastern China *J. Geophys. Res.*, 113,

Zhang, S., Li, Z.-X., Evans, D.A.D., Wu, H., Li, H., & Dong, J. (2012). Pre-Rodinia supercontinent Nuna shaping up: A global synthesis with new paleomagnetic results from North China.

Zhang, N., Song, X., Li, X., Li, H., Li, Y., Li, Z., and Li, X. (2019). Assembly and fragmentation of the supercontinent Pangea. *Earth-Science Reviews*, 191, 380-398.

Zheng YF, Xu Z, Zhao ZF, Dai LQ. (2018). Mesozoic mafic magmatism in North China: implications for thinning and destruction of cratonic lithosphere. *Sci. China Earth Sci.* 61:353–85.

Zhong, N., Zhang, Z., Li, X., Roberts, J. H. (2007). Supercontinent cycles, true polar wander, and very long-wavelength mantle convection *Earth Planet. Sci. Lett.*, 261, pp. 551-564, 10.1016/j.epsl.2007.07.049

Zhu, R. X., Chen, L., Wu, F.Y. (2011). Timing, Scale and Mechanism of the Destruction of the North China Craton vol. 54, pp. 789-797

Zhu, R. X., Zhang, H. F., Zhu, G., Meng, Q. Fan, H. R., Yang, J. H., Wu F. Y., Zhang, Z. Y., Zheng, T. Y. (2017). Craton destruction and related resources Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch), 106 pp. 2233-2257

2.7 Anexos 1.

AMOSTRA PEV 09A																	
Zircão	Concentrações				Razões						Idades (Ma.)						
	f(206)* (%)	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	1s%	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s %	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s abs	% U-Pb disc ^d
PEV 09A-ZR5	0.9459	0.252	1612	8.21	0.12947	1.55	6.075	2.22	0.3403	1.55	2091	54	1888	51	1987	38	9.70
PEV 09A -ZR8	0.0139	0.173	108312	90.02	0.13347	0.63	7.330	0.98	0.3983	0.66	2144	22	2161	24	2152	17	-0.79
PEV 09A 1-ZR9	0.0039	0.257	383288	26.27	0.13362	0.57	7.604	0.86	0.4127	0.52	2146	20	2227	20	2185	15	-3.78
PEV 09A -ZR12	0.3275	0.687	4726	11.22	0.11557	0.81	3.158	1.53	0.1982	1.24	1889	29	1165	26	1447	23	38.30
PEV 09A -ZR13	0.0067	0.293	222223	22.00	0.13283	0.88	8.085	1.33	0.4414	0.93	2136	30	2357	37	2241	24	-10.36
PEV 09A -ZR18	0.0070	0.196	217255	20.35	0.13293	0.52	7.117	0.85	0.3883	0.57	2137	18	2115	20	2126	15	1.05
PEV 09A -ZR25	0.0034	0.261	440311	17.52	0.13185	0.62	7.042	0.88	0.3873	0.50	2123	22	2110	18	2117	16	0.59
PEV 09A -ZR30	0.0040	0.108	381306	15.57	0.13129	0.80	6.812	1.24	0.3763	0.87	2115	28	2059	31	2087	22	2.67

AMOSTRA PEV 09B																	
Zircão	Concentrações				Razões						Idades (Ma.)						
	f(206)* (%)	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	1s%	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s %	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s abs	% U-Pb disc ^d
PEV 09B-ZR1	0.0137	0.332	110566	41.12	0.13087	0.82	7.008	1.53	0.3883	1.23	2110	29	2115	44	2112	27	-0.26
PEV 09B-ZR4	0.0031	0.157	483967	25.29	0.13043	0.34	7.112	1.18	0.3955	1.06	2104	12	2148	39	2126	21	-2.11
PEV 09B-ZR9N	0.0082	0.355	184805	26.26	0.12983	0.52	7.408	0.93	0.4138	0.67	2096	18	2232	25	2162	17	-6.52
PEV 09B-ZR9B	1.5492	0.300	996	6.71	0.13905	0.90	4.484	1.88	0.2338	1.60	2215	31	1355	39	1728	31	38.86
PEV 09B-ZR11N	0.0228	0.334	66590	19.58	0.13078	0.72	6.862	1.26	0.3805	0.97	2109	25	2079	34	2094	22	1.41
PEV 09B-ZR11B	0.0043	0.118	353960	32.54	0.13035	0.34	6.835	0.74	0.3803	0.54	2103	12	2077	19	2090	13	1.20
PEV 09B-ZR12	0.0135	0.479	112583	21.15	0.13095	0.48	6.938	1.00	0.3842	0.79	2111	17	2096	28	2104	18	0.70
PEV 09B-ZR13	0.0151	0.285	99367	21.42	0.13049	0.58	7.522	1.02	0.4181	0.75	2105	20	2252	29	2176	18	-6.99

PEV 09B-ZR15	0.0212	0.293	71128	22.66	0.13081	0.90	7.356	1.40	0.4078	1.01	2109	31	2205	38	2156	25	-4.55
PEV 09B-ZR16	0.0127	0.352	118725	19.35	0.13136	0.39	7.252	0.91	0.4004	0.73	2116	14	2171	27	2143	16	-2.58
PEV 09B-ZR17N	0.0075	0.475	200519	27.32	0.13233	0.55	7.216	0.90	0.3955	0.61	2129	19	2148	22	2139	16	-0.90
PEV 09B-ZR17B	0.5490	0.207	2783	11.92	0.13457	0.53	6.016	0.93	0.3242	0.66	2158	18	1810	21	1978	16	16.14
PEV 09B-ZR21	0.9035	0.279	1686	9.38	0.13202	1.00	6.333	1.37	0.3479	0.87	2125	35	1924	29	2023	24	9.44
PEV 09B-ZR23	0.0127	0.469	119030	15.40	0.13110	0.51	6.925	0.88	0.3831	0.61	2113	18	2091	22	2102	16	1.05
PEV 09B-ZR24	0.0023	0.231	645509	59.92	0.13007	0.40	7.700	0.90	0.4293	0.72	2099	14	2302	28	2197	16	-9.70
PEV 09B-ZR28	0.0059	0.263	254538	18.04	0.13066	0.43	6.982	0.92	0.3875	0.72	2107	15	2111	26	2109	16	-0.21

AMOSTRA PEV 05B																	
Zircão	Concentrações				Razões						Idades (Ma.)						
	f(206)* (%)	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	1s%	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s %	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s abs	% U-Pb disc ⁴
PEV 05B-ZR2	0.0092	0.242	163710	25.21	0.13590	0.40	7.576	0.90	0.4043	0.72	2176	14	2189	27	2182	16	-0.60
PEV 05B-ZR3	0.0085	0.332	179540	25.29	0.13557	0.46	6.851	0.96	0.3665	0.75	2171	16	2013	26	2092	17	7.30
PEV 05B-ZR4	0.0032	0.221	474764	16.31	0.13759	0.41	7.368	0.90	0.3883	0.70	2197	14	2115	25	2157	16	3.73
PEV 05B-ZR7	0.0040	0.256	376955	19.92	0.13726	0.36	7.479	0.75	0.3951	0.54	2193	12	2147	20	2170	13	2.11
PEV 05B-ZR13	0.0066	0.274	228517	29.49	0.13699	0.37	7.363	0.95	0.3898	0.80	2189	13	2122	29	2157	17	3.08
PEV 05B-ZR14N	0.1112	0.358	13611	12.93	0.13677	0.56	7.266	0.95	0.3852	0.68	2187	19	2101	24	2145	17	3.93
PEV 05B-ZR14B	0.0112	0.266	134806	50.06	0.13589	0.33	7.442	1.05	0.3972	0.92	2175	11	2156	34	2166	19	0.90
PEV 05B-ZR15B	0.0062	0.330	244268	26.39	0.13693	0.31	7.650	0.81	0.4052	0.64	2189	11	2193	24	2191	14	-0.18
PEV 05B-ZR16	0.0050	0.274	303074	17.45	0.13624	0.37	7.727	0.82	0.4113	0.63	2180	13	2221	24	2200	15	-1.88
PEV 05B-ZR17B	0.2068	0.294	7452	11.86	0.13329	0.82	4.531	2.09	0.2465	1.89	2142	28	1421	48	1737	34	33.67
PEV 05B-ZR18N	0.0259	0.286	58974	55.89	0.13510	0.39	5.836	0.93	0.3133	0.75	2165	14	1757	23	1952	16	18.87
PEV 05B-ZR18B	0.1801	0.255	8409	19.15	0.13554	0.40	7.169	0.90	0.3836	0.72	2171	14	2093	26	2133	16	3.59
PEV 05B-ZR19	0.0348	0.294	43209	38.79	0.13608	0.40	7.830	1.06	0.4173	0.91	2178	14	2248	34	2212	19	-3.23

PEV 05B-ZR23	0.0041	0.259	367413	27.80	0.13692	0.38	7.535	0.75	0.3991	0.53	2189	13	2165	19	2177	13	1.08
PEV 05B-ZR24	0.0066	0.362	228601	25.19	0.13631	0.41	7.300	1.06	0.3884	0.91	2181	14	2115	33	2149	19	3.00
PEV 05B-ZR25	0.0071	0.246	212210	26.58	0.13700	0.50	7.743	1.08	0.4099	0.89	2190	17	2214	33	2202	19	-1.13
PEV 05B-ZR26	0.0068	0.266	222707	26.88	0.13645	0.37	7.723	0.78	0.4105	0.58	2183	13	2217	22	2199	14	-1.58
PEV 05B-ZR29	0.0040	0.323	375013	36.38	0.13655	0.35	7.817	0.94	0.4152	0.79	2184	12	2239	30	2210	17	-2.50
PEV 05B-ZR30N	0.0173	0.496	87394	60.08	0.13573	0.33	7.056	0.83	0.3770	0.67	2173	11	2062	24	2119	15	5.11
PEV 05B-ZR30B	0.0062	0.272	243134	19.81	0.13702	0.53	7.652	0.80	0.4050	0.48	2190	18	2192	18	2191	14	-0.10

AMOSTRA PEV 08																	
Zircão	Concentrações				Razões						Idades (Ma.)						
	f(206)* (%)	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	1s %	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s %	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s abs	% U-Pb disc ⁴
PEV 08-ZR2	0.0105	0.370	144204	19.46	0.13743	0.41	7.470	0.83	0.3942	0.62	2195	14	2142	23	2169	15	2.40
PEV 08-ZR3	0.0216	0.412	69921	27.93	0.13749	0.52	7.516	0.97	0.3964	0.73	2196	18	2153	27	2175	17	1.97
PEV 08-ZR4N	0.0089	0.563	169456	16.63	0.13734	0.38	7.676	0.82	0.4053	0.63	2194	13	2194	23	2194	15	0.02
PEV 08-ZR4B	0.0095	0.412	159427	27.26	0.13716	0.39	7.584	0.79	0.4010	0.57	2192	14	2174	21	2183	14	0.83
PEV 08-ZR5	0.0274	0.368	55169	31.89	0.13708	0.47	7.372	1.02	0.3900	0.82	2191	16	2123	30	2158	18	3.09
PEV 08-ZR6	0.0180	0.396	83768	21.45	0.13729	0.52	7.473	0.90	0.3947	0.63	2193	18	2145	23	2170	16	2.22
PEV 08-ZR7	0.0115	0.441	131390	18.82	0.13676	0.53	7.472	0.88	0.3962	0.60	2187	18	2152	22	2170	16	1.59
PEV 08-ZR8	0.4028	0.267	3758	20.67	0.13709	0.70	7.296	1.11	0.3859	0.78	2191	24	2104	28	2148	20	3.96
PEV 08-ZR9	0.0190	0.415	79478	26.53	0.13651	0.59	7.482	0.91	0.3975	0.59	2183	20	2157	22	2171	16	1.19
PEV 08-ZR10	0.0568	0.544	26724	54.53	0.13730	0.67	6.949	1.09	0.3671	0.78	2193	23	2016	27	2105	19	8.10
PEV 08-ZR11	0.0102	0.379	147732	14.67	0.13706	0.51	7.429	0.89	0.3931	0.63	2190	18	2137	23	2164	16	2.44
PEV 08-ZR12	0.0386	0.394	39292	42.51	0.13644	0.52	7.186	0.90	0.3820	0.63	2183	18	2085	22	2135	16	4.45
PEV 08-ZR13	0.0047	0.238	318891	20.49	0.13556	0.38	7.502	0.76	0.4014	0.54	2171	13	2175	20	2173	14	-0.19
PEV 08-ZR14	0.0078	0.397	194336	13.90	0.13667	0.38	7.415	0.76	0.3935	0.54	2185	13	2139	20	2163	14	2.13

PEV 08-ZR16	0.0144	0.338	105214	16.27	0.13614	0.54	7.423	0.97	0.3954	0.71	2179	19	2148	26	2164	17	1.41
PEV 08-ZR17	0.0109	0.355	138748	15.78	0.13657	0.50	7.503	0.91	0.3984	0.66	2184	17	2162	24	2173	16	1.02
PEV 08-ZR18	0.0352	0.322	43016	34.57	0.13619	0.53	7.098	0.91	0.3779	0.65	2179	18	2067	23	2124	16	5.17
PEV 08-ZR19	0.0086	0.339	175541	19.91	0.13654	0.53	7.378	0.91	0.3919	0.65	2184	18	2131	23	2158	16	2.40
PEV 08-ZR20N	0.0084	0.484	179169	16.39	0.13616	0.56	7.632	0.94	0.4065	0.66	2179	19	2199	25	2189	17	-0.92
PEV 08-ZR20B	0.0202	0.373	74999	29.93	0.13707	0.46	7.149	0.86	0.3783	0.62	2190	16	2068	22	2130	15	5.58
PEV 08-ZR21	0.0077	0.255	195456	21.23	0.13654	0.41	7.683	0.88	0.4080	0.68	2184	14	2206	25	2195	16	-1.02
PEV 08-ZR22	0.0146	0.389	103398	18.03	0.13649	0.53	7.546	0.92	0.4010	0.65	2183	18	2174	24	2179	16	0.44
PEV 08-ZR23	0.0071	0.405	214056	12.86	0.13595	0.51	7.557	0.87	0.4032	0.59	2176	18	2184	22	2180	15	-0.34
PEV 08-ZR24	0.0087	0.387	172734	17.17	0.13633	0.45	7.522	0.83	0.4001	0.59	2181	16	2170	22	2176	15	0.53
PEV 08-ZR25	0.0132	0.366	114734	15.88	0.13640	0.61	7.192	1.05	0.3824	0.76	2182	21	2087	27	2135	19	4.34
PEV 08-ZR26	0.0093	0.373	162072	11.79	0.13705	0.67	7.598	1.05	0.4021	0.72	2190	23	2179	27	2185	19	0.54
PEV 08-ZR27N	0.3360	0.509	4515	15.42	0.13703	0.78	7.072	1.03	0.3742	0.56	2190	27	2049	20	2120	18	6.43
PEV 08-ZR29	0.0093	0.455	161587	16.64	0.13677	0.54	7.658	1.00	0.4060	0.76	2187	19	2197	28	2192	18	-0.46

AMOSTRA PEV 11																	
Zircão	Concentrações				Razões						Idades (Ma.)						
	f(206)* (%)	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	1s %	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s %	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s abs	% U-Pb disc ⁴
PEV 11-ZR2	0.6508	0.326	2335	3.51	0.13876	0.50	6.927	1.16	0.3620	0.99	2212	17	1992	34	2102	21	9.94
PEV 11-ZR6	0.1342	0.288	11197	19.67	0.13662	0.52	8.037	0.86	0.4266	0.58	2185	18	2290	22	2235	15	-4.84
PEV 11-ZR7	0.2685	0.279	5620	6.02	0.13850	0.53	7.740	0.86	0.4053	0.57	2209	18	2193	21	2201	15	0.69
PEV 11-ZR10	0.2207	0.330	6855	8.61	0.13721	0.68	7.387	1.09	0.3904	0.76	2192	24	2125	28	2159	19	3.08
PEV 11-ZR12	0.0095	0.311	158794	19.39	0.13617	0.61	7.596	0.99	0.4046	0.68	2179	21	2190	25	2184	18	-0.51
PEV 11-ZR13	0.6743	0.349	2238	7.36	0.13712	0.72	7.629	1.81	0.4035	1.62	2191	25	2185	60	2188	32	0.27
PEV 11-ZR14	0.1146	0.301	13150	14.14	0.13682	0.47	7.731	0.80	0.4098	0.54	2187	16	2214	20	2200	14	-1.23

PEV 11-ZR16	0.0311	0.294	48677	53.99	0.13772	0.46	7.308	0.96	0.3848	0.75	2199	16	2099	27	2150	17	4.54
PEV 11-ZR17	0.1519	0.292	9960	32.42	0.13804	0.47	7.423	0.85	0.3899	0.61	2203	16	2123	22	2164	15	3.64
PEV 11-ZR19	0.0137	0.467	110527	25.84	0.13680	0.60	7.637	1.07	0.4049	0.80	2187	21	2191	30	2189	19	-0.20
PEV 11-ZR24	0.1178	0.321	13019	40.70	0.13871	0.46	5.596	1.91	0.2926	1.81	2211	16	1654	53	1916	33	25.18
PEV 11-ZR25	0.5194	0.347	2987	22.59	0.14903	1.20	3.392	2.08	0.1651	1.66	2335	41	985	30	1503	32	57.82
PEV 11-ZR27	0.0068	0.411	221075	21.88	0.13644	0.52	7.367	0.81	0.3916	0.51	2183	18	2130	18	2157	15	2.40
PEV 11-ZR29N	0.2007	0.373	7555	14.89	0.13774	0.56	7.153	1.14	0.3766	0.92	2199	20	2060	32	2131	20	6.31
PEV 11-ZR30	0.3399	0.357	4457	5.25	0.13791	0.61	7.270	0.93	0.3823	0.59	2201	21	2087	21	2145	16	5.18

AMOSTRA PEV 03																	
Zircão	Concentrações				Razões						Idades (Ma.)						
	f(206)*(%)	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	1s%	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s %	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s abs	% U-Pb disc ^d
PEV 03-ZR1	0.0085	0.360	176673	14.52	0.13770	0.40	7.890	0.85	0.4155	0.65	2198	14	2240	25	2219	15	-1.90
PEV 03-ZR2	0.0047	0.246	317722	18.29	0.13684	0.36	7.689	0.86	0.4075	0.68	2188	13	2203	26	2195	15	-0.72
PEV 03-ZR3	0.0084	0.195	179985	16.03	0.13709	0.38	7.631	0.81	0.4037	0.62	2191	13	2186	23	2189	15	0.21
PEV 03-ZR4	0.0053	0.381	283132	14.48	0.13797	0.31	7.857	1.03	0.4130	0.91	2202	11	2229	34	2215	18	-1.21
PEV 03-ZR5	0.0066	0.223	229410	16.06	0.13816	0.32	7.501	0.77	0.3937	0.60	2204	11	2140	22	2173	14	2.91
PEV 03-ZR6	0.0045	0.417	335278	45.78	0.13737	0.50	7.603	0.90	0.4014	0.65	2194	17	2175	24	2185	16	0.86
PEV 03-ZR7	0.0078	0.344	192837	15.14	0.13672	0.43	7.501	0.86	0.3979	0.65	2186	15	2159	24	2173	15	1.22
PEV 03-ZR8	0.0077	0.199	198058	15.24	0.13749	0.47	7.221	0.87	0.3809	0.63	2196	16	2080	22	2139	15	5.26
PEV 03-ZR9	0.0053	0.209	283321	12.67	0.13777	0.51	7.337	0.90	0.3862	0.64	2199	18	2105	23	2153	16	4.27
PEV 03-ZR10	0.0103	0.340	146448	13.76	0.13741	0.70	7.752	1.31	0.4091	1.04	2195	24	2211	39	2203	23	-0.74
PEV 03-ZR11	0.0096	0.286	156794	16.38	0.13761	0.50	7.555	1.02	0.3982	0.81	2197	17	2161	30	2180	18	1.68
PEV 03-ZR12	0.0113	0.209	132931	24.60	0.13618	0.43	7.641	0.88	0.4069	0.66	2179	15	2201	25	2190	16	-0.99
PEV 03-ZR13	0.0069	0.227	218965	18.14	0.13721	0.42	7.248	0.84	0.3831	0.63	2192	14	2091	22	2142	15	4.63
PEV 03-ZR14	0.0101	0.282	150466	17.04	0.13729	0.38	7.344	0.80	0.3879	0.60	2193	13	2113	21	2154	14	3.65

PEV 03-ZR15	0.0097	0.412	155106	25.42	0.13611	0.39	7.499	0.90	0.3996	0.72	2178	14	2167	27	2173	16	0.51
PEV 03-ZR16	0.0082	0.256	184860	15.12	0.13827	0.37	7.406	0.78	0.3884	0.58	2206	13	2115	21	2162	14	4.09
PEV 03-ZR17	0.0083	0.435	181497	22.39	0.13763	0.45	7.663	0.89	0.4038	0.68	2198	16	2186	25	2192	16	0.51
PEV 03-ZR18	0.0089	0.292	169711	16.52	0.13784	0.48	7.747	0.86	0.4076	0.61	2200	17	2204	23	2202	15	-0.16
PEV 03-ZR20	0.0082	0.491	184931	27.52	0.13624	0.44	6.659	0.90	0.3544	0.69	2180	15	1956	23	2067	16	10.28
PEV 03-ZR21	0.0057	0.328	264990	34.53	0.13651	0.49	7.606	0.91	0.4040	0.67	2183	17	2188	25	2186	16	-0.19
PEV 03-ZR22	0.0111	0.353	137049	17.29	0.13717	0.44	6.925	0.91	0.3661	0.71	2192	15	2011	24	2102	16	8.24
PEV 03-ZR23	0.0081	0.288	185913	18.91	0.13694	0.41	7.493	0.85	0.3968	0.65	2189	14	2154	24	2172	15	1.58
PEV 03-ZR24	0.0070	0.185	216760	18.88	0.13770	0.46	7.577	1.02	0.3991	0.83	2198	16	2165	30	2182	18	1.54
PEV 03-ZR25	0.0395	0.301	38260	16.45	0.13728	0.78	7.466	1.10	0.3944	0.68	2193	27	2143	25	2169	20	2.28
PEV 03-ZR26	0.0125	0.397	120990	18.11	0.13705	0.37	7.542	0.79	0.3991	0.59	2190	13	2165	21	2178	14	1.16
PEV 03-ZR28	0.0072	0.494	210014	11.85	0.13785	0.41	7.484	0.84	0.3937	0.63	2200	14	2140	23	2171	15	2.74
PEV 03-ZR29	0.0113	0.245	133557	21.56	0.13696	0.34	7.367	0.91	0.3901	0.76	2189	12	2123	27	2157	16	3.00
PEV 03-ZR30	0.0263	0.489	57463	21.93	0.13725	0.80	7.316	1.23	0.3866	0.86	2193	28	2107	31	2151	22	3.92

Amostra/ Cristal											Idades Aparentes						Conc.(%)	
	f206(%)	Th	206Pb	207Pb	err (%)	207Pb	err (%)	206Pb	err (%)	Rho	207Pb	(Ma)	207Pb	(Ma)	206Pb	(Ma)		
		U	204Pb	206Pb	1sigma	235U	1sigma	238U	1sigma		206Pb		235U		238U			
MC 263																		
z06	0.02	0.26	75721	0.14	1.38	8.13	2.60	0.43	2.20	0.84		2204	24	2245	23	2290	42	103.89
z07	0.03	0.20	54317	0.14	1.35	7.76	2.30	0.41	1.86	0.80		2196	23	2204	20	2212	35	100.69
z08b	0.01	0.03	139110	0.13	0.37	5.99	0.80	0.34	0.71	0.86		2083	7	1974	7	1871	11	89.82
z09n	0.01	0.22	110427	0.13	0.70	6.84	1.22	0.37	1.00	0.81		2162	12	2091	11	2021	17	93.46
z09b	0.00	0.05	451694	0.13	0.37	6.42	0.99	0.36	0.92	0.92		2072	6	2034	9	1997	16	96.37
z10b	0.00	0.04	646966	0.13	0.31	6.37	0.79	0.36	0.72	0.90		2084	5	2028	7	1974	12	94.70
z11n	0.00	0.27	307673	0.13	0.48	6.77	1.17	0.37	1.07	0.91		2132	8	2082	10	2032	19	95.30
z11b	0.00	0.08	501972	0.13	0.87	6.35	1.18	0.36	0.80	0.65		2071	15	2025	10	1980	14	95.60
z12	0.01	0.26	174603	0.14	1.28	6.95	1.75	0.37	1.20	0.87		2164	22	2105	15	2046	21	94.52
z13n	0.01	0.29	191131	0.13	0.58	6.81	1.41	0.37	1.29	0.91		2149	10	2088	12	2026	22	94.27
z13b	0.00	0.06	442340	0.13	0.46	6.52	1.06	0.37	0.95	0.89		2083	8	2049	9	2015	16	96.73
z14n	0.02	0.25	68476	0.13	1.41	7.15	2.37	0.39	1.90	0.80		2133	25	2130	21	2128	34	99.79
z15n	0.01	0.27	107593	0.14	0.74	6.78	1.74	0.36	1.58	0.90		2164	13	2083	15	2002	27	92.50
z15b	0.00	0.12	685911	0.13	0.29	6.60	0.71	0.37	0.64	0.89		2073	5	2059	6	2046	11	98.71
z16n	0.01	0.22	100907	0.14	1.05	7.05	1.58	0.38	1.19	0.74		2171	18	2118	14	2064	21	95.05
z16b	0.02	0.13	65985	0.13	1.39	6.69	1.82	0.37	1.17	0.84		2091	24	2071	16	2051	20	98.12
z17n	0.01	0.29	272646	0.13	0.62	6.96	1.14	0.38	0.96	0.83		2143	11	2107	10	2070	17	96.61
z17b	0.01	0.07	211554	0.13	0.61	6.50	1.06	0.37	0.86	0.80		2056	11	2046	9	2037	15	99.06
z18	0.01	0.15	167975	0.13	0.71	7.24	1.32	0.39	1.12	0.83		2150	12	2141	12	2133	20	99.20
z19	0.01	0.26	128803	0.13	1.24	7.07	1.77	0.39	1.26	0.89		2127	22	2121	16	2114	23	99.38
z20	0.00	0.60	331125	0.13	0.40	7.09	0.84	0.38	0.74	0.86		2159	7	2123	7	2086	13	96.61
z21	0.01	0.21	169534	0.13	0.61	6.36	1.42	0.36	1.28	0.90		2084	11	2027	12	1972	22	94.61
z22	0.01	0.29	223902	0.13	0.53	7.10	0.95	0.38	0.79	0.81		2158	9	2125	8	2091	14	96.90
z23	0.01	0.32	224100	0.14	0.92	7.37	1.32	0.39	0.94	0.88		2167	16	2157	12	2146	17	98.99

Amostra/ Cristal											Idades Aparentes						Conc.(%)
	f206(%)	Th	206Pb	207Pb	err (%)	207Pb	err (%)	206Pb	err (%)	Rho	207Pb	(Ma)	207Pb	(Ma)	206Pb	(Ma)	
		U	204Pb	206Pb	1sigma	235U	1sigma	238U	1sigma		206Pb		235U		238U		
MC 254A																	
z01n	0.22	0.27	6856	0.14	1.24	7.17	2.32	0.38	1.95	0.84	2177	21	2133	20	2087	35	95.87
z01b	0.01	0.01	107357	0.13	0.78	7.05	1.86	0.39	1.68	0.90	2094	14	2118	16	2142	31	102.32
z02b	0.03	0.03	56773	0.12	0.84	5.28	2.45	0.31	2.30	0.94	1980	15	1865	21	1764	35	89.09
z03b1	0.07	0.02	22321	0.13	0.85	7.51	1.57	0.42	1.32	0.83	2098	15	2174	14	2256	25	107.51
z04b1	0.01	0.05	122927	0.13	1.07	6.89	2.08	0.39	1.78	0.86	2089	19	2098	18	2107	32	100.88
z04b2	0.02	0.02	65479	0.13	1.22	7.76	3.01	0.43	2.75	0.91	2117	21	2204	27	2298	53	108.56
z07b	0.00	0.01	656622	0.13	0.73	6.60	1.92	0.37	1.77	0.92	2085	13	2059	17	2033	31	97.52
z13b	0.01	0.02	173747	0.13	0.86	6.79	1.53	0.38	1.27	0.91	2099	15	2085	13	2071	22	98.66
z14b	0.01	0.01	172684	0.13	0.58	5.64	1.73	0.32	1.63	0.94	2053	10	1922	15	1803	26	87.85
z15n	0.01	0.30	136183	0.14	0.68	6.95	1.93	0.37	1.80	0.93	2190	12	2105	17	2018	31	92.17
z16	0.01	0.35	176174	0.14	1.19	8.47	2.05	0.43	1.67	0.81	2262	20	2283	18	2306	32	101.94
z17	0.04	0.31	36786	0.13	1.51	6.15	2.50	0.35	1.99	0.79	2073	26	1997	22	1925	33	92.87
z18n	0.01	0.38	106431	0.14	0.80	7.11	1.62	0.38	1.41	0.86	2183	14	2125	14	2066	25	94.66
z18b	0.01	0.02	111356	0.12	1.10	4.29	1.86	0.26	1.49	0.91	1962	20	1692	15	1483	20	75.59
z02n	0.10	0.35	14881	0.14	3.13	7.70	3.56	0.39	1.70	0.72	2244	53	2196	32	2146	31	95.62
z04n	0.03	0.29	44427	0.14	2.06	7.75	3.13	0.41	2.35	0.75	2199	35	2203	28	2207	44	100.39
z05b	0.03	0.04	49643	0.12	2.59	6.95	3.26	0.40	1.98	0.60	2022	45	2105	29	2192	37	108.42
z06b	0.01	0.04	136773	0.13	0.77	6.13	3.43	0.35	3.34	0.97	2076	13	1995	29	1918	55	92.36
z09	0.04	0.34	40984	0.13	1.40	7.34	3.20	0.41	2.88	0.90	2115	24	2153	28	2194	53	103.72
z10	0.01	0.25	185538	0.14	2.39	7.84	3.18	0.42	2.10	0.86	2178	41	2213	28	2252	40	103.41
z11	0.07	0.34	22056	0.14	1.60	7.08	3.10	0.36	2.65	0.85	2260	27	2122	27	1982	45	87.71
z12	0.02	0.09	75749	0.11	1.08	2.81	3.98	0.19	3.83	0.96	1781	20	1358	29	1106	39	62.10
z13n	0.01	0.48	126803	0.14	0.90	8.55	3.14	0.46	3.01	0.96	2177	16	2291	28	2422	61	111.29
z14n	0.04	0.32	33302	0.13	1.88	8.07	3.54	0.46	3.00	0.85	2045	33	2239	32	2457	61	120.13
z15b	0.01	0.01	182922	0.12	2.34	4.65	3.49	0.28	2.59	0.91	1956	41	1758	29	1597	37	81.63

Amostra/ Cristal											Idades Aparentes						Conc.(%)
	f206(%)	Th	206Pb	207Pb	err (%)	207Pb	err (%)	206Pb	err (%)	Rho	207Pb	(Ma)	207Pb	(Ma)	206Pb	(Ma)	
		U	204Pb	206Pb	1sigma	235U	1sigma	238U	1sigma		206Pb		235U		238U		
MA 064																	
z01	0.01	0.40	119578	0.13	0.90	6.47	1.82	0.36	1.58	0.86	2106	16	2042	16	1979	27	93.99
z03n	0.03	0.38	53415	0.13	0.60	7.15	0.93	0.40	0.70	0.80	2112	11	2130	8	2148	13	101.67
z05	0.00	0.27	505122	0.13	0.43	6.63	1.03	0.37	0.93	0.90	2115	7	2063	9	2012	16	95.15
z09	0.02	1.09	61183	0.13	0.46	7.27	1.17	0.41	1.08	0.91	2082	8	2145	10	2211	20	106.16
z10n	0.00	0.27	642779	0.13	0.62	7.95	1.00	0.44	0.79	0.85	2128	11	2225	9	2333	15	109.64
z11	0.01	0.17	133539	0.13	0.65	7.99	1.35	0.44	1.19	0.87	2108	11	2230	12	2365	23	112.23
z13N	0.00	0.38	400426	0.13	0.50	8.08	0.87	0.45	0.71	0.79	2101	9	2240	8	2394	14	113.96
z14N	0.00	0.27	622158	0.13	0.48	7.64	0.83	0.42	0.68	0.78	2122	8	2189	7	2261	13	106.55
z15-1	0.00	0.37	363845	0.13	0.59	7.71	1.20	0.43	1.04	0.92	2085	10	2198	11	2322	20	111.37
z15-2	0.00	0.28	435418	0.13	0.53	7.79	0.91	0.44	0.74	0.78	2085	9	2207	8	2340	14	112.22
z18	0.08	0.22	19185	0.13	0.51	7.75	0.98	0.43	0.83	0.84	2106	9	2202	9	2307	16	109.54
z19	0.01	0.19	116677	0.13	0.80	7.16	2.06	0.40	1.90	0.92	2109	14	2132	18	2156	35	102.22
z20	0.01	0.37	425999	0.13	1.09	7.79	1.28	0.44	0.67	0.47	2090	19	2207	12	2336	13	111.78
z21	0.05	0.16	29621	0.13	0.58	7.49	1.16	0.41	1.00	0.85	2150	10	2172	10	2195	19	102.09

Amostra/ Cristal											Idades Aparentes						Conc.(%)
	f206(%)	Th	206Pb	207Pb	err (%)	207Pb	err (%)	206Pb	err (%)	Rho	207Pb	(Ma)	207Pb	(Ma)	206Pb	(Ma)	
		U	204Pb	206Pb	1sigma	235U	1sigma	238U	1sigma		206Pb		235U		238U		
MC 471																	
z10	0.32	0.07	5266	0.10	0.68	2.28	1.74	0.16	1.60	0.92	1639	13	1207	12	980	15	59.81
z12	0.37	0.11	4530	0.11	0.79	2.73	4.18	0.18	4.09	0.98	1769	14	1337	31	1084	41	61.31
z05	0.18	0.46	9261	0.11	0.88	2.74	1.60	0.19	1.33	0.83	1736	16	1338	12	1104	14	63.56
z20	0.35	0.28	4828	0.10	1.31	2.54	1.79	0.19	1.22	0.67	1594	24	1283	13	1105	12	69.35
z14	0.07	0.32	23150	0.13	1.02	4.84	2.06	0.28	1.79	0.87	2036	18	1793	17	1591	25	78.12
z09	0.04	0.75	36751	0.13	0.70	6.15	1.20	0.33	0.97	0.79	2153	12	1997	10	1850	16	85.92
z15	0.03	0.23	51946	0.13	0.90	6.28	2.56	0.34	2.40	0.96	2144	16	2015	22	1892	39	88.27
z16	0.02	0.58	88755	0.13	0.66	6.28	1.22	0.34	1.03	0.83	2128	12	2016	11	1908	17	89.67
z21	0.25	0.78	6060	0.13	0.69	6.43	3.59	0.35	3.52	0.98	2146	12	2036	31	1929	59	89.89
z01N	0.05	0.40	28421	0.13	0.74	6.67	2.67	0.36	2.57	0.96	2152	13	2069	23	1986	44	92.25
z18	0.08	0.61	18493	0.13	0.74	6.73	1.04	0.37	0.73	0.67	2127	13	2077	9	2026	13	95.25
z04	0.00	0.93	322377	0.14	0.64	7.21	0.97	0.38	0.73	0.72	2181	11	2137	9	2093	13	95.95
z08N	0.00	0.45	333793	0.14	0.75	7.09	1.08	0.38	0.78	0.69	2164	13	2123	10	2081	14	96.15
z01B	0.09	0.41	16224	0.14	0.65	7.24	1.19	0.39	1.00	0.83	2173	11	2141	11	2108	18	97.00
z07	0.26	0.81	5772	0.13	0.83	7.15	1.29	0.39	0.99	0.80	2145	14	2130	11	2115	18	98.60
z17	0.01	0.41	163938	0.13	0.60	7.25	1.21	0.39	1.05	0.86	2156	11	2143	11	2130	19	98.77
z19	0.01	0.90	177082	0.14	0.63	7.43	1.07	0.40	0.86	0.84	2175	11	2165	10	2155	16	99.07
z11	0.00	0.70	856941	0.14	0.66	7.44	1.11	0.40	0.89	0.82	2168	11	2166	10	2164	16	99.79
z02	0.02	0.85	83339	0.13	0.58	7.59	1.01	0.41	0.82	0.79	2158	10	2184	9	2212	15	102.47
z13	0.01	0.62	138262	0.13	0.58	7.59	1.14	0.41	0.98	0.85	2155	10	2183	10	2214	18	102.75

Amostra/ Cristal	f206(%)	Th U	Idades Aparentes														Conc.(%)
			<u>206Pb</u>	<u>207Pb</u>	err (%)	<u>207Pb</u>	err (%)	<u>206Pb</u>	err (%)	Rho	<u>207Pb</u>	(Ma)	<u>207Pb</u>	(Ma)	<u>206Pb</u>	(Ma)	
			204Pb	206Pb	1sigma	235U	1sigma	238U	1sigma		206Pb		235U		238U		
MA 005																	
z01	0.05	0.22	27226	0.13	0.59	7.42	1.30	0.40	1.16	0.89	2147	10	2163	12	2180	22	101.55
z02	0.10	0.14	14608	0.14	0.79	7.64	1.96	0.41	1.79	0.91	2173	14	2189	18	2206	34	101.51
z03	0.12	0.23	12520	0.13	0.97	5.56	1.28	0.32	0.84	0.76	2070	17	1911	11	1768	13	85.42
z04	0.05	0.19	31897	0.13	0.62	7.57	1.21	0.41	1.04	0.85	2158	11	2181	11	2207	19	102.27
z05	0.08	0.14	12433	0.14	0.64	8.03	1.73	0.43	1.61	0.93	2168	11	2234	16	2307	31	106.40
z06	0.06	0.23	24527	0.13	0.61	7.44	1.30	0.41	1.15	0.88	2138	11	2166	12	2195	21	102.68
z08	0.03	0.20	23584	0.14	0.93	8.29	1.46	0.44	1.13	0.76	2176	16	2263	13	2362	22	108.55
z09	0.02	0.23	67165	0.13	0.83	8.70	1.26	0.47	0.94	0.73	2152	15	2307	11	2486	19	115.53
z10	0.05	0.19	29679	0.14	1.09	8.10	1.84	0.43	1.48	0.87	2169	19	2242	17	2323	29	107.13
z12	0.03	0.22	42993	0.14	0.63	8.74	1.08	0.46	0.88	0.80	2187	11	2311	10	2453	18	112.18
z13	0.02	0.24	91044	0.14	0.57	8.90	0.82	0.48	0.58	0.65	2170	10	2328	7	2513	12	115.83
z15	0.03	0.22	27857	0.14	0.52	8.50	1.22	0.46	1.10	0.90	2167	9	2286	11	2422	22	111.79
z16	0.04	0.17	36825	0.13	0.46	8.65	0.96	0.47	0.84	0.86	2160	8	2302	9	2466	17	114.17
z17	0.04	0.20	31680	0.14	1.23	9.44	1.84	0.50	1.37	0.88	2191	21	2382	17	2613	29	119.26
z18	0.02	0.21	61142	0.13	0.49	8.00	1.09	0.43	0.97	0.88	2149	9	2231	10	2323	19	108.10
z19	0.10	0.12	17427	0.14	0.63	8.22	0.95	0.44	0.71	0.71	2189	11	2255	9	2329	14	106.35

Amostra/ Cristal	f206(%)	Th U	Idades Aparentes														Conc.(%)	
			<u>206Pb</u>	<u>207Pb</u>	err (%)	<u>207Pb</u>	err (%)	<u>206Pb</u>	err (%)	Rho	<u>207Pb</u>	(Ma)	<u>207Pb</u>	(Ma)	<u>206Pb</u>	(Ma)		
			204Pb	206Pb	1sigma	235U	1sigma	238U	1sigma		206Pb		235U		238U			
MC 175																		
z01	0.00	0.43	329437	0.13	0.63	7.04	1.80	0.38	1.68	0.94		2155	11	2116	16	2076	30	96.37
z02n	0.01	0.45	288806	0.14	0.56	8.05	1.08	0.42	0.92	0.84		2204	10	2237	10	2274	18	103.17
z02b	0.02	0.15	65666	0.13	1.26	7.65	2.71	0.42	2.40	0.88		2142	22	2191	24	2244	45	104.74
z03	0.01	0.40	279468	0.14	0.61	7.25	1.11	0.39	0.93	0.90		2184	11	2143	10	2100	17	96.16
z05	0.00	0.40	340111	0.14	0.47	6.94	1.45	0.37	1.37	0.94		2170	8	2104	13	2038	24	93.94
z06	0.00	0.36	306383	0.14	0.60	7.87	2.03	0.42	1.94	0.95		2193	10	2216	18	2241	37	102.21
z08	0.00	0.37	535321	0.14	0.55	7.91	1.14	0.42	1.00	0.87		2191	9	2221	10	2253	19	102.86
z09	0.00	0.41	344571	0.13	0.53	6.70	1.19	0.37	1.07	0.89		2121	9	2073	10	2026	19	95.51
z10	0.00	0.44	308752	0.14	0.94	8.00	2.25	0.42	2.05	0.96		2201	16	2230	20	2263	39	102.83
z11	0.02	0.28	80134	0.13	0.41	5.64	1.61	0.32	1.56	0.97		2067	7	1922	14	1790	24	86.60
z12	0.01	0.28	193027	0.13	0.66	6.82	1.98	0.38	1.87	0.94		2086	12	2089	17	2091	33	100.27
z13	0.01	0.39	183856	0.14	0.63	7.25	1.61	0.38	1.48	0.92		2201	11	2143	14	2084	26	94.67
z14	0.00	0.36	507901	0.14	0.97	7.18	1.79	0.38	1.50	0.93		2189	17	2134	16	2077	27	94.87
z15	0.00	0.17	300446	0.13	0.48	7.24	1.48	0.39	1.40	0.94		2148	8	2141	13	2134	25	99.33
z16	0.01	0.44	211013	0.14	0.65	7.08	1.93	0.38	1.81	0.94		2174	11	2122	17	2068	32	95.15
z17	0.00	0.65	349042	0.14	0.47	8.26	1.17	0.42	1.07	0.91		2244	8	2260	11	2277	21	101.50
z18	0.00	0.07	319909	0.14	1.07	7.68	1.79	0.41	1.43	0.92		2186	19	2194	16	2204	27	100.83
z20	0.01	0.43	286917	0.13	0.45	7.12	1.22	0.38	1.14	0.93		2157	8	2126	11	2094	20	97.11
z21	0.00	0.27	517913	0.14	0.54	8.07	2.22	0.43	2.15	0.97		2192	9	2239	20	2290	41	104.47
z22	0.00	0.36	365030	0.14	0.98	7.58	2.61	0.40	2.42	0.98		2186	17	2182	23	2178	45	99.66

CAPÍTULO 3

3 OVERPRINT CATACLÁSTICO NA ZONA DE CISALHAMENTO SETE ILHAS, BORDA NW DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO

3.1 Introdução

Zona de cisalhamento é uma região em rochas submetidas a tensão significativamente maior do que nas rochas circundantes. As margens dessa zona são definidas por mudanças na tensão, muitas vezes evidenciadas pela rotação de marcadores pré-existentes ou pela formação de nova trama (Ramsay e Graham, 1970; Fossen & Cavalcante, 2017).

Para entender a evolução e o comportamento das zonas de cisalhamento, é essencial compreender os mecanismos de deformação em microescala. Esses mecanismos podem ser classificados em diferentes tipos, dependendo da natureza do material e das condições de deformação. Em maiores profundidades, formam-se as zonas de cisalhamento viscosas, dominadas por mecanismos cristal-plásticos, como dissolução por pressão e deformação intracristalina controlada por defeitos cristalinos (Passchier e Trouw, 1996). Esses processos podem levar à formação de rochas da série milonítica (Passchier & Trouw, 2005).

As zonas de cisalhamento friccionais ou quebradiças são encontradas acima da transição para a fácies xisto verde, e nelas os minerais apresentam comportamento elástico e não são capazes de deformar plasticamente. Nesses casos predominam mecanismos friccionais, como fratura de grãos, deslizamento por fricção e rotação de grãos, o que leva à formação de brechas e cataclasitos. O fluxo cataclástico é o principal mecanismo responsável pela formação desses últimos, atuando na escala de grão e envolvendo microestruturas de deslizamento friccional, rolamento e fraturamento de grãos, o que produz fraturas intra- e transgranulares. As rochas cataclásticas apresentam ampla variedade granulométrica na microescala e uma feição contínua em mesoescala (Caine et al., 2016; Blenkinsop, 2002; Passchier e Trouw, 2005).

O overprint cataclástico é processo de deformação que ocorre quando uma zona de cisalhamento atinge sua fase final de evolução, resultando em deformações predominantemente por fraturas e esmagamentos, devido à diminuição da taxa de deformação e ao aumento da rigidez da zona de cisalhamento. A reativação de estruturas pré-existentes em condições de baixa temperatura ou alta taxa de deformação, como em zonas de cisalhamento, pode intensificar a deformação, levando à formação de tramas de alta temperatura que se sobrepõem às estruturas pré-existentes, resultando em deformação

significativa da estrutura original, conhecida como overprint cataclástico (Fossen & Cavalcante, 2017).

De acordo com Tullis et al. (1982), a transição de rochas da série milonítica para a série cataclástica ocorre quando a deformação passa a ser dominada por fraturamento. O overprint cataclástico é caracterizado por fraturas curvas, zonas de cisalhamento miloníticas e de alto ângulo, zonas de cisalhamento de baixo ângulo e brechas, além de estruturas associadas, como foliação de crenulação, bandas de cisalhamento e dobras de tração.

As rochas pseudoquilíticas são comumente associadas a zonas de cisalhamento, em que há deformação intensa, com diferentes tipos de fraturas interconectadas. A análise microestrutural dessas rochas pode fornecer informações cruciais sobre a história tectônica de uma região (Tullis et al., 1982). São compostas por mistura de minerais silicáticos e óxidos de ferro-níquel, formados pela alteração de matriz de grãos finos em condições de alta pressão e temperatura (Tullis et al., 1982), e podem ser encontradas em zonas de cisalhamento como resultado do processo de cataclase, que causa deformação intensa e heterogênea.

Além das rochas pseudoquilíticas, a análise microestrutural também pode revelar a presença de pseudotaquilitos associados a zonas de cisalhamento. Pseudotaquilitos são uma variação de rochas pseudoquilíticas formadas por processos de fusão localizada, resultantes de alta pressão e temperatura associadas a processos de cisalhamento (Kirkpatrick et al., 2015). Essas rochas apresentam texturas vítreas, caracterizadas por mistura heterogênea de materiais ígneos e metamórficos, como quartzo, feldspatos, micas e outros minerais.

A presença de pseudotaquilitos em uma região pode fornecer informações importantes sobre a história tectônica da área e indicar eventos de cisalhamento de alta energia. Essas rochas também podem indicar fase posterior de deformação cataclástica, que ocorreu após a formação de rochas da série milonítica, indicando reativação da zona de cisalhamento (Rybacki et al., 2017). A análise da distribuição espacial das rochas pseudoquilíticas e pseudotaquilitos em diferentes níveis estruturais pode fornecer informações sobre a geometria e a evolução da zona de cisalhamento. Portanto, o overprint cataclástico é importante para entender a evolução estrutural de uma região e suas implicações na formação de recursos naturais (Tullis et al., 1982; Fossen & Cavalcante, 2017).

A zona de cisalhamento Sete Ilhas é de grande importância geológica e estrutural, estendendo-se por cerca de 13 km ao longo da borda NW do Cráton do São Francisco, na região central do Brasil. A zona apresenta regime transcorrente dextral com direção NE-SW, evidências de overprint cataclástico e rochas pseutaquilíticas. A continuidade da zona de cisalhamento pode ser detectada em imagens de anomalias magnéticas, indicando extensão de cerca de 100 km, sugerindo que a zona de cisalhamento Sete Ilhas é estrutura tectônica de grande escala, com implicações importantes para a evolução geológica da região central do Brasil.

Neste estudo foram realizadas análises micropetrográficas detalhadas das rochas deformadas ao longo da zona de cisalhamento Sete Ilhas, bem como análises U-Pb e mapeamento geológico e uso de mapas magnéticos geofísicos. O objetivo principal foi compreender os mecanismos de deformação e evolução da estrutura, bem como avaliar a contribuição da zona de cisalhamento Sete Ilhas para a formação do embasamento cristalino e verificar a extensão da área de dano do Lineamento Transbrasiliiano para a borda noroeste do Cráton do São Francisco.

3.2 Configurações Geológicas e Geofísicas Regionais

O Cráton do São Francisco, situado no setor oriental da Plataforma Sul-Americana, é uma unidade tectônica amalgamada durante eventos termotectônicos do Sideriano ao Orosiriano (ca. 2,4–2,0 Ga), segundo Almeida (1977) e Almeida et al. (1981) (Figura 1), e é bordejado por cinturões orogênicos neoproterozoicos (Almeida, 1977; Trompette et al., 1992; Alkmim, 2004).

Na região NW do CSF, adjacente aos orógenos Brasília e Rio Preto, predominam granitoides, enquanto vestígios de rifts e bacias tipo sag mesoproterozoicas do Supergrupo Espinhaço e do Grupo Santo Onofre ocorrem de forma limitada. A região oeste da Bahia é representada pela Formação Sete Lagoas, descrita por Moraes Filho (1997) como representante da parte basal do Grupo Bambuí. Em discordância angular erosiva, ocorre a Bacia Cretácea Sanfranciscana (BCS), representada pelos sedimentos clásticos do Grupo Urucuaia, de idade cretácea. A base do Grupo Urucuaia é composta por arenitos finos e níveis argilosos com estratificação cruzada de grande porte, enquanto o topo é composto por arenitos finos a médios, contendo níveis conglomeráticos localmente silicificados (Campos & Dardenne, 1997).

O primeiro limite noroeste do CSF foi traçado por Almeida (1977) e as primeiras modificações foram feitas por Egydio-Silva (1987), com base em relações estratigráficas, estruturais e geocronológicas entre o Grupo Bambuí, o Grupo Rio Preto e o Supergrupo Espinhaço. Caxito et al. (2014) incluem no domínio externo do cráton as rochas contidas entre as serras do Estreito e Boqueirão, reduzindo a área cratônica a leste. Grande parte das divergências quanto ao limite preciso do CSF ocorre devido à pouca exposição do embasamento, que é quase completamente encoberto pela Bacia do São Francisco.

Os recentes levantamentos aerogeofísicos realizados na porção norte da Bacia do São Francisco mostram forte paralelismo de inúmeros lineamentos de primeira e segunda ordem, que acompanham a estruturação do Lineamento Transbrasiliano (LTB). Novos limites foram propostos, mas, em sua maioria, são inferidos com base em dados geofísicos magnéticos e de anomalia Bouguer (Hasui, 2012; Alves et al., 2020). As novas definições reduzem ainda mais a porção noroeste do CSF, com base em evidências da estruturação brasileira no embasamento profundo. Alves et al. (2020) destacam o paralelismo da borda NW com a estruturação do LTB.

Padilha et al. (2019), com base em perfil magnetotelúrico de banda larga ao longo de 580 km de extensão leste-oeste no norte do Cráton São Francisco, fazem considerações sobre a heterogeneidade da litosfera cratônica e as inúmeras interfaces de condutividade vertical, interpretadas como zonas de sutura críptica devido ao amálgama em grande escala de fragmentos continentais e microcontinentes durante a construção do Cráton do São Francisco no Paleoproterozoico. A seção se localiza muito mais ao norte do que os limites atuais e se destaca por evidenciar a estruturação paleoproterozoica.

Existem dois tipos principais de evidências que sinalizam a extensão da área de dano do Lineamento Transbrasiliano para a borda noroeste do CSF. São indicadas por métodos indiretos e por métodos diretos, mostrando a forte presença de reativações fanerozoicas. O registro físico de deformações no embasamento na área de estudo ainda não foi evidenciado.

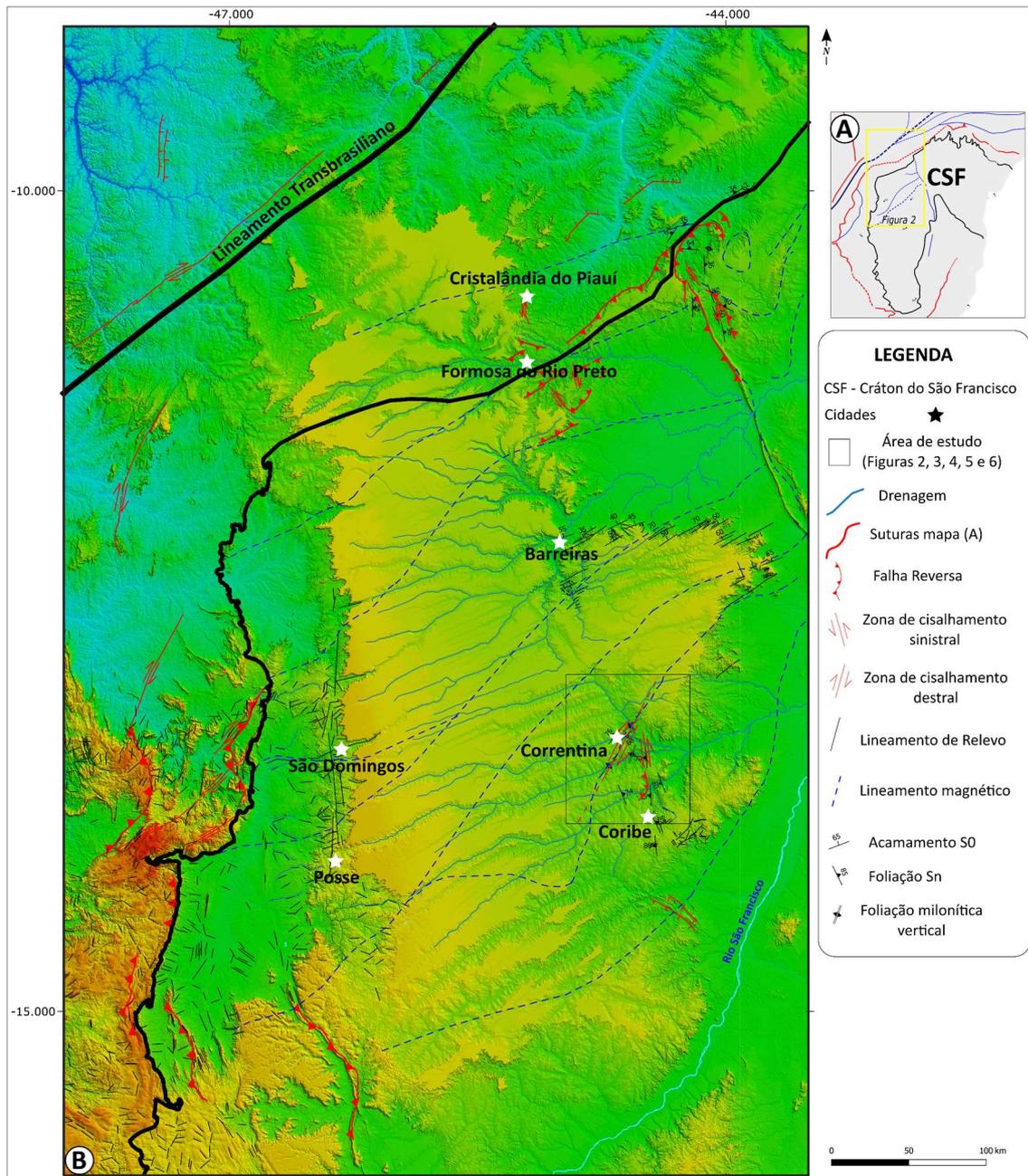


Figura 1: A) Mapa de localização do Cráton do São Francisco, destacando a área coberta pelo mapa da Figura 3B. B) Mapa geológico simplificado da porção noroeste do Cráton do São Francisco. Fonte dos dados shapefile utilizados para a elaboração do mapa: "Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras", 2ª edição, 2014. Imagem de fundo: Alos Palsar.

3.3 Metodologia

Foram utilizados dados de aerogeofísica magnética obtidos em levantamento realizado com altitude de voo de 100 metros e linhas de produção e controle espaçadas em 0,5 km e 5,0 km, respectivamente, no Projeto Bambuí, Bahia. O levantamento foi realizado pelo Programa Geologia do Brasil (PGB) do Ministério de Minas e Energia

(MME), em conjunto com a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM). Interpolação e filtragem dos dados foram realizadas por meio do software GEOSOFT Oasis Montaj 8.4. Com os dados XYZ, foram gerados mapas de Anomalia Magnética (AM) e Primeira Derivada Vertical (DV).

Durante as etapas de campo, foram selecionadas 19 amostras para estudo micropetrográfico e 3 amostras para análises de U-Pb em zircão por meio da técnica LA-ICP-MS. Todas as amostras foram analisadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília.

As amostras selecionadas para análise isotópica de U-Pb foram britadas e moídas e a seguir peneiradas a uma fração inferior a 500 μm . A seguir, foram submetidas a separação magnética em equipamento Frantz, seguida por procedimento de microbateamento e triagem com auxílio de lupa binocular para obter frações, formatos e tamanhos de grãos de zircão. Os grãos de zircão foram montados em blocos com resina epoxy a frio e a seguir foram desbastados e polidos para análises de alta resolução, segundo metodologia de Böhn et al. (2009).

Os blocos com cristais expostos foram limpos em banho de ácido nítrico (3%) em ultrassom e acetona para a extração de resíduo úmido antes de serem analisados em equipamento Multi-Collector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry Thermo Finnigan Neptune (LA-MC-ICP-MS), acoplado a sistema de ablação a laser UP213 Nd YAG da New Wave Research, localizados no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. O material em pó é transportado por fluxo de gás He ($\sim 0,40$ L/min) e Ar ($\sim 0,90$ L/min). Nas análises foi utilizado o padrão internacional GJ-1 e zircão Temora ou o padrão interno do laboratório PAD-1. A análise é feita utilizando-se a ablação dos cristais por laser, em pontos com diâmetros de 25 a 40 μm , à frequência de 9 a 13 Hz e 0,19-1,02 J/cm² de intensidade. Para a aquisição dos dados, foram utilizados 40 ciclos de 1 segundo em sequência de leitura composta de um branco, um padrão, quatro amostras, um branco e um padrão. Em cada leitura foram medidas as intensidades das massas de ²⁰²Hg, ²⁰⁴(Pb+Hg), ²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb, ²⁰⁸Pb e ²³⁸U. A redução de dados brutos, inclusive as correções de branco, desvios do equipamento e correção de presença de chumbo, foram calculadas em planilha de rotina Excel própria do laboratório, baseadas em ISOPLLOT V.3 (Ludwig, 2003).

3.4 Resultados

3.4.1 *Quadro Geral e observações de campo*

Para compreensão mais aprofundada da estrutura da área de estudo e das condições de contorno que cercam a zona de cisalhamento amostrada, foram obtidos produtos geofísicos magnéticos como mapas de anomalia magnética e Amplitude do Sinal Analítico. Os produtos possibilitaram a identificação de três domínios distintos: domínio A, caracterizado por alta intensidade magnética, domínio M, de intensidade magnética média, e domínio B, de baixa intensidade magnética.

A classificação foi utilizada em todos os produtos gerados. O mapa de anomalia magnética (Figura 2) mostra feição triangular de alta anomalia magnética no centro da imagem e lineamentos de primeira ordem de direção N30E. As interpretações do mapa de Amplitude do Sinal Analítico (SA) (Figura 3) permitiram melhor delineamento da geometria triangular no centro do mapa e melhor caracterização do lineamento de primeira ordem. Por último, o mapa de amplitude do sinal analítico do campo magnético total (ASA) (Figura 3) permitiu a individualização da área em dois domínios de alta e baixa intensidade, bem como a caracterização de diques de direção leste-oeste.

A confecção dos produtos permitiu a busca direta em campo de afloramentos relacionados às principais discontinuidades do embasamento. Foram identificados três grandes domínios estruturais: a zona de cisalhamento dextral 7 Ilhas a oeste, a zona de cisalhamento sinistral Rio Arrojado a leste e a falha reversa de direção norte-sul Jaborandi ao sul (Figura 4). Os dados de atitude da foliação Sn (Figuras 2-4) e respectivos estereogramas, mostram paralelismo da foliação quando próxima de qualquer uma das grandes estruturas. Os dados de planos de falha e suas respectivas estrias foram usados para a determinação do campo de tensão (Figura 6).

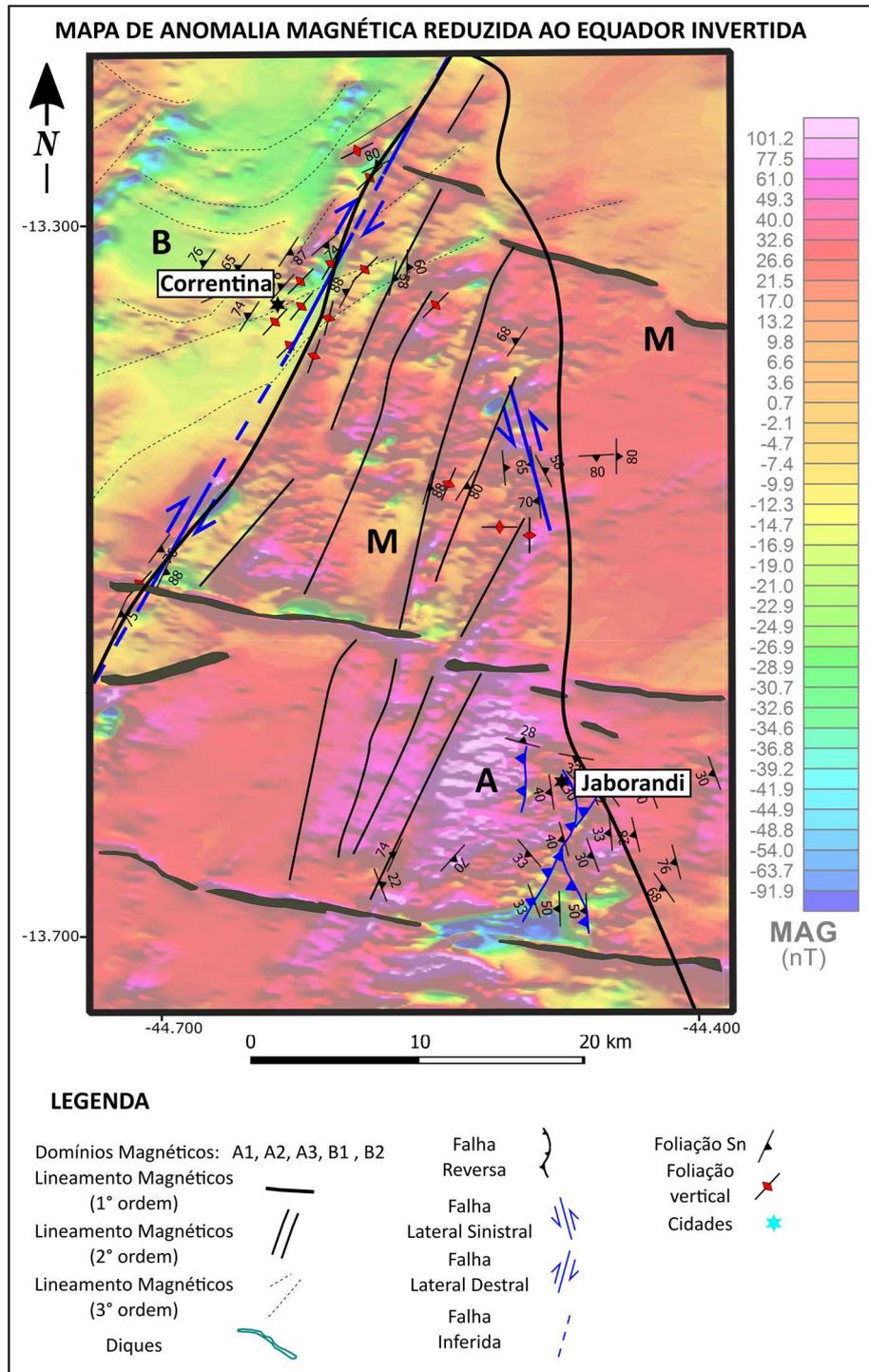


Figura 2: Mapa de lineamentos magnéticos e domínios de anomalia magnética sobre a anomalia magnética (AM). Os lineamentos magnéticos são representados por linhas contínuas escuras e os domínios magnéticos são indicados pelas áreas coloridas, sendo o domínio de alta intensidade representado pela letra A, o domínio de média intensidade pela letra M e o domínio de baixa intensidade pela letra B. A intensidade magnética é medida em nanoteslas (nT) e é representada pela escala de cores apresentada na margem do mapa para facilitar a interpretação.

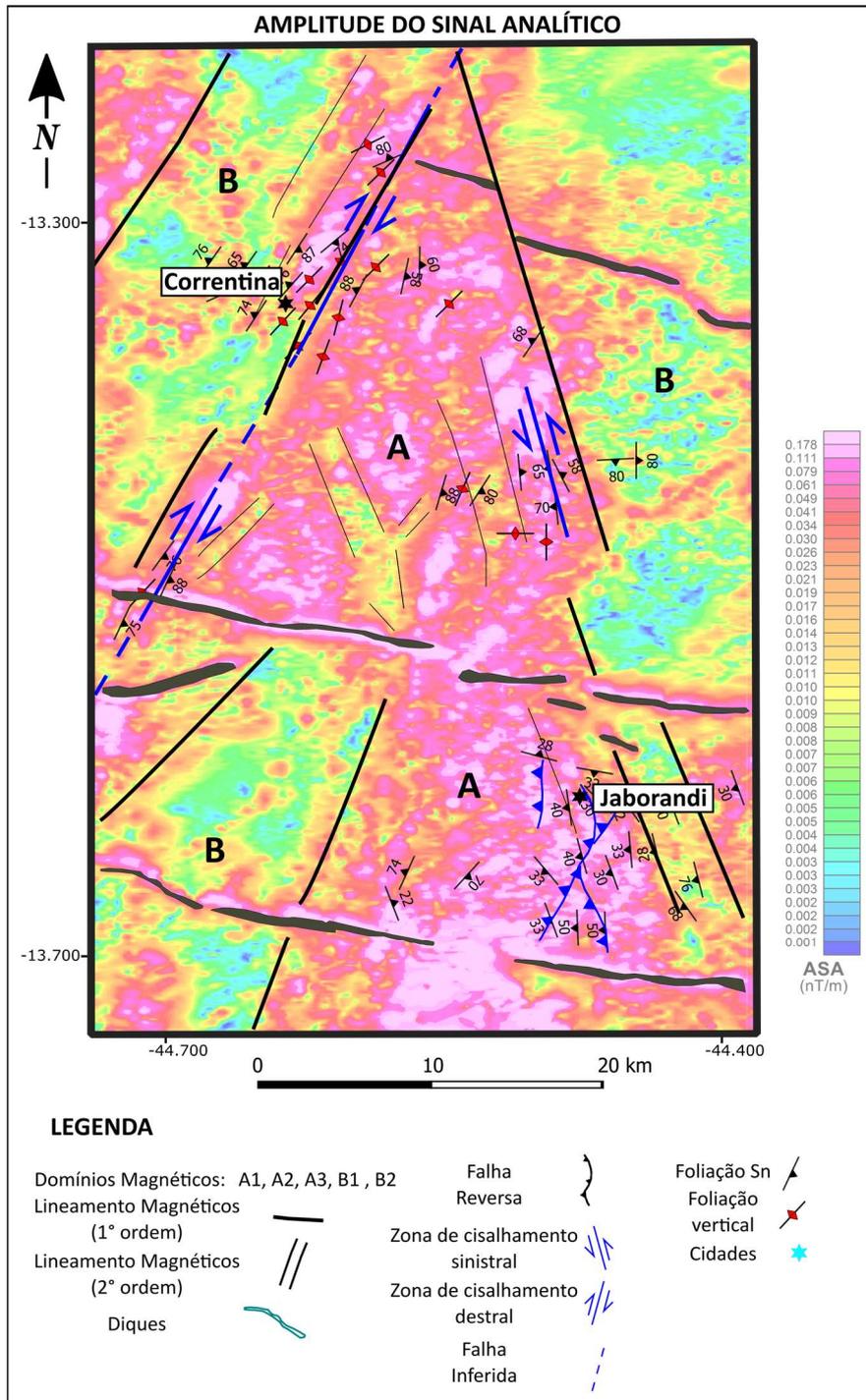


Figura 3: Mapa de lineamentos magnéticos e domínios de sinal analítico sobre o mapa de sinal analítico. Os lineamentos magnéticos são representados por linhas contínuas escuras e os domínios de sinal analítico são indicados pelas áreas coloridas. O domínio de alta intensidade é representado pela letra A e os domínios de baixa intensidade pela letra B, conforme indicado na legenda de cores apresentada na margem do mapa.

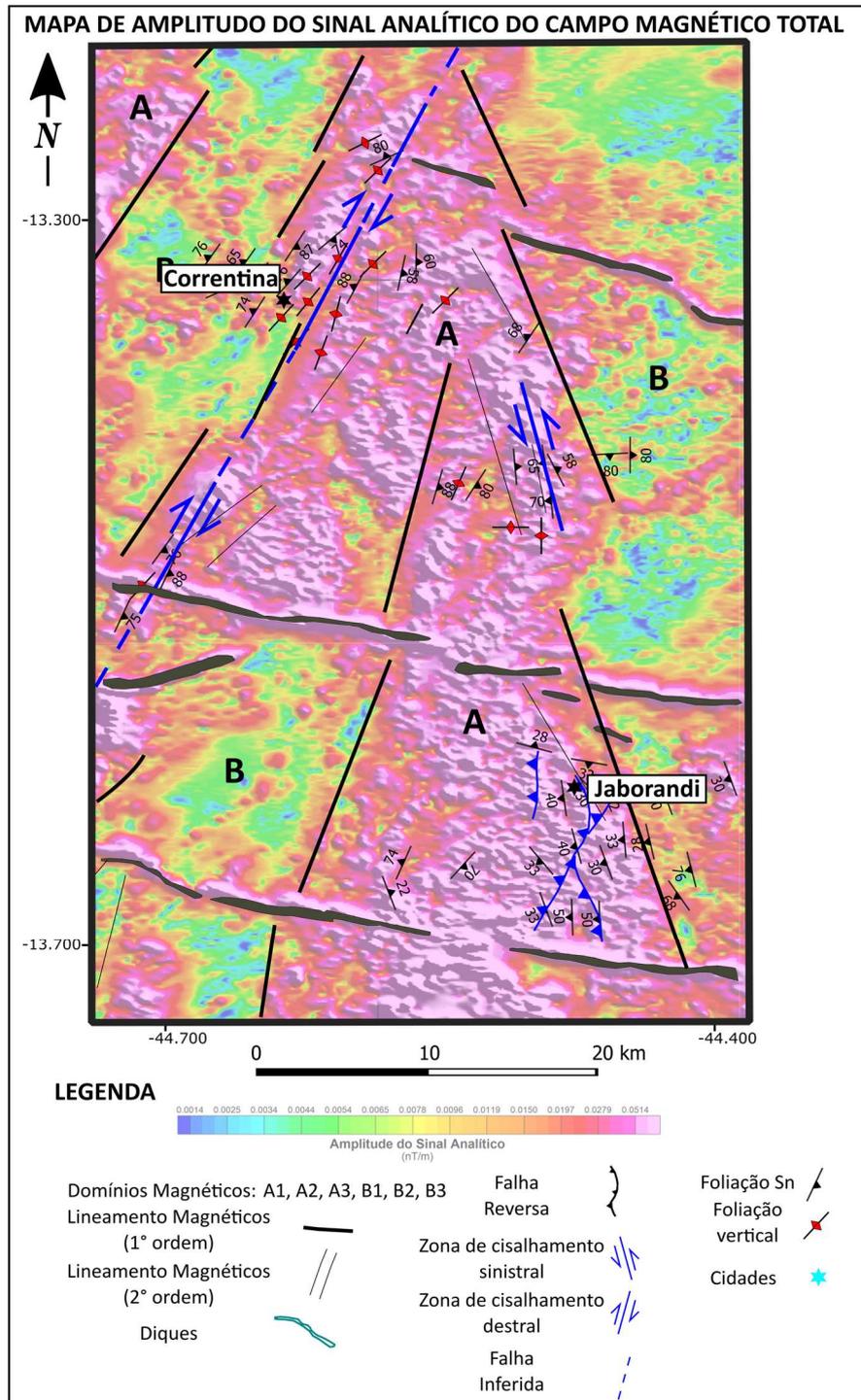


Figura 4: Mapa de lineamentos magnéticos e domínios de amplitude do sinal analítico sobre o mapa de amplitude do sinal analítico (ASA). Os lineamentos magnéticos são representados por linhas contínuas escuras e os domínios de amplitude do sinal analítico são indicados pelas áreas coloridas, sendo o domínio de alta intensidade representado pela letra A e os domínios de baixa intensidade pela letra B. A escala de cores apresentada na legenda do mapa representa valores de amplitude do sinal analítico.

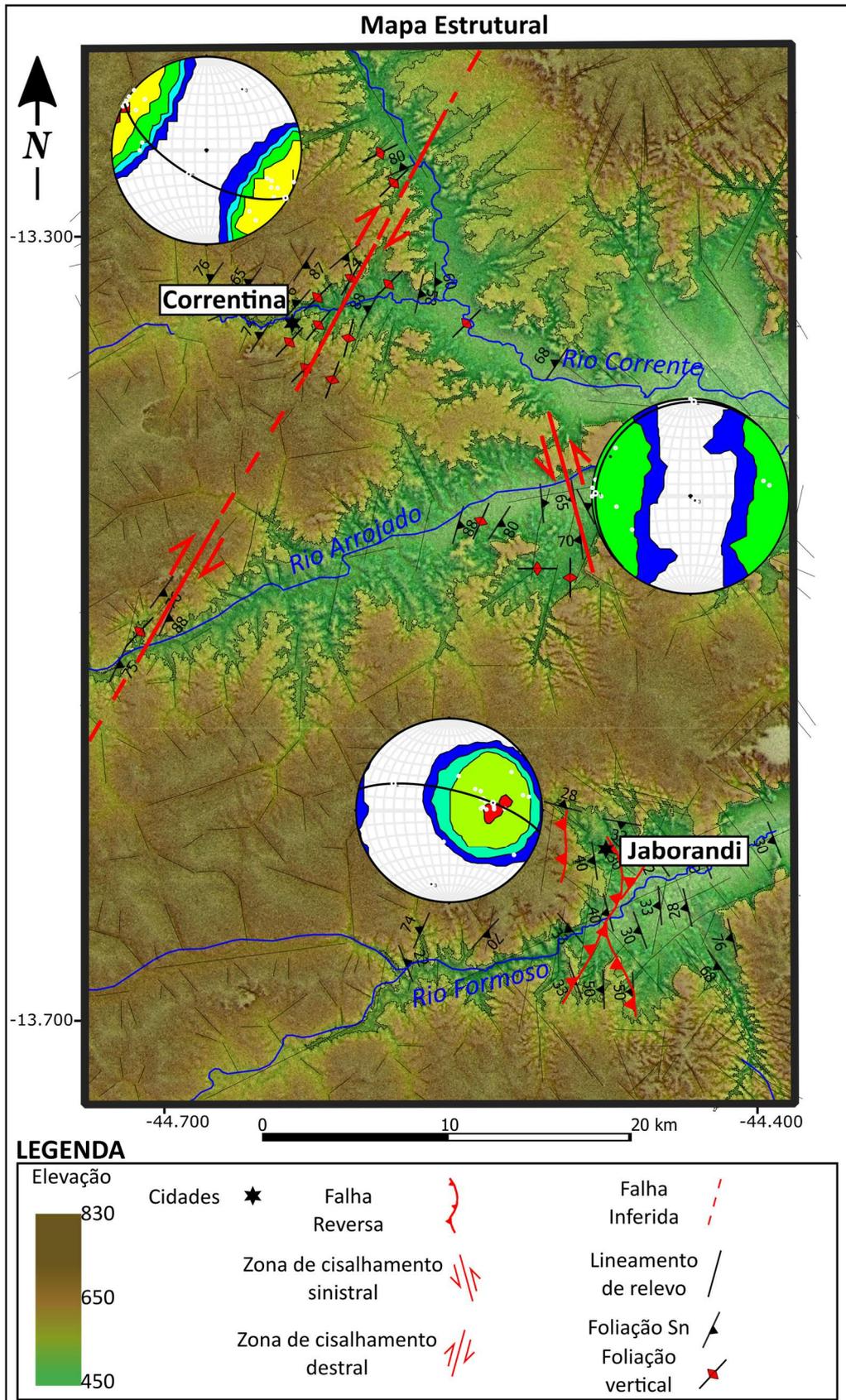


Figura 5: Mapa estrutural ilustrando as principais foliações e grandes estruturas. A imagem de fundo utilizada foi obtida pelo sensor Alos Palsar.

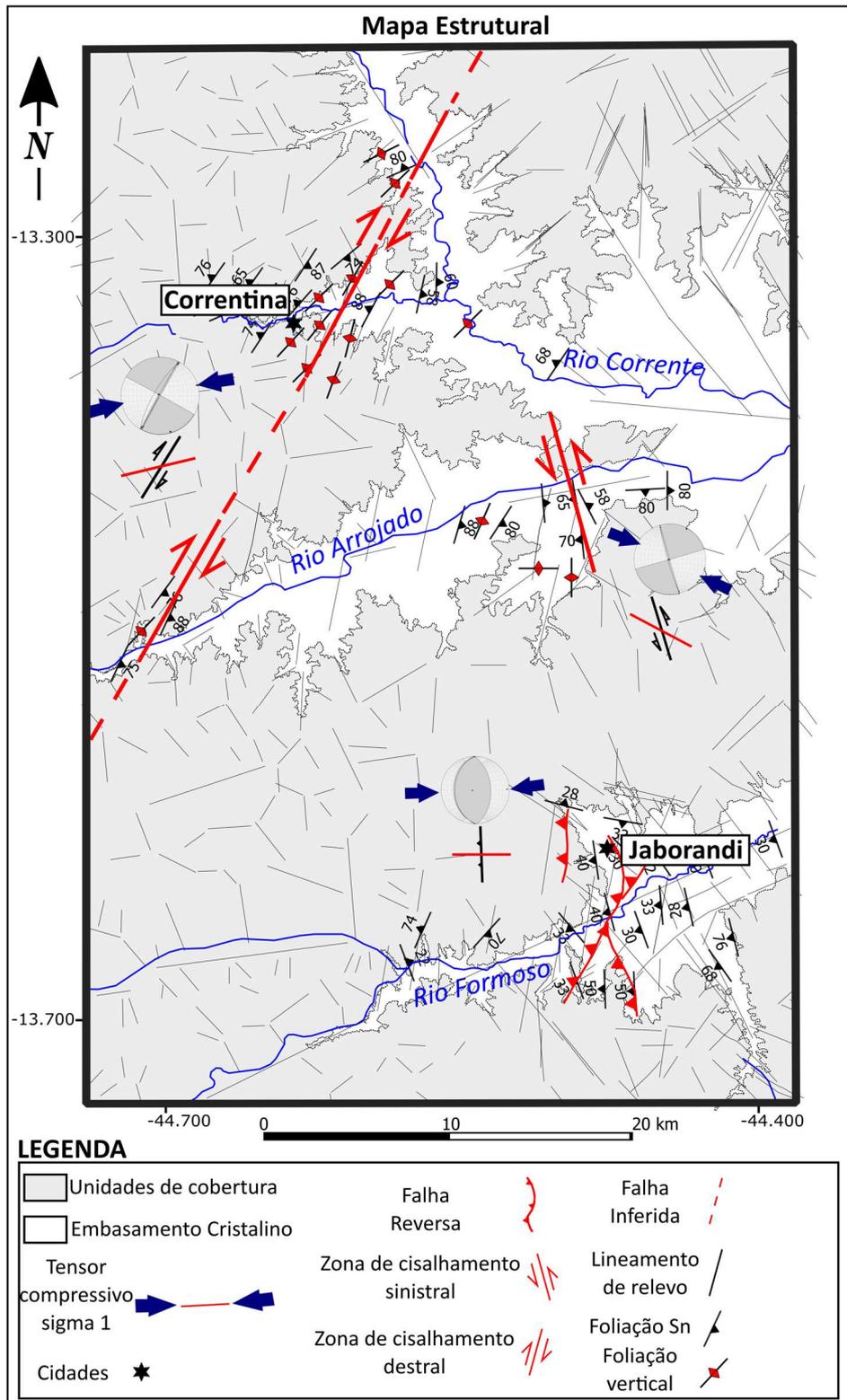


Figura 6: Mapa geológico estrutural apresentando os respectivos campos de tensão, principais foliações e grandes estruturas. A estratigrafia é mostrada em unidades de cobertura e embasamento.

3.4.1.1 Rochas hospedeiras a zona de cisalhamento Sete Ilhas e unidades superjacentes

As rochas hospedeiras das zonas de cisalhamento são compostas por ortognaisses, migmatitos e granitoides (Figura 7). A deformação progressiva de caráter compressivo dúctil é observada em setores fora da área de dano imposto pela Zona de Cisalhamento Sete Ilhas. As rochas afetadas por essa fase apresentam bandamento gnáissico, como visto em ortognaisses não migmatizados. Já nas porções paleossoma e neossoma dos migmatitos foram observadas dobras apertadas, verticais e cilíndricas, com planos axiais paralelos aos flancos, além de estruturas de interferência em laço. Essa fase deformacional pode estar relacionada a episódio de acreção crustal, possivelmente com idade acima de 2,15 Ga, conforme resultados de análises geocronológicas apresentadas no tópico de geocronologia. Os granitoides apresentam pouca foliação e são compostos por tonalito, monzogranito e sienogranito.

A unidade suprajacente à zona de cisalhamento Sete Ilhas é a Sequência Extrema, composta por filitos, xistos e quartzitos deformados e submetidos a metamorfismo de facies xisto verde. A foliação é bem marcada em xistos e filitos. Acima da Sequência Extrema, encontram-se os diamictitos da Formação Sete Lagoas, que representa a parte basal do Grupo Bambuí. Logo acima da Formação Sete Lagoas, expõem-se os calcários da Formação São Desidério. Em discordância angular, ocorre a Bacia Sanfranciscana, representada pelos sedimentos clásticos do Grupo Urucuia, de idade cretácea. A base do Grupo Urucuia é composta por arenitos finos e níveis argilosos com estratificação cruzada de grande porte, enquanto o topo é composto por arenitos finos a médios, contendo níveis conglomeráticos localmente silicificados (Figura 8).

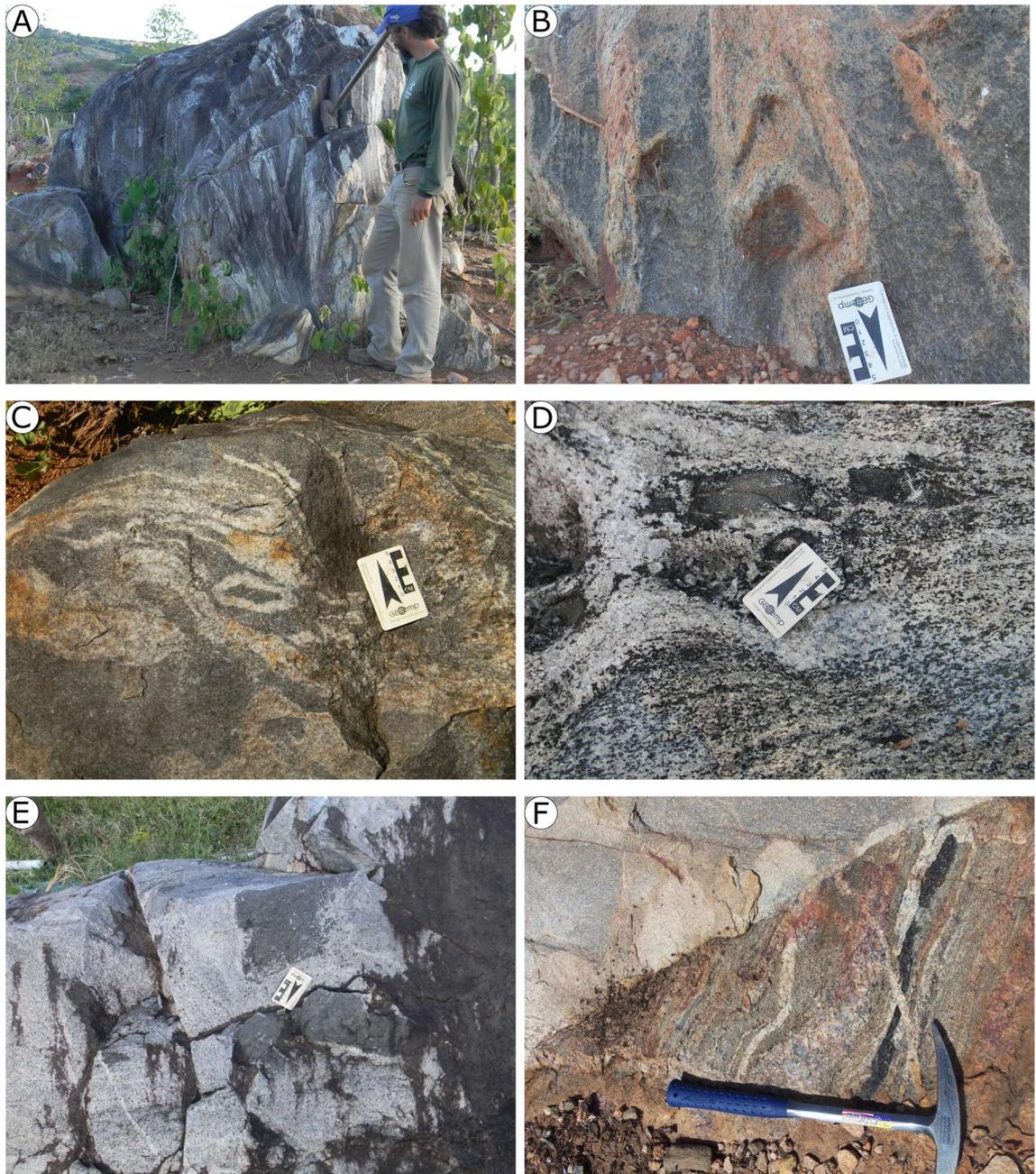


Figura 7: Fotografias de campo das unidades do embasamento. (a) e (b) Migmatitos metaxíticos que exibem padrão de interferência de dobras do tipo 3. (c) Migmatito metatexítico com dobras em forma de bainha. (d) Migmatito metatexítico com estruturas de dilatação. (e) Migmatito diatexítico com pelossoma do tipo "schollen". (f) Gnaiss com corpos máficos paralelizadas ao bandamento e cortado por sienogranito.

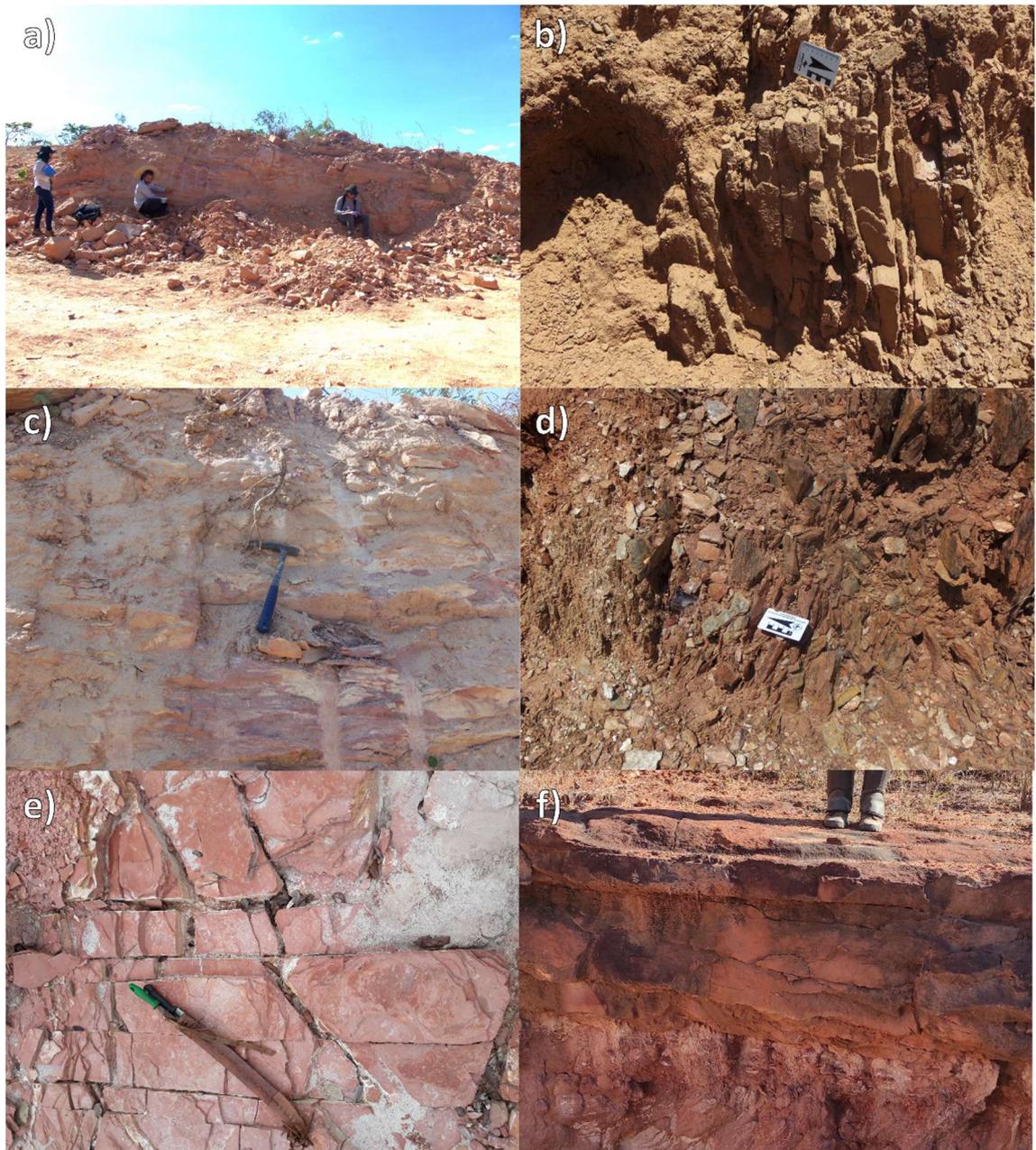


Figura 8: Fotografias de campo das unidades de cobertura. (a, b, c e d) Pelitos finos da Sequência Extrema. (e) Rocha siliciclástica do Grupo Bambuí. (f) Discordância angular entre o embasamento e os arenitos cretáceos do Grupo Urucuia.

3.5 Zona de Cisalhamento Sete Ilhas

Das três grandes estruturas identificadas na área de estudo, a zona de cisalhamento Sete Ilhas foi escolhida para caracterização microestrutural, devido à sua maior representatividade, pois se manifesta ao longo de faixa de cerca de 200 m de largura e pelo menos 13 km de comprimento, em que é possível encontrar tipos distintos de rochas de falhas: milonitos, cataclasitos e rochas de falha originadas por fusão de fricção.

Estruturalmente, a zona de cisalhamento tem direção N30/90 e em grande parte se comporta como no modelo de Riedel, com forte predomínio na geração de fraturas de Riedel de direção N075/90. A coleta sistemática de amostras foi realizada ao longo da região conhecida por Riacho de Areia (Figura 9) e na área urbana de Correntina. Em perfil NW-SE é possível identificar a disposição de inúmeras faixas centimétricas de rochas da série milonítica, emparelhadas com rochas da série cataclástica, em forte tendência à direção N30/90, lineação sub-horizontal e cristais rotacionados em cinemática dextral, além de brechas de falha e fraturas tensionais preenchidas por quartzo.

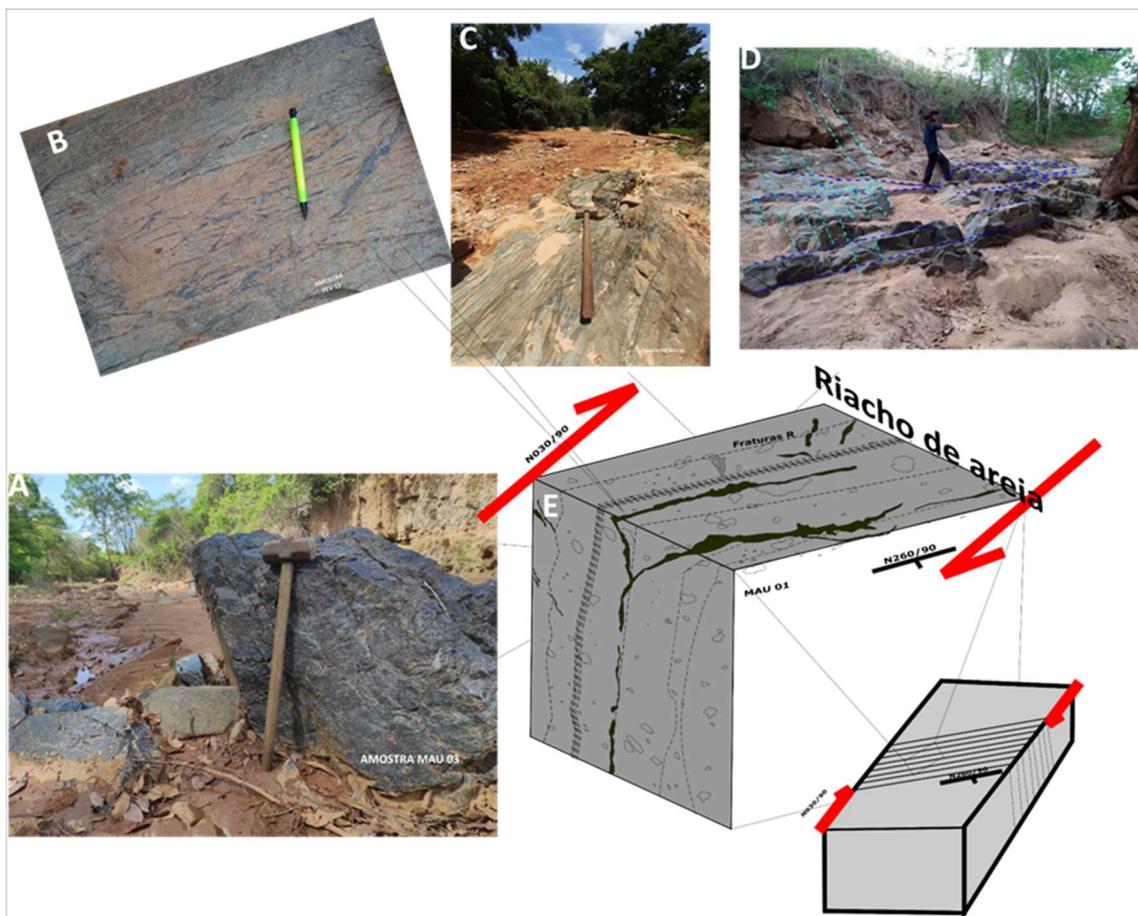


Figura 9: (A) Pseudotaquilito; (B) Cataclasito com fraturas tipo T preenchidas por quartzo; (C) Cataclasito-ultracataclasito; (D) Microbrecha cataclástica; (E) Relações de campo no perfil do Riacho de Areia.

Por análise microestrutural, foi possível identificar quatro estágios distintos de deformação nas rochas em questão, designados como E1, E2, E3 e E4. Esses estágios ocorrem em escalas diferentes e indicam a mudança gradual das rochas da série milonítica para a série cataclástica.

3.5.1 *Estágio 1 (E1)*

O Estágio E1 tem como principal característica a presença marcante de foliação milonítica contínua, que pode ser individualizada em dois microdomínios distintos, devido à variação na porcentagem de matriz e no espaçamento da foliação, aqui chamados de domínio milonítico e domínio ultramilonítico. Ambos domínios ocorrem dispostos lado a lado, com variações bruscas e transicionais em sua espessura. As estimativas da composição modal e mineralogia do protólito foram feitas apenas no domínio milonítico, pois no domínio ultramilonítico predomina matriz muito fina e o tamanho dos grãos dificulta seu reconhecimento.

A mineralogia principal contém quartzo (cerca de 35%), plagioclásio (27%), K-feldspato (23%), biotita (8%) e clorita (5%) e minerais acessórios, como zircão e opacos (2%). Quartzo ocorre na forma de porfiroblastos com dimensões de 180 μm ; os grãos são estirados, orientados e recristalizados em forma de fitas, com subgrãos evidenciando a zona SGL; na matriz apresenta textura fina (20 μm). Plagioclásio ocorre como porfiroclastos alongados, com dimensões de 420 μm , com maclas deformacionais e extinção ondulante; eventualmente, texturas de exsolução de quartzo podem ser encontradas preservadas. Fragmentos menores, compondo a matriz (60 a 20 μm), ocorrem na forma de cristais subédricos poligonais e orientados. Cristais de K-feldspato formam porfiroclastos levemente achatados, subédricos, com comprimento médio de 600 μm , com contato reto, por vezes serrilhado, e fraturas intracristalinas perpendiculares à foliação. Biotita é o principal marcador da foliação, sendo lamelar e de coloração marrom, textura fina (0,1 a 0,5 mm), aparecendo em maior concentração nos domínios ultramiloníticos. Anfibólio ocorre raramente em cristais subédricos de 0,2 μm . Como mineral acessório, zircão é fino (0,1 μm), subédrico e pouco arredondado.

Os cristais de feldspato ocorrem bastante alterados em virtude de processos hidrotermais, como alteração sericítica associada à desestabilização de plagioclásio e K-feldspato em presença de H^+ e OH^- , e alteração propilítica representada pela paragênese formada por clorita, sericita e epidoto, o que dificulta a diferenciação entre plagioclásio e K-feldspato.

As microestruturas de deformação que funcionaram durante o Estágio 1 (E1) resultam da ação de mecanismos cristal-plástico, como deslocamento de fluência e geminação e difusão, que marcam atuação de zona de cisalhamento dúctil, com formação de rochas da série milonítica. É registrada recristalização dinâmica dos cristais de quartzo

e ausência de recuperação de grão. Em lâmina petrográfica dois distintos domínios de deformação podem ser observados, sendo um domínio (D1) mais rico em fenocristais, com foliação mais espaçada e formação de lentes anastomosadas e texturas tipo? manto e núcleo e presença de cataclase nos fenocristais de feldspatos; fragmentos menores dos fenocristais ocorrem na zona de sombra de pressão com cinemática sinistral. O segundo domínio (D2) se destaca pelo pequeno espaçamento de foliação paralela, predominando minerais que compõem a matriz, quartzo, clorita e fragmentos dos fenocristais em tamanhos reduzidos, sendo esse domínio muito mais rico em clorita. A composição estimada com base nas análises modais e da presença dos feldspatos reflete a mineralogia granítica do protólito. A Figura 10 contém imagens das principais microestruturas abordadas no texto.

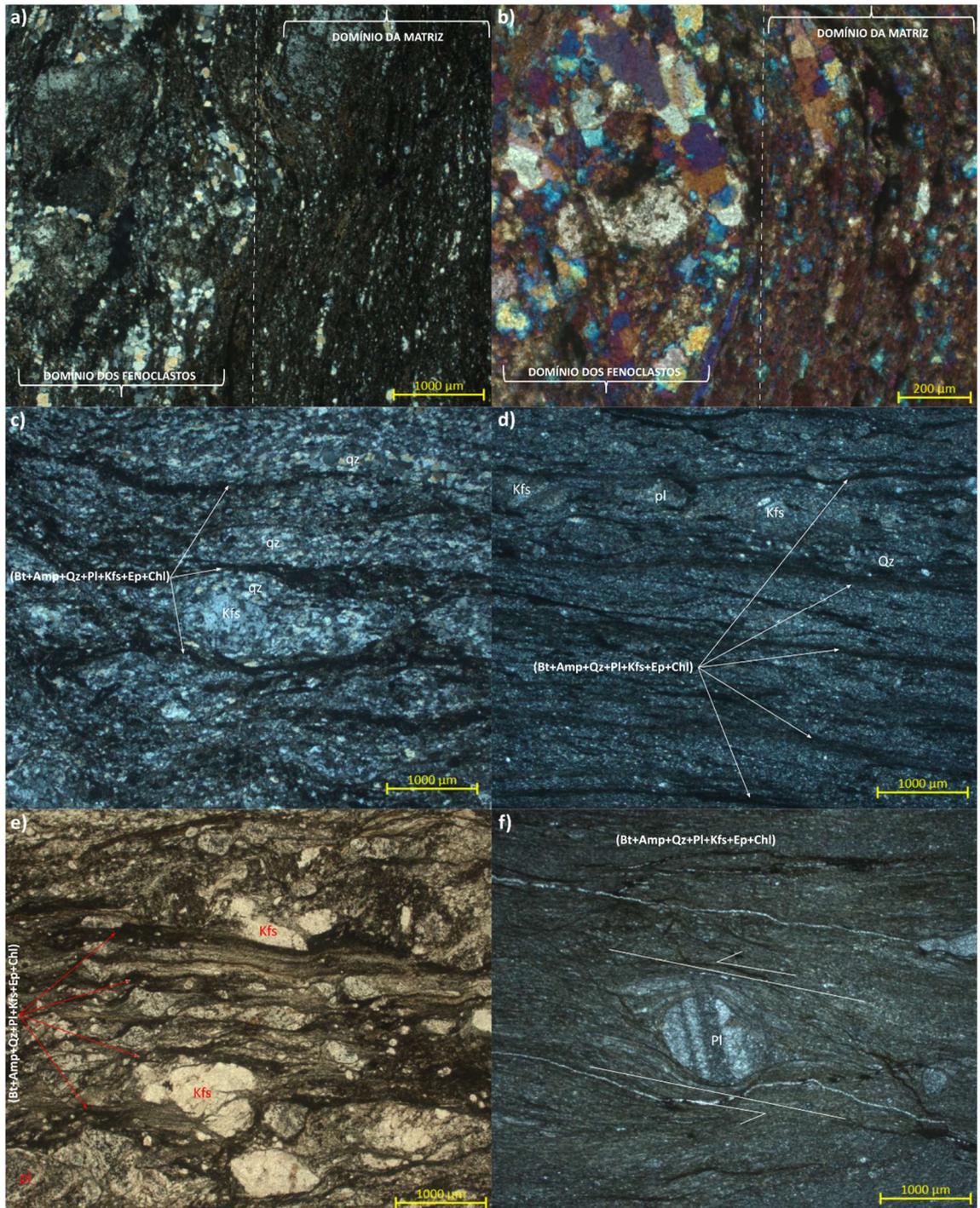


Figura 10: Fotomicrografias das microestruturas observadas no estágio 1. (a) Detalhe dos dois diferentes domínios de deformação evidenciados em luz polarizada. (b) Detalhe dos dois domínios estruturais em luz polarizada, com adição da placa de gipsita. (c) Detalhe da foliação presente no domínio dos fenocristais. (d) Detalhe da foliação presente no domínio da matriz. (e) Relação entre feldspato potássico fraturado e quartzo achatado. (f) Cinemática sinistral evidenciada em zona de cisalhamento dextral.

Estágio 2 (E2).

Durante o Estágio 2 (E2) da deformação, ocorreu sobreposição da trama desenvolvida nos distintos domínios de deformação D1 e D2 do Estágio 1 (E1). A principal característica desse estágio é a presença de foliação milonítica descontínua, juntamente com fenocristais facetados de feldspato e quartzo recristalizado. A mineralogia principal consiste em quartzo (cerca de 36%), K-feldspato (25%), plagioclásio (24%), clorita (8%) e biotita (5%), além de minerais acessórios, como zircão e opacos (2%).

Quartzo recristalizado aparece na forma de subgrãos e evidencia a zona de cisalhamento (BGL) na forma de fenocristais de dimensões de 130 μm , envolvidos por fluxo cataclástico incipiente. Na matriz, quartzo apresenta textura fina de 20 μm . Os cristais de K-feldspato formam fenocristais facetados subédricos, com comprimento médio de 500 μm e fraturas intracristalinas em direções variadas em relação à foliação. Fragmentos menores ocorrem compondo a matriz e apresentam transformações hidrotermais, como alteração sericítica associada à desestabilização de plagioclásio e K-feldspato em presença de H^+ e OH^- , e alteração propilítica representada pela paragênese formada por clorita, sericita e epidoto.

Plagioclásio ocorre como fenocristais facetados de 390 μm e contém fraturas intracristalinas, geralmente perpendiculares à foliação. Também ocorrem fragmentos menores que se desprendem dos fenocristais maiores e transformações para clorita e sericita. Biotita lamelar de coloração marrom ocorre no domínio da matriz e comumente contorna os fenocristais presentes, apresentando transformações para clorita e sericita. A clorita varia de textura fina a média (0,1 a 0,5 μm), lamelar, de orientação paralela à foliação principal e, por vezes, ocorre como alteração de porfiroclastos de feldspato. Muscovita é lamelar e apresenta dois tipos distintos, um mais fino (0,01 a 0,3 μm), que está em ângulo com a foliação principal, e um mais grosso (0,05 a 0,5 μm), paralelo à orientação de estiramento do quartzo.

Durante o Estágio 2 (E2), as microestruturas de deformação foram dominadas por mecanismos friccionais, resultado da ação combinada de deslizamento friccional, rolamento e fraturamento de grãos (Figura 11). Isso marca a atuação de cisalhamento rúptil, com formação de rochas da série cataclástica. Os microdomínios de deformação D1 e D2, gerados durante E1, foram convertidos em domínios de fenocristais (Df) e matriz (Dm), respectivamente. Ambos os domínios preservam parcialmente a trama desenvolvida E1. No domínio dos fenocristais (Df), a foliação é mais espaçada e os grãos facetados de feldspato apresentam fraturas intragranulares, com redução de tamanho e

remoção de arestas. Já o domínio da matriz (Dm) apresenta granulometria mais homogênea e preserva mais a foliação pré-existente.

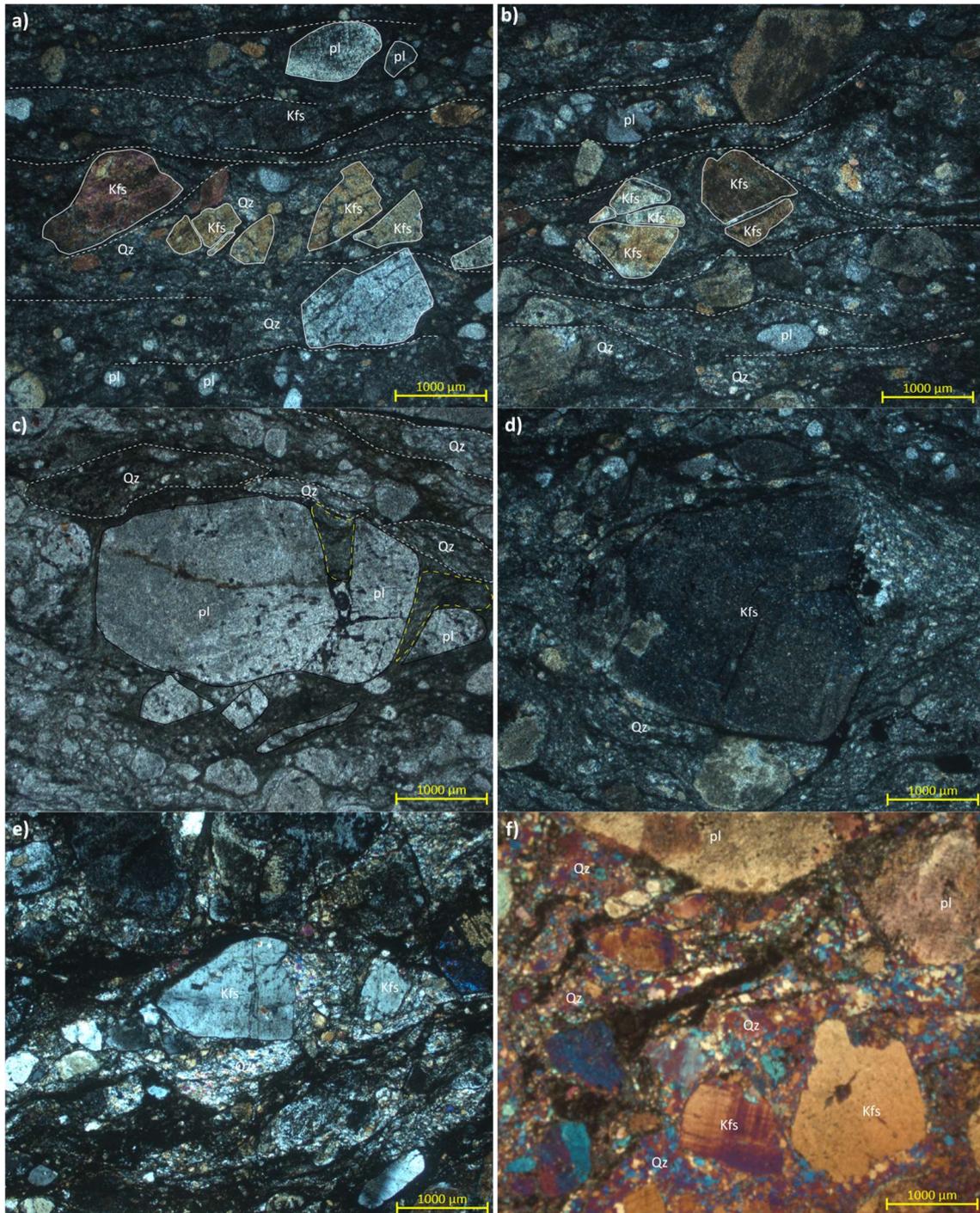


Figura 11: Sequência de imagens de microestruturas observadas no Estágio 2 (E2) da deformação. (a) Fenocristais de K-feldspato fraturados com arestas, com foliação descontínua. (b) Fenocristais de K-feldspato fraturados, com pouco movimento entre os grãos e foliação descontínua contornando a trama. (c) Exemplo da remoção de arestas, com uma porção reduzida do fenocristal de plagioclásio sendo removida do grão maior. (d) Fenocristal de K-feldspato ao centro, com as bordas de quartzo recristalizado sendo removidas e incorporadas ao fluxo cataclástico. (e) Remoção das bordas recristalizadas do fenocristal, com

injeção de massa de fluxo cataclástico nas novas fraturas. (f) Detalhe do processo de remoção das bordas de quartzo recristalizado, com o fenocristal progressivamente fazendo contato direto com a massa de fluxo cataclástico.

3.5.2 Estágio 3 (E3)

Durante E3, a deformação continuou progredindo e resultou na maior destruição da trama desenvolvida durante E1. Os fenocristais de quartzo desapareceram e as facetas dos fenocristais remanescentes começaram a se curvar geometricamente. A mineralogia principal contém feldspatos (56%), quartzo (cerca de 29%), clorita (8%) e biotita (5%), além de minerais acessórios como zircão e opacos (2%).

Cristais de feldspato são bastante alterados para clorita, mica branca e epidoto, o que dificulta a diferenciação entre plagioclásio e K-feldspato. Formam fenocristais com faces retas e curvas, com maior variedade granulométrica. Os fragmentos maiores cedem fragmentos menores à matriz com a evolução das fraturas intracristalinas. Quartzo não forma fenocristais e ocorre apenas espalhado na matriz, com textura fina (20 μm).

O domínio dos fenocristais mostra intensificação dos processos de redução de tamanho, evidenciado pela remoção de suas arestas, dando aos grãos aspecto ovalado (Figura 12a, b). No domínio da matriz observa-se granulometria mais homogênea e maior evidência de processos hidrotermais, como epidotização e cloritização (Figura 12c, d).

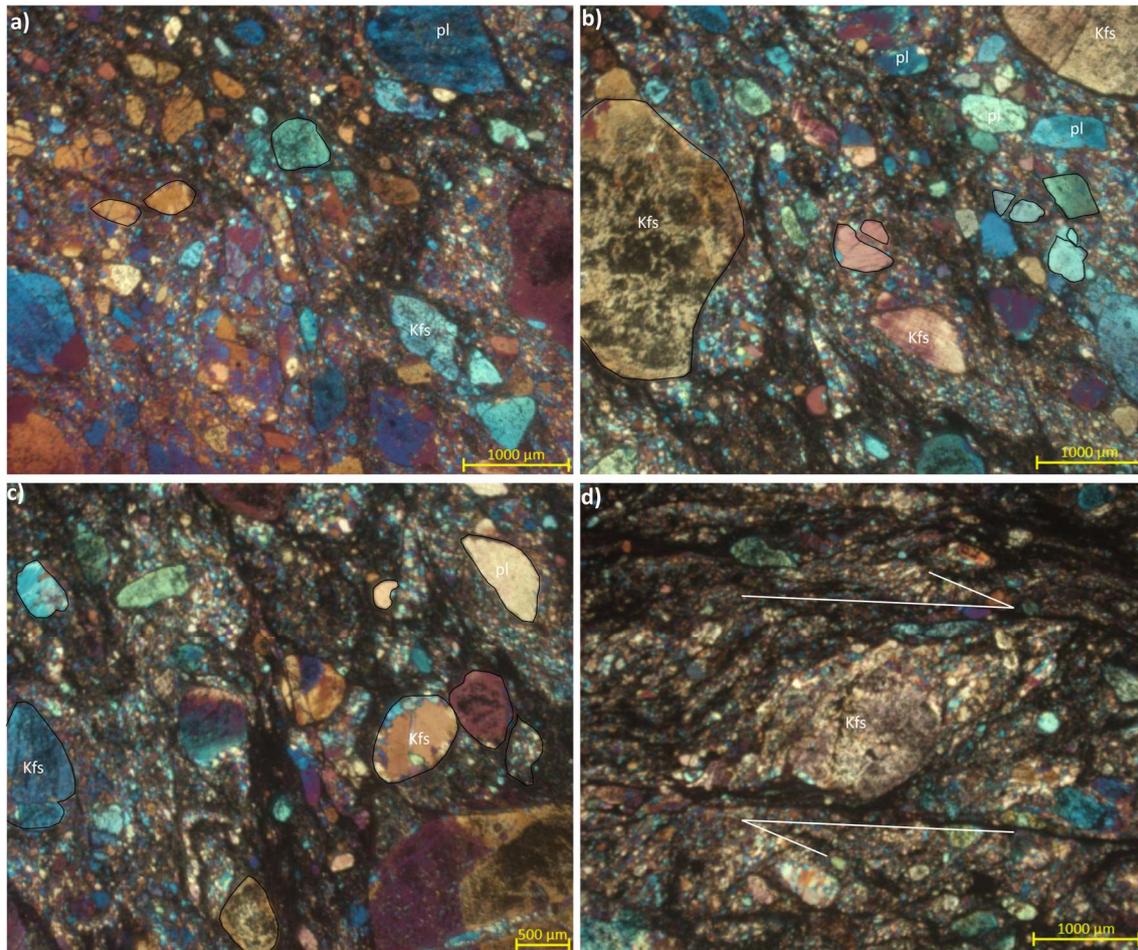


Figura 12: (a) e (b) Variação no tamanho dos fenocristais de plagioclásio e K-feldspato com faces retas e curvas. (c) Fluxo cataclástico com preenchimento em fraturas. Notar a grande quantidade de minerais de alteração, como clorita, sericita e epidoto, incorporados no fluxo cataclástico. (d) Fenocristal de feldspato exibindo cinemática dextral originado pelo fluxo cataclástico.

3.5.3 Estágio 4 (E4)

E4 representa o estágio final de deformação e, em microescala, apresenta ampla variedade granulométrica devido à intensificação dos processos de redução de tamanho e arredondamento dos fenocristais, resultando em total remoção da trama desenvolvida durante E1 e gerando microbrechas. A mineralogia principal é composta por feldspato (52%), quartzo (cerca de 29%), clorita (12%) e biotita (5%), além de minerais acessórios, como zircão e opacos (2%).

K-feldspato forma fenocristais arredondados com comprimentos variados entre 400 e 90 μm , exibindo contatos curvos e, por vezes, serrilhados, bem como fraturas intracristalinas perpendiculares à foliação, preenchidas por calcita. Fragmentos menores compõem a matriz, com transformações para clorita e mica branca. Plagioclásio ocorre como porfiroclastos facetados em dimensões de 400 μm e fragmentos menores compondo

a matriz de tamanho de 50 a 20 μm . Forma cristais subédricos poligonais e orientados com alterações para clorita e mica branca.

Quartzo não forma fenocristas e ocorre somente espalhado ao longo da matriz com textura fina (20 μm). Clorita varia de fina a média (0,1 a 0,5 mm), é lamelar e possui orientação paralela às microbandas de cisalhamento. Por vezes, ocorre como alteração de fenocristais de feldspato.

Durante o Estágio 4, as microestruturas de deformação são semelhantes às presentes no Estágio 2, predominantemente friccionalis. A organização em domínios de fenocristais e matriz também está presente nessa fase (Figura 13). O domínio dos fenocristais apresenta intensificação dos processos de redução de tamanho, evidenciado pela remoção das arestas dos cristais, tornando-os arredondados. Na matriz a granulometria é mais homogênea, convertida em banda de cisalhamento e com maior evidência de processos hidrotermais, como epidotização e cloritização.

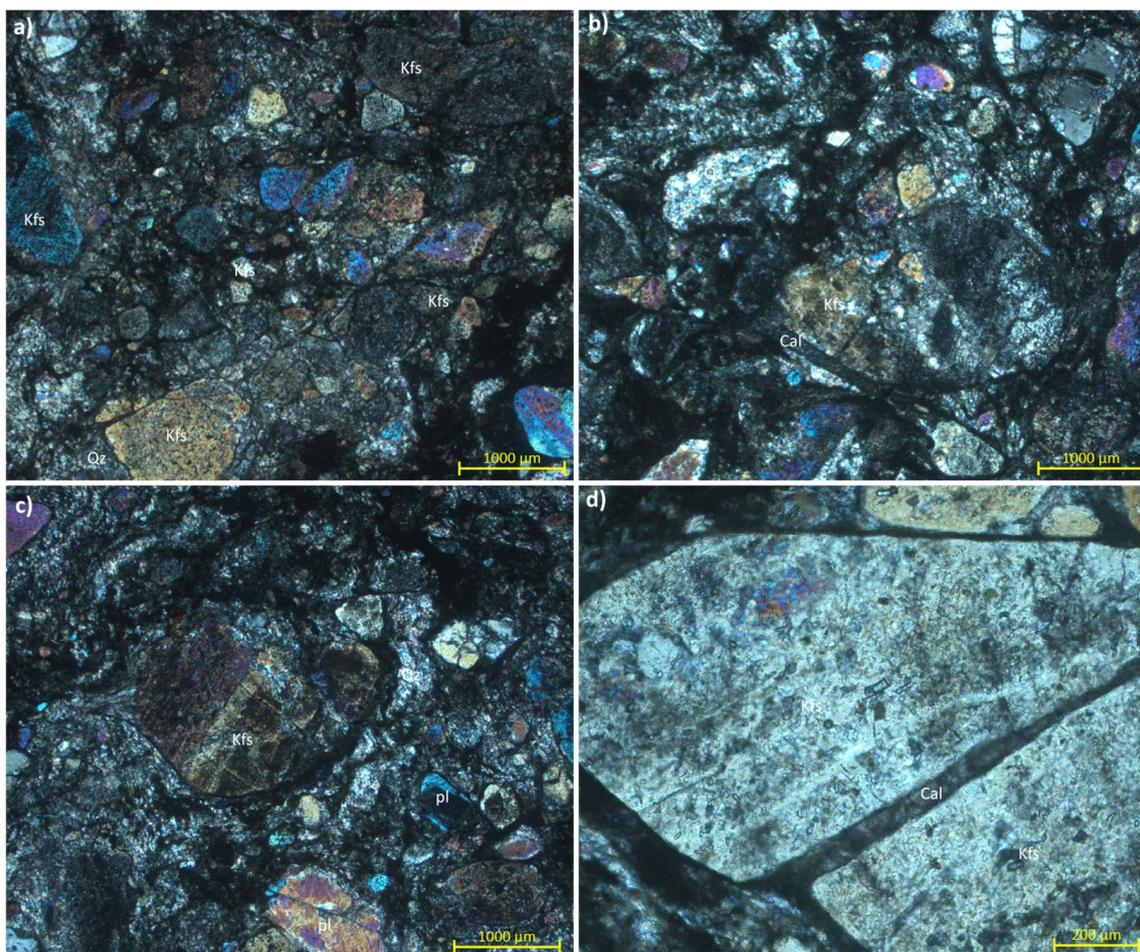


Figura 13: (a) Ampliação da microestrutura do Estágio 4, evidenciando a maior variedade granulométrica e o aspecto arredondado dos fenocristais. (b) Fragmentos menores de fenocristais arredondados continuam a desenvolver fraturas internas preenchidas por calcita. (c) Ampliação da trama arredondada dos

fenocristais de K-feldspato e plagioclásio. (d) Exemplo de fratura interna em fenocristal de K-feldspato, preenchida por calcita.

3.5.4 Rochas de falha originadas por fusão de fricção

De maneira restrita ao longo da Zona de cisalhamento 7 Ilhas, também é evidenciado um grupo de rochas de falha com coloração cinza escura, isotrópicas ou com foliação incipiente (Figura 14a). Nessas rochas pode-se observar forte metassomatismo potássico que afeta localmente a rocha, dando a ela coloração mais escura e avermelhada. Além disso, a alteração propilitica também é evidenciada, apresentando estilo pervasivo e subordinadamente fissural. O hidrotermalismo pervasivo formou aglomerados de minerais hidrotermais dispersos na amostra ou bordejando os minerais primários, enquanto o fissural desenvolveu veios de quartzo, biotita hidrotermal e epidoto (Figura 14b, c).

Aspecto marcante desses litótipos é a presença de sanidina que forma fenocristais subédricos, tabulares, comumente com extinção ondulante, tamanho de até 2000 μm , constituindo de 42% a 45% da composição modal (Figura 14d, e).

. De acordo com Kirkpatrick & Rowe (2013), a presença de minerais de alta temperatura, muito acima da temperatura ambiente da rocha encaixante, é um dos principais indicadores do processo de formação de rochas de falha resultantes de fusão friccional.

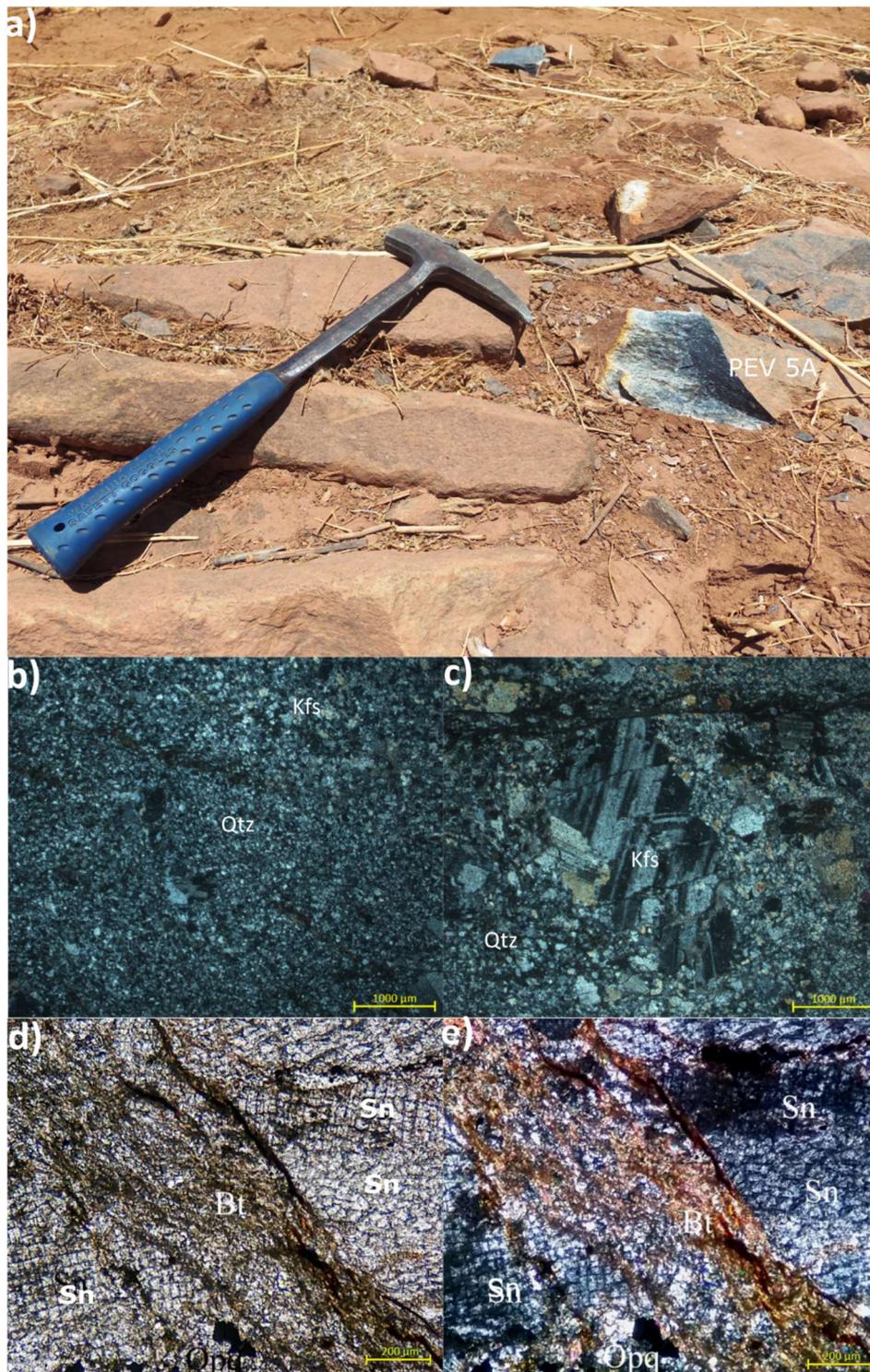


Figura 14: (a) Rocha de falha gerada por fusão de fricção. (b) Textura microscópica da matriz quartzo-feldspática. (c) K-feldspato fraturado em meio à matriz quartzo-feldspática. (d) Detalhe de sanidina, com sua típica clivagem em duas direções (luz natural). (e) Detalhe de sanidina, com sua típica clivagem em duas direções (luz polarizada).

3.6 Geocronologia

Foi realizado estudo sistemático de geocronologia pelo método U-Pb em rochas afetadas pela zona de cisalhamento 7 Ilhas. As amostras utilizadas no estudo isotópico U-Pb foram coletadas em locais específicos indicados no mapa geológico (Figura 15).

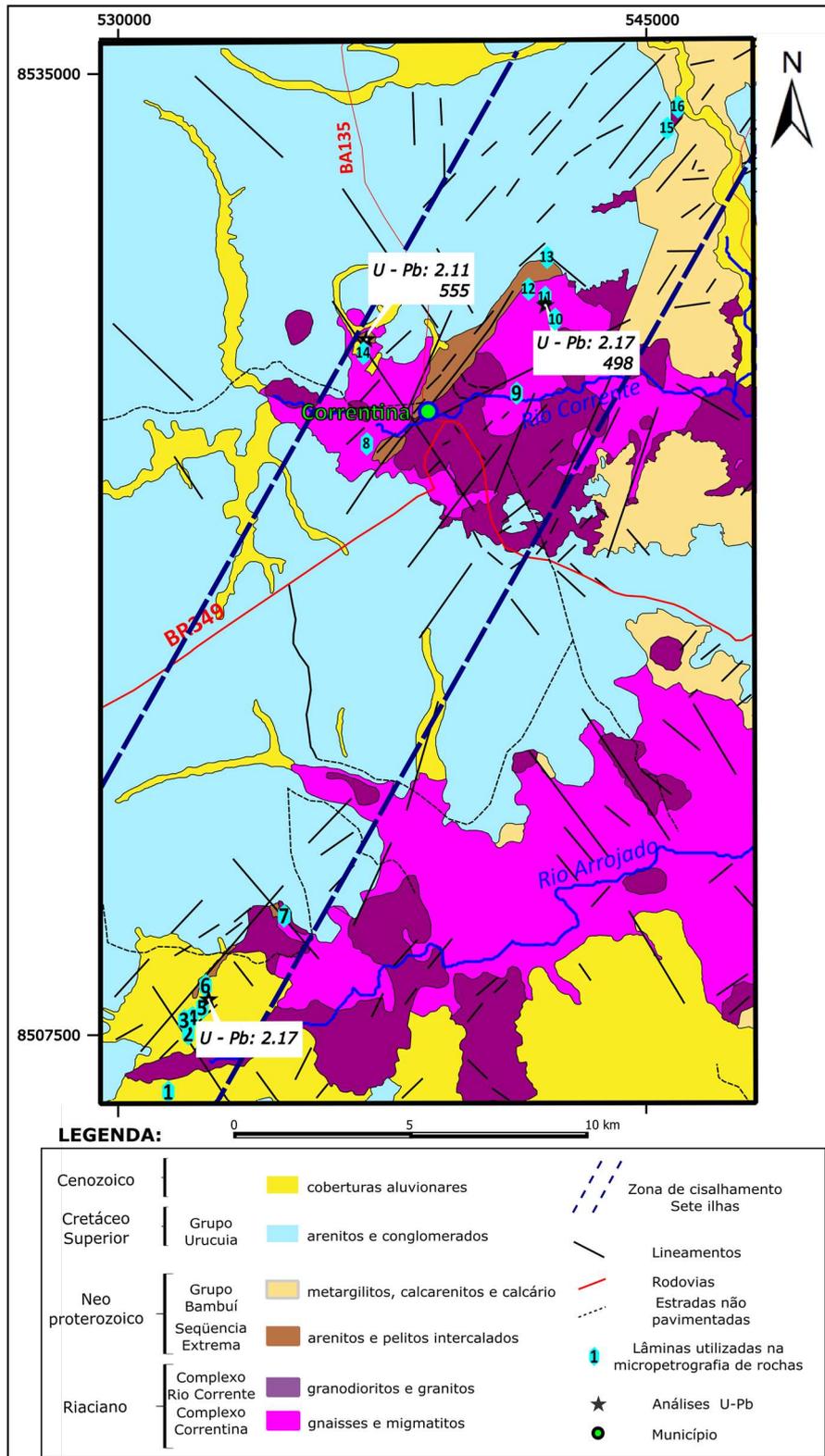


Figura 15: Mapa geológico da área, com indicação da localização das amostras analisadas com lâminas e datação geocronológica. Lâminas estudadas: (1(MAU 01), 2(PEV11), 3(MAU2), 4(MAU3), 5(PEV12), 6(PEV13), 7(PEV31), 8(MAU4), 9(PEV8), 10(PEV05A) 11(PEV05B), 12(PEV40A), 13(PEV 40B) 14(PEV02A) 15(PEV38A) 16(PEV38B).

PEV 02A

A amostra PEV 02A é um xisto anfibolítico composto por hornblenda, tremolita, e actinolita e apresenta grãos de zircão com morfologia prismática subédrica e tamanho principalmente entre 240 e 130 μm . Os grãos apresentam núcleos zonados homogêneos e não possuem inclusões visíveis (Figura 16). As análises foram realizadas nos núcleos dos cristais e resultaram em idade discórdia no intercepto superior de 2150 ± 13 Ma, $\text{MSDW} = 0.52$, enquanto a idade no intercepto inferior é de $588,7 \pm 9,1$ Ma (Figura 17).

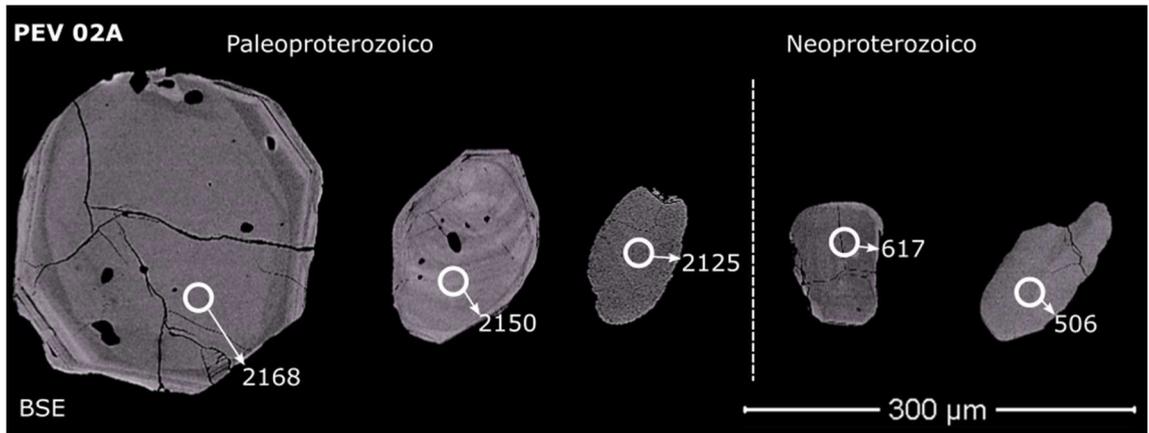


Figura 16: Morfologia e tamanho dos cristais de zircão analisados em imagem de elétrons retroespalhados (BSE) amostra (PEV 02A).

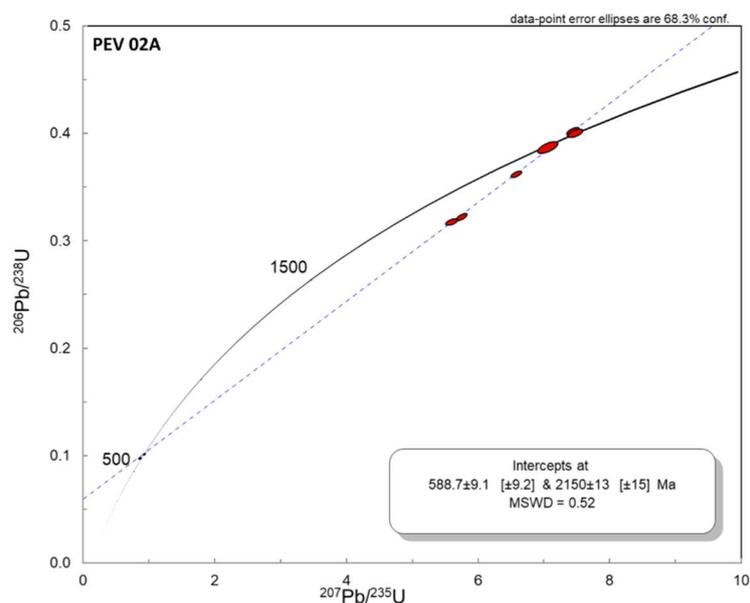


Figura 17: Diagrama discórdia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ com intercepto superior de idade U–Pb de 2150 ± 13 Ma e intercepto inferior com idade de $588,7 \pm 9,1$ Ma para a amostra PEV02A.

A amostra PEV 13 é composta por granito, com grãos de zircão que exibem formas prismáticas alongadas e subédricas, variando principalmente em tamanho de 220 a 110

μm . Esses cristais de zircão apresentam núcleos com zonamento e inclusões, indicando uma notável heterogeneidade na amostra (consulte a Figura 18). As análises de geocronologia foram conduzidas nos núcleos desses cristais, resultando em uma idade discordante de 2175 ± 10 Ma, com um MSWD de 0,31 (veja a Figura 19).

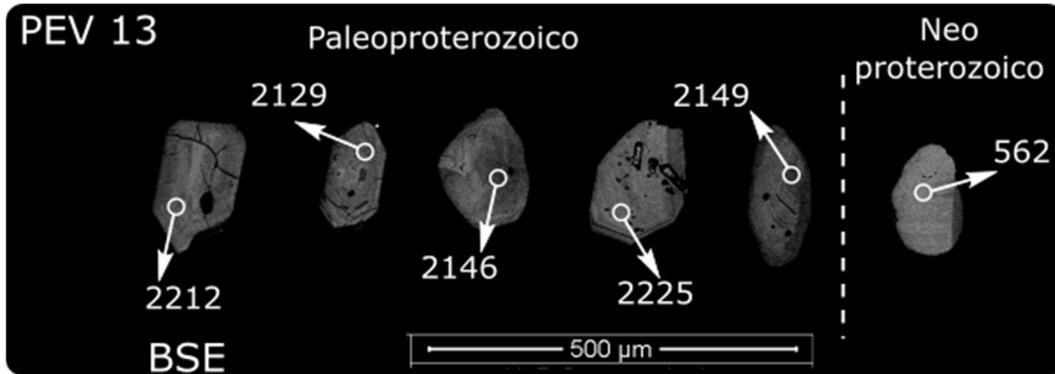


Figura 18: Morfologia e tamanho dos cristais de zircão analisados em imagem de elétrons retroespalhados (BSE) amostra (PEV 13).

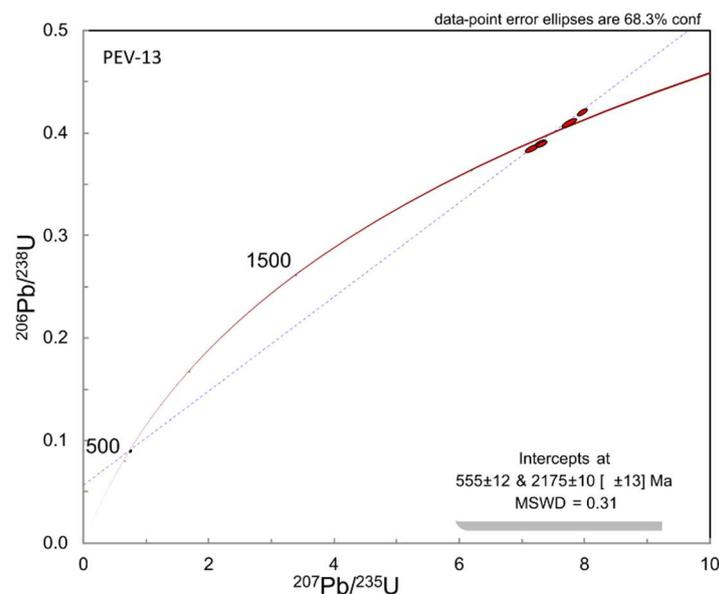


Figura 19 Diagrama de discordância $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ com intercepto superior de idade U–Pb de 2175 ± 10 Ma e intercepto inferior com idade de 555 ± 12 Ma para a amostra PEV13.

Na amostra PEV 05A, composta por granito, as análises foram realizadas nos núcleos dos cristais de zircão e a idade discordante (Figura 20) é de 2175 ± 10 Ma, com MSWD=0,78 (Figura 21).

Figura 20: Morfologia e tamanho dos cristais de zircão analisados em imagem de elétrons retroespalhados (BSE) amostra (PEV 05A).

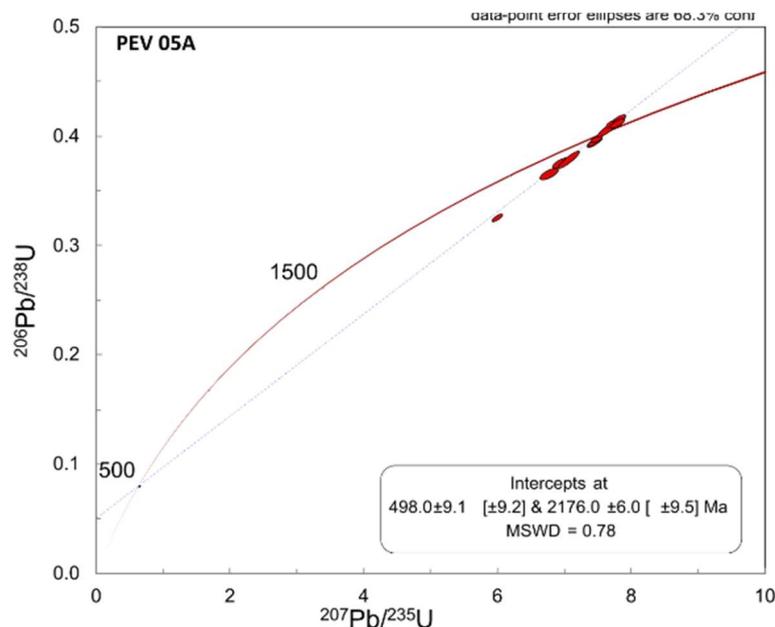


Figura 21: Diagrama de discordância $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ com intercepto superior de idade U–Pb de 21765 ± 6 Ma e intercepto inferior com idade de 498 ± 9.1 Ma para a amostra PEV05A.

3.7 Discussões

A Zona de Cisalhamento Sete Ilhas foi estudada com o objetivo de determinar suas características e discutir seu significado tectônico. Com base nos dados obtidos, foi elaborado um modelo para explicar a evolução dos estágios de deformação (Figura 22). Durante o Estágio 1 (E1), foram identificados os domínios de deformação D1 e D2 com características dúctil-rúptil (Figura 22 a-c). No Estágio 2 (E2), houve predominância de mecanismos friccionais, formando rochas cataclásticas (Figura 22 d-f). No Estágio 3 foi observada intensificação dos processos de redução de tamanho de fenocristais e processos hidrotermais na matriz (Figura 22 g-i). No Estágio 4 (E4) há predominância de fenocristais arredondados e matriz de granulometria homogênea, com evidência de processos hidrotermais (Figura 22 j-l). Nessa fase o hidrotermalismo protegeu os fenocristais da deformação rúptil, conferindo aspecto mais “*soft*” ao incremento da deformação e evitando que toda a rocha fosse pulverizada.

A presença de clastos arredondados em meio à matriz fina é resultado da intensificação dos processos de redução de tamanho, evidenciada pela remoção das

arestas dos cristais, tornando-os arredondados, juntamente com o desaparecimento da foliação, resultando em trama randômica.

A sequência progressiva de deformação evidenciada nos estágios E1 a E4 demonstra que, à medida que a zona de cisalhamento se deformava, a região foi elevada a níveis crustais mais rasos, com os estágios E2 a E4 evidenciando deformação rúptil. A determinação da profundidade crustal foi estabelecida pelas relações entre quartzo e feldspatos (Tullis et al., 1982; Viegas et al., 2016). A existência de fraturas em feldspatos, juntamente com a trama de quartzo recristalizado, sugere que essas estruturas se formaram em E1 próximo do limite da zona de transição da fácies xisto-verde, a uma profundidade aproximada de 14 km.

Os resultados das análises geocronológicas U-Pb indicam que a maioria dos protólitos cristalizou durante o Riáciano, com exceção da amostra (PEV 02A), que apresentou uma idade de $588,7 \pm 9,1$ Ma. A idade de 2150 ± 13 Ma pode estar relacionada a zircões herdados, possivelmente associados a rochas básicas intrusivas do Neoproterozoico. Os dados de recristalização para o final do Neoproterozoico são limitados. As idades obtidas no intercepto superior das amostras são consistentes e corroboram as idades riácianas obtidas em amostras semelhantes pelo método U-Pb, o que sugere uma zona de cisalhamento de baixa temperatura e alta tensão diferencial. A presença local de sanidina indica alta temperatura na zona de cisalhamento em relação à rocha encaixante, mas não sugere rejuvenescimento isotópico.

Alguns pesquisadores classificaram erroneamente as rochas da Zona de Cisalhamento Sete Ilhas como vulcânicas ácidas devido à presença de clastos arredondados em matriz fina e a processos hidrotermais (D'ávila e Kuyumjian, 2005; Santos et al., 2021).

O tipo predominante de cisalhamento ainda é incerto, pois as evidências de fraturas de Riedel sugerem cisalhamento simples, enquanto a baixa rotação das estruturas observadas em diques máficos identificados por produtos geofísicos e amostragem de campo sugere cisalhamento puro sem evidências significativas de falhas. É importante ressaltar que a predominância dos processos cataclásticos pode apagar registros da cinemática de deformação e deve ser considerada na interpretação tectônica.

Uma possível local onde rochas semelhantes podem ser encontradas é a falha de San Andreas na Califórnia, EUA (Chester & Logan 1987, Cashman et al., 2007, Bergh et al., 2019), onde o registro estrutural indica sucessão de eventos tectônicos que incluem cisalhamento transcorrente e transpressivo, além de deformação dúctil em profundidade,

com mudança progressiva do regime de cisalhamento dúctil para transpressivo e transcorrente ao longo do tempo, resultando em mudança da deformação dúctil para fraturamento rígido.

As rochas ao longo da zona de falha são altamente deformadas e exibem intensa alteração hidrotermal e metassomatismo, com alteração propilitica generalizada e metassomatismo potássico local. As rochas de falha também contêm veios de quartzo, epidoto e biotita, indicando a presença de hidrotermalismo generalizado e mineralização hospedada em fissuras. A presença de fenocristais tabulares subédricos de sanidina também é relatada em algumas das rochas de falha na zona da falha de San Andreas. Essas características sugerem que as rochas na zona da Falha de San Andreas sofreram deformação em alta temperatura e fusão por fricção, semelhantes às rochas descritas nas características dadas.

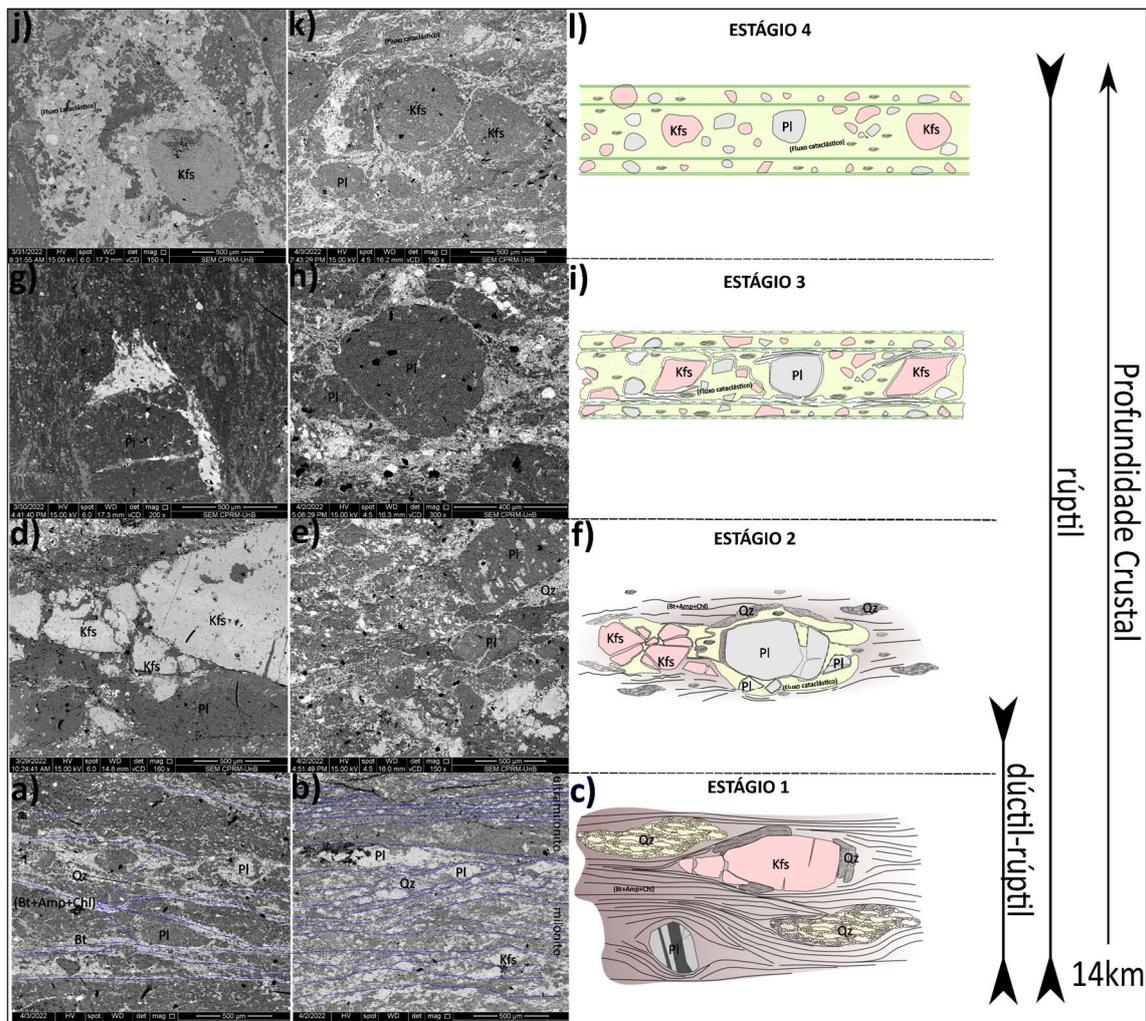


Figura 22: Ordem cronológica dos processos de arredondamento dos grãos, associados à elevação do nível crustal. (a, b, c) Estágio 1 (E1), com domínios de deformação D1 e D2 com características dúctil-rúptil. (d,

e f) Estágio 2 (E2), mecanismos friccionais, formando rochas cataclásticas. (g, h, i) Estágio 3 (E3) apresenta intensificação dos processos de redução de tamanho nos fenocristais e processos hidrotermais na matriz, desaparecimento com desaparecimento da foliação. (j, k l) Estágio 4, estagio de micro brecha.

3.8 Conclusões

- ✓ A Zona de Cisalhamento Sete Ilhas é uma zona de cisalhamento dextral que passou por quatro estágios distintos de deformação, evidenciando uma transição de processos dúctil-rúptil para rúptil.
- ✓ Cada estágio de deformação resultou em características e processos únicos, moldando as propriedades e a morfologia das rochas na zona de cisalhamento.
- ✓ A presença de clastos arredondados na matriz fina é um indicador da intensificação dos processos de redução de tamanho, evidenciado pela remoção das arestas dos cristais e a transição para uma trama randômica.
- ✓ A mineralogia predominante na zona de cisalhamento Sete Ilhas é granítica, e as idades isotópicas dos protólitos refletem sua cristalização durante o Riacciano.
- ✓ Além disso, é notável que a evolução complexa da zona de cisalhamento Sete Ilhas tenha sido significativamente influenciada por processos hidrotermais. Nessa fase, o hidrotermalismo desempenhou um papel fundamental ao proteger os fenocristais da deformação rúptil, conferindo um aspecto mais "soft" ao incremento da deformação e evitando a pulverização completa da rocha.
- ✓ A localização da zona de cisalhamento está associada à borda oeste do Cráton do São Francisco, sendo influenciada pelo Lineamento Transbrasiliano, que define a borda noroeste do Cráton e desempenha um papel importante em sua configuração.

3.9 Referencias

- Adamuzek, M. & Dabrowski, M. 2017. Sheath fold development in monoclinic shear zones. Computational Geology Laboratory, Polish Geological Institute - National Research. 53 - 122.
- ALMEIDA, F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*,7:349-364.
- Alves, V. A. Investigação geofísica na Porção Ocidental do Cráton do São Francisco, janelas erosivas Correntina-Coribe e São Domingos. (2020). 73 f., il. Dissertação (Mestrado em Geologia) — Universidade de Brasília, Brasília, 2020.
- Aydin, A., Small Faults formed as deformation bands in sandstone
- Bergh, S. G., Sylvester, A. G., Damte, A., & Indrevær, K. (2019). Polyphase kinematic history of transpression along the Mecca Hills segment of the San Andreas fault, southern California. *Geosphere*, 15(3), 901-934.
- Biemiller, J., Ellis, S., Mizera, M., Little, T., Wallace, L., & Lavier, L. (2019). Tectonic inheritance following failed continental subduction: A model for core complex formation in cold, strong lithosphere. *Tectonics*, 38, 1742–1763
- Blenkinsop, T. 2002. Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks. Springer .pp 7-23
- Cashman, S.M., Baldwin, J.N., Cashman, K.V., Swanson, K., and Crawford, R., 2007. Microstructures developed by coseismic and aseismic faulting in near-surface sediments, San Andreas fault, California. *Geology*, 35(7), pp.611-614.
- Caine, J.S., Evans, J.P., Forte, C. B. Fault zone architecture and permeability structure. 2016. Department of Geology and Geophysics University of Utah
- Campos, J. E. & Dardenne, M. A. (1997). Estratigrafia e Sedimentação da Bacia Sanfranciscana: Uma Revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, 27 (3): 269-282.
- Caxito, F. C; Dantas, E. L. Stevenson, R. Uhlein, A. 2014. Detrital zircon (U-Pb) and Sm-Nd isotop studies of the provenance and tectonic setting of basins related to collisional orogens: the case of the Rio Preto folds belt on the northwest São Francisco Craton margin, NE Brazil. *Gondwana Research*. V26. 741-754
- Chester, F.M. e Logan, J.M. (1987) Composite planar fabric of gouge from the Punchbowl Fault, California. *Journal of Structural Geology*, 9(5-6), 621-634.
- Fossen, H. & Cavalcante, G.C. 2017. Shear Zones - A review. *Earth science Reviews*. 171. 434 - 455
- HOLDSWORTH, R. E., STRACHAN, R. A. & ALSOP, G. I. 2001. Solid Geology of the Tongue District. Memoir of the British Geological Survey, Sheet 114E (Scotland). HMSO, London.
- Kirkpatrick, J. D. & Rowe, C. D. (2013). Disappearing ink How pseudotachylytes are lost from the rock record. *Journal of Structural Geology*. 52. 183-198
- Kirkpatrick, J. D. Keren, T. T. 2015. The Damage is Done: Low Fault friction recorded in the Japan Trench. Dé Collement Damage Zone. Confere. GSA
- M.M. Agrawal, S. Varmay, A. K. 2022. Maturation study of vitrinite in carbonaceous shales and coals: Insights from hydrous pyrolysis. *International Journal of Coal Geology*. 259 104044

- Moraes Filho, J. C. R. (Org). Coribe - folha SD.23-X-C-V: texto explicativo. Brasília: CPRM, 1997. 164p. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil)
- Padilha AL, Vitorello I, Pádua MB, Fuck RA 2019. Magnetotelluric images of Paleoproterozoic Accretion and Mesoproterozoic to Neoproterozoic Reworking Processes in the Northern São Francisco Craton, Central-Eastern Brazil. *Precambrian Research*, 333, 105416.
- Passchier, C.W & Trouw, R. A.J. 1996. *Microtectonics*. 2ediação, Springer
- Trouw, R. A. J., Passchier, C. W. 2005. *Microtectonics*. Springer-Verlag Berlim Heidelberg, Germany, 1-365.
- Ramsay, J. G. & Graham, R. H. a970. Strain variation in shear belts *Can, J. Earth Sci*, 7, 786-813
- Sanderson, D.J. and Marchini, W.R.D. (1984) Transpression. *Journal of Structural Geology*, 6, 449-458.
- Santos, N.J.C., Silva, T. S., Galé, M. G., Medeiros, E.L.M. **??ano??** Litogeoquímica do vulcanismo ácido na Janela Erosiva de Correntina-Coribe oeste do Cráton do São Francisco. *Anais do 50º Congresso Brasileiro de Geologia*. P 297.
- Sengör, A. M.C. Natal'in B. A. Sunal, G. Voo, R. 2018. The Tectonics of the altaids: Crustal Growth During the Construction of the Continental Lithosphere of Central Asia Between ~750 and ~130ma Ago
- Sibson, R.H. Fault rocks and fault mechanisms *J. Geol. Soc. London*, 133 (1977), pp. 191-213
- Thomas, W.A. 2006. Tectonic inheritance at a continental margin [2005 Geological Society of America Presidential Address]. *GSA Today*, 16, no. 2, 4–11
- Tullis, J. D.W., Snoke, V.R. Todd Significance and petrogenesis of mylonite rocks *Geology*, 10 (1982), pp. 227-230
- Viegas, G., Menegon, L., & Archanjo, C. (2016). Brittle grain-size reduction of feldspar, phase mixing and strain localization in granitoids at mid-crustal conditions (Pernambuco shear zone, NE Brazil). *Solid Earth*, 7(2), 375-396.
- Viegas, G. Hildas, K. Castellan, P. 2021 Structural relationships between ultramylonite, pseudotaclyte and cataclasite in the East Pernambuco shear zone (Borborea Province, NE Brazil). *Journal of Structural Geology*. 147. 104346

3.10 Anexos 2

AMOSTRA PEV 02																	
Zircão	Concentrações				Razões						Idades (Ma.)						
	f(206)*(%)	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	1s%	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s %	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s abs	% U-Pb disc ⁴
PEV 02-ZR7	0.0082	0.307	183275	21.49	0.13395	0.56	7.440	0.88	0.4028	0.57	2150	19	2182	21	2166	16	-1.47
PEV 02-ZR10	0.0141	0.498	106897	16.80	0.13534	0.73	7.479	1.04	0.4007	0.64	2168	25	2172	24	2170	19	-0.18
PEV 02-ZR16	0.0028	0.399	539552	80.41	0.13158	0.50	6.565	0.84	0.3618	0.57	2119	17	1991	20	2055	15	6.06
PEV 02-ZR17	0.0057	0.261	267493	73.35	0.13199	1.04	7.048	1.47	0.3872	0.97	2125	36	2110	35	2117	26	0.69
PEV 02-ZR21	0.0101	0.336	151875	31.16	0.12897	0.60	5.720	0.98	0.3216	0.68	2084	21	1798	21	1934	17	13.74
PEV 02-ZR23	0.0285	0.311	54677	17.86	0.06036	0.87	0.806	1.17	0.0968	0.69	617	37	596	8	600	11	3.40
PEV 02-ZR27	0.0221	0.089	70570	34.22	0.05737	1.43	0.735	1.63	0.0930	0.70	506	62	573	8	560	14	-13.31
PEV 02-ZR24	0.0507	0.323	30676	24.54	0.06398	0.96	0.921	1.40	0.1044	0.95	741	41	640	12	663	14	13.64
PEV 02-ZR25	0.0773	0.509	20167	25.95	0.05490	2.21	0.649	2.83	0.0857	1.72	408	98	530	18	508	22	-29.86
PEV 02-ZR28	0.0083	0.288	184227	24.34	0.12746	0.78	5.565	1.07	0.3166	0.62	2063	27	1773	19	1911	18	14.06

AMOSTRA PEV 05A																	
Zircão	Concentrações				Razões						Idades (Ma.)						
	f(206)*(%)	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	1s%	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s %	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s abs	% U-Pb disc ⁴
PEV 05A-ZR1	0.0034	0.465	445470	24.16	0.13628	0.32	7.778	1.03	0.4139	0.91	2180	11	2233	34	2206	19	-2.40
PEV 05A-ZR2	0.4579	0.309	3336	13.26	0.13299	0.41	5.981	0.93	0.3262	0.74	2138	14	1820	23	1973	16	14.87
PEV 05A-ZR9	0.0106	0.291	141971	38.33	0.13602	0.50	7.735	1.39	0.4124	1.25	2177	17	2226	47	2201	25	-2.24
PEV 05A-ZR12	0.0040	0.265	376785	18.75	0.13643	0.32	7.743	0.78	0.4116	0.61	2182	11	2222	23	2202	14	-1.81
PEV 05A-ZR14	0.0102	0.240	147970	28.48	0.13619	0.33	7.745	0.77	0.4124	0.59	2179	11	2226	22	2202	14	-2.13
PEV 05A-ZR15B	0.0036	0.301	418248	11.64	0.13621	0.40	7.412	0.83	0.3946	0.62	2180	14	2144	23	2162	15	1.63

PEV 05A-ZR16	0.0058	0.401	259642	30.23	0.13636	0.40	7.446	0.91	0.3960	0.73	2182	14	2151	27	2167	16	1.41
PEV 05A-ZR18	0.0029	0.362	512259	13.12	0.13600	0.48	7.463	0.77	0.3980	0.48	2177	17	2160	17	2169	14	0.79
PEV 05A-ZR21	0.0070	0.422	215526	19.68	0.13600	0.46	7.621	1.23	0.4064	1.07	2177	16	2198	40	2187	22	-0.99
PEV 05A-ZR22N	0.0045	0.325	331355	11.79	0.13528	0.40	7.698	0.78	0.4127	0.56	2168	14	2227	21	2196	14	-2.75
PEV 05A-ZR27N	0.6663	0.352	2280	8.79	0.13380	0.89	6.753	1.35	0.3660	0.95	2148	31	2011	33	2080	24	6.41
PEV 05A-ZR27B	0.1251	0.350	12117	19.53	0.13362	0.71	6.925	1.17	0.3758	0.85	2146	25	2057	30	2102	21	4.16
PEV 05A-ZR29	0.0208	0.111	74948	21.99	0.05703	0.72	0.632	1.08	0.0803	0.71	493	32	498	7	497	8	-1.10
PEV 05A-ZR35	0.0165	0.469	91140	53.74	0.13595	0.44	7.800	0.82	0.4161	0.58	2176	15	2243	22	2208	15	-3.05
PEV 05A-ZR36	0.1147	0.289	13215	14.13	0.13496	0.51	7.055	1.50	0.3791	1.36	2164	18	2072	48	2118	26	4.23
PEV 05A-ZR37	0.0060	0.329	249372	22.77	0.13662	0.50	7.770	0.93	0.4124	0.69	2185	17	2226	26	2205	17	-1.89

AMOSTRA PEV 13																	
Zircão	Concentrações				Razões						Idades (Ma.)						
	f(206)*(%)	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	1s%	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s %	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s abs	% U-Pb disc ⁴
PEV 13-ZR1	0.0128	0.301	117415	31.93	0.13668	0.46	7.737	0.95	0.4105	0.74	2185	16	2217	28	2201	17	-1.46
PEV 13-ZR2	0.0161	0.428	93912	35.81	0.13425	0.50	7.143	0.94	0.3859	0.71	2154	17	2104	25	2129	17	2.35
PEV 13-ZR4	0.0098	0.463	154726	22.13	0.13499	0.44	7.278	0.79	0.3910	0.54	2164	15	2128	20	2146	14	1.67
PEV 13-ZR5	0.0300	0.284	51897	12.00	0.05929	0.87	0.739	1.22	0.0904	0.78	578	38	558	8	562	11	3.37
PEV 13-ZR21	0.0038	0.313	397910	21.43	0.13694	0.28	7.950	0.68	0.4210	0.50	2189	10	2265	19	2225	12	-3.49
PEV 13-ZR24	0.0197	0.457	76911	30.76	0.13560	0.40	7.299	0.74	0.3904	0.50	2172	14	2124	18	2149	13	2.17

CAPÍTULO 4

4 CONCLUSÕES

Com base em abordagem multidisciplinar que incluiu mapeamento geológico e estrutural, análises petrográficas e geocronológicas por meio de U-Pb (LA-ICP-MS) em zircão e Sm-Nd em rocha total, bem como a interpretação de dados aerogeofísicos, conclui-se que a borda noroeste do Cráton do São Francisco encontra-se abaixo dos domínios de cobertura das Bacias do São Francisco e São Franciscana. Além disso, os resultados indicam a presença de blocos menores abaixo das bacias.

4.1 Sugestões de trabalhos futuros

Com base nos resultados obtidos neste trabalho, é possível propor algumas sugestões para estudos futuros com base na Figura 1. Primeiramente, recomenda-se investigar a extensão da faixa riaciana-orosiriana para sudoeste. Outra sugestão é a investigação da possível existência de uma faixa neoproterozoica ao norte, com possível inflexão em direção à região de São Domingos. Além disso, é importante investigar a existência do Bloco Rio Grande, localizado entre as faixas riacianas e neoproterozoicas. Ademais, é necessário remover a porção correntina do Bloco Guanambi-Correntina, conforme proposto por Barbosa et al. (2020). Por fim, é importante realizar seção magnetotelúrica leste-oeste entre São Domingos e Bom Jesus da Lapa para obter mais informações sobre a região.

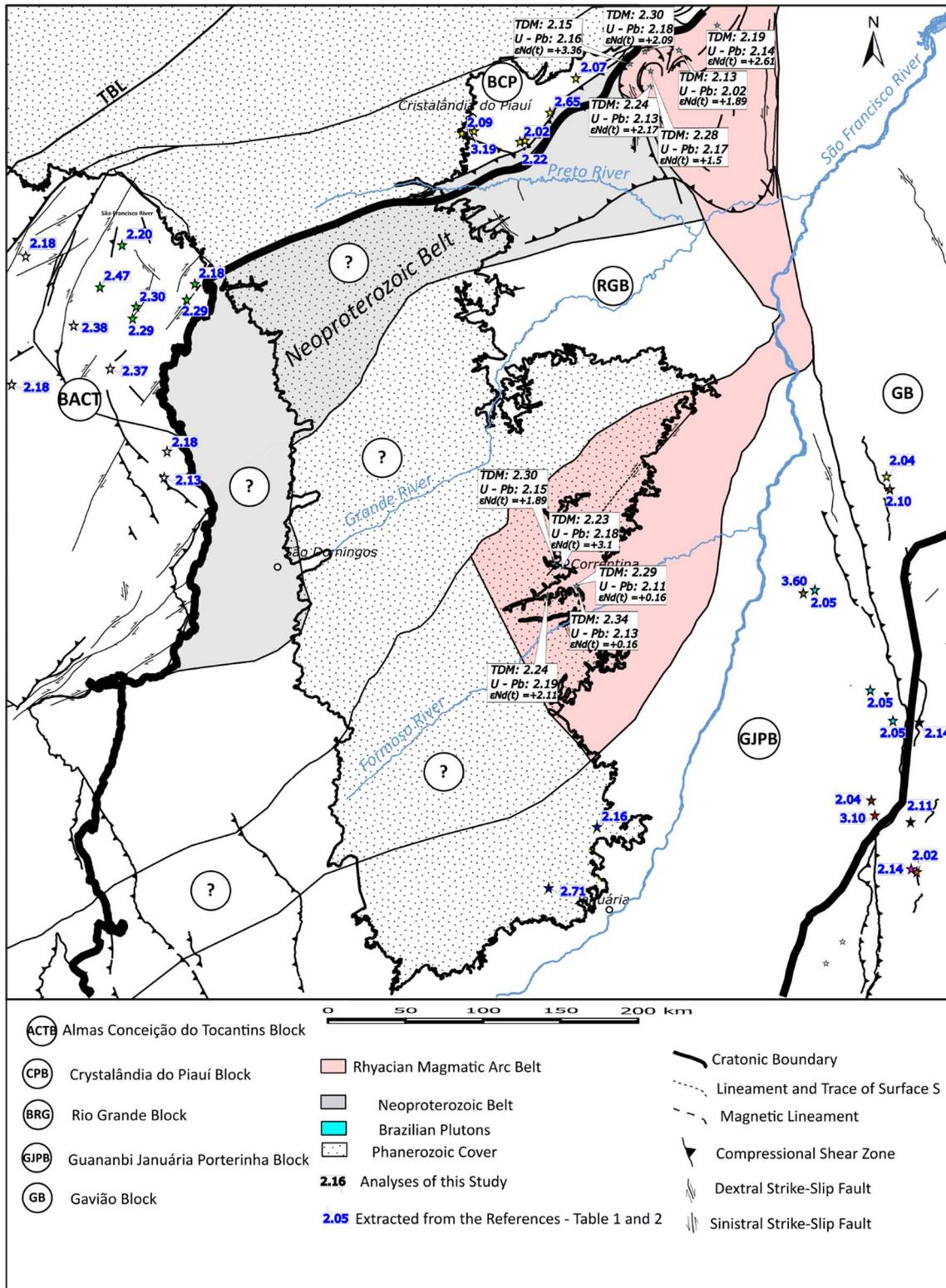


Figura 1: Principais blocos crustais encontrados no noroeste do Cráton do São Francisco com sugestões para estudos futuros. Fonte dos dados: Andrade et al. (1982), Aquino & Batista (2011), Barros et al. (2020), Carvalho et al. (2019), Cordeiro et al., (2017), Cruz (2001), Dantas et al. (2010), Dávila & Kuyumjian (2005), Fuck et al. (2014), Barbosa et al. (2020, 2021), Martins-Ferreira et al. (2020), Pereira (2007), Rezende et al. (2018), Rosa, (1999), Sousa et al. (2017), Este trabalho.

4.1 Referencias

Barbosa, N., Menezes Leal, A. B., Debruyne, D., Bastos Leal, L. R., Barbosa, N. S., Marinho, M., Mercês, L., Barbosa, J. S., & Koproski, L. M. (2020). Paleoproterozoic crustal evolution in the Guanambi-Correntina block (GCB), north São Francisco Craton, Brazil, unraveled by U-Pb Geochronology, Nd-Sr isotopes and geochemical constraints. *Precambrian Research*, 340.

Barbosa, N., Debruyne, D., Barbosa, N. S., Luciano, R. L., Guedes, T. R. S., Reis, C., Barbosa, J. S. F., Pinho, I. C. A., Santos, R. L., & Brito, R. (2021). Transition from subduction to Post-Collisional Paleoproterozoic magmatism in the Correntina erosive window of the north São Francisco craton: Evidence for mantle source and slab breakoff from alkaline magmatism by U-Pb, Nd-Sr radiometric and geochemistry data. *Precambrian Research*, 362, 106314.

Barros, R. de A., Caxito, F. de A., Egydio-Silva, M., Dantas, E. L., Pinheiro, M. A. P., Rodrigues, J. B., Basei, M. A. S., Virgens-Neto, J. das, & Freitas, M. de S. (2020). Archean and Paleoproterozoic crustal evolution and evidence for cryptic Paleoproterozoic-Hadean sources of the NW São Francisco Craton, Brazil: Lithochemistry, geochronology, and isotope systematics of the Cristalândia do Piauí Block. *Gondwana Research*, 88.

Bersan SM, Costa AFO, Danderfer A, de Abreu FR, Lana C, Queiroga G, Storey C, Moreira H. (2020). Paleoproterozoic juvenile magmatism within the northeastern sector of the São Francisco paleocontinent: Insights from the shoshonitic high Ba–Sr Montezuma granitoids. *Geoscience Frontiers*. Sep;11(5):1821-40.

Carvalho, C. D.; Barros, A. C. P.; Rezende, D. E.; Souza, F. R.; Broder; Barros, R. A.; Pedrosa Jr., N. C., (2019). Integração geológica e avaliação do potencial mineral das faixas marginais da borda NW do cráton do São Francisco – subárea Faixa Rio Preto. Projeto Áreas de Relevante Interesse Mineral, CPRM.

Cruz, E.L.C.C., 2001. A gênese eo contexto tectônico da mina Córrego Paiol, terreno Almas Conceição: um depósito de ouro hospedado em anfíbolito do embasamento da Faixa de Dobramento Brasília. Doctoral dissertation, PhD thesis. Universidade de Brasília 189p.

Cordeiro, P.F., Oliveira, C.G., (2017). The Goiás Massif: implications for a pre- Columbia 2.2 to 2.0 Ga continent-wide amalgamation cycle in central Brazil. *Precambrian Res.*298, 403 – 420. - Cordeiro, P. F. de O., & Oliveira, C. G. de. (2017). The Goiás Massif: Implications for a pre-Columbia 2.2–2.0 Ga continent-wide amalgamation cycle in central Brazil. In *Precambrian Research* (Vol. 298).

Cruz, S.C.P., Barbosa, J.S.F., Pinto, M.S., Peucat, J.J., Paquette, J.L., de Souza, J.S., Carneiro, M.A., (2016). The Siderian-Orosirian magmatism in the Gavião Paleoplate, Brazil: U-Pb geochronology, geochemistry and tectonic Dai L, Li S, Li Z-H, Somerville I, Liu X. Dynamic processes and mechanisms for collision to post-orogenic extension in the Western Dabie Orogen: Insights from numerical modeling. *Geological Journal* 2017; 1–15

Dantas, E. L., Santos RV, Alvarenga CJS, Pimentel MM, Armstrong R, Fuck RA, Laux JH 2010. What is the São Domingos Sequence? A Meso-Neoproterozoic Rift Margin or an Intra-Cratonic Paleoproterozoic Basin? New Constraints on the Western Boundary of the São Francisco Cráton. VII South American Symposium on Isotope Geology. 1-3.

Dávila, C. A. R., & Kuyumjian, R. M. (2005). Mineralizações De Ouro Do Tipo Orogênico Em Arco Magmático Paleoproterozóico, Borda Oeste Do Craton São Francisco, Regiões De São Domingos (Go) E Correntina (Ba). *Revista Brasileira de Geociências*, 35(2).

Fuck, R.A., Dantas, E.L., Pimentel, M.M., Botelho, N.F., Armstrong, R., Laux, J.H., ... Praxedes, I.F., (2014). Paleoproterozoic crust-formation and reworking events in the Tocantins Province, central Brazil: a contribution for Atlantica supercontinent reconstruction. *Precambrian Res.* 244, 53–74.

Pereira, R.S., (2007). Cráton do São Francisco, kimberlitos e diamantes. University of Brasília, Unpublished PhD thesis, 200 p.

Rezende, C., Chaves, A. O., Oliveira, V. (2018). Evidências Diretas E Indiretas De Arco Magmático Paleoproterozoico Na Região Do Alto De Januária – Norte De Minas Gerais. In *Geonomos* v.26 n. 02

Rosa, M. L. S. (1999). Geologia, Geocronologia, Mineralogia, Litogeoquímica e Petrologia do Batólito Monzo-Sienítico Guanambi-Urandi (SW-Bahia). PhD Thesis. Salvador: Instituto de Geociências – UFBA.

Sousa, F.R.M. (org.), Freitas, M.S., Virgens Neto, J., 2017. Geologia e Recursos Minerais das folhas Paranaguá (SC.23-Z-A-I); Rio Paraim (SC.23-Z-A-IV) e Mansidão (SC.23-Z-A-V): estados do Piauí e Bahia. Mapeamento Geológico. Escala 1:100.000, Repositório Institucional de Geociências - CPRM, 2017.