



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 458

**ESTUDO DE PROVENIÊNCIA DAS ROCHAS
METASSEDIMENTARES DO COMPLEXO CEARÁ, NA REGIÃO DE
SOBRAL E ADJACÊNCIAS COM BASE EM DATAÇÃO U-Pb DE
ZIRCÃO E IDADES-MODELO Sm-Nd**

Dissertação apresentada por:

JEREMIAS VITÓRIO PINTO FEITOSA

Orientador: Prof. Dr. Candido Augusto Veloso Moura (UFPA)

**BELÉM
2015**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Biblioteca Geólogo Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

Feitosa, Jeremias Vitório Pinto, 1984-

Estudo de Proveniência das rochas metassedimentares do Complexo Ceará, na região de Sobral e adjacências, com base em datação U-Pb de zircão e idades-modelo Sm-Nd. / Jeremias Vitório Pinto Feitosa; Orientador: Candido Augusto Veloso Moura – 2015.

xiv, 101 f. : il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2015.

1. Rochas sedimentares - Ceará. 2. Geocronologia. 3. I.
Título.

CDD 22 ed.: 552.5098131



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**ESTUDO DE PROVENIÊNCIA DAS ROCHAS
METASSEDIMENTARES DO COMPLEXO CEARÁ, NA REGIÃO DE
SOBRAL E ADJACÊNCIAS COM BASE EM DATAÇÃO U-Pb DE
ZIRCÃO E IDADES-MODELO Sm-Nd**


DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR
JEREMIAS VITÓRIO PINTO FEITOSA

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOQUÍMICA E PETROLOGIA.

Data de Aprovação: **05 / 06 / 2015**

Banca Examinadora:


Prof. CANDIDO AUGUSTO VELOSO MOURA
(Orientador-UFPA)


Prof. FARID CHEMALE JUNIOR
(Membro-UnB)


Prof. MARCO ANTONIO GALARZA TORO
(Membro-UFPA)

Aos meus pais,
José Vitório Feitosa (*in memoriam*)
e
Nadir Pinto Feitosa

AGRADECIMENTOS

Registro aqui meus sinceros e profundos agradecimentos às pessoas e entidades que direta ou indiretamente prestaram sua contribuição para que este trabalho fosse concluído com êxito, em especial:

- À Universidade Federal do Pará (UFPA), através do Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, pelo fornecimento de infra-estrutura necessária à realização deste trabalho.

- A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão de bolsa de estudo.

- Ao Grupo de Pesquisa do Laboratório de Geologia Isotópica do Pará (Para-Iso), do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, pelo suporte técnico-científico indispensável ao desenvolvimento deste trabalho.

- Ao prof. Dr. Candido Moura, por sua orientação, confiança, paciência, compreensão e amizade demonstradas ao longo deste trabalho.

- Aos professores da disciplina Estágio de Campo II: Francisco Matos, Paulo Gorayeb, Rosimery Nascimento e Marco Toro, pela ajuda e troca de informações nas discussões referentes ao tema da pesquisa. Além do técnico Afonso Quaresma e motoristas pelo apoio na infra-estrutura, o que possibilitou a coleta de amostras.

- Aos técnicos (Vanessa, Etiana, Jefferson, Fredson, Joelma, Elma e os demais) pela disposição, sugestões e ajuda na preparação a análise das mesmas, além de proporcionar um agradável ambiente de trabalho.

- Aos amigos da família Geologia, pela fiel amizade estabelecida ao longo da minha formação acadêmica (Eduardo Souza, Diodo Côrrea, João Marinho, Livio, Patrick Santos, Mayara, Kamilla Borges, Ana Flávia Brittes, Débora Faria, Amélia Parente, Lucios, Bruno Pinheiro e os demais).

- Aos geólogos Patrick Santos, Diogo Corrêa, João Marinho, Mayara Teixeira e Bruno Pinheiro, pelas valiosas discussões, incentivo e companheirismo.

- Às famílias Santos Pinto e Feitosa, pelo exemplo, apoio e incentivo para a realização deste sonho. Agradeço ainda a compreensão pelos momentos em que estive ausente.

- À Nara Freitas (companheira), por todo o carinho, apoio, força, incentivo, paciência e amizade. Te admiro

- À Sr^a Nadir Pinto (minha mãe). Por ter realizado nas minhas conquistas o seu sonho de educação. É ainda uma guerreira, que conduziu nossa família, quando da fatal ausência de meu pai (José Feitosa).

- Ao ilustre e eterno amigo (irmão) Marquinhos (São Geraldo), homem de fé transmitida através do seu ardor como músico e missionário católico. As lembranças ficarão e jamais serão esquecidas.

“Missão dada.
É missão cumprida!”
Capitão Nascimento

RESUMO

A Província Borborema é uma importante província tectônica, com aproximadamente 450.000 km², que ocorre na região nordeste do Brasil, onde estão registrados inúmeros e marcantes processos geológicos que ocorreram na Terra ao longo do tempo. Essa província apresenta grandes semelhanças com províncias existentes no continente africano, como a província Benin/Nigéria. Sucessivos ciclos geológicos estão registrados nos litotipos da Província Borborema, que remontam a uma evolução geológica de grande complexidade iniciada no Arqueano, culminando ao final do Neoproterozóico com a ocorrência de efetivos eventos tectonotermiais e magmáticos do chamado Ciclo Brasileiro, que resultou com o fechamento de um domínio oceânico nessa região. O chamado Complexo Tamboril - Santa Quitéria é a unidade mais expressiva desse processo final de colisão continental observado no Domínio Ceará Central da Província Borborema. Ela conta com um razoável conjunto de dados geocronológicos e isotópicos que permitem entender o contexto e a evolução geológica dessa unidade. Entretanto, as rochas metassedimentares que flanqueiam esse Complexo, reunidas no Complexo Ceará, são carentes de estudos e informações que possibilitem a elaboração de modelos geológicos mais refinados para o melhor entendimento do quadro evolutivo desta região. A idade paleoproterozóica sugerida inicialmente para essas rochas metassedimentares do Complexo Ceará está sendo questionada por diversos autores em função do contexto geológico em que elas estão inseridas. Dessa forma, o estudo de proveniência sedimentar aqui proposto, por meio de datação U-Pb em zircão detrítico e de idade-modelo Sm-Nd, visa investigar a idade máxima de deposição dessas rochas metassedimentares, e a provável idade de formação do segmento crustal que originou esses sedimentos. Com isso, pretende-se contribuir para o entendimento do quadro evolutivo e estratigráfico do Domínio Ceará Central. Este trabalho contou com a amostragem de 20 pontos escolhidos na região, sendo feitas lâminas delgadas para estudos petrográficos nas amostras não friáveis. Deste total, 6 amostras de quartzito foram coletadas para análise de U-Pb em zircão, e 14 foram feitas análises de idade-modelo Sm-Nd. Essas rochas (amostras) passaram por um minucioso trabalho de preparação para a datação dos grãos detríticos de zircão utilizando o sistema de abrasão a laser acoplado ao espectrômetro de massa com plasma induzido (LA-MC-ICPMS) e determinação de idades-modelo Sm-Nd. As características petrográficas observadas nas amostras do Complexo Ceará coletadas a oeste do Complexo Tamboril Santa-Quitéria (CTSQ), permitem classificá-las como: granada gnaisses a cianita gnaisses, com texturas predominantemente lepidoblástica, e ainda granoblásticas. Além dessas rochas ocorrem silimanita quartzito e muscovita quartzito, com texturas granoblásticas poligonais que correspondem aos litotipos reportados na literatura disponível da região. Na região situada a leste do CTSQ, as rochas estudadas do Complexo Ceará foram granada gnaisses com texturas lepidoblásticas a granoblásticas, além de granada anfíbolitos com texturas nematoblásticas principalmente e porfiroblásticas. As idades modelo Sm-Nd entre 2,12 e 2,07 Ga. e valores de $\epsilon_{Nd(2,1Ga)}$ positivos (+3,30 a + 2,60) sugere uma forte contribuição de crosta paleoproterozóica para os sedimentos situados a leste

do CTSQ. Essa contribuição está também registrada nas rochas metassedimentares situadas a oeste do CTSQ, no entanto, idade-modelo de 1,66 Ga encontrada em uma rocha indica também uma contribuição de crosta mais jovem. Os dados U-Pb obtidos em quartzitos das rochas do Complexo Ceará, de modo geral, apresentam predominância de zircões de idade paleoproterozóicos com maior frequência no Orosiriano (1800-2050 Ma) e Riáciano (2050-2300 Ma), o que sugere que a(s) principal(ais) fonte(s) de sedimentos para essas rochas é/são de idade paleoproterozóica. No entanto a presença de grãos detriticos de zircão de idade estateriana (1750 ± 50 , 1777 ± 58 , 1628 ± 53 Ma) e esteniana (1154 ± 29 Ma) encontradas nas rochas situadas a leste do CTSQ indica a contribuição de rochas mais jovens, de certa forma, corroborando a contribuição de crostas mais jovens para a sucessão sedimentar do Complexo Ceará. A idade de 1154 ± 29 Ma, é um marcador da idade máxima de deposição desses sedimentos, e sugere que o evento de sedimentação pode ter ocorrido no Neoproterozóico como sugerem evidências geológicas e geocronológicas apontadas por outros autores que estudaram essa sucessão em outras regiões do Domínio Ceará Central.

Palavras-chave: Proveniência. Rochas metassedimentares. Complexo Ceará. Datação U-Pb em zircão. Idades-modelo Sm-Nd.

ABSTRACT

The Borborema Province is an important tectonic province, with approximately 450,000 square kilometers in the northeastern Brazil, which registered numerous and remarkable geological processes that occurred on Earth over time. This province has great similarities with existing provinces in Africa, as the Benin/Nigeria. Successive geological cycles are recorded in rock types of the Borborema Province, dating back to a very complex geologic evolution started in the Archean, culminating at the end of the Neoproterozoic, with the occurrence of tectonic-thermal events and magmatism called the Brazilian Cycle, which resulted in the closure of an oceanic domain in this region. The Tamboril-Santa Quitéria Complex (TSQC) is the most significant unit of this final process of continental collision observed in Ceará Central Domain of the Borborema Province. The existent geochronological and isotopic data allow to understand the context and the geological evolution of the unit. However, for the metasedimentary rocks that flank the TSQC, assembled in the Ceará Complex, are lacking studies and information that permits to propose more refined geological models to better understand the evolutionary framework of this region. The suggested Paleoproterozoic age initially suggested for the metasedimentary rocks of Ceará Complex can be questioned due to the presently known geological context. Thus, the sedimentary provenance study proposed here using U-Pb detrital zircon dating and Sm-Nd model-age (T_{DM}), aims to investigate the maximum age of deposition of this metasedimentary unit, and the probable the crustal source of these rocks, to contribute to the understanding of the evolution and stratigraphic framework of Ceará Central Domain. This work included the sampling of 20 outcrops of these metasedimentary rocks that occur in the western and in the eastern flanks of the TSQC. Six samples of quartzite were collected for U-Pb zircon analysis using a laser ablation system attached to a multicollector mass spectrometer with inductively coupled plasma (LA-MC-ICPMS). Sm-Nd model-age determination was carried out in 14 samples. Petrographic study of the non-friable samples preceded the isotope analyses. The rocks of the western flanks of the TSQC were garnet gneiss and kyanite gneiss, with dominantly lepidoblastic and even granoblastic textures. Besides, sillimanite quartzite and muscovite quartzite occurs presenting polygonal granoblastic textures. In the eastern portion, the rocks were observed garnet gneiss with lepidoblastic and granoblastic textures in addition to garnet amphibolite with mainly nematoblastic and minor porphyroblastic textures. The Sm-Nd model-ages between 2.12 and 2.7 Ga., and positive values of $\epsilon_{Nd}(2.1Ga)$ (+3.30 to + 2.60) suggests a strong contribution to Paleoproterozoic crust for the sediments located east of TSQC. This contribution is also recorded in the rocks sampled in the west of TSQC. However, T_{DM} model-age of 1.66 Ga found in a rock also suggests contribution of younger crustal source for these metasedimentary rocks. The U-Pb data for quartzites of the Ceará Complex, in general, have prevalence of detrital zircons of Paleoproterozoic ages, more frequently of the Orosirian (1800-2050) and Rhyacian (2050-2300 Ma) periods, suggesting that the main source area of the sediments are Paleoproterozoic age. However the presence of detrital zircon grains of Statherian

(1750 ± 50 , 1777 ± 58 , 1628 ± 53 Ma) and Stenian age (1154 ± 29 Ma) found in rocks located east of TSQC indicates the input of younger rocks, corroborating the contribution of younger crustal source for the sedimentary succession of Ceará Complex. The age of 1154 Ma, indicates the maximum age of deposition of these sediments suggesting that this depositional event may even have occurred in the Neoproterozoic, as it is suggested by geological and geochronological evidences pointed out by some authors who studied this succession in other regions of Ceará Central Domain.

Keywords: Proveniência. Rochas metassedimentares. Complexo Ceará. Datação U-Pb em zircão. Idades-modelo Sm-Nd.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1.1 - Mapa de Localização da área de estudo, no estado do Ceará (Ce). Modificado de DNIT (2002).....	5
Figura 2.1 - Esquemas simplificado do procedimento metodológico adotado na amostragem e preparação das amostras para análise isotópicas e estudos petrográficos realizados neste trabalho.....	6
Figura 2.2 - Microscópio petrográfico de luz polarizada utilizado nas descrições das seções delgadas das amostras de rochas.....	7
Figura 2.3 - A: Rocha in situ (A); Britador de mandíbulas fixo (B) e Britador de mandíbulas regulável (C); shatterbox utilizado na pulverização da rocha.....	9
Figura 2.4 - A-Coluna de teflon com resina AG 50X8 utilizada para separação dos ETR's; B: Coluna Eichrom de teflon preenchida parcialmente com resina Ln-spec; C-Cadinhos e teflon utilizados na separação com eluentes das amostras.....	11
Figura 2.5 - A) Amostras de quartzito utilizada na análise U-Pb; B) Britador de mandíbulas fixo; C) Britador de mandíbulas regulável; D) Moinho de discos utilizado na fragmentação da rocha; E) Peneiramento das amostras para separação das frações granulométricas; F) Bateia utilizada na concentração dos minerais pesados.....	14
Figura 2.6 - A) Equipamento Frantz utilizado na separação dos minerais magnéticos; B) Imersão das amostras em Bromofórmio; C) Concentração dos minerais pesados no fundo do funil; D) Separação dos zircões com auxílio da lupa binocular; E) Material utilizado na confecção da pastilha; F) Pastilha com cristais de zircão colados na superfície.....	15
Figura 2.7 - Diagrama com razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, as quais originam a Curva Concórdia.....	17
Figura 3.1 - Os três possíveis primeiros continentes: Ártica, Atlântica e Ur. Fonte: Rogers e Santosh (2002).....	22
Figura 3.2 - Continente formado no final do Mesoproterozóico, chamado Columbia. Segundo Rogers & Santosh (2002).....	24
Figura 3.3 - Mapa do Continente Gondwana segundo Trompette (1994).....	25
Figura 4.1 - Mapa geológico da Província Borborema subdividido a partir de domínios tectônicos e estruturas da Província. Zonas de cisalhamento: Sobral-Pedro II (ZCSPII), Senador Pompeu (ZCSP), Pauí-João Camara (ZCPJC), Patos (ZCPatos) e Pernambuco (ZCPe). Fonte: Osako et al, (2011).....	29
Figura 4.2 - Mapa geológico do Domínio Ceará Central com a localização da área de estudo. Modificado de Osako et al. 2011.....	32

Figura 4.3 - Coluna estratigráfica do domínio estrutural Ceará Central. Modificado de CPRM (2014).....	34
Figura 5.1 - Mapa geológico da área de estudo com pontos amostrados. Fonte Cavalcante <i>et al.</i> (2003).....	36
Figura 5.2 - Mapa geológico da porção oeste da área de estudo e metodologia utilizada nos pontos de coleta. Fonte: Modificado da disciplina Mapeamento geológico 2, da Ufpa (2011).....	37
Figura 5.3 - Afloramentos com amostras de mão dos gnaisses que compõem a porção oeste da área de estudo. A- Afloramento de Cianita-granada gnaisse; B- Afloramento de Granada-gnaisse; C- Amostra de mão de Granada-gnaisse; D- Amostra de mão de Cianita-granada gnaisse.....	40
Figura 5.4 - Fotomicrografia de Cianita-granada-gnaisse. A- Textura granolepidoblástica da rocha; B- Minerais mais comuns na rocha; C- Pórfiros de Granada, com pequenos cristais de Epidoto, envolvidos por lamelas de biotita; D- Cristais de Cianita em meio aos cristais de biotita.....	41
Figura 5.5 - Silimanita-quartzito. A- Afloramento encontrado As margens da rodovia CE-362; B- Amostra de mão da rocha; C- Fotomicrografia da rocha, mostrando cristais de quartzo, alternando com cristais de Silimanita; D- Cristais de muscovita bem desenvolvidos na rocha.....	43
Figura 5.6 - Mapa geológico da porção leste da área de estudo. Modificado da disciplina Mapeamento geológico 2, Ufpa (2011).....	45
Figura 5.7 - A- Afloramento de Granada gnaisse na beira da rodovia CE-362 (2011-JF-14); B- Amostra de mão da rocha, mostrando os cristais bem desenvolvidos de granada na trama mineral; C- Textura granolepidoblástica, onde as lamelas de micas envolvem pórfiros de granada; D- Pórfiro de granada envolto por muscovita e biotita.....	47
Figura 5.8 - Amostras de anfibolito. A) Amostra de Granada-anfibolito; B) Amostra de mão de cummingtonita-augita-anfibolito; C) Fotomicrografia de granada-anfibolito mostrando textura granoblástica poligonal envolvendo cristais pórfiros de granada; D) Textura porblástica, também presente nessa rocha; E) Textura nematoblástica, com cristais de cummingtonita, hornblenda e titanita; F) No centro alguns cristais de augita presentes nessa rocha.....	49
Figura 5.9 - A) Afloramento de Silimanita-biotita quartzito em contato com granada-gnaisse; B) Afloramento mostrando o Silimanita-biotita quartzito com estruturas sedimentares preservadas, em contato com granada-gnaisse; C) Amostra de mão de Silimanita-biotita quartzito do ponto JF-16; D) Silimanita- biotita quartzito do ponto JF-12; E) Fotomicrografia da amostra JF-12, mostrando uma visão do quartzito, com aglomerados de silimanita e poucos cristais de muscovita; F) Fotomicrografia com estrutura tipo <i>micafish</i> ; G) Níveis de silimanita e muscovita entre os cristais estirados de quartzo.....	51

Figura 6.1 - Mapa geológico da região oeste da área de estudo com idades Sm-Nd obtidas e localização das amostras de quartzito coletadas para U-Pb. As amostras em laranja não foram utilizadas. Modificado da disciplina Estágio de campo 2, Ufpa (2011).....	55
Figura 6.2 - Mapa geológico da região leste da área de estudo com idades Sm-Nd obtidas e localização das amostras U-Pb coletadas para zircão. Modificado da disciplina Estágio de campo 2, Ufpa (2011).....	56
Figura 6.3 - Imagens de catodoluminescência em microscópio eletrônico de varredura de alguns grãos de zircão datados.....	58
Figura 6.4 - Grãos de zircões matamíticos da amostra JF-04, fato que impossibilitou a utilização dos dados dessa amostra.....	60
Figura 6.5 - Gráfico da frequência relativa (%) das idades de zircão pelo período geológico correspondente. Em (A), todos grãos analisados; Em (B), somente os grãos que as idades fornecida pelas razões $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ se superpõem nos limites dos erros analíticos (idades “concordantes”).....	62
Figura 6.6 - Gráfico da frequência relativa (%) pelo período geológico das idades (Ma). Em (A), todos grãos analisados; Em (B), somente os grãos que obedecem ao critério de concordância.....	66
Figura 6.7 - Gráfico da frequência relativa (%) pelo período geológico das idades (Ma). Em (A), todos grãos analisados; Em (B), somente os grãos que obedecem ao critério de concordância.....	70
Figura 6.8 - Gráfico da frequência relativa (%) pelo período geológico das idades (Ma). Em (A), todos grãos analisados; Em (B), somente os grãos que obedecem ao critério de concordância.....	73

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1: Ajustes utilizados no separador magnético Frantz.....	12
Tabela 2.2: Condições de operação para aquisição de dados isotópicos de U-Pb pelo método LA-MC-ICPMS.....	18
Tabela 6.1: Resultados analíticos das amostras de Sm-Nd.....	54
Tabela 6.2: Dados obtidos através das análises U-Pb em zircão, extraídos de quartzitos, com as respectivas idades da porção oeste da área de estudo (Amostra JF-19).....	61
Tabela 6.3: Dados obtidos através das análises U-Pb em zircão com as respectivas idades da porção leste da área de estudo (Amostra JF-07).....	64
Tabela 6.4: Dados obtidos através das análises U-Pb em zircão com as respectivas idades da porção leste da área de estudo (Amostra JF-12).....	68
Tabela 6.5: Dados obtidos através das análises U-Pb em zircão com as respectivas idades da porção leste da área de estudo (Amostra JF-16).....	72

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
EPÍGRAFE	vi
RESUMO.....	vii
ABSTRACT	ix
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	xi
LISTA DE TABELAS	xiv
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO.....	1
1.2 OBJETIVO	2
1.3 LOCALIZAÇÃO E ACESSO DA ÁREA DE ESTUDO	2
2. MATERIAL E MÉTODOS	5
2.1 – PESQUISA BIBLIOGRÁFICA	5
2.2 – TRABALHOS DE CAMPO.....	5
2.3 – ESTUDOS PETROGRÁFICOS.....	7
2.4 – ANÁLISES ISOTÓPICAS U-Pb E Sm-Nd	8
2.4.1 Preparação da amostra para análise Sm-Nd	8
2.4.2 A separação cromatográfica do Sm e Nd.	10
2.4.3 Preparação de amostras para a análise U-Pb em zircão para datação com sistema de abrasão a laser.	12
2.4.4 Método U-Pb.	18
2.4.5 Datação de zircão.....	18
2.4.6 Método Sm-Nd.	18
3. CONTEXTO GEOTECTÔNICO DA PROVÍNCIA BORBOREMA	21
4. ASPECTOS GEOLÓGICOS DA PROVÍNCIA BORBOREMA (PB)	27
4.1 DOMÍNIOS ESTRUTURAIS DA PROVÍNCIA BORBOREMA	27

4.2 GEOLOGIA DO DOMÍNIO CEARÁ CENTRAL	30
5. ASPECTOS GEOLÓGICOS DA ÁREA DE ESTUDO	35
5.1 PORÇÃO OESTE	35
5.1.1- Cianita-granada gnaisses.....	38
5.1.2- Silimanita-quartzito	42
5.2 PORÇÃO LESTE.....	44
5.2.1- Granada-muscovita gnaise.....	46
5.2.2- Cummingtonita-augita anfibolito	48
5.2.3- Silimanita-muscovita quartzito.....	50
6. RESULTADOS ANALÍTICOS.....	52
6.1- RESULTADOS Sm-Nd.....	52
6.2- RESULTADOS U-PB.	57
6.2.1- Imagens de Catodoluminescência.....	57
6.2.2- Setor Oeste.	57
6.2.3- Setor Leste.....	57
6.3 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	74
7. CONCLUSÕES.....	76
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	78

1. INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

A Província Borborema (PB), termo introduzido por Almeida et al. (1977), compreende uma extensa área de cerca de 450.000 Km², definida como uma “complexa região dobrada do tipo mosaico” (Brito Neves et al. 2001), situada na região nordeste do Brasil. As inúmeras e notáveis semelhanças geológicas permitem dizer que a PB é parte integrante da Província Benin/Nigéria, na África (Arthaud, 2007). Na PB estão representados litotipos que fornecem informações e registros de uma evolução geológica pré-cambriana policíclica de grande complexidade, que teve início no Arqueano culminando no final do Neoproterozóico, quando ocorreram efetivos e importantes eventos tectônicos, termais e magmáticos pertencentes ao Ciclo Brasileiro, que resultaram no fechamento de um domínio oceânico neste período (Arthaud *op cit*).

O Complexo Tamboril Santa Quitéria é a unidade mais expressiva desse processo de colisão continental do Neoproterozóico observado no Domínio Ceará Central (DCC) da Província Borborema (Fetter *et al.* 2003). Os estudos geocronológicos e de geoquímica isotópica realizados nas rochas deste Complexo, permitiram avançar no entendimento da evolução geológica nessa região (Fetter *et al.* 2000). Entretanto, as rochas metassedimentares que flanqueiam essa unidade, e compõem o chamado Complexo Ceará, são carentes de estudos e informações que possibilitem a elaboração de modelos geológicos mais refinados para a reconstrução evolutiva dessa porção do Domínio Ceará Central. Isso se traduz por exemplo, na indefinição da idade de formação do Complexo Ceará. Enquanto alguns autores defendem uma idade paleoproterozóica (2,1 – 2,14 Ga.), outros admitem uma idade neoproterozoica (772 Ma) (Fetter *et al.*, 2003). Outro questionamento se relaciona ao caráter colisional dessa unidade, cuja evidência não está identificada nas rochas da Província Borborema, e sim interpretados através de observações da continuação desse terreno no continente africano (Arthaud, 2007).

A reconstrução paleogeográfica dos ambientes é feita através de informações obtidas a partir de investigações mineralógicas, petrográficas, sedimentológicas, geoquímicas e isotópicas, e são ferramentas fundamentais em estudos de proveniência sedimentar.

Estudos de proveniência sedimentar são muito eficazes na elaboração de modelos para reconstrução paleogeográfica de ambientes que foram fornecedores de material para a formação de bacias (Haughton & Morton, 1991). Esses estudos são ferramentas importantes que evidenciam os processos geológicos sofridos pelos sedimentos, desde a erosão inicial até

a deposição e soterramento, considerando a fisiografia e o clima da área fonte (Weltje & Von Eynatten, 2004).

Na região deste estudo a forte tectônica aliada aos eventos termais sofridos por essas rochas limitam a utilização de dados de paleocorrente para inferir as fontes dos sedimentos, bem como o uso de minerais pesados como parâmetro para um estudo de proveniência convencional. Considerando essas limitações, o estudo isotópico, com base em idades-modelo Sm-Nd aliado a idades U-Pb em zircão, possibilitará sugerir as idades das fontes dos sedimentos que compõem as sucessões metassedimentares do Complexo Ceará. Assim, além de restringir as prováveis áreas fontes será possível obter informações para discutir a idade de formação dessa unidade.

1.2 OBJETIVO

Este trabalho tem como objetivo principal a obtenção de dados isotópicos U-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total, necessários para identificar as idades as prováveis áreas-fonte das rochas meta-sedimentares que compõem o Complexo Ceará, situado no Domínio Ceará Central, da Província Borborema, na região de Sobral-CE e adjacências. Com os dados isotópicos obtidos será possível discutir a idade máxima para deposição dessas rochas. Com isso, procura-se ampliar o conhecimento geológico dessa região, através de informações fornecida pela datação em monocristais de zircão, pelo método U-Pb, e por idades-modelo calculadas pelo sistema Sm-Nd em rocha total.

A datação em monocristais detríticos de zircão reflete diretamente a distribuição das idades das rochas com zircão na área-fonte, e possibilita identificar a proveniência dessas rochas, através da comparação da idade do zircão com as idades das possíveis áreas-fontes.

Os dados Sm-Nd em rochas metassedimentares permitem estabelecer a idade-modelo, que reflete o tempo de residência crustal das rochas presentes nas áreas-fontes dos sedimentos. Adicionalmente, com base nos valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ é possível investigar o caráter juvenil ou não da área fonte na época da sedimentação.

1.3 LOCALIZAÇÃO E ACESSO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está inserida na região nordeste do Brasil, mais precisamente no noroeste do estado do Ceará, e está compreendida dentro dos limites dos municípios de Sobral, Forquilha, Irauçuba e Tejuçuoca. O acesso à região é feito via malha rodoviária, partindo-se da cidade de Sobral-CE, maior entreposto comercial daquela região, pela rodovia

BR-222, até o município de Forquilha, onde a rodovia CE-362 e estradas vicinais possibilitam o acesso à região de estudo. A base de apoio dos trabalhos de campo foi localizada em Taparuaba, distrito de Sobral, de onde partia-se para o estudo e coleta de amostras (Figura 1.1).

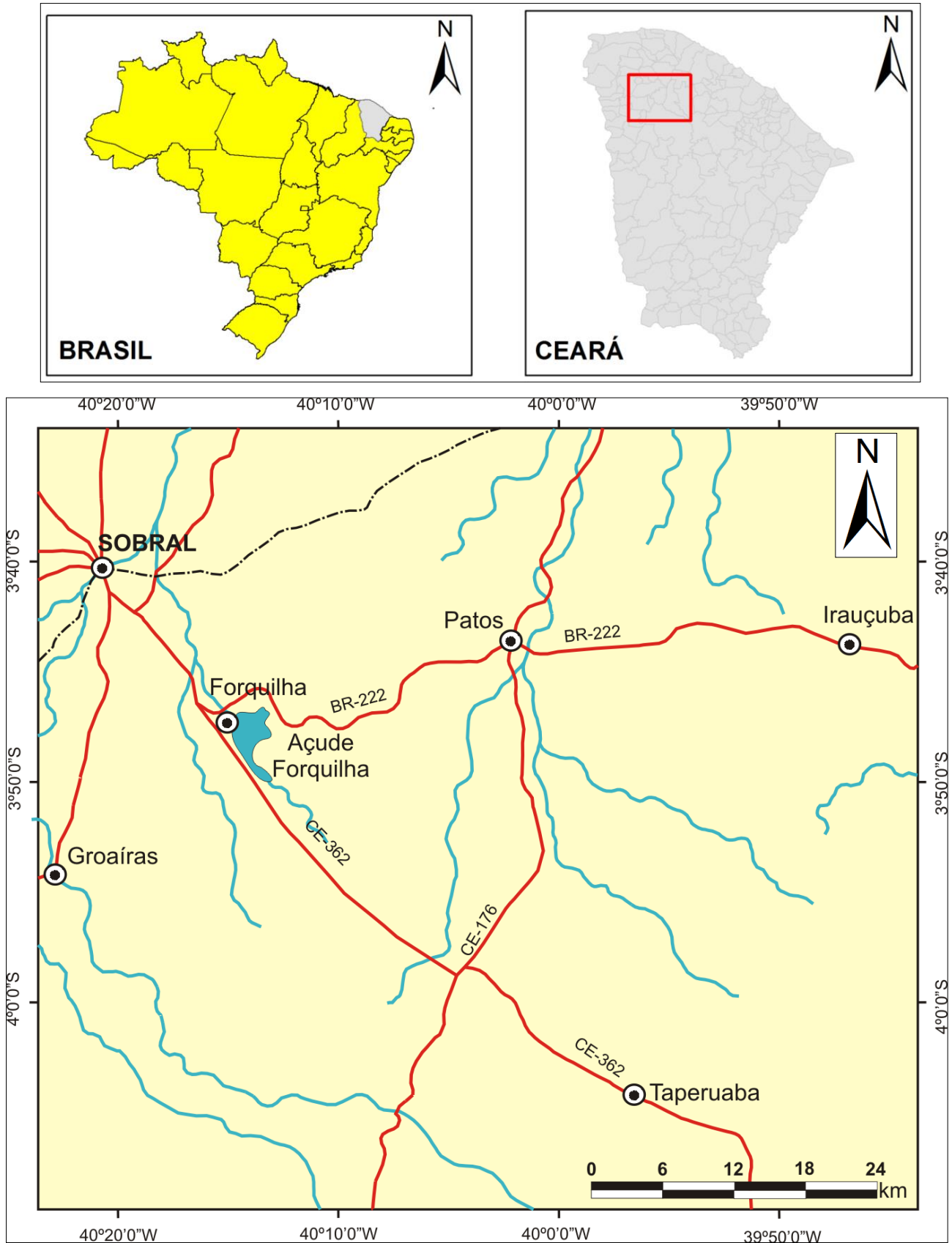


Figura 1.1 - Mapa de Localização da área de estudo, no estado do Ceará (Ce).
Modificado de DNIT (2002).

2. MATERIAL E MÉTODOS

2.1 – PESQUISA BIBLIOGRÁFICA

Para alcançar os objetivos estabelecidos nesta dissertação de mestrado, foi realizada inicialmente uma pesquisa bibliográfica sobre a geologia da área de estudo, utilizando artigos, dissertações e teses desenvolvidas na região, a fim de levantar informações preliminares para este trabalho. Paralelamente, foram também levantados trabalhos acadêmicos sobre os sistemas isotópicos Sm-Nd e U-Pb, que fundamentaram os procedimentos dos métodos analíticos, utilizados nesta dissertação.

A consulta de trabalhos que utilizaram as técnicas, Sm-Nd em rocha total e U-Pb em zircão, foram importantes nos conhecimentos adquiridos, interpretações realizadas e das conclusões sobre a geologia da área de estudo.

2.2 – TRABALHOS DE CAMPO

Os trabalhos de campo foram desenvolvidos com o auxílio de mapas (localização e geológico), GPS, marreta, martelo, lupa e sacos para a coleta de amostras. Além da utilização da infraestrutura proporcionada pelo Instituto de Geociências.

A coleta de amostras foi realizada com a utilização de martelos e marretas para a desagregação da rocha, que foram fragmentadas no próprio local de coleta, visando evitar uma possível contaminação dessas amostras. Embora fosse realizado, sistematicamente, a retirada da capa de alteração para amostrar porções de rocha “fresca”, em alguns poucos afloramentos onde as rochas mostravam-se intemperizados, friáveis não foi possível realizar a coleta de amostra para estudos petrográficos. A coleta de amostra para análise Sm-Nd em rocha total, foi feita nos gnaisses, com aproximadamente 2 kg de amostra, em sacos plásticos limpos, envolvidos por fita adesiva, onde foi feita a identificação da amostra. Por sua vez, aproximadamente 20 kg de amostras de quartzitos foram coletadas em sacos plásticos reforçados para a análise U-Pb em zircão.

O trabalho de campo foi realizado no período de 19 de julho à 6 de agosto de 2011, período em que alunos de Geologia da UFPA realizaram a disciplina Estágio de Campo 2 na região noroeste do estado do Ceará.

O procedimento metodológico adotado na preparação das amostras para análise isotópica está sintetizado na figura 2.1.

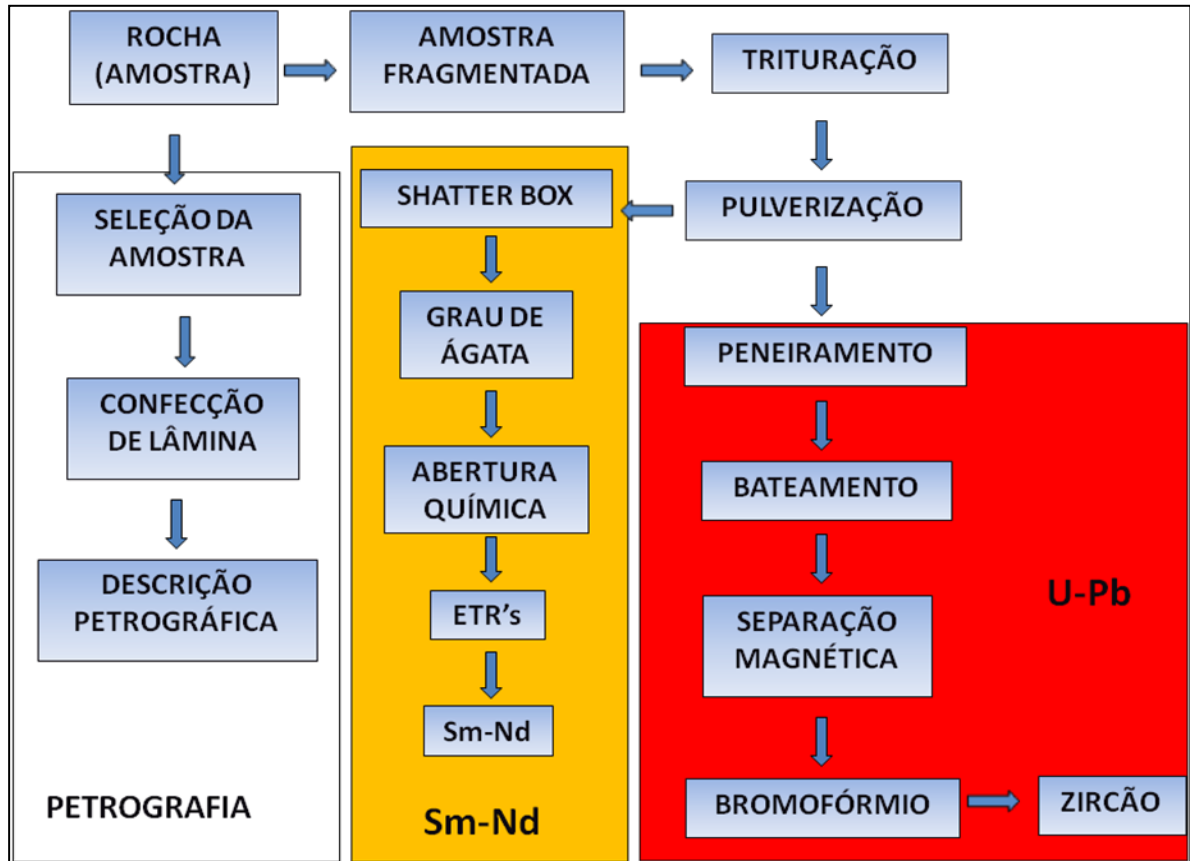


Figura 2.1 - Esquemas simplificado do procedimento metodológico adotado na amostragem e preparação das amostras para análise isotópicas e estudos petrográficos realizados neste trabalho.

2.3 – ESTUDOS PETROGRÁFICOS

A técnica utilizada foi a de descrição mesoscópica petrográfica das amostras representativas de rochas escolhidas para o estudo, finalizando com a descrição minuciosa de lâminas delgadas confeccionadas dos litotipos selecionados em campo (Figura 2.2).



Figura 2.2 - Microscópio petrográfico de luz polarizada utilizado nas descrições das seções delgadas das amostras de rochas.

2.4 – ANÁLISES ISOTÓPICAS U-Pb E Sm-Nd

O desenvolvimento da sistemática para a obtenção dos dados isotópicos ocorreu no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará (Pará-Iso), que conta com espectrômetro de massa com fonte de plasma em multicoleção e sistema de ablação a laser (LA-MC-ICPMS), que faz análises isotópicas com alta precisão. O sistema de ablação a laser foi utilizado para datação pontual do zircão pelo método U-Pb.

Para realização das análises isotópicas as amostras passam por um amplo e delicado processo de preparação, sintetizado na figura 2.1 e sumarizado a seguir:

As amostras ainda *in situ*, são fragmentadas em tamanho inferior a 6 cm de diâmetro, para posterior trituração e pulverização na Oficina de Preparação de Amostras (OPA). A trituração é feita em um britador de mandíbulas regulável que reduz os fragmentos para tamanho inferior a 1 cm de diâmetro (Figura 2.3A, B e C). Após a trituração as amostras para análise Sm-Nd, passam por um processo preparação diferente daquele utilizado na metodologia U-Pb em zircão.

2.4.1 Preparação da amostra para análise Sm-Nd

A amostra utilizada na análise isotópica Sm-Nd é pulverizada no *Shatterbox* (Figura 2.3D). Antes da pulverização é feito o ambiente no recipiente com parte da amostra, durante dez segundos. Após a pulverização inicial no shatterbox a amostra é quarteada e uma porção é novamente pulverizada em um grau-de-ágata com o objetivo de obter uma fração mais fina, com aspecto sedoso ao tato. Finalmente a amostra é homogeneizada para garantir a representatividade da alíquota retirada para análise isotópica pelo método Sm-Nd.

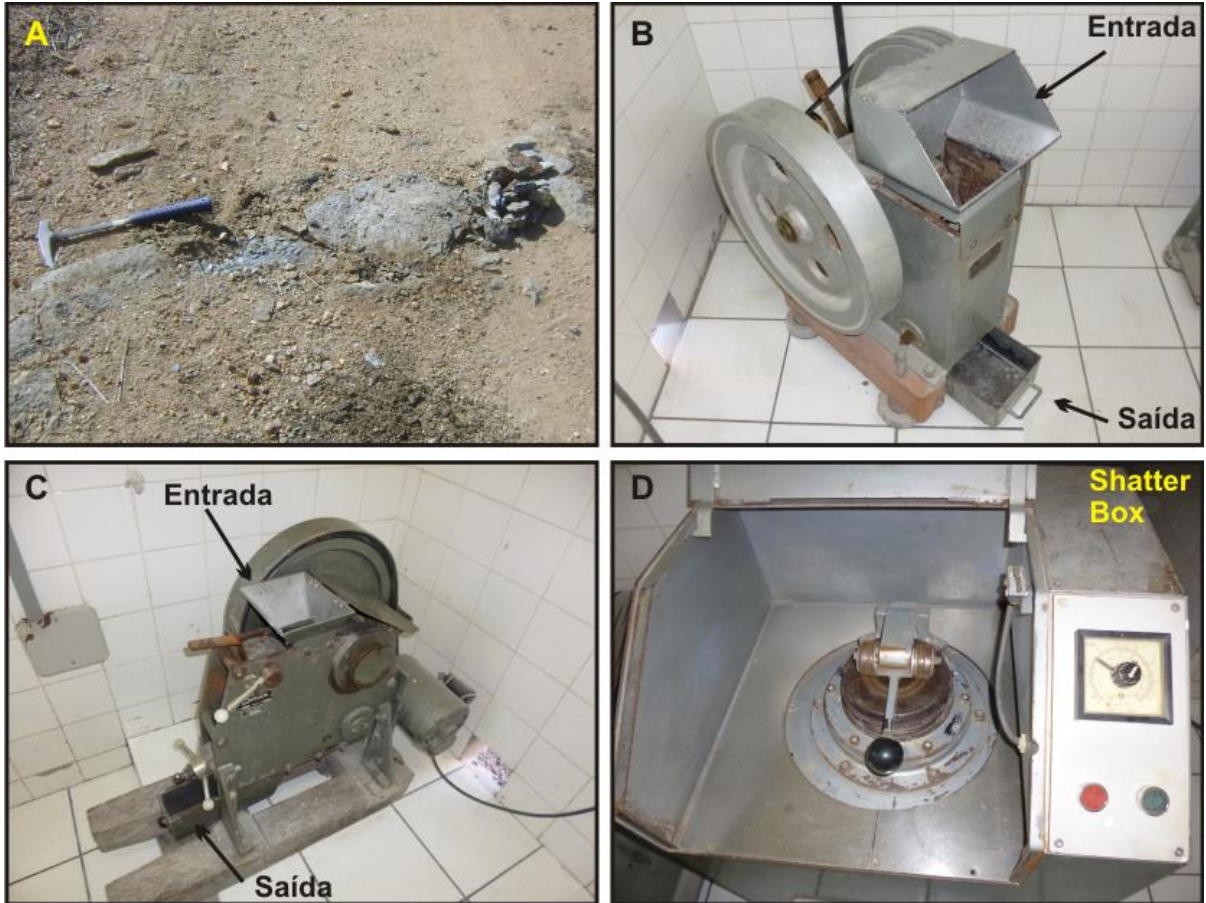


Figura 2.3 - A: Rocha in situ (A); Britador de mandíbulas fixo (B) e Britador de mandíbulas regulável (C); shatterbox utilizada na pulverização da rocha.

A dissolução da amostra para análise isotópica pelo método Sm-Nd segue os procedimentos estabelecidos laboratório Pará-Iso. Primeiramente, pesa-se em um cadinho de teflon aproximadamente 100 mg de amostra e uma quantidade de 100 µl de traçador misto ^{149}Sm - ^{150}Nd . Em seguida é colocado no cadinho 2 ml de HNO_3 e 5 ml de HF (48%). O cadinho é colocado em uma jaqueta de metal e levado à estufa a 140°C durante sete dias. Após esse período, o conjunto é retirado da estufa, resfriado, e o cadinho é levado à chapa aquecedora a 100°C para evaporar a solução. Posteriormente, 5 ml de HF (48%) e 2 ml de HNO_3 são adicionados ao cadinho, que é colocado tampado na chapa aquecedora (100 °C), por 24 h. Após esse período a solução é evaporada na chapa aquecedora a 100 °C. Em seguida é adicionado 3ml de HCl 6N e 3 ml de HCl 2N, que são igualmente evaporados na chapa aquecedora. Então adiciona-se 1 ml no cadinho, que é retirado e para centrifugação por 20 minutos. Dessa solução é retirado 0,5 ml para a separação cromatográfica dos Elementos Terras Raras (ETR).

2.4.2 A separação cromatográfica do Sm e Nd

A separação do Sm e Nd é feita em duas etapas. Na primeira separa-se os ETR em coluna de teflon, de 12 cm de altura por 0,8 cm de diâmetro, preenchida com 2 ml de resina AG50X8 (Figura 2.4A). Na segunda etapa o Sm e o Nd são separados dos demais ETR utilizando resina Ln-spec Eichrom (2 ml) colocada em coluna de teflon (Figura 2.4B).

Para a separação dos ETR a resina na coluna é lavada com HCl 6.2 N e HCl 2N, e em seguida condicionada com HCl 2N. A amostra é introduzida na coluna com 100 µl de HCl 2N. Então, são adicionados 900 µl de HCl 2N, em duas etapas, uma de 300 µl e outra de 600 µl, aguardando-se a filtragem. Após esse passo são adicionados 25 ml de HCl 2N. Em seguida muda-se o eluente para HNO_3 3N. Após o descarte dos primeiros 5 ml os ETR são coletados com 7 ml de HNO_3 3N Após a coleta a solução é evaporada na chapa aquecedora a 100 °C (Figura 2.4C).

Ao retirar da chapa a amostra seca, com os ETR's concentrados, procede-se a separação do Sm e Nd. Para isso são adicionados 300 µL de HCl 0,2N no resíduo seco da amostra que é aquecida a 100° C por 3 minutos para auxiliar na dissolução desse resíduo que após a dissolução é transferido para a coluna de separação cromatográfica. A resina na coluna é previamente limpa com 2 ml de HCl 6N, seguida da adição 1,5 ml de HCl 0,2N para o condicionamento da mesma. Após esses passos adiciona-se 300 µl da solução com a amostra na coluna, em seguida, 100 µl de HCl 0,2N, repetindo essa adição de ácido por mais

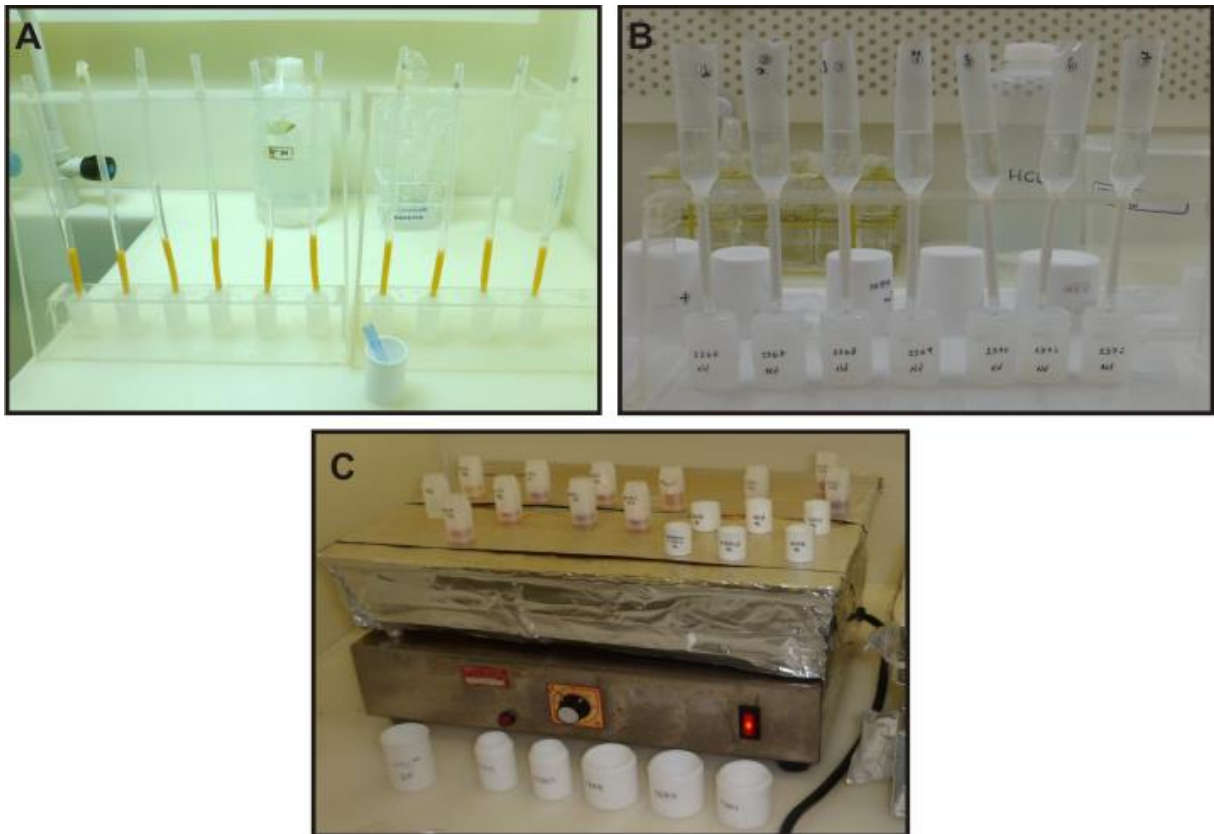


Figura 2.4 - A-Coluna de teflon com resina AG 50X8 utilizada para separação dos ETR's; B: Coluna Eichrom de teflon preenchida parcialmente com resina Ln-spec; C-Cadinhos e teflon utilizados na separação com eluentes das amostras.

duas vezes. Então a amostra é eluída com 4 ml de HCl 0,2N. Finalmente, o Nd é coletado com 5 ml de HCl 0,2N. Após a coleta são adicionados 3 ml de HCl 0,2N. Em seguida muda-se a concentração da solução de HCl para 0,3 N. A amostra é então eluída com 4 ml de HCl 0,3 N e o Sm é coletado com 5 ml de dessa solução.

2.4.3 Preparação de amostras para a análise U-Pb em zircão para datação com sistema de abrasão a laser

Para a datação de zircão por espectrometria de massa com o auxílio do sistema de ablação a laser, a amostra é levada ao moinho de disco para a diminuição do diâmetro dos grãos. Em seguida, a amostra é separada utilizando-se peneiras de aço, com aberturas de 500mm, 250mm, 180mm, 125mm e 75mm. As frações utilizadas para obtenção dos grão de zircão são 250-180mm, 180-125mm e 125-75mm. Nessas frações, os pesados são inicialmente concentrados por bateamento (Figura 2.5).

Os concentrados de minerais pesados são secados em estufa. Em seguida é utilizado o separador magnético FRANTZ para separar a fração não magnética onde se concentram os grãos de zircão ($ZrSiO_4$), seguindo os ajustes descritos na tabela 2.1. A fração não magnética coletada no ajuste do Frantz é utilizada para a separação dos minerais pesados no bromofórmio ($CHBr_3$), cuja densidade é $2,89 \text{ g/cm}^3$ (Figura 2.6A e B). Esse procedimento é fundamental, pois o zircão é um mineral de densidade $4,6 \text{ g/cm}^3$, e se concentra junto com os demais minerais pesados(Figura 2.6C e D).

Tabela 2.1: Ajustes utilizados no separador magnético Frantz.

Corrente (A)	Inclinação Longitudinal	Inclinação Lateral
0,5	25°	20°
1,0	25°	20°
1,5	25°	15°
1,5	25°	10°

Após a coleta dos grãos (cristais) de zircão é realizada a confecção da pastilha, que posteriormente é levada a um Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV), para imageamento dos cristais de zircão por catodoluminescência para a visualização geral da qualidade de preservação dos grãos.

Todos os zircões foram montados em uma seção circular de araldite com 2,5cm de diâmetro e polidos até que zircões ficassem expostos (Figura 2.6 E e F). Imagens foram obtidas com utilização de microscópio ótico (Leica MZ 12₅) e microscópio eletrônico de varredura (Jeol JSM 5800).



Figura 2.5 - A) Amostras de quartzito utilizada na análise U-Pb; B) Britador de mandíbulas fixo; C) Britador de mandíbulas regulável; D) Moinho de discos utilizado na fragmentação da rocha; E) Peneiramento das amostras para separação das frações granulométricas; F) Bateia utilizada na concentração dos minerais pesados.



Figura 2.6 - A) Equipamento Frantz utilizado na separação dos minerais magnéticos; B) Imersão das amostras em Bromofórmio; C) Concentração dos minerais pesados no fundo do funil; D) Separação dos zircões com auxílio da lupa binocular; E) Material utilizado na confecção da pastilha; F) Pastilha com cristais de zircão colados na superfície.

2.4.4 Método U-Pb

O geocronômetro U-Pb se baseia na desintegração radioativa de dois isótopos do átomo pai (^{235}U e ^{238}U), para dois isótopos-filho ^{207}Pb e ^{206}Pb , respectivamente. Essa é uma particularidade importante, uma vez que, dois isótopos de urânio, decaem e originam dois isótopos de chumbo, gerando dois sistemas geocronológicos distintos conforme as seguintes reações:



λ_{238} – Constante de desintegração do ^{238}U .

λ_{235} – Constante de desintegração do ^{235}U .

Por meio da equação fundamental da geocronologia pode-se representar cada um desses geocronômetros para cada um desses pares de isótopos.

$$F^* = N (e^{\lambda t} - 1)$$

$$^{206}\text{Pb}^* = ^{238}\text{U} (e^{\lambda_{238}t} - 1)$$

$$^{207}\text{Pb}^* = ^{235}\text{U} (e^{\lambda_{235}t} - 1)$$

F^* – Quantidade de átomos-filho produzidos no decaimento de um átomo pai.

N – Quantidade de átomos-pai que se desintegram ao longo do tempo.

$^{206}\text{Pb}^*$ – Quantidade de ^{206}Pb produzidos no decaimento do ^{238}U .

$^{207}\text{Pb}^*$ – Quantidade de ^{207}Pb produzidos no decaimento do ^{235}U .

Essas duas equações são utilizadas para compor um diagrama binário denominado de Diagrama Concórdia (Figura 2.7). O princípio básico da representação do sistema baseia-se na curva de referência “concórdia”, a qual representa, o local geométrico dos pontos de idades concordantes pelos geocronômetros $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. (Wetherill (1956) in Geraldes, 2010). Razões localizadas fora da curva são designadas de discordantes.

Desse modo, para a aplicação deste método, o zircão é o mineral mais indicado, pois além de ser encontrado na maioria das rochas ígneas, sedimentares e metamórficas, é rico em urânio e incompatível geoquimicamente com o chumbo que, em grande parte, é de origem radiogênica (Basei *et al*, 1995). Além disso, o zircão também apresenta a propriedade de, frequentemente, preservar tanto sua integridade cristalina quanto a assinatura isotópica até

aproximadamente 800 °C, mesmo sob condições de ultramilonitização, metamorfismo de alto grau, ou mesmo fusão parcial (Silva, 2006).

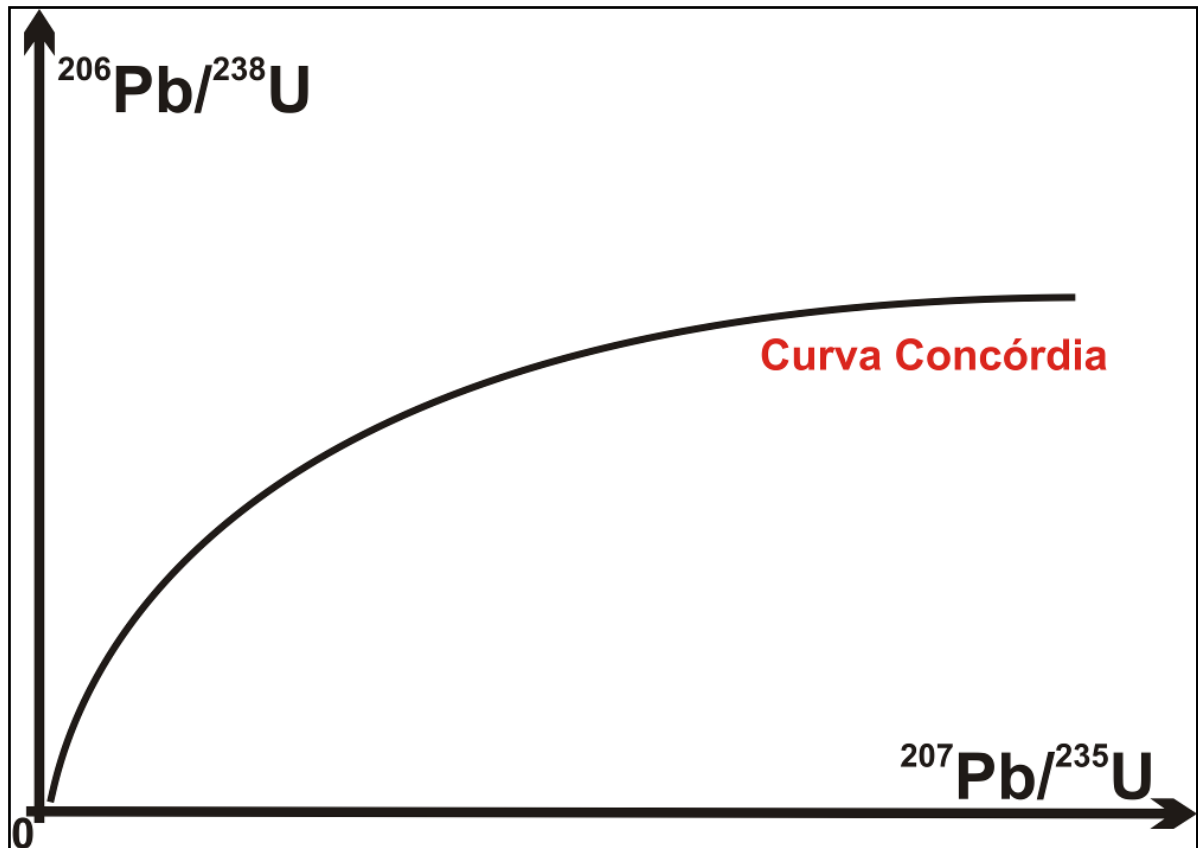


Figura 2.7 - Diagrama com razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, as quais originam a Curva Concórdia.

2.4.5 Datação de zircão

Os grãos de zircões foram datados com um Laser (New Wave UP213) acoplado a um MC-ICP-MS (Neptune), no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA. Dados isotópicos foram adquiridos pelo modo estático com tamanho do feixe Laser de 30 μm , utilizando as condições de operação apresentadas na Tabela 2.2. Fracionamentos de elementos por indução do Laser e discriminação de massa instrumental foram corrigidos com a utilização de um padrão de referência de zircão (GJ-1) (Jackson *et al.*, 2004). Erros externos foram calculados com a propagação do erro das medidas individuais do padrão GJ-1 e das medidas individuais de cada amostra de zircão (ou spot). Chemale *et al.* (2012) descrevem com detalhe o método utilizado na correção dos dados analíticos.

Para controlar a qualidade de dados, foram analisados para cada conjunto de amostras e padrão GJ-1, grãos do padrão 91500 com idade TIMS de 1064.8 ± 0.9 Ma a 1066.7 ± 1.3 (Krymsky *et al.*, 2007), cujos dados reproduzem aqueles já apresentados por Wiedenbeck *et al.* (1995) de 1065.4 ± 0.3 Ma.

Tabela 2.2: Condições de operação para aquisição de dados isotópicos de U-Pb pelo método LA-MC-ICPMS.

Microsonda a Laser New Wave UP213	MC-ICP-MS Neptune
<ul style="list-style-type: none"> Potência de saída do Laser 4-6 J/cm^2 Taxa de repetição dos feixes de laser 10 Hz 	<ul style="list-style-type: none"> Configuração dos coletores: Faradays ^{206}Pb, ^{208}Pb, ^{232}Th, ^{238}U MIC's ^{202}Hg, $^{204}\text{Hg}+$, ^{204}Pb, ^{207}Pb Injeção de gás: Fluxo de resfriamento (Ar) 15 l/min Fluxo auxiliar (Ar) 0.8 l/min Fluxo de transporte de amostra 0.75 l/min (Ar) + 0.45 l/min (He)
<ul style="list-style-type: none"> Tamanho do spot de Laser 30 μm 	<ul style="list-style-type: none"> Aquisição 50 ciclos of 1.048 s

2.4.6 Método Sm-Nd

O Samário (Sm) e o Neodímio (Nd) são elementos do grupo das Terras Raras (ETR) que ocorrem em minerais formadores de rochas, tais como, silicatos, fosfatos e carbonatos. O elemento Sm apresenta onze isótopos: ^{144}Sm , ^{145}Sm , ^{146}Sm , ^{147}Sm , ^{148}Sm , ^{149}Sm , ^{150}Sm , ^{151}Sm , ^{152}Sm , ^{153}Sm e ^{154}Sm enquanto o Nd apresenta nove isótopos que são ^{142}Nd , ^{143}Nd , ^{144}Nd , ^{145}Nd , ^{146}Nd , ^{147}Nd , ^{148}Nd , ^{149}Nd e ^{150}Nd . Desses isótopos, o ^{147}Sm é radioativo e o ^{143}Nd é radiogênico, sendo o par utilizado nos diversos laboratórios de geologia isotópica (Geraldes, 2010). Os tamanhos dos raios iônicos desses elementos são bem próximos entre 0,96 e 1,0 Å, e ambos elementos apresentam a mesma valência (Faure, 1986).

O método Sm-Nd se baseia na desintegração radioativa do isótopo ^{147}Sm em isótopo ^{143}Nd por emissão espontânea de uma partícula α , com uma meia vida de 106 Ga e constante de decaimento do ^{147}Sm ($\lambda_{147}\text{Sm}$) igual a $6,54 \times 10^{-12}$ anos $^{-1}$ (Lugmair e Marti, 1978a in Geraldes *op. cit.*). A partir da equação fundamental da geocronologia, é possível descrever a desintegração isotópica do ^{147}Sm em ^{143}Nd através da equação:

$$F^* = N (e^{\lambda t} - 1)$$

F* - Quantidade de átomos-filho produzidos no decaimento de um átomo pai.

N - Quantidade de átomos-pai que se desintegram ao longo do tempo.

λ - Constante de desintegração do.

t - Tempo transcorrido.

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{hoje}} = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{inicial}} / \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{hoje}} \cdot (e^{\lambda t} - 1)$$

A idade-modelo Sm-Nd baseia-se no fato de que no momento do evento de diferenciação entre manto e crosta ocorre uma expressiva modificação na razão Sm/Nd. No entanto, esta razão não se modifica posteriormente em função de processos de fusão parcial ou cristalização fracionada, mas apenas por meio do decaimento radioativo do ^{147}Sm para ^{143}Nd . Em virtude da razão Sm/Nd somente se modificar significativamente durante essa diferenciação manto crosta, é possível calcular para qualquer rocha a época em que seu magma progenitor (protólito crustal) diferenciou-se do manto superior, independentemente dos processos geológicos que a rocha tenha sofrido (Sato & Tassinari, 1995).

Esta idade modelo é calculada basicamente para estimar o tempo em que a rocha teve composição isotópica semelhante àquela de sua fonte. Isto quer dizer que a determinação de

idades modelo segue a comparação entre os resultados isotópicos obtidos para rochas crustais com modelos de evolução isotópica dos prováveis reservatórios fonte dessas rochas (DePaolo, 1988). A idade modelo (T_{CHUR} ou T_{DM}), é obtida conhecendo-se a variação das razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ atuais da amostra e calculando-se uma regressão até interceptar com uma curva de evolução isotópica do Nd estabelecida para o manto superior, em função do tempo geológico (Makino et al. 2007).

As idades modelo podem ser interpretadas segundo os modelos de evolução isotópica de Nd no manto superior que normalmente são utilizados. O modelo CHUR (CHondritic Uniform Reservoir), descreve a idade modelo T_{CHUR} de uma amostra mensura o tempo em que a rocha foi gerada e separada em relação a um magma de composição equivalente ao reservatório mantélico não diferenciado, com curva de evolução semelhante a dos condritos. O modelo T_{DM} (Depleted Mantle) ou Manto Empobrecido, refere-se a idade modelo T_{DM} para um reservatório do manto superior diferenciado, ou seja, empobrecido na razão Sm/Nd, que é comumente denominado de “tempo de residência crustal” (Geraldes, 2010). E nesse trabalho pretende-se utilizar essa a idade T_{DM} .

A idade-modelo Sm-Nd T_{DM} , corresponde ao tempo decorrido (residência crustal) de uma rocha, ou seja, a idade em que a rocha, ou seu protólito, foi extraído do manto e formou a crosta. Nas rochas sedimentares, a idade TDM indica a época de formação da crosta cujas rochas serviram de fonte para os sedimentos, ou uma idade intermediária entre os diversos episódios de diferenciação manto-crosta que geraram as rochas que serviram de fonte para os sedimentos (Geraldes, 2010).

A utilização desse método tem contribuído nos estudos de proveniência de rochas sedimentares, possibilitando a reconstrução paleogeográfica de ambientes geológicos, dando ênfase para a identificação das possíveis áreas fontes.

3. CONTEXTO GEOTECTÔNICO DA PROVÍNCIA BORBOREMA

A chamada Província Borborema, termo introduzido por Almeida (1977), é parte integrante da fissão de um supercontinente, o Rodínia, resultando no Neoproterozóico, no Gondwana Ocidental. Porém sua história evolutiva é bem mais antiga. Essa província faz parte, de uma unidade tectônica bem maior encontrada entre os crátons Oeste-Africano, Amazônico e São Francisco-Congo, sendo representada na África pelas províncias Oeste-Nigeriano, Leste-Nigeriano, Camarões e, possivelmente, Touareg (Mabessone, 2002). A Província Borborema exibe o registro de uma evolução geológica pré-cambriana policíclica complexa, iniciada no Arqueano e encerrada, no final do Neoproterozóico, com a Orogenia Brasileira/Pan-Africana (Mabessone *op. cit.*).

Alguns autores sugerem que no Arqueano algumas pequenas áreas cratônicas já haviam se estabelecido, como por exemplo o Escudo Báltico (atual Europa), partes da América do Norte e da China e, no Brasil, o Craton Amazônico e o Craton do São Francisco, que apresentam idades que chegam até 3.400 milhões de anos (Mertanen & Pensanen, 2012).

Segundo Rogers & Santosh (2002) os possíveis primeiros supercontinentes a se formarem foram Ártica, Atlântica e Ur (Figura 3.1) a partir da aglutinação de pequenos maciços arqueanos remanescentes, no intervalo de 2,38 a 1,98 Ga. amplamente registrados no mundo, e no Brasil denominado de Orogenia Transamazonica.

O supercontinente Atlântica era constituído por porções do que hoje representam o continente africano e sulamericano, que foram amalgamados (Rogers, 1996; Fetter, 1999). Na Província Borborema os representantes desse processo de amalgamação são as rochas do Domínio Médio Coreaú, do Grupo São Joaquim.

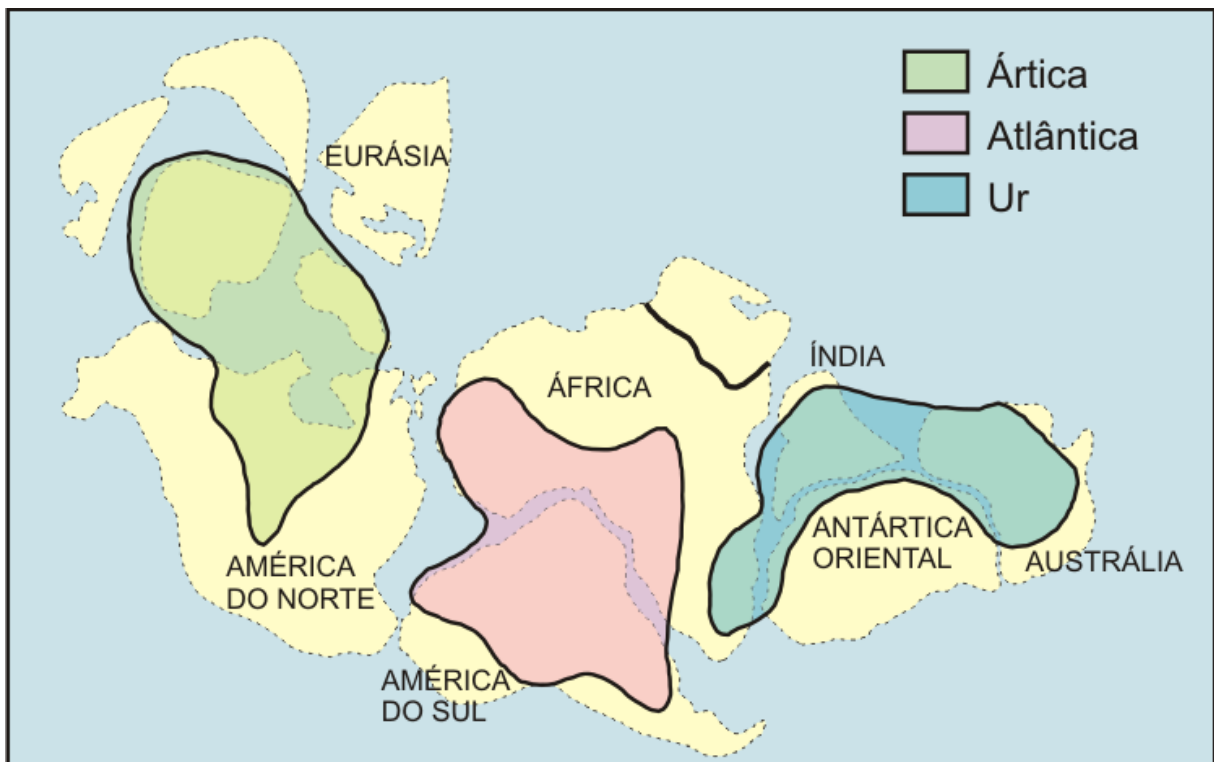


Figura 3.1 - Os três possíveis primeiros continentes: Ártica, Atlântica e Ur.
Fonte: Rogers e Santosh (2002).

Supercontinentes são áreas muito instáveis, não resistindo por muito tempo às movimentações astenosféricas. Nesse sentido, processos evolutivos dessa configuração continental acabaram por formar no fim do Mesoproterozóico o chamado continente Columbia (Rogers & Santosh, 2002) (Figura 3.2).

Segundo Hoffman (1991) o Mesoproterozóico foi marcado por uma grande sucessão de colagens e orogêneses entre placas, conhecida como Colagem Greenville (1600 a 1000 Ma), ocasionando a fusão de praticamente, todas as áreas continentais, formando um supercontinente denominado de Rodínia. Essa regularidade cíclica de fusões e fissões, não parece ter afetado significativamente esse grande continente, que resistiu por um longo tempo, pelo menos até metade do Neoproterozóico, quando por volta de 900 a 700 Ma. iniciou sua fase de quebra (Brito Neves et al. 1999). Esse processo teve seu ápice por volta de 950 a 850 Ma, daí o nome de Tafrogêense Toniana, corroborados pela relação obtida entre enxames de diques presentes na Província Borborema e costa brasileira, com diques na porção sudoeste da África (Congo). (Brito Neves *op. cit.*).

O magmatismo fissural ocasionado por esses processos de quebra continental resultaram na formação de muitas áreas continentais menores, e entre elas regiões onde foi possível a formação de bacias, que possibilitou a acumulação das rochas do Grupo Martinópolis, no domínio Médio Coreá da Província Borborema, além de riftes e aulacógenos (Brito Neves *op. Cit.*).

Essa intensa atividade tectônica foi importante no estabelecimento de dois grandes riftes no meio dessas porções continentais, o que ocasionou a formação de três grandes blocos: Gondwana Oriental, Laurentia e Gondwana Ocidental. Ao longo do rifte que separou a América do Sul da porção sudoeste da África, houve o estabelecimento do oceano Adamastor importante feição entre esses blocos (Harthdany et al 1985). Já a separação entre Laurentia e Gondwana Leste ocorreu por volta de 720 Ma, dando origem ao atual Oceano Pacífico. (Powell et al. 1993).

A rotação dos blocos Gondwana Oriental e Gondwana Ocidental e sua posterior fusão deu origem ao megacontinente Gondwana, resultando no evento orogênico mais significativo e evidente nas rochas da Província Borborema, conhecido como orogenia ou evento Brasileiro – Pan-africano (Figura 3.3).

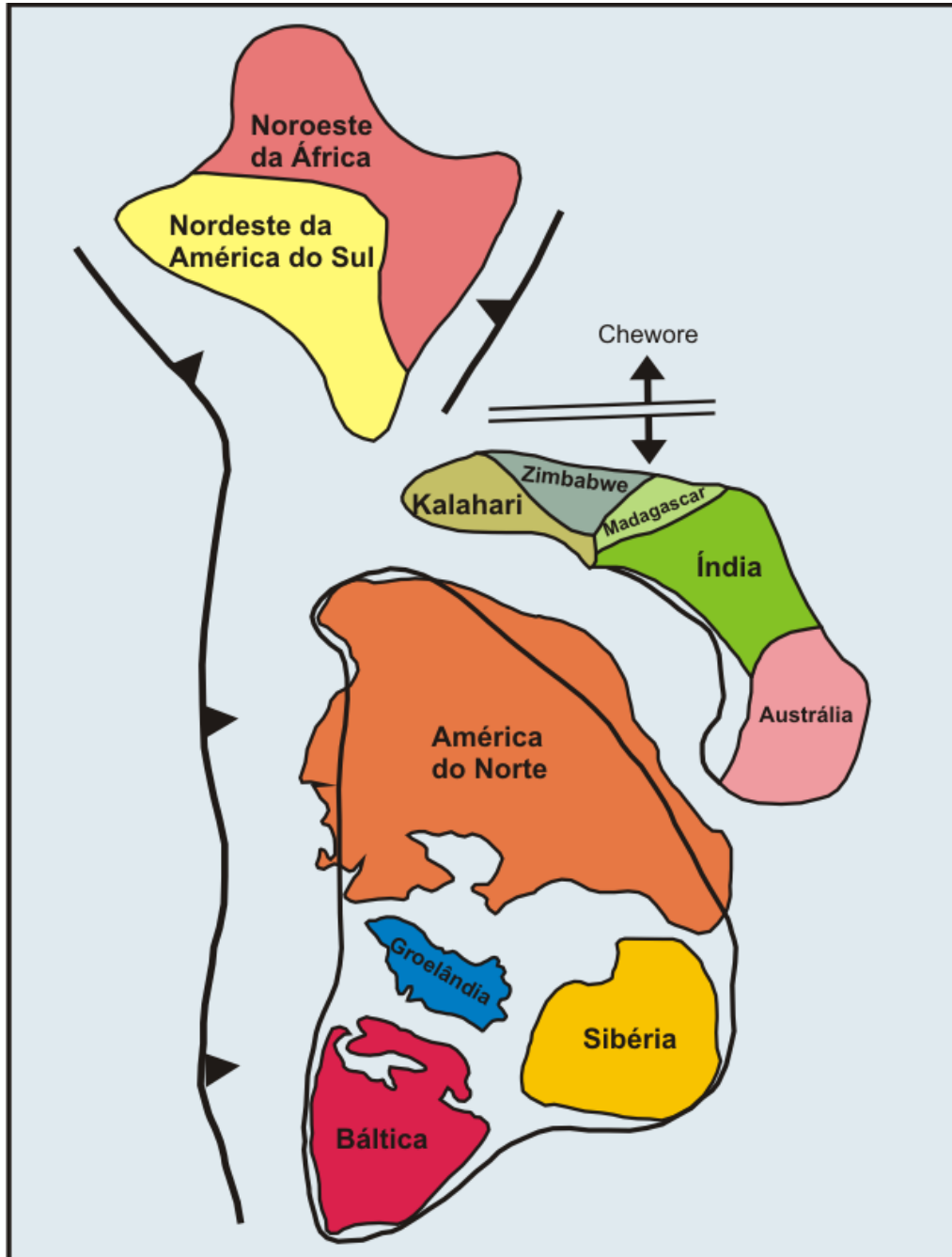


Figura 3.2 - Continente formado no final do Mesoproterozóico, chamado Columbia. Segundo Rogers & Santosh (2002).



Figura 3.3 - Mapa do Continente Gondwana segundo Trompete (1994).

Essa movimentação permitiu o retrabalhamento da quase totalidade das rochas dessa região, e o estabelecimento de sinéclises foi um importante fator no acúmulo de material para a formação das rochas do Grupo Independência no domínio Ceará Central da Província Borborema (Mabessone, 2002).

Com a diminuição da atividade tectônica do evento Brasileiro, há uma reorganização das massas continentais com atividades pós-orogênicas, estabelecimento de riftes e formação de bacias molássicas, como o Grupo Jaibas. Após esse processo essa região experimentou uma certa estabilidade tectônica, com pequenos processos extensionais de denudação e subsidência, uma glaciação com ápice na África permitiu a deposição das rochas do Grupo Serra Grande, da Bacia do Parnaíba, além das Bacias do Amazonas e Paraná, já no início da Era Paleozóica (Mabessone *op. cit.*).

Ao final do Período Cretáceo, a reativação Wealdeniana, relacionada à orogênese Alpina, acabou por individualizar a América do Sul, separando-a da África, na atual configuração territorial, o que permite fazer com esta notáveis correlações geológicas (Mabessone *op. cit.*).

4. ASPECTOS GEOLÓGICOS DA PROVÍNCIA BORBOREMA (PB)

A Província Borborema (PB), compreende uma extensa área de cerca de 450.000 Km² na região nordeste do Brasil, abrangendo os estados do Maranhão, Piauí e, principalmente, Ceará, Alagoas, Sergipe, Paraíba, Pernambuco e norte da Bahia, definida como um retalho de terrenos de diferentes composições, separados por falhas e lineamentos importantes (Figura 4.1). Essa província estende-se por baixo da bacia sedimentar do Parnaíba e parece incluir também a chamada Faixa Araguaia, parte setentrional da província tectônica do Tocantins.

A orogenia “Transamazonica” (Paleoproterozóico) foi o primeiro evento tectônico com amplo registro nas rochas da PB, mas grande parte das estruturas e dos litotipos da província desenvolveram-se durante a evolução de dois diferentes ciclos tectônicos: a orogenia Cariris Velho (Neoproterozóico/Toniano-Criogeniano Inferior) e a orogenia Brasiliana (Neoproterozóico/Criogeniano Superior-Ediacarano). A orogenia Brasiliana herdou *trends* estruturais e crosta retrabalhada, que foi formada durante da orogenia Cariris Velhos (Mabessone, 2002).

4.1 DOMÍNIOS ESTRUTURAIS DA PROVÍNCIA BORBOREMA

Segundo Brito Neves *et. al.* (2001) é possível individualizar cinco domínios estruturais dentro da Província Borborema, denominados de Domínio Médio Coreaú (DMC), Domínio Ceará Central (DCC), Domínio Rio Grande do Norte (DRGN), Domínio de Zona Transversal (DZT) e Domínio Sul (DS), provavelmente originados, na atual configuração, por volta do Cambriano (541 – 485 M.a).

Domínio Médio Coreaú (DMC)

O chamado Domínio Médio Coreaú, no extremo-noroeste da província, é de idade Paleoproterozóica, entre 2,36 e 2,30 Ga, obtida pelo método U-Pb em zircão (Fetter *et al.*, 2000). Apresenta o formato de uma cunha triangular fortemente deformada. Neste domínio é observado um arranjo de *horsts e grabens* alinhados na direção NE-SW e justapostos pelas zonas de cisalhamentos profundas com mergulho vertical, chamada de Lineamento Transbrasilliano (Oliveira *et al.*, 2001), reconhecido nessa região como Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II. No Domínio Médio Coreaú estão presentes o embasamento gnáissico-migmatítico do Terreno Granja, as rochas supracrustais do Grupo Martinópole e do Grupo

São Joaquim, as sequências metassedimentares do Grupo Ubajara e Jaibaras, as Suítes Parapuí e Mucambo – Meruoca e a Formação Aprazível.

Domínio Ceará Central (DCC)

O Domínio Ceará Central está situado entre os lineamentos Transbrasiliano e Senador Pompeu. Consiste de embasamento gnáissico, formado durante a colagem transamazônica, com a inclusão de um importante núcleo arqueano (Maciço Tróia-Tauá), além de conter sequências supracrustais neoproterozóicas, remanescentes de cinturões de dobramentos, e registrar plutonismo brasileiro expressivo (Neoproterozóico Superior). Um importante complexo granítico-gnáissico deste domínio é o Maciço de Santa Quitéria, localizado na parte noroeste, e representa um arco magmático continental do Brasileiro (Fetter, 1999).

Domínio Rio Grande do Norte (DRGN)

Este domínio compõe-se das faixas Orós–Jaguaribe e Seridó, e dos terrenos Rio Piranhas, São José do Campestre e Granjeiro. Limita-se a oeste pela zona de cisalhamento Orós Oeste/Aiuaba e ao sul pela Zona de Cisalhamento (lineamento) Patos. A leste e a norte, o domínio está encoberto pelas rochas sedimentares da Província Costeira e da Bacia do Apodi, respectivamente (Bizzi *et al.*, 2003).

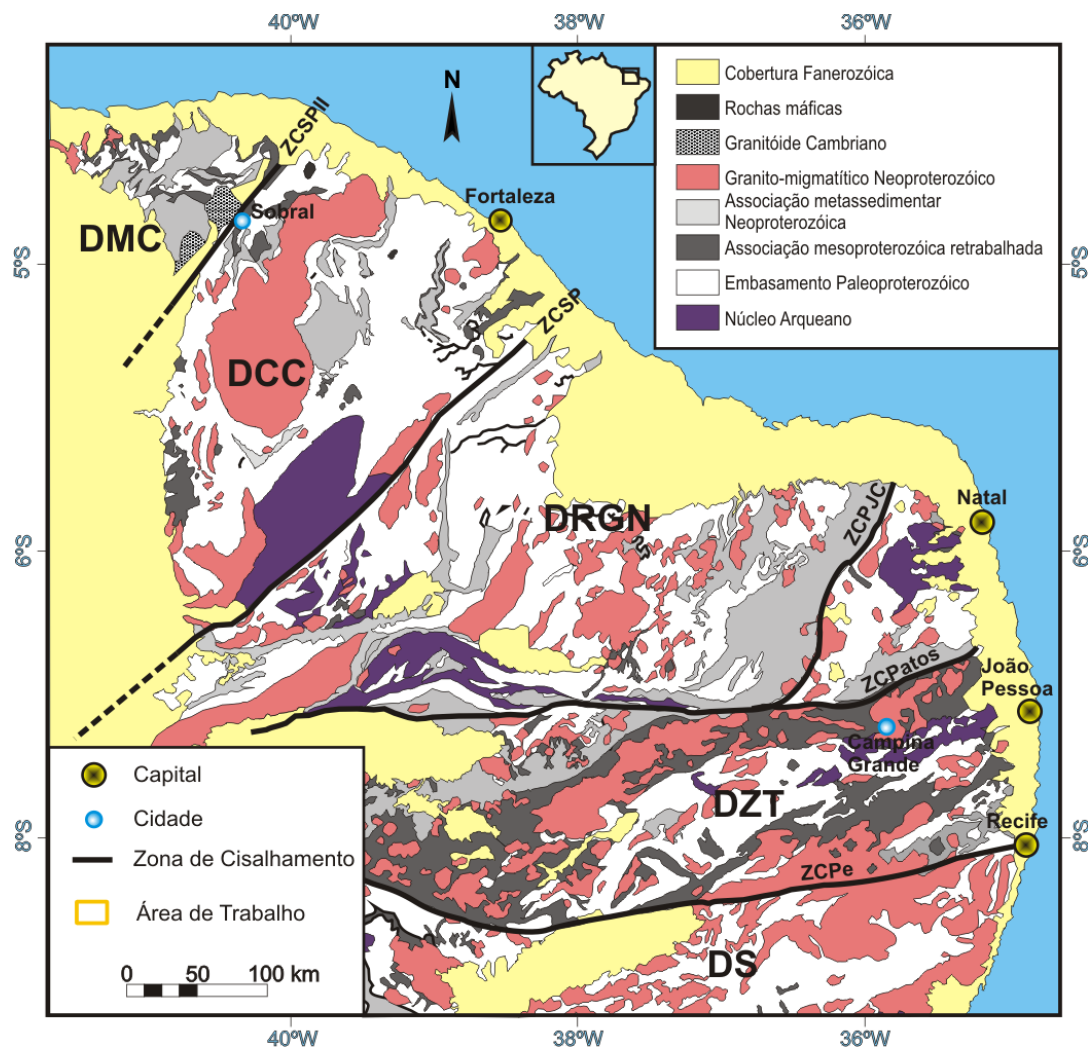


Figura 4.1 - Mapa geológico da Província Borborema subdividido a partir de domínios tectônicos e estruturas da Província. Zonas de cisalhamento: Sobral-Pedro II (ZCSPII), Senador Pompeu (ZCSP), Pauí-João Camara (ZCPJC), Patos (ZCPatos) e Pernambuco (ZCPe). Fonte: Osako et al, (2011).

Domínio de Zona Transversal (Tz)

O termo Zona Transversal foi utilizado por Jardim de Sá (1994 *apud* Medeiros, 1995), para o segmento da Província Borborema situada entre os lineamentos Patos e Pernambuco. Nesta região (Santos, 1995 *apud* Medeiros *op. cit*) delimitou os terrenos Alto Moxotó, Alto Pajeú e a Faixa Piancó-Alto Brígida.

Nos limites deste domínio, principalmente, estão geograficamente registradas as evidências geológicas do evento Cariris Velho, de idade meso-neoproterozóica, imediatamente ao sul do Lineamento Patos, nos terrenos Piancó-Alto Brígida e Pajeú-Paraíba se estendendo para os terrenos ao sul do Lineamento Pernambuco (Brito Neves *et al*, 1995).

Domínio Sul (SD)

Este domínio encerra toda a porção ao sul do Lineamento Pernambuco, compondo-se dos terrenos Riacho do Pontal e Faixa Sergipana. A Faixa Riacho do Pontal constitui uma bacia de margem passiva com sequências turbidíticas e metagrauvacas, da formação Mandacarú e xistos metamorfisados da Formação Barra Bonita e alguns plútons de idade Brasiliana. A Faixa Sergipana constitui uma bacia de margem passiva, gerada e deformada no Neoproterozóico, dividida em dois subdomínios: Macururé (depósitos pelítico-psamítico de natureza turbidítica) e Vaza-Barris (sedimentação carbonática-pelítica) (Bizzi *et al*, 2003).

4.2. GEOLOGIA DO DOMÍNIO CEARÁ CENTRAL

Dos domínios estruturais citados anteriormente, e que compõem a Província Borborema, apenas três são observados no estado do Ceará, são eles: os domínios Médio Coreaú e Ceará Central e a parte ocidental do Domínio Rio Grande do Norte.

Como a área de estudo localiza-se dentro do domínio tectônico Ceará Central, será dado ênfase aos estudos litoestratigráficos apenas dessa região (Figura 4.2).

O Domínio Ceará Central (DCC) está limitado pelos Lineamentos Transbrasiliano/Kandi e Senador Pompeu. O DCC é constituído de um embasamento formado por gnaisses originados durante o Transamazônico (colagem), com inclusão de um importante núcleo arqueano, o Maciço Tróia-Tauá. Neste domínio existem ainda séries de sequências supracrustais do Neoproterozóico Médio, além de expressivos eventos de plutonismo granítico, referentes ao Brasiliano, com destaque para o batólito

Santa Quitéria, situado na porção noroeste do DCC, interpretado como um arco magmático do Brasileiro (Fetter, 1999).

Maciço Tróia-Tauá (Arqueano)

Também conhecido com o nome de Maciço Tróia-Pedra Branca, este maciço representa terrenos arqueanos do tipo granito-*greenstone* e granito-gnáissico, sendo constituído pelas rochas do Complexo Cruzeta, subdividido nas unidades Tróia, Cedro e Pedra Branca. A idade U-Pb obtida nessas rochas variam entre 2,77 a 2,85 Ga. e a idade modelo T_{DM} entre 2,92 a 3,04 Ga. (Fetter, 1999).

Complexo Canindé do Ceará (Paleoproterozóico)

Trata-se de um imenso domínio onde se associam foliações e metamorfismo, geralmente em anfibolito alto com migmatização mais ou menos avançada, testemunhos de um substancial espessamento crustal acompanhado de uma tectônica de *nappe* (Caby & Arthaud, 1986). É formada por paragneisses com assembléias minerais distintas, ortogneisses ácidos, rochas metabásicas, metagabros, metaultramáficas, metacalcários, anfíbólio gnáisses, anfibolitos, calcissilicáticas e quartzitos. Diques de composição granítica também podem ocorrer. Estas rochas podem apresentar porções migmatizadas. Datações pelo método U-Pb em zircão mostram uma variação de idade entre 2,10 e 2,14 G.a (Fetter *et al.*, 2000).

Complexo Ceará (Neoproterozóico)

Unidade Independência: paragneisses e micaxistos aluminosos, metacalcários e rochas calciossilicáticas (Fetter *op cit*). Geralmente de derivação pelítica a semipelítica, portadores de biotita, \pm muscovita, \pm granada e \pm silimanita, localmente migmatizados (migmatitos bandados). Engloba corpos e lentes de dimensões variadas de quartzitos e muscovita quartzitos, metacarbonatos e rochas calciossilicáticas. Gradação para domínio de predominância de quartzitos e micaxistos sobre os paragneisses.

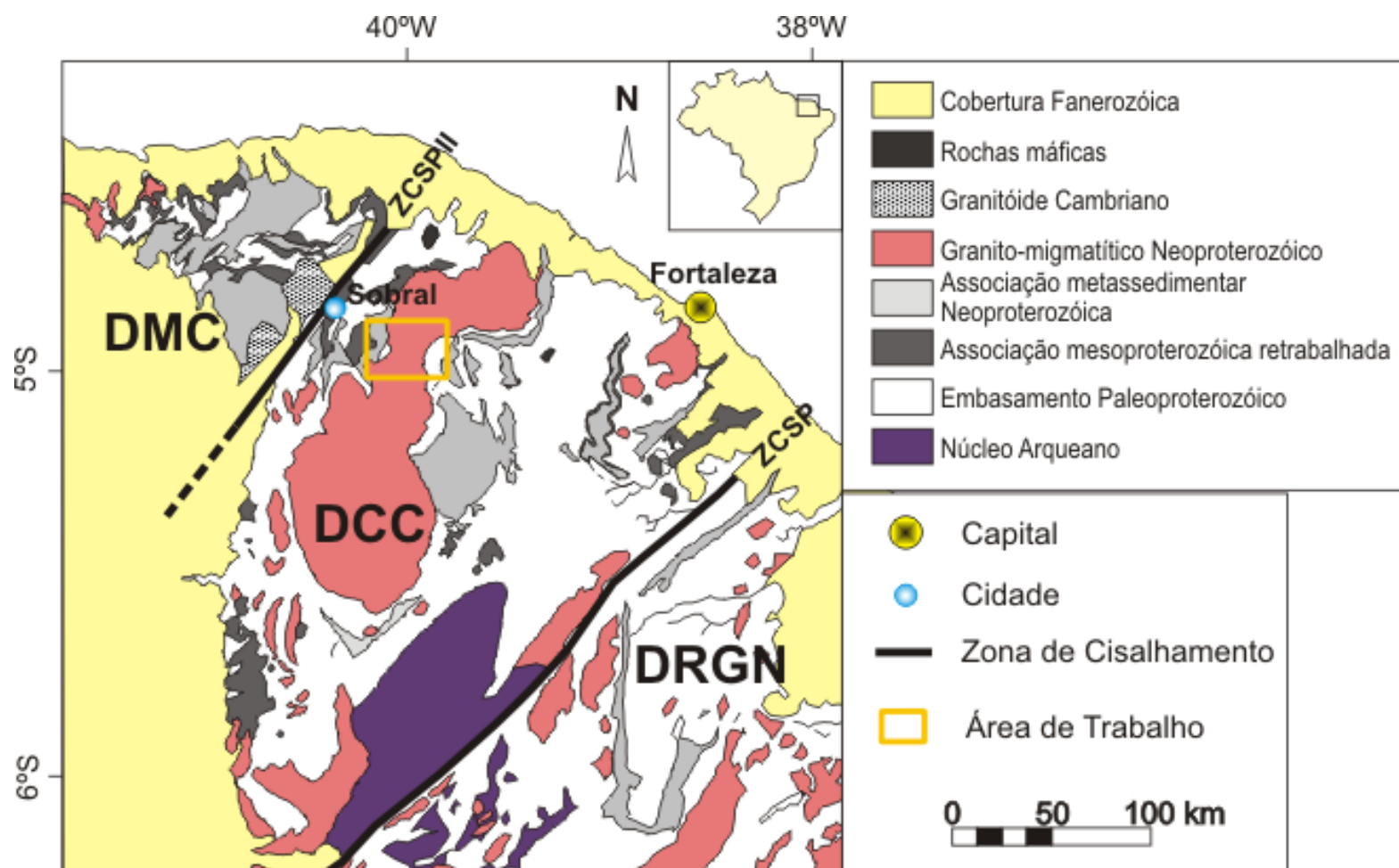


Figura 4.2 - Mapa geológico do Domínio Ceará Central com a localização da área de estudo. Modificado de Osako et al. 2011.

Complexo ou Batólito Tamboril-Santa Quitéria (Neoproterozóico)

Segundo Fetter *et al.* (2003), este Complexo compreende uma larga variedade de litotipos graníticos a granodioríticos, flanqueados por sedimentos antearco e retroarco (rochas vulcânicas, vulcanocláticas e calcissilicáticas, com turbiditos derivados de arcos vulcânicos).

A idade mais antiga (U-Pb em zircão) das rochas vulcânicas que flanqueiam o batólito Santa Quitéria é de 665 Ma (Fetter *op cit*), porém, outros dados disponíveis de U-Pb do complexo mostram, em plútons mais deformados, idades entre 637 Ma e 614 Ma. Por outro lado, os dados U-Pb de granitóides tardi-tectônicos, sugerem que o evento magmático pode ter continuado até 591 Ma (Fetter *op. cit*).

As rochas plutônicas do batólito Santa Quitéria apresentam idade modelo Sm-Nd, entre 0,8-0,9 Ga. Estas rochas mostram assinaturas isotópicas de Nd que consistem de variadas misturas entre magmas juvenis neoproterozóicos e os gnaisses circunvizinhos paleoproterozóicos. As composições isotópicas híbridas de Nd, combinada com outras observações do Batólito Santa Quitéria, indicam que ele representa um remanescente de um arco continental brasileiro (Fetter *op cit*).

Super Suíte Granitóide Tardi a Pós-Orogênica (Neoproterozóico)

Este conjunto de rochas plutônicas de idade neoproterozoica é constituída de granitos cinzentos médios a grossos de composição granítica dominante, em parte com enclaves dioríticos; suíte shoshonítica com elevado teor de potássio, K-feldspato granitos/sienitos, quartzo sienito, quartzo monzonito e granodiorito (Cavalcante *et al.* 2003).

Granodiorito Anil

Trata-se de extenso corpo granítico que foi referido informalmente na literatura geológica como “Granitóide tipo Araras” (Costa *et al.*, 1979). Gorayeb *et al.* (1994) formalizaram a denominação de “Granodiorito Anil” em referência a uma localidade homônima estabelecida sobre o mesmo. O granodiorito compreende um batólito de forma elíptica, alongado 35 km na direção NNE-SSW e largura máxima da ordem de 11 km. Está encaixado nas rochas metassedimentares da Unidade Canindé. Tem contato brusco com gnaisses, e contém enclaves máficos, principalmente nos bordos do corpo, além de injeção de veios graníticos. O corpo apresenta uma composição predominantemente

granodiorítica, variando de monzogranítica e sienogranítica em algumas porções. Trata-se de um plúton cristalizado a partir de um magma granodiorítico pobre em voláteis, cuja homogeneidade composicional só é quebrada por pequenas frações diferenciadas alcaligraníticas e quartzo sieníticas. Foi obtida para o granodiorito Anil uma idade Rb-Sr de 587 ± 19 Ma (Gorayeb & Lafon, 1995).

Granito Serra do Barriga

O Granito Serra do Barriga faz parte da Suíte Granítica Meruoca e refere-se um *stock* localizado a oeste de Sobral (CE) (Nascimento *et al.*, 1981). É um granito composto por feldspato potássico, oligoclásio e quartzo, tendo como fases acessórias a biotita, muscovita e fluorita e está encaixado em migmatitos e quartzitos da Unidade Canindé (Farina, 1977). Esse granito foi datado pelo método U-Pb em $522,2 \pm 7$ Ma por Mattos *et al* (2005).

A figura 4.3 sintetiza a coluna estratigráfica usada para este trabalho da região de estudo proposta para a região (CPRM, 2014).

ERA	PERÍODO	IDADE	DOMÍNIO CEARÁ CENTRAL	COBERTURAS SEDIMENTARES
CENOZÓICA	QUATERNÁRIO	RECENTE		
	NEÓGENO	2,59 A 23,03 Ma.		Grupo Barreiras
PALEOZÓICA	CAMBRIANO	485 a 541 Ma.	Granito Serra do Barriga	
NEOPROTEROZÓICA	EDIACARANO	635 a 541 Ma	Granodiorito Anil Complexo Tamboril Santa Quitéria	
	CRIOGENIANO	850 a 635 Ma	Complexo Ceará	
PALEOPROTEROZÓICA	RIACIANO	2.10 a 2.14 Ga.	Complexo Canindé do Ceará	
ARQUEANA		2.77 a 2.85 Ga.	Maciço Tróia-Tauá	

Figura 4.3 - Coluna estratigráfica do domínio estrutural Ceará Central. Modificado de CPRM (2014).

5. ASPECTOS GEOLÓGICOS DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudos local pode ser subdividida em duas porções, uma vez que, a parte central desta é constituída pelos litotipos do complexo granítico Tamboril-Santa Quitéria e não foram feitas coletas. (Figura 5.1).

5.1 PORÇÃO OESTE

Na porção oeste da área de estudo (Figura 5.2) os litotipos encontrados são gnaisses, sendo classificadas como cianita-biotita-gnaisses, biotita-muscovita-gnaisses. Por sua vez, os quartzitos são rochas de cor cinza, com tons variando de amarelo a vermelho, sendo estes representados pelos silimanita-quartzitos e muscovita-quartzitos. A descrição sucinta dessa unidade é feita através da descrição de campo aliada aos dados petrográficos das amostras 2011-JF-01, 2011-JF-02, 2011-JF-03, 2011-JF-17, 2011-JF-18 que são gnaisses, e as amostras 2011-JF-04, 2011-JF-19, classificadas como quartzitos, a seguir.

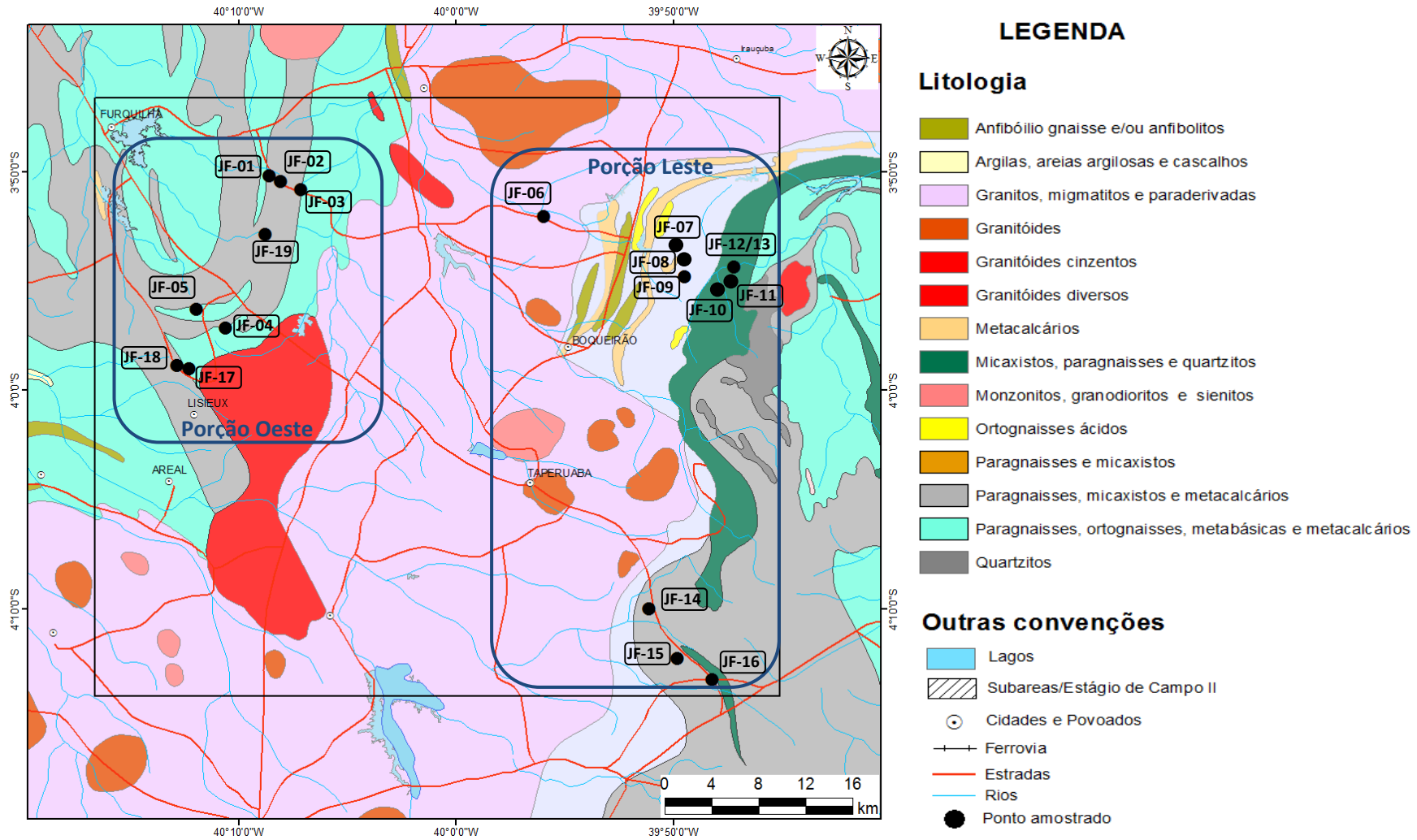


Figura 5.1 - Mapa geológico da área de estudo com pontos amostrados. Fonte Cavalcante *et al.* (2003).

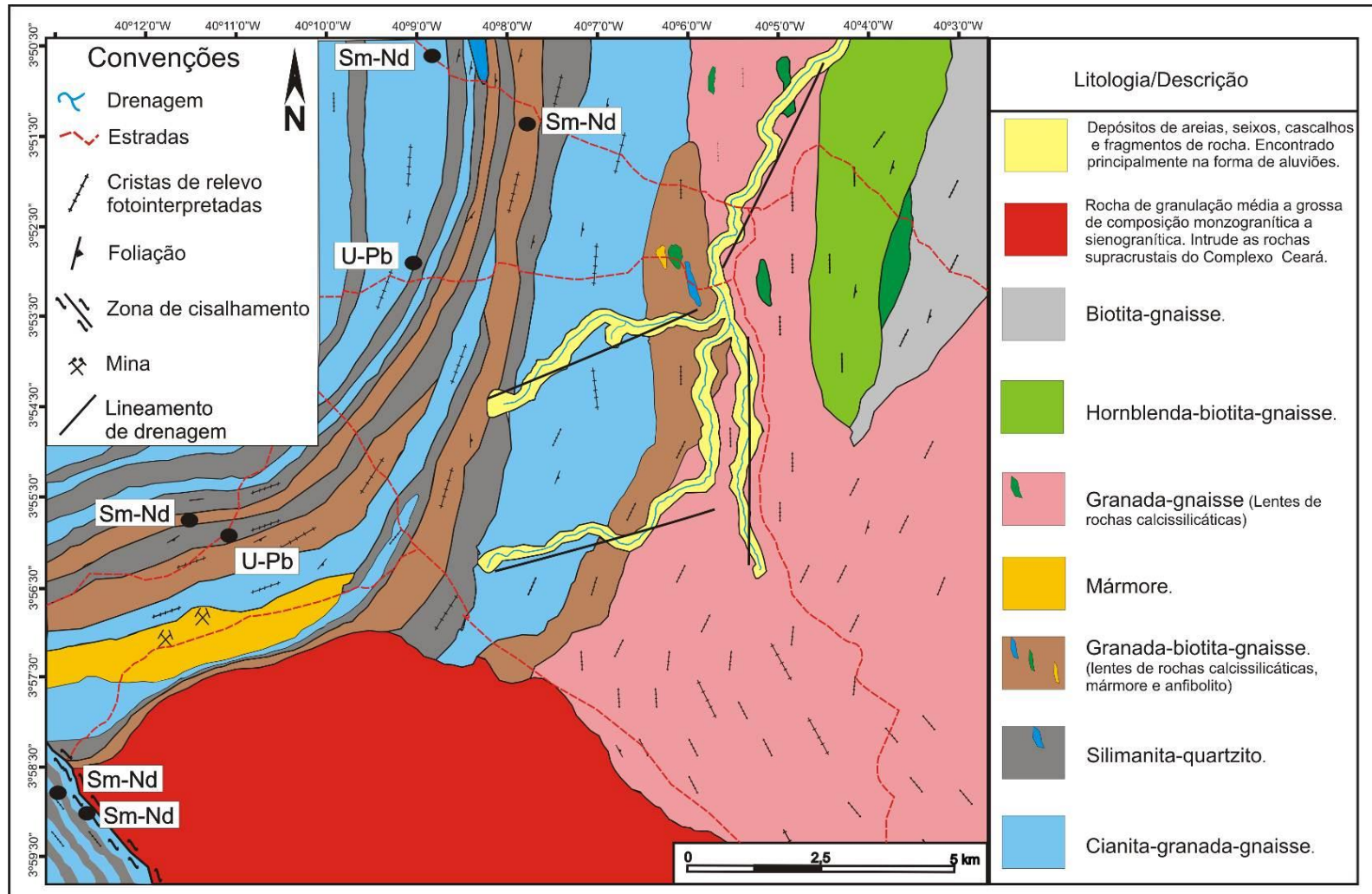


Figura 5.2 - Mapa geológico da porção oeste da área de estudo e metodologia utilizada nos pontos de coleta. Fonte: Modificado da disciplina Estágio de Campo 2, da Ufpa (2011).

5.1.1- Cianita-granada gnaisses

Em campo esses litotipos apresentam-se principalmente na forma de lajedos e blocos nas margens da estrada Aracatiaçu-Forquilha. Esses litotipos apresentam cor cinza com tonalidades variando do branco a azulados. Foram observados nessa rocha níveis minerais máficos alternado com níveis constituídos de minerais félsicos. Os níveis máficos são compostos por minerais micáceos, além de minerais porfiríticos como granada e cianita. Já os níveis félsicos são compostos por quartzo e feldspatos (Figura 5.3).

Em lâmina delgada a rocha apresenta uma trama disposta em níveis milimétricos de minerais félsicos, separados por níveis de micas levemente orientadas, evidenciando uma textura granolepidoblástica. A rocha é composta essencialmente por feldspato alcalino, plagioclásio e quartzo. (Figura 5.4A). Como fases máficas aparece principalmente lamelas de biotita, seguido de granada, cianita, zircão, minerais opacos, os quais constituem as fases acessórias da rocha.

O feldspato alcalino é perítico e apresenta o desenvolvimento de lamelas sódicas em forma de veios (Smith & Brown, 1974). Em outras ocorrências, mostra o desenvolvimento de maclamento tipo xadrez difuso. Ocorre na forma de clastos subédricos a anédricos, com contatos retos com os demais minerais da trama e por vezes bordejados por grãos recristalizados de quartzo. Muito comumente mostra-se alterado com transformações para argilominerais.

O plagioclásio é encontrado na forma de cristais colunares subédricos, exibindo maclamentos tipo albita ou albita-periclina, o que é característico desse mineral. Apresenta-se alterado com transformações para argilominerais e sericita. Ocorre em clastos com contatos retos, côncavos ou convexos com os demais minerais da trama, constituindo os níveis félsicos da rocha. Em outras ocorrências forma clastos circundados por agregados félsicos recristalizados ou forma mosaicos granoblásticos recristalizados.

O quartzo está presente na forma de cristais granulares, anédricos a subédricos. Comumente constituem agregados policristalinos recristalizados, exibindo o desenvolvimento de extinção moderadamente ondulante e subgrãos.

Podem ser encontrado também como cristais estirados na mesma direção da foliação da rocha, ou presente na forma de gotículas intercrescidas no feldspato alcalino, conhecido este como intercrescimento do tipo gráfico. Os cristais de biotita ocorrem na

forma de lamelas subédricas com as extremidades serrilhadas, exibem pleocroísmo variando de marrom-escuro a amarelo-claro. Obedecem uma forte tendência à orientação dos seus cristais definindo a foliação da rocha. Os cristais de biotita também aparecem em parte destruídos pela associação com cristais de zircão metamíticos.

A granada é uma fase mineral que ocorre em cristais porfiríticos subarredondados, frequentemente apresentando inclusões de minerais félsicos e máficos, definindo a textura poiquilítica. Geralmente aparece em meio à trama félsica, contornada por lamelas de biotita.

A cianita aparece comumente associada a lamelas de biotita na forma de cristais subédricos com contatos retos, sugerindo um estágio de equilíbrio entre as duas fases.

Estes parâmetros permitem classificar esta rocha como Cianita-Granada gnaiss.



Figura 5.3 - Afloramentos com amostras de mão dos gnaisses que compõem a porção oeste da área de estudo. A- Afloramento de Cianita-granada gnaisse; B- Afloramento de Granada-gnaisse; C- Amostra de mão de Granada-gnaisse; D- Amostra de mão de Cianita-granada gnaisse.

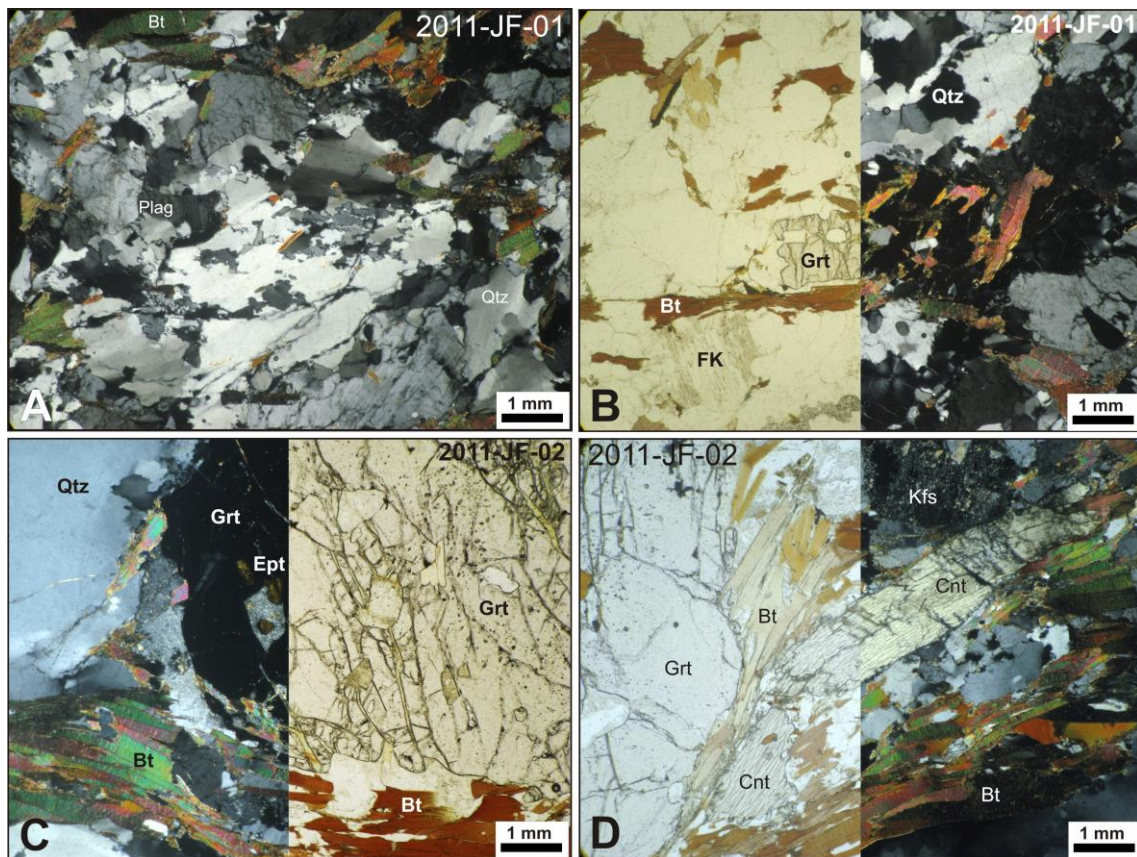


Figura 5.4 - Fotomicrografia de Cianita-granada-gnaiss. A- Textura granolepidoblástica da rocha; B- Minerais mais comuns na rocha; C- Pórfiros de Granada, com pequenos cristais de Epidoto, envoltos por lamelas de biotita; D- Cristais de Cianita em meio aos cristais de biotita.

5.1.2- Silimanita-quartzito

Os quartzitos mostram-se em campo com afloramentos do tipo corte de estrada e ou encostas de morro. Essa rocha é constituída essencialmente por quartzo, com níveis dispersos de silimanita e muscovita. Em termos de estruturas, é possível medir foliação com atitude $20^{\circ}/115$ e lineação $18^{\circ}/115$. A rocha é descrita como um silimanita quartzito.

A rocha em lâmina delgada apresenta uma granulação média à grossa dos cristais. Constituída quase que essencialmente por quartzo, com menores ocorrências de microclínio e plagioclásio, constituindo uma textura granoblástica. Aparecem ainda muscovita, sillimanita e zircão (Figura 5.5).

Os cristais ou grãos de quartzo apresentam hábito granular anédricos a subédricos, formando agregados policristalinos, mostrando muitas vezes contatos retos a irregulares entre si e com os demais constituintes da trama. Comumente apresentam extinção ondulante e formação de subgrãos. Em algumas ocorrências é observada a formação de novos grãos nos limites quartzo-quartzo.

Os cristais de microclínio mostram o maclamento xadrez difuso característico dessa fase mineral, estando raramente presente na rocha. Aparecem intensamente alterados para argilominerais e sericita.

O plagioclásio raramente aparece, e de forma subédrica intensamente alterado para argilominerais e sericita.

A muscovita aparece na forma de lamelas subédricas, levemente orientadas segundo a foliação da rocha. Apresenta ainda inclusões de grãos de zircão, que formam os chamados halos pleocróicos.

Silimanita é uma fase mineral que forma níveis lamelares, com hábito fibroso. Forma agregados com a muscovita ou preechendo fraturas da trama mineral.

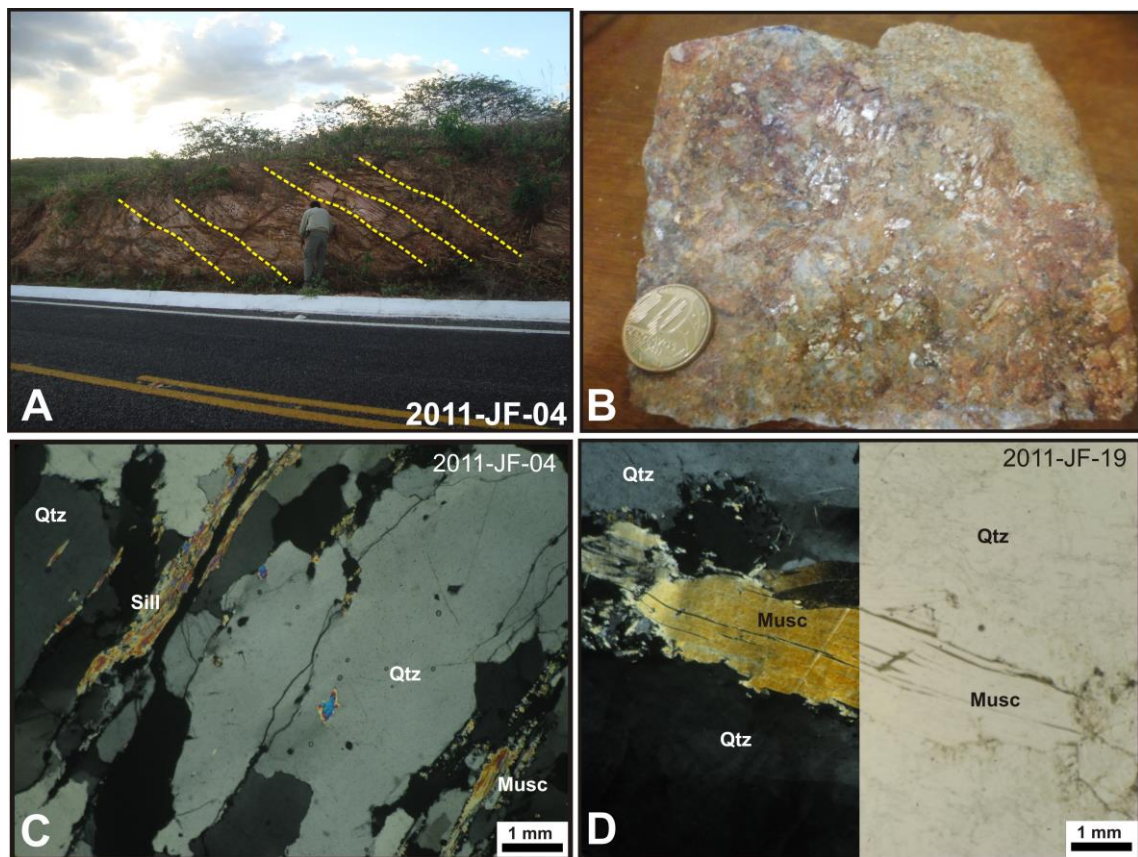


Figura 5.5 - Silimanita-quartzito. A- Afloramento encontrado As margens da rodovia CE-362; B- Amostra de mão da rocha; C- Fotomicrografia da rocha, mostrando cristais de quartzo, alternando com cristais de Silimanita; D- Cristais de muscovita bem desenvolvidos na rocha.

5.2 PORÇÃO LESTE

A porção leste da área de estudo é caracterizada pela ocorrência de afloramentos na forma de lajedos e corte de estrada, constituindo rochas, em geral, de cor cinza, com tonalidades variando de claro a esverdeado, no caso dos gnaisses, sendo classificadas como Biotita-gnaisses, Biotita-muscovita gnaisses. Há nessa porção a presença dos anfibolitos, de cor cinza com tons verde-escuro. Os quartzitos são rochas de cor cinza, com tons variando de amarelo a vermelho, sendo estes representados pelos Silimanita-quartzitos e Muscovita-quartzitos. A descrição mais detalhada dessas unidades será feita através da descrição de campo aliada aos dados petrográficos das amostras 2011-JF-14, que são gnaisses, as amostras 2011-JF-09, 2011-JF-10, classificadas como anfibolitos e as amostras 2011-JF-07, 2011-JF-13, 2011-JF-16 que foram classificadas como quartzitos, a seguir (Figura 5.6).

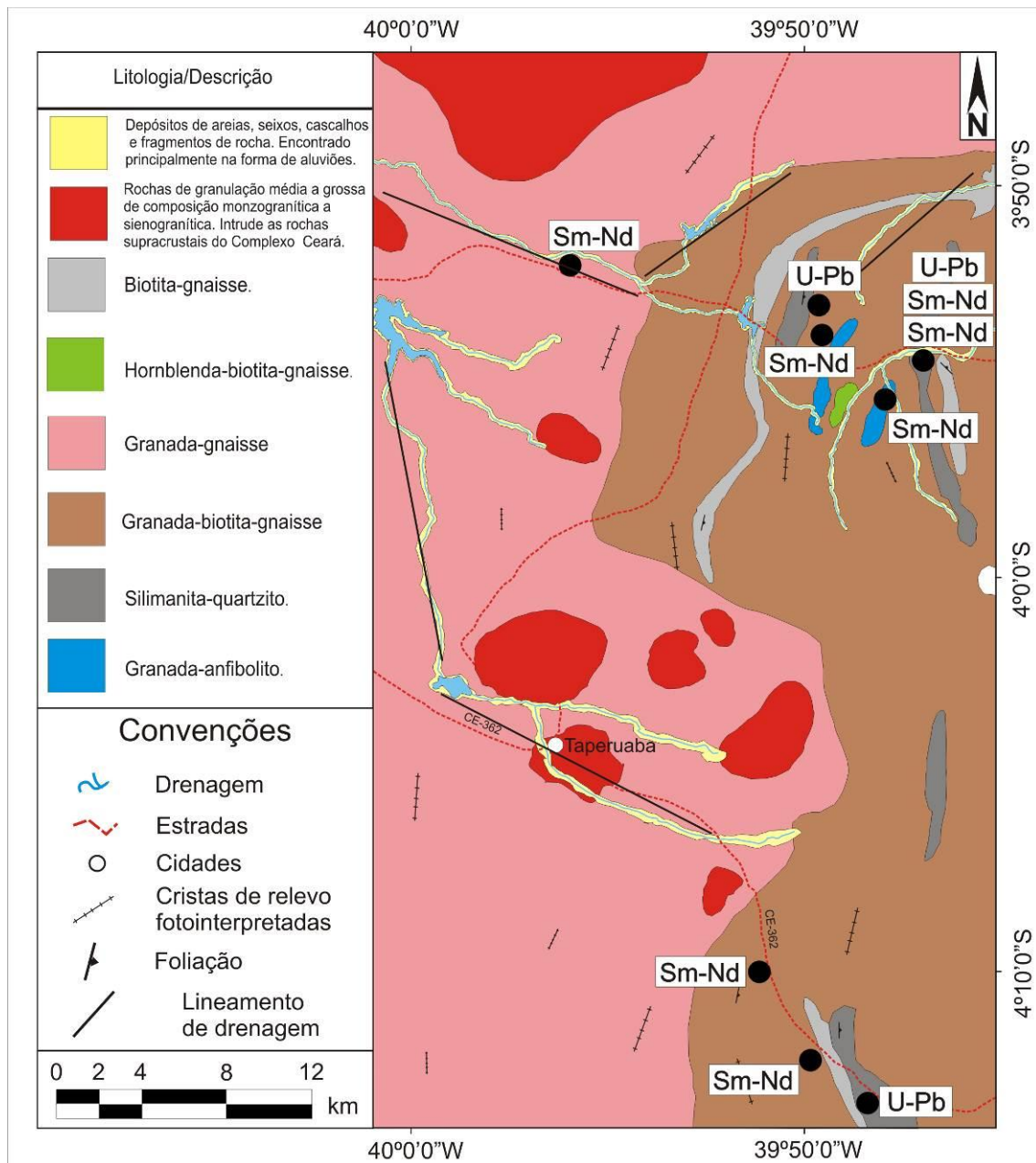


Figura 5.6 - Mapa geológico da porção leste da área de estudo. Modificado da disciplina Mapeamento geológico 2, Ufpa (2011).

5.2.1- Granada-muscovita gnaiss

O afloramento tipo corte de estrada, a rocha tem cor cinza escura, com características de bandamento. Foram coletadas duas amostras, uma para Sm-Nd e outra para a confecção de lâmina delgada.

Rocha foliada de granulação média e textura granolepidoblástica, formada pela variação de bandas quartzo-feldspáticas e bandas máficas. É constituída principalmente por feldspato alcalino, plagioclásio e quartzo. A biotita figura como a fase varietal dominante, seguida de granada e muscovita. Como acessórios são encontrados diminutos cristais de zircão (Figura 5.7).

O feldspato alcalino é perítico e apresenta o desenvolvimento de lamelas sódicas em forma de veios (Smith & Brown, 1974). Em outras ocorrências, mostra o desenvolvimento de maclamento tipo xadrez difuso. Ocorre na forma de clastos subédricos circundados por uma matriz policristalina recristalizada ou estirados na direção da foliação da rocha. Muito comumente mostra-se alterado com transformações para argilominerais.

O plagioclásio é encontrado na forma de cristais subédricos a anédricos envoltos por cristais félsicos recristalizados. Localmente podem formar agregados cristalinos com contatos bem definidos. Essa fase mineral mostra-se frequentemente alterada para argilominerais e sericita-muscovita.

O quartzo está presente na forma de cristais granulares, anédricos a subédricos. Comumente constituem agregados policristalinos recristalizados, exibindo o desenvolvimento de extinção moderadamente ondulante e subgrãos. Podem ser encontrado também como cristais estirados na mesma direção da foliação da rocha.

Os cristais de biotita ocorrem na forma de lamelas subédricas com as extremidades serrilhadas, exibem pleocroísmo variando de marrom a amarelo-claro. Obedecem uma forte tendência à orientação dos seus cristais definindo a foliação da rocha. Os cristais de biotita também aparecem em parte destruídos pela associação com cristais de zircão metamíticos. A muscovita é uma fase mineral presente na forma de lamelas subédricas, formando frequentes associações com a biotita.

A granada é uma fase mineral que ocorre em cristais porfiríticos subarredondados, frequentemente apresentando inclusões de minerais félsicos e máficos, definindo a textura poiquilítica. Geralmente aparece em meio à trama félsica, contornada por lamelas de biotita.

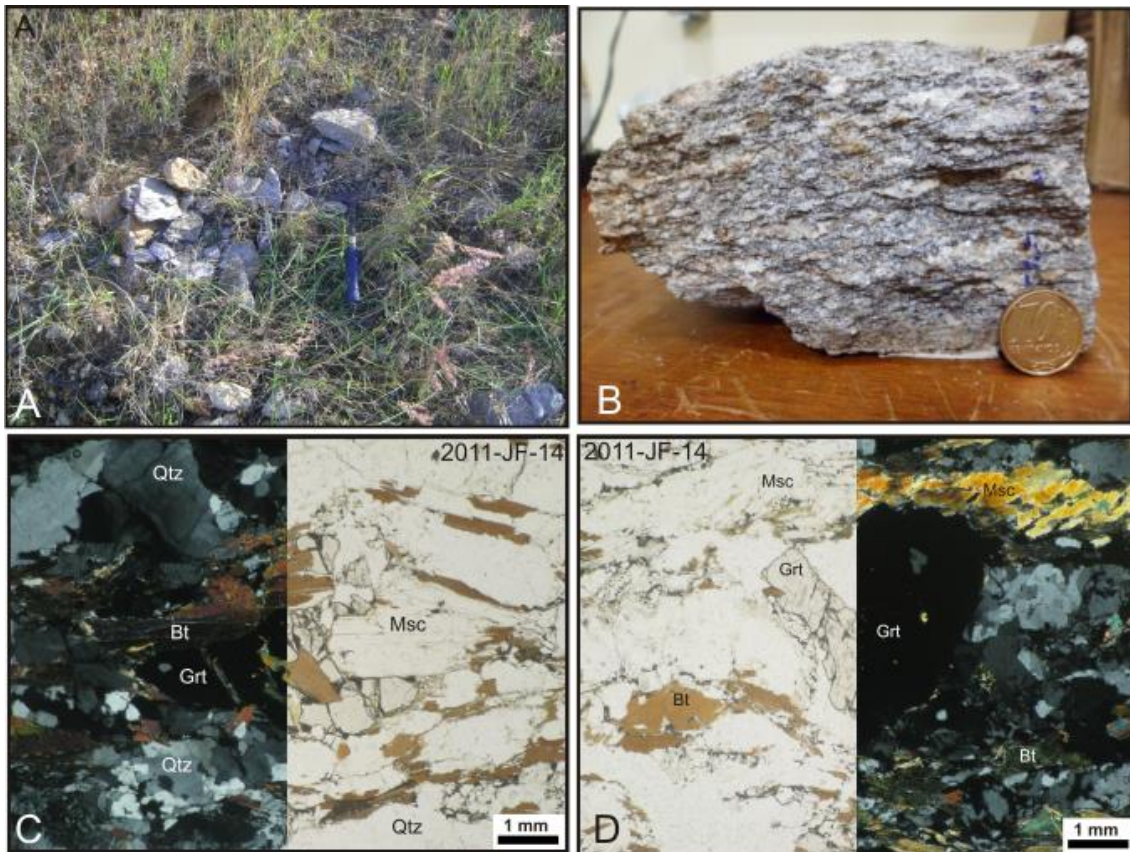


Figura 5.7 - A- Afloramento de Granada gnaiss na beira da rodovia CE-362 (2011-JF-14); B- Amostra de mão da rocha, mostrando os cristais bem desenvolvidos de granada na trama mineral; C- Textura granolepidoblástica, onde as lamelas de micas envolvem pórfiros de granada; D- Pórfiro de granada envolto por muscovita e biotita.

5.2.2- Cummingtonita-augita anfibolito

A rocha tem cor verde, localizada em afloramentos compostos por blocos rolados e corte de estrada. constituída principalmente por plagioclásio e anfibólio, além da presença da granada, constituindo assim um granada-anfibolito. Foram coletadas amostras para a confecção de lâmina e para análise Sm-Nd.

Rocha de granulação fina a média com textura nematoblástica, evidenciado pelos cristais de hornblenda, com matriz granoblástica por vezes poligonal, formada pelo restante da trama mineral constituinte. Além da presença dos pórfiros de granada essa rocha ainda apresenta hornblenda, plagioclásio, quartzo, feldspato alcalino, titanita, epidoto, carbonato, apatita e minerais opacos (Figura 5.8).

A hornblenda é uma fase mineral que apresenta-se com hábito prismático, com formas subédricos, por vezes apresentando maclamento e pleocroísmo variando de verde a amarelo claro. É o mineral mais abundante nessa rocha.

O plagioclásio apresenta-se com formas anédricas intensamente recristalizados, muito comum na rocha formando níveis entre os cristais de hornblenda, e também envolvendo os cristais de granada. Apresenta o maclamento tipo albita e albita periclina, as vezes aparecendo sem maclamento. A alteração para sericita-muscovita e argilominerais é bastante comum nesse mineral.

A cummingtonita aparece na forma de cristais tabulares, anédricos, incolor, com relevo baixo, em nicóis cruzados apresenta cor de interferência característica para anfibólios, é uma fase mineral que constitui cerca de 5% da rocha.

A granada é uma fase mineral que ocorre na forma de cristais porfiríticos subarredondados, frequentemente apresentando fraturas e inclusões de minerais félsicos e máficos, definindo a textura poiquilítica.

Outra fase mineral que ocorre de forma comum na rocha é a titanita, que apresenta formas variando de subédrica a anédrica, esse mineral aparece associado aos cristais de anfibólio ou bordejando os minerais opacos.

A augita apresenta-se com raros cristais anédricos, esparsos na rocha, relevo médio e cor de interferência baixa.

Cristais de muscovita aparecem em poucas ocorrências.

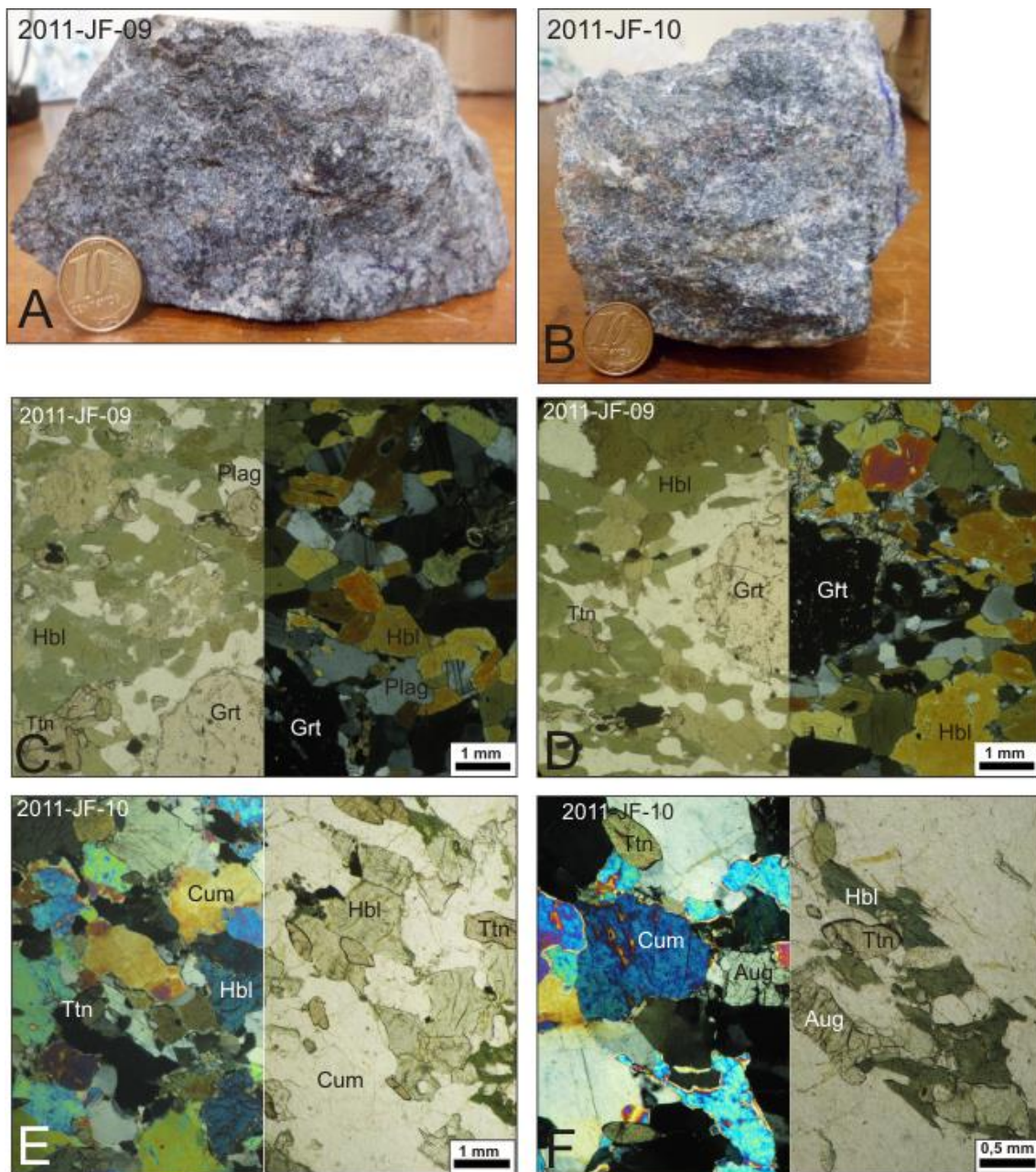


Figura 5.8 - Amostras de anfibolito. A) Amostra de Granada-anfibolito; B) Amostra de mão de cummingtonita-augita-anfibolito; C) Fotomicrografia de granada-anfibolito mostrando textura granoblástica poligonal envolvendo cristais pórfiros de granada; D) Textura porblástica, também presente nessa rocha; E) Textura nematoblástica, com cristais de cummingtonita, hornblenda e titanita; F) No centro alguns cristais de augita presentes nessa rocha.

5.2.3- Silimanita-muscovita quartzito

Afloramento tipo corte de estrada, entre o distrito de TAPERUABA e a cidade de CANINDÉ. O afloramento apresenta um contato entre dois litotipos. Acima tem-se uma rocha constituída por micas, parecendo ser um xisto com foliação $33^\circ/270$ Az, em contato brusco com uma rocha composta essencialmente por quartzo, com níveis planos de silimanita, esses litotipos apresentam-se bastante alterados. Foi coletada amostras dos quartzitos para análise U-Pb em zircão e para lâmina delgada (Figura 5.9).

A rocha em lâmina delgada apresenta uma granulação média dos cristais e mostra-se intensamente recristalizada. É constituída quase que essencialmente por quartzo, com menores ocorrências de microclínio e plagioclásio, constituindo uma textura granoblástica e localmente poligonal. Aparecem ainda muscovita, biotita, sillimanita e zircão.

Os cristais ou grãos de quartzo apresentam hábito granular anédricos a subédricos, formando agregados policristalinos recristalizados, mostrando muitas vezes contatos retos a irregulares entre si e com os demais constituintes da trama. Comumente apresentam extinção ondulante, com formação de subgrãos e novos grãos. Localmente formam mosaicos cristalinos com contatos poligonais.

Os cristais de feldspato alcalino é perítico, com intercrescimento de lamelas sódicas vermiculares. Em outras ocorrências mostra o maclamento xadrez difuso característico dessa fase mineral, estando pouco presente na rocha. Aparecem como grãos isolados ou mais comumente intersticiais aos cristais de quartzo, mostra-se intensamente alterados para argilominerais e sericita.

O plagioclásio ocorre em raras aparições, na forma de grãos subédricos, intensamente alterado para argilominerais e sericita.

As finas lamelas de biotita mostram-se comumente associadas à muscovita e sillimanita. Descreve uma leve tendência à orientação segundo a orientação da rocha.

A muscovita aparece na forma de lamelas subédricas, levemente orientadas segundo a foliação da rocha. Apresenta ainda halos pleocróicos, onde aparecem inclusões de cristais de zircão e é comumente encontrada junto da biotita e da Silimanita.

A Silimanita tem hábito fibroso e forma agregados lamelares junto com as micas, e estão orientadas segundo a foliação da rocha.

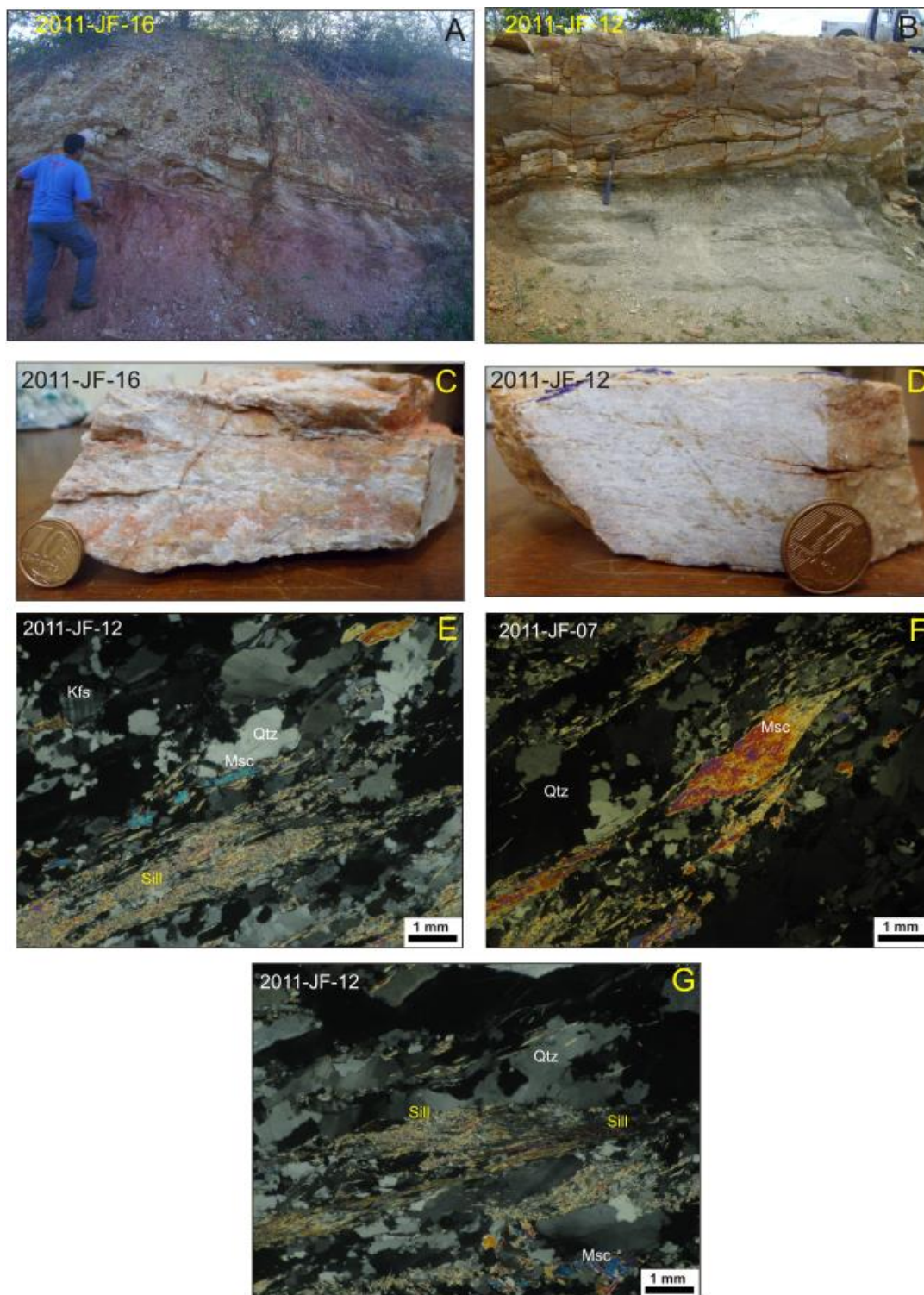


Figura 5.9 - A) Afloramento de Silimanita-biotita quartzito em contato com granada-gnaiss; B) Afloramento mostrando o Silimanita-biotita quartzito com estruturas sedimentares preservadas, em contato com granada-gnaiss; C) Amostra de mão de mão de Silimanita-biotita quartzito do ponto JF-16; D) Silimanita-biotita quartzito do ponto JF-12; E) Fotomicrografia da amostra JF-12, mostrando uma visão do quartzito, com aglomerados de silimanita e poucos cristais de muscovita; F) Fotomicrografia com estrutura tipo *micafish*; G) Níveis de silimanita e muscovita entre os cristais estirados de quartzito.

6. RESULTADOS ANALÍTICOS

6.1- RESULTADOS Sm-Nd.

Na tentativa de investigar as possíveis áreas-fonte dos sedimentos que compõem as rochas metassedimentares do Complexo Ceará, foi realizada amostragem em cianita-granada gnaisses, granada gnaisses, biotita gnaisses, Cumingtonita-augita anfíbolito. Essas amostras foram cuidadosamente tratadas, uma vez que, alguns minerais presentes nesses litotipos, são responsáveis pelo fracionamento de Sm e Nd nas rochas.

As análises foram feitas em espectrômetro de massa MC-ICP-MS, e para o controle das análises foram utilizados brancos, e os parâmetros do padrão BCR-1.

Para o refinamento desses dados foi ainda feito o cálculo do fator $f_{Sm/Nd}$, que é o resultado da seguinte equação:

$$f_{Sm/Nd} = \left(\left(\frac{^{147}Sm}{^{144}Nd} \right)_{amostra} - \left(\frac{^{147}Sm}{^{144}Nd} \right)_{CHUR} \right) / \left(\frac{^{147}Sm}{^{144}Nd} \right)_{CHUR}$$

Segundo Sato & Tassinari (1997), idades-modelo Nd de rochas graníticas calculadas em estágio único teriam significado geológico somente se os valores da razão $^{147}Sm/^{144}Nd$ ficarem no intervalo de 0,090 e 0,125, e os de valores de $f_{Sm/Nd}$ entre -0,54 -0,390. Considerando que rochas ácidas teriam, em grande parte, sido a fonte das rochas metassedimentares estudadas adotou-se esses critérios para interpretar as idades modelo aqui determinadas. Assim as amostras JF-06 e JF-10, JF-13B, JF-14, JF-15 e JF-18, que não obedecem a esses requisitos, foram desconsideradas para efeito de interpretação e discussão dos resultados (Tabela 6.1). Por sua vez, os dados das demais amostras obtidas nesse trabalho estão dentro dos intervalos acima descritos, e relacionando-as ao fato de que os sedimentos, em geral, são produtos da alteração de rochas ácidas, e que caso não tenha havido fracionamento dos elementos terras raras durante o transporte dos sedimentos a partir das rochas fontes as rochas metassedimentares estudadas apresentarão idades modelo Sm-Nd similar aquela da área fonte. Desse modo, as interpretações dos resultados analíticos fornecidos por essas amostras foram usados neste trabalho para a discussão da área fonte.

A diferença observada entre as amostras JF-13A e JF-13B, está relacionada a presença do mineral granada, ou seja, mesmo as duas amostras pertencendo a mesma rocha, na amostra JF-13A, o mineral está presente, enquanto que na amostra JF-13B não observou a presença desse mineral.

Em uma primeira observação, é constatada uma relativa diferença entre as porções Leste e Oeste da área de estudo, no que diz respeito à diferença nas idades modelo. A porção oeste possui idades mais antigas, ou seja, superiores a 2.3 Ga, enquanto que na parte leste as idades T_{DM} encontram-se em geral próximas a 2.0 Ga. (Figura 6.1)

Os valores encontrados para o ϵ_{Nd} calculado para 2,1 Ga mostram valores negativos somente nas amostras da região oeste, em contrapartida parte dessas amostras possuem valores positivos. Já na parte leste os valores de ϵ_{Nd} são somente positivos.

Os resultados obtidos nas análises Sm-Nd nos paragnaisses das unidades do Complexo Ceará, a princípio, sugerem que essas rochas foram formadas no Paleoproterozóico, com idades T_{DM} variando entre 1.66 até 2.39 Ga. Por sua vez, os valores de ϵ_{Nd} são em sua maioria positivos, sugerindo que a maior parte dessas rochas é composta por material juvenil formado principalmente no Paleoproterozóico, com menor contribuição de material crustal mais velho em algumas porções (Figura 6.2).

Segundo Fetter *et al.* (2000) o Domínio Ceará central é constituído predominantemente por rochas paleoproterozóicas, as idades Sm-Nd alcançadas nesse domínio variam entre 1.98 e 2.44 Ga. E os valores de ϵ_{Nd} são na maioria positivos. Ainda segundo Fetter *op cit* existem dúvidas a respeito da acreção de terrenos na porção central desse domínio sendo necessário estudos adicionais nessa região.

Tabela 6.1: Resultados analíticos das amostras de Sm-Nd.

	Amostra	Litologia	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$f_{(Sm/Nd)}$	Sm/Nd	$^{147}Sm/^{144}Nd$	2s	$^{143}Nd/^{144}Nd$	2s	$\epsilon_{Nd} (T=2.10 Ga)$	T_{DM} (Ga)
Porção Oeste	JF-01	Granada-gnaiss	1,39	7,01	-0,390	0,198	0,11994	0,000397	0,511507	0,000022	-1,40	2,39
	JF-03	Granada-gnaiss	1,97	11,82	-0,489	0,167	0,100513	0,00014	0,511786	0,000021	9,90	1,66
	JF-05	Granada-gnaiss	4,67	28,28	-0,492	0,165	0,099926	0,000247	0,511546	0,000009	5,30	1,95
	JF-17	Biotita-gnaiss	5,79	31,05	-0,427	0,186	0,112681	0,000406	0,511422	0,000013	-0,60	2,35
	JF-18	Granada-gnaiss	6,25	30,18	-0,363	0,207	0,125232	0,000295	0,511917	0,000003	5,60	1,88
Porção Leste	JF-06	Granada-gnaiss	3,84	16,63	-0,290	0,231	0,139717	0,00025	0,512467	0,000018	12,40	1,20
	JF-08	Biotita-gnaiss	4	20,98	-0,414	0,191	0,115318	0,000984	0,511659	0,000018	3,30	2,07
	JF-10	Granada-anfibolito	5,94	28,33	-0,355	0,21	0,126826	0,000517	0,512011	0,000001	7,00	1,76
	JF-13A	Granada-gnaiss	3,54	18,2	-0,403	0,195	0,117447	0,000513	0,511653	0,000013	2,60	2,12
	JF-13B	Biotita-Gnaiss	2,37	21,51	-0,661	0,11	0,066592	0,000608	0,511708	0,000109	17,70	1,38
	JF-14	Granada-gnaiss	2,3	9,83	-0,280	0,234	0,141557	0,000239	0,51176	0,000051	-2,00	2,55
	JF-15	Granada-gnaiss	2,56	11,38	-0,309	0,225	0,135919	0,000115	0,511939	0,000009	3,09	2,07

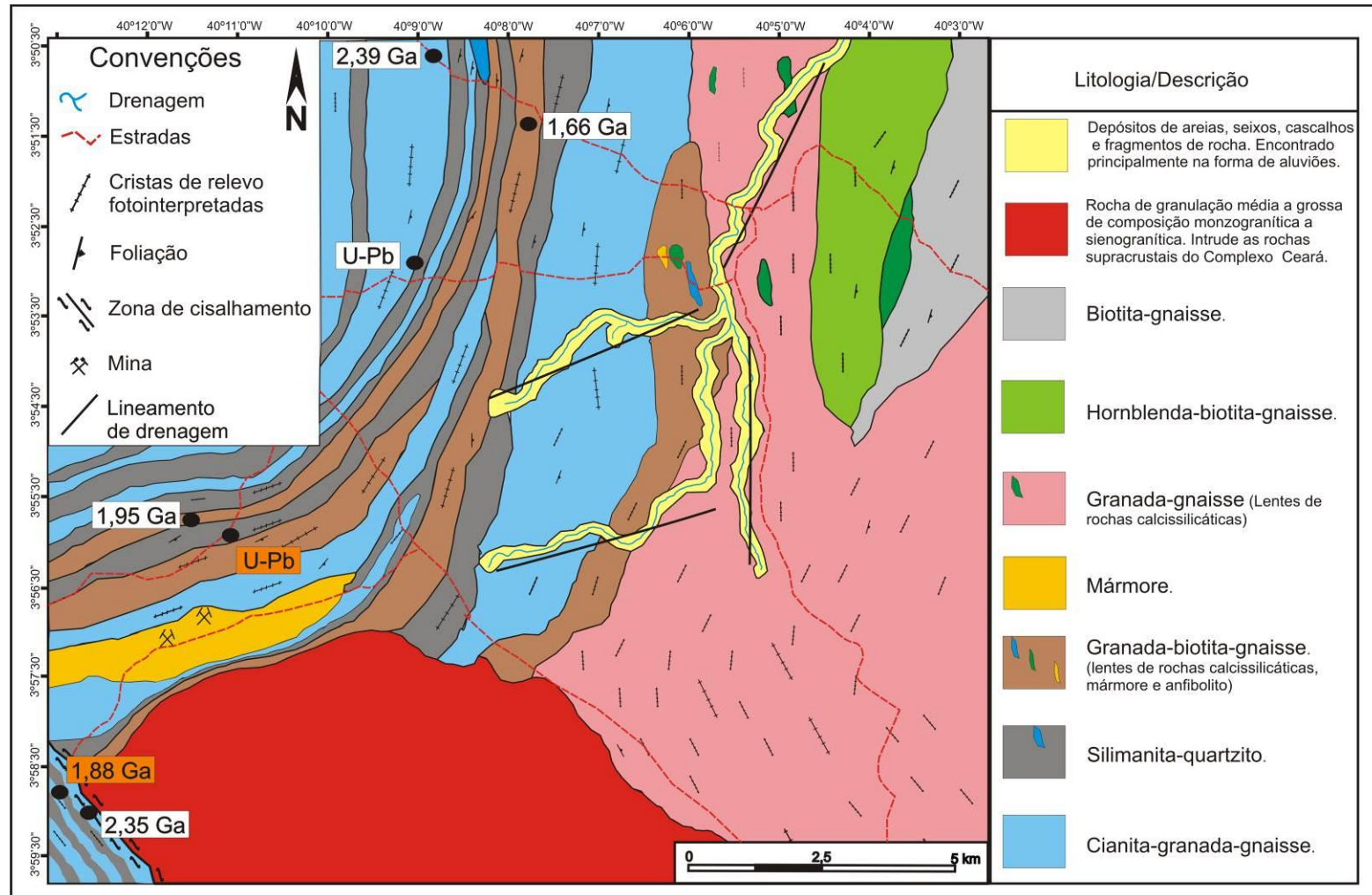


Figura 6.1 - Mapa geológico da região oeste da área de estudo com idades Sm-Nd obtidas e localização das amostras de quartzito coletadas para U-Pb. As amostras em laranja não foram utilizadas. Modificado da disciplina Estágio de campo 2, Ufpa (2011).

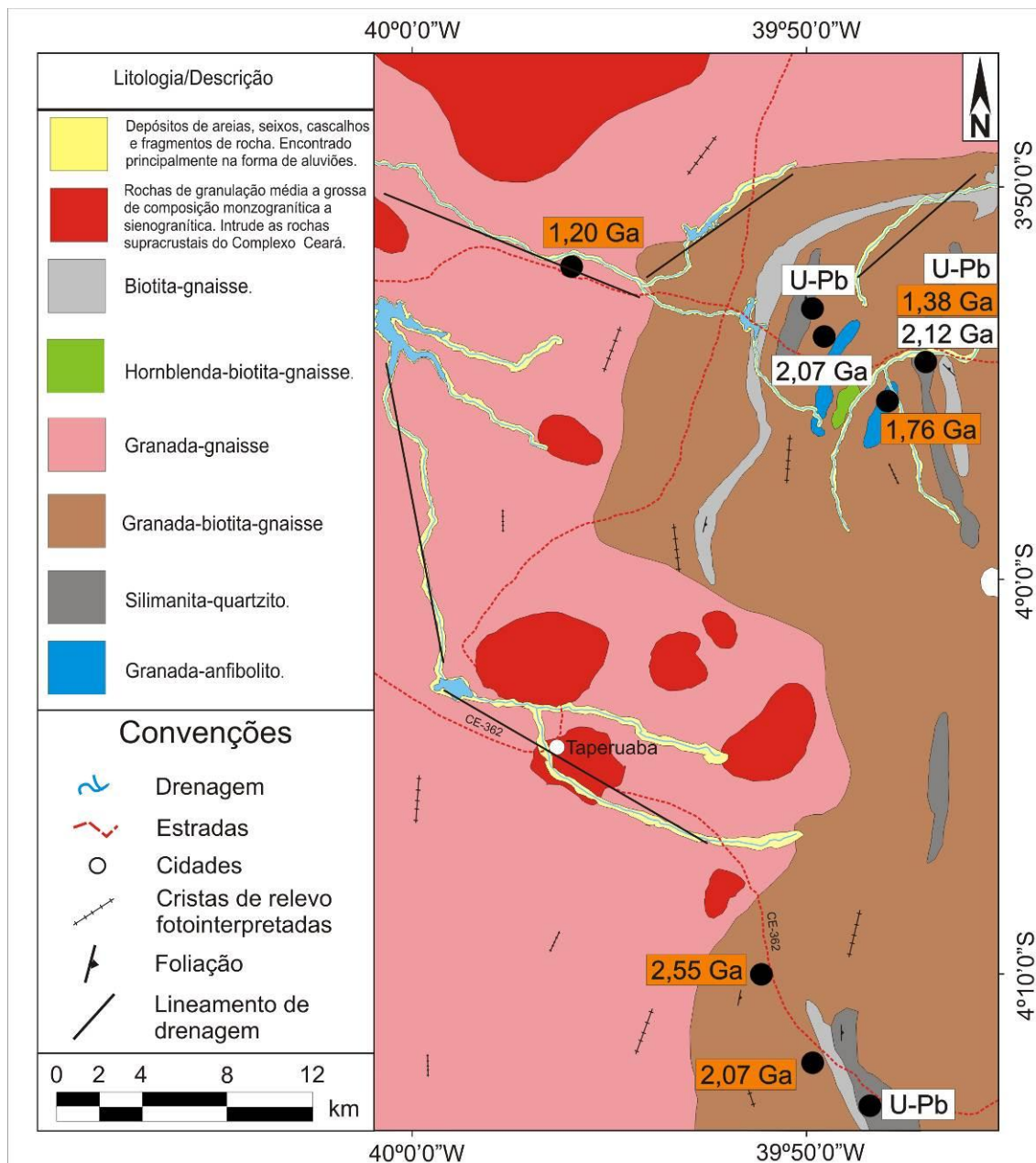


Figura 6.2 - Mapa geológico da região leste da área de estudo com idades Sm-Nd obtidas e localização das amostras U-Pb coletadas para zircão. Modificado da disciplina Estágio de campo 2, Ufpa (2011).

6.2- RESULTADOS U-Pb.

Os dados de zircão obtidos nessas análises estão entre as primeiras feitas pelo MC-ICP-MS, do Laboratório de Geologia isotópica da UFPA-Pará-Iso e, portanto, fazem parte do processo de implantação dessa metodologia neste laboratório. Para o padrão utilizado no controle analítico (zircão 91500) as idades obtidas ficaram entre 1067 e 1181 Ma sendo que o valor aceito na literatura é de 1064.8 ± 0.9 Ma a 1066.7 ± 1.3 (Krymsky et al., 2007), com TIMS, cujos dados reproduzem aqueles já apresentados por Wiedenbeck et al. (1995) de 1065.4 ± 0.3 Ma. Entretanto, em geral as análises apresentam erros analíticos relativamente altos e credita-se isso a um funcionamento irregular do sistema de abrasão a laser que havia passado por manutenção no fabricante do aparelho e aparentemente ainda apresentava um baixo rendimento. Esse problema foi detectado após ter sido realizada grande parte das análises obtidas neste trabalho. Dessa forma, o erro analítico alto pode estar relacionado ao fato de ter sido usada uma potencia mais alta para se obter um sinal analítico adequado, o que destruía os grãos de zircão ao longo das análises, impedindo uma coleta mais substancial de dados.

Em função dessas limitações analíticas, para efeito de interpretação dos dados, neste trabalho utilizou-se apenas os grãos onde as idades $^{207}\text{Pb}/\text{U}^{235}$, $^{206}\text{Pb}/\text{U}^{238}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ se superpunham nos limites dos erros analíticos. Além disso, neste estudo as idades fornecidas pela razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ foram consideradas as mais representativas da idade do grão.

6.2.1 Imagens de Catodoluminescência:

Imagens de catodoluminescência selecionadas dos zircões datados mostram uma ampla variedade morfológica, texturas e estruturas internas, sendo zoneamento concêntrico a feição mais comumente encontrada e uma característica típica de cristais magmáticos primários. Na maioria dos zircões predomina uma morfologia arredondada dos grãos, com o desgaste das arestas primárias, o que indica que os cristais passaram um longo processo de transporte entre a área fonte e a bacia de deposição. Cristais magmáticos com sobrecrecimento também estão presentes, bem como cristais com segmentos escuro homogêneo em catodoluminescência sugere um processo de metamitização. Modificações secundárias causadas por eventos térmicos posteriores são facilmente reconhecíveis em alguns grãos. Eles constituem sobrecrecimentos arredondados em torno de núcleos detríticos preexistentes (Figura 6.3).

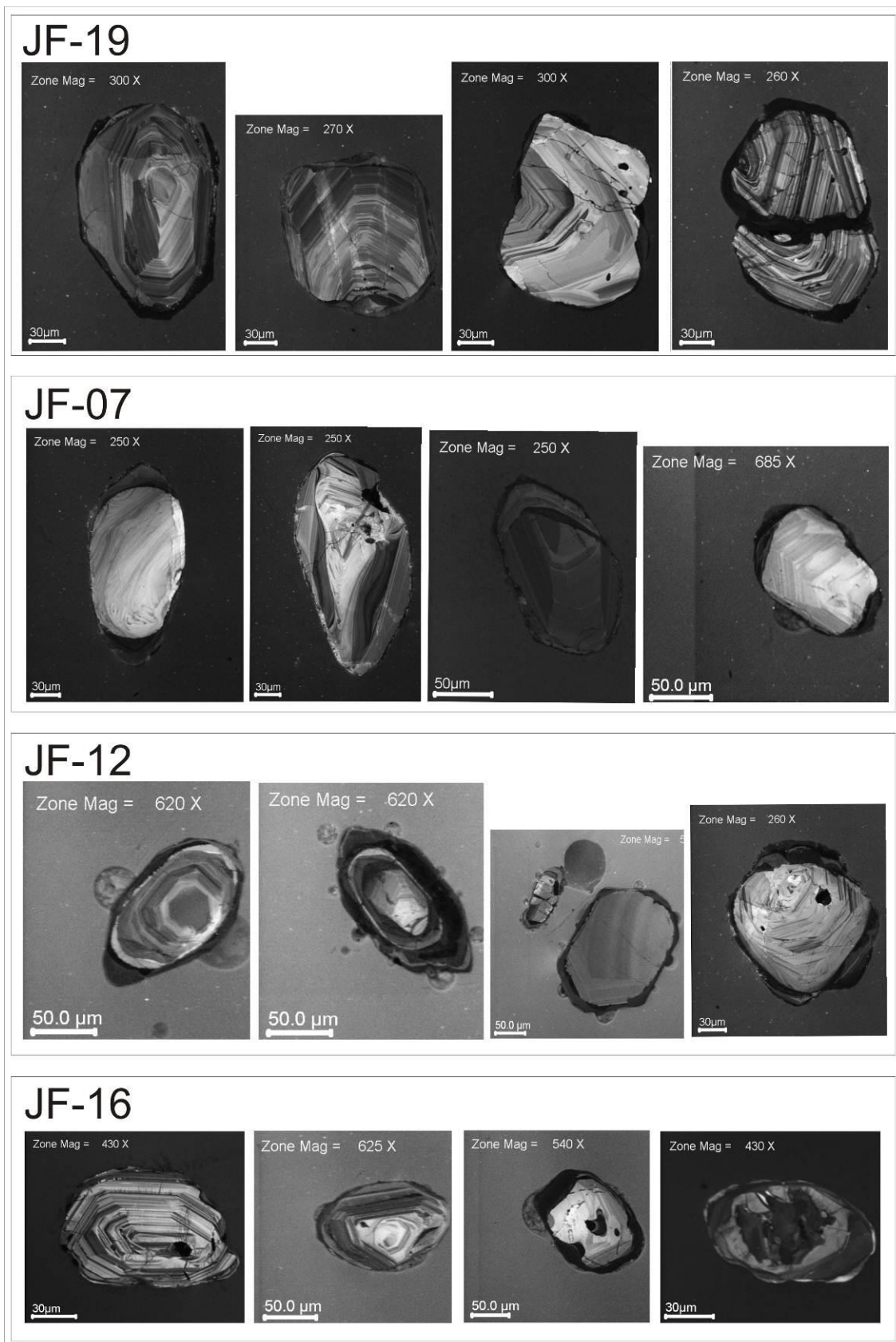


Figura 6.3 - Imagens de catodoluminescência em microscópio eletrônico de varredura de alguns grãos de zircão datados.

6.2.2 Setor Oeste

Na porção oeste da área foram coletadas duas amostras para datação de zircão sendo que os grãos detríticos de zircão da amostra JF-04 apresentaram-se bastante metamitizados e mostraram-se inadequados para a datação (Figura 6.4). Por sua vez, na amostra JF-19, apenas em seis grãos de zircão foram obtidos dados analíticos, sendo que deles foram feitas duas análises, totalizando nove análises. Dos seis grãos, três obtiveram valor correspondente ao critério de “concordância” das idades acima estabelecido. Em dois desses grãos foram repetidas as análises em outro setor do zircão, o que permitiu gerar cinco análises que obedeceram ao critério de concordância dessa amostra, como observado na tabela 6.2.

Esses dados são apresentados graficamente na figura 6.5, onde em (A) observa-se a frequência (%) das idades das 9 análises feitas representada em um diagrama indicando o período geológico correspondente. Na figura 6.5B, o mesmo diagrama foi construído com as 5 análises que apresentaram concordância de idade. Idades riacianas (2050-2300 Ma) são predominantes, seguido por idades orosirianas (1800-2050 Ma). Comparando os dados em A e B, a tendência a apresentar zircão de idade riaciana nessa amostra é ratificada. Em contrapartida, zircões de idade sideriana e do Calimiano não aparecem entre as idades “concordantes”. Isso vem, de certa forma, ressaltar a importância de fontes de idade riaciana e orosiriana (?) para os sedimentos que originaram as rochas do Complexo Ceará no flanco oeste do batólito Santa Quitéria.

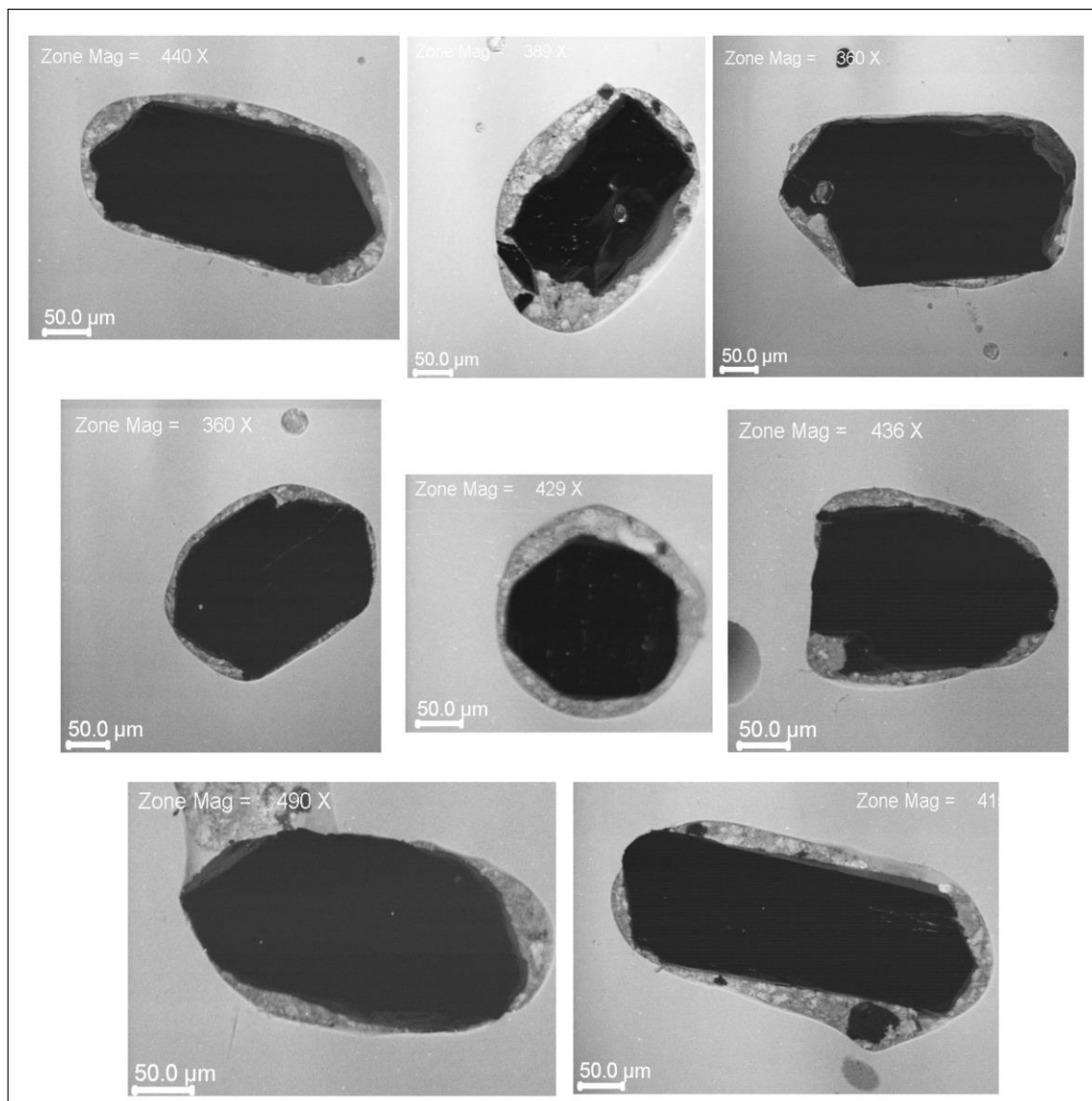


Figura 6.4 - Grãos de zircões metamórficos da amostra JF-04, fato que impossibilitou a utilização dos dados dessa amostra.

Tabela 6.2: Dados obtidos através das análises U-Pb em zircão, extraídos de quartzitos, com as respectivas idades da porção oeste da área de estudo (Amostra JF-19).

Zircão	f_{206}^a	Pb	Th	U	Th/U ^b	Razões Isotópicas					Idades (Ma)					% Conc ^f			
						$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 s [%]	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 s [%]	Rho ^d	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^e$	1 s [%]	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 s abs	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		1 s abs	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 s abs
K19	0,0019	47	69	120	0,58	6,0195	4,58	0,3435	3,31	0,72	0,1271	3,17	1904	63	1979	91	2058	65	108
K16	0,0036	12	8	41	0,21	5,2722	7,27	0,2930	6,09	0,84	0,1305	3,97	1657	101	1864	136	2105	84	127
K15	0,0057	65	32	261	0,12	5,9976	4,93	0,3404	3,75	0,76	0,1278	3,19	1889	71	1975	97	2068	66	109
K12	0,0020	29	32	94	0,35	5,8937	6,34	0,2715	5,20	0,82	0,1575	3,63	1548	81	1960	124	2428	88	157
L-XII-1	0,0019	32	80	133	0,61	2,5771	6,54	0,2047	5,36	0,82	0,0913	3,74	1201	64	1294	85	1453	54	121
K-XI-20	0,0059	4	4	12	0,33	7,2684	9,59	0,3532	6,31	0,66	0,1493	7,22	1950	123	2145	206	2338	169	120
K19	0,0028	48	69	121	0,57	6,2077	3,57	0,3620	2,97	0,83	0,1244	1,98	1992	59	2006	72	2020	40	101
K16	0,0034	12	9	41	0,21	5,5009	5,60	0,3051	3,90	0,70	0,1308	4,02	1716	67	1901	106	2108	85	123
K15	0,0056	65	31	258	0,12	6,1955	4,51	0,3481	2,77	0,61	0,1291	3,56	1926	53	2004	90	2085	74	108

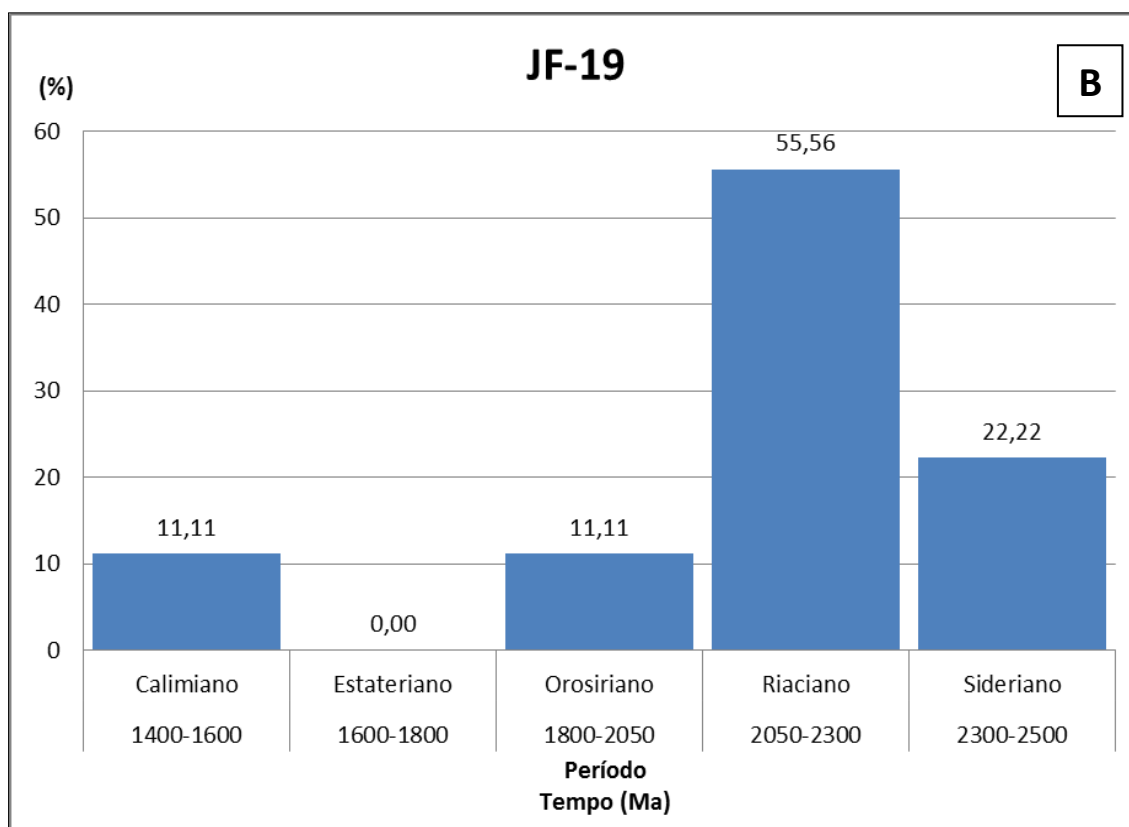
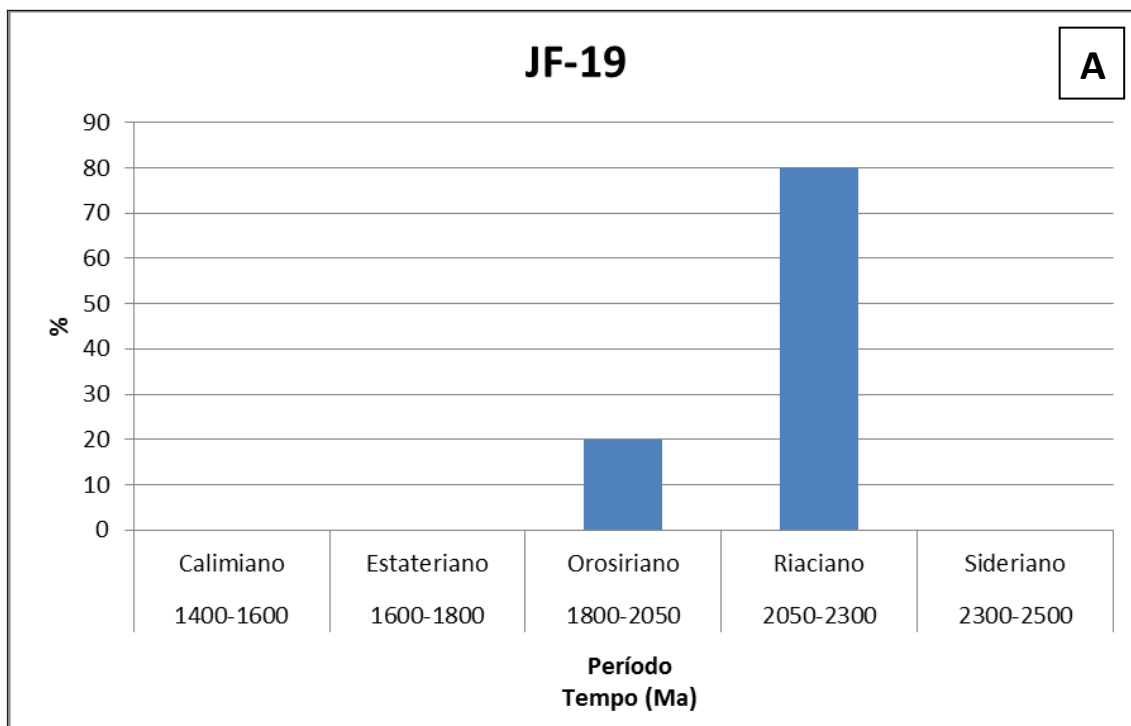


Figura 6.5 - Gráfico da frequência relativa (%) das idades de zircão pelo período geológico correspondente. Em (A), todos grãos analisados; Em (B), somente os grãos que as idades fornecida pelas razões $^{207}\text{Pb}/\text{U}^{235}$, $^{206}\text{Pb}/\text{U}^{238}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ se superpõem nos limites dos erros analíticos (idades “concordantes”).

6.2.3 Setor Leste

Nas rochas sedimentares que ocorrem no flanco leste do batólito Santa Quitéria foram coletadas três amostras para estudo geocronológico. Na amostra JF-07, foram realizadas 27 análises em 22 grãos de zircão, sendo que em cinco deles duas análises foram duplicadas. As idades obtidas estão na tabela 6.3, e a diagramática das mesmas está apresentada na figura 6.6A. Dos dados obtidos treze análises apresentaram idades com concordância entre as razões $^{207}\text{Pb}/\text{U}^{235}$, $^{206}\text{Pb}/\text{U}^{238}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Nessa amostra os dados mostraram seis grãos de zircões com idade no período Orosiriano (1800-2050 Ma), cinco análises de idade riaciana (2050-2300 Ma) e duas análises no intervalo estateriano (1600-1800 Ma). A idade máxima obtida foi de 2110 ± 44 Ma.

O gráfico da figura 6.6A, apresenta predomínio de zircões orosirianos, seguido de idades riacianas e sideriana (2300-2500 Ma). Por sua vez a figura 6.6B, a representação dos grãos idades “concordantes”, reafirmam um padrão trimodal com idades principalente orosirianas e riacianas, com mudança no terceiro componente que passa a ser estateriano em vez de siderianos. As idades predominantemente orosiriana e riaciana dos grãos que apresentaram idades concordantes reforçam a hipótese de que rochas formadas nestes dois períodos geológicos contribuíram para a sedimentação das rochas do Complexo Ceará.

Tabela 6.3: Dados obtidos através das análises U-Pb em zircão com as respectivas idades da porção leste da área de estudo (Amostra JF-07).

Zircões	f206a	Pb	Th	U	Th/Ub	Razões isotópicas						Idades (Ma)						% Conc		
						²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁶ Pb/	1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁶ Pb/	1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s		²⁰⁶ Pb/	1 s
						²³⁵ U	[%]	²³⁸ U	[%]	Rhod	²⁰⁶ Pb	[%]	²³⁸ U	abs	²³⁵ U	abs	²⁰⁶ Pb		abs	
G3	0,0008	101	62	157	0,40	6,4594	2,13	0,4004	1,52	0,71	0,1170	1,49	2171	33	2040	43	1911	29	88	
G4	0,0022	42	60	75	0,80	4,5647	5,29	0,3093	4,44	0,84	0,1070	2,88	1737	77	1743	92	1750	50	101	
G1	0,0009	61	57	102	0,56	5,5781	3,95	0,3366	3,05	0,77	0,1202	2,51	1870	57	1913	76	1959	49	105	
G14	0,0011	43	35	65	0,54	6,0167	3,40	0,3542	2,02	0,60	0,1232	2,73	1955	40	1978	67	2003	55	102	
G15	0,0012	48	51	62	0,83	6,3393	4,23	0,3598	3,58	0,85	0,1278	2,25	1981	71	2024	86	2068	47	104	
G16	0,0057	21	28	77	0,37	2,6843	7,92	0,2021	5,02	0,63	0,0963	6,12	1187	60	1324	105	1554	95	131	
G22	0,0009	76	53	148	0,36	7,4477	3,03	0,3750	2,82	0,93	0,1440	1,10	2053	58	2167	66	2276	25	111	
G23	0,0014	33	38	40	0,97	7,2918	6,14	0,4093	4,99	0,81	0,1292	3,57	2212	110	2148	132	2087	74	94	
H6	0,0075	30	18	68	0,27	4,3564	7,31	0,2856	6,79	0,93	0,1106	2,71	1620	110	1704	125	1810	49	112	
K09	0,0025	83	147	204	0,73	4,4494	7,61	0,2020	7,31	0,96	0,1597	2,14	1186	87	1722	131	2453	53	207	
I09	0,0004	256	186	669	0,28	5,4886	2,28	0,3243	1,94	0,85	0,1228	1,20	1811	35	1899	43	1997	24	110	
I08	0,0019	50	65	128	0,51	4,5803	3,64	0,2803	3,27	0,90	0,1185	1,60	1593	52	1746	64	1934	31	121	
J08	0,0019	53	36	138	0,26	6,5643	2,72	0,3637	1,73	0,64	0,1309	2,09	2000	35	2055	56	2110	44	106	
J02	0,0018	43	40	127	0,32	5,8208	3,49	0,3531	2,06	0,59	0,1196	2,81	1949	40	1950	68	1950	55	100	
J08V	0,0016	21	22	55	0,40	5,6608	3,60	0,3398	2,28	0,64	0,1208	2,78	1886	43	1925	69	1969	55	104	
J14	0,0049	14	16	36	0,44	6,7138	9,89	0,3079	9,72	0,98	0,1582	1,83	1730	168	2074	205	2436	45	141	
K-XI-8	0,0004	26	32	57	0,56	6,1625	2,29	0,3491	1,56	0,68	0,1280	1,68	1930	30	1999	46	2071	35	107	
K-XI-9	0,0004	23	26	41	0,65	9,5568	2,27	0,4266	1,02	0,45	0,1625	2,03	2290	23	2393	54	2482	50	108	
K-XI-10	0,0019	31	47	118	0,40	4,3016	7,68	0,2872	6,96	0,91	0,1086	3,24	1627	113	1694	130	1777	58	109	
I-IX-8	0,0001	31	25	85	0,29	5,3727	1,63	0,3305	1,26	0,78	0,1179	1,02	1841	23	1881	31	1925	20	105	
I-IX-10	0,0003	196	150	529	0,29	5,1193	2,71	0,3036	1,26	0,47	0,1223	1,03	1709	43	1839	50	1990	20	116	
I09	0,0005	261	187	674	0,28	5,3130	2,23	0,3132	1,50	0,67	0,1230	1,66	1756	26	1871	42	2001	33	114	
I08	0,0029	50	65	129	0,51	4,1934	6,08	0,2549	5,49	0,90	0,1193	2,62	1464	80	1673	102	1946	51	133	

J08	0,0011	54	37	139	0,27	6,3858	4,91	0,3545	4,37	0,89	0,1307	2,24	1956	85	2030	100	2107	47	108
J02	0,0019	42	37	125	0,30	5,3073	8,78	0,3161	8,35	0,95	0,1218	2,71	1770	148	1870	164	1983	54	112
J08V	0,0015	21	22	54	0,40	5,7477	6,43	0,3363	4,81	0,75	0,1239	4,26	1869	90	1939	125	2014	86	108
K09	0,0022	78	130	186	0,70	8,2393	2,54	0,3767	1,13	0,44	0,1586	2,28	2061	23	2258	57	2441	56	118

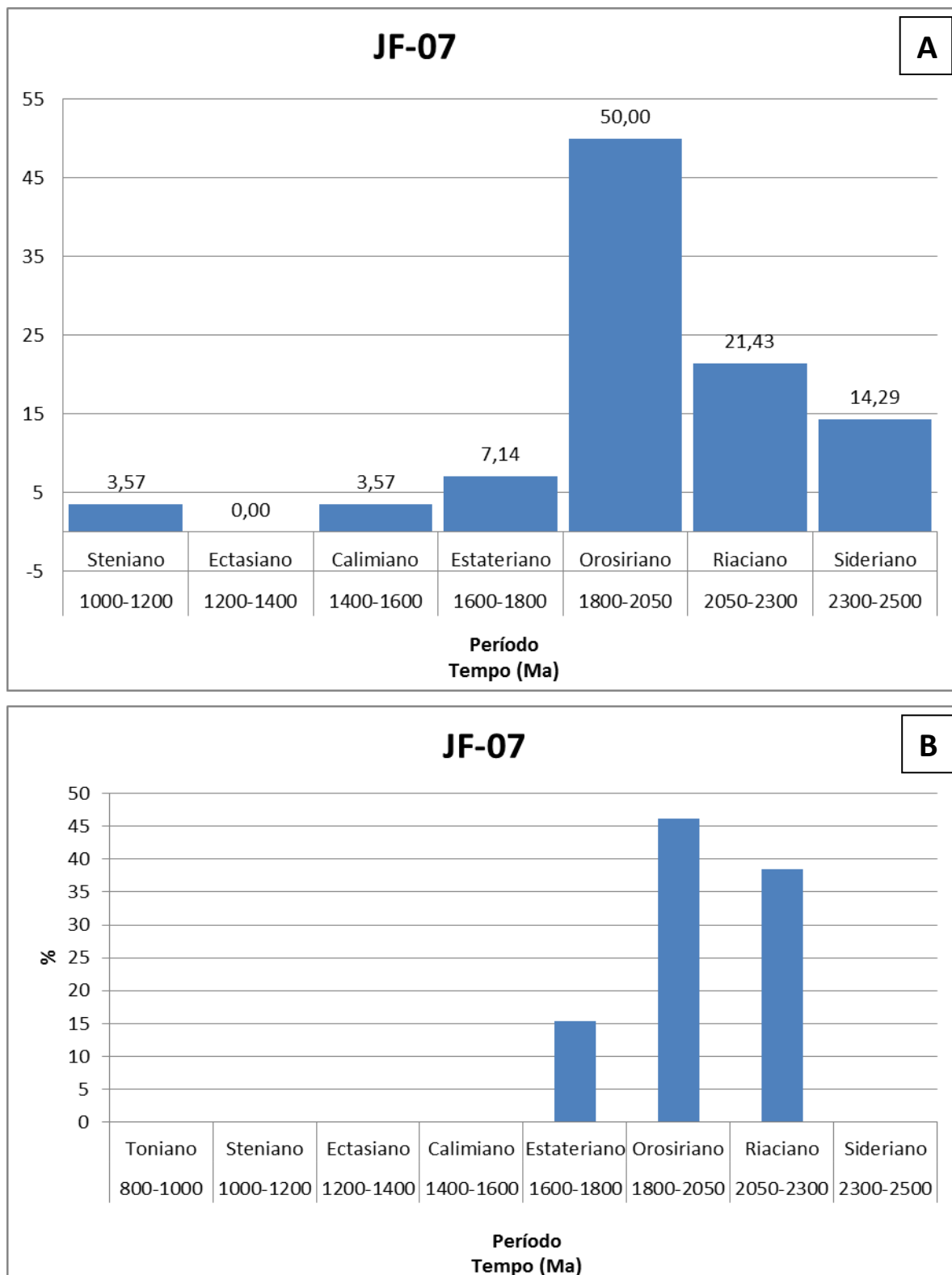


Figura 6.6 - Gráfico da frequência relativa (%) pelo período geológico das idades (Ma). Em (A), todos grãos analisados; Em (B), somente os grãos que obedecem ao critério de concordância.

Na amostra JF-12 foram analisados 30 grãos de zircão, destes, 10 análises apresentaram resultados dentro do critério estabelecido de concordância das idades. Nestes casos, a idade máxima obtida foi de 2181 ± 35 Ma, enquanto sua idade mínima foi de 1154 ± 29 Ma (Tabela 6.4). Nessa amostra há uma análise com idade neoarqueana (2668 Ma), entretanto como essa idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ não é concordante com as idades $^{207}\text{Pb}/\text{U}^{235}$ e $^{206}\text{Pb}/\text{U}^{238}$ ela não será utilizada para efeito de interpretação, embora a presença de grãos de idade arqueana seja bem sugestiva.

Esses dados estão apresentados na forma gráfica considerando todas as idades obtidas e mostram grande variação de idades, desde o Arqueano até o Neoproterozóico (Figura 6.7). Na figura 6.7B, que considera somente os dados com concordância nas idades $^{207}\text{Pb}/\text{U}^{235}$, $^{206}\text{Pb}/\text{U}^{238}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ observa-se um padrão trimodal, com predomínio de idade riaciana (60%), seguido de dados orosirianos (30%) e esteniano (10%) .

Tabela 6.4: Dados obtidos através das análises U-Pb em zircão com as respectivas idades da porção leste da área de estudo (Amostra JF-12).

Zircão	f_{206}^a	Pb	Th	U	Th/U	Razões Isotópicas						Idades (Ma)						%			
						$^{207}\text{Pb}/$	1 s	$^{206}\text{Pb}/$	1 s	$^{207}\text{Pb}/$	1 s	$^{206}\text{Pb}/$	1 s	$^{207}\text{Pb}/$	1 s	$^{207}\text{Pb}/$	1 s		$^{207}\text{Pb}/$	1 s	Conc ^f
						^{235}U	[%]	^{238}U	[%]	Rho ^d	$^{206}\text{Pb}^e$	[%]	^{238}U	abs	^{235}U	abs	^{206}Pb		abs		
ZR1E1	0,0017	70	148	247	0,60	4,1949	7,92	0,2554	7,30	0,92	0,1191	3,09	1466	107	1673	133	1943	60	133		
ZR1E2	0,0003	74	70	181	0,39	6,1416	3,06	0,3463	2,74	0,89	0,1286	1,36	1917	52	1996	61	2079	28	108		
ZR1-E3-1	0,0015	34	73	51	1,44	9,3800	2,69	0,4893	2,04	0,76	0,1390	1,76	2568	52	2376	64	2215	39	86		
ZR1-E5	0,0015	83	81	153	0,54	10,4326	3,33	0,4166	3,14	0,94	0,1816	1,11	2245	70	2474	82	2668	30	119		
ZR1-E9	0,0004	100	128	229	0,56	8,3483	1,58	0,4434	0,84	0,53	0,1365	1,33	2366	20	2270	36	2184	29	92		
ZR1-E10	0,0007	63	61	146	0,42	7,3775	2,93	0,3925	2,46	0,84	0,1363	1,59	2135	53	2158	63	2181	35	102		
ZR1-E11	0,0008	57	53	128	0,42	7,0033	2,44	0,3886	2,16	0,89	0,1307	1,14	2117	46	2112	52	2107	24	100		
ZR1-E12	0,0041	44	92	136	0,68	5,8890	7,49	0,3517	6,84	0,91	0,1214	3,04	1943	133	1960	147	1977	60	102		
ZR1-E13	0,0031	74	49	226	0,22	6,1978	3,61	0,3397	1,52	0,42	0,1323	3,28	1885	29	2004	72	2129	70	113		
ZR1-E14	0,0029	26	26	70	0,37	5,7565	4,86	0,3191	4,09	0,84	0,1308	2,62	1785	73	1940	94	2109	55	118		
ZR1-E15	0,0007	26	23	65	0,36	5,5385	4,51	0,3036	4,09	0,91	0,1323	1,89	1709	70	1907	86	2129	40	125		
ZR1-E16	0,0015	64	86	157	0,55	6,3595	3,16	0,3425	2,86	0,90	0,1347	1,35	1899	54	2027	64	2160	29	114		
ZR1-E18	0,0013	22	32	37	0,86	6,8841	4,73	0,3740	4,21	0,89	0,1335	2,16	2048	86	2097	99	2145	46	105		
ZR1-E19	0,0018	23	21	50	0,43	6,5337	5,76	0,3622	4,94	0,86	0,1308	2,95	1993	98	2050	118	2109	62	106		
ZR1-E20	0,0023	76	61	182	0,34	4,6432	3,11	0,2703	2,00	0,64	0,1246	2,38	1542	31	1757	55	2023	48	131		
ZR1-E21	0,0123	67	111	243	0,46	3,4975	3,26	0,1761	2,93	0,90	0,1440	1,43	1046	31	1527	50	2276	33	218		
ZR1-E22	0,0023	80	144	283	0,51	3,5537	3,21	0,2120	2,68	0,83	0,1216	1,77	1239	33	1539	49	1980	35	160		
ZR1-F1	0,0006	44	39	83	0,48	6,1111	3,43	0,3438	2,96	0,86	0,1289	1,73	1905	56	1992	68	2083	36	109		
ZR1-F2	0,0083	81	54	234	0,23	4,1339	4,69	0,2361	4,44	0,95	0,1270	1,50	1366	61	1661	78	2057	31	151		
ZR1-F3	0,0002	64	56	135	0,42	6,0400	3,05	0,3436	2,77	0,91	0,1275	1,26	1904	53	1982	60	2064	26	108		
ZR1-F5	0,0003	98	142	195	0,73	6,3422	3,03	0,3649	2,73	0,90	0,1261	1,33	2005	55	2024	61	2044	27	102		
00F7	0,0008	80	63	130	0,49	7,2721	4,34	0,3915	3,68	0,85	0,1347	2,30	2130	78	2145	93	2160	50	101		
F-10	0,0297	12	10	33	0,32	5,1532	31,69	0,2916	27,48	0,87	0,1282	15,78	1650	453	1845	585	2073	327	126		

F15	0,0474	1	1	4	0,35	5,4948	28,59	0,2859	17,05	0,60	0,1394	22,94	1621	276	1900	543	2220	509	137
F18	0,0070	100	44	292	0,15	3,8359	3,23	0,2305	2,57	0,80	0,1207	1,94	1337	34	1600	52	1967	38	147
F37	0,0023	41	43	77	0,56	6,5807	4,33	0,3586	3,18	0,73	0,1331	2,95	1976	63	2057	89	2139	63	108
I06	0,0028	52	39	159	0,25	5,4218	3,63	0,3253	2,60	0,72	0,1209	2,52	1815	47	1888	68	1970	50	108
I03	0,0031	101	66	382	0,17	3,7827	2,85	0,2199	2,16	0,76	0,1248	1,86	1281	28	1589	45	2026	38	158
M-XIII-8	0,0017	23	54	111	0,49	2,0068	3,16	0,1859	1,94	0,61	0,0783	2,50	1099	21	1118	35	1154	29	105

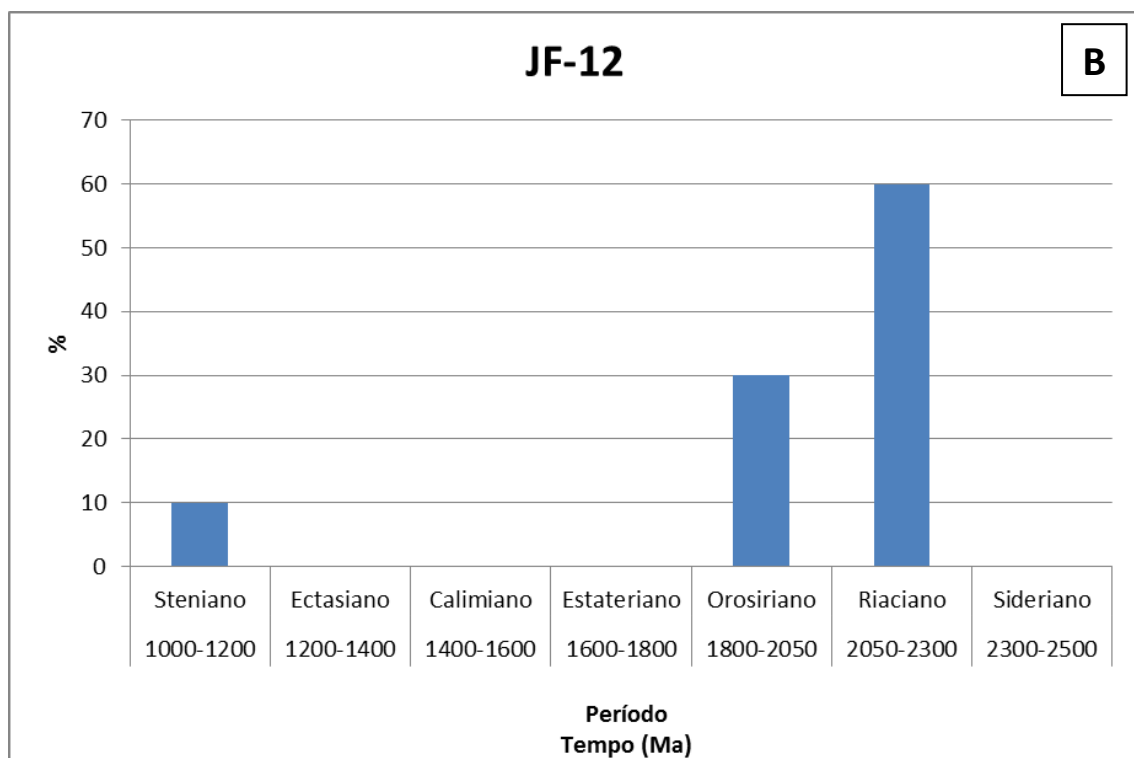
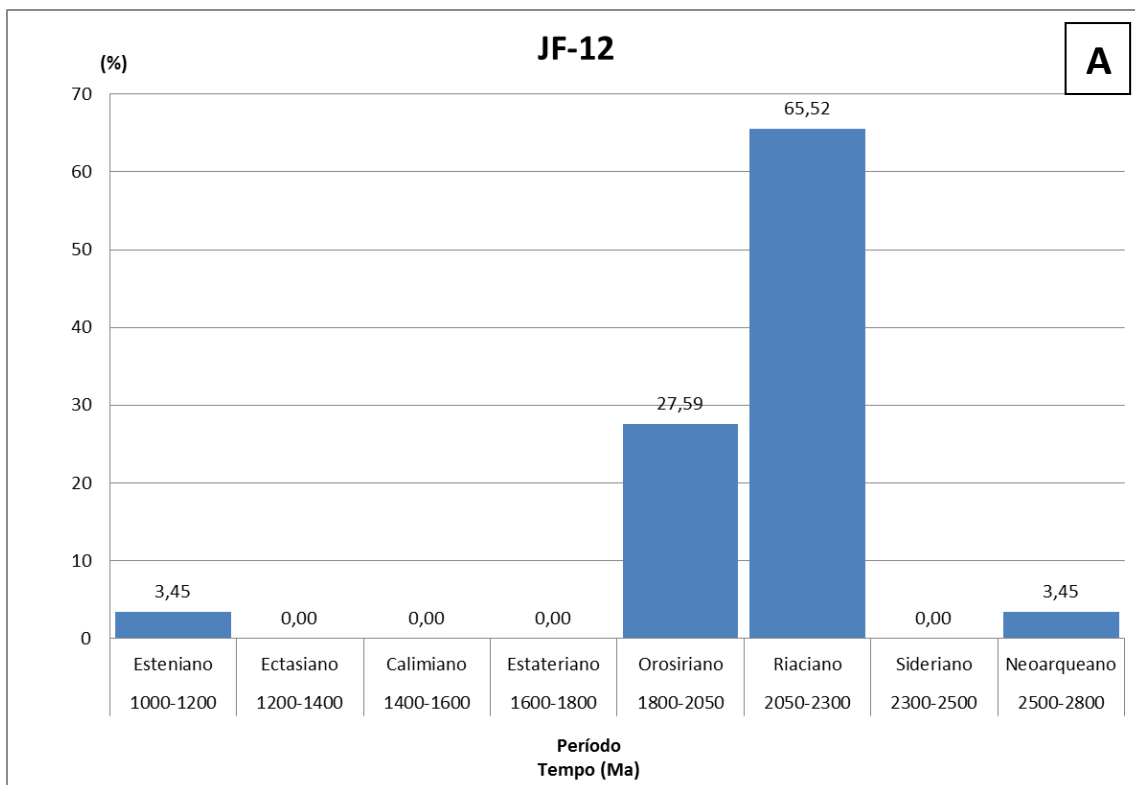


Figura 6.7 - Gráfico da frequência relativa (%) pelo período geológico das idades (Ma). Em (A), todos grãos analisados; Em (B), somente os grãos que obedecem ao critério de concordância.

Na amostra JF-16, foram realizadas 11 análises em grãos de zircão. Os dados analíticos mostraram predominância de zircões com idades do período Orosiriano (1800-2050 Ma), seguido de idades do Estateriano (1600-1800 Ma), além de zircões de idade calimiana (1400-1600 Ma), riaciana (2050-2300 Ma) e sideriana (2300-2500 Ma) (Tabela 6.5 e Figura 6.8A). Levando em consideração o mesmo critério de “concordância” utilizado para as amostras anteriores, quatro grãos apresentaram idades $^{207}\text{Pb}/\text{U}^{235}$, $^{206}\text{Pb}/\text{U}^{238}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ similares.

Essas idades se situam nos períodos estateriano, orosiriano e riaciano (Figura 6.8B), definindo um padrão trimodal similar àquele encontrado na amostra JF-07 (Figura 6.6).

Tabela 6.5: Dados obtidos através das análises U-Pb em zircão com as respectivas idades da porção leste da área de estudo (Amostra JF-16).

Zircão	f_{206}^a	Pb	Th	U	Th/U	Razões isotópicas					Idades (Ma)					%				
						$^{207}\text{Pb}/$	1 s	$^{206}\text{Pb}/$	1 s	$^{207}\text{Pb}/$	1 s	$^{206}\text{Pb}/$	1 s	$^{207}\text{Pb}/$	1 s		$^{207}\text{Pb}/$	1 s	$^{206}\text{Pb}/$	1 s
						^{235}U	[%]	^{238}U	[%]	Rho ^d	$^{206}\text{Pb}^e$	[%]	^{238}U	abs	^{235}U		abs	^{206}Pb	abs	Conc ^f
D-IV-2	0,0003	113	153	346	0,44	4,1079	2,00	0,2739	1,21	0,60	0,1088	1,60	1561	19	1656	33	1779	28	114	
D-IV-7	0,0013	43	84	106	0,80	5,4802	2,25	0,3185	1,39	0,62	0,1248	1,77	1782	25	1898	43	2026	36	114	
ZR1D7	0,0023	32	89	77	1,16	5,0637	5,39	0,3186	4,73	0,88	0,1153	2,59	1783	84	1830	99	1884	49	106	
ZR1D8	0,0005	66	155	213	0,73	2,6212	3,10	0,2045	2,37	0,77	0,0929	1,99	1200	28	1307	40	1487	30	124	
ZR1D9	0,0028	18	54	49	1,10	3,5326	5,55	0,2557	4,50	0,81	0,1002	3,25	1468	66	1535	85	1628	53	111	
ZR1D10	0,0017	39	136	112	1,22	4,2472	3,49	0,2660	1,96	0,56	0,1158	2,90	1521	30	1683	59	1892	55	124	
C-III2	0,0004	75	81	186	0,44	5,9467	5,05	0,3364	4,54	0,90	0,1282	2,21	1869	85	1968	99	2074	46	111	
C-III20	0,0010	19	23	47	0,50	5,8281	9,63	0,3347	7,71	0,80	0,1263	5,76	1861	144	1951	188	2047	118	110	
C-III25	0,0718	15	19	87	0,22	4,7137	5,66	0,2209	3,11	0,55	0,1547	4,72	1287	40	1770	100	2399	113	186	
D-IV6	0,0004	60	39	171	0,23	5,1275	3,70	0,3059	3,07	0,83	0,1216	2,06	1721	53	1841	68	1979	41	115	
D-IV9	0,0059	62	87	203	0,43	3,6049	3,32	0,2503	2,93	0,88	0,1044	1,55	1440	42	1551	51	1705	26	118	

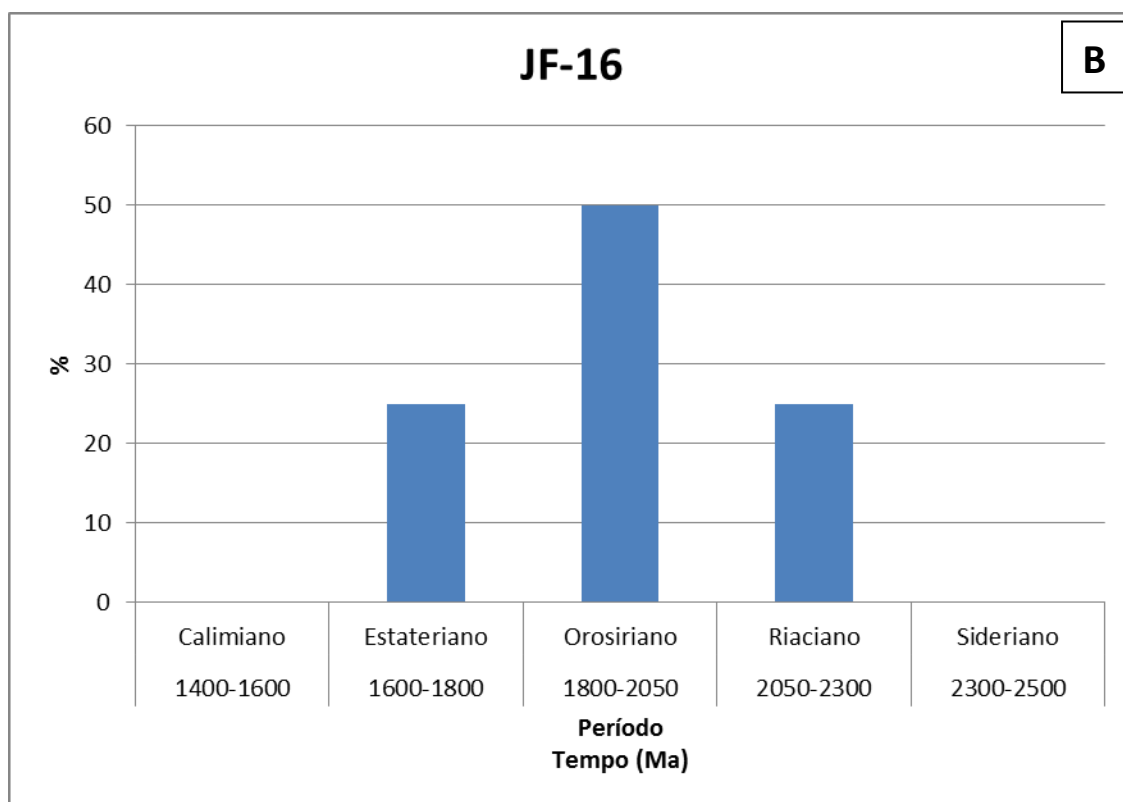
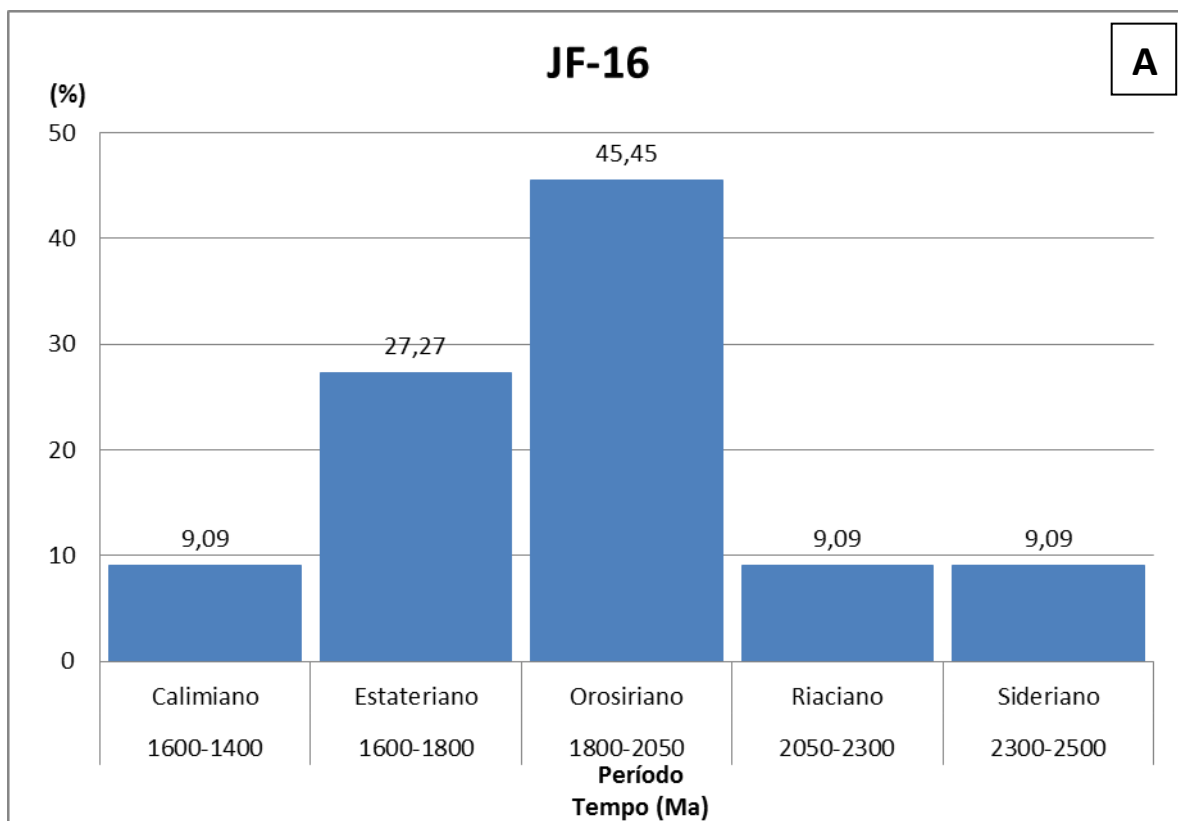


Figura 6.8 - Gráfico da frequência relativa (%) pelo período geológico das idades (Ma). Em (A), todos grãos analisados; Em (B), somente os grãos que obedecem ao critério de concordância.

6.3 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Os dados Sm-Nd e U-Pb das amostras deste trabalho sugerem que as rochas metassedimentares do Complexo Ceará receberam forte contribuição de um a crosta formada no Paleoproterozoico e um aporte menor de material crustal mais jovem.

No setor oeste da área de estudo, isso é evidenciado pelas idades-modelo T_{DM} de 2,39 Ga., 2,35 Ga., e 1,95 Ga. que sugerem que material de idade paleoproterozóica, foi a principal fonte para as rochas estudadas nessa região. Mostra que porção oeste teve As idades dos grãos detríticos de zircão concentradas nos períodos Riaciano e Orosiriano corrobora essa interpretação. Por outro lado, contribuição de uma fonte crustal mais jovem seria necessária para explicar a idade T_{DM} de 1,66 Ga. Corroborada pelos dados de $\epsilon_{Nd(2.1 Ga)}$, (-1,40, 9,90, 5,30, -0,60), que mostram valores positivos e negativos sugerindo mistura de material.

Por sua vez, os dados Sm-Nd obtidos no setor leste indicam que as rochas são constituídas exclusivamente por material paleoproterozóico (2,07 e 2,12 Ga), não sugerindo qualquer mistura de material mais jovem ($\epsilon_{Nd(2.1 Ga)}$ de 2,60 e 2,12). Entretanto, as idades de zircão deste setor, além de confirmarem as idades dos períodos Orosiriano (1800-2050 Ma) e Riaciano (2050-2300 Ma) mostraram a existência de zircão com idades do período Estateriano (1600-1800 Ma). Além disso revelaram a contribuição de rochas formadas no período Esteniano (1000-1200 Ma). com valor de 1154 ± 29 Ma.

Os zircões da parte leste mostram maior frequência de idades no Paleoproterozóico, mais precisamente nos períodos Estateriano (1600-1800 Ma), Orosiriano (1800-2050 Ma) e Riaciano (2050-2300 Ma), alcançando valor máximo de 2181 ± 35 Ma.

As recorrentes ocorrências de grãos detríticos de zircão de idade paleoproterozóica nas rochas metassedimentares do Complexo Ceará, sugerem que essa é a idade da principal fonte fornecedora dos sedimentos que compõem essas rochas. Porém é muito especulativo e difícil encontrar uma única fonte de proveniência para esses zircões, uma vez que terrenos dessa idade estão amplamente distribuídos na Província Borborema, constituindo o embasamento em todos os domínios tectônicos da província (Araújo *et al.* (2012),. No entanto, crosta de idade paleoproterozóica é encontrada em abundância dentro do Domínio Médio Coreaú (Santos *et al.*, 2008), e

com exposições menores no Domínio Ceará Central (Araújo *et al.* 2012). Este evento paleoproterozóico foi reconhecido na porção sudeste do Cráton Amazônico (Vasquez *et al.*, 2008) e também no Cráton Oeste Africano (Lemoine *et al.*, 2006), sugerindo que estas rochas poderiam formar um trend regional, mas que possivelmente encontra-se em grande parte escondida pela cobertura paleozóica da Bacia do Parnaíba (Araújo *op cit.*).

O grande evento de formação de crosta na Província Borborema e dos blocos cratônicos das redondezas, ocorreram principalmente na chamada orogênese transamazônica (Cráton Amazônico), no período Riáciano, e orogênese Eburniana (Cráton Oeste Africano), dando uma forte sugestão de que o Cráton Amazônico e terrenos do oeste africano foram as prováveis fontes dos zircões riácianos, orosirianos e estaterianos encontrados. Provavelmente representa um ambiente margem continental passiva, coberto por crosta oceânica em sua porção distal que margeava o limite leste dos crátons Amazônico e Oeste Africano (Araújo *op cit.*).

O zircão de idade Steniana (1200-1000 Ma), pode estar associado ao evento reportado por Santos *et al.*(2008), que o denominaram de evento Cariris Velho, que afetou a porção central da Província Borborema. Essa idade sugere que a idade mínima de sedimentação dessas rochas é inferior a 1154 Ma, e corrobora aos dados encontrados na literatura de que um evento mais novo, provavelmente o evento Brasileiro (850 – 550 Ma), seja o responsável pela formação dessas rochas metassedimentares. Arthaud *et al.* (2015), encontrou idade de 750 Ma em rochas metavulcânicas associada a essas sucessões metassedimentares à sudeste da área de estudo.

Algumas idades de zircão sugerem a contribuição de rochas de idade arqueana para as rochas metassedimentares estudadas. Uma vez que terrenos com essa idade são observados dentro dos domínios tectônicos Ceará Central e Rio Grande do Norte (Fetter, 1999), e também no Cinturão Sergipano (Oliveira *et al.*, 2010). As áreas cratônicas circundantes, como por exemplo, os crátons São Francisco-Congo e Amazônia-Oeste Africano também contêm numerosos fragmentos de blocos de idade arqueana (Tassinari e Macambira, 1999), sendo uma fonte possível para zircões arqueanos. Alternativamente, estes grãos detríticos de zircão podem ter sido incorporado como xenocristais nas rochas magmáticas ou como grãos detríticos nas sucessões metassedimentares paleoproterozoicas das áreas fontes das rochas do Complexo Ceará.

7. CONCLUSÕES

Estudos de proveniência são importantes na determinação das possíveis idades das áreas-fonte dos sedimentos que compõe as sucessões sedimentares e metassedimentares. Nesse trabalho, com base no uso de idades-modelo T_{DM} Sm-Nd e U-Pb em zircão chegou-se às seguintes conclusões para as rochas metassedimentares do Complexo Ceará:

- 1- Os resultados Sm-Nd obtidos nos paragnaisses do Complexo Ceará mostraram no setor oeste da área de estudo idades T_{DM} com valores entre 1.66 e 2.39 Ga. e valores de $\epsilon_{Nd(2,1Ga)}$ positivos e negativos, sugerindo que parte dessas rochas é composta por material juvenil, com menor contribuição de material crustal mais novo nessa região.
- 2- Na porção leste as idades-modelo obtidas são em geral mais jovens em relação a parte oeste, e concentradas em uma estreita faixa entre 2.12 e 2.07 Ga. com valores de $\epsilon_{Nd(2,1Ga)}$ positivos, 3.30 e 2.60. Esses dados não sugerem mistura de material nessa parte da área de estudo.
- 3- Os dados U-Pb obtidos em quartzitos das rochas do Complexo Ceará mostram que na parte oeste a principal fonte de contribuição para os sedimentos dessas rochas foi de idade Paleoproterozóica, de rochas formadas nos períodos Orosiriano (1800-2050 Ma) e Riaciano (2050-2300 Ma);
- 4- Na parte leste as idades de grãos detríticos de zircão estão mais amplamente espalhadas no paleoproterozóico revelando também contribuições de rochas formadas no período Estateriano (1600-1800 Ma). Isso em si já descarta a possibilidade da deposição das sucessões sedimentares estudadas estarem associadas a eventos tectônicos do paleoproterozoico.
- 5- A idade de um grão detrítico de 1154 ± 29 Ma, remete a uma fonte possivelmente associada ao evento Cariris Velho (1000 Ma) reconhecido na Província Borborema região, e sugerindo que o processo de formação das rochas do Complexo Ceará, possivelmente ocorreu no Neoproterozóico

- 6- Os sedimentos que compõem as rochas metassedimentares do Complexo Ceará, apresentam padrão de proveniência heterogêneo, com predominância de fontes de idade paleoproterozóicas.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida F.F.M. 1977. O cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **7**: 349-364.

Araújo C.E.G., Cordani, U.G., Basei, M.A.S., Castro, N.A., Sato, K., Sproesser, W.M., 2012. UePb detrital zircon provenance of metasedimentary rocks from the Ceara Central and Medio Coreau Domains, Borborema Province, NE-Brazil: tectonic implications for a long-lived Neoproterozoic active continental margin. *Precambrian Res.* 206e207: 36e51.

Arthaud M.H. 2007. *Evolução Neoproterozóica do Grupo Ceará (Domínio Ceará Central, NE Brasil): da sedimentação à colisão continental brasileira*. PhD Thesis, Universidade de Brasília, Brasília.

Arthaud M.H., Fuck R.A., Dantas E.L., Santos T.J.S., Caby R., Armstrong R. 2015. The Neoproterozoic Ceara Group, Cear a Central domain, NE Brazil: Depositional age and provenance of detrital material. New insights from UePb and SmeNd geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, **58**: 223-237.

Basei M.A.S., Siga Jr. O., Sato K., Sproesser W.M. 1995. A metodologia Urânio-Chumbo na USP. Princípios metodológicos, aplicações e resultados obtidos. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **67**: 221-237.

Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Bears F.J., Delgado I.M., Abram M.B., Leão Neto R., Matos G.M.M., Santos J.O.S. (coords.). 2003. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Sistema de Informações Geográficas*. Escala 1: 2.500.000. Brasília, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 4 CD-ROM's.

Brito Neves B.B., Van Schmus W.R., Dos Santos E.J., Campos Neto M.C., Kozuch M. 1995. O Evento Cariris Velho na Província Borborema: Integração de dados, implicações e perspectivas. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**(4): 279-296.

Brito Neves B.B. 1999. América do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrescionário Andino. *Rev. Bras. Geociências*, São Paulo, **29**(3): 379-392.

Brito Neves B.B., Van Schumus W.R., Fetter A.H. 2001. Noroeste da África – Noroeste do Brasil (Província Borborema) Ensaio corporativo e problemas de correlação. *Revista do Instituto de Geociências. USP Sé. Cient.*, **1**: 59-78.

Caby R. & Arthaud M.H. 1986. Major Precambrian nappes of the Brazilian belt, Ceará, northeast Brazil. *Geology* **14**: 871–874.

Chemale Jr. F., Kawashita K., Dussin I.A., Ávila J. N., Justino D., Bertotti A.L. 2012. U-Pb zircon in situ dating with LA-MC-ICP-MS using a mixed detector configuration. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **84**(2): 275-295.

Cavalcante J.C., Vasconcelos A.M., Medeiros M.F., Paiva I.P., Gomes F.E.M., Cavalcante S.N., Cavalcante J.E., Melo A.C.R., Duarte Neto V.C., Benevides H.C.,

2003. *Mapa Geológico do Estado do Ceará e Escala 1:500.000*. Fortaleza, Ministério das Minas e Energia/Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais.

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 2014. *Mapa geológico da Folha Irauçuba. SA.24-Y-D-V*. Disponível em: <<http://geobank.cprm.gov.br/>>. Acesso em: 24 fev. 2015.

Costa M.J., França J.B., Bacchiega I.F., Habekost C., Cruz W.B. 1979. *Geologia da Bacia Jaibaras, Ceará, Piauí e Maranhão: Projeto Jaibaras*. Recife, DNPM/CPRM. Relatório Final. (v. 5).

De Paolo D.J. 1988. *Neodymium Isotope Geochemistry, an Introduction*. Berlin, Springer-Verlag.

Departamento Nacional de Infra-estrutura de Transportes. DNIT. 2002. *Mapa Rodoviário do Ceará*.

Faure G. 1986. *Principles of isotope geology*. 2. ed. 512p.

Farina M. 1977. Perspectivas metalogenéticas de alguns granitos pós - orogênicos do Nordeste Brasileiro. In: Simp. Geol. Nordeste, 8, Campina Grande, *Atas*, v. 6, p. 121 - 129.

Fetter A.H. 1999. *U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal framework and geologic history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of Gondwana*. MS Dissertation, Department of Geology, The University of Kansas, Lawrence, Kansas, USA, 164 p.

Fetter A.H., Van Schumus W.R., dos Santos T.J.S., Nogueira Neto J.A., Arthaud M.H. 2000. U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the existence of the paleoproterozoic supercontinent "Atlantica". *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(1): 102-106.

Fetter A.H., dos Santos T.J.S., Van Schumus W.R., Hackspacher P.C., Brito Neves B. B., Arthaud M.H., Nogueira Neto J.A.A.E., Wernick E. 2003. Evidence for Neoproterozoic Continental Arc Magmatism in the Santa Quitéria Batolith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the Assembly of West Gondwana. *Gondwana Research*, **6**: 265-273.

Geraldes M.C. 2010. *Introdução à geocronologia*. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia. (Série textos n° 7).

Gorayeb P.S.S., Lemos R.L., Abreu F.A.M. 1994. O granodiorito Anil: caracterização geológica e petrográfica. In: 38° Cong. Bras. Geol., Camboriú, *Bol. Res. Exp.* v. 1. p.156 - 158.

Gorayeb P.S.S. & Lafon J.M. 1995. Geocronologia Rb – Sr do Granodiorito Anil – CE. In: 16° Simp. Geol. Nordeste, Recife, p. 274 - 276.

- Nascimento D.A., Gava A., Pires J., Teixeira W. 1981. *Geologia da folha SA. 24 - Fortaleza*. Projeto Radam Brasil. Rio de Janeiro, DNPM. 21, p. 23 – 212.
- Hartdany C.J.H., Joubert P., Stowe C. 1985. Proterozoic Crustal Evolution of Southwestern Africa. *Episodes*, Ottawa, **8**: 236-244.
- Haughton P.D.W., Todd S.P., Morton A.C. 1991. *Sedimentary provenance studies*. London, Geological Society.; p. 1-11. (Special Publications, v. 57). doi:10.1144/GSL.SP.1991.057.01.01.
- Hoffman, P. F. 1991. Did the breakout of Laurentia turn Gondwana inside out? *Science*, **252**:1409–1412.
- Jacksons E., Pearson N.J., Griffina W.L., Belousova E.A. 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ u–pb zircon geochronology. *Chemical geology*, **211**: 47-69.
- Krymsky R.S., Macambira M.J.B., Lafon J-M., Estumano G. 2007. Uranium lead dating method at the pará-iso isotope geology laboratory, ufpa, belém – brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **79**(1): 115-128.
- Lemoine S., Tempier P., Bassot J.P., Caen-Vachette M., Vialette Y., Touré S., Wenmenga U. 2006. The Burkinian orogenic cycle, precursor of the Eburnian orogeny in West Africa. *Geological Journal* **25**: 171–188.
- Makino F.T.G., Moura C.A.V., Chemale Jr. F. 2007. *Estudo de proveniência sedimentar em arenitos da formação monte alegre, Região de Monte Alegre (Pa)*. Campinas, SP, 4º PDPETRO.
- Mabessone J.M. 2002. História geológica da Província Borborema (NE Brasil). *Revista de Geologia*, **15**: 119-129.
- Mertanen S. & Pesonen L.J. 2012. Paleo-Mesoproterozoic Assemblages of Continents: Paleomagnetic Evidence for Near Equatorial Supercontinents. In: Haapala I. (ed.). *From the Earth's Core to Outer Space*. Berlin Heidelberg, Springer-Verlag, p. 11-35. (Lecture Notes in Earth System Sciences, 137).
- Medeiros V.C. 1995. Comparações Geoquímicas entre Granitóides da Zona Transversal, Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**: 4, p. 333-342.
- Oliveira D.C., Martins G., Castelo Branco R.M.G., Castro D.L. 2001. Um modelo alternativo para a formação da Bacia do Jaibaras: Implicações para a evolução final da cadeia Brasileira/Pan-Africana no noroeste da Província Borborema. *Revista de Geologia*, **14**: 11-21.

- Osako L.S., Castro D.L., Fuck R.A., Castro N.A., Pitombeira J.P.A. 2011. Contribuição de uma seção gravimétrica transversal ao estudo da estruturação litosférica na porção setentrional da Província Borborema, NE do Brasil. *Rev. Bras. de Geof.*, São Paulo, **29**: 2.
- Powell C.M., Li Z.X., Meert J.G., Park J.K. 1993. Paleomagnetic constraints on timing of the Neoproterozoic breakup of Rodinia and the Cambrian formation of Gondwana. *Geology*, **21**: 885-892.
- Rogers J.J.W. 1996. History of Continents in the Past Three Billion Years. *Journal of Geology*, Chicago, **104**: 91-107.
- Rogers J.J.W. & Santosh M. 2002. Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic supercontinent. *Gondwana Research*, **5**: 5-22.
- Santos T.J.S., Fetter A.H., Neto J.A. 2008. Comparisons between the northwestern Borborema Province, NE Brazil, and the southwestern Pan-African Dahomey Belt, SW central Africa. London, Geological Society, p. 101-120. (Special publications, v. 294).
- Sato K., Tassinari C.C.G., Kawashita K., Petronilho L. 1995. O Método Geocronológico Sm-Nd No Ig/Usp e Suas Aplicações. *Anais Da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, **67**(3): 313-336.
- Sato K. & Tassinari C.C.G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade-modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: Costa M.L.S., Angélica R.S. (coord.) *Contribuição à geologia da Amazônia*. Belém, FINEP/Núcleo Norte, p. 91-142.
- Silva L.C. 2006. Geocronologia aplicada ao mapeamento regional, com ênfase na técnica U-Pb SHRIMP e ilustrada com estudos de casos brasileiros. Brasília, CPRM, 150 p. (Publicações Especiais do Serviço Geológico do Brasil).
- Tassinari C.C.G. & Macambira M., 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes* **22**: 174-182.
- Trompette R. 1994. *Geology of Western Gondwana*. Rotterdam, A.A. Balkema, 350 p.
- Vasquez M.L., Macambira M.J.B., Armstrong R.A. 2008. Zircon geochronology of granitoids from the western Bacajá Domain, southeastern Amazonian craton, Brazil: Neoproterozoic to Orosirian evolution. *Precambrian Research*, **161**: 279-302.
- Weltje G. J. & Von Eynatten H. 2004. *Quantitative provenance analysis of sediments: review and outlook*. Eynatten, Delft University of Technology, Faculty of Civil Engineering and Geosciences, Applied Geology Section, PO Box 5028, NL-2600 GA Delft, The Netherlands Geowissenschaftliches Zentrum der Universität Göttingen, Abteilung Sedimentologie und Umweltgeologie, Goldschmidtstrasse.
- Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. 1995. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter* **191**: 1-23.

Almeida F.F.M. 1977. O cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **7**: 349-364.

Araújo C.E.G., Cordani, U.G., Basei, M.A.S., Castro, N.A., Sato, K., Sproesser, W.M., 2012. UePb detrital zircon provenance of metasedimentary rocks from the Ceara Central and Medio Coreau Domains, Borborema Province, NE-Brazil: tectonic implications for a long-lived Neoproterozoic active continental margin. *Precambrian Res.* 206e207: 36e51.

Arthaud M.H. 2007. *Evolução Neoproterozóica do Grupo Ceará (Domínio Ceará Central, NE Brasil): da sedimentação à colisão continental brasileira*. PhD Thesis, Universidade de Brasília, Brasília.

Arthaud M.H., Fuck R.A., Dantas E.L., Santos T.J.S., Caby R., Armstrong R. 2015. The Neoproterozoic Ceara Group, Cear a Central domain, NE Brazil: Depositional age and provenance of detrital material. New insights from UePb and SmeNd geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, **58**: 223-237.

Basei M.A.S., Siga Jr. O., Sato K., Sproesser W.M. 1995. A metodologia Urânio-Chumbo na USP. Princípios metodológicos, aplicações e resultados obtidos. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **67**: 221-237.

Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Bears F.J., Delgado I.M., Abram M.B., Leão Neto R., Matos G.M.M., Santos J.O.S. (coords.). 2003. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Sistema de Informações Geográficas*. Escala 1: 2.500.000. Brasília, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 4 CD-ROM's.

Brito Neves B.B., Van Schmus W.R., Dos Santos E.J., Campos Neto M.C., Kozuch M. 1995. O Evento Cariris Velho na Província Borborema: Integração de dados, implicações e perspectivas. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**(4): 279-296.

Brito Neves B.B. 1999. América do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrescionário Andino. *Rev. Bras. Geociências*, São Paulo, **29**(3): 379-392.

Brito Neves B.B., Van Schumus W.R., Fetter A.H. 2001. Noroeste da África – Noroeste do Brasil (Província Borborema) Ensaio corporativo e problemas de correlação. *Revista do Instituto de Geociências. USP Sé. Cient.*, **1**: 59-78.

Caby R. & Arthaud M.H. 1986. Major Precambrian nappes of the Brazilian belt, Ceará, northeast Brazil. *Geology* **14**: 871–874.

Chemale Jr. F., Kawashita K., Dussin I.A., Ávila J. N., Justino D., Bertotti A.L. 2012. U-Pb zircon in situ dating with LA-MC-ICP-MS using a mixed detector configuration. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **84**(2): 275-295.

Cavalcante J.C., Vasconcelos A.M., Medeiros M.F., Paiva I.P., Gomes F.E.M., Cavalcante S.N., Cavalcante J.E., Melo A.C.R., Duarte Neto V.C., Benevides H.C., 2003. *Mapa Geológico do Estado do Ceara e Escala 1:500.000*. Fortaleza, Ministerio das Minas e Energia/Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais.

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 2014. *Mapa geológico da Folha Irauçuba. SA.24-Y-D-V*. Disponível em: <<http://geobank.cprm.gov.br/>>. Acesso em: 24 fev. 2015.

Costa M.J., França J.B., Bacchiega I.F., Habekost C., Cruz W.B. 1979. *Geologia da Bacia Jaibaras, Ceará, Piauí e Maranhão: Projeto Jaibaras*. Recife, DNPM/CPRM. Relatório Final. (v. 5).

De Paolo D.J. 1988. *Neodymium Isotope Geochemistry, an Introduction*. Berlin, Springer-Verlag.

Departamento Nacional de Infra-estrutura de Transportes. DNIT. 2002. *Mapa Rodoviário do Ceará*.

Faure G. 1986. *Principles of isotope geology*. 2. ed. 512p.

Farina M. 1977. Perspectivas metalogenéticas de alguns granitos pós - orogênicos do Nordeste Brasileiro. In: Simp. Geol. Nordeste, 8, Campina Grande, *Atas*, v. 6, p. 121 - 129.

Fetter A.H. 1999. *U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal framework and geologic history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of Gondwana*. MS Dissertation, Department of Geology, The University of Kansas, Lawrence, Kansas, USA, 164 p.

Fetter A.H., Van Schumus W.R., dos Santos T.J.S., Nogueira Neto J.A., Arthaud M.H. 2000. U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the existence of the paleoproterozoic supercontinent "Atlantica". *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(1): 102-106.

Fetter A.H., dos Santos T.J.S., Van Schumus W.R., Hackspacher P.C., Brito Neves B. B., Arthaud M.H., Nogueira Neto J.A.A.E., Wernick E. 2003. Evidence for Neoproterozoic Continental Arc Magmatism in the Santa Quitéria Batolith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the Assembly of West Gondwana. *Gondwana Research*, **6**: 265-273.

Geraldes M.C. 2010. *Introdução à geocronologia*. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia. (Série textos nº 7).

Gorayeb P.S.S., Lemos R.L., Abreu F.A.M. 1994. O granodiorito Anil: caracterização geológica e petrográfica. In: 38º Cong. Bras. Geol., Camboriú, *Bol. Res. Exp.* v. 1. p.156 - 158.

Gorayeb P.S.S. & Lafon J.M. 1995. Geocronologia Rb – Sr do Granodiorito Anil – CE. In: 16º Simp. Geol. Nordeste, Recife, p. 274 - 276.

Nascimento D.A., Gava A., Pires J., Teixeira W. 1981. *Geologia da folha SA. 24 - Fortaleza*. Projeto Radam Brasil. Rio de Janeiro, DNPM. 21, p. 23 – 212.

Hartdany C.J.H., Joubert P., Stowe C. 1985. Proterozoic Crustal Evolution of Southwestern Africa. *Episodes*, Ottawa, **8**: 236-244.

Haughton P.D.W., Todd S.P., Morton A.C. 1991. *Sedimentary provenance studies*. London, Geological Society.; p. 1-11. (Special Publications, v. 57). doi:10.1144/GSL.SP.1991.057.01.01.

Hoffman, P. F. 1991. Did the breakout of Laurentia turn Gondwana inside out? *Science*, **252**:1409–1412.

Jacksons E., Pearson N.J., Griffina W.L., Belousova E.A. 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ u–pb zircon geochronology. *Chemical geology*, **211**: 47-69.

Krymsky R.S., Macambira M.J.B., Lafon J-M., Estumano G. 2007. Uranium lead dating method at the pará-iso isotope geology laboratory, ufpa, belém – brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **79**(1): 115-128.

Lemoine S., Tempier P., Bassot J.P., Caen-Vachette M., Vialette Y., Touré S., Wenmenga U. 2006. The Burkinian orogenic cycle, precursor of the Eburnian orogeny in West Africa. *Geological Journal* **25**: 171–188.

Makino F.T.G., Moura C.A.V., Chemale Jr. F. 2007. *Estudo de proveniência sedimentar em arenitos da formação monte alegre, Região de Monte Alegre (Pa)*. Campinas, SP, 4º PDPETRO.

Mabessone J.M. 2002. História geológica da Província Borborema (NE Brasil). *Revista de Geologia*, **15**: 119-129.

Mertanen S. & Pesonen L.J. 2012. Paleo-Mesoproterozoic Assemblages of Continents: Paleomagnetic Evidence for Near Equatorial Supercontinents. In: Haapala I. (ed.). *From the Earth's Core to Outer Space*. Berlin Heidelberg, Springer-Verlag, p. 11-35. (Lecture Notes in Earth System Sciences, 137).

Medeiros V.C. 1995. Comparações Geoquímicas entre Granitóides da Zona Transversal, Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**: 4, p. 333-342.

Oliveira D.C., Martins G., Castelo Branco R.M.G., Castro D.L. 2001. Um modelo alternativo para a formação da Bacia do Jaibaras: Implicações para a evolução final da cadeia Brasileira/Pan-Africana no noroeste da Província Borborema. *Revista de Geologia*, **14**: 11-21.

Osako L.S., Castro D.L., Fuck R.A., Castro N.A., Pitombeira J.P.A. 2011. Contribuição de uma seção gravimétrica transversal ao estudo da estruturação litosférica na porção setentrional da Província Borborema, NE do Brasil. *Rev. Bras. de Geof.*, São Paulo, **29**: 2.

Powell C.M., Li Z.X., Meert J.G., Park J.K. 1993. Paleomagnetic constraints on timing of the Neoproterozoic breakup of Rodinia and the Cambrian formation of Gondwana. *Geology*, **21**: 885-892.

- Rogers J.J.W. 1996. History of Continents in the Past Three Billion Years. *Journal of Geology*, Chicago, **104**: 91-107.
- Rogers J.J.W. & Santosh M. 2002. Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic supercontinent. *Gondwana Research*, **5**: 5–22.
- Santos T.J.S., Fetter A.H., Neto J.A. 2008. Comparisons between the northwestern Borborema Province, NE Brazil, and the southwestern Pan-African Dahomey Belt, SW central Africa. London, Geological Society, p. 101-120. (Special publications, v. 294).
- Sato K., Tassinari C.C.G., Kawashita K., Petronilho L. 1995. O Método Geocronológico Sm-Nd No Ig/Usp e Suas Aplicações. *Anais Da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, **67**(3): 313-336.
- Sato K. & Tassinari C.C.G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade-modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: Costa M.L.S., Angélica R.S. (coord.) *Contribuição à geologia da Amazônia*. Belém, FINEP/Núcleo Norte, p. 91-142.
- Silva L.C. 2006. Geocronologia aplicada ao mapeamento regional, com ênfase na técnica U-Pb SHRIMP e ilustrada com estudos de casos brasileiros. Brasília, CPRM, 150 p. (Publicações Especiais do Serviço Geológico do Brasil).
- Tassinari C.C.G. & Macambira M., 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes* **22**: 174–182.
- Trompette R. 1994. *Geology of Western Gondwana*. Rotterdam, A.A. Balkema, 350 p.
- Vasquez M.L., Macambira M.J.B., Armstrong R.A. 2008. Zircon geochronology of granitoids from the western Bacajá Domain, southeastern Amazonian craton, Brazil: Neoproterozoic to Orosirian evolution. *Precambrian Research*, **161**: 279–302.
- Weltje G. J. & Von Eynatten H. 2004. *Quantitative provenance analysis of sediments: review and outlook*. Eynatten, Delft University of Technology, Faculty of Civil Engineering and Geosciences, Applied Geology Section, PO Box 5028, NL-2600 GA Delft, The Netherlands Geowissenschaftliches Zentrum der Universität Göttingen, Abteilung Sedimentologie und Umweltgeologie, Goldschmidtstrasse.
- Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. 1995. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter* **191**: 1-23.