



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO

CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

LUAN CAVALCANTE DÁTTOLI

**GEOLOGIA DA SEQUÊNCIA METAVULCANOSSEDIMENTAR INHAPI:
IMPLICAÇÕES PARA A GEOTECTÔNICA DO DOMÍNIO PERNAMBUCO-
ALAGOAS, PROVÍNCIA BORBOREMA**

Recife

2021

LUAN CAVALCANTE DATTOLI

**GEOLOGIA DA SEQUÊNCIA METAVULCANOSSEDIMENTAR INHAPI:
IMPLICAÇÕES PARA A GEOTECTÔNICA DO DOMÍNIO PERNAMBUCO-
ALAGOAS, PROVÍNCIA BORBOREMA**

Tese apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Geologia do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para obtenção do título de Doutor em Geociências.

Área de concentração: Geoquímica, Geofísica e Evolução Crustal.

Orientador: Prof. Dr. Adejardo Francisco da Silva Filho.

Recife

2021

Catalogação na fonte:
Bibliotecário Josias Machado, CRB-4 / 1690

D234g Dátoli, Luan Cavalcante.
 Geologia da sequência metavulcanossedimentar INHAPI: implicações
 para a geotectônica do domínio Pernambuco - Alagoas, Província
 Borborema / Luan Cavalcante Dátoli. – 2021.
 160 f.: il.

 Orientador: Prof. Dr. Adejardo Francisco da Silva Filho.
 Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG.
 Programa de Pós-Graduação em Geologia, Recife, 2021.
 Inclui referências e anexos.

 1. Geociências. 2. Geoquímica. 3. Geofísica 4. Evolução crustal.
 5. Petrografia. 6. Química mineral. Silva Filho, Adejardo Francisco da
 (Orientador). II. Título.

UFPE

551 CDD (22. ed.)

BCTG/2022-83

LUAN CAVALCANTE DÁTTOLI

**GEOLOGIA DA SEQUÊNCIA METAVULCANOSSEDIMENTAR INHAPI:
Implicações para a geotectônica do Domínio Pernambuco-Alagoas, Província
Borborema**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para a obtenção do título de Doutor em Geociências. Área de Concentração: Geoquímica, Geofísica e Evolução Crustal.

Aprovada em: 15/10/2021

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Adejardo Francisco da Silva Filho (Orientador)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof.^a Dr.^a Angela Beatriz de Menezes Leal (Examinadora Externa)
Universidade Federal da Bahia

Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira (Examinador Externo)
Universidade Estadual de Campinas

Prof. Dr. Elton Luiz Dantas (Examinador Externo)
Universidade de Brasília

Prof. Dr. José Maurício Rangel da Silva (Examinador Externo)
Universidade Federal de Pernambuco

AGRADECIMENTOS

A importância da finalização deste ciclo em um momento tão caótico para a humanidade, e politicamente confuso para o Brasil, me desperta a sublime consciência que somos capazes de mover o mundo, não importa as circunstâncias. É importante acreditar que o sonho é possível, e que todos nós, não importa o que digam, somos imbatíveis.

Deixarei meus sinceros agradecimentos às pessoas que mais fizeram disso uma realidade. Reservarei o início aos meus pais e avós, em especial ao meu avô Ângelo Raimundo Dátoli, que hoje descansa iluminado, com certeza em lugar melhor. À minha companheira Camila Nogueira, deixo um muito obrigado com muito carinho, por ter aguentado tanto ao meu lado nesses tempos conturbados.

Trago também reverência ao meu orientador Prof. Dr. Adejardo Francisco da Silva Filho, o qual proporcionou discussões e importantes elucidações a respeito da geologia da Província Borborema, além de permitir que fizesse parte do grupo de pesquisa no qual realizei meus projetos de mestrado e doutorado.

Não poderia deixar de agradecer a Profa. Dra. Ignez de Pinho Guimarães, que com a mais sincera paciência, me instruiu magnificamente sobre os mais diversos assuntos que compõem esta tese, e ao Prof. Dr. Pedro Maciel Garcia, o qual conto, e sei que sempre poderei contar, nas minhas investidas científicas, além de fazer parte do avanço do conhecimento para elaboração deste manuscrito.

Agradeço a Universidade Federal de Pernambuco, principalmente ao Departamento de Geologia, onde fui sempre bem tratado e pude fazer bons amigos, e a CAPES (88882.379696/2019-01), pelo suporte financeiro.

Deixo também o meu muito obrigado aos professores Maurício Rangel, Gorki Mariano, Hartmut Beurlen e Andres Bustamante, que deixaram suas marcas na evolução do conhecimento para chegar ao objetivo final, e aos colegas do CTG Jefferson Lima e Douglas Farias, que me deram suporte nos momentos que mais precisei.

Por último, deixo um grande abraço a todos que participaram de maneira direta ou indireta na realização desta tese, como meus amigos, sejam os próximos e aos mais distantes, a banca, composta por importantes pesquisadores que tanto já fizeram pela ciência geológica deste país, e a todos que lutam dia a dia para vivermos em um mundo mais justo e igualitário.

O ato mais revolucionário que podemos realizar é o respeito. Nos colocar sempre no lugar do próximo, e evitar caçar adorno para nosso próprio umbigo.

RESUMO

O estudo de sequências metassedimentares nos traz pistas para a reconstrução de paleocontinentes, e da evolução da vida em nosso planeta. A Sequência Inhapi representa um importante registro de dinâmica extensional na região central do PEAL, porção sul da Província Borborema. Sua sucessão litológica, composta por, em maior expressão, metapelitos, metagrauvas e anfibolitos e, em menor quantidade, quartzito, mármore e cálcissilicáticas, está associada a um intenso magmatismo plutônico peraluminoso, e é intrudida por granitoides pré- a o pós-colisionais. Essas rochas possuem complexa história deformacional e metamórfica. A assembleia de pico metamórfico nos metassedimentos é grt-kfs-sill, e nos anfibolitos é cpx-hbl-pl, e, juntamente com estimativas termobarométricas, sugerem metamorfismo de alta T e baixa P. O Plúton Ouro Branco consiste em um leucogranito peraluminoso, com afinidade a rochas formadas em ambientes orogênicos tardi-colisionais. Idades U-Pb em ortognaisse propõem uma importante unidade Toniana para as rochas do embasamento. As análises Lu-Hf em zircões indicam fontes predominantemente neoproterozoicas, com componentes juvenis ($\epsilon_{\text{Hf}} > 0$) e indicação de mistura magmática em alguns grãos. Os escassos grãos paleo a mesoproterozoicos indicam forte componentes crustais e sugerem maior residência crustal. A Sequência Rio Una, unidade adjacente em contato direto com a Sequência Inhapi, mostram fontes mais diferenciadas com maior participação crustal, ou mantélica metassomatizada. As rochas anfibolíticas mostram composição com afinidade entre MORB e basaltos formados em arcos vulcânicos, e sugerem participação da crosta em sua formação. Os dados geoquímicos associados a química mineral e dados de isótopos indicam que os protólitos dos metassedimentos possivelmente foram depositados em ambiente colisional. A afinidade tectônica das rochas presentes na Sequência Inhapi nos leva a um modelo geodinâmico, marcada por orógenos acrecionários durante o Toniano (ca. 1000-800) e o Criogeniano-Ediacarano (650-620 Ma), e colisão ediacarana (620-597 Ma), marcada por um intensa anatexia. A Sequência Inhapi é um registro de bacia intra arco, associada ao arco Águas Belas-Canindé, formada durante a Orogênese Brasileira.

Palavras-chave: Geociências; Geoquímica; Geofísica; Evolução crustal; Petrografia; Química mineral

ABSTRACT

The study of metasedimentary sequences gives us clues for the reconstruction of palaeocontinents. The Inhapi Sequence represents an important record of extensional dynamics in the central region of the PEAL, southern portion of the Borborema Province. Its lithological succession, composed, in greater expression, of metapelites, metagraywackes and amphibolites and, in less quantity, quartzite, marble and calc-silicates, is associated with an intense peraluminous magmatism, and it is intruded by pre- to post-collisional granitoids. These rocks show a complex deformation and metamorphic history. The metamorphic peak assemblage is grt-kfs-sill for metasedimentary rocks, and cpx-hbl-pl for amphibolites, pointing to, along to thermobarometry estimations, a high-T and low-P metamorphism. The Ouro Branco Pluton consists of a peraluminous leucogranite, with affinity to rocks formed in late-collisional orogenic environments. U-Pb ages in orthogneiss proposing an important Tonian unit for basement rocks. Lu-Hf analyzes in zircons indicate predominantly neoproterozoic sources, with juvenile components ($eHf > 0$) and indication of magmatic mixture in some grains. The sparse paleo to mesoproterozoic grains points to strong crustal components and longer period of crustal residence. The Rio Una Sequence, an adjacent unit in direct contact with the Inhapi Sequence, shows more differentiated sources with greater crustal or metasomatised mantle participation. Amphibolite rocks have a composition with affinity between MORB and basalts formed in volcanic arcs, and indicates crust participation in their formation. The metasediments indicate the deposition of the precursor basin in a collisional environment. The tectonic affinity of the Inhapi Sequence rocks leads to a geodynamic model marked by an accretionary orogen during the Tonian (ca. 1000-800 Ma) and Cryogenian-Ediacaran (650-620 Ma), and Ediacaran collision (620-597 Ma), characterized by an intense anatexia. The Inhapi Sequence is a record of an intra-arc basin, associated with the Águas Belas-Canindé arc, formed during the Brasiliano Orogeny.

Keywords: Geoscience; Geochemistry; Geophysics; Crustal evolution; Petrography; Mineral chemistry

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO	11
1.1	APRESENTAÇÃO, JUSTIFICATIVA E OBJETIVOS	11
1.2	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	12
1.3	MATERIAIS E MÉTODOS	13
1.3.2	Mapeamento Geológico	14
1.3.3	Petrografia.....	14
1.3.4	Química de Rocha Total	14
1.3.5.	Química Mineral.....	14
1.3.6	Análise isotópica Lutécio- Háfnio(Lu-Hf)	15
1.3.7	Geocronologia U-Pb	17
2.	GEOLOGIA REGIONAL	18
2.1.	DOMÍNIO PERNAMBUCO-ALAGOAS LESTE	18
2.2.	EVENTO CARIRIS VELHO	21
2.3.	SEQUÊNCIA INHAPI E UNIDADES ADJACENTES	22
2.3.1	Sequência Inhapi	22
2.3.2.	Sequência Rio Una.....	23
2.4.	MAGMATISMO BRASILIANO	23
2.5.	TRANSIÇÃO PEAL–CINTURÃO SERGIPANO	25
2.6.	CORRELAÇÕES BRASIL-ÁFRICA	26
2.7.	MODELOS TECTÔNICOS DA PROVÍNCIA BORBOREMA	27
3.	CONTEXTO LOCAL.....	31
3.1.	GEOFÍSICA	31
3.1.1.	Gammaespectometria.....	31
3.1.2.	Aeromagnetometria.....	32
3.2.	ASPECTOS DE CAMPO	35
3.2.1.	Embasamento.....	35

3.2.2.	Sequência Metavulcanossedimentar	37
3.3.	GEOLOGIA ESTRUTURAL	41
3.2.1.	Dn-1.....	42
3.2.2.	Dn	42
3.2.3.	Dn+1.....	44
4.	PETROGRAFIA E QUÍMICA MINERAL	47
4.1.	METASSEDIMENTOS	47
4.1.1.	Granada-biotita xistos.....	47
4.1.2.	Paragnaisses	54
4.2.	ANFIBOLITOS	58
4.2.1.	Química Mineral.....	61
4.3.	GRANITOIDES BRASILIANOS	63
4.3.1.	Plúton Ouro Branco	63
5.	GEOTERMOBAROMETRIA E METAMORFISMO	64
5.1.1	Granada-biotita xisto	64
5.1.1.1.	Anfibolitos.....	65
5.1.2.	Ortognaisse Maravilha	65
5.2.	METAMORFISMO	66
5.2.1.	Rochas Paraderivadas	66
5.2.2.	Anfibolitos.....	69
6.	LITOGEOQUÍMICA	71
6.1.	METASSEDIMENTOS	71
6.1.1.	Elementos Traços e Terras Raras	73
6.2.	ANFIBOLITOS	77
6.3.	PLÚTON OURO BRANCO	82
6.4.	ORTOGNAISSE MARAVILHA, E PLUTONS ÁGUAS BELAS E MATA GRANDE	84
7.	GEOLOGIA ISOTÓPICA	86
7.1.	Análise isotópica Lu-Hf	86

7.1.1.	Metatexito tonalítico.....	86
7.1.2.	Sequência Inhapi	87
7.1.3.	Sequência Rio Una.....	88
7.1.4.	Residência Crustal.....	90
7.2.	Análise U-Pb	91
7.2.1.	Amostra SI-200 (662795 E / 8981924 S).....	91
8.	DISCUSSÕES	94
8.1.	PROVENIENCIA SEDIMENTAR	97
8.2.	IDADE DOS ZIRCÕES x AMBIENTE TECTÔNICO	98
8.3.	MAGMATISMO BRASILIANO	99
8.3.1	Pré- a cedo-colisional.....	99
8.3.2.	Sin- a pós-colisionais.....	101
8.4.	RELAÇÃO DAS SEQUÊNCIAS INHAPI-RIO UNA	102
8.5.	CORRELAÇÕES NE BRASIL – NW ÁFRICA	104
9.	MODELO GEODINÂMICO	108
9.1.	EVOLUÇÃO GEODINÂMICA DA ÁREA DE ESTUDO	110
9.1.1.	Ca. 2,2-2,0 – Consolidação Crustal	110
9.1.2.	Ca. 1000-800 – Consolidação do embasamento toniano.....	111
9.1.3.	Ca. 720 – Fase extensional	111
9.1.4.	Ca. 650 – 620 Pré-colisão.....	111
9.1.5.	Ca. 620 – 597 Ma Colisão	112
9.1.6.	Ca. 590 Ma – Fase Tardi a Pós-colisional	112
9.2.	BACIA INHAPI	113
10.	CONCLUSÕES	115
11.	REFERÊNCIAS	117
	ANEXOS	139
	ANEXO A. Composição química mineral das granadas presentes no granada-biotita xistos (WDS – SI442 e SI444; EDS – LC-50). Fórmula estrutural para a composição da granada foi calculada na base de 24 oxigênios.	139

ANEXO B. Composição química mineral das biotitas presentes no granada-biotita xisto (WDS – SI442 e SI444; EDS – LC-50). Fórmula estrutural para a composição da biotita foi calculada assumindo 22 átomos de oxigênios. C – Centro; B – Borda.	143
ANEXO C. Composição química mineral dos feldspatos presentes nos granada-biotita xistos (WDS – SI442 e SI444; EDS – LC-50).	147
ANEXO D. Composição Química dos Zircões presentes em granada-biotita xisto com cordierita.	149
ANEXO E. Composição química de cordieritas presentes em granada-biotita xisto com cordierita.	149
ANEXO F. Composição química mineral das biotitas presentes em granada-biotita paragneisses (EDS). Fórmula estrutural para a composição da biotita foi calculada assumindo 22 átomos de oxigênios. C – Centro; B – Borda.	150
ANEXO G. Composição química mineral dos anfibólios presentes em anfibolitos da área de estudo. Fórmula estrutural calculada assumindo 23 átomos de oxigênio.	152
ANEXO H. Composição química mineral dos feldspatos presentes anfibolitos.	155
ANEXO I. Composição representativa de geoquímica de rocha total dos anfibolitos e do Plúton Ouro Branco.	157
ANEXO J. Composição representativa de geoquímica de rocha total dos anfibolitos e do plúton Ouro Branco.	159

1 INTRODUÇÃO

Neste capítulo, serão apresentados os objetivos e a caracterização geral da área, abordando a ideia geral e a justificativa para a elaboração desta tese.

1.1 APRESENTAÇÃO, JUSTIFICATIVA E OBJETIVOS

A Província Borborema representa uma extensa porção crustal, caracterizada pela superposição de eventos deformacionais, metamórficos e magmáticos, formada pela colagem de blocos durante o Neoproterozoico (Van Schmus et al. 1998; Medeiros et al. 2021; Caxito et al., 2020; Silva Filho et al., 2021). Recentemente, autores propõem que a Província Borborema representa um pedaço do Cráton São Francisco e do Cinturão Benino-Nigeriano, que sofreu dispersão, deformação e metamorfismo, com pouco aporte de material juvenil, durante um evento extensional de idade ctoniana (Caxito et al., 2020; Ganade de Araujo et al., 2021). Duas zonas de suturas principais, representadas pela zona de cisalhamento Transbrasiliano-Kandi, a noroeste, e pelas zonas de cisalhamentos (ex. Z.C. Jacaré dos Homens) presentes entre o Domínio Pernambuco-Alagoas (PEAL) e a Cinturão Sergipano, ao sul, configurariam o processo de decratonização destes blocos. Parte do PEAL (Subdomínio Garanhuns) representaria “lascas” (*crustal ribbons*) retiradas das margens do Cráton São Francisco.

O PEAL consiste no maior bloco crustal da porção sul da Província Borborema. Seu embasamento orto e paragneissico, ocasionalmente migmatizado, exibe uma complexa história deformacional, além de ter incorporado sequências metassedimentares, rochas metavulcânicas e um exame de granitoides pré- a pós-deformacionais. A presença de faixas móveis (Rio Una, Inhapi, Garanhuns e Palmares; Silva Filho et al., 2002, 2013, 2014) tanto no entorno, quanto internamente ao PEAL leste, indica uma importante fase extensional com posterior inversão tectônica no Neoproterozoico (Silva Filho et al., 2014; Neves et al., 2016). Diversos autores vêm estudando essas rochas, caracterizando-as de acordo com sua compartimentação litológica (Medeiros e Santos, 1998; Osako, 2005; Silva Filho et al, 2014; Cruz et al., 2014). Algumas dessas sequências mostram semelhanças geológicas e divergências isotópicas (Silva Filho et al., 2014). Entretanto, as correlações entre elas ainda possuem lacunas, tendo em vista que grande parte hoje aflorante foi afetada por intensos episódios de metamorfismo, deformação e anatexia.

A Proveniência sedimentar tem sido cada vez mais realizada pela abordagem isotópica na qual é utilizada o método Lutécio-Háfnio (Lu-Hf) em combinação com o método U-Pb,

dados de geoquímica de rocha total e química mineral (Howard et al., 2011; Liu et al., 2020). Diferentemente do método Sm-Nd, no qual analisa toda a amostra de maneira uniforme, o método Lu-Hf mostra a herança isotópica pontualmente no mineral analisado, aumentando a confiabilidade dos dados.

A correlação entre os compartimentos do PEAL com o Domínio Sergipano, além dos terrenos do Domínio Camarões Ocidental na África, necessita de maiores esforços na aquisição de dados que através da caracterização geológica destas sequências contribua para a reconstrução geográfica da porção meridional da Província Borborema, proporcionando informações que venham a esclarecer as hipóteses já existentes, as quais são citadas ao longo deste manuscrito, bem como dar luz a novas hipóteses.

Diante deste contexto, este trabalho tem como objetivo a caracterização geológica e isotópica da Sequência metavulcanossedimentar Inhapi, como parte da porção leste do domínio PEAL, Província Borborema. Juntamente com material bibliográfico, novos dados são colocados em discussão, indicando as possíveis hipóteses em torno da formação desta sequência, e contribuindo para a reconstrução paleogeográfica da Província Borborema ao longo de sua história.

1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada entre os municípios de Ouro Branco, Canapi, Inhapi, Itaíba, Águas Belas, Maravilha, Mata Grande e Poço das Trincheiras (Figura 1). Aproximadamente, demarca o polígono: $37^{\circ}35'9,6''$ / $09^{\circ}08'27,6''$; $37^{\circ}35'9,6''$ / $09^{\circ}22'48''$; $37^{\circ}01'19,2''$ / $09^{\circ}11'06''$; $37^{\circ}01'19,2''$ / $09^{\circ}22'48''$. Os principais acessos são pelas capitais Recife, pelas rodovias BR-232 e BR-423, e Maceió, pela rodovia BR-316.

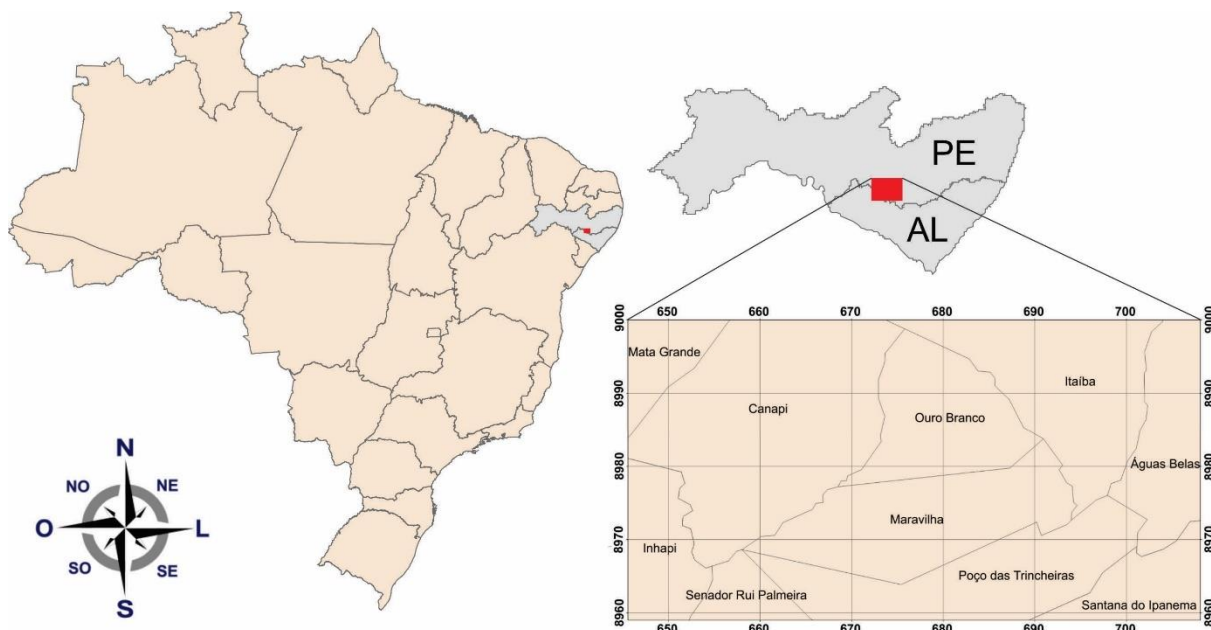


Figura 1. Mapa de localização da área de estudo. PE – Pernambuco; AL – Alagoas.

1.3 MATERIAIS E MÉTODOS

O estudo se baseou na metodologia básica de mapeamento geológico, unindo coleta de dados em afloramento, amostragem para análises laboratoriais, estudo bibliográfico, além de materiais vetoriais e *rasters* presentes na bibliografia (e.g. GeoSGB - CPRM) chegando à uma hipótese para a evolução tectônica na qual gerou a atual configuração geológica. Os litotipos estudados consistem nas rochas contidas no âmbito da Sequência Inhapi, sendo elas: embasamento ortognáissico, metassedimentares clásticas, metavulcânicas máficas e granitoides brasileiros.

1.3.1 Revisão Bibliográfica

Com o intuito de ampliar o conhecimento das condicionantes e disposições geodinâmicas do PEAL leste na orogênese Brasileira/Pan-Africana, foram reunidos dados geológicos e geocronológicos das rochas da região em que a Sequência Inhapi está inserida, assim como dados de regiões adjacentes, como por exemplo, a Cinturão Sergipano, Domínio da Zona Transversal (Domínio Estrutural Central) e o PEAL oeste. Além de rochas contidas no continente Africano como as presentes no cinturão Pan Africano.

Dados aerogeofísicos (Canais de composição K, U e Th e Ternário) da folha Santana do Ipanema, a qual a área de estudo insere-se, foram interpretados visando a elaboração de mapas pré-campo. O mapeamento preliminar de vias e reconhecimento do relevo foi baseado na

análise da carta topográfica Santana do Ipanema, fornecida pelo Banco de Dados Geográfico do Exército (BDGEx) em escala 1:100.000. Foram também utilizadas imagens SRTM retiradas do website da EMBRAPA (Miranda, 2005) para confecções de Modelos Digitais do Terreno (MDT).

1.3.2 Mapeamento Geológico

Quatro etapas de campo foram realizadas, divididas em: Fase de Reconhecimento e coleta de dados geoquímicos e petrográficos (2 etapas); mapeamento geológico-estrutural, objetivando intensa coleta de dados estruturais para compreensão da evolução dinâmica da área; coleta de amostras para geocronologia.

1.3.3 Petrografia

Visando o reconhecimento das fases minerais, seus contatos, configurações texturais e alterações nas principais rochas na área de estudo, seções delgadas dos metassedimentos, anfibolitos e granitoides presentes no contexto da Sequência Inhapi foram analisadas. As amostras coletadas foram tratadas e laminadas no Laboratório de Preparação de Amostras e Laminação do Departamento de Geologia da UFPE, sendo posteriormente analisadas no Laboratório de Microscopia Óptica da mesma instituição.

1.3.4 Química de Rocha Total

Análises de granada-biotita xistos, paragneisses, migmatitos, anfibolitos máficos, e do Plúton Ouro Branco, foram realizadas pelo laboratório ALS em Lima, Peru. As amostras foram britadas, quarteadas e seguidamente pulverizadas no Laboratório de Preparação de Amostra do Departamento de Geologia da UFPE. As determinações dos elementos químicos foram efetuadas por ICP-AES (Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry) para elementos maiores, e ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) para elementos menores e traços. Foram gerados gráficos através do software Grapher e posteriormente editados pelo Corel Draw.

1.3.5. Química Mineral

As análises de química mineral foram realizadas em dois diferentes equipamentos:

- Microsonda Eletrônica (JEOL modelo JXA-8230 com cinco espectrômetros WDS e um EDS) da Universidade de Brasília. As condições analíticas consistiram em uma voltagem de aceleração de 15 kV, corrente de 10 nA, e diâmetro do feixe eletrônico da ordem de μm .

Inicialmente, foram confeccionadas lâminas delgadas de um granada-biotita xistos com sillimanita presentes na Sequência Inhapi no Laboratório de Laminação da UFPE. As fases minerais foram selecionadas através da caracterização petrográfica para as análises de química mineral.

- Espectômetro de Energia Dispersiva (EDS modelo X-act) da Oxford Instruments, Laboratório de Microanálises da Universidade Federal de Sergipe. Foi utilizado o software AZtecEnergy para a aquisição automática dos dados, operando na sub-rotina quantitativa. Os espectros de energia obtidos foram analisados individualmente, objetivando eliminar a presença de picos falsos, interferências de energia e sobreposição de picos (ex.: Newbury, 2009). O equipamento possui calibração com energia do cobre. O grau de confiança das análises é avaliado a partir de padrões internacionais Astimex® de silicatos e óxidos. As condições analíticas foram tensão de 15kV e intensidade de corrente variando de 15 a 17 nA, produzindo feixe de elétrons com diâmetros entre 280 e 430nm. O tempo médio de contagem variou entre 30 e 60s. O erro relativo foi inferior a 2% para grande parte dos elementos com conteúdo em óxidos superiores a 10%, e entre 4 e 19% para concentrações inferiores a 5%.

1.3.6 Análise isotópica Lutécio- Háfio(Lu-Hf)

As análises LA-MC-ICPMS de háfio foram realizadas nos laboratórios de Universidade Nacional da Austrália (ANU) em Canberra, utilizando o sistema de ablação *HELEX* à base de Laser Excimer, equipado com um coletor múltiplo *Neptune*, induzido por um Espectrômetro de Massa por Plasma Indutivamente Acoplado, como descrito por Eggins et al. (2005) e Wang et al. (2009). Os resultados foram calibrados usando os zircões 91500, *Mud Tank* e *Monastery* (Woodhead and Hergt, 2005). Utilizou-se *spot* de 41 μm , com o tempo de ablação de 60 segundos. Foram analisadas duas amostras de granada-biotita gnaiss: (i) SI-121 contida na Sequência Inhapi e (ii) GUS-208, retirada na região da Sequência Rio Una. Estas análises foram feitas em conjunto com dados U-Pb SHRIMP, obtidos nos mesmos *spots*.

1.3.6.1 O sistema Lu-Hf

O Sistema Lu-Hf representa o decaimento natural do radionuclídeo ^{176}Lu para o isótopo estável ^{176}Hf , liberando radiação β , e possuindo meia vida de 37.2 Ga (Matteini et al., 2009). O lutécio (Lu) está contido no grupo dos lantanídeos, sendo o elemento de maior número de prótons ($Z = 71$) dentre os Elementos Terras Raras (ETR). Por outro lado, temos o háfio (Hf; $Z = 72$), também representante dos HFSE (*High Field Strength Elements*), o qual possui 6

isótopos (^{176}Hf , ^{177}Hf , ^{178}Hf , ^{179}Hf e ^{180}Hf), todos não radiogênicos e estáveis, com exceção do ^{176}Hf . O contraste químico entre esses elementos traz a principal diferença deste sistema com o Samário-Neodímeo (Sm-Nd), os quais possuem sistemáticas similares, porém, no caso do Sm-Nd os elementos participantes do sistema são ambos pertencentes aos ETR's. Esta afirmação implica em um diferente comportamento dos elementos Lu e Hf durante a evolução do sistema crosta-manto.

Hf é mais incompatível do que o Lu durante processos de fusão parcial no manto, ou seja, durante a formação de uma crosta juvenil, o magma formado se apresenta mais enriquecido em Hf do que em Lu. Desta forma, o manto residual se torna depletado em Hf e enriquecido em Lu. Pode-se assim separar dois diferentes reservatórios com diferentes concentrações de Lu/Hf: A crosta onde $\text{Lu/Hf}_{\text{crosta}} < \text{Lu/Hf}_{\text{CHUR}}$, sendo que o CHUR (*Chondritic Uniform Reservoir*) são os valores condriticos; e o manto depletado onde $\text{Lu/Hf}_{\text{manto}} > \text{Lu/Hf}_{\text{CHUR}}$ (Matteini et al., 2010).

O desvio $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ dos valores condriticos para uma amostra é indicada pela notação Epsilon, o qual permite a comparação das amostras estudadas para a época de sua formação ou de seu valor atual com o reservatório condritico uniforme padrão (Matteini et al., 2010). Os valores do ϵ_{Hf} representam essa relação amostra/CHUR.

Quando os valores de ϵ_{Hf} são positivos, indicam fontes empobrecidas, enquanto valores negativos implicam a retirada de uma amostra de uma fonte enriquecida (fusão de crosta antiga ou manto metassomatizado), ou ainda uma possível mistura de material juvenil a fontes enriquecidas. Os valores de ϵ_{Hf} devem ser analisados criteriosamente, levando em conta os dados isotópicos regionais, além de necessitar uma interação direta aos dados de mapeamento geológico (Matteini et al., 2010; Iizuka et al., 2017).

O fracionamento dos elementos Lu e Hf ao longo da geração de magmas e da construção da crosta permite que o método Lu-Hf possa indicar petrogeneticamente materiais crustais, permitindo a caracterização das fontes afetadas pela anatexia (Patchett et al. 1981; Lima et al., 2016). Uma vantagem de usar o método Lu-Hf, é o comportamento geoquímico do Hf, muito semelhante ao zircônio, tornando-o mais compatível com o zircão do que os Elementos de Terras Raras (ETR), especialmente o Lu. Assim, o Hf pode atingir uma concentração mais alta (até 3%) e é retido mais facilmente que o Lu na rede de zircão (Matteini et al., 2010). Outra vantagem do Sistema Lu-Hf é sua temperatura de fechamento (200°C), acima do sistema U-Pb,

permitindo que o sistema permaneça fechado em maior quantidade de eventos termiais (Cherniak et al. 1997, Cherniak and Watson 2000; Matteini et al., 2010).

O zircão é um mineral comum em praticamente todas as rochas presentes na crosta terrestre. A capacidade de hospedar elementos terras raras e traços em sua estrutura cristalina faz do zircão um mineral de grande importância em análises isotópicas do sistema Lu-Hf (Woodhead et al. 2004).

As diferenciações geradas a partir das extrações de magmas no manto gera um empobrecimento em Hf, e consequentemente um enriquecimento da razão Lu/Hf. A idade modelo T_{DM} (DM – *depleted mantle*) representa o momento de retirada do Hf de sua fonte primordial, indicando a história isotópica daquela crosta.

1.3.7 Geocronologia U-Pb

Para esta tese, uma amostra de ortogneiss granodiorítico foi analisada pelo método U-SHRIMP (*Sensitive High-Mass Resolution Ion Microprobe*) em zircões. Os grãos foram separados usando a sistemática padrão de britagem, lavagem e separação por líquidos densos. Após a preparação eles foram selecionados a mão para serem montados juntamente com uma resina epóxi e seguidamente polidos em uma espessura padrão. Os grãos foram fotografados em luz refletida e transmitida, e foram geradas imagens de cathodoluminescência em um microscópio de escaneamento de elétron para investigação da estrutura interna dos cristais para caracterizar as diferentes populações.

As análises foram conduzidas utilizando o SHRIMP II na *Research School of Earth Sciences*, Universidade Nacional Australiana, Canberra, Austrália. Os dados SHRIMP utilizaram dos procedimentos analíticos sugeridos por Williams (1998). Para determinar a concentração de urânio (U), assim como a razão Pb/U foram utilizados os zircões padrões de Claue-Long et al. (1995) (zircão SL13) e de Paces e Miller (1993) (zircão FC1). Os dados isotópicos foram trabalhados com o programa Squid (Ludwig, 2001) e os cálculos de imagens, juntamente com as concórdias, foram elaborados através dos softwares Squid e Isoplot/Ex (Ludwig, 2003).

2 GEOLOGIA REGIONAL

A Província Borborema (Almeida 1981; Figura 2), de aproximadamente 450.000 km² de área, representa parte de um cinturão de dobramentos que se estende até a África em reconstrução *pré-drift* (Brito Neves et al., 2000; Van Schmus et al., 2011). A Província Borborema é um registro da dinâmica crustal na orogênese Brasileira/Pan-Africana, sendo o resultado da convergência dos crátons Oeste Africano/São Luís e São Francisco-Congo (Neves, 2003; Arthoud et al., 2008). A formação da compartimentação atual da Província Borborema remonta uma história polideformacional, com importantes eventos metamórficos e de rejuvenecimento crustal durante o Neoproterozoico (Ganade de Araújo et al., 2013; Silva Filho et al., 2014; Guimarães et al., 2015).

Van Schmus et al. (2008) propuseram a divisão da Província Borborema em seis domínio: Médio Coreau, Rio Grande do Norte/Ceará, Transversal, Riacho do Pontal, Pernambuco-Alagoas e Sergipano. Posteriormente, Van Schmus et al. (2011) definiram sete domínios, separando os Domínios Rio Grande do Norte e Ceará. Os mesmos autores agruparam esses domínios em três subprovíncias: Norte, Central (ou Transversal) e Sul.

Os compartimentos encontrados na Província Borborema possuem correlações com os encontrados na porção noroeste do território africano (Toteu et al., 2004; Caxito et al., 2020). Similaridades geológicas e isotópicas indicam que essas massas continentais estavam ligadas até o quebraamento do Gondwana e formação do Oceano Atlântico (Van Schmus et al., 2008; Silva Filho et al., 2014). A porção norte da Província Borborema possui correlação com o Cinturão Benino-Nigeriano. Trabalhos recentes indicam que porções presentes nas Subprovíncia Central (Alto Pajeú e Alto Moxotó) e sul (Domínio Pernambuco-Alagoas) fazem parte de um mesmo terreno, e representam fragmentos do Cráton São Francisco que sofreram processos de dispersão e deformação (Ganade de Araujo et al., 2021).

2.1 DOMÍNIO PERNAMBUCO-ALAGOAS LESTE

O Domínio Pernambuco-Alagoas leste (PEAL leste; Figura 2; Silva Filho et al., 2014), previamente designado como Complexo Pernambuco-Alagoas, foi inicialmente definido como batólito, maciço (Dantas et al., 1970; Brito Neves, 1975), área cratogênica (Mello et al., 1977), terreno (Santos, 1995) e, superterreno (Brito Neves e Silva Filho, 2019). O PEAL consiste em uma extensa área, com aproximadamente 60.000 km², de formato triangular (Figura 2). Esta região consiste predominantemente de ortognaisses e sequências supracrustais metamorfizadas

em médio a alto grau, por vezes migmatizadas, além de apresentar um enxame de plútons neoproterozoicos (Brito Neves et al., 1982; Silva Filho et al., 2014; Neves et al., 2016). Silva Filho et al. (2002), utilizando dados Sm-Nd em batólitos graníticos, dividiram o PEAL em 2 domínios crustais: Garanhuns e Água Branca. Posteriormente, Silva Filho et al. (2014) subdividiram em três sub-domínios: Água Branca (T_{DM} 1,02-1,70 Ga), Palmares (T_{DM} 0,9–1,2 Ga) e Garanhuns (T_{DM} 1,9-2,6 Ga).

Outra característica típica deste terreno, é a presença de faixas móveis brasileiras (ex.: Rio Una, Inhapi, Palmares). Essas sequências metavulcanossedimentares foram inicialmente cartografadas como Complexo Cabrobró (Santos, 1995; Gomes, 2001). São formadas por xistos pelíticos a semi-pelíticos, biotíticos com granada, paragnaisses, metatexitos, diatexitos, quartzitos, mármore e rochas calciossilicáticas, intercaladas com rochas metamáficas bandadas.

Santos (1995), utilizando dados U/Pb em zircões de metatufo, mostraram idades de sedimentação e vulcanismo do Complexo Cabrobró de 1012 ± 18 Ma. Ao longo dos anos, trabalhos de mapeamento geológico, juntamente com dados de geoquímica isotópica de Nd, Hf, e U-Província Borborema, indicaram diferentes fontes para os sedimentos dessas paleobacias, levando a individualização dessas sequências metavulcanossedimentares (Silva Filho et al., 2014).

O Domínio Pernambuco-Alagoas é dividido em duas porções: em PEAL leste e oeste, separados pela bacia sedimentar do Tucano-Jatobá, datada do Cretáceo. Dados de Cruz et al. (2015) mostram idades máximas de sedimentação do PEAL oeste do Criogeniano, enquanto a porção leste possui populações de grãos detríticos evidenciando uma deposição entre Criogeniano e Ediacarano (Silva Filho et al., 2014; Neves, 2015). A Sequência Inhapi, foco de estudo desta tese, está localizada na porção oeste do PEAL.

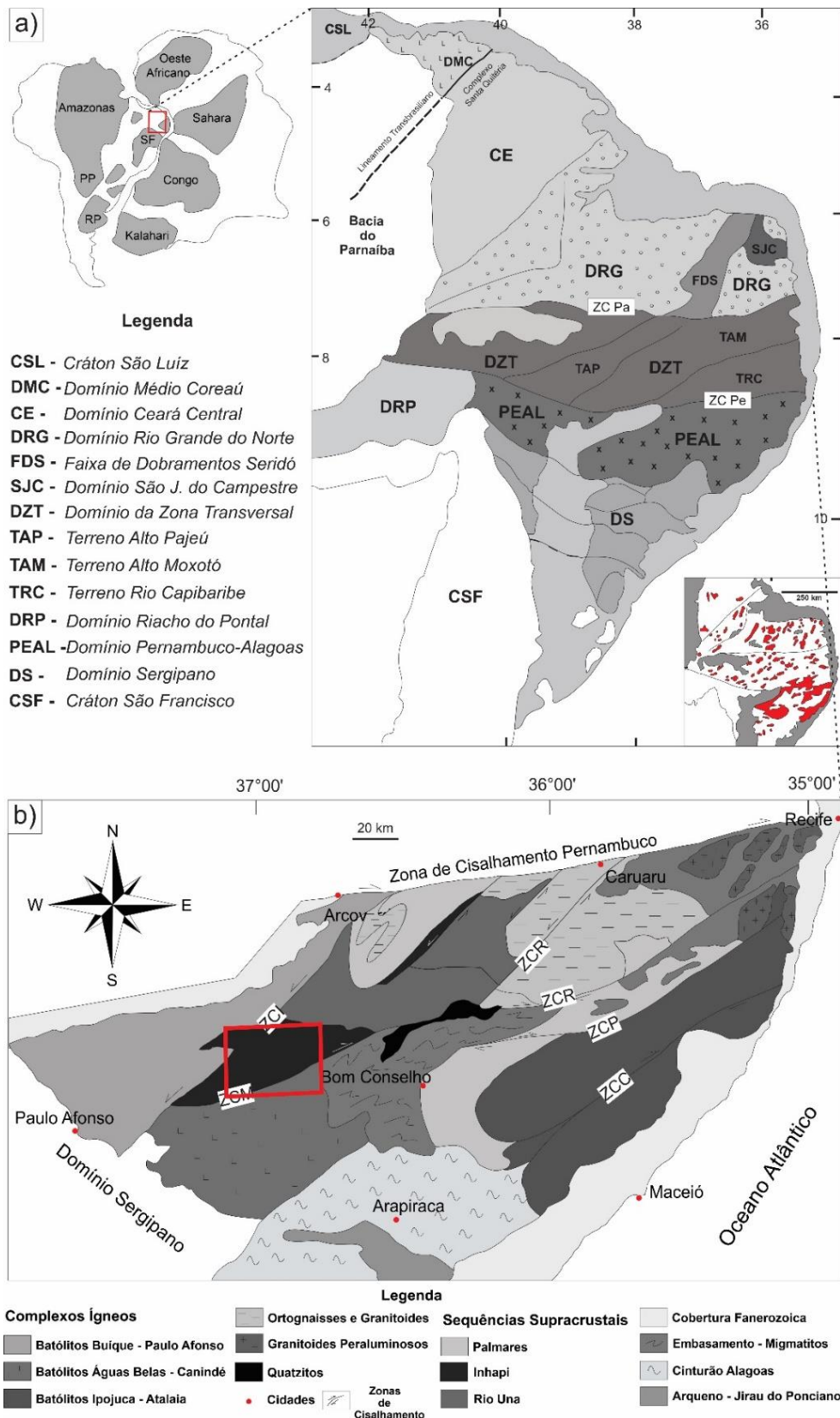


Figura 2. (a) Província Borborema e seus principais domínios. ZC Pa = Zona de Cisalhamento Patos; ZC Pe = Zona de Cisalhamento Pernambuco. Adaptado de Van Schmus et al. (2008); (b) Representação dos principais compartimentos do Domínio PEAL leste, porção sul da Província Borborema. O retângulo com bordas vermelhas representa a área de estudo; ZCP – Zona de Cisalhamento Palmares; ZCBMJ – Zona de Cisalhamento Belo Monte Jeremoabo; ZCM - Zona de Cisalhamento Maravilha; ZCR - Zona de Cisalhamento Ribeirão; ZCL - Zona de Cisalhamento Limitão; ZCRC - Zona de Cisalhamento Rio da Chata; ZCI - Zona de Cisalhamento Itaíba; ZCC -

Zona de Cisalhamento Cajueiro. Modificado de Silva Filho et al. (2016). Retângulo vermelho representa a área de estudo.

O embasamento ortognáissico é definido como Complexo Belém do São Francisco (Santos, 1995). Idades U-Pb mostram a predominância de idades de cristalização paleoproterozoicas para esses corpos (Silva et al. 2002; Silva Filho et al., 2014; Teixeira et al., 2014). Trabalhos como o de Silva Filho et al. (2014) e Dáttoli et al. (2017) reportaram idade toniana U-Pb em zircão por SHRIMP, em ortognaisses encaixados nas rochas metavulcanossedimentares da Sequência Inhapi. Novo registro dessas idades foi reportado por Neves et al. (2020). Essas idades sugerem a participação de blocos crustais paleoproterozoico e tonianos na formação do embasamento da região (Dáttoli et al., 2019).

2.2 EVENTO CARIRIS VELHO

Comumente conhecido como Cariris Velhos, o evento toniano é um marco de importantes registros na Província Borborema. Foi primeiramente reportado a partir de Idades Rb-Sr e K-Ar em torno de 1,0 Ga encontradas por Brito Neves et al. (1974), alertando a comunidade científica sobre um possível evento de idade neoproterozoica. Porém, devido à falta de discussão, os dados foram provisoriamente tratados como “rejuvenescimento isotópico das rochas do embasamento” (Brito Neves et al., 1995). Idades tonianas foram posteriormente encontradas em ortognaisses e rochas supracrustais em diferentes domínios da Província Borborema. No entanto, existe uma controvérsia em relação a gênese destas rochas. Inicialmente, o evento Cariris Velhos foi definido como sendo colisional (Santos, 1995; Van Schmus, 1995; Brito Neves et al., 1995). Outros autores sugerem um evento extensional associado a rifteamento intracontinental para o Cariris Velhos, tomado entre 1 e 0,9 Ga (Neves, 2003), devido à falta de zircões metamórficos com essas idades. Guimarães et al. (2012; 2016) estudaram uma variedade de plútons gnaissificados entre 870 e 1000 Ma, mostrando que, quimicamente, essas rochas possuem afinidades a granitos de zonas extensionais. No Domínio Sergipano, fontes dos protólitos de rochas metassedimentares dos domínios Marancó e Macururé, além da cristalização de ortognaisses tonalíticos no Domínio Poço Redondo, demonstram idades tonianas.

2.3 SEQUÊNCIA INHAPI E UNIDADES ADJACENTES

2.3.1 Sequência Inhapi

A Sequência Inhapi (SI) ou Complexo Inhapi (Van Schmus et al., 2008; Brito Neves & Silva Filho, 2019) está presente no sub-domínio Água Branca de Silva Filho et al. (2002). Esta sequência ainda não possui dados robustos para uma caracterização geológica. Dados U-Pb SHRIMP em uma amostra de metassedimentos (amostra SI-121; Silva Filho et al., 2014) indicam predomínio de fontes com idade de cristalização entre 1000 e 600 Ma, com alguns picos de grãos mesoproterozoicos e arqueanos, mostrando pico máximo em ≈ 750 Ma. Análises Sm-Nd (Silva Filho et al., 2014) em duas amostras de granada-biotita gnaisses da Sequência Inhapi mostram valores negativos de ϵ_{Nd} (600 Ma) de -2,5 e -4,4 e idades T_{DM} mesoproterozoicas (1,53 e 1,83 Ga). Outras rochas metassedimentares exibem correlatas idades e assinaturas Nd no domínio Rio Grande do Norte (Van Schmus et al., 2003) e Zona Transversal.

Um metatextito de protólito tonalítico presente na Sequência Inhapi, indicado na literatura como pertencente ao Complexo Belém do São Francisco, apresentou idade de 972 Ma (Silva Filho et al., 2014) para a cristalização do protólito. Essa rocha indica um possível embasamento toniano para a Sequência Inhapi. Dátoli (2017) datou um metatextito granodiorítico na porção sul da sequência com idade de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 984 Ma, reforçando a hipótese de um embasamento neoproterozoico para essas rochas.

Em análise U-Pb de granada-biotita gnaiss da Sequência Inhapi, Silva Filho et al. (2014) propuseram a idade de 631 Ma, como provável idade máxima de deposição da bacia precursora. Como fontes, essa rocha exibe contribuição predominantemente neoproterozoica, com menor presença de zircões detríticos paleoproterozoicos e arqueanos. A grande presença de zircões com altas razões $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ sugerem maior expressão de fontes ígneas. Sobreposições metamórficas são comuns, e mostram idades entre 605-525 Ma, indicando possíveis limites para o metamorfismo regional, o qual é resultado da fase colisional. Essas idades concordam com as do Plúton Águas Belas (588 ± 4 Ma; Silva Filho et al. 2010), o qual possivelmente teve colocação sin- a pós-colisional. O intervalo entre 630-600 Ma é sugerido como idade de metamorfismo de alta temperatura/moderada pressão, propiciando os episódios de anatexia sofridos pelas rochas.

2.3.2. Sequência Rio Una

A Sequência Rio Una compõe as rochas metavulcanossedimentares a nordeste da Sequência Inhapi. Osako (2005), estudando rochas na região de Paranatama (PE), posteriormente integradas ao contexto da Sequência Rio Una (Silva Filho et al. 2014), indicou um embasamento paleoproterozoico juvenil para as rochas supracrustais a partir de idade modelo Nd de 1,9 Ga e ϵ Nd positivo. Silva Filho et al. (2014) ratificaram a presença de rochas paleoproterozoicas na Sequência Rio Una datando o ortognaisse Salinas, com idade de 2095 Ma.

Silva Filho et al. (2014), a partir de dados de U-Pb SHRIMP e Sm-Nd em rocha total em rochas metassedimentares, definiram três unidades distintas na Sequência Rio Una. A Unidade 1 possui idade máxima de deposição em 854 Ma, com idades modelo Nd entre 2,12 e 2,23 Ga, e ϵ Nd negativos (-18,8 a -13,2). As unidades 2 e 3 sugerem idade de deposição máxima em 761 Ma. Intrudidos nesta unidade, granitoides ediacaranos (579 Ma), sugerem um período de deposição entre o toniano tardio e o ediacarano (761-579). A sedimentação que preencheu a bacia precursora nesta Sequência é heterogênea, indicando diferentes rochas-fonte. A Unidade 2, porção a norte da Sequência Inhapi, demonstra expressiva influência de fonte do Criogeniano, com segundo pico entre o Estateriano e o Calimiano. Já a Unidade 3, próxima ao Domínio Transversal, mostra distribuição de idades semelhante às encontradas na Sequência Inhapi, indicando importante participação de fontes tonianas para suas rochas, com presença menos expressiva de zircões paleoproterozoicos e arqueanos.

2.4 MAGMATISMO BRASILIANO

Inegavelmente, o enxame de corpos graníticos brasileiros na Província Borborema possui destaque aos olhos de quem se propõe ao reconhecimento geológico regional. Diversos autores vêm se dedicando ao estudo desses magmatismos, com o intuito de entender melhor como as massas continentais se comportaram durante os eventos, sejam eles extensionais ou orogênicos.

Importantes complexos ortognaissicos e batólitos graníticos compõem as rochas cristalinas do PEAL leste, denominados: Garanhuns, Ipojuca-Atalaia, Buique-Paulo Afonso, Águas Belas-Canindé e Marimbondo-Correntes, sendo este último posteriormente englobado no batólito Ipojuca-Atalaia (Silva Filho et al., 2002, 2013, 2016). Esses batólitos foram englobados por Silva Filho et al (2002) nos subdomínios Água Branca, na região centro-norte do PEAL leste, e Garanhuns, na região sul e extremo norte do domínio.

Silva Filho et al. (2002) analisaram isotopicamente esses batólitos, separando-os em 7 grupos: (1) compreende granitoides metaluminosos e com anfibólio em sua composição modal. Possuem idades T_{DM} em torno de 1 Ga; (2) é composto por granitoides peraluminosos com idade modelo semelhante a encontrada no grupo 1; (3) é representado por plútons metaluminosos, por vezes com presença de anfibólio e clinopiroxênio, mostrando idades T_{DM} em torno de 1,4 Ga; (4) são quimicamente compatíveis aos do grupo 3, porém possuem idades modelo entre 1,8 e 2,2 Ga; (5) caracterizam idades T_{DM} em torno de 2,4 Ga; (6) granitoides peraluminosos com idade T_{DM} entre 1,8 e 2,2 Ga; (7) plútons paraluminosos/metaluminosos com idade modelo por volta de 2,4 Ga.

Estudos geológicos, com focos geocronológicos, permitiram separar esses corpos em pre-, sin- e pós-tectônicos em relação ao principal evento compressional da orogênese brasileira. Diversos trabalhos, como o pioneiro de Almeida et al. (1967), reconheceram diferentes tipos de granitoides, baseado em critérios petrográficos (tipos Conceição, Itaporanga, Itapetim e Catingueira). Van Schmus et al. (2011), em estudos no Domínio da Zona Transversal, referem-se ao magmatismo brasileiro em cinco estágios: Estágio 1 (650-610 Ma), relacionado a convergência de placas e subducção de crosta oceânica; Estágio 2 (610-595 Ma), início da transição para deformação transcorrente, pico do metamorfismo termal e deformação compressional; Estágio 3 (590-580), quimicamente semelhante aos plútons do estágio 1, porém com maior concentração de K_2O e idades modelos mais antigas; Estágio 4 (c.a. 570 Ma), plútons quimicamente distintos em relação aos do estágio 3, com anomalias de Eu, Sr e P mais significativas, e assinatura semelhante à de rochas de ambientes intra-placas; e o Estágio 5 (548-533), aumento no teor de Fe# em relação aos plútons do estágio 4, e assinaturas de granitos do tipo-A.

Diversos trabalhos (Silva Filho 2002, 2016; Silva, 2017) mostraram que os plútons presentes no PEAL leste possuem herança química variada, porém com grande contribuição crustal e, em alguns casos, adição de material mantélico juvenil. Essas rochas mostram comportamento de rochas de arcos continentais, além de possuir alto teor em álcalis total. Silva Filho et al. (2016), utilizando dados geológicos e isotópicos, subdividiram alguns destes corpos, alguns deles inseridos nos metassedimentos da Sequência Inhapi, em: 635 Ma - cedo a sin-colisionais (ex.: Plúton Serra do Catu); 618-610 Ma sin-colisionais (ex.: plútons Santana do Ipanema, Água Branca, Mata Grande e Correntes); 590 Ma – tardi a pós-colisionais (plútons Águas Belas e Cachoeirinha). O Ortoogneisse Maravilha (Dáttoli, et al., 2016; 2019; no prelo;

Dáttoli, 2017) representa um magmatismo cálcio-alcálico pré-colisional, marcado por assinatura semelhante às encontradas em arcos vulcânicos.

2.5 TRANSIÇÃO PEAL–CINTURÃO SERGIPANO

O Cinturão Sergipano representa uma importante cunha orogênica, formada como resultado da colisão entre o Domínio PEAL e o Cráton São Francisco, promovendo a inversão de bacias de margem passiva (domínios Macururé e Marancó) e bacia de *back-arc* (Domínio Canindé; Passos et al., 2021), com formação de um arco continental entre 630-617 Ma (D'el-Rey Silva e McClay, 1995; Oliveira et al., 2010). Bueno et al. (2009) indicam que, enquanto granitoides com assinatura de ambientes compressionais eram formados no Cinturão Sergipano, magmatismo extensional, era gerado em outros compartimentos da Província Borborema. No modelo de D'el-Rey Silva (1995, 1999), o arco vulcânico gerado neste período foi levado pela subducção da litosfera oceânica do Cráton São Francisco sob o Domínio PEAL. Granitogênese sin-colisional sugere colisão continental a partir de 610 Ma (Poço Redondo-Marancó), com geração de magmatismo até 570 Ma (Domínio Macururé).

No PEAL, é possível encontrar registros de possíveis arcos vulcânicos com idades de aproximadamente 650 Ma, como os ortognaisses Maravilha e Altinho (Dáttoli, 2017; Neves et al., 2015a). A fase colisional no PEAL é marcada por magmatismo sin-colisional e importante evento metamórfico/deformacional ($\approx$ 630-600 Ma; Silva Filho et al., 2014; Neves et al., 2016; Silva, 2017).

Idades (984-956 Ma) em gnaisses tonalito-granodioríticos implicam no retrabalhamento de grande parte da crosta paleoproterozoica durante eventos de orogênicos na porção sudoeste do PEAL leste (Silva Filho et al., 2014; Dáttoli, 2017; Dáttoli et al., no prelo) e no PEAL oeste (Cruz et al., 2014). O Cinturão Sergipano possui registro de rochas de arcos vulcânicos no subdomínio Poço Redondo-Marancó entre $\approx$ 980-960 Ma (Oliveira et al., 2010, 2016), porém outros autores (Guimarães et al., 2012, 2016) sugerem a formação dessas rochas em ambientes extensionais.

Magmatismo intraplaca de 680-660 Ma, sugere um evento extensional no Domínio PEAL antes da colisão (Neves et al. 2016). Os autores indicam falta de dados robustos, como por exemplo a presença de componentes metavulcânicos andesíticos, rochas de alto grau, além do curto período entre a idade máxima de deposição e o pico do metamorfismo, para os modelos de acreção, subducção e colisão tectônica, permitindo lacunas que dificultam a relação PEAL-Sergipano. É sugerido um evento extensional intraplaca de larga escala, sucedido por inversão

tectônica. Semelhanças isotópicas indicam que o Domínio PEAL representa, aparentemente, o núcleo da colisão que ocorreu na região sul da Província Borborema, sendo este o motivo da grande expressão migmatítica e da complexa história estrutural deste terreno (Silva Filho et al., 2014).

2.6 CORRELAÇÕES BRASIL-ÁFRICA

Nas últimas décadas, a correlação geológica entre o NE do Brasil e o NW da África vem sendo confirmada do ponto de vista litoestratigráfico e tectônico (Brito Neves et al., 2001; Van Schmus et al., 2008; Caxito et al., 2020). Baseada em análises isotópicas, comprovou-se a importância dos eventos paleoproterozoicos para a criação do embasamento presente em ambos os terrenos, e posteriormente, dos processos de metamorfismo e fusão parcial durante o Neoproterozoico (Van Schmus et al., 2008; Arthaud et al., 2008). Indícios apontam que o *break-up* teve início entre o Mesoproterozoico superior ao início do Neoproterozoico (Evans e Mitchell, 2011; Silva Filho et al., 2014). Durante um importante evento tafrogenético no Toniano (evento Cariris Velhos; Campos Neto et al., 1994; Santos et al., 1994; Santos, 1995; Brito Neves et al., 1995), fragmentos cratônicos foram separados e reciclados, em um processo de decratonização, separando o Cráton São Francisco do Cinturão Benino-Nigeriano, e posterior inversão, formando a Província Borborema (Caxito et al., 2020; Ganade de Araújo et al., 2021; Neves, 2021).

Toteu et al. (2004), estudando o Domínio Camarões Ocidental, mostram xistos e gnaisses de origem vulcânica formados por volta de 800 Ma durante evento crustal distensivo, além de granitoides cálcio-alcalinos pré- a tardi-tectônicos neoproterozoicos (660-580 Ma) e alcalinos pós-tectônicos. Este mesmo conjunto de rochas é encontrado na Província Borborema. Dados isotópicos de Nd no Domínio Yaundé mostram pico de idade modelo T_{DM} do Mesoproterozoico, mesma idade encontrada em rochas da Sequência Inhapi (Silva Filho et al., 2014). Arthaud et al., (2008) denotam as semelhanças tectônicas que ocorrem entre o continente africano e o sul-americano, como a tectônica de *nappe*. Correlações como as entre os *nappes* de São Joaquim e Atacora, nas regiões de Benin-Togo, contribuem para esta assertiva. Os domínios Sergipano e Yaoundé possuem correlações tectonoestratigráficas, ambos representando sistemas de *nappes* com vergência para sul (Van Schmus et al., 2008).

Um embasamento paleoproterozoico, com núcleos arqueanos, representa grande parte dos terrenos de ambos os continentes. O PEAL possui correlação direta com o Domínio

Adamawa-Yadé, sendo ambos caracterizados por intenso magmatismo tarde a pós-tectônicos e zonas de cisalhamento não-coaxial (Van Schmus et al., 2008).

Eventos extensionais ocorridos ao norte dos continentes remanescentes São Francisco e Congo possuem correlação direta entre os terrenos da Província Borborema e Cinturão do Oeste Africano, assim como nos Orógeno Araçuaí-Oeste Congo (Alkmin et al. 2001; Van Schmus et al., 2008). Esta fase extensional separou blocos continentais, representados pelo Norte da Borborema – Cinturão Benino-Nigeriano e os terrenos Alto Pajeú-Alto Moxotó-Rio Capibaribe-Pernambuco-Alagoas-Adamawa-Yade (Caxito et al., 2020), além de formar o Oceano Goiás-Farusiano (Cordani et al., 2013; Ganade de Araújo et al, 2020).

2.7 MODELOS TECTÔNICOS DA PROVÍNCIA BORBOREMA

A partir da integração de dados, são sugeridas duas hipóteses de modelos tectônicos para a formação da compartimentação atual da Província Borborema. O primeiro modelo envolve a acreção progressiva de terrenos (Coney et al. 1980), envolvendo eventos tafrogenéticos, com subsequentes inversões orogenéticas acrescionárias e colisionais em reconstruções *drift* (Santos, 1996; Brito Neves et al., 2000). A segunda hipótese propõe que todos os eventos ocorridos após o Paleoproterozoico (2,0 Ga) foram resultados de inversões intracontinentais em bacias neoproterozoicas (Neves, 2003; Neves et al., 2009). Ambas as hipóteses carecem de adensamento de dados. O estudo da Sequência Inhapi, abordado nesta tese, trará contribuições para a discussão.

3 CONTEXTO LOCAL

A área de estudo, na qual compreende as rochas da Sequência Inhapi, possui relevo aplainado, marcado por morros graníticos e morrotes alongados controlados por zonas de cisalhamento transpressivas de megaescala. Os litotipos predominantes são os metatexitos e paragneisses, associados sempre a xistos granadíferos, anfibolitos e granitoides peraluminosos a alcalinos. Unidades foram delimitadas para a elaboração de um mapa geológico, incluindo informações de campo, imagens de satélite, imagens de geofísica gammaespectrométrica e magnética, cartas topográficas, e dados de mapas presentes na bibliografia, como as cartas geológicas da Folha Arapiraca (1:250.000; Mendes et al, 2009) e Buíque (1:100.000; Accioly e Moraes, 2013).

3.1 GEOFÍSICA

Foram levantados dados de aerogeofísica radiométrica e magnética pelo Serviço Geológico Brasileiro (CPRM), através do projeto Paulo Afonso – Teotônio Vilela. Os dados foram utilizados para definição de áreas de contrastes geofísicos visando a obtenção de lineamentos estruturais, separação de terrenos e delimitação de corpos graníticos. O caráter sinóptico do comportamento das linhas estruturais em imagens de aerogeofísicas revela-se como uma importante ferramenta para definições de contrastes composicionais, contribuindo na delimitação de unidades.

As linhas de voo foram realizadas em direção norte-sul, com espaçamento de 10 km entre as linhas de controle, e altura de voo de 100m. A interpolação e filtragem dos dados foram realizadas pelo software GEOSOFT Oasis Montaj 8.4. A partir dos dados XYZ foram gerados mapas RGB de razões eU/eTh, eU/K e eTh/K, campo total, ternário, além de mapas de Campo Magnético Total (CMT), Primeira Derivada Vertical do Campo Magnético Total (DV), Sinal Analítico (SA).

3.1.1 Gammaespectrometria

A distribuição de radioelementos em diferentes materiais geológicos pode ser usada para indicar contrastes geológico-estruturais (Modena et al., 2016; Amorim et al., 2020). A utilização dos canais de K, eTh e eU, além da Contagem Total, razões eU/eTh, eU/K e eTh/K permite delimitar alterações no conteúdo desses elementos, sugerindo diferenças litológicas, faciológicas e composicionais. A solubilidade desses elementos e seus complexos, em

determinados ambientes, indicam os possíveis minerais presentes e/ou a história pós-genética do material aflorante em determinada área. A radiação gama apresenta alto índice de penetração tanto para fontes naturais, quanto para as antropogênicas (Ribeiro et al., 2013).

A área de estudo possui padrões diversificados em relação aos elementos K, Th e U (Figura 3a). Foi possível subdividir a área em 7 domínios geofísicos (Figura 3b). O Domínio A, corresponde a altos valores de K, e baixos de U e Th. Em campo, essas regiões são marcadas por plútons alcalinos, caracterizados por fenocristais de K-feldspato. Estão inclusos os *augen* gnaisses do Complexo Belém do São Francisco, a fácies sienogranítica e Plúton Águas Belas e suas apófises adjacentes; O Domínio B apresenta valores moderados de K e baixo Th e U. É representado principalmente pelo monzogranito e duas micas Ouro Branco; O Domínio C apresenta valores baixos a moderados de Th, além de baixos K e U. Representa umas das fácies das sequências metassedimentares, composta por paragneisses intercalados a anfibolitos gnaissificados, como também do ortogneisse máfico Cachoeira Grande na porção norte, região da Sequência Rio Una; O Domínio D possui valores moderado a alto de Th e U, e baixo a moderado de K. Esse domínio é o de maior extensão na área de estudo, e representa a unidade dominante das Sequência metassedimentares Inhapi e Rio Una. Compreende xistos e paragneisses gnaissificados, frequentemente migmatizados, associados a anatexitos leucocráticos, quartzitos e calcissilicáticas; O Domínio E exibe valores moderado a alto de todos os elementos. Este domínio é representado por ortogneisses migmatíticos do Complexo Belém do São Francisco; O Domínio F possui valores altos em todos os elementos, sendo representado por anatexitos leucocráticos; O Domínio G apresenta baixos valores de U e K e altos de Th. Inclusos neste domínio estão ortogneisses granodioríticos em contato a norte e sul do Plúton Águas Belas, e o tonalito gnáissico Maravilha.

3.1.2 Aeromagnetometria

Os dados de aeromagnetometria refletem áreas com característicos padrões magnéticos. A uniformidade dos valores magnetométricos devem ser associados aos dados petrográficos, geoquímicos e estruturais para uma resposta geológica ser possível (Grant 1985; Airo, 2014). Esses padrões são regidos pela quantidade de minerais que exibem assinatura magnética anormal, como por exemplo minerais compostos por ferro (ex.: magnetita, hematita, etc.).

A imagem da primeira derivada vertical (Figura 3c) permitiu visualizar duas regiões distintas, subdivididas em 3 domínios: (i) a primeira região, com textura rugosa, composta pelos domínios I e III, é caracterizada por altos valores de frequência indicando fontes rasas, que

compreende as regiões sul e noroeste da área. Esta região está fora dos limites da Sequência Inhapi, e é representada pelas rochas migmatíticas do Complexo Belém do São Francisco e o Plúton Águas Belas; (ii) a segunda região, representada pelo domínio II, exibe textura lisa, de baixa frequência, indicando fontes mais profundas. Normalmente, baixas frequências magnéticas estão ligadas a bacias sedimentares. Na área, esta região compreende as rochas metassedimentares das sequências Inhapi, o Ortognaisse Maravilha e os granitoides peraluminosos.

Lineamentos estruturais foram traçados a partir da interpretação de contrastes de frequência na imagem de resposta magnética (Figura 3d). Os domínios I e III apresentam predominância de lineamentos NE-SW, enquanto o domínio II mostra interferência de estruturas NW-SE e E-W. A relação dessas estruturas com a dinâmica estrutural da área é discutida na sessão 3.3 - *Geologia Estrutural*.

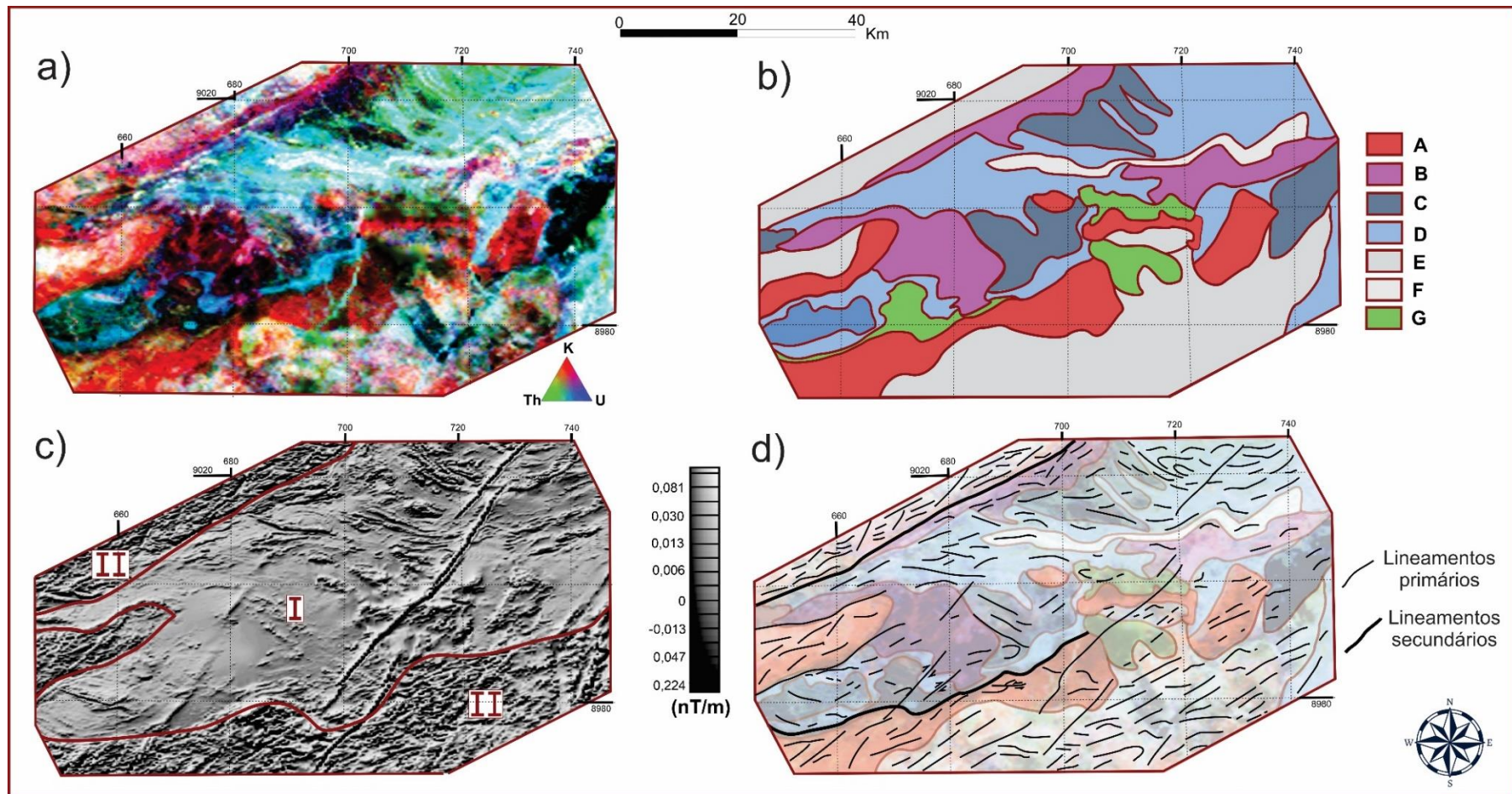


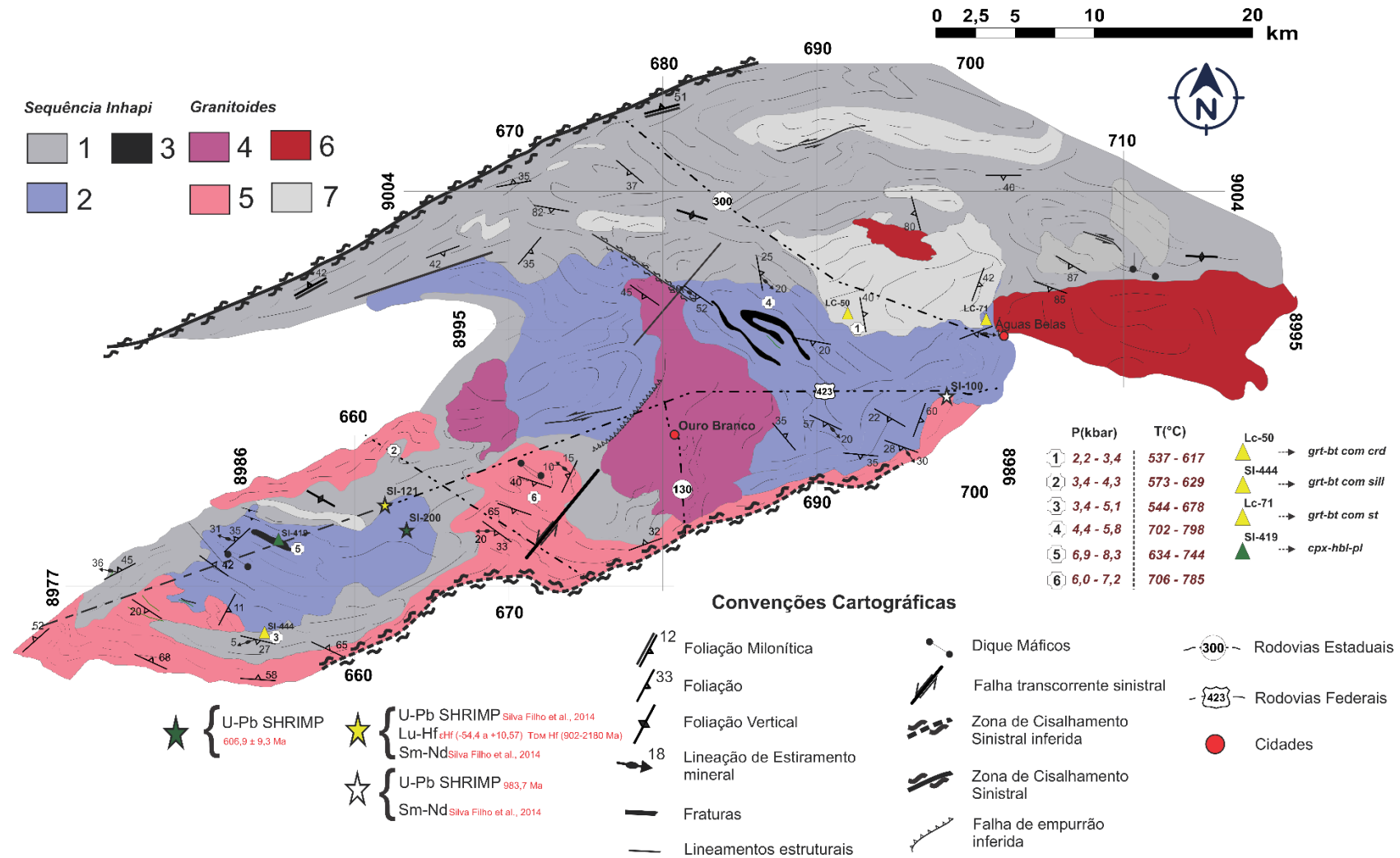
Figura 3. Encartes de análise geofísica da região na qual a área de estudo está contida: (a) Imagem de Gammaespectrometria (canais K-Th-U) (b) Mapa litogeofísico gerado a partir da contagem dos elementos K-Th-U, a caracterização das unidades está descrita no texto; (c) Primeira derivada vertical do campo magnético, com separação de domínios estruturais marcados por diferentes frequências; (d) Análise estrutural gerada a partir dos contrastes magnéticos.

3.2 ASPECTOS DE CAMPO

A Sequência Inhapi compreende rochas metavulcanossedimentares de médio a alto grau metamórfico, com história geológico-estrutural complexa. A presença de anatexitos leucocráticos é expressiva em toda a área, indicando o alto grau de fusão parcial sofrido por essas rochas. A área é composta pelas seguintes 02 unidades principais (Figura 4): (i) Sequência metavulcanossedimentar, representada por biotita xisto, granada-biotita xisto com estaurolita, quartzito, mármore, e biotita gnaisses paraderivados intercalados a anfibolitos gnaissificados, metatexitos e diatexitos; (ii) e granitoides, representados por plútons pré- a pós-tectônicos. A unidade metassedimentar foi subdividida em 03 subunidades, nas quais se diferenciam pela maior expressão de corpos máficos, migmatização e/ou gnaissificação.

3.2.1 Embasamento

O embasamento ortognáissico está parcialmente migmatizado, e intercalado tectonicamente com lentes anfibolíticas granadíferas (Figura 5a). São rochas metatexíticas com estruturas estromáticas, marcadas por paleossoma mesocrático de composição tonalito-granodiorítica, e neossoma dividido em bandas leucocráticas, ricas em quartzo+feldspato+biotita, e melanocráticas, com maior abundância biotítica. Esta unidade possui composição tonalítica-granodiorítica e se apresenta como uma lasca tectônica entre as rochas da Sequência Inhapi. Dados U-Pb SHRIMP em afloramento modelo, à beira da BR-423 (9°13'01.3"S 37°35'09.6"O) no limite entre os municípios de Ouro Branco e Canapi, mostram idade 983 ± 9 Ma para a cristalização do protólito desta rocha (Dátoli, 2017). Essas rochas estão intercaladas com granada anfibolitos com espessuras centimétricas a métricas.



23

24 Figura 4. Mapa geológico simplificado para a área de estudo. 1 - Granada-biotita xistos com silimanita, cordierita ou estauroлита intercalados a quartzitos, mármore,

25 cálcio-silicáticas; 2 - Metatexitos e Diatexitos paraderivados intercalados com granada-biotita xistos, paragneisses e anfibolitos gnaissificados;

26 4 - Plúton Ouro Branco; 5 - Ortogneisse Maravilha; 6 - Plúton Águas Belas; 7 - Anatexitos peraluminosos leucocráticos.

3.2.2 Sequência Metavulcanossedimentar

Na Sequência Inhapi afloram granada-biotita xistos (raramente apresentando fibrolita, estauroлита e cordierita), granada-biotita paragneisses e migmatitos metatexíticos e diatexíticos.

Os granada-biotita xistos se encontram intercalados a mármore, cálcio-silicáticas, quartzitos e gnaisses anfibolíticos. Essas rochas possuem comumente vênulas de quartzo (Figura 5b-c), e ocasionalmente apresentam sillimanita fibrosa estauroлита ou cordierita. As cálcio-silicáticas são cinza esverdeadas, com actinolita-tremolita predominantes e calcita disseminada. As zonas de transição, sem contatos abruptos, entre os paragneisses e os micaxistos, revelam a relação genética entre essas rochas. Os paragneisses mostram diferentes níveis de anatexia. Possuem bandas centimétricas a métricas, alternadas em: melanocráticas, representadas por predominância de biotita com menor quantidade de quartzo, plagioclásio e alguma granada; e leucocráticas, com predominância de quartzo, plagioclásio e k-feldspato.

Rochas migmatíticas são expressivas na área de estudo (Figura 5d-e). Extensos afloramentos de neossomas leucograníticos se encontram espalhados por toda região central e norte da área. Texturalmente, essas rochas são em grande maioria estromáticos (Fig 5d) ou *schlieren*, com leucossomas *in-situ*, ocasionalmente injetados, marcados por melanossomas biotíticos com granada. Os mesossomas são mesocráticos, bandados, marcados por predominância de biotita com menos plagioclásio e quartzo e granada. Os neossomas exibem uma porção leucocrática quartzo-feldspática, sendo em grande maioria concordantes ao bandamento, porém, eventualmente, cortam a estrutura estromática, por vezes se apresentando como *clots*, quando não estão em contato paralelo entre o leucossoma e o paleossoma. Em algumas porções, os metexitos mostram leucossomas com contatos bruscos com a superfície gnaissificada, podendo indicar que o leucossoma se formou relativamente cedo durante o processo de anatexia. Além desses também são encontrados migmatitos com estrutura em rede e *raft-like*, com bolsões paleossomáticos de biotita xistos, como também diatexitos *schollen* mesocráticos (Figura 5e). Esses diatexitos possuem porções de mesossomas, em formato de bolsões paragneissicos, e neossoma fanerítico mesocrático adamellíticos a monzograníticos. A presença de diatexitos é esporádica em relação ao metatexitos. Algumas massas de diatexitos são injetadas como veios leucocráticos, ou diques que chegam a 1 m de largura. Os afloramentos de metatexitos são mais estreitos e ocasionalmente mais intemperizados

do que os diatexitos aflorantes, resultado da maior resistência dos diatexitos. A transição entre metatexito e diatexito não é clara, mas a elevada concentração de leucossoma sugerem fusão parcial dinâmica por entrada de água no sistema, facilitada pela deformação dúctil, sendo de papel crucial para a canalização de fluidos, quanto para o acúmulo de material anatético.

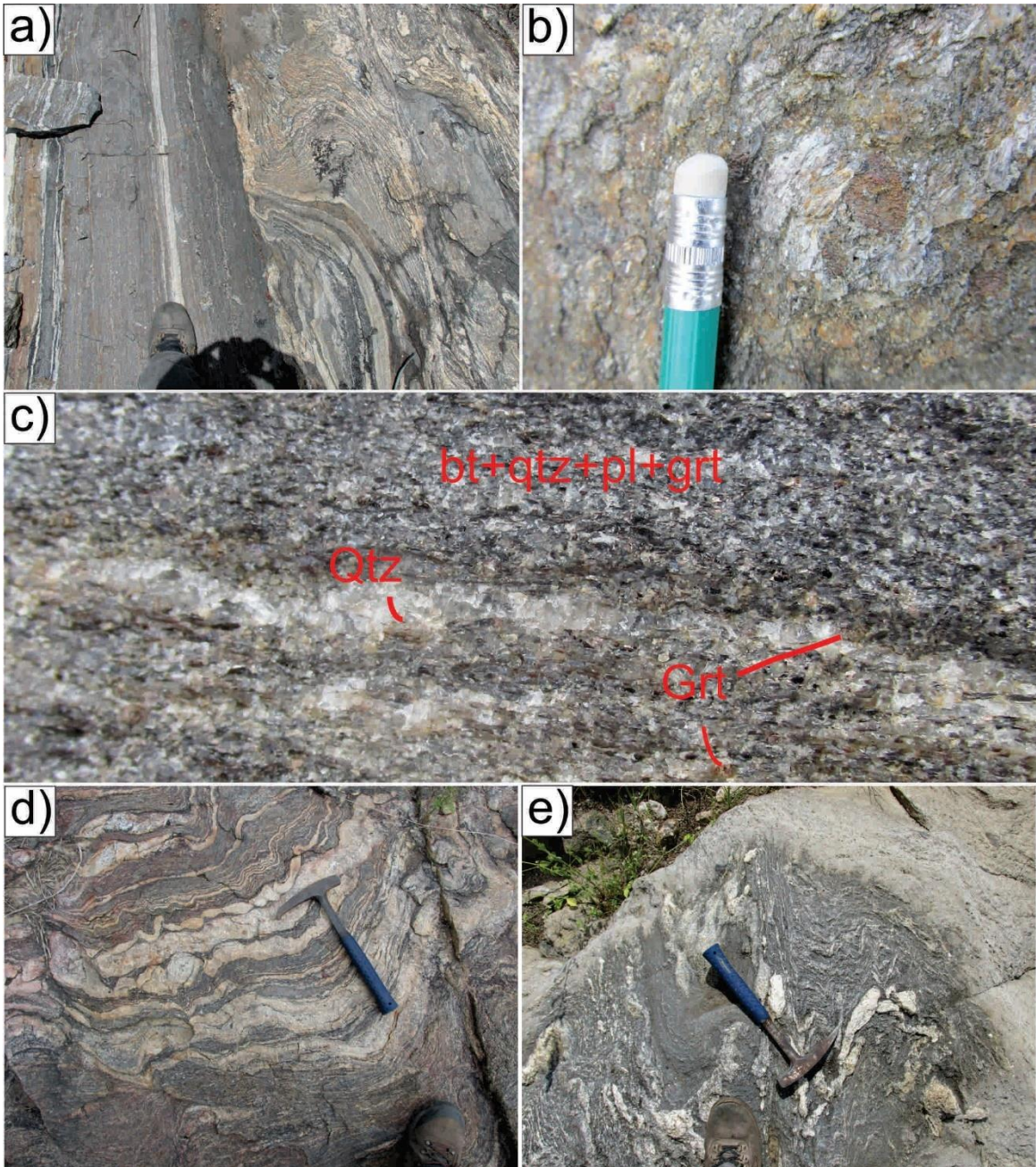
Os anfibolitos (Figura 5f) possuem bandas espessas melanocráticas, de dimensões métricas, com predominância de anfibólio, piroxênio e plagioclásio, e bandas leucocráticas, com predominância de quartzo, feldspato e, em menor quantidade, minerais máficos (clinopiroxênio e anfibólio), de dimensão centimétricas. A foliação gnáissica concorda com a foliação Sn principal na área de estudo. Os contatos dessas rochas são abruptos a cisalhados com os paragneisses. Algumas porções apresentam migmatização, representadas por metatexitos com bolsões neossomáticos e melanossomas ricos em anfibólio e piroxênio. É comum a presença de diques leucossomáticos pegmatíticos e aplíticos, em contatos retilíneos a parcialmente curvilíneos, cortando essas rochas.3.2.3. Granitoides Brasileiros

Granitoides cedo- a pós-tectônicos afloram pela área de estudo. O Ortognaisse Maravilha, de idade criogeniana (646 Ma; Dáttoli, 2017), consiste em um tonalito cálcio-alcalino de alto-K, exibindo deformação magmática e tectônica. Possui área aflorante de aproximadamente 200 km², colocado entre as rochas metassedimentares da Sequência Inhapi e ortognaisses do Complexo Belém do São Francisco, através da Zona de Cisalhamento Maravilha. Seu formato é irregular, com alongamento NE-SW sentido a Zona de Cisalhamento Maravilha, e levemente milonitizado ao longo da zona, indicando colocação ainda em condição plástica. Este corpo apresenta *clots* anfibolíticos, até então tratados como autólitos do protólito desta rocha. Sua composição mineralógica se assemelha aos plúton do tipo Conceição (Brito Neves e Pessoa, 1974), com tipologia típica presente nos terrenos do Domínio Transversal.

O Plúton Ouro Branco consiste em um leucogranito a duas micas (Figura 5g), predominantemente isotrópico, ocasionalmente mostra foliação local como produto de cisalhamento rúptil-dúctil. Dispõe formato irregular ovalado com eixo NNE-SSW, aflorando em uma área de aproximadamente 115 km². Apresenta predominância de plagioclásio, quartzo, k-feldspato, biotita, muscovita e granada como composição modal. Esta rocha aflora em toda região centro-sudoeste da área, e possivelmente representa um dos produtos gerados pelos processos metamórficos-anatéticos que afetaram os

metassedimentos da Sequência Inhapi (discussão no capítulo V- Litogeoquímica). Cisalhamentos nas bordas do Plúton Ouro Branco indicam sua movimentação após fusão para regiões mais rasas. Família de falhas de fraturas subverticais a verticais (N0°-N55°) demonstram cisalhamento rúptil pós-solidificação desta rocha, indicando que possivelmente este corpo já se encontrou em regiões mais rasas na crosta durante a fase F_{n+1} .

Anatexitos leucocráticos a duas micas estão presentes em praticamente toda a área mapeada da Sequência Inhapi, indicando um intenso episódio de fusão parcial sofrido por essas rochas. Essas rochas variam em diatexitos leucocráticos, com mesossomas representados predominantemente por granada paragnaisses e granada-biotita xistos, corpos lenticulares leucograníticos dispendo eixo maior de alongamento E-W, e levemente dobrados, casualmente exibindo estruturas sigmoidais. O formato destes corpos indica colocação em crosta aquecida plástica, regida por *stress* de cisalhamento.



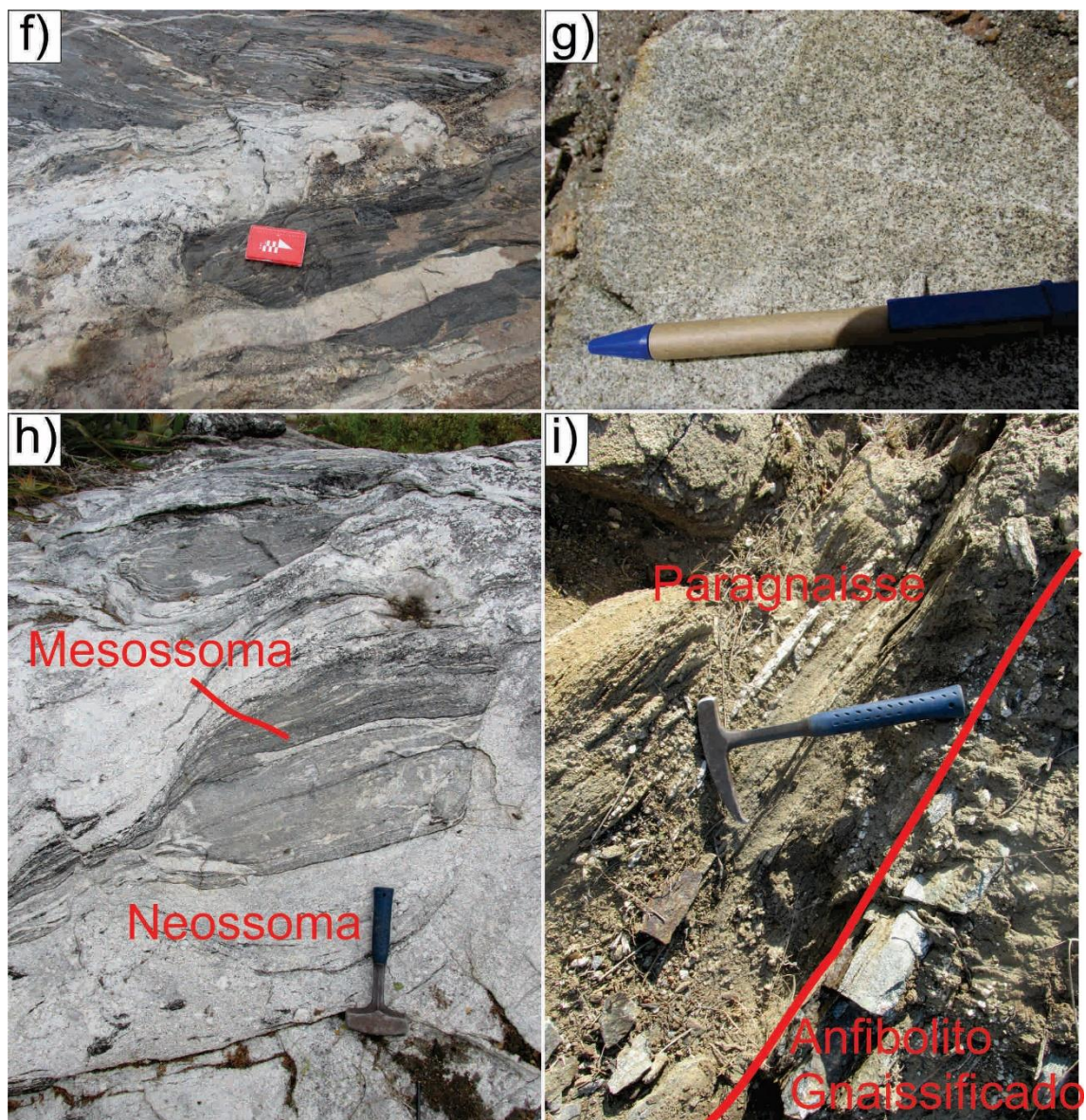


Figura 5. a) Ortogneisse de composição granodiorítica intercalado com anfibolito gnaissificado (983 ± 7.2 Ma; Dáttoli et al., 2019) b) Fibrolita circundando granada em granada-biotita xisto; c) granada-biotita xisto mostrando xistosidade marcada por lamelas de biotitas e vênulas de quartzo; d) Metatexito estromático exibindo dobras pitgmáticas em leucossomas; e) Paleossoma em biotita xisto estromático dobrado em diatexito schollen; f) Anfibolito gnaissificado migmatizado com neossoma leucocrático; g) Textura fanerítica média no leucogranito Ouro Branco; (h) diatexito schollen com mesossoma xistoso e neossoma leucocrático porfirítico; i) Anfibolito gnaiss intercalado a paragneisse metagrauvaqueano.

3.3 GEOLOGIA ESTRUTURAL

A análise da trama estrutural da região de estudo contou com a compilação de dados em micro a mega escala. As direções encontradas nos lineamentos e estruturas demonstrados nos mapas geofísicos são encontradas em escala de campo e, consequentemente, nas seções delgadas.

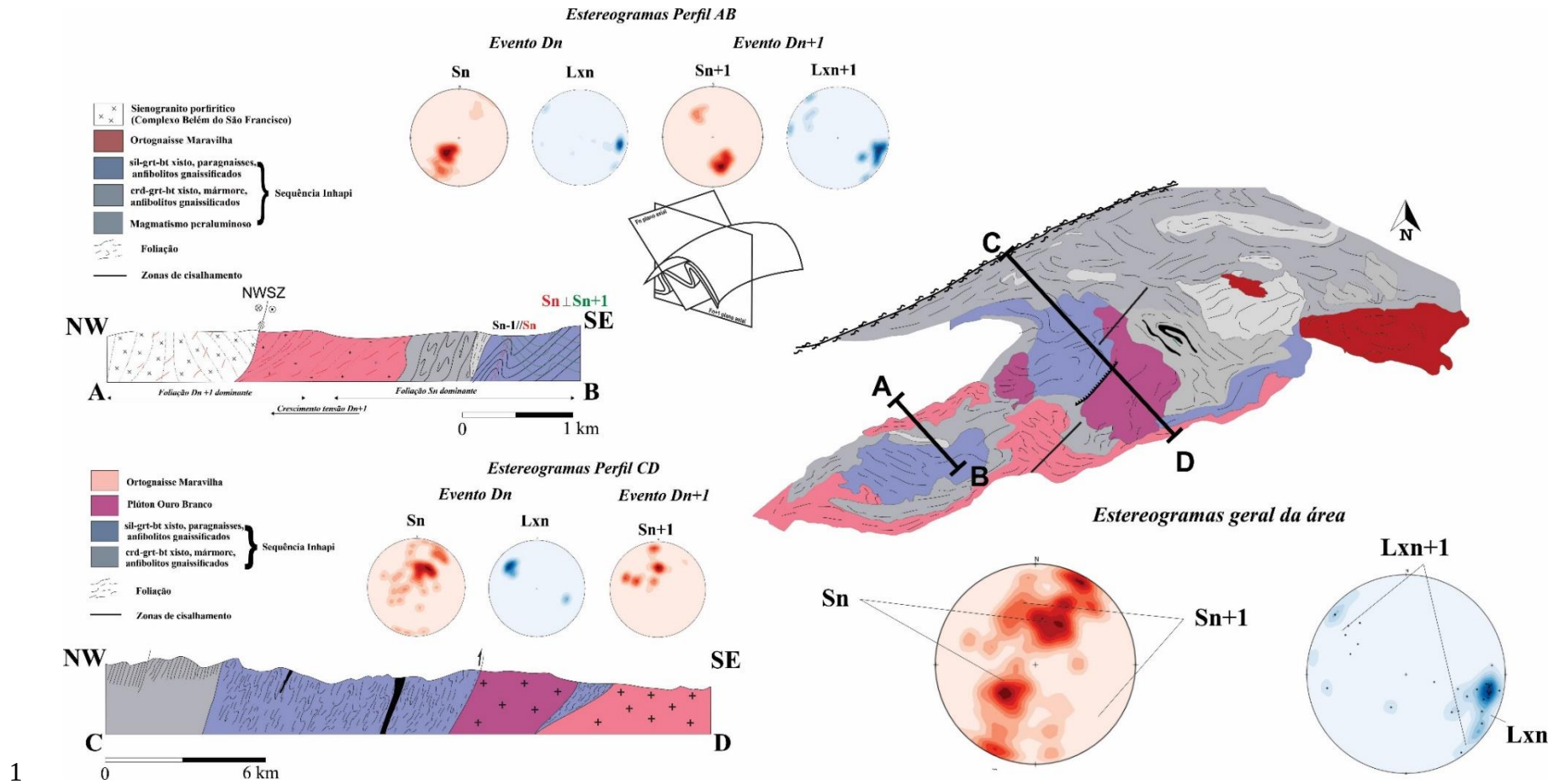
As rochas presentes na região apresentam uma complexa história deformacional. Trata-se de uma região de intenso retrabalhamento durante a Orogenia Brasileira. Os eventos deformacionais são notados em imagens de aerogeofísica magnetométricas, através de lineamentos estruturais e formatos alongados e dobrados dos corpos magmáticos, sendo posteriormente comprovados a partir de análises sistemáticas de campo. É possível observar três fases de deformação (Dn-1, Dn e Dn+1). As fases de deformação, considerando que todas estão marcadas nos metassedimentos da SI (idade máxima de deposição $\lesssim 631$ Ma; Silva Filho et al., 2014) estão ligadas a orogenia Brasileira. A expressiva influência de eventos anatéticos na área dificultam as análises estruturais. Estereogramas das medidas, além das informações de duas seções NW-SE podem ser encontrados na Figura 6.

3.2.1 Dn-1

Este evento é representado principalmente por dobras intrafoliais, paralelizadas a foliação Sn, geradas durante o evento Dn. Na porção centro-norte da área, a foliação Sn-1 é dobrada isoclinalmente e paralelizada a foliação Sn. As dobras são encontradas no embasamento ortognáissico e nas rochas metassedimentares da Sequência Inhapi. Padrões de interferência de dobras em cogumelo, aflorando na região sudoeste da área, evidencia a transposição de estruturas entre os eventos Dn-1 e Dn em lasca do embasamento ortognáissico tonalítico.

3.2.2 Dn

Nesta fase a foliação Sn foi formada, com direção preferencial NW-SE, e mergulhos que variam de 20-60°, com predominância para NNW. Essa foliação é a mais frequente na área de estudo, possuindo penetração pervasiva tanto nas rochas da Sequência Inhapi quanto nos granitoides pre- a sin-tectônicos. As bandas dos migmatitos estromáticos e *schliren* são paralelas a foliação nesta fase (Fig 7a-b), o que pode indicar a simultaneidade com o evento de anatexia. Essa foliação é representada por aglomerados quartzo-feldspáticos, quartzo estirados, biotitas e muscovitas placoides. Lineações de estiramento mineral são definidas por quartzo estirados e plagioclásios estirados, mostrando caimentos sub-horizontais a médios ângulos com vergência para sudoeste. Porfiroclastos de plagioclásio do tipo σ e δ no Ortognaisse Maravilha, juntamente com estruturas S/C e lineações de estiramento mineral, demonstram caráter sinistral transpressional para esse evento.



1

2

3

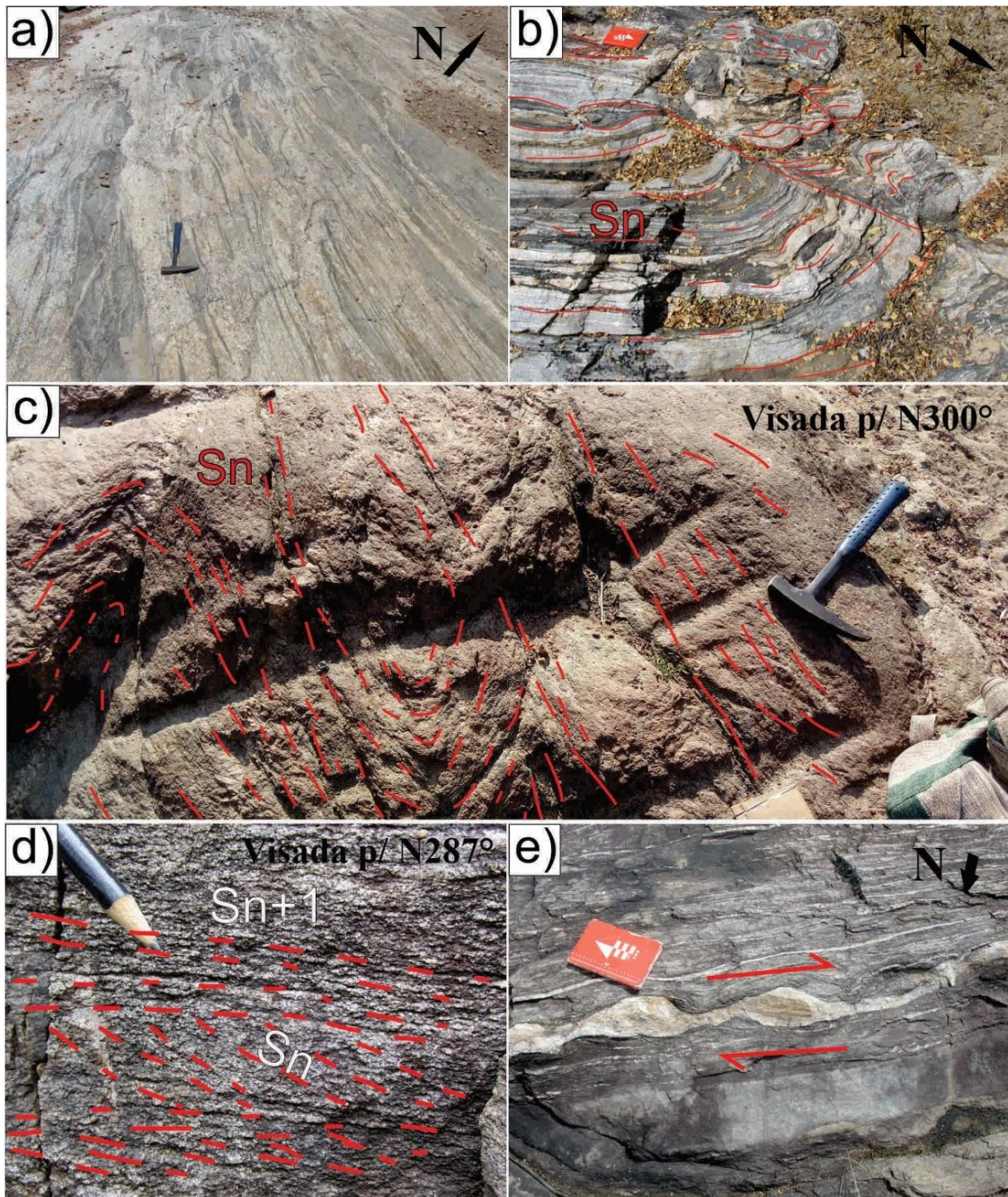
Figura 6. Seções representativas da área, com seus respectivos estereogramas das principais estruturas, juntamente aos estereogramas gerais da área.

Nos biotita xistos e paragnaisses da SI, essa fase muitas vezes aparece como foliação plano axial de dobras F_{n-1} . As famílias de dobras F_n são, predominantemente, fechadas a isoclinais, ($\Theta = 0^\circ - 27^\circ$; Figura 7c), assimétricas, ocasionalmente parasíticas (Figura 7e), inclinadas a recumbentes, exibindo transporte tectônico para S-SW. Suas dimensões são centimétricas a métricas, com eixos (L_{nb}) curvos e caimento para W, NW ou SE, sendo a última direção a mais expressiva (ca. $N98^\circ$ - $N137^\circ$). Seguindo o *trend* da foliação S_n , *boudins* assimétricos em bandas das lentes paragnaissicas indicam deformação não-coaxial, formando *sausage-shaped boudins*. As estruturas formadas durante a fase D_n são principalmente encontradas nas porções central e sudoeste da área.

3.2.3 D_{n+1}

Essa fase é marcada pelo dobramento da foliação S_n , gerando a família de dobras F_{n+1} , e formação da foliação S_{n+1} , de direção preferencial NE-SW. Essa foliação possui baixos a moderados ângulos de mergulho (18° - 50°), e transectam a foliação S_n em alguns afloramentos (Figura 7d). A nucleação de zonas de cisalhamento é visível tanto em escala de afloramento quanto megascópica. Atinge tanto as rochas da Sequência Inhapi quanto as lentes ortognaissicas da região. As dobras F_{n+1} são centimétricas a métricas, coaxiais a não coaxiais, com eixos direcionados NW-SE. São dobras flexurais cilíndricas, suaves a fechadas ($\Theta = 35^\circ - 135^\circ$), simétricas e assimétricas, com eixos sub-horizontais e planos axiais verticais a levemente inclinados.

As lineações de estiramento mineral L_{n+1} são definidas por quartzo estirado, e possuem ângulo aproximadamente ortogonal em relação a direção da foliação S_{n+1} , sugerindo um forte componente compressional. Essas lineações possuem suave caimento para SE, ocasionalmente para NW. Indicadores cinemáticos sugerem movimento principal transpressional sinistral, com importante componente compressional. Localmente, estruturas com rotação horária, geradas por cisalhamento flexural nos flancos de megadobras, como “*pinch and swell*” assimétricas em bandas leucocráticas em biotita xistos (Figura 7e) e rotação de vênulas quartzo-feldspáticas em ortognaisses miloníticos (Figura 7f). O bandamento migmatítico em metatexitos estromáticos são dobrados, sobrepondo e deslocando as estruturas D_n . A superposição das dobras F_n e F_{n+1} forma padrão de interferências domos e bacias, identificado no sudoeste da área de estudo (Figura 7 g-h).



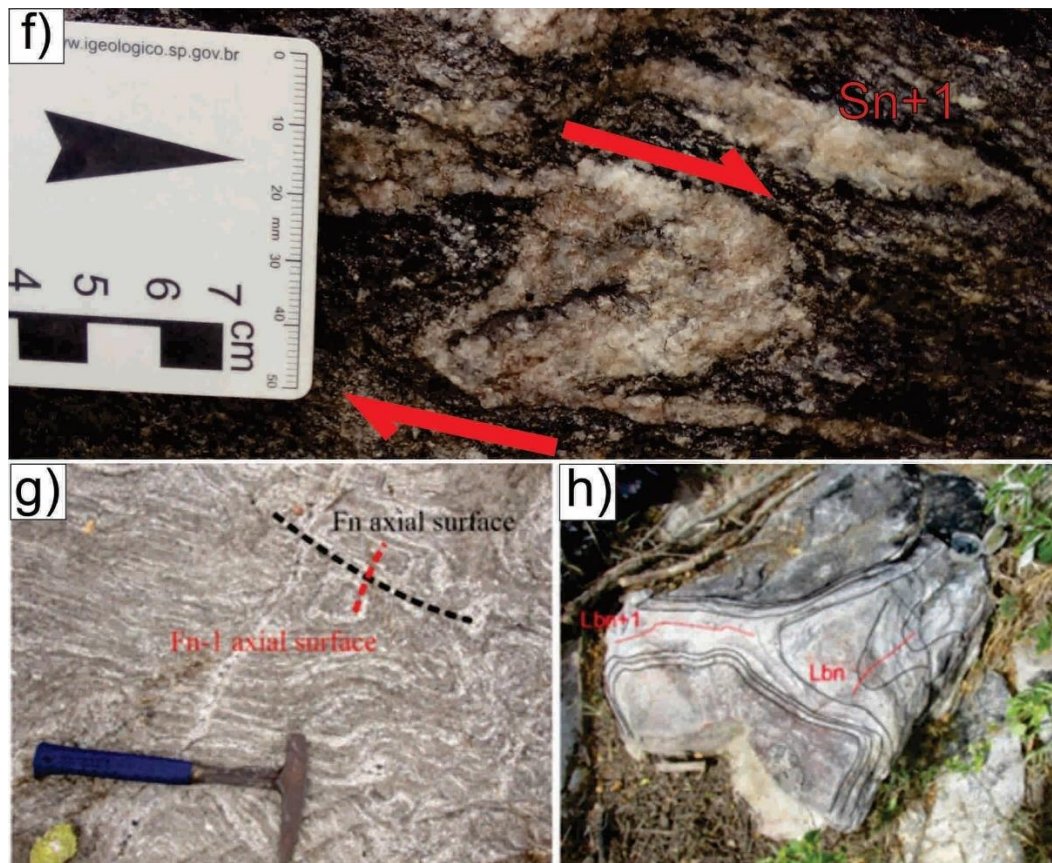


Figura 7. Trama estrutural em rochas da área de estudo a) Par de dobras antiforma-sinforma fechadas e apertadas com plano axial empinado com rompimento do limbo da sinforma; b) Afloramento em lajedo de diatexito schlieren com lentes leucocráticas paralelas a foliação S_n ; c) Afloramento em lajedo de paragneisse com bandamento subvertical e dobra normal com caimento moderado; d) Truncamento de foliações S_n (bandamento gnáissico) e S_{n+1} (foliação espaçada não contínua) em granada-biotita xisto; e) estruturas “pinch and swell” assimétricas em bandas leucocráticas em biotita xistos; f) rotação dextral em vênula quartzo-feldspática; g) interferência de dobras do tipo-2 sugerindo padrão “*dome-crescent-mushroom*” (Ramsay e Huber, 1987); h) interferência de dobras do tipo-1, caracterizando padrão “*domos e bacias*” (Thiessen e Haviland, 1987).

4 PETROGRAFIA E QUÍMICA MINERAL

Um total de 35 seções delgadas foram analisadas petrograficamente para esta tese, contemplando 06 paragnaisses, 12 granada-biotita xistos e 06 mesossomas paraderivados em metatexitos, 08 anfibolitos e 03 do Plúton Ouro Branco. As análises de química mineral foram realizadas em 03 lâminas de granada-biotita xisto, 2 de paragnaisses e 03 anfibolitos aflorantes na região sudoeste da área de estudo.

4.1.METASSEDIMENTOS

4.1.1 Granada-biotita xistos

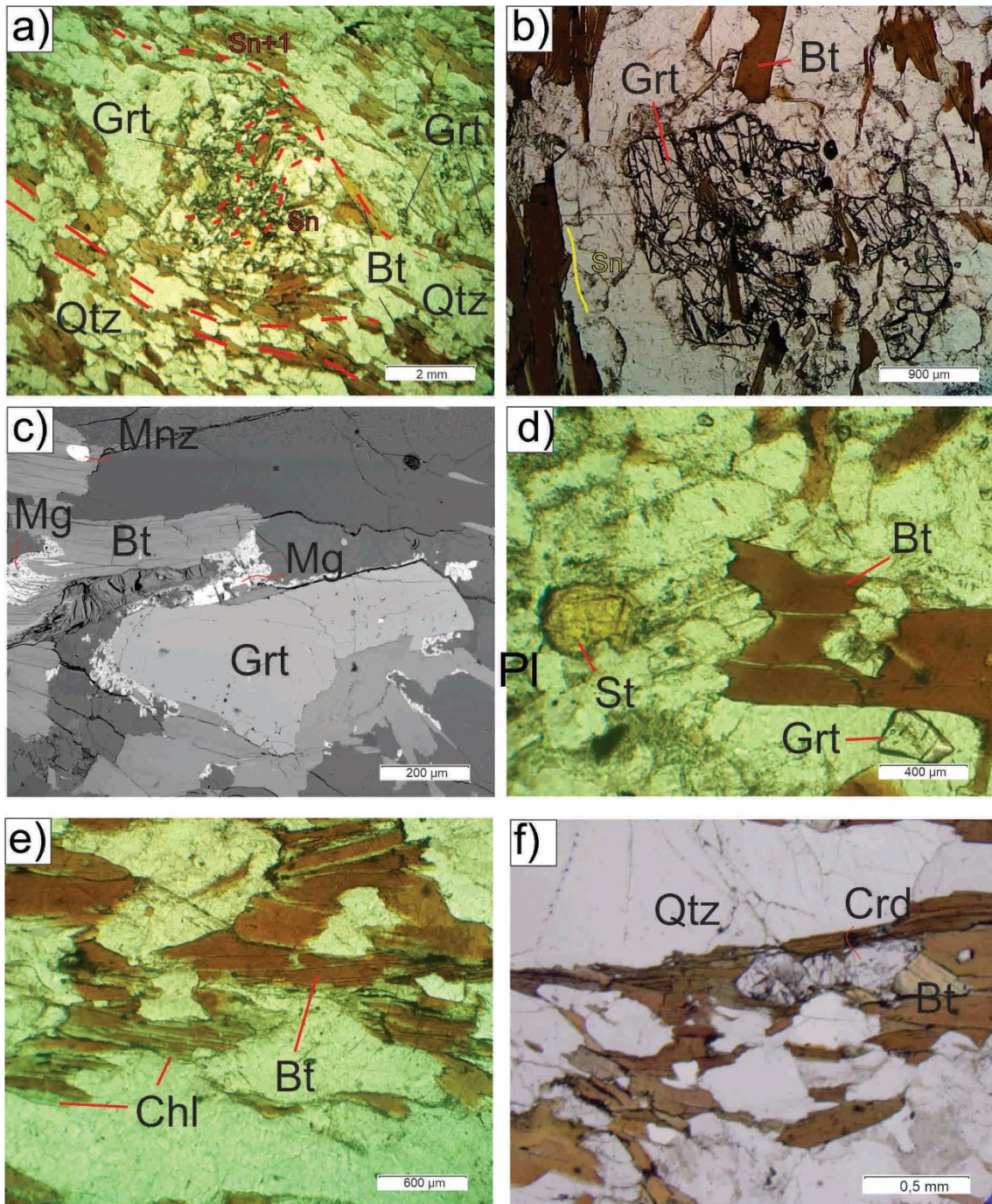
Os granada-biotita xistos são compostos por biotita, quartzo, plagioclásio, granada, muscovita, estaurolita, sillimanita (fibrolita) e cordierita (Tabela 1). Os minerais acessórios presentes são a ilmenita, monazita, apatita, zircão. Essas rochas apresentam xistosidade anastomosada espaçada (Passchier e Trouw, 2005), controlada por níveis de biotita e, em algumas amostras, muscovita.

Tabela 1. Composição modal dos xistos.

Biotita Xisto		
	Principais	Acessórios
Quartzo	31-56%	Ilmenita
Biotita	22-37%	Monazita
Plagioclásio	12-35%	Apatita
Granada	6-14%	Zircão
Muscovita	0-12%	Cordierita
Estaurolita	0-4%	
Sillimanita	0-2%	
Cordierita	0-2%	

A lineação principal (Lpx) é definida principalmente por quartzo e plagioclásio estirado. As granadas são nucleadas em duas gerações: a primeira está presente como porfiroblastos poiquilíticos (Figura 8a), em grãos intensamente fraturados (comportamento rúptil-dúctil), marcados por inclusões orientadas de quartzo estirado, biotita e apatitas, demonstrando, ocasionalmente, estrutura do tipo snowball (Figura 8a). As relações microestruturais mostram origem sin-cinemática a foliação Sn+1, com possível cisalhamento sinistral; a segunda geração é marcada por grãos um menos fraturados, xenoblásticos, variando de 1 a 4,5 mm de diâmetro, sem relações

microestruturais com a foliação, indicando origem pós-cinemática a foliação Sn (Figura 8c). Esta geração de granadas é encontrada em afloramentos não afetados pela fase Dn+1. Alguns grãos de granadas são rodeados de óxidos de ferro intersticiais, sugerindo percolação de fluidos oxidantes (Figura 8c). A biotita, xenoblástica a placoidal em textura lepidoblástica, está orientada segundo a foliação principal Sn, com dimensões milimétricas (até 3 milímetros de comprimento), e mostram cores variando de castanho esverdeado a amarronzado. A estaurolita, encontrada em afloramento próximo a cidade de Águas Belas (702231 E / 8994492 N) ocorre como cristais subdioblásticos a xenoblásticos (Figura 8d). A clorita está presente nas bordas das biotitas, indicando transformação retrometamórfica (Figura 8e). A muscovita está presente subdioblástica placoidal, possuindo variada composição modal entre essas rochas. Inclusões de biotita e minerais opacos são frequentes. É possível observar fragmentos de cloritas xenoblásticas inclusas em biotitas. A assembleia do pico metamórfico encontrada nessa rocha é biotita + sillimanita + granada + k-feldspato (amostra SI-444), estável em condições de fácies anfibolito de baixa temperatura e pressão. A cordierita, encontrada em um afloramento na porção central da área (651639 E / 8984114 N), está inclusa em aglomerado de biotitas, além de possuir inclusões desses minerais (Figura 8f). A magnetita aparece tanto inclusa em biotitas e granadas, quanto intersticial (Figura 8g). A monazita e a apatita são xenoblásticas, e ocorrem inclusas a parcialmente inclusas às biotitas (Figura 8h).



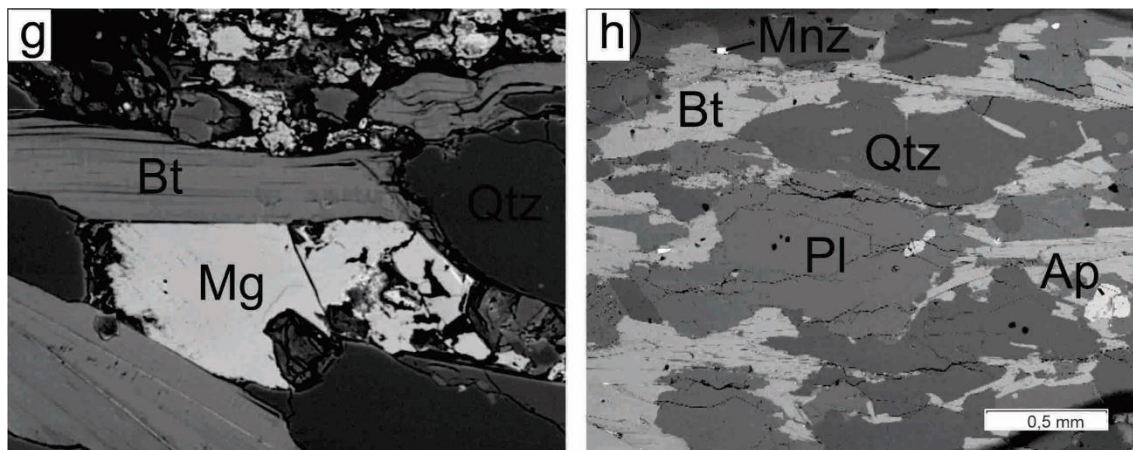


Figura 8. Fotomicrografias dos granada-biotita xistos. Nicóis paralelos: a) Porfiroblasto poiquilítico de granada da primeira geração em estrutura “snow ball” sugerindo movimentação com sentido horário, sintectônica a foliação dextral S_{n+1} ; b) Granada fraturada inclusões de biotita em grt-bt xisto com sillimanita; c) Estauroлита subeudral em st-granada-biotita xisto; d) Grão subdioblástico de estauroлита; e) início do processo de cloritização nas bordas das biotitas. Nicóis cruzados; f) Cordierita estirada parcialmente inclusa em aglomerado biotítico com direção de estiramento concordante com a foliação S_{n+1} ; i-j) Imagem CL mostrando magnetita intersticial indicando a ação de fluidos oxidantes e Apatita e monazita xenoblásticas. chl – clorita, bt – biotita, granada – granada, qtz – quartzo, st – estauroлита, ms – muscovita, crd – cordierita, mnz – monazita, ap – apatita.

4.1.1.1 Química Mineral

A análise de química mineral foi realizada em 03 seções delgadas de rochas paraderivadas: grt-bt xisto (SI-442), grt-bt xisto com sillimanita (SI-444), grt-bt xisto com cordierita (Lc-50).

Granada

Em grande parte das granadas metamórficas é possível observar zoneamentos composicionais, nos quais podem indicar o seu crescimento em equilíbrio com a assembleia mineral circundante (Spear and Selverstone, 1983; Xia et al, 2016). Em outros casos, um complexo zoneamento exibindo múltiplos estágios, ou mudança composicional abrupta, podem ocorrer. Os principais fatores para padrões de zoneamento descontínuos são: (1) mudanças abruptas de Pressão-Temperatura (P-T); (2) difusão durante metamorfismo de alta temperatura; (3) mudanças abruptas nas reações de formação das granadas, ou na abundância de minerais cogenéticos que controlam seu crescimento; e (4) infiltração de fluídos (Xia et al., 2016). Em muitos casos, a composição de elementos como Ca e Mg, estão ligados não a condições de P-T, mas sim a disputa por esses elementos entre a granada e seus minerais coexistentes durante o metamorfismo (Gaidies et al., 2006; Wei et al., 2010). Um importante fator para a homogeneização é a alta temperatura durante o metamorfismo, a qual pode causar a quebra de minerais meta-

estáveis liberando fluidos, os quais promovem a rápida difusão nas granadas (Xia et al., 2016).

As granadas em amostras de granada-biotita xistos mostram valores homogêneos (Anexo 1), com pequenas variações do núcleo para a borda (Figura 9). São ricas no componente almandina (SI-442: Prp₁₁₋₁₃, Alm₇₃₋₇₄, Sps₅₋₇, Grs₆₋₇; SI-444: Prp₁₀₋₁₇, Alm₅₈₋₆₄, Sps₃₋₁₃, Grs₁₂₋₂₁; LC-50: Prp₆₋₁₃, Alm₅₅₋₆₆, Sps₁₅₋₃₂, Grs₀₋₆), com leve empobrecimento de Fe e Mg, além do enriquecimento em Mn do núcleo para a borda (Figura 9).

Diagramas ternários utilizando as proporções moleculares (Alm-Prp-Sps) indicam composição de granadas formadas em metamorfismo de alta P-T (Figura 10a; Teraoka et al., 1997; Teraoka et al., 1998) em fácies anfibolito (Figura 10b). A pequena variação de Ca é explicada pela sua fraca difusão, onde geralmente seus valores são mantidos após o estágio de pico do metamorfismo. As variações composicionais podem estar ligadas a uma diminuição das condições de P-T em metamorfismo retrogrado (Ren et al., 2015; Lee et al., 2019), como também a variação composicional da rocha na qual a granada está presente por injeção de fluidos externos.

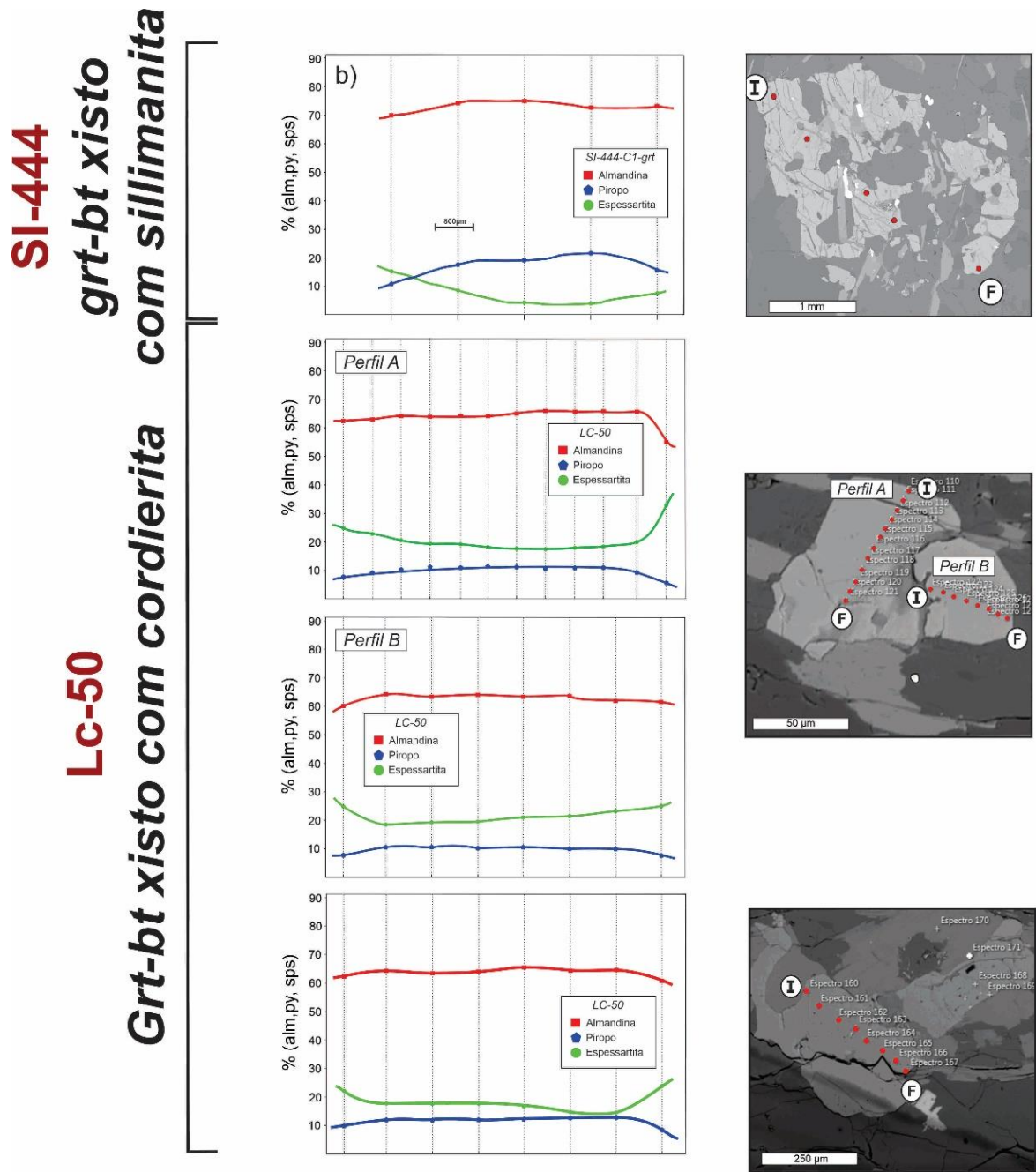


Figura 9. Perfil composicional de granadas em granada-biotita xistos com imagens CL representando a localização e disposição das análises. Amostra de sillimanita-granada-biotita xisto (SI-444) realizadas por WDS, enquanto as granadas do cordierita-biotita xisto foi realizada por EDS. Ambas as granadas mostram enriquecimento em Mn e empobrecimento em Fe do núcleo para a borda. I – Início do perfil; F – Final do perfil.

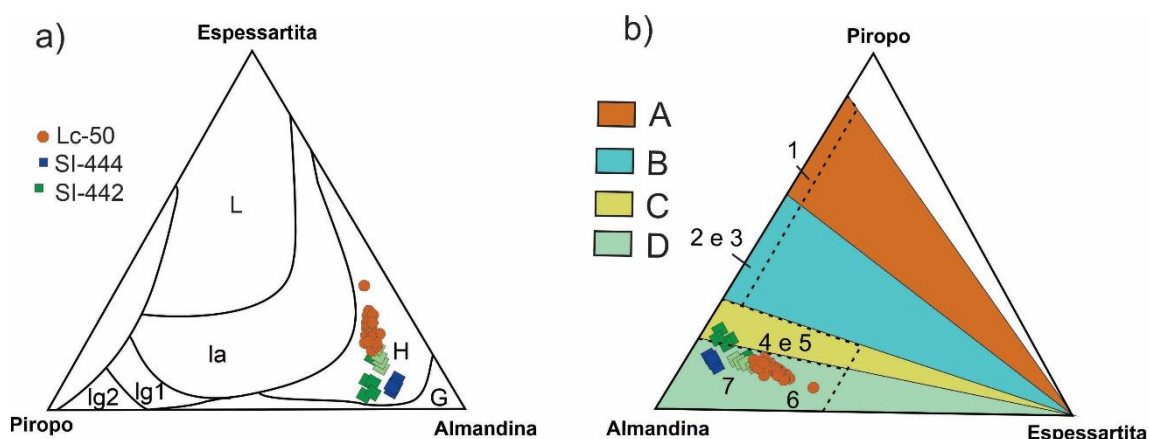


Figura 10. Diagramas ternários para discriminação de granada, usando as proporções moleculares entre os membros finais piropo (Prp), almandina (Alm), espessartita (Spr): a) Diagrama Prp - Alm - Spr (Teraoka et al., 1997; Teraoka et al., 1998). L- baixa P-T, (Ia) intermediária P-T (até facies anfibolito), H - alta P-T, Ig1, Ig2 - intermediária P-T (facies granulite), E - eclogito, G - granada-granulito; b) diagrama Prp - Alm - Spr (Aubrecht et al., 2009). A: granadas de rochas de alta pressão (HP) a ultra alta pressão (UHP), B: granadas de rochas de fácies eclogito e granulito, C: inclui granadas de granadas de facies anfibolito superior a granulito, D: inclui granadas de rochas em facies anfibolito, mas também inclui granadas de muitas outras rochas como xisto azul, skarns, serpentinitos e rochas ígneas. 1-granadas derivados de eclogites de UHP ou granada de peridotitos, 2-granadas de eclogitos de HP e granulitos máficos de HP, 3 - granadas de granulitos félsicos e intermediários, 4 - granadas de gnaisses de transição entre a fácies granulito e anfibolito, 5 - granadas dos anfibólitos transicionais ao metamorfismo de fácies granulito e anfibolito, 6 - granadas de gnaisses de fácies anfibolito, 7 - granadas de rochas metamorfasadas em fácies anfibolito.

Inclusões de biotita, quartzo e plagioclásio, minerais não característicos na progressão do metamorfismo, porém estáveis em toda sua evolução, além da presença do k-feldspato na amostra SI-444, podem indicar a formação da granada a partir da reação $Bt + Sil + Qtz \pm Pl \rightarrow Granada + Kfs + Magma$ a partir da desidratação da biotita (Cai et al., 2019).

Biotita

A química da biotita está ligada diretamente a presença de outras fases, como a granada e a muscovita (Samadi et al., 2021). Em processos metamórficos, as biotitas tendem a empobrecer em Al e enriquecer em Ti e Fe. A ausência dos valores de elementos traços nas análises realizadas impossibilitam o estudo da mobilidade desses elementos.

As amostras não apresentam variação significativas nas químicas das biotitas (Anexo 2). Os grãos possuem composição entre eastonita e siderofilita, segundo nomenclatura de Deer et al. (1992), com valores de Fe# próximos a 0,5 (Figura 11). Teores de X_{Mg} variam entre 0,33 e 0,40, e moderado a alto teor de TiO_2 . Ambas as amostras

possuem a maioria dos grãos com um leve enriquecimento de TiO_2 do centro para a borda (Anexo 2).

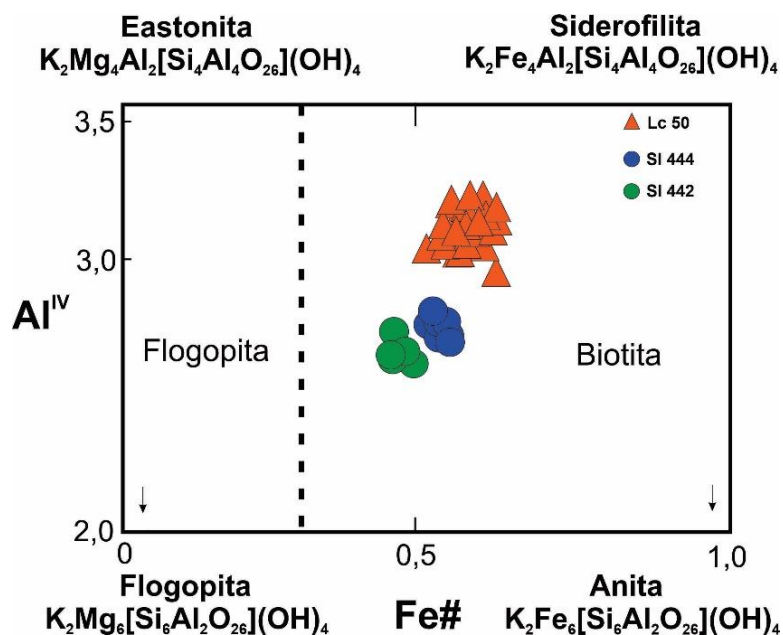


Figura 11. Diagrama de classificação das biotitas Fe/Fe+Mg vs Al^{IV} , de acordo com a nomenclatura de Deer et al. (1992).

Feldspato, Zircão e Cordierita

Os plagioclásios possuem teores de anortita entre 41% e 50%, com apenas um valor anômalo, correspondente a borda do grão SI444-C2-1-B, de composição albítica (Xan = 0,08; Anexo 3). Um único K-feldspato foi analisado na amostra SI-444 (K_2O = 16,5%; P_2O_5 = 0,026). O zircão possui teores de HfO_2 entre 1,3 e 1,8% (Anexo 4). A cordierita mostra teores de FeO entre 7,5 e 7,7% e MgO entre 6,7 e 6,9% (Anexo 5).

4.1.2 Paragnaisses

Em grande maioria, os paragnaisses são compostos por bandas centimétricas divididas em: leucocráticas quartzo-feldspáticas com presença de biotita, e bandas melanocráticas com predominância de biotita, quartzo, hornblenda, plagioclásio, apatita e, ocasionalmente, granada. Os acessórios são zircão, ilmenita e monazita. A composição modal pode ser encontrada na Figura 12a. Apresentam uma xistosidade bem definida pelas biotitas orientadas em textura lepidoblástica (Figura 12b). O quartzo e o plagioclásio, xenoblásticos a subdioblásticos, por vezes se apresentam como aglomerados orientados, com textura granoblástica. Ocasionalmente, esta rocha é cortada por veios

pegmatíticos, além de possuir níveis variados de taxa de fusão, com leucossomas quartzo-feldspáticos ricos em granada, com granadas que chegam a 03 cm. Frequentemente, veios pegmatíticos e diques aplíticos intrudem a rocha. O quartzo se apresenta xenoblástico e, ocasionalmente, como grãos poligonais em mosaico de alto equilíbrio (contatos a 120°), dispostos em bandas muito contínuas com as micas. Essa microestrutura pode estar relacionada a recristalização do quartzo (*annealing*).

A ilmenita, monazita, allanita e o zircão aparecem como acessórios. A ilmenita aparece comumente incluso parcialmente nas biotitas. A apatita e a monazita por vezes apresentam contatos retilíneos, indicando possível cogeneticidade, ambas comumente englobadas por placas de biotitas. Allanitas com núcleos de monazita em uma amostra de paragnaisse sugere a substituição por aumento das condições de P-T. A ocorrência da allanita em metassedimentos psamíticos e pelíticos tem início entre as zonas da clorita e biotita, e a monazita entre as zonas da granada e estaurolita-cianita (Gosmawmi-Banerjee e Robyr, 2015).

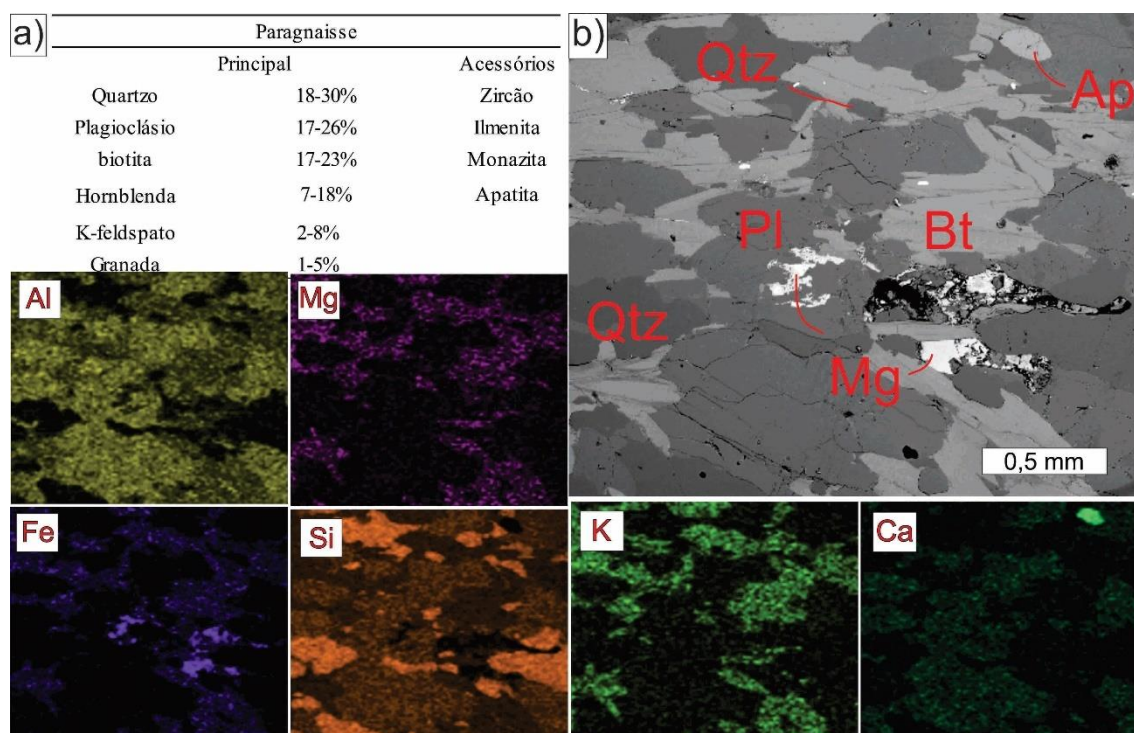


Figura 12. (a) Composição modal dos paragnaises. (b) Imagens de catodoluminescência de banda mesocrática em paragnaisse juntamente aos padrões de luminescência para cada elemento. O padrão amarelo ocre (Al) representa as biotitas e feldspatos; o lilás (Mg), assim como o azulado (Fe) destacam as biotitas; o laranja (Si) o quartzo e, em coloração mais escura, os feldspatos; o verde (K) destacam as biotitas e K-feldspatos; e o verde (Ca) destaca a apatita e, em tons mais escuros, os plagioclásios.

4.1.2.1 Química mineral

Plagioclásios e Biotitas

Os plagioclásios possuem predominantemente a composição, com teores de anortita entre 31% e 41%. As biotitas (Anexo 6) possuem composição entre eastonita e siderofilita (Figura 13), segundo nomenclatura de Deer et al. (1992), com valores de Fe# entre 0,5 e 0,6. Teores de X_{Mg} variam entre 0,40 e 0,45, e moderado teor de TiO_2 (2,40-3,17%).

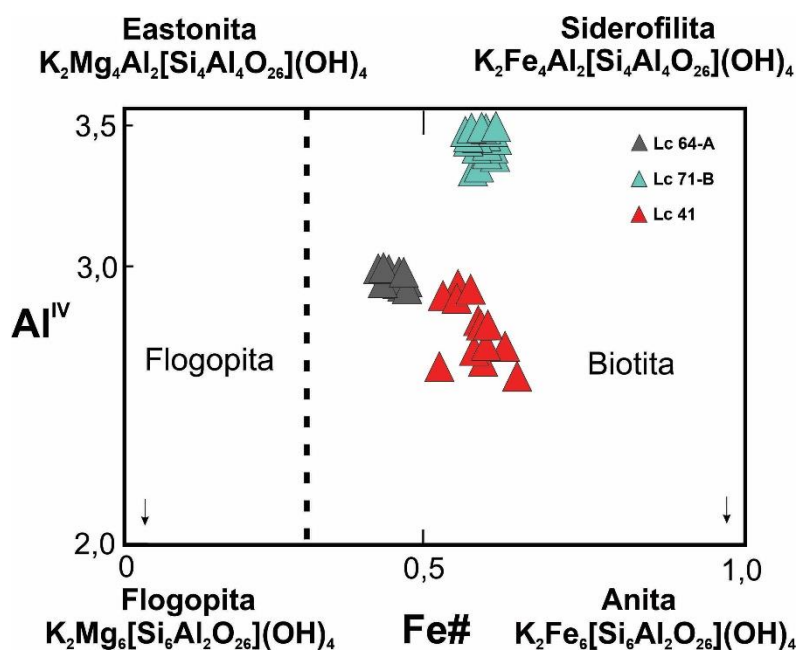


Figura 13. A) Diagrama de classificação das biotitas Fe/Fe+Mg vs Al^{IV} em paragnaisses, de acordo com a nomenclatura de Deer et al. (1992).

Minerais Acessórios

As ilmenitas possuem teores de MnO entre 4,6 e 6,8%. As monazitas, juntamente com as allanitas (Figura 14), são as principais responsáveis pela concentração de elementos HFSE (*High field strength elements*) nessas rochas. Possuem conteúdo de ThO_2 (4,2-4,7%), La_2O_3 (13,2-14,7%), Ce_2O_3 (27,4-30%) e Nd_2O_3 (11,4-12,8%). A allanita possui Ce_2O_3 , La_2O_3 e Th_2O_3 de 8,7%, 3,8 e 3,5%, respectivamente. O zircão possui teores de HfO_2 entre 1,1 e 2,3%.

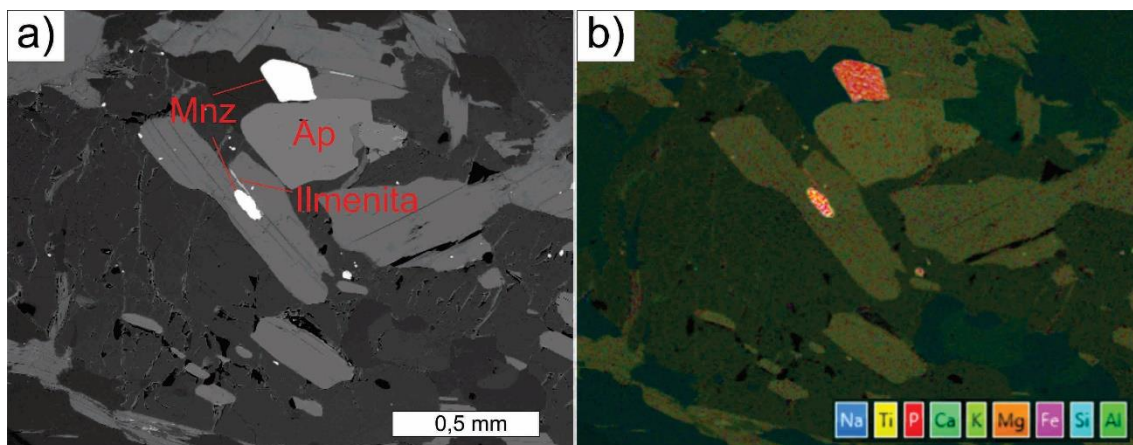


Figura 14. Imagens CL de paragneisse. (a) Minerais acessórios incluídos a parcialmente incluídos em biotitas. Mnz: monazita; Ap – Apatita; Ilm - Ilmenita. (b) Mapa de distribuição dos elementos químicos (EDS/MEV).

4.1.2.2 Microestruturas

Os metassedimentos apresentam evidências microestruturais de intensa deformação progressiva e recrystalização dinâmica. O quartzo é anedral, presente de maneira intersticial e/ou como inclusões em plagioclásios e biotita. Possui tamanhos submilimétricos, principalmente em inclusões, a milimétricos, chegando a nove milímetros em alguns comprimentos de grãos estirados. Quando estirados podem chegar à razão axial de 8:1. Seus contatos são predominantemente curvos, ocasionalmente retilíneos, com os demais minerais da trama. Os grãos mostram extinção ondulante, com formação de subgrãos de ambos os minerais, e formação de novos grãos por recrystalização dinâmica por migração de bordas de grãos, indicando intensa deformação em estado sólido (Passchier and Trouw, 2005).

A recrystalização por rápida migração de grãos é evidenciada por bordas interlobadas nos novos grãos formados, demonstrando uma deformação em moderada a alta temperatura. Quando estirado, os plagioclásios evidenciam deformação intracristalina através de geminações polissintéticas acunhadas e curvadas. É possível notar que a intensidade da recrystalização foi capaz de gerar textura granoblástica poligonal em alguns grãos de quartzo e plagioclásio. No plagioclásio é possível observar deflexão da geminação com superposição em direção ortogonal. Inclusões de quartzo e plagioclásio em granada poiquiloblástica indica formação pós-Sn e sin-Sn+1 (Figura 8a) em tensão transrotacional em sentido horário.

4.2. ANFIBOLITOS

Foram analisadas 10 lâminas de corpos anfibolíticos associados às rochas da Sequência Inhapi. Em lâmina, essas rochas mostram intercalações milimétricas a centimétricas de faixas com textura granonematoblástica (Figura 15a-b), com predominância em plagioclásio e quartzo, com menor quantidade de diopsídio, hornblenda e ortoclásio, e faixas com textura nematoblástica, exibindo maior predomínio de hornblendas, plagioclásio, diopsídio, actinolita e ortoclásio, e presença de titanita, magnetita e ilmenita como minerais acessórios (Tabela 2).

Tabela 2. Composição modal dos anfibolitos gnaissificados.

Anfibolitos		
	Principal	
	Leucocrática	Melanocrática
Plagioclásio	53-62%	26-31%
Hornblenda	7-15%	42-63%
Quartzo	20-27%	5-12%
Diopsídio	0-13%	0-23%
Ortoclásio	5-7%	5-7%
Acessórios		
Titanita		
Magnetita		
Zircão		
Epidoto		

As hornblendas variam de idioblásticos a xenoblásticas, com predominância de grãos subdioblásticos, com dimensões que variam de 0,2 chegando a 3 cm em direção de maior comprimento. Apresenta inclusões de plagioclásio e, em menor expressão, de diopsídio.

Os diopsídios formam grãos xenoblásticos a subdioblásticos, granoblásticos ou incluso nos anfibólitos, esses minerais estão ocasionalmente sendo substituídos pelos anfibólitos (Figura 15c), com esses minerais se concentrando na borda e próximos a fraturas. Possui formato irregular a arredondado (até 1,3 de diâmetro) e está frequentemente sendo substituído pelas hornblendas. A actinolita está presente

subdioblástica, em contato difuso com os demais anfibólios, substituindo nas bordas e fraturas a pargassita, sugerindo substituição retrometamórfica (Figura 15d). Os plagioclásios são granoblásticos a intersticiais, porém, comumente, inteiros ou parcialmente inclusos nos anfibólios. Nas faixas ricas em máficos, os plagioclásios apresentam contatos suturados, enquanto na faixa leucocrática esses minerais apresentam contatos retilíneos e tríplice. A magnetita é idioblástica a subdioblástica, ocasionalmente zonada, apresentando camadas de ilmenita em sua formação, provavelmente ligadas a mudanças da fugacidade de oxigênio no sistema (Figura 15e). Lentes leucocráticas formam boudinagem do tipo “*pinch and swell*”.

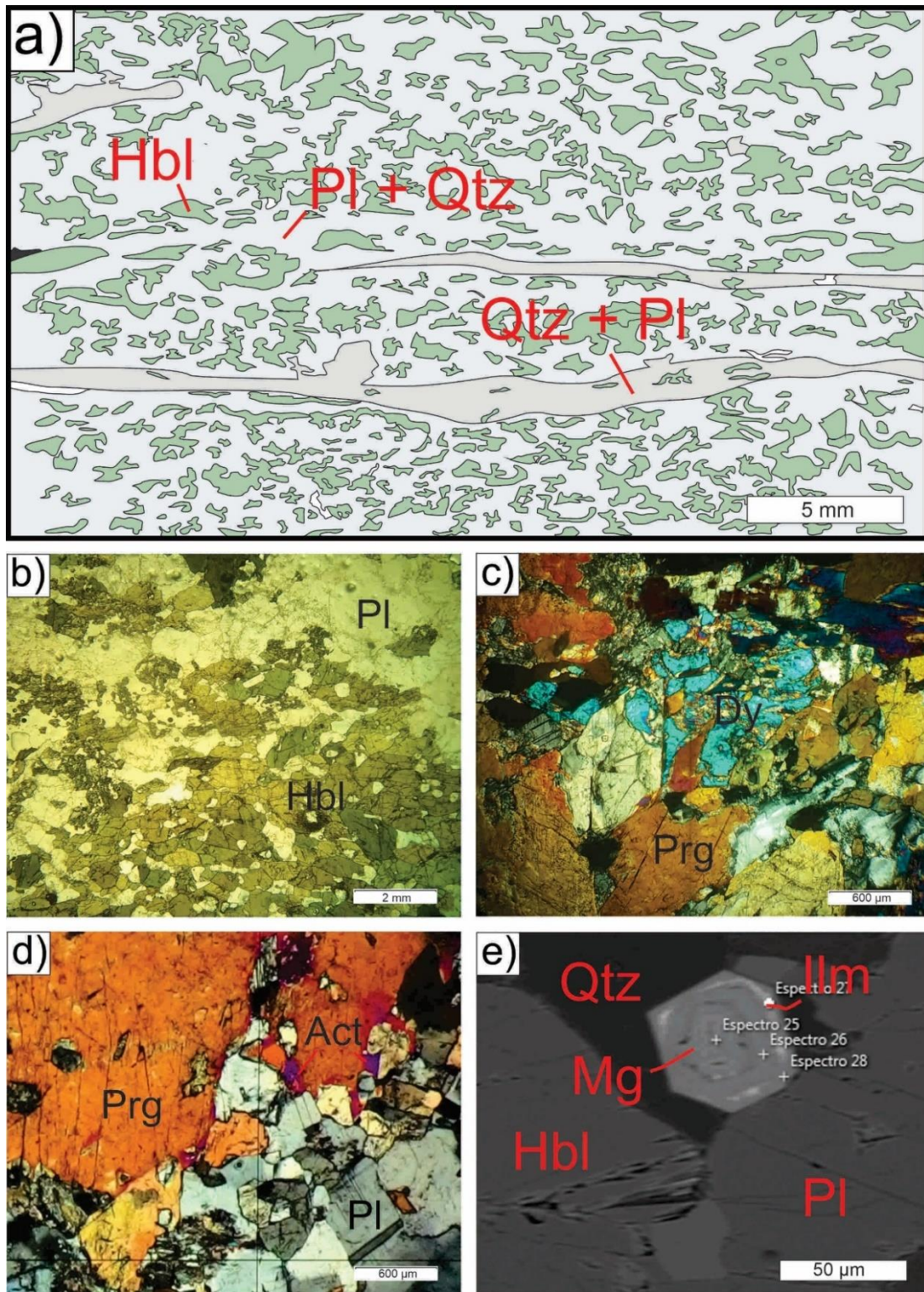


Figura 15. (a) Digitalização da lâmina demonstrando textura em anfibolito gnaissificado; (b-e) Fotomicrografias de (b) anfibolito gnaissificado exibindo faixa com predominância de anfibólios hipidioblástico e plagioclásios xenoblásticos intersticiais (ND); (c) substituição do diopsídio por pargasita em anfibolito gnaissificado (NC); (d) borda de actinolita e pargassita; (e) Magnetita idioblástica zonada.

4.2.1 Química Mineral

Duas lâminas de lentes anfibolíticas associadas a Sequência Inhapi foram analisadas quimicamente, sendo uma de diopsídio anfibolito (SI-419), e outra de um hbl-pl anfibolito.

Anfibólio

Quimicamente, os anfibólios (Anexo 7) são cálcicos, com composição, considerando nomenclatura proposta por Hawthorne et al. (2012; Figura 16a) entre pargassita, ferri-tshermakita e edenita, com componentes $X_{Mg} = 0,57 - 1$, $Si = 6,42 - 6,56$ apfu, $Al^{iv} = 2,16 - 2,45$, $(Na + K)_A = 0,13 - 0,57$ e $TiO_2 = 0,30 - 1,01$ para a amostra SI-419, e $X_{Mg} = 0,53 - 0,66$, $Si = 6,28 - 7,17$ apfu, $Al^{iv} = 0,83 - 1,72$, $(Na + K)_A = 0,16 - 0,43$ e $TiO_2 = 0,78 - 1,37$ para a amostra Lc-54. A actinolita, contida na amostra SI-419, mostra composição $X_{Mg} = 0,74 - 0,75$, $Si = 7,59 - 7,66$ apfu, $Al = 0,28 - 0,57$, $(Na + K)_A = 0,03 - 0,11$ e $TiO_2 = 0,14 - 0,17$.

Plagioclásio

Os plagioclásios nos anfibolitos da amostra SI-419 exibem conteúdos de anortita (An) entre 43 e 52% (Anexo 8), correspondendo as composições da andesina e labradorita (Figura 16b). Alguns grãos mostram composição de sanidida ($An_{9-18}Ab_{46-60}Or_{30-35}$). Os conteúdos de BaO variam de 0,05 a 0,12%. Não existe variação química representativa entre os grãos inclusos e intersticiais. Os plagioclásios da amostra Lc-54 mostram teor de anortita entre 36% (borda do grão Pl-16) e 51%. Os grãos apresentam diminuição no conteúdo de Ca do centro para a borda.

Piroxênio

Os clinopiroxênios (Anexo 9) mostram valores enriquecidos em Mg ($X_{Mg} = 0,62 - 0,64$), e apresentam composição de diopsídio (Figura 16c). Esses minerais mostram conteúdo de $(Na + Ca)$ apfu = 0,98, além de baixos conteúdos de Ti apfu (0,002-0,003).

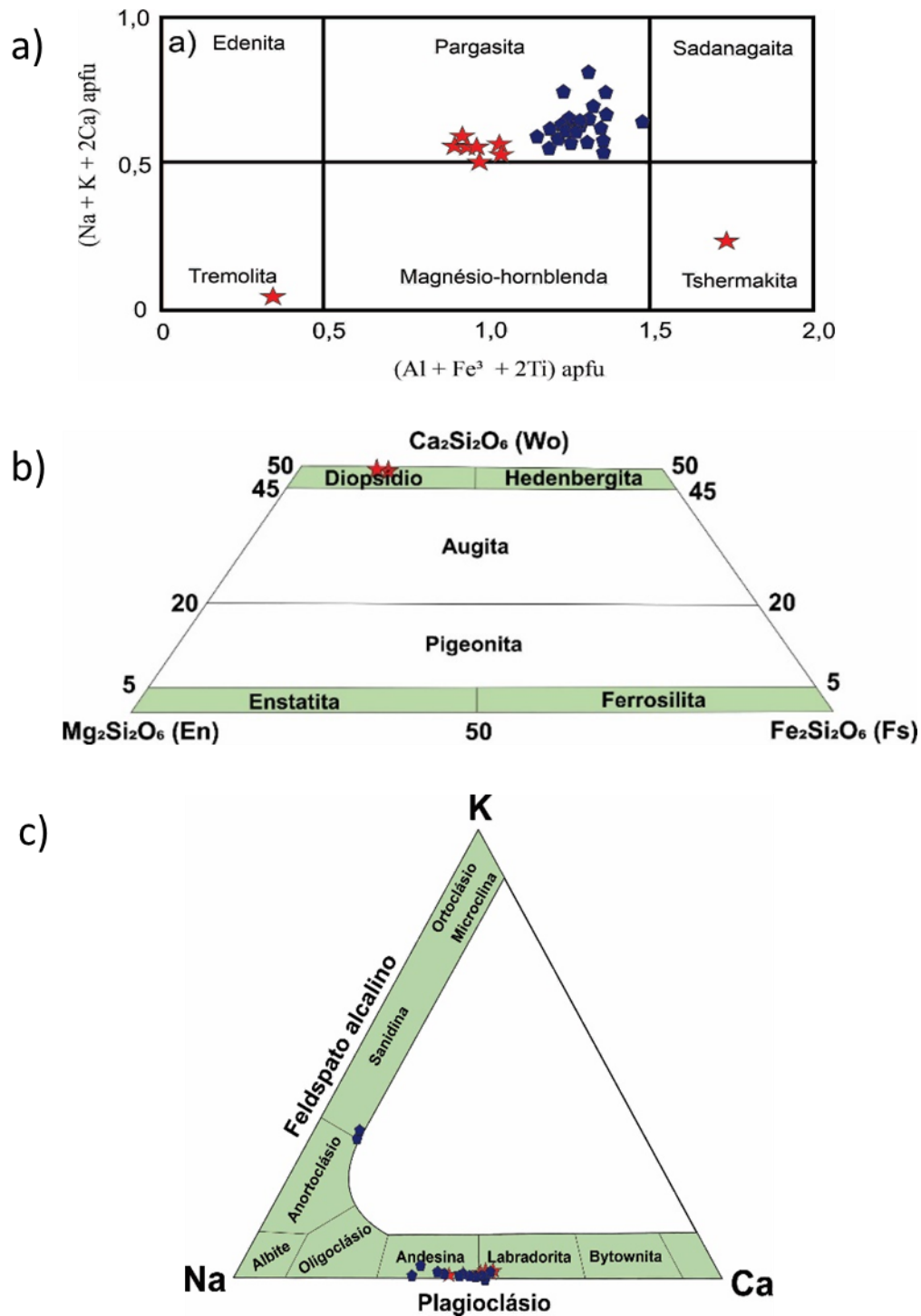


Figura 16. Diagramas de classificação a partir dos dados de composição química mineral em fases principais dos anfibolitos analisados: (a) anfíbios (Segundo nomenclatura de Hawthorne et al., 2012), (b) piroxênios e (c) plagioclásios. Estrela vermelha: SI-419; Pentágono azul: Lc-54.

4.3 GRANITOIDES BRASILIANOS

4.3.1 Plúton Ouro Branco

O plúton Ouro Branco é constituído de monzogranitos de textura fanerítica equigranular a inequigranular de granulação média a grossa. (Figura 17a-b). Sua composição modal compreende quartzo anedral de formato arredondado a irregular com extinção ondulante. O plagioclásio ocorre como cristais subeudrais, com até 3 cm de comprimento, alguns zonados e sericitizados, contendo frequentes inclusões de quartzo. Ortoclásio pertitzado ocorre localmente. A microclina possui tamanhos milimétricos e textura subeudral. As muscovitas e as biotitas são placóides, com tamanhos de até 1,2 (eixo c), e relações comprimento/largura entre 1 a 5. Esses minerais se apresentam desordenados, com leve orientação (Figura 17), principalmente da biotita, segundo fase Dn (ver item 3.3.2). Em praticamente todas as fácies, os feldspatos apresentam fraturas, as quais são resultado do cisalhamento rúptil sofrido por essas rochas.

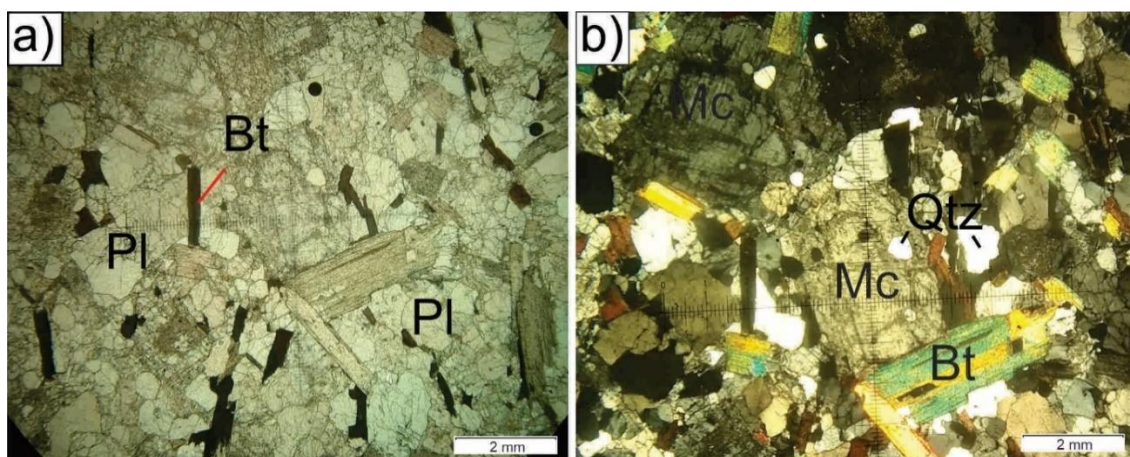


Figura 17. Tetura fanerítica inequigranular em monzogranito leucocrático do Plúton Ouro Branco. (a) Nícois Descruzados; (b) Nícois Cruzados.

5 GEOTERMOBAROMETRIA E METAMORFISMO

A determinação das condições P-T metamórficas é essencial para o entendimento da evolução tectono-metamórfica de um cinturão metamórfico. Diferentemente das modelagens de pseudoseções, as estimativas de P e T não necessitam um sistema químico fechado durante o metamorfismo (Wu et al., 2017).

5.1 GEOTERMOBAROMETRIA

5.1.1 Granada-biotita xisto

Foram utilizadas as calibrações Bhattacharya et al. (1992) e Holdway (2000), a partir das composições de granadas e biotitas em equilíbrio para estimativas termométricas, e Wu et al. (2017), a partir da composição da assembleia granada–biotita– Al_2SiO_5 –quartzo (GBAQ) para estimativas barométricas. Os valores das estimativas de temperatura e pressão para os granada-biotita xistos podem ser encontrados na Tabela 3.

Tabela 3. Valores termobarométricos segundo calibrações de Holdway (2000) e Wu et al. (2017).

	T (°C)			P (kbar)	
	Bhatt. et al. (1992)		Holdway et al. (2001)	Wu et al. (2017)	
Assembleia	GB	GB	GB	GBAQ	
Calibrações / Amostras	B92-HW	B92-GS			
SI-442	571	573	580	3413	
	625	625	606	4003	
	627	629	605	4364	
SI-444	581	574	612	5181	C
	549	544	634	4020	
	584	580	666	4264	B
	667	678	587	3570	
	582	583	574	3444	
Lc-50	590	562		3373	C
	528	502		2208	
	617	599		3815	
	563	531		2868	B
	530	488		2115	
	571	537		3175	

5.1.1.1 Anfibolitos

Foram utilizadas as equações de Bhadra and Bhattacharya (2007), e Holland e Blundy (1994), ambas a partir da química de hornblendas e plagioclásios em equilíbrio, para inferências geobarométricas e geotermométricas (Tabela 4), respectivamente, em um corpo anfibolítico bandado. Os valores de pressão tiveram variação nas amostras. A amostra Lc-54 (anfibolito associado às rochas metassedimentares da Sequência Inhapi) demonstrou valores barométricos entre 4,43 e 5,94 kbar, e temperatura entre 702 e 798 °C. A amostra SI-419 consiste em um diopsídio anfibolito presente na região sudoeste da área, próximo ao Ortognaisse Maravilha (Dátoli et al., 2019), expressou pressões entre 6,99 e 8,34 kbar e temperaturas entre 634 e 744 °C. A amostra Lc-54, um anfibolito gnaissificado presente na região central da área, de composição modal predominante de hornblenda e plagioclásio, demonstrou pressões entre 4,43 e 5,94 kbar e temperaturas entre 702 e 798 °C.

Tabela 4. Valores estimados de pressão e temperatura para os anfibolitos gnaissificados segundo equações de Bhadra and Bhattacharya (2007) e Holland e Blundy (1994), respectivamente.

Amostra Lc 54												
P	Bhadra and Bhattacharya	5,3	5,9	5,9	5,9	4,9	4,5	5,1	4,4	5,4	5,4	
(Kb)	(2007)	7	4	4	2	2	0	1	3	7	9	
T		75	70	73	71	76	76	72	79	70	74	
°C	Holland e Blundy (1994)	0	2	3	9	7	9	7	8	5	8	
Amostra SI-419												
P	Bhadra and Bhattacharya	8,3	7,2	7,2	7,2	7,5	6,9	7,7				
(Kb)	(2007)	4	6	9	4	3	9	9				
T		63	67	68	69	74	71	70				
°C	Holland e Blundy (1994)	4	6	9	2	4	0	6				

5.1.2 Ortognaisse Maravilha

Conforme dados de Dattoli (2019), utilizando o geobarômetro Al em anfibólio com curva de calibração de Mutch et al (2016), o PM foi cristalizado em uma pressão média de 5,4 kb. A estimativa de temperatura de cristalização do Ortognaisse Maravilha, utilizando a equação de Blundy e Holland (1990), mostra valores entre 706,3 a 803,6°C. Esses dados indicam a consolidação entre a crosta superior e a crosta média.

5.2 METAMORFISMO

A área de estudo foi submetida a um metamorfismo com variadas condições de P e T, com modificações termodinâmicas de caráter regional a local, influenciada por eventos colisionais, além do calor gerado pelo intenso processo de anatexia ocorrido na região. Alguns minerais importantes, indicadores de isógradas, apenas aparecem em escassos afloramentos, dificultando o mapeamento zoneográfico das fácies metamórficas.

5.2.1 Rochas Paraderivadas

Os granada-biotita xistos estão metamorfisados em fácies anfibolitos, com diferentes condições de P-T marcadas por minerais característicos em determinados afloramentos. A estaurolita ocorre em um granada-biotita xisto na porção centro-leste da área (702251 E / 8994446 S) próximo a cidade de Águas Belas. A formação da estaurolita pode ser estimada pela reação $\text{Grt} + \text{Ms} + \text{Chl} = \text{St} + \text{Bt} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O}$, evidenciada pelas inclusões de muscovita, clorita e granada em biotita. Spear e Cheney (1989) demonstram a reação de formação de estaurolita por consumo de Grt e Chl em um intervalo de temperatura entre 540 e 650°C para pressões entre 5 e 12 kbar. A formação de granadas envoltas por aglomerado de fibrolitas aciculares (658125 E/ 8975095 N) na biotita xisto pode ser remontada pela reação $\text{Bt} + \text{Sil} + \text{Qtz} \pm \text{Pl} \rightarrow \text{Granada} + \text{Kfs} + \text{Magma}$. A formação da segunda geração de granada em condições retrometamórficas é corroborada pela análise microestrutural, tendo em vista que sua formação é sin-tectônico em relação a Dn+1. O truncamento da foliação pela estaurolita também indica sua formação pós-tectônica, podendo estar relacionada ao metamorfismo retrogrado.

A formação da fribolita, e a ausência de cianita, pode ser explicada pela reação descontínua $\text{St} + \text{Ms} + \text{Qtz} = \text{Grt} + \text{Bt} + \text{Sil} + \text{H}_2\text{O}$, com desaparecimento da estaurolita e liberação de fluidos, durante a fase Dn. A paragênese, juntamente aos dados termobarométricos, sugerem que os granada-biotita xistos atingiram a fácies anfibolito de alto T e baixo P, com pico do metamorfismo definido pela assembleia sil+grt+kfs. A presença da cordierita (Figura 18a; 693275 E/ 8995948 S), nucleada pós-Sn+1, corroboram para a diminuição das condições de P-T durante a progressão do metamorfismo. Inclusões de biotita na cordierita podem sugerir a sobreposição de eventos metamórficos. A pouca variação de Ca e Mg nas granadas indicam homogeneização e retrabalhamento ocasionados pela progressão do metamorfismo. Os altos teores de Ti em biotitas sugerem formação durante pico metamórfico. A formação da segunda geração de

granadas é contemporânea ao desenvolvimento de foliação dúctil de baixo a médio ângulo (Sn+1), marcada por quartzo estirado e biotitas em lâmina.

A expressiva presença de magnetita intersticial, principalmente entre biotitas e granadas, pode indicar a ação de um fluido oxidante durante (ou após) o metamorfismo de alto grau. Em alguns grãos é possível notar a substituição da granada pela biotita, sugerindo o aumento da fugacidade de H₂O ao sistema.

Em paragneisses (amostra Lc-41), a substituição da monazita por allanita (Figura 18b) sugere diminuição nas condições de P-T. A ocorrência da allanita em metassedimentos psamíticos e pelíticos tem início entre as zonas da clorita e biotita, e a monazita indica as zonas da granada e estauroлита-cianita (Gosmawmi-Banerjee e Robyr, 2015). Este evento retrometamórfico também é identificado nos biotita xistos, representado pela diminuição dos teores de Ti nas biotitas (Figura 18c-d), juntamente com o aumento do conteúdo de Mn nas granadas. Para essas rochas, o pico do metamorfismo é definido pela assembleia grt+kfs+hbl+bt.

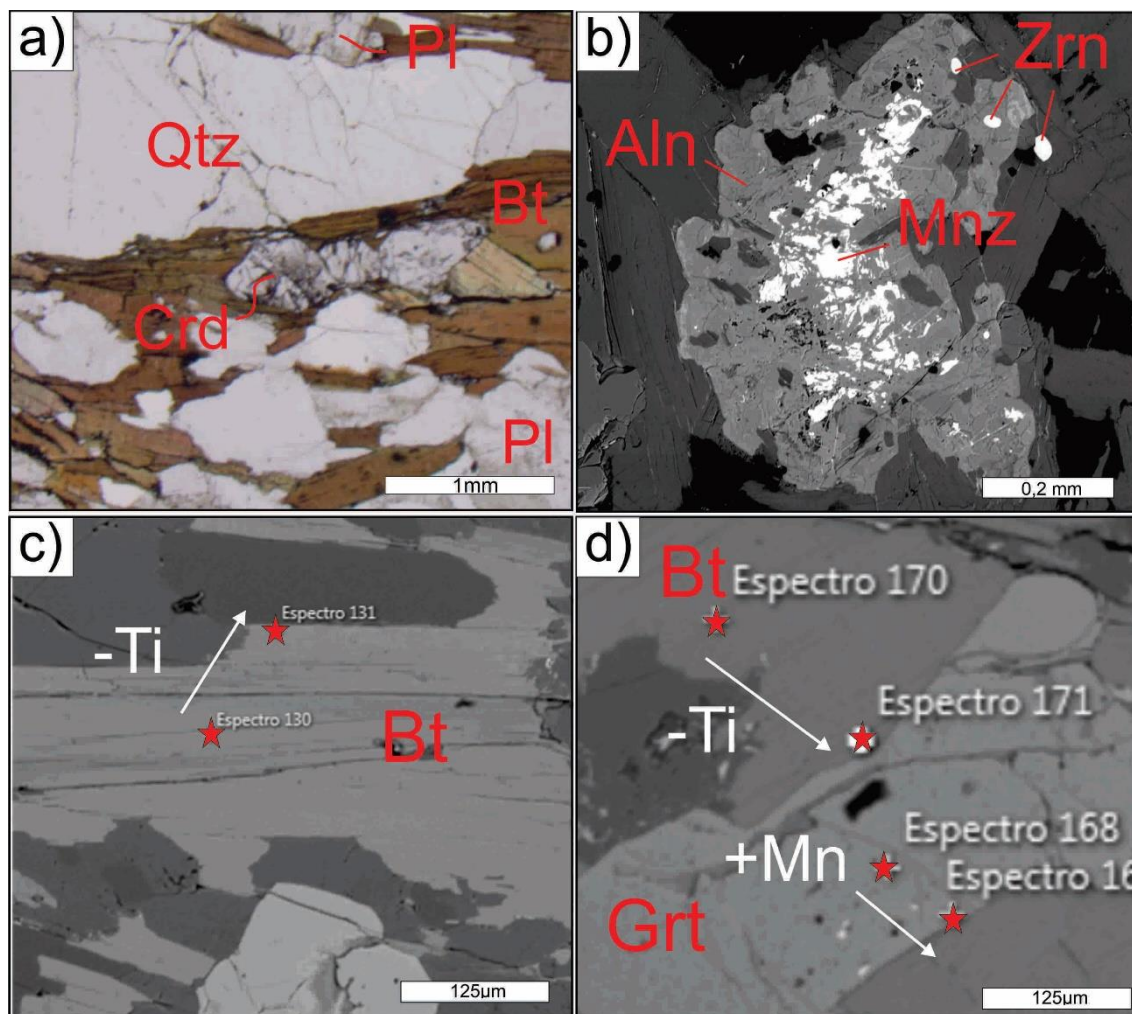


Figura 18. A) Fotomicrografia mostrando grãos de cordieritas alinhados inclusos em aglomerado de biotita em granada-biotita xisto; B-D) Imagens CL mostra: b) substituição de monazita por allanita em paragneisse.; c) aumento do teor de titânio em biotitas em paragneisses; d) aumento do teor de Mn em granadas, indicando diminuição das condições de P-T.

Nas porções ao norte, próximo ao contato com a Sequência Rio Una, é notável o aumento de corpos de leucogranitos peraluminosos, e de paragneisses migmatizados, indicando maior intensidade em processos anatéticos, provavelmente devido a maior profundidade atingida por esta porção crustal durante o espessamento tectônico da fase colisional e/ou maior presença de H_2O no sistema. Tibaldi et al. (2011) propõem temperaturas superiores a $825\text{ }^{\circ}\text{C}$ e pressões em torno $6,6 \pm 0,4\text{ kbar}$ para formação de migmatitos metapelíticos, sugerindo que estas rochas podem ter atingido regiões mais profundas da crosta, entretanto, a saturação em fluidos.

5.2.2 Anfibolitos

A alta temperatura *solidus* em rochas máficas ($\approx 1200^\circ$) dificulta a presença de minerais hidratados em sua composição modal. Desta maneira, é necessário a participação de fluidos externos para iniciar o metamorfismo, levando em conta que os minerais metamórficos de baixa temperatura são predominantemente hidratados (Bucher et al., 2002).

Em geral, a assembleia hornblenda-plagioclásio marca o grau metamórfico entre as fácies anfibolito de moderada P e alta T para os metamafitos. Johnston et al. (2003) indicaram que a presença de clinopiroxênios em anfibolitos indicaria, no mínimo, a transição em as fácies anfibolito e granulito, entretanto, o diopsídio é um mineral estável em baixos graus metamórficos na presença de fluidos puros em H_2O . A substituição do diopsídio pela pargassita na amostra SI-419 pode sugerir que a rocha chegou a atingir condições de P-T entre as fácies anfibolito-granulito. Essa afirmação é corroborada pelas estimativas termobarométricas.

Levando em conta os dados geotermobarométricos e composição modal, os anfibolitos estudados encontram-se metamorfisados entre as fácies anfibolito-granulito (Figura 19). O aumento do teor de anortita nos plagioclásios, substituição de hornblendas aluminosas por actinolita, além da associação de tchermachitas esverdeadas e plagioclásios encontradas nas seções delgadas dos anfibolitos representam a progressão retrógrada do metamorfismo na fácies anfibolito (Franceschelli et al., 2002; Starr e Pattison, 2019)

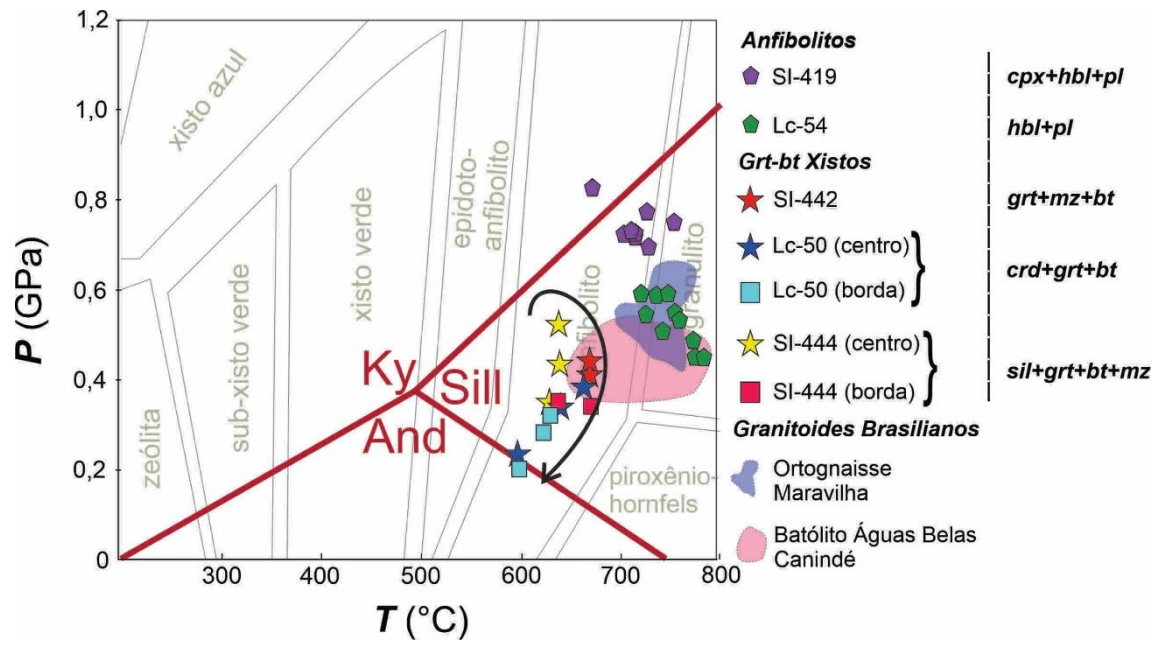


Figure 19. Diagrama P versus T para as amostras dos granada-biotita xisto e anfibolito gnaissificado. Dados do Batólito Águas Belas-Canindé (Farias, 2021) e Ortognaisse Maravilha (Dáttoli et al., 2019).

6 LITOGEOQUÍMICA

Para o estudo de composição, proveniência e ambientação tectônica foram realizadas análises de 17 Amostras de metassedimentos, 5 de anfibolitos e 3 do Plúton Ouro Branco.

6.1 METASSEDIMENTOS

Considerando as mudanças físico-químicas geradas pelos eventos metamórficos/migmatização, é importante avaliar os efeitos na mobilidade dos elementos maiores e traços (Wang et al., 2015). Quando tratamos de rochas metassedimentares, devemos levar em conta que os litotipos associados comumente são formados por fontes variadas. Além disso, grande parte dos elementos em rochas metamórficas interagem por processos como fluidização, difusão em estado sólido e anatexia (Rollinson, 1993). Razões como K_2O/Na_2O e TiO_2/Al_2O_3 em rochas metassedimentares não são afetadas em metamorfismo regional de alto grau (Roser e Korsch, 1986; Fralick e Kronberg, 1997). Outros elementos, como os dos grupos HFSE e ETR, são relativamente imóveis, podendo ser usados para estimar a origem dos sedimentos (Wang et al., 2015).

Os metassedimentos presentes na Sequência Inhapi exibem composição química variada (Anexo 10). Os granada-biotita xistos apresentam SiO_2 (66,4-73,6%), TiO_2 (0,7-1,17%), Al_2O_3 (9,0-13,8%), K_2O (2,02-2,79%), Fe_2O_3 (4,33-7,52%) e MgO (1,05-2,92%). Os paragneisses (54,4-65,8%), TiO_2 (0,5-1,2%), Al_2O_3 (14,8-18,95%), K_2O (2,37-3,73%), Fe_2O_3 (5,05-9,55%) e MgO (1,65-4,55%). Os mesossomas paragneissicos SiO_2 (54,3-70,7%), TiO_2 (0,31-1,28%), Al_2O_3 (14,25-16,55%), K_2O (1,49-3,28%), Fe_2O_3 (1,88-10,7%) e MgO (0,57-4,53%).

As variações dos elementos maiores das rochas metassedimentares estão presentes nos diagramas *hackers* (Figura 20). As amostras de biotita xisto e dos mesossomas paraderivados indicam variável, porém negativa, correlação do SiO_2 com os óxidos maiores como o Al_2O_3 , TiO_2 , K_2O e Fe_2O_3 , diferentemente das amostras de paragneisses, as quais demonstram correlação negativa para esses óxidos, com exceção do Al_2O_3 . A ampla dispersão entre SiO_2 e K_2O ($R^2 = 0,23$) nos mesossomas em relação aos biotita xistos ($R^2 = 0,92$) pode ser atribuída a alta mobilidade de K durante o metamorfismo/fusão parcial. A fraca correlação entre Al_2O_3 e TiO_2 ($R^2 = 0,016$) indica que o Ti está distribuído entre os filossilicatos e demais fases titaníferas, como os óxidos de ferro e titânio (Condie

et al., 1992). A forte correlação entre Fe_2O_3 e TiO_2 ($R^2 = 0,76$), juntamente com a fraca correlação entre Fe_2O_3 e Al_2O_3 pode estar atribuída aos óxidos de ferro presentes nos litotipos.

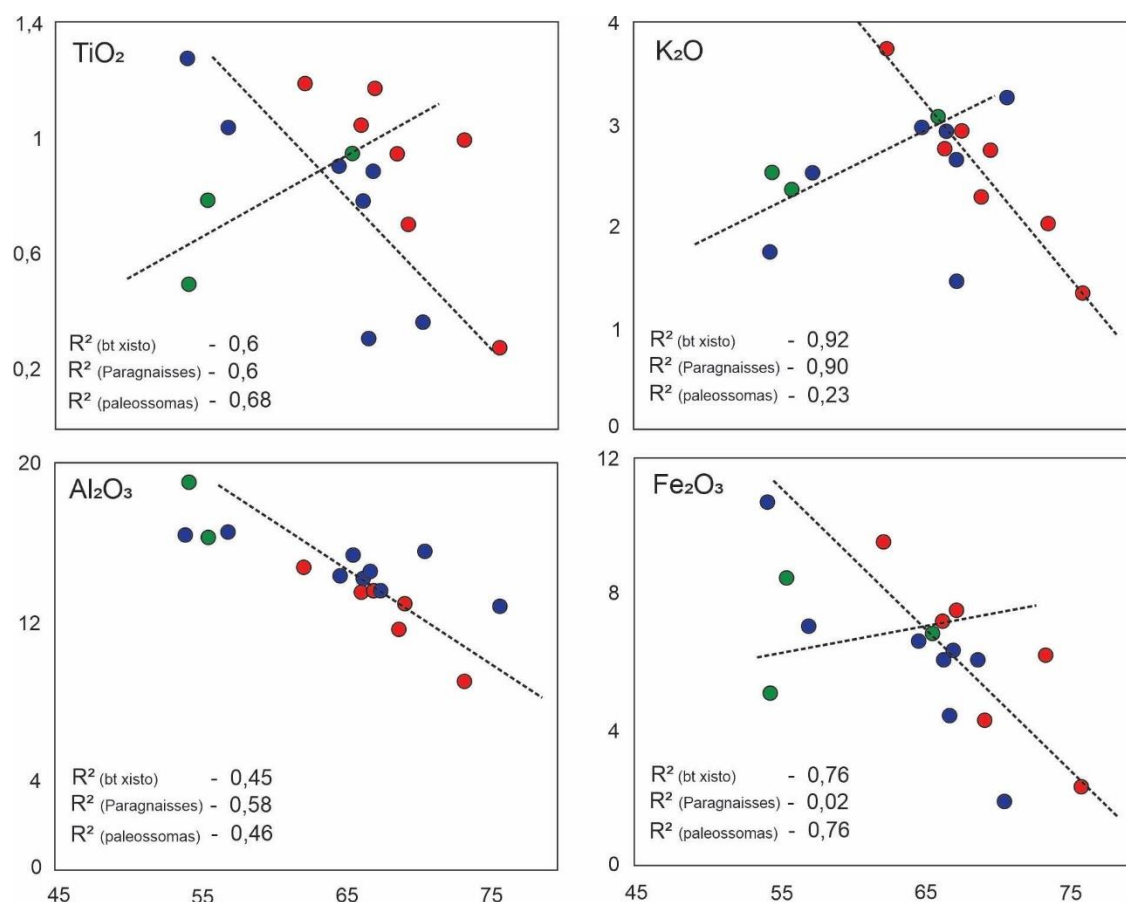


Figure 20. Diagramas Hacker de SiO_2 versus TiO_2 , Al_2O_3 e Fe_2O_3 . Círculos vermelhos: granada-biotita xistos; Círculos verdes: paragnaisses; Círculos azuis: Mesossomas paragnáissicos. Retas tracejadas representam linhas de regressão (R^2 – coeficiente de determinação).

No diagrama $\log \text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ versus $\log \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ de Herron et al. 1988 (Figura 21), o provável protólito para os xistos são grauvascas e lamitos, com apenas uma amostra caindo no campo do litoarenito, o paragnaisse possui lamitos como provável protólito. As amostras dos mesossomas dos migmatitos paraderivados mostram maior variação, provavelmente devido aos eventos de anatexia, tornando o uso dos elementos maiores ineficaz. Porém, apenas para correlação geoquímica, as amostras foram plotadas, mostrando grauvaca, lamito e Fe-lamito como possíveis protólitos.

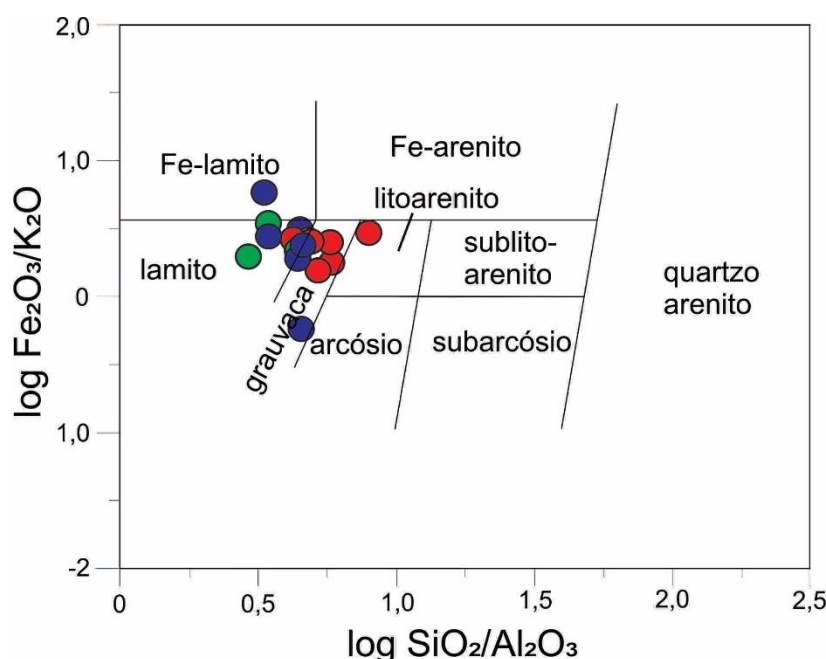


Figura 21. Diagrama $\log \text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ versus $\log \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ de Herron et al. (1988). Círculo vermelho: xistos, verde: paragneisses, azul: mesossomas.

6.1.1 Elementos Traços e Terras Raras

Os dados de elementos traços foram normalizados em relação a crosta continental superior (CCS; Rudnick e Gao, 2003; Figura 22). Os LILE's (*large ion lithophile elements*) nas amostras do granada-biotita xisto mostram um leve enriquecimento (628 ppm; Anexo 10), com média de 710 ppm, com exceção da amostra Lc-60, a qual mostra valor anômalo positivo de 1825 ppm, enquanto os paragneisses possuem valores levemente depletados (aproximadamente 444 ppm). Os mesossomas mostram teores variáveis, entre 335 e 1285 ppm. Em relação ao Rb, todos os litotipos mostram valores enriquecidos, com picos em grande maioria das amostras (Figura 22), sendo que o paragneisse mostra os valores mais elevados. Esse enriquecimento, juntamente com os valores enriquecidos de elementos terras raras leves (ETRL), podem ser referentes a uma contribuição da dinâmica química em zonas de subducção (Dwivedi e Theunuo, 2013).

Os HFSE (*high field strength elements*) nos granada-biotita xistos dispõem, em geral, valores enriquecidos para Ti em relação a CCS, provavelmente relacionados a biotita, e a minerais opacos (Briqueu et al., 1984) como a ilmenita e, em menor quantidade, o rutilo. Os paragneisses, assim como os mesossomas paragneissicos, mostram valores de Ti semelhantes aos encontrados na CCS. Os valores de Zr são em

geral enriquecidos nos granada-biotita xistos, indicando uma acumulação preferencial de zircões detríticos (Wang et al., 2015). Os teores de Nb e Ta são moderados a altamente enriquecidos para todos litotipos, com maiores picos nas fácies paragnáissicas, o qual apresenta valor anômalo apenas para a amostra Lc-31 (Nb = 140 ppm; Ta = 60 ppm). Esses valores podem indicar concentração por fluidos hidrotermais enriquecidos nesses elementos. Os valores de La/Nb (1,3-3,3) e La/Ta (16-48) são coerentes com a média da crosta continental superior (La/Nb = 2,5 e La/Ta = 30,5), considerando os efeitos da migmatização nessas rochas.

Os teores elevados de V podem indicar a presença de componentes máficos (Wang et al., 2012). O Sr varia em relação aos litotipos. O granada-biotita xisto possui valores empobrecidos, enquanto o paragnaisse mostra valores enriquecidos para Sr. Vales demonstrados pelos elementos P, Ti e Sr, mais acentuados nas amostras de messosomas em metatextitos, podem sugerir influência de fontes associadas a arcos magmáticos.

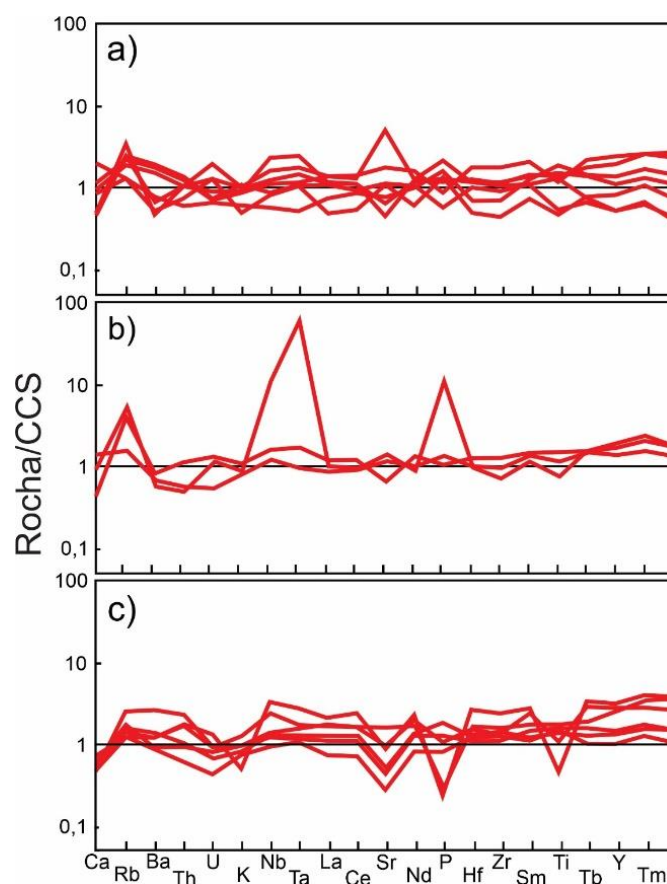


Figure 22. Aranhograma de elementos traços normalizados segundo valores da crosta continental superior de Rudnick e Gao (2003): a) xistos; b) paragnáissicas; c) mesossomas paraderivados.

O conteúdo de elementos terras raras nos granada-biotita xistos variam de 169-385 ppm, nos paragnaisses de 152-193 ppm e os mesossomas de 89-245 ppm (Anexo 9). Normalizados ao padrão do manto primitivo de Sun e McDonough (1989; Figura 23), os litotipos mostram distinção em relação ao fracionamento. O granada-biotita xisto possui fracionamento moderado, com La_N/Yb_N entre 5,8 a 9,1, sendo os ETRL com valores mais fracionados ($La_N/Sm_N = 2,8$ a 3,7) do que os ETRP com Gd_N/Yb_N entre 1,4 a 1,8; os paragnaisses mostram valores semelhantes das razões La_N/Yb_N (4,9-7,2), La_N/Sm_N (3,7-4) e Gd_N/Yb_N (0,8 a 1,5); os mesossomas mostram padrões diversificados, com amostras possuindo La_N/Yb_N de 5,3 a 33,4, horizontalizado a inclinado assinalando as contribuições dos processos de fusão parcial ligados a esta rocha. As amostras mostram anomalias de Eu ($Eu/Eu^*=0.9-3.4$), com maiores valores de Eu/Eu^* nos granada-biotita xistos, e menores nos mesossomas metatexíticos.

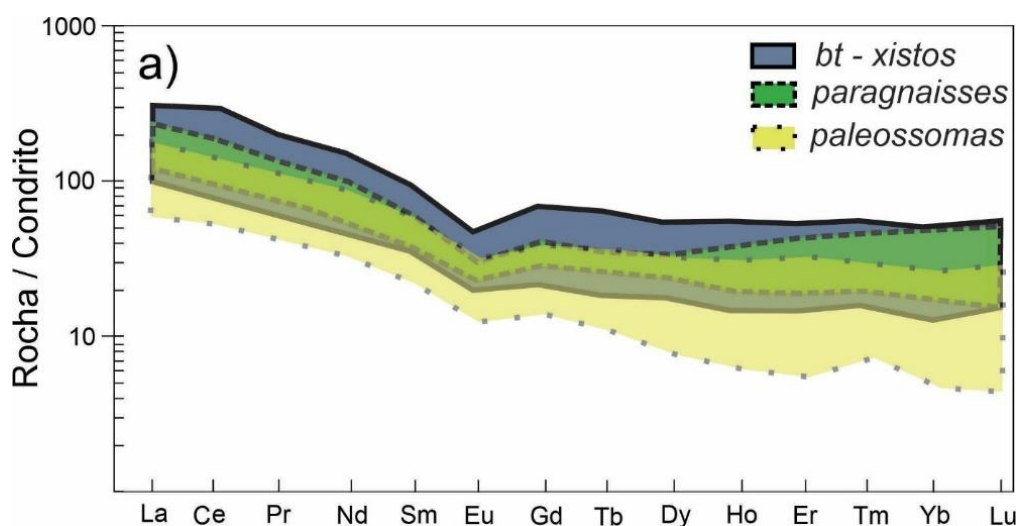


Figure 23. Aranhograma de elementos terras raras normalizados segundo valores do condrito de Sun e McDonough (1989).

No diagrama de afinidade tectônica La/Th versus Hf (Figura 24a; Floyd e Leveridge, 1987) os metassedimentos exibem padrões diversificados. O granada-biotita xisto exibem afinidade a rochas de arco magmático ácido. Os paragnaisses mostram evolução em curva exponencial entre os valores de arcos andesíticos e arcos ácidos. Os diagramas de Bhatia e Crook (1986; Figura 24 b-c) sugerem, predominantemente, valores semelhantes aos sedimentos formados em arcos continentais. É importante ressaltar a dificuldade de realizar inferências tectônicas a partir de dados geoquímicos de rocha total

em metassedimentos, tendo em vista a complexa história metamórfica/metassomáticas dessas rochas.

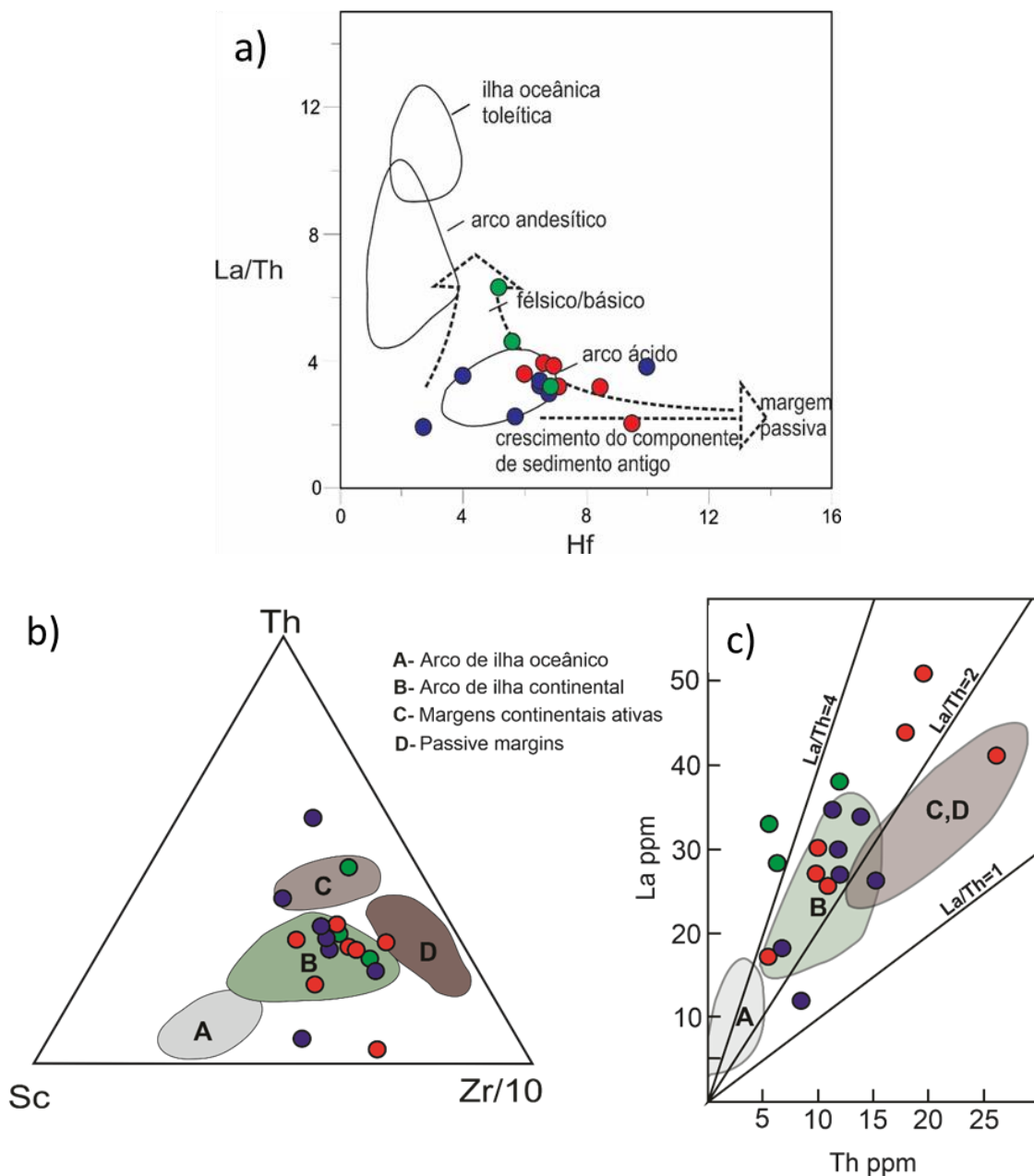


Figure 24. Diagrama de afinidade tectônica: (a) La/Th versus Hf (Floyd e Leveridge, 1987); (b-c) Discriminação tectônica de Bhatia e Crook (1986). Ambos os diagramas sugerem formação dos protólitos dessas rochas em ambientes de arcos vulcânicos. Círculo vermelho: xistos, verde: paragneisses, azul: mesossomas.

A razão Ba_N/La_N (0,54-1,81) e os baixos valores de Th/U (0,4-1,6) sugerem características de arcos vulcânicos ou basaltos oceânicos como possíveis fontes

(McLennan et al., 1990). Valores de Th/U abaixo de 3,8 sugerem fontes sem retrabalhamento ou intemperismo intenso nas áreas fontes. Os baixos valores de Th/Sc (0,3-1,5), com apenas uma amostra com 5,1 (Lc-40), os metassedimentos propõem fortemente a proveniência de fontes ígneas intermediárias (McLennan et al., 1990; Spalleti et al., 2006; El-Bialy, 2013).

6.2 ANFIBOLITOS

Anfibolitos podem ser formados a partir de metamorfismo de sedimentos margosos, interações metassomáticas de camadas sedimentares contrastantes e pela recristalização de rochas ígneas (Yardley, 1989). As concentrações de elementos, como dos grupos dos ETR's e HFSE's, são relativamente imóveis quando comparadas aos LILE's (Rollinson, 2014), o que permite discussões petrogenéticas e aferências ao modelo tectônico de anfibolitos.

Os anfibolitos exibem composição básica com SiO_2 entre 47,3-54,7% e baixas concentrações de K_2O (0,03-1,28%). Possuem teores variados de MgO (3,95-8,43%) e $\text{Mg\#}$ (Anexo 11). Basaltos a andesitos basálticos de assinatura toleítica são os prováveis protólitos para esses anfibolitos, segundo diagramas de Le Bas et al. (1986) (Figura 25a) e Irvine e Baragar (1971) (Figura 25b). A baixa razão $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ($< 0,9$) sugerem ancestralidade ígnea (Brahmaiah et al., 2019). Os valores de Ni são variáveis (16 a 261 ppm), sugerindo fracionamento diferencial da olivina para as rochas analisadas. Os teores de Cr de 13 a 615 ppm, indicam alto grau de fracionamento para essas rochas.

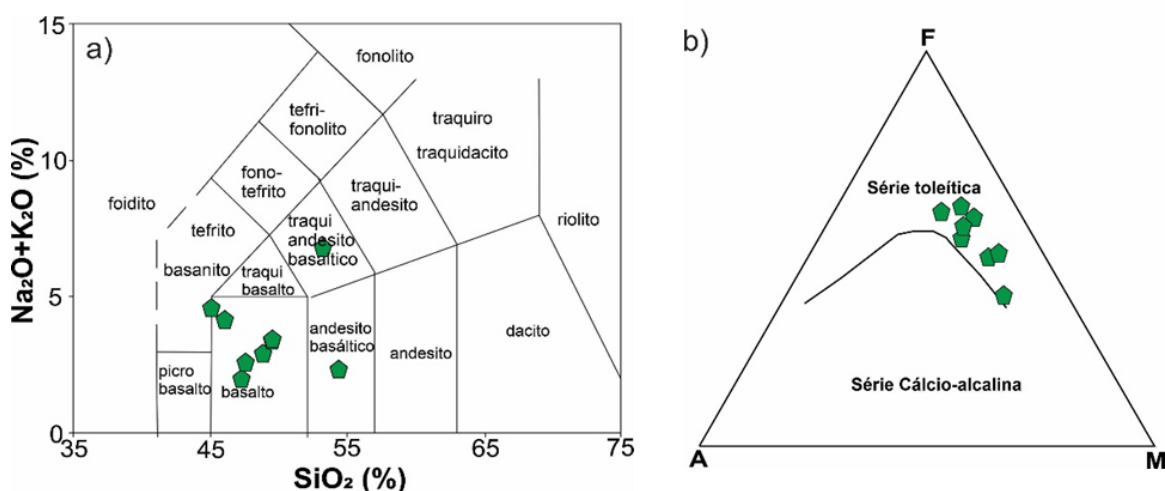


Figure 25. Gráficos geoquímicos para anfibolitos presentes na região da SI: a) $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2 (Le Bas, 1986); b) AFM (Irvine e Baragar, 1971).

A correlação entre Zr e elementos litófilos (ex.: Ba, Rb, La e Nd) de considerados “móveis” (Figura 26), além da falta de indícios petrográficos de alteração hidrotermal, sugere pouca influência de fluidos hidrotermais, com exceção da amostra SI-800, anormalmente enriquecida nesses elementos. Os elementos “imóveis” (ex.: Nb, Yb, Ti, Hf) demonstram variados graus de correlação com o Zr, sendo o Hf o que apresenta a maior correlação ($R^2 = 0,9534$), e o Yb, a menor ($R^2 = 0,0009$). A falta de correlação entre Zr e Yb e TiO_2 podem ser produto da interação magma/rocha (Deschamps et al., 2013).

A razão K/U nessas rochas mostra pouca variação, com exceção da amostra SI-120, isso se deve ao fato de que, durante a fusão mantélica e a diferenciação do basalto, o K se comporta como elemento incompatível, seguindo os outros elementos como Th e U (Albarede, 2003). A grande variação do conteúdo de Rb sugere resposta a diferenciação química, sendo compatível com a cristalização fracionada de K-feldspato e biotita. O Zr mostra padrões variados, porém não muito distintos, com valores de Zr/Hf de 28 a 40, sugerindo relação genética entre essas rochas.

As concentrações de elementos traços foram normalizados segundo manto primitivo de Sun e McDonough (1989) (Figura 27a). Todas as amostras mostram vales em Nb e Ta, característica comum em partes rasas de zonas de subducção, gerada normalmente pela baixa solubilidade desses elementos em fluidos ricos em H_2O e pobres em solutos (Baier et al., 2008). Essas anomalias também podem estar ligadas a assimilação da crosta continental (Thompson et al., 1984). Os vales em U e Th podem estar ligados ao baixo coeficiente de partição desses elementos em ambientes oxidantes e/ou fracionamento dos clinopiroxênios (Hauri et al., 1994). As anomalias positivas de Ba, K e Sr sugerem afinidade a basaltos ilhas oceânicas (Hofmann, 1997).

Os elementos terras raras, normalizados aos valores do condrito (Sun e McDonough, 1989; Figura 27b) mostram padrões horizontalizados ($La/Yb_N = 0,9 - 5,59$), com apenas uma exceção (SI-800), a qual aponta alto grau de fracionamento ($La/Yb_N = 10,62$). Os valores enriquecidos então ligados majoritariamente aos ETRL (La/Sm_N (SI-800) = 4,43, La/Sm_N (demais amostras) = 0,85 – 2,48). Razões Eu/Yb_N 0,85 – 1,92 indicam fraco fracionamento para os ETRP. A ausência de anomalia negativa de Eu, em conjunto com a anomalia positiva de Sr, contribuem para a origem ortoderivada dessas rochas. O enriquecimento em ETR e elementos traços (ex.: LILE's) comparados a HFSE na amostra

SI-800 sugere que fontes metassomatizadas por fluidos derivados de zonas de subducção (Pearce, 1982; Dilek and Thy, 2009).

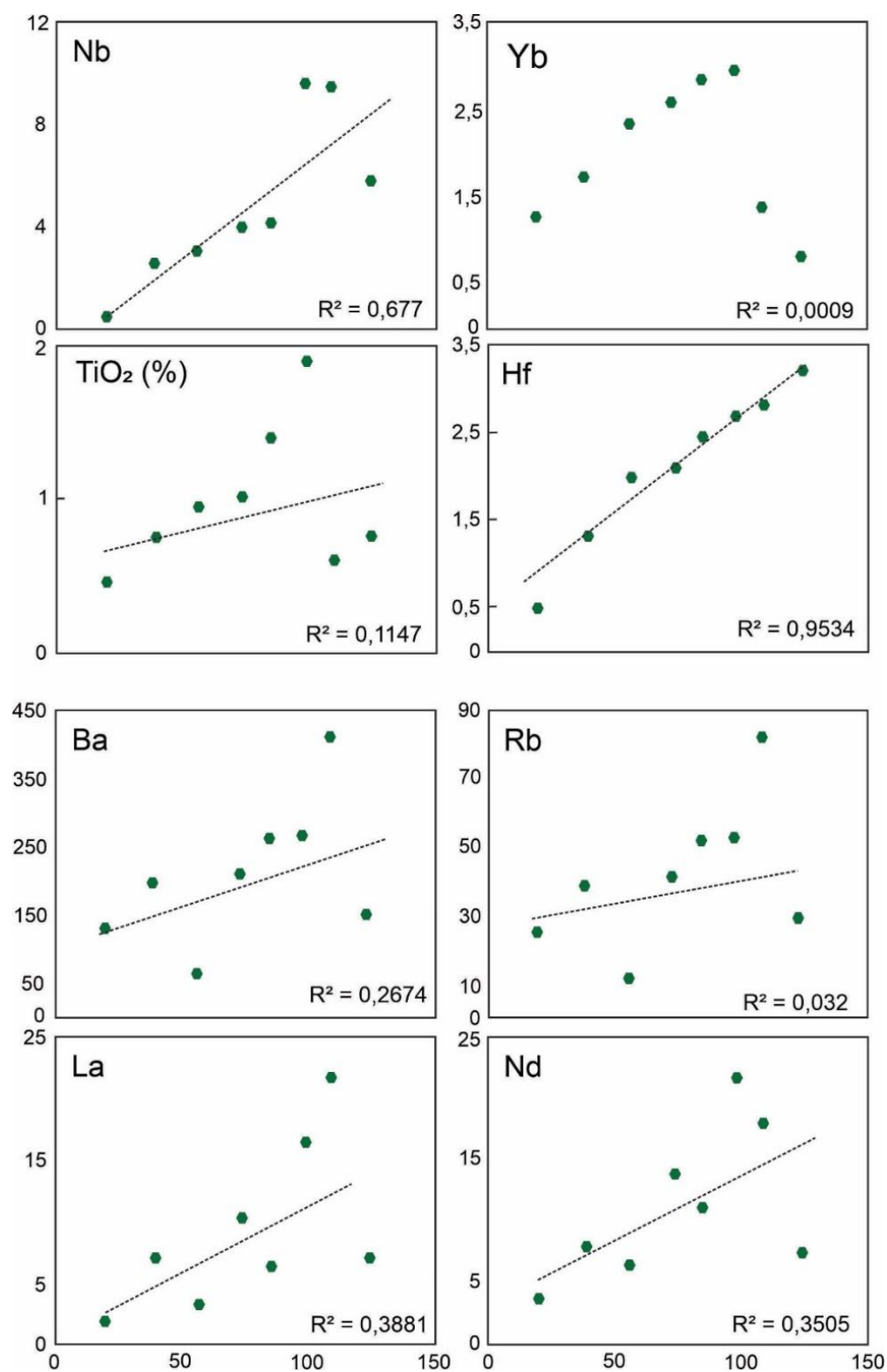


Figure 26. Diagramas do tipo Hackers correlacionando o Zr (eixo x) a elementos considerados “móveis” (Ba, Rb, La e Nd) e “imóveis” (Nb, Yb, Hf e Ti).

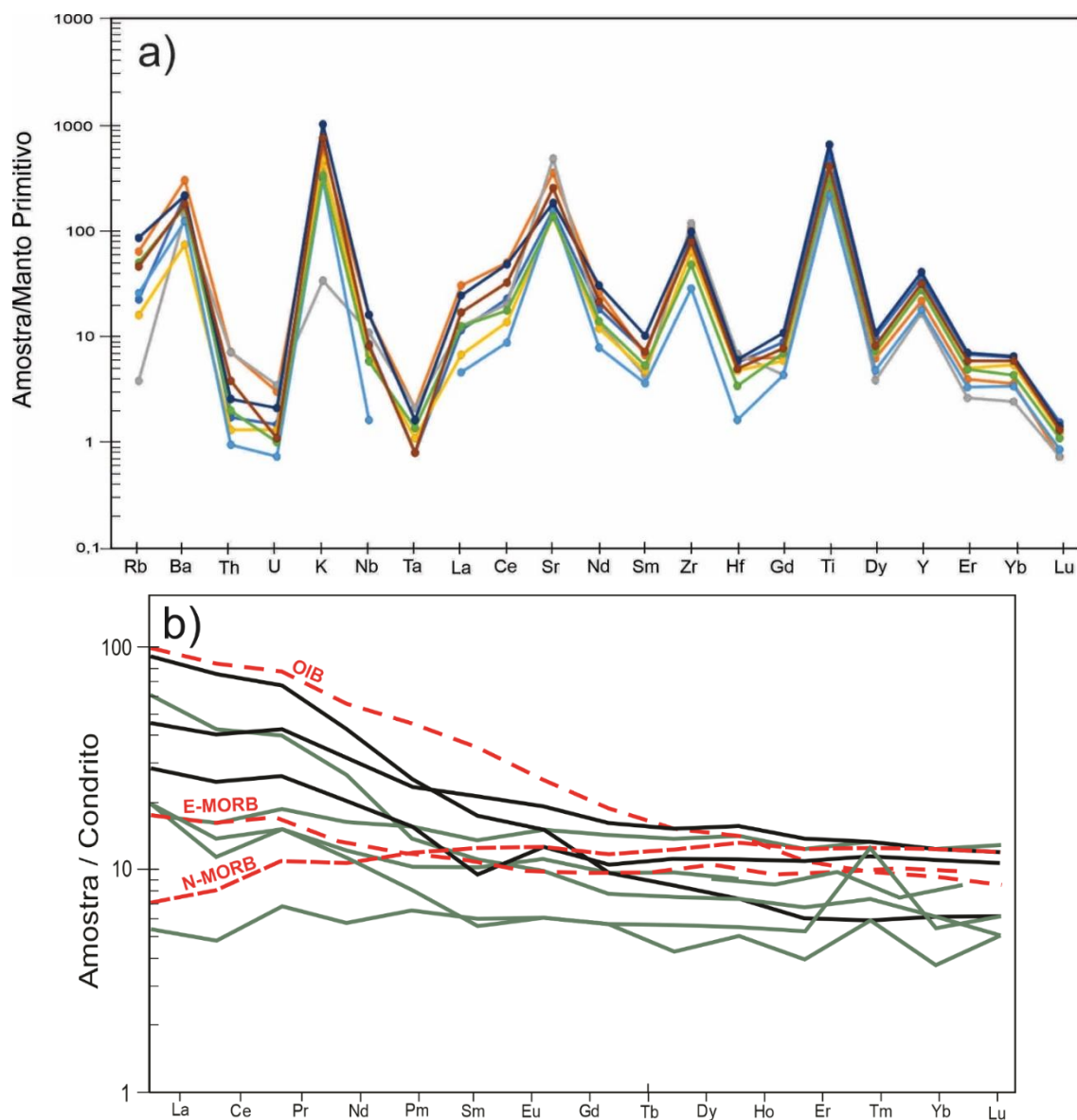


Figure 27. Aranhogramas de anfibolitos presentes na região da SI s: a) elementos traços normalizados segundo valores do manto primitivo de Sun e McDonough (1989); b) elementos terras raras, normalizados segundo valores do condrito CI de Sun e McDonough (1989).

Diagrama das razões La/Ba versus La/Nb , conforme campos de (Kieffer et al., 2004) sugerem o envolvimento da crosta na formação do protólito dessas rochas em um ambiente de subducção (Figura 28a). Essa interação do magma juvenil com a crosta inferior também é denotada pelo diagrama Th/Yb versus Nb/Yb de Pearce (2008) (Figura 28b), indicando formação dessas rochas em ambientes de arcos vulcânicos. A imobilidade do Th em zonas de subducção geram magmas ricos em Th nesses ambientes. Este elemento também é imóvel durante alteração e metamorfismo (Johnson and Plank, 1999). De acordo com o diagrama de Wood (1980; Figura 29a) e Maschede (1986; Figura 29b),

as amostras mostram química semelhante a basaltos de arcos vulcânicos. Estes dados sugerem formação em ambientes de subducção, ou fusão de um manto metassomatizado em eventos orogênicos mais antigos.

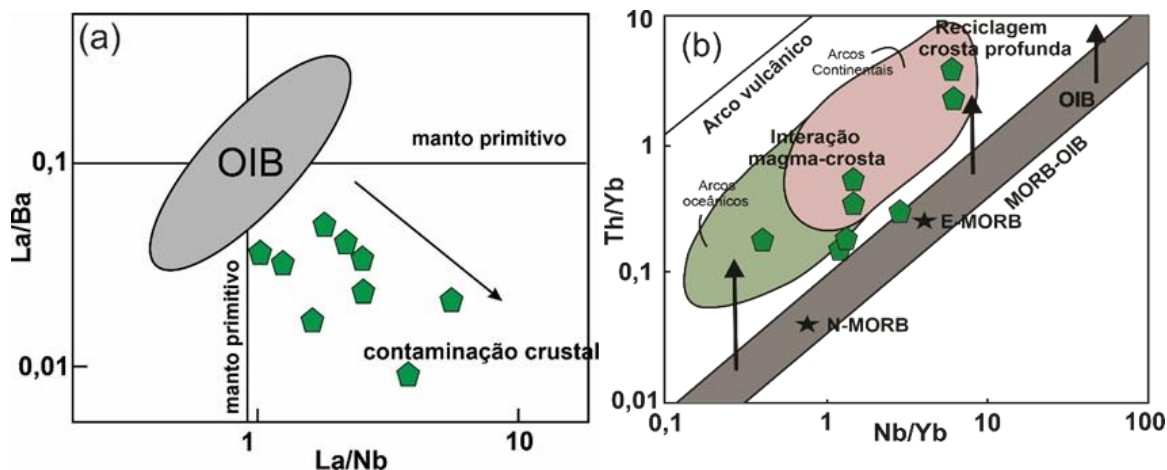


Figure 28. (a) Diagramas La/Nb versus La/Ba indicando os efeitos da contaminação crustal (Kieffer et al., 2004) e (b) diagrama Nb/Yb versus Th/Yb interação magma-crosta (Pearce, 2008).

De acordo com os diagramas de Zhang et al. (2019) (Figura 29c-e), os anfíbolitos podem ser divididos em 02 grupos. O primeiro grupo, possui afinidade química a basaltos do tipo MORB (*Middle Ocean Ridge Basalt*). O segundo grupo apresenta semelhança química a basaltos de arcos de ilha (IAB – *Island Arc Basalt*). As amostras com valores mais discrepantes em relação ao MORB são empobrecidas em Sc, indicando a participação de uma crosta reciclada piroxênítica na gênese dessas rochas (Yang et al., 2020). Os baixos valores da razão Nb/La (<1) corroboram uma fonte contaminada por fluidos gerados em processos de subducção (Xia, 2014). A afinidade a rochas de arcos nos anfíbolitos pode ser resultado de fontes enriquecidas do manto, ou por processos de assimilação/contaminação crustal.

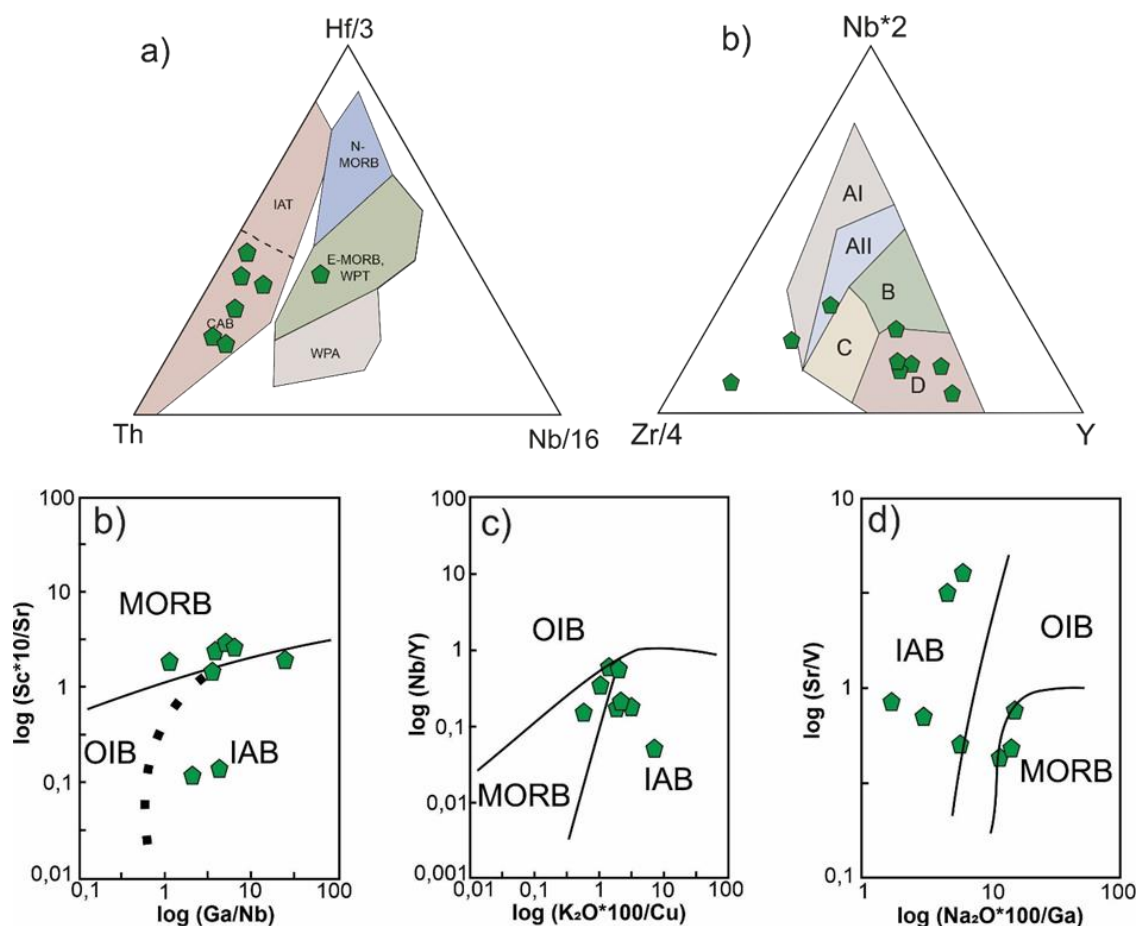


Figura 29. Diagramas de discriminação tectônica. (a) Th-Hf/3-Nb/16 de Wood (1980); (b) Nb*2-Zr/4-Y (Meschede, 1986). Campos: AI-AII:basaltos alcalinos continentais; AII-C: toleítos continentais; B: E-MORB; D: N-MORB; C-D: basaltos de arco vulcânico. (c-e) Zhang et al. (2019) para anfibolitos presentes na região da Sequência Inhapi: c) log (Ga/Nb) versus log (Sc*10/Sr); d) log (K₂O*100/Cu) versus log (Nb/Y); e) log (Na₂O*100/Ga) versus log (Sr/V).

6.3 PLÚTON OURO BRANCO

O Plúton Ouro Branco é o principal representante do magmatismo peraluminoso na Sequência Inhapi. Possui composição química (Anexo 10) com SiO₂ (71,3-72,8%), CaO (0,62-0,82%), Al₂O₃ (14,2-14,9%), K₂O (0,03-1,28%), Na₂O (3,21-3,38%), Fe₂O₃ (0,88-1,14%) e MgO (0,2-0,23%). São rochas alcali-cálcicas segundo diagrama MALI vs SiO₂ (Fig 30a; Frost et al, 2001) e peraluminosas (Fig 30b; Shand, 1943).

Os ETR normalizados aos valores do condrito (Figura 31a; Sun e McDonough, 1989), mostram alto grau de fracionamento ($La/Yb_N = 9,6$ a $19,6$) para ETR leves e pesados, com significativa anomalia negativa de Eu ($Eu/Eu^* = 0,31 - 0,46$). Essa anomalia negativa está possivelmente ligada a herança da rocha fonte, ou pelo fracionamento dos feldspatos. Quando normalizadas em relação ao manto primitivo, essas

rochas são enriquecidas em Rb, Ta, P, Hf e depletadas em Sr e Ti (Figura 31b; Sun e McSonough, 1989).

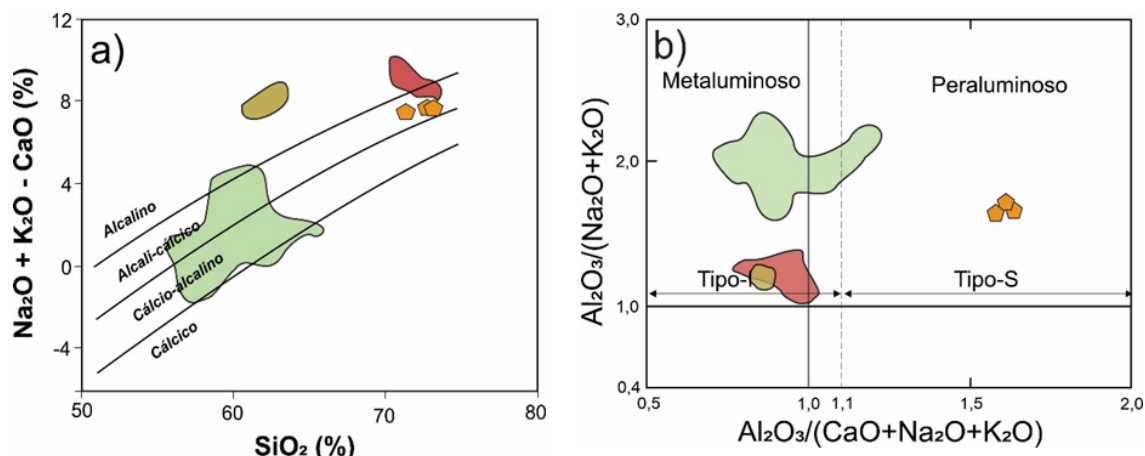


Figura 30. Diagramas de classificação geoquímica dos granitoides presentes no contexto da Sequência Inhapi. (a) Diagrama MALI de Frost et al. (2001); (b) índice de aluminosidade de Shand (1943). Campo verde = Ortognaisse Maravilha; Campo Vermelho = Complexo Belém do São Francisco; Campo beje = Plúton Águas Belas.

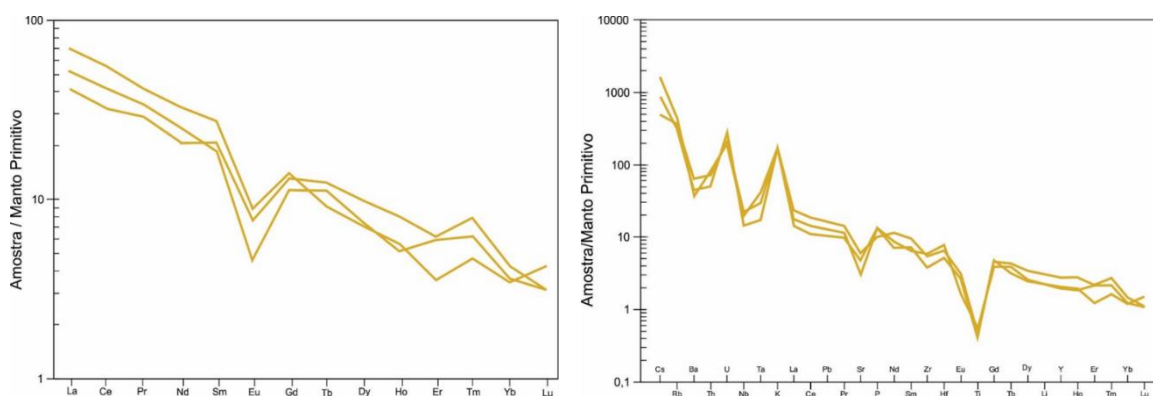


Figure 31. Aranhogramas normalizados segundo padrões do manto primitivo de McDnough e Sun (1995): (a) ETR; (b) Elementos traços.

Esse plúton possui afinidade geoquímica a rochas sin-colisionais, com maior concentração de LILE's em relação aos HFSE, como demonstrado pelos diagramas de Pearce et al. (1984) (Figura 32a-b) e Harris et al. (1986) (Figura 32c).

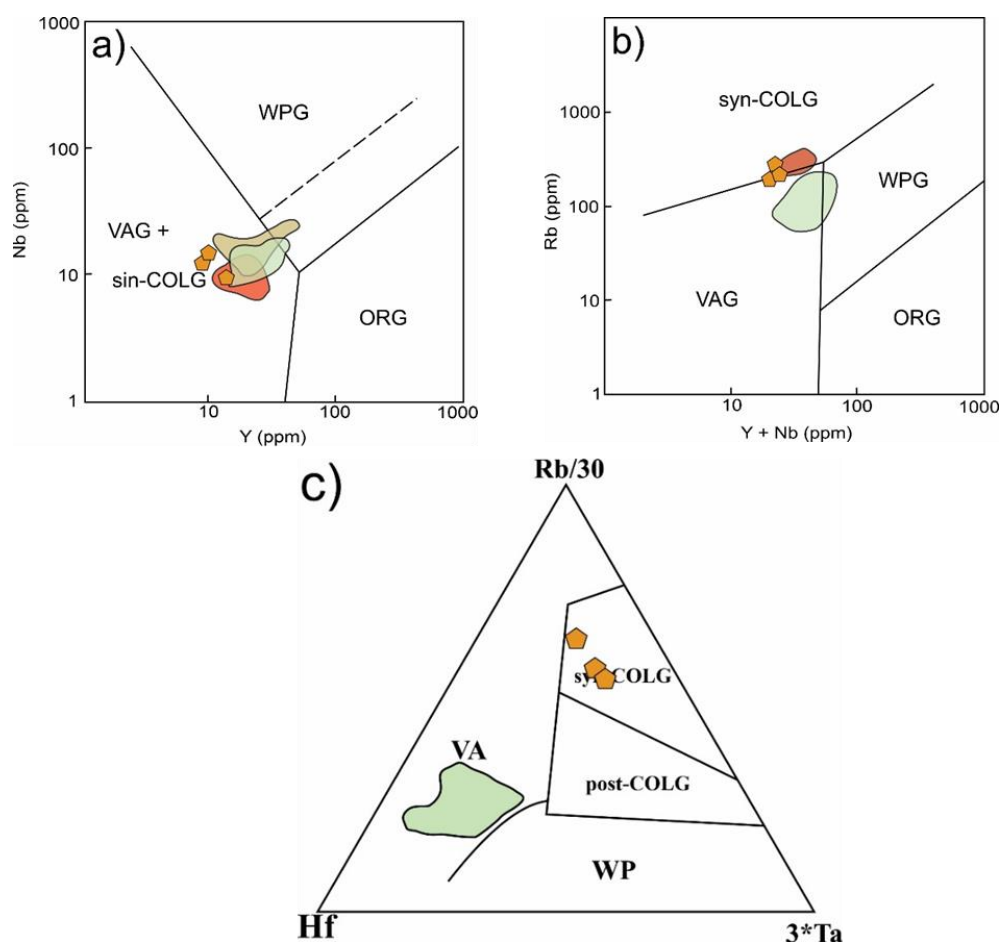


Figure 32. (a-b) Diagramas de discriminação tectônica de Pearce et al. (1984) e (c) Harris et al. (1986). Campo verde - Ortognaisse Maravilha (Dáttoli et al., 2015; Dáttoli, 2017); Campo alaranjado: Batólito Águas Belas-Canindé (Farias, 2021); Pentágono amarelo: Plúton Ouro Branco.

6.4 ORTOGNAISSE MARAVILHA, E PLUTONS ÁGUAS BELAS E MATA GRANDE

Dados de plútons relacionados a Sequência Inhapi presentes na bibliografia serão trazidos aqui para evolução da discussão. De acordo com as análises geoquímicas de Dáttoli (2017), o Ortognaisse Maravilha consiste em um corpo cálcio-alcalino de alto-K, metaluminoso e magnésiano. Possui alto conteúdo de Na_2O (2,47-4,19%). Em relação aos elementos traços, é marcado por anomalias positivas de K, La, Nd e Tb, assim como anomalias negativas de Nb, Ta, P e Ti, quando normalizados segundo valores do condrito (Thompson, 1982). Essas características, juntamente com os baixos teores de Yb, sugerem semelhanças a granitoides presentes em arcos vulcânicos (Feyey et al., 2000, Kirchenbaas and Munker, 2015). O fracionamento de minerais como feldspatos, apatita e minerais de titânio caracterizam as anomalias de Sr, P e Ti.

Os valores de ETR (Dattoli, 2017), normalizados segundo Thompson (1982), mostram fracionamento moderado, razões $(\text{Ce/Yb})_N$ entre 2.28 e 17.29 ($\bar{x}$ = 8.7). Da mesma maneira se comportam os fracionamentos dos ETRL, com $(\text{La/Sm})_N$ entre 1.9 to 5.0 ($\bar{x}$ = 3.28), e ETRP, com $(\text{Gd/Yb})_N$ entre 1.13 e 2.77 ($\bar{x}$ = 2.10).

De acordo com Silva Filho et al. (2010), o plúton Águas Belas é representado por corpos sienograníticos com características de plúton pós-colisionais. Esses granitoides possuem caráter trans-alcalino e ferro-potássico. Demonstram alto conteúdo de SiO_2 (69,1–73,1%) e álcalis total ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ entre 8,3 e 10,5%). Mostram altos teores de Ba (1300–2650 ppm) e, geralmente, baixo teor em elementos HFSE. Esses granitoides mostram concentrações com teores médios entre os granitoides do tipo-I e do tipo-S de Chappell and White (1992). De acordo com os diagramas de Pearce et al. (1984) e Harris et al. (1994) (Figura 19), esses granitoides mostram características sin-colisionais, podendo ser interpretado como assinatura herdada do manto metassomatizado ou contaminação por rochas adjacentes durante a ascensão do corpo.

De acordo com Silva Filho et al (2013), o granitoide Mata Grande, assim como outros granitoides presentes no PEAL leste (ex.: Água Branca, Serra do Catu), possui assinatura característica de rochas shoshoníticas, ou seja, alto álcalis total ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} > 5$), baixo TiO_2 (<1.3% wt.%), altos teores de LILE (Ba, Sr, e Rb), e baixo Nb (Morrison 1980).

7 GEOLOGIA ISOTÓPICA

Com o intuito de obter informações a respeito da evolução crustal da Província Borborema, bem como comparações com prováveis regiões fontes, contribuindo para interpretações de configurações paleogeográficas da região de estudo, análises de geoquímica isotópica foram levadas em unidades da Sequência Inhapi. Para esta tese, foram utilizadas a combinação de análises de isótopos Lu-Hf e idades U-Pb para zircões detríticos, com o objetivo de fornecer informações sobre a evolução crustal da proveniência sedimentar, além de comparações com prováveis regiões fontes, contribuindo para interpretações de configurações paleogeográficas (Wang et al., 2013). As análises Lu-Hf (LA-ICP-MS) em zircão foram conduzidas em amostras de um metatexito de protólito tonalítico (SI-100) e granada-biotita gnaisses das sequências Inhapi (SI-121) e Rio Una (GUS-208). Análises U-Pb SHRIMP em zircão foram conduzidas em ortognaisse (SI-200) proveniente do contexto geológico da Sequência Inhapi. As análises de Lu-Hf foram realizadas em conjunto com as análises U-Pb SHRIMP de Silva Filho et al. (2014), utilizando os mesmos *spots* para ambas as análises.

7.1. Análise isotópica Lu-Hf

7.1.1 Metatexito tonalítico

A amostra SI-100 consiste em um metatexito, com paleossoma de composição tonalítica, previamente referenciado como Complexo Belém de São Francisco. Seus zircões possuem altas razões Th/U ($>0,2$), indicando possível origem ígnea. Dois interceptos, um superior de idade toniana (972 ± 30 Ma), e um inferior de idade ediacarana (629 ± 35 Ma) caracterizam sua idade de cristalização e evento metamórfico (Orógeno Brasileiro), respectivamente. A grande parte dos zircões possuem $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (t) entre 0,282185 e 0,282395 (Tabela 5), exibindo valores de ϵHf entre -1,8 e +10,57 e idades modelo Hf entre 1191-1631 Ma (Figura 33). Alguns grãos mostram maior contribuição crustal, (*spot* 1.1; $\epsilon\text{Hf} = -3,6$; $T_{\text{DM}} \text{Hf} = 1631$ Ma), enquanto outros indicam componente juvenil na formação desta rocha (*spot* 13.1; $\epsilon\text{Hf}: +10,57$; $T_{\text{DM}} \text{Hf}: 1075$ Ma). Juntamente com a idade $T_{\text{DM}} \text{Nd}$ de 1,33Ga para esta mesma unidade (Silva Filho et al., 2014), as idades $T_{\text{DM}} \text{Hf}$ mesoproterozoicas nessa rocha sugerem o envolvimento de uma crosta antiga, provavelmente paleoproterozoica, e material mantélico juvenil em sua formação.

Tabela 5. Dados isotópicos Lu-Hf metatexito tonalítico (amostra SI-100). Valores da coluna “idade” correspondem aos dados de U-Pb SHRIMP encontrado em Silva Filho et al. (2014).

Spot	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (corr.)	$\pm 2\text{SE}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\text{SE}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (t)	$\pm 2\text{SE}$	ϵHf	TDM (Ma)	t , Age (Ma)
SI-100 1.1	0,28208	0,0002	0,00171	0,00077	0,282087	0,000200	-3,6	1631	936
SI-100 2	0,282301	0,000052	0,001195	0,000012	0,282317	0,000052	4,3	1299	924
SI-100 3	0,282331	0,000056	0,001512	0,00007	0,282341	0,000056	5,5	1267	936
SI-100 4	0,282297	0,00006	0,001119	0,000038	0,282316	0,000060	2,5	1302	842
SI-100 5	0,282317	0,000053	0,002974	0,000078	0,282307	0,000053	2,0	1339	835
SI-100 6	0,282376	0,000051	0,001127	0,000028	0,282395	0,000051	5,7	1191	861
SI-100 9	0,282325	0,00005	0,001117	0,000012	0,282342	0,000050	6,2	1262	970
SI-100 10	0,282342	0,000045	0,0009	3,6E-06	0,282363	0,000045	7,1	1231	974
SI-100 11	0,28226	0,00016	0,00118	0,00018	0,282275	0,000160	3,9	1356	969
SI-100 12.1	0,282314	0,000042	0,000869	0,000015	0,282338	0,000042	2,6	1269	816
SI-100 12.2	0,2823	0,000061	0,001316	0,000035	0,282318	0,000061	1,2	1304	783
SI-100 13	0,282456	0,000099	0,00103	0,00015	0,282474	0,000099	10,9	1075	968
SI-100 14	0,28222	0,00014	0,00393	0,00077	0,282185	0,000140	0,7	1523	971
SI-100 16	0,282336	0,000057	0,000766	0,000013	0,282359	0,000057	7,1	1235	984
SI-100 17.1	0,282335	0,000057	0,001181	0,000039	0,282357	0,000057	-0,2	1250	656
SI-100 17.2	0,282305	0,000055	0,000609	0,000038	0,282335	0,000055	-1,8	1273	619
SI-100 19	0,282326	0,000055	0,000979	0,000022	0,282346	0,000055	5,2	1256	916
SI-100 20	0,28232	0,000063	0,002714	0,00003	0,282308	0,000063	5,0	1325	967

7.1.2 Sequência Inhapi

Os zircões analisados compõem a fácies granada-biotita gnaiss com granada (SI-121; (660644 E / 8982459 N) inserido na Sequência Inhapi. A amostra possui predominância de zircões detríticos neoproterozoicos, com menor quantidade datando do Paleoproterozoico/Neoarqueano. Possuem variação significativa de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ em função de sua idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (Tabela 6). Os zircões com idades U-Pb criogeniana-ediácaranas possuem idades modelos de 986-1027 Ma e 1274- 1493 Ma com ϵHf (t) entre -7,8 a +10,6. Os de idade esteniana-toniana possuem $T_{\text{DM}}\text{Hf}$ em dois grupos. O primeiro grupo datando entre 1064-1541 Ma (6 zircões), com ϵHf entre -2,1 a +8,4; e o segundo entre 1880-2122 Ma (3 zircões), com valores de Hf extremamente negativos (-9,4 a -33,7) (Figura 31). Os zircões estaterianos (2 grãos) possuem idades $T_{\text{DM}}\text{Hf}$ neoarqueanas (2760 Ma), e riácianas (2180 Ma), apresentando ϵHf de -54 e -38,7, respectivamente. Esses resultados corroboram as análises no tonalito do embasamento, indicando um importante componente juvenil para parte dos zircões neoproterozoicos, com participação

crustal paleoproterozoica. Os zircões paleoproterozoicos indicam forte participação crustal e/ou retrabalhamento isotópico em sua história genética.

Tabela 6. Dados isotópicos Lu-Hf de granada-biotita gnaiss inserido na Sequência Inhapi.

Spot	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{H}$ f (corr.)	$\pm 2\text{S}$ E	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{H}$ f	$\pm 2\text{SE}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{H}$ f (t)	$\pm 2\text{SE}$	e Hf (t)	T_{DM} (Ma)	t, Age (Ma)*
S1-121 1	0,282567	± 41	0,00130	0,00003	0,28254	0,28257	6,61	987	664
S1-121 2	0,282444	± 27	0,00143	0,00003	0,28242	0,28244	5,13	1165	802
S1-121 4	0,282535	± 56	0,00113	0,00004	0,28252	0,28254	4,84	1027	631
S1-121 5.2*	0,282273	± 32	0,00040	0,00001	0,28226	0,28227	-2,34	1369	713
S1-121 6.1	0,28125	± 27	0,00042	0,00001	0,28124	0,28125	-54,00	2760	1,734
S1-121 7	0,28257	± 39	0,00069	0,00002	0,28255	0,28257	9,64	967	786
S1-121 12.1	0,282326	± 58	0,00066	0,00003	0,28231	0,28233	-2,15	1305	641
S1-121 12.2*	0,282352	± 31	0,00083	0,00002	0,28234	0,28235	-1,04	1275	653
S1-121 16	0,28218	± 48	0,00029	0,00002	0,28217	0,28218	-7,80	1493	612
S1-121 17	0,281823	± 49	0,00133	0,00002	0,28182	0,28182	-33,75	2034	1,12
S1-121 18	0,28261	± 41	0,00031	0,00001	0,28260	0,28261	10,57	902	755
S1-121 19	0,282305	± 47	0,00044	0,00001	0,28229	0,28231	-0,82	1327	731
S1-121 22	0,281692	± 28	0,00070	0,00001	0,28169	0,28169	-38,37	2180	1,769
S1-121 23	0,282512	± 34	0,00131	0,00001	0,28249	0,28251	8,44	1065	841
S1-121 32	0,282369	± 43	0,00040	0,00002	0,28236	0,28237	2,67	1237	786
S1-121 35	0,282243	± 4	0,00095	0,00000	0,28222	0,28224	-0,69	1431	850
S1-121 39	0,281739	± 57	0,00083	0,00002	0,28172	0,28174	-18,40	2123	854
S1-121 41	0,282476	± 42	0,00077	0,00002	0,28246	0,28248	6,20	1100	783
S1-121 43	0,281923	± 36	0,00105	0,00002	0,28190	0,28192	-9,35	1880	977
S1-121 44	0,28255	± 5	0,00124	0,00003	0,28253	0,28255	9,09	1009	807
S1-121 45	0,282326	± 66	0,00288	0,00001	0,28228	0,28233	-1,88	1386	701
S1-121 46.1	0,282199	± 86	0,00137	0,00010	0,28217	0,28220	-0,12	1509	961
S1-121 46.2*	0,282176	± 47	0,00137	0,00008	0,28215	0,28218	-2,11	1541	906
S1-121_49	0,282478	± 4	0,00122	0,00005	0,28245	0,28248	5,42	1110	754
S1-121 50	0,282401	± 49	0,00247	0,00005	0,28235	0,28240	5,05	1261	899

* Análises em bordas. ** Dados de Silva Filho et al. (2014)

7.1.3 Sequência Rio Una

Foram analisados zircões em granada-biotita paragneiss (amostra GUS-208; Tabela 7) presentes na unidade 3 (Silva Filho et al., 2014) da Sequência Rio Una. Com exceção de escassos grãos paleoproterozoicos, essa amostra exibe idades U-Pb SHRIMP (Silva Filho et al., 2014) majoritariamente neoproterozoicas (630–764 Ma), com apenas um zircão, possivelmente de origem metamórfico ($^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} = 0,07$), de idade estateriana (1752

Ma). As razões $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ superiores a 0,3 sugerem origem crosta ígnea, ou reciclada por processos magmáticos, como fonte principal (Silva Filho et al., 2014). Os valores $\varepsilon\text{Hf}(t)$ são negativos (Figura 33), entre -11,5 e -3,4, com idade modelo ($T_{\text{DM}} \text{Hf}$) entre 1469-1740 Ma, sugerindo contribuição crustal paleoproterozoica na formação dessas rochas. O embasamento paleoproterozoico da Sequência Rio Una (Osako, 2005; Silva Filho et al. 2014), representado pelo Complexo Belém do São Francisco, corrobora a presença de uma crosta paleoproterozoica na formação desta porção continental.

Tabela 7. Dados isotópicos Lu-Hf de granada-biotita gnaiss inserido na Sequência Rio Una.

Amostras	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (corr.)	$\pm 2\text{SE}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\text{SE}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (t)	$\pm 2\text{SE}$	εHf (t)	T_{DM} (Ma)	t, Idade (Ma)**
GUS-208 1	0,282161	0,000067	0,001332	0,000073	0,2821448	2,4	-7,9	1553	648
GUS-208 2.2*	0,282105	0,000070	0,003214	0,000044	0,2820637	2,5	-10,0	1717	685
GUS-208 3	0,282054	0,000051	0,000871	0,000013	0,282042	1,8	-9,6	1682	736
GUS-208 5	0,282241	0,000042	0,001241	0,000028	0,2822247	1,5	-4,0	1437	698
GUS-208 6	0,282159	0,000039	0,000895	0,000013	0,2821473	1,4	-6,8	1538	696
GUS-208 10	0,282035	0,000044	0,001006	0,000027	0,2820211	1,6	-10,3	1714	737
GUS-208 12	0,282071	0,000078	0,000933	0,000085	0,2820579	2,8	-8,8	1661	749
GUS-208 16	0,282083	0,000052	0,001674	0,000051	0,2820607	1,8	-9,6	1677	708
GUS-208 20	0,282110	0,000041	0,001005	0,000019	0,282097	1,4	-8,7	1610	688
GUS-208 24	0,282216	0,000054	0,001168	0,00005	0,2821992	1,9	-3,4	1469	764
GUS-208 31	0,282078	0,000057	0,001078	0,000049	0,2820643	2,0	-10,1	1658	676
GUS-208 35	0,282077	0,000055	0,00093	0,000023	0,2820638	1,9	-8,4	1653	754
GUS-208 40	0,282088	0,000043	0,001171	0,000054	0,2820735	1,5	-10,2	1648	658
GUS-208 42	0,282070	0,000039	0,000898	0,000048	0,2820571	1,4	-8,4	1661	764
GUS-208 47	0,282061	0,000035	0,000904	0,000042	0,2820481	1,2	-8,9	1674	760
GUS-208 48	0,282128	0,000052	0,001662	0,000033	0,2821078	1,8	-9,2	1613	649
GUS-208 50	0,282031	0,000062	0,001441	0,000041	0,2820108	2,2	-10,5	1740	745
GUS-208 51	0,282070	0,000058	0,001268	0,000065	0,282055	2,1	-11,5	1677	630

* Análises em bordas. ** Dados de Silva Filho et al. (2014).

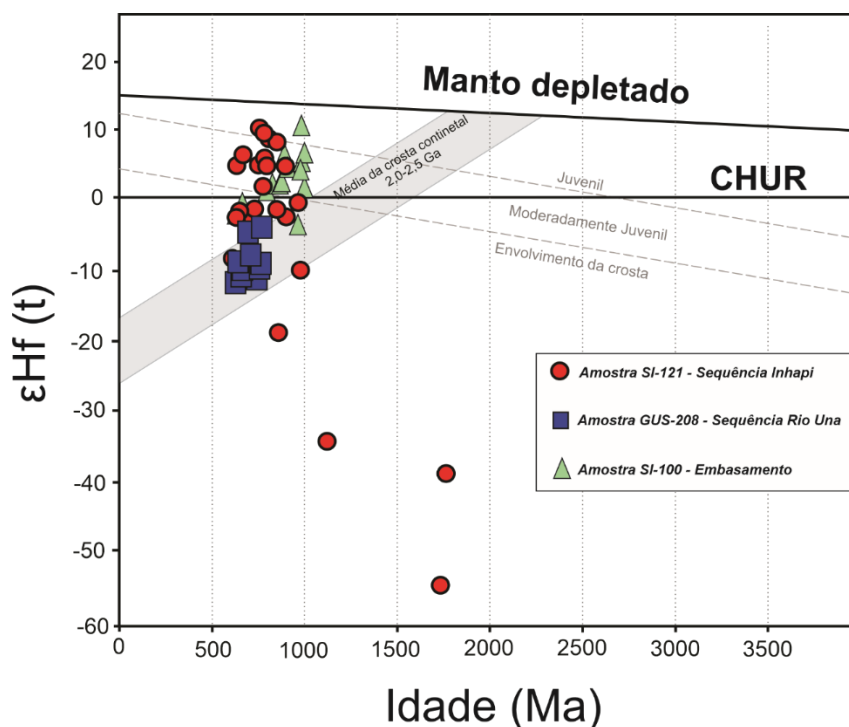


Figure 33. A) Diagrama $\epsilon\text{Hf}(t)$ versus Idade (Ma) para zircões de granada-biotita gnaisses presentes na (i) Sequência Inhapi e (ii) Rio Una. Idades (U-Pb SHRIMP) de Silva Filho et al. (2014). A linha tracejada cinza classifica campos como juvenil (0–5 ϵ -unidades abaixo DM), moderadamente juvenil (5–12 ϵ -unidades abaixo DM) e envolvimento da crosta (>12 ϵ -unidades abaixo DM). Evolução média da crosta continental típica gerada em torno de 2,0 - 2,5 Ga, com $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,010$ para félsica e $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,022$ para crosta máfica (Pietranik et al. 2008). Modelo DM com razão de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ atual de 0,28325 e razão $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ de 0,0388 (Griffin et al. 2000, atualizado por Andersen et al. 2009).

7.1.4 Residência Crustal

O tempo de residência crustal representa a evolução isotópica dos zircões (Wang et al., 2013), sendo calculada a partir da subtração da idade do zircão (U-Pb) pela idade modelo $T_{\text{DM Hf}}$.

A amostra da Sequência Inhapi (SI-121; Figura 34) mostra aleatoriedade em seus valores, demonstrando aporte de material juvenil em determinados períodos na formação das fontes do protólito dessa rocha. Dois momentos marcam a chegada de material juvenil, um durante o Esteniano, e outro durante o Toniano. A Sequência Rio Una (amostra GUS-208) exibe uniformidade nos valores de residência crustal, principalmente devido ao estreita faixa de idades de cristalização. Os zircões mostram fontes predominantemente diferenciadas, caracterizando forte componente crustal. A predominância de zircões do Neoproterozoico Superior e demonstrando $T_{\text{DM Hf}}$ mesoproterozoicos (ca. 1500 Ma), propõe fontes com fraca participação de material juvenil, formadas durante o evento Brasiliano/Pan-Africano. O metatextito tonalítico

(amostra SI-100) mostra aleatoriedade nos valores, porém sugere maior influência de material juvenil do que crustal em sua formação (Figura 34).

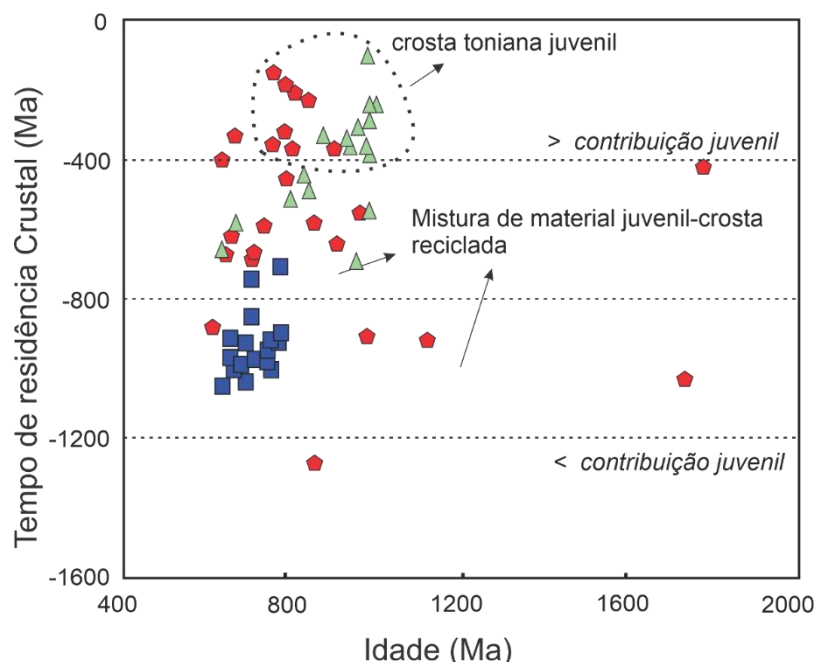


Figure 34. Diagrama da idade U-Pb versus Tempo de residência crustal. Legenda na Figura 24. Modificado de Wang et al. (2013). Quadrado azul = GUS-208; Pentágono Vermelho = SI-121; Triângulo Verde = SI-100.

7.2 Análise U-Pb

7.2.1 Amostra SI-200 (662795 E / 8981924 S)

A análise U-Pb SHRIMP foi realizada em um ortognaisse na região Sequência Inhapi (Tabela 8). Uma idade concórdia de $606,9 \pm 9,3$ Ma (MSWD 1,6, probabilidade = 0,50; Figura 35) com razões $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ entre 0,01 e 0,05, sugerem idade ediacarana para evento metamórfico. Zircões tonianos (1028-1104 Ma), com razões $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ entre 0,3 e 1,2, indicam possível idade de cristalização para o protólito desta rocha. Esses resultados reforçam a hipótese apresentada por Silva Filho et al. (2014) e Dáttoli (2017), propondo uma crosta toniana como embasamento para a Sequência Inhapi.

Sobrecrescimentos metamórficos ediacaranos em núcleos toanianos são encontrados em alguns grãos. O valor da concórdia, interpretado como o pico do metamorfismo regional que afetou esta rocha, condiz com período sin-colisional (620-

600 Ma) do PEAL (Silva Filho et al., 2014) e (610-595 Ma; estágio II) do Domínio Transversal (Van Schmus et al., 2011). Esta idade de metamorfismo concorda com o período estimado para a migmatização dos metassedimentos da Sequência Inhapi (630-600 Ma; Silva Filho et al., 2014).

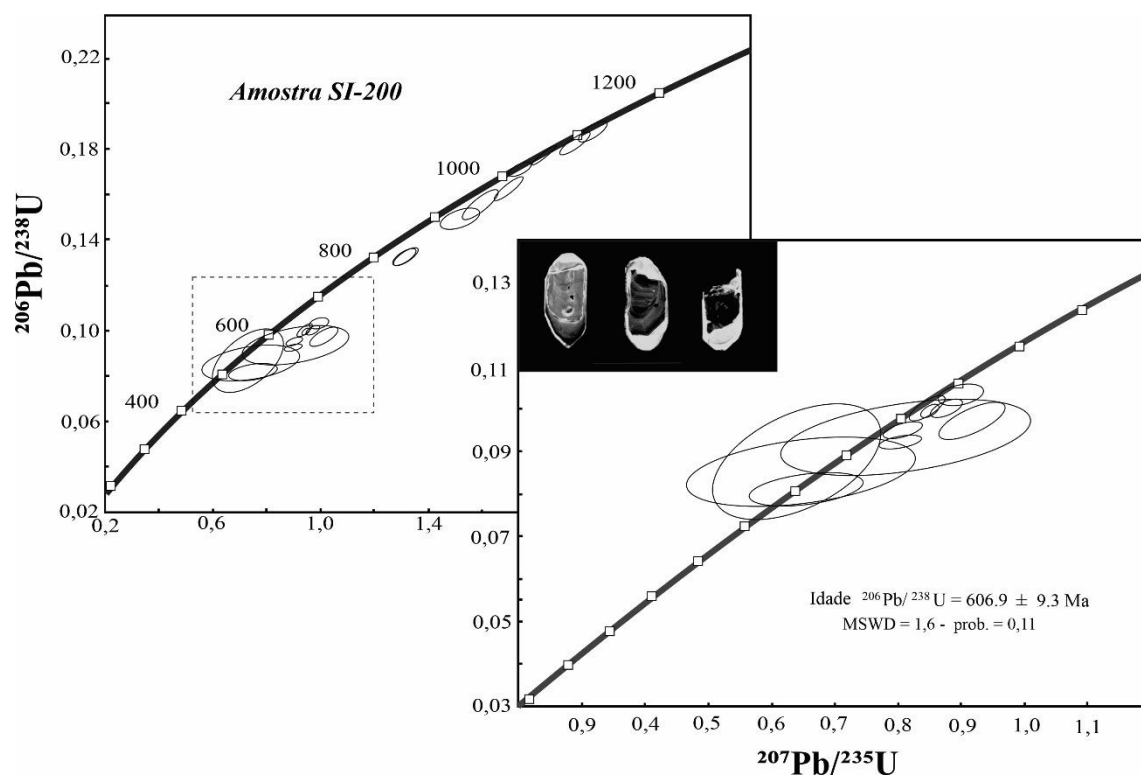


Figure 35. Diagramas de concórdia de ortogneiss monzogranítico.

1 Tabela 8. Dados isotópicos U-Pb SHRIMP em ortognaisse (amostra SI-200) na região da Sequência Inhapi. A amostra foi coletada próximo a cidade de Canapi.

Grão/Spot	% ²⁰⁶ Pb _c	ppm U	ppm Th	²³² Th / ²³⁸ U	±%	ppm ²⁰⁶ Pb*	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Idade	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Idade	%Disc.	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	±%	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	±%	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	±%	err corr
1,2	0,18	18	1	0,05	2,18	2	635	10 658 97	+4	0,0621	3,1	0,886	3,5	0,1034	1,7	0,5
3,1	--	143	1	0,01	1,81	12	608	10 653 26	+7	0,0617	1,1	0,842	2,1	0,0989	1,8	0,8
4,1	0,39	27	8	0,30	2,51	3	897	18 899 53	+7	0,0710	2,95	1,462	3,6	0,1492	2,1	0,58
5,1	0,23	65	36	0,58	0,94	7	801	14 602 52	+7	0,0676	1,82	1,233	2,6	0,1324	1,9	0,73
8,2	0,06	47	22	0,50	3,50	6	931	22 396 125	+7	0,0724	1,79	1,551	3,2	0,1554	2,6	0,82
10,1	0,03	90	65	0,75	0,36	14	1079	18 1028 38	+5	0,0773	1,04	1,941	2,1	0,1822	1,8	0,87
11,1	--	69	1	0,01	5,67	6	600	12 610 34	+2	0,0603	1,6	0,811	2,6	0,0976	2,0	0,8
11,2	0,03	291	286	1,02	1,50	40	969	20 944 80	+8	0,0744	0,97	1,663	2,4	0,1622	2,2	0,92
12,1	--	143	69	0,50	0,29	59	2529	27 2639 7	+5	0,1795	0,28	11,891	1,3	0,4804	1,3	0,98
13,1	--	41	1	0,02	2,13	4	620	8 569 63	-9	0,0617	1,8	0,859	2,3	0,1009	1,4	0,6
9,1	0,19	85	52	0,63	0,34	12	1014	11 992 29	-0	0,0729	1,27	1,712	1,7	0,1704	1,2	0,68
15,1	0,02	104	1	0,01	2,13	9	596	9 607 61	+2	0,0612	2,6	0,817	3,0	0,0968	1,5	0,5
16,1	0,03	68	39	0,59	0,38	11	1075	18 1082 32	+5	0,0774	1,04	1,937	2,1	0,1816	1,8	0,86
18,2	0,26	240	8	0,04	3,18	21	616	7 670 18	+8	0,0599	1,1	0,829	1,4	0,1003	1,1	0,7
17,1	--	277	121	0,45	0,24	42	1046	17 1053 21	+1	0,0745	0,48	1,811	1,8	0,1762	1,7	0,96
19,1	--	117	82	0,73	0,29	19	1104	16 1076 33	+4	0,0779	1,23	2,006	2,0	0,1868	1,6	0,79
20,1	0,07	38	0	0,01	3,25	3	619	12 577 83	-8	0,0603	3,3	0,837	3,8	0,1007	2,0	0,5

8 DISCUSSÕES

A Sequência Inhapi registra estratigraficamente elementos que relatam a história de um orógeno colisional, contemplando desde elementos de arcos vulcânicos pré-colisão até rochas formadas durante o estágio de transcorrência do orógeno. A falta de unidades ofiolíticas, rochas de alta pressão (*HP-UHP*) dificulta sua completa caracterização. Diferentes condições de metamorfismo submetidas a essas rochas sugerem diferentes profundidades na crosta durante o metamorfismo regional.

As rochas metassedimentares estudadas foram submetidas a um episódio de metamorfismo regional progressivo, com posterior regressão para fácies anfibolito baixo em determinadas porções. Os estudos geotemobarométricos indicam maiores condições de P-T para sudoeste, corroborado pela presença de sillimanita em afloramento próximo ao Ortognaisse Maravilha. A região é marcada por intensa anatexia, caracterizada por enxame de granitoides leucocráticos e rochas migmatíticas. Isso pode ser explicado pela expressiva migmatização que ocorre durante dobramentos da crosta continental em zonas colisionais, gerados a partir de espessamento crustal acompanhado por metamorfismo regional, caso rochas metassedimentares ricas em micas estejam presentes (Patiño Dulce et al., 1990). A transição entre o metatexito e o diatexito não é clara, mas a elevada concentração de leucossoma sugere fusão parcial dinâmica por entrada de água no sistema, facilitada pela deformação dúctil, sendo de papel crucial tanto para a canalização de fluidos, quanto para o acúmulo de material anatético.

As associações minerais sugerem que o gradiente metamórfico cresce do Norte para o Sul, sendo representado pela sucessão mineral: granada-estaurolita-cordierita-sillimanita. As condições de baixo-P e alto-T sugere similaridade ao metamorfismo do tipo-Abukuma (Miyashiro, 1961) ou “metamorfismo de baixa pressão” (*low-pressure metamorphism*; Banno e Nakajima, 1992), identificado no Platô Abukuma, no Japão. Esta fácies é caracterizada pela mesma faixa de temperatura da série Barroviana, porém com menores pressões (Winkler, 1965). Este metamorfismo sugere ambientes de arcos vulcânicos devido ao propício fluxo térmico, porém podem também estar associados a stress diferencial, deformação e afinamento crustal.

Os dados de geoquímica de rocha total para as rochas metassedimentares sugerem a formação em ambientes de arcos vulcânicos. Entretanto, denota-se a impossibilidade de

definição de ambientes tectônicos, devido a influência direta das fontes, além dos eventos de diagênese e metamorfismo, na caracterização geoquímica dessas rochas.

Os anfibolitos mostram composições distintas, implicando possivelmente na contribuição de diferentes fontes mantélicas. As rochas que possuem composição de E-MORB podem ter sido formadas pela fusão de um manto enriquecida, ou pela mistura de fontes empobrecidas com basaltos formados em arcos de ilha (An et al., 2017). A falta de registros de arcos de ilhas pode sugerir que a fonte dessas rochas sofreu processos de metassomatização em eventos precedentes. As condições P-T encontradas para essas rochas ($P_{Lc-54} = 4,43$ e $5,94$ kbar, $T_{Lc54} = 702-798$ °C; $P_{SI-419} = 6,99$ e $8,34$ kbar, $T_{SI-419} = 634$ e 744 °C) são diferentes das encontradas nos metassedimentos, podendo indicar processos de exumação de regiões mais profundas da crosta superior durante a dinâmica tectônica transtensiva que atingiu a região. Os diferentes valores de P-T entre os anfibolitos podem sugerir diferentes porções da crosta, onde a porção mais ao norte (amostra Lc-54) foi submetido a um menor grau metamórfico, em zonas mais rasas, e a porção mais a sul (contato com o Ortognaisse Maravilha) aponta um maior grau de metamorfismo, possivelmente por estar mais próximo da raiz do orógeno. Essa assertiva é corroborada pelos dados termobarométricos do Ortognaisse Maravilha ($P = 6$ a $7,18$ kbar; $T = 706$ e 785 °C; Dáttoli et al., 2017). Esses dados trazem luz para a hipótese de arco vulcânico.

O volume de magma produzido por eventos de anatexia dependem de dois fatores: (1) do conteúdo de H_2O liberado pela reação; e (2) da presença de água do magma em determinada condição de P-T (Johannes e Holtz, 1996; Thompson, 1996; Spear et al., 1999). Os eventos de fusão parcial ocorreram durante a fase sin a pós-deformação Dn, indicado pelos metatextito estromáticos paralelizados a Sn, assim como os migmatitos *schlieren* e *schollen* encontrados na região. A escassa presença de muscovita nos mesossomas paraderivados, é um indicativo da possível formação desses corpos a partir da desidratação desses minerais. A baixa correlação entre o conteúdo de elementos “imóveis” (ex.: ETR) entre os metassedimentos e o plúton Ouro Branco na maioria das amostras não foram suficientes para sugerir uma ligação genética entre essas rochas. Entretanto, semelhanças em valores de razões Th/Hf e La/Yb de uma amostra podem indicar essa relação. A intensa geração de magmatismo peraluminosos está associada ao metamorfismo de alta T – baixa P, e são cogenéticos a fase de deformação Dn+1.

A Sequência Inhapi possui idade máxima de deposição de aproximadamente 631 Ma (Silva Filho et al., 2014). Essa idade, unida às idades do magmatismo tardi a pós-colisional e de sobrecrecimentos metamórficos, sugerem que a fase deposicional ocorreu aproximadamente entre 631-590 Ma. A idade de cristalização de 588 ± 4 Ma (Silva Filho et al., 2010) do Plúton Águas Belas, intrudido entre os metassedimentos da Sequência Inhapi, representa a idade mínima de deposição. Sugere-se a formação bacia em ambiente orogênico, provavelmente por tensões transtensionais. Esforços tectônicos com topo para NE, gerando zonas de encurtamento crustal NW-SE são marcadas por foliação tectônica em todas as rochas da região. Posteriormente, essas estruturas foram sobrepostas por cisalhamento transpressional NNE-SSW/NE-SW, o qual, consequentemente, reativou estruturas E-W pré-existentes, permitindo a ascensão de corpos tardi a pós-colisionais.

Rochas ortognáissicas tonalito-granodioríticas marcam importante magmatismo toniano. Os dados de Hf sugerem possível contaminação de uma crosta paleoproterozoica na formação dessas rochas ($\epsilon_{\text{Hf}} = -1,8$ a $+10,57$; $T_{\text{DM}} \text{ Hf} = 1191$ - 1631 Ma). Essas idades, juntamente as idades U-Pb SHRIMP (972-984 Ma) em ortognaisses na região, indicam participação de uma crosta toniana no embasamento dessas rochas, diferente das unidades metassedimentares circunvizinhas, nas quais sugerem um embasamento predominantemente paleoproterozoico (ver Osako, 2005; Silva Filho et al., 2014; Ferreira et al., 2015). Esse magmatismo também foi identificado no domínio PEAL oeste (974-956 Ma), em granitoides gnaissificados com assinaturas de rochas orogênicas (Cruz et al., 2014). O maior registro dessas rochas tonianas na Província Borborema é no Domínio da Zonas Transversal (Van Schmus et al., 2011; Guimarães et al., 2016). Alguns autores sugerem a formação dessas rochas por dinâmica intracontinental (Guimarães et al., 2016), por outro lado outros autores defendem a participação de eventos de oceanização e orogenia acrescionária (Brito Neves et al., 1995; Santos et al., 2010; Caxito et al., 2020). Ainda carece de dados robustos para confirmação das hipóteses. Entretanto, a presença de rochas tonalito-granodioríticas com química de arco e carácter juvenil sugerem a presença de arcos neste período.

Estudos já vem mostrando a correlação entre do Domínio PEAL e o Cinturão Sergipano (Oliveira et al., 2010; Van Schmus et al., 2011; Neves et al., 2016). Complexos tonalito-granodioríticos gnaissificados presentes em ambos os domínios indicam uma extensa área retrabalhada ($\geq 20.000 \text{ km}^2$) por processos orogênicos durante o toniano, a qual representa o embasamento da região da Sequência Inhapi e do Batólito Águas Belas-

Canindé no PEAL leste, e dos domínios Poço Redondo-Marancó e Canindé, no Cinturão Sergipano (Silva Filho et al., 2014; Oliveira et al., 2017; Dátoli, 2017). Oliveira et al. (2006) encontraram os zircões detríticos mais jovens com idades entre 628 e 625 Ma, valores semelhantes aos encontrados na Sequência Inhapi. A unidade Novo Gosto, no Domínio Canindé, possui fontes predominantemente neoproterozoicas, idade máxima de deposição de 625 Ma, e idades T_{DM} Nd em torno de 1.5 Ga (Nascimento, 2005), sugerindo similaridades em áreas fontes e dinâmica tectônica com a Sequência Inhapi.

8.1 PROVENIENCIA SEDIMENTAR

Os dados geoquímicos e petrográficos das rochas metassedimentares da Sequência Inhapi sugerem protólitos pelíticos a grauvaqueanos, com presenças pontuais de quartzito, mármore e calcissilicática, como também a baixa intensidade de intemperismo na fonte, indicando fontes proximais. A escassez de rochas quartzo-detríticas, sugere ambientes continentais de baixa energia. A química dessas rochas indica origem continental para os sedimentos. A característica de arco nas unidades sedimentares e magmáticas podem ser explicadas de duas maneiras: (i) influência direta de fontes retrabalhadas em eventos de margens continentais ativas em rifte intracontinental profundo; e (ii) sedimentação em bacias intra-arco, em sistema de arco criogeniano-ediacarano.

Zircões detríticos da amostra SI-121 indicam principalmente fontes neoproterozoicas, e alguns grãos paleoproterozoicos. Fontes tonianas e criogenianas sugerem maior contribuição mantélica, enquanto as paleoproterozoicas indicam maior contribuição crustal ou fusão de manto enriquecido. Os zircões de idade Neoarquena-Paleoproterozoica sugerem como fonte os ortognaisses do Complexo Belém de São Francisco, caracterizado como a principal unidade do Embasamento do PEAL (Silva et al., 2002; Cruz et al., 2014; Ferreira et al., 2015). Os zircões tonianos, de maior expressão na amostra, indicam os ortognaisses tonalítico-granodioríticos tonianos (parte do embasamento?) encontrados na região como principal fonte, sugerindo curtas distâncias de transporte e importante contribuição autóctone (Rainbird et al., 2010; Wodicka et al., 2014). Devido à falta de rochas desta idade na região, os zircões criogenianos (667-786 Ma) sugerem fontes totalmente apagadas do registro estratigráfico, ou distais (Cinturão Sergipano?). Zircões tardi-criogenianos a ediacaranos (650-620 Ma) com altas razões $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ são provenientes do magmatismo pré- a sin-colisional registrados no PEAL (Silva Filho et al., 2002, 2013, 2014, 2015; Neves et al., 2020). Zircões com baixa razão

$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ indicam possíveis eventos metamórfico no Paleoproterozoico (2,02 Ga), Toniano (961 Ma) e Ediacarano (604-570 Ma).

Idades mezoproterozoicas (ca. 1,5 Ga), encontradas em diversas rochas por análises isotópicas (ex.: T_{DM} Nd, T_{DM} Hf, U-Pb em zircões detríticos) na Província Borborema (Nascimento, 2005, Silva Filho et al., 2014) possuem pouca expressividade no Domínio PEAL, considerando as idades de corpos magmáticos presentes na bibliografia. Rochas metavulcânicas, metassedimentares e gabbroicas no Domínio da Zonas Transversal apresentam valores T_{DM} ectasianos (Van Schmus et al., 2011). No domínio Macururé (Cinturão Sergipano), é igualmente comum a presença de idades entre 1,2-1,8 (Oliveira, 2005). As idades-modelo Nd são de difícil interpretação em rochas metassedimentares, pois refletem a mistura isotópica de diferentes fontes. Algumas rochas presentes em outras regiões da província, como em *augen* gnaisses da Zona Transversal (Sá et al., 2002), marcam um possível evento extensional neste período. Na unidade 2 da Sequência Rio Una, idades ca. 1,5 Ga em zircões detríticos de provável origem ígnea, representam significativa importância. No Cinturão de Dobramentos Africano Central, rochas presentes do Domínio Adamawa-Yadé, mais precisamente no Grupo Bafia, mostram idades mesoproterozoicas (1603 Ma). Os valores de ϵNd (-4,4 a -2,5) e ϵHf (-54,4 a +10,57), além das idades modelos (Hf- T_{DM} ; Nd- T_{DM}) propõem forte influência de crosta continental retrabalhada, com interferência de pulsos magmáticos juvenis durante os eventos de rejuvenecimento isotópicos dados na porção sul da Província Borborema durante os eventos Cariris Velhos e Brasileiro.

8.2 IDADE DOS ZIRCÕES x AMBIENTE TECTÔNICO

A configuração espacial e a presença e extensão da atividade ígnea sin-sedimentar são uma resposta à configuração tectônica. Devido a sua resistência físico-química e sua concentração de importantes elementos traços, o zircão é considerado uma importante ferramenta para a análise de proveniência sedimentar (Andersen, 2005; Hawkesworth et al., 2010; Owona et al., 2021). Cawood et al. (2012) estabeleceram que o espectro dos zircões detríticos possuem padrões de distribuição de idades distintos, permitindo assim a inferência do ambiente tectônico da bacia no qual eles foram depositados.

Utilizando a variação da diferença entre a idade de cristalização dos zircões detríticos e a estimativa da idade de deposição da bacia, plotada como proporção cumulativa curvas, é possível inferir a deposição da bacia entre as três principais

configurações tectônicas: (i) Convergente; (ii) Colisional; e (iii) Extensional. A Sequência Inhapi (SI-121; Silva Filho et al., 2014) possui característica de bacias formadas em ambientes convergentes-colisionais (Figura 34). A Sequência Rio Una (dados U-Pb retirados de Silva Filho et al., 2014) demonstra variação entre suas unidades. As unidades 1 e 2 mostram um comportamento espectral semelhante à da Sequência Inhapi, com característica de bacias formadas em ambientes colisionais (Figura 36). Já a unidade 3 sugere ambiente convergente para a formação da bacia precursora (Figura 34).

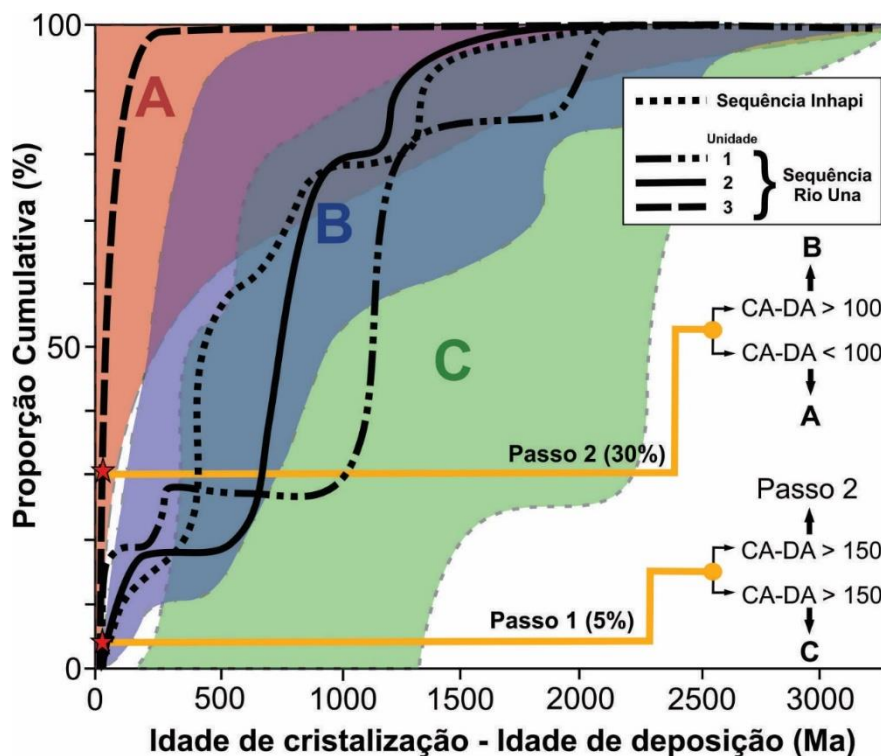


Figura 36. Diagrama “Idade de Cristalização-Idade de Deposição” de Cawood et al. (2012), mostrando as curvas cumulativas para as amostras das sequências Inhapi e Rio Una. As idades U-Pb SHRIMP em zircões detríticos são encontradas em Silva Filho et al. (2014). A idade de cristalização corresponde às medidas nos núcleos dos grãos. A idade de deposição é inferida a partir da idade do zircão detrítico mais jovem. A – Convergente; B – Colisional; C – Extensional.

8.3 MAGMATISMO BRASILEANO

8.3.1 Pré- a cedo-colisional

Um conjunto de corpos ediacaranos está presente em toda extensão do Domínio PEAL. Esses corpos comumente apresentam afinidade metaluminosa, cálcio-alcalina, e assinatura semelhante a rochas de arcos vulcânicos continentais (Neves et al., 2008; Neves et al., 2014; Silva Filho et al., 2013; Dátoli, 2017; Silva et al., 2017).

Dentro dos limites da Sequência Inhapi, este magmatismo é representado pelo Ortognaisse Maravilha. Possui formato irregular ameboidal, com extensão segundo a Zona de Cisalhamento Maravilha, indicando que este corpo ainda se encontrava em estado plástico durante sua colocação, a qual foi influenciada pela zona de cisalhamento homônima. Este corpo apresenta-se intensamente deformado em estado sólido, com direção principal NE-SW, direção concordante a colisão entre o Cráton São Francisco e o Domínio PEAL (deformação D1; Oliveira et al., 2010). Esta fase é sobreposta por zonas de cisalhamento NW-SE, as quais possuem grande importância na abertura de espaço para colocação do magmatismo pós-colisional. O Ortognaisse Maravilha apresenta idade concórdia $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ de 647 Ma, indicada como idade de cristalização do plúton. Os valores de ϵNd (0,6 Ga) de -15,8 indica significativa participação crustal em sua formação. Esses dados, juntamente com a idade modelo $T_{\text{DM}}(\text{Nd})$ de 2,22 Ga, sugerem três hipóteses: (i) mistura de magmas juvenis mantélicos com crosta antiga por *underplating*; (ii) fusão de crosta inferior paleoproterozoica; e (iii) fusão do manto metassomatizado durante a orogenia paleoproterozoica. A falta de zircões herdados fortalece a terceira hipótese, entretanto, não descarta as demais hipóteses.

Devido a história polideformacional, o formato irregular NE-SW ao longo da Zona de Cisalhamento Maravilha, é provável que o Ortognaisse Maravilha tenha se formado em regiões mais profundas na crosta, tendo posteriormente se deslocado para regiões mais rasas através dos espaços liberados pelas zonas de cisalhamentos, e desta maneira ter sido colocado em contato com as rochas metassedimentares da Sequência Inhapi. Esta teoria é reforçada devido aos contatos tectônicos por zonas de cisalhamento (ex.: ZC Maravilha), e por possuir idade de cristalização mais antiga que a idade máxima de deposição encontrada na Sequência Inhapi.

Em regiões adjacentes, plútons com características semelhantes são encontrados. A oeste da área de estudo, ainda dentro do Batólito Águas Belas-Canindé, podemos citar os plútons Mata Grande, Água Branca, Serra do Catu e Tanquinho como parte deste grupo (Concentino, 2012; Silva Filho et al., 2015). Silva (2017) estudando corpos a sul da região de estudo, indicou a presença de um arco vulcânico continental (642-626 Ma) a partir do fechamento do Oceano Sergipano-Oubanguides, indicando processos de *underplanting* e ascensão astenorrífica (*slab tearing*) no fornecimento de calor para a formação desses corpos.

Na região limite com o Domínio da Zona Transversal, próximo a Zona de cisalhamento Pernambuco, corpos com semelhanças geológicas ao Ortognaisse Maravilha, possuem idades ediacaranas, como o caso do Ortognaisse Jupí (606 Ma; Neves et al., 2008), o qual possui zircões herdados paleoproterozoicos, avigorando a importância desta era na formação do material fonte dessas rochas.

8.3.2 Sin- a pós-colisionais

Corpos peraluminosos estão alojados de maneira expressiva nas faixas móveis na Província Borborema (Conceição et al., 2016; Neto et al., 2019). Esses corpos possuem variada estruturação, e são fruto da fusão parcial dos metassedimentos que preenchem essas bacias Neoproterozoicas. Na Sequência Inhapi, esses corpos se apresentam de duas maneiras: plútons alongados em direção E-W e NE-SW, exibindo foliação em estado sólido próximos aos contatos, e outros de formato irregulares, isotrópicos, sendo o Plúton Ouro Branco o principal representante. Faz-se necessário o adensamento do estudo desses corpos, visando o entendimento da importância da migmatização e granitogênese sin-colisional dessas porções crustais. Em terrenos adjacentes, esses corpos mostram idades ediacaranas (≈ 580 Ma), como o exemplo do plúton Serra do Macaco (Osako, 2005), na Sequência Rio Una, e o granito Cabanas (Neves et al., 2008), encaixado na Zona de Cisalhamento Pernambuco. No Domínio Macururé (Cinturão Sergipano), Conceição (2019) define dois grupos de leucogranitos: (i) 613-635 Ma, não deformados; (ii) 571-590 Ma, gnaissificados.

O magmatismo pós-tectônico, de origem anorogênica, representa o maior episódio magmático ocorrido em toda Província Borborema. São formados após a transição deformação compressional/deformação transcorrente, e normalmente estão associadas as zonas de cisalhamentos produzidas nessa deformação. Alojado na Sequência Inhapi, o Plúton Águas-Belas (588Ma; Silva Filho et al., 2010), é o principal exemplo deste tipo de magmatismo na região, além de ser o plúton modelo para o Batólito Águas Belas-Canindé (Silva Filho et al., 1997). Possui alto teor de álcalis total, pousando entre a afinidade cálcio-alcálica de alto-K a alcalino pós-colisional. Dados sugerem que a colocação deste corpo ocorreu durante a reativação de estruturas E-W pré-existentes, pelas zonas de cisalhamento NNE-SSW Limitão-Caetés, provavelmente com início em 590 Ma. A falta de deformação dúctil penetrativa, indica que este plúton não foi afetado por esses eventos transcorrentes, porém apenas os aproveitou para transladar as zonas mais rasas da crosta. A partir de dados isotópicos de Nd, O e U-Pb, Silva Filho et al. (2010)

propõem interação do magma com de quatro componentes: manto litosférico peloproterozoico, rochas crustais paleoproterozoicas, sequências supracrustais neoproterozoicas, e rochas ígneas mesoproterozoica. Outros exemplos deste magmatismo no PEAL leste é o sienito Cachoeirinha, próximo a ZC Pernambuco, limite norte do PEAL (Neves et al., 2008).

8.4 RELAÇÃO DAS SEQUÊNCIAS INHAPI-RIO UNA

Antes que qualquer hipótese seja gerada, é importante ressaltar a falta de dados robustos para poder indicar a real relação entre a sequências Inhapi e Rio Una. Entretanto, para a evolução do conhecimento, é de extrema importância o início da discussão, tendo em vista a próxima relação espacial entre ambas. Dados petrológicos e isotópicos sugerem que essas rochas equivalem a fragmentos crustais com distinta história geológica. A Sequência Rio Una exibe complexa estruturação, com valores isotópicos distintos para cada uma de suas fácies. Silva Filho et al. (2014) subdividem esta sequência em 3 unidades. A Unidade 1, marcada por zircões detríticos predominantemente tonianos de paleoproterozoicos; Unidade 2, exibindo fontes que remetem história paleoproterozoica, toniana e brasileira, além de idade máxima de deposição em 769 Ma; e Unidade 3, indicando fontes de idades do Neoproterozoico ao Arqueano. As unidades 2 e 3 da Sequência Rio Una possuem semelhanças isotópicas em relação a idade dos zircões detríticos com a amostra SI-121 (granada-biotita gnaiss) da Sequência Inhapi (Figura 37). Em relação aos isótopos de Nd, as sequências apresentam valores semelhantes entre elas. Ambas as sequências possuem idades modelo mesoproterozoicas (Sequência Inhapi = 1,53-1,83 Ga; Sequência Rio Una = 1,52 – 1,86 Ga; Silva Filho et al., 2014). Osako (2005) obteve idades T_{DM} paleoproterozoica (2,12-2,23 Ga) e ϵNd extremamente negativos (-13,2 e -18,8) em mesossomas paragneissicos da Sequência Rio Una. Silva Filho et al. (2002) encontraram idade modelo de 2,60 Ga para amostra da unidade 1. As idades T_{DM} sugerem importante participação de uma crosta toniana e paleoproterozoica na formação dessas rochas, com menor presença de material arqueano.

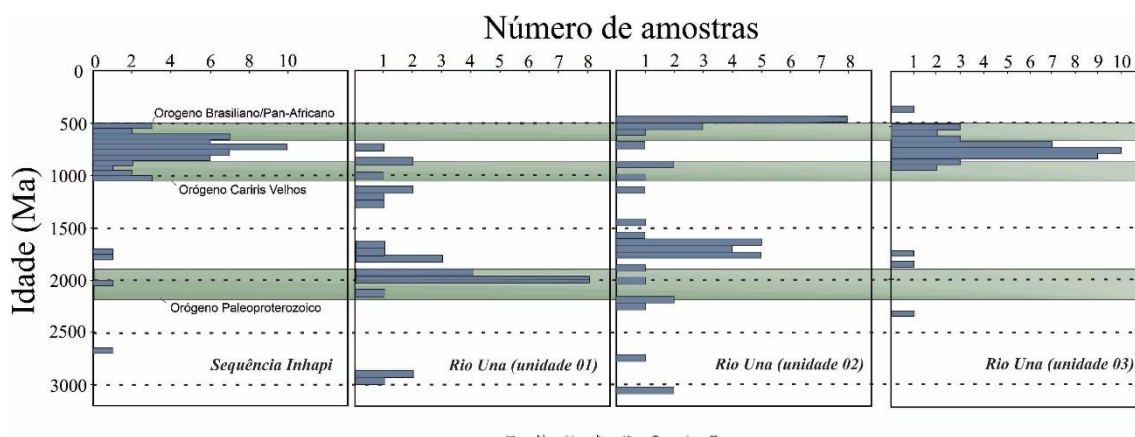


Figure 37. Histogramas de análises U-Pb em zircões em unidades contidas nas Sequências Inhamitanga e Rio Una (dados retirados de Silva Filho et al., 2014).

Os contrastes entre as duas sequências são provavelmente influência de suas rochas fontes e/ou embasamento. Enquanto a Sequência Rio Una possivelmente se formou sobre uma crosta paleoproterozoica, como proposto por Silva Filho et al., (2014; ortognaisses com idade 2095 Ma Ga), Neves et al., (2004; ortognaisses com idade entre 2098-2072 Ma), e por Osako (2005), que encontrou idades T_{DM} Nd de 1,9 Ga e ϵNd positivos (provável magmatismo juvenil) em ortognaisses migmatizados. Na Sequência Inhamitanga, a idade do embasamento é definida por ortognaisses migmatíticos tonianos (Silva Filho et al., 2014; Dattoli, 2017), sugerindo um embasamento com componentes paleoproterozoicos e tonianos para a região.

Outro fator para correlação é o pico metamórfico atingido por essas unidades. Migmatitos paraderivados, como também os ortoderivados adjacentes, da Sequência Rio Una revelam condições de temperatura e pressão do pico metamórfico de $765 \pm 113^\circ\text{C}$ e $5,9 \pm 1,7$ kbar, na transição entre as fácies anfibolito alto e granulito (Osako, 2005). A Sequência Inhamitanga exibe um contraste entre as rochas, com as paraderivadas chegando a um pico metamórfico na fácies anfibolito baixo-médio, e as ortoderivadas (ex.: Plúton Maravilha, anfibolitos), indicando pico de metamorfismo entre as fácies anfibolito superior a granulito.

Sobrecrescimentos metamórficos em zircões detríticos em ambas das sequências indicam períodos semelhantes para eventos metamórficos (Silva Filho et al., 2014). A amostra SI-121 sugere pelo menos 03 períodos (605 Ma; 575-570 Ma; 525 Ma) para a Sequência Inhamitanga. Na Sequência Rio Una, suas unidades indicam dois períodos, um por

volta de 610 Ma, e outro em torno de 560 Ma. Osako (2005) encontrou uma idade semelhante em amostra do embasamento da Sequência Rio Una (560 ± 0.9 Ma - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em biotita). A mostra SI-100, considerada um representante do embasamento da Sequência Inhapi, sugere o período entre 630-600 Ma para o evento de migmatização.

O diagrama da Razão Th/U *versus* idades U-Pb (Figura 38) sugere importantes eventos metamórficos, datados do Neoarqueano, Orosiriano, Toniano e Ediacarano. A Unidade 02 (amostra VENT-202) da Sequência Rio Una, localizada a aprox. 40 km da amostra SI-121, indica fontes variadas, com razões Th/U sugerindo zircões de composição entre rochas máficas e félsicas (campos de Linnemann et al., 2011 e Rubatto, 2002), e idades de cristalização predominantemente mesoproterozoicas. A amostra SI-121, da Sequência Inhapi, sugere predominância em zircões de rochas félsicas, com maior concentração durante o Neoproterozoico. E por fim a Unidade 03 (amostra GUS-208) mostra zircões de prováveis fontes félsicas, com idades criogenianas-ediacaranas.

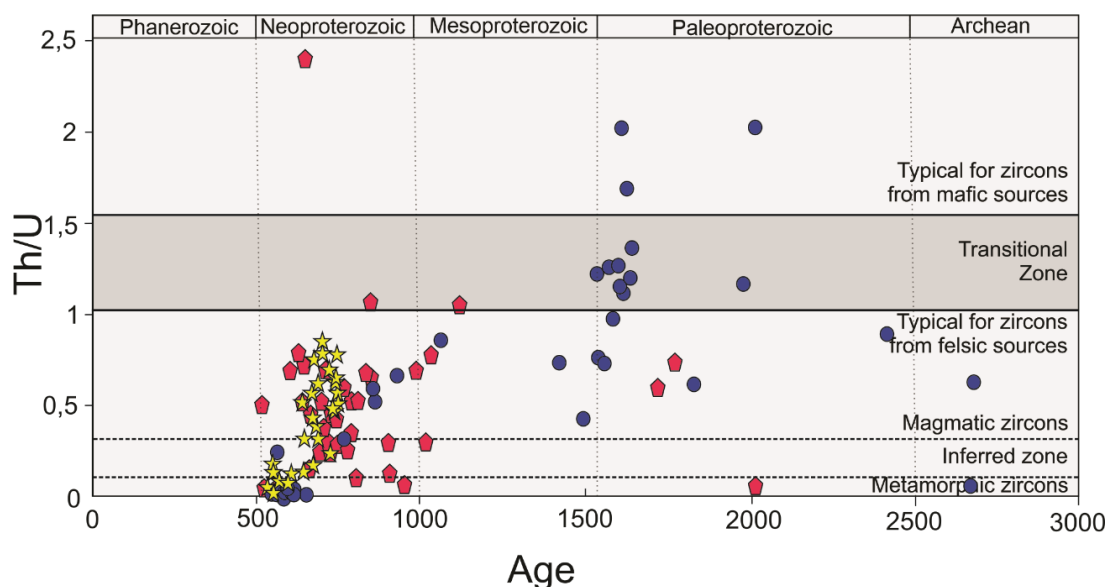


Figura 38. Razão Th/U versus idades U-Pb dos zircões detríticos presentes nas sequências Rio Una (unidade 3: estrela amarela; unidade 2: círculo azul) e Inhapi (pentágono vermelho). Linhas de discriminação por Linnemann et al. (2011) e Rubatto (2002).

8.5 CORRELAÇÕES NE BRASIL – NW ÁFRICA

A correlação Brasil-África de terrenos pré-cambrianos nas regiões NE do Brasil e NW da África remonta a trajetória de amalgamação dos paleocontinentes Amazonas, São-Francisco/Congo, África Ocidental durante a orogenia Pan-Africana/Brasiliana. O

terreno correspondente a Província Borborema na porção Africana é o Cinturão Orogênico Centro-Africano. Este compartimento, que se faz como extensão a norte do Cráton do Congo, é subdividido em 3 domínios, o Domínio NW de Camarões, o Domínio Adamawa-Yadé e o Domínio Yaoundé. O domínio NW Camarões é caracterizado por sequências vulcanossedimentares, denominadas de séries Poli e Mayo Kebbi. Essas sequências são intrudidas por plútons cálcio-alcálinos relacionados a arcos vulcânicos (780–560 Ma) neoproterozoicos de direção de subducção para sul. O domínio Adamawa-Yadé consiste em um amalgama de rochas metassedimentares, embasamento metamórfico arqueano a paleoproterozoico e uma variedade de plútons relacionados a magmatogênese Pan-Africana. O domínio Yaoundé contém 03 unidades principais, formadas pelos grupos Mbalmayo, Yaoundé e Bafia, contemplando rochas para e ortoderivadas de baixo a alto grau metamórfico.

A Província Borborema possui correlação aos compartimentos presentes na região NW da África (Figura 39; Toteu et al., 2004; Van Schmus et al. 2008; Ngako et al., 2008; Caxito et al., 2020). As rochas da porção norte da Província Borborema (a norte do lineamento de Patos) são correlacionadas às unidades presentes no Cinturão Benino-Nigeriano. O Domínio da Zona Transversal possui conexão com o Cinturão Centro-Africano. Os domínios Sergipano e Yaoundé possuem correlações tectonoestatigráficas, além de ambos consistirem em sistemas de *nappes* com vergência para sul. O PEAL possui correlação com o Domínio Adamawa-Yadé, caracterizados por rochas metassedimentares e metavulcânicas, além intenso magmatismo tarde a pós-tectônicos e zonas de cisalhamento não-coaxiais (Van Schmus et al., 2008; Caxito et al., 2020). Caxito et al (2016) propõem a continuação do PEAL em terrenos a norte do Lineamento Pernambuco, no Domínio da Zona Transversal, compondo o bloco Centro-sul da Borborema. A ligação deste bloco ao Domínio Adamawa-Yadé remonta o bloco litosférico APAMCAPAY (Caxito et al., 2020). Porém ainda é necessário maiores esforços amostrais para melhor interpretação. Ambos terrenos compreendem a intercalação de rochas paleoproterozoicas a mesoproterozoicas, com alguns núcleos arqueanos, e sequências metassedimentares neoproterozoicas. A Zona de Cisalhamento Pernambuco, a norte do PEAL, é correlacionada a Zona de Cisalhamento Sanaga, que separa o Domínio Adamawa-Yadé do Domínio Camarões Ocidental (Ngako et al., 2008).

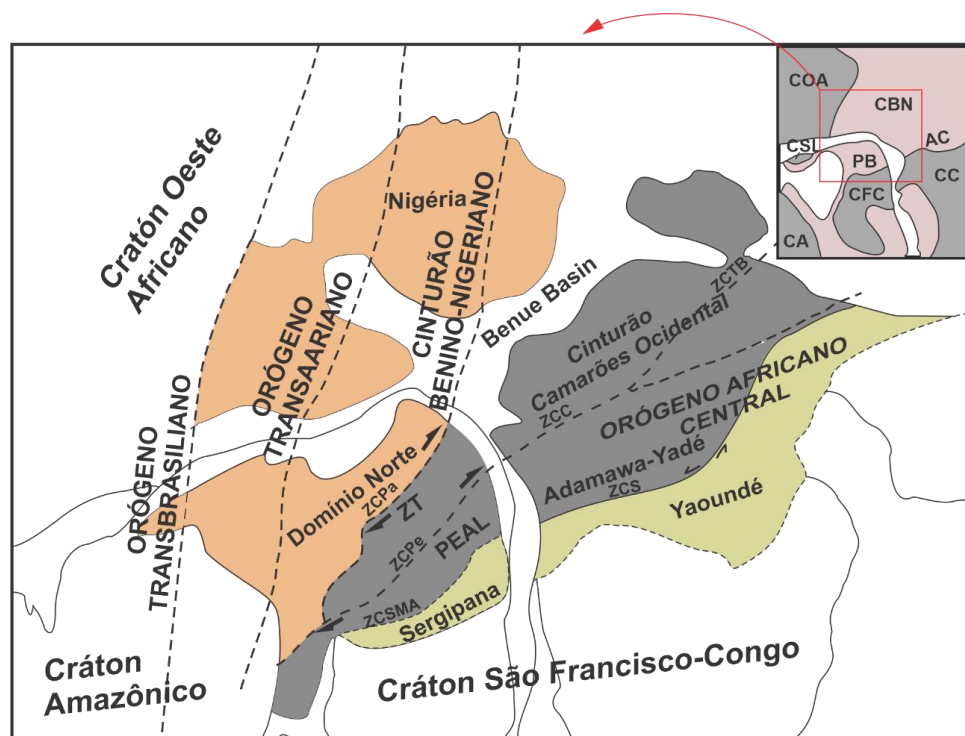


Figure 39. Compartimentos geológicos do NE do Brasil e NW da África em reconstrução paleogeográfica do Gondwana. Modificado de Caxito et al. (2020). ZCPa – Zona de Cisalhamento Patos; ZCPe – Zona de Cisalhamento Pernambuco; ZCC – Zona de Cisalhamento Camarões; COA – Cratão do Oeste Africano; CBN – Cinturão Benino-Nigeriano; PB – Província Borborema; AC – África Central; CC – Cratão do Congo; ZCSMA = Zona de Cisalhamento São Miguel do Aleixo; ZCS – Zona de Cisalhamento Sanaga.

No Domínio Adamawa-Yadé, Tchakounté et al. (2017) definiram três principais eventos magmáticos-metamórficos. O primeiro evento durante o Arqueano, com idades entre 3,0-2,5 Ga; O segundo evento paleoproterozoico (2.08–2.07 Ga); e o terceiro evento durante a orogênese Pan-Africa (0.64 and 0.61 Ga). Essas idades são semelhantes aos encontrados no Domínio PEAL. A possível contribuição arqueana pode ser vista através de idades T_{DM} (Nd) em rochas do Complexo Belém do São Francisco (Silva Filho et al., 2002; Silva Filho et al., 2014). Este mesmo compartimento, de idade de cristalização paleoproterozoica (≈ 2 Ga) compõe grande parte do embasamento das supracrustais neoproterozoicas presentes no PEAL.

Os *overprints* metamórficos nos zircões encontrados em compartimentos do NW Africano (ex.: Cinturão de Dobramentos Africano Central) são semelhantes aos encontrados na Província Borborema. Idades entre 620-600 Ma marcam a fase sin-colisional para ambos os terrenos (Tchakounté et al., 2007; Caron et al., 2010; Yonta Ngouné et al., 2010; Silva Filho et al., 2014; Oliveira et al., 2010, 2015), indicando

possível cronocorrelação dos eventos de espessamento crustal/metamorfismo durante a colisão do Cráton São Francisco-Congo com o Domínio PEAL-Adamawa-Yadé.

A condição de microplaca, possivelmente destacada dos crátons adjacentes em eventos de oceanização, é concedida ao PEAL por alguns autores (Oliveira et al., 2010; Brito Neves e Silva Filho et al., 2019. Caxito et al. (2020) e Ganade de Araújo et al. (2021) propõem que os domínios presentes na Província Borborema e no nordeste africano sofreram processos de decratonização para depois serem acretados em eventos colisionais. Para Brito Neves e Silva Filho (2019), o PEAL atuou como uma placa separada de um paleocontinente, posteriormente amalgamada ao paleocontinente São Francisco. Na África, Ngalamo et al., (2017) encontraram diferentes respostas gravimétricas nos compartimentos do Domínio Adamawa-Yadé, com baixas anomalias gravimétricas na porção norte, e altas na porção sul. A explicação para as altas anomalias é o processo de metacratonização (definição de Abdelsalam et al., 2002) após a quebra do cráton, marcado por retrabalhamento durante eventos de rejuvenescimento isotópico. No PEAL, Oliveira e Medeiros (2018) identificaram subdomínios com alta densidade/alta susceptibilidade magnética, que são ligados a núcleos arqueanos-paleoproterozoicos, e regiões de baixa densidade/baixa susceptibilidade ligadas a terrenos de intensa magmatização/migmatização.

A falta de rochas de idades tonianas no terreno NW Africano dificulta as correlações entre a região centro-sul da Borborema e as províncias africanas (Caxito et al., 2020). Entretanto, zircões detríticos de provável origem magmática, além de idades T_{DM} 0,8-1,1 Ga indicando componente juvenil, foram encontrados no grupo Poli, no Domínio NW Camarões (Toteu et al., 2006). Grande parte dessas rochas pode estar presente em zonas mais profundas, podendo ser reveladas em imageamentos geofísicos ou novos mapeamentos de detalhes. Terrenos arqueanos/paleoproterozoicos estão presentes no contexto do Domínio Adamawa-Yadé. Da mesma maneira, no PEAL, núcleos arqueanos (Complexo Entremontes e Riacho Seco no PEAL oeste) e gnaisses migmatíticos Paleoproterozoicos (Complexo Belém do São Francisco) estão presentes como embasamentos da sedimentação e magmatogênese Meso- a Neoproterozoicas. Outra similaridade é a assinatura isotópica não juvenil dessas rochas.

9 MODELO GEODINÂMICO

Ainda existe uma intensa discussão sobre o modelo tectônico que formou a compartimentação atual da Província Borborema. De um lado, o conceito de justaposição de terrenos alóctones através eventos orogênicos acrescionários durante o neoproterozoico (Santos, 1996; Brito Neves et al., 2000, 2016). De outro, o rejuvenecimento crustal acontece a partir da instalação de bacias intracontinentais, em alguns casos atingindo um curto período de estágio proto-oceano, e posterior inversão tectônica (Neves, 2003, 2009, 2018).

A Sequência Inhapi, assim como as demais faixas móveis inclusas no Domínio Pernambuco-Alagoas, possui uma importante característica: plútons com assinaturas semelhantes aos encontrados em arcos vulcânicos. A presença de rochas cálcio-alcálinas associadas a sequências pelíticas/grauvaqueanas e rochas vulcânicas são litologias dominantes em margens continentais do tipo-Pacífico (Bucher and Grapes, 2011). As condições de metamorfismo de baixo-P e alto-T corroboram a assertiva da formação em um ambiente de arco vulcânico. A complexa dinâmica tectônica de exumação/erosão pode apagar demais evidências desses arcos, como por exemplo, rochas de alta pressão (HP-UHP) e zonas de sutura bem definidas (Husson et al., 2009; Qin et al., 2013). Algumas possibilidades para a ausência desses registros são a falta de uma crosta continental profunda em “*soft collisions*”, como é o exemplo da Cinturão Orogrênico de Qinling (Hu et al., 2020), ou simplesmente o não transporte por diapirismo mantélico dos materiais UHP para as regiões superficiais da crosta (Arco Sredna Gora; Collings, 2014). Essa falta de evidências pode também sugerir a formação dessas rochas em um ambiente ensialico, sem geração de crosta oceânica e posterior subducção. Porém, é necessário entender melhor o processo de exumação de crostas subductadas para poder justificar sua falta. A exumação corresponde ao deslocamento vertical de materiais formados em regiões profundas HP-LT, gerado por remoção de sobrecarga durante a fase colisional (Brun e Faccenna, 2008). Três grupos de materiais crustais podem ser subductados e posteriormente exumados, retornando para a superfície, sendo esses: sedimentos da cunha acrescionária, crosta oceânica e a crosta continental (Warren, 2013). A flutuabilidade divergente entre as crostas oceânica e continental subductadas geram uma tensão descendente, causando eventual quebramento (*breakoff*) da crosta oceânica e posterior obducção, permitido pela boiância positiva do material (Boutelier et al., 2018). A

exumação de uma crosta continental colocada em zonas mais profundas depende da natureza do acoplamento das placas subductadas e sobrejacentes (se houver fusão parcial, hidratação da cunha do manto etc.), como também a evolução geológica do entorno (mudança da direção do *stress*, ruptura do *slab*) (Teyssier, 2011).

Outro modelo para a consolidação dos compartimentos da Província Borborema, elucidado por Neves et al. (2003, 2004, 2006), sugere que os eventos que afetaram as rochas durante meso-neoproterozoico foram estritamente extensionais, formando bacias intra-continentais, com posterior inversão e transcorrência. Neste contexto, a Província Borborema representa um bloco litosférico estabilizado durante o Proterozoico ($\approx 2,0$ Ga). Orógenos intra-continentais possuem anatomias e história deformacional semelhantes aos orógenos colisionais (Raimondo et al., 2010; Jiang et al., 2017). Processos extensionais na litosfera são normalmente caracterizados por magmatismo em diferentes intensidades, podendo apresentar pouco ou nenhum vulcanismo, ou, em alguns casos, demonstrar expressivo vulcanismo/magmatismo (Sternai, 2020). Nos casos de riftes ativos, calor prévio provenientes de plumas mantélicas coordena esses processos de fusão, enquanto em riftes passivos são controlados por descompressão, não exigindo aquecimento predecessor na base da crosta. Porém, estudos indicam que o magmatismo em zonas de extensão pode ser causado simultaneamente por descompressão e aquecimento da zona de fusão do manto (Thybo and Nielsen, 2009). Nesse caso, afinidades a ambientes de arcos vulcânicos encontradas nas rochas magmatogênicas estariam ligadas a assinatura herdada da crosta inferior e/ou manto litosférico metassomatizado que serviram de fontes para essas rochas.

Para esta tese, o modelo de tectônica convergente, com geração de arco vulcânico e posterior colisão continental, é defendida. As características das rochas presentes no contexto da Sequência Inhapi sugerem formação em eventos de extensão, orogenia e colisão. A região centro-sul do PEAL é marcada pela granitogênese com assinatura de rochas de arcos vulcânicos (Batólito Águas-Belas Canindé; Silva Filho et al., 2010, 2014, 2015; Silva et al., 2020; Farias, 2021), indicando um importante evento de orogenia acrescionária. Os anfibolitos da Sequência Inhapi mostram composições entre MORB e basaltos de arcos de ilhas, indicando possível mistura de magmas por *underplating*, com participação de componentes mantélicos e crustais. A química desses anfibolitos não indica correlação genética ao magmatismo félsico colisional, indicando múltiplas fontes e/ou mistura de magmas para essas rochas (Dátoli et al., 2021).

A idade máxima de deposição da Sequência Inhapi (ca. 631 Ma) propõe deposição pré a sin-orogênica para a bacia, característica comum nas rochas metassedimentares presentes no Cinturão Sergipano, Riacho do Pontal e em rochas metassedimentares presentes no noroeste africano (Toteu et al. 2006; Oliveira et al. 2015; Caxito et al. 2016). A gênese da bacia precursora possui ligação direta com o batólito Águas Belas-Canindé, sugerindo relação arco/bacia intra-arco.

Similaridades geológicas indicam que os cinturões Riacho do Pontal, Sergipano Yaundé e África Central representam um sistema orogênico completo durante o neoproterozoico, tendo parte dos domínios Pernambuco-Alagoas e Adamawa-Yadé, além dos terrenos Alto Pajeú e alto Moxotó ao norte, e o paleocontinente São-Francisco-Congo ao sul (Caxito et al., 2020).

9.1. EVOLUÇÃO GEODINÂMICA DA ÁREA DE ESTUDO

A evolução dinâmica da área de estudo (Figura 40), como também de áreas adjacentes e/ou de interesse é separada em:

9.1.1. Ca. 2,2-2,0 – *Consolidação Crustal*

Similaridades geológicas e isotópicas entre rochas desta idade indicam um importante evento de deformação, metamorfismo e formação de crosta. Roger (1996) propôs o nome de Supercontinente Atlântica para essa extensa massa continental formada pela introversão de paleocontinentes. No Domínio Central, migmatitos ortoderivados, anfibolitos e gnaisses peraluminosos indicam transição de um orógeno acrescionário para uma colisão continental entre 2,2-1,97 Ga (Neves et al., 2015b). Rochas desta idade são encontradas nos terrenos Alto Moxotó e Rio Capibaribe, presentes na zona Transversal (Brito Neves et al., 2001; Santos et al., 2004; Santos et al., 2017) no Complexo Belém do São Francisco presente no Domínio Pernambuco-Alagoas (Silva et al., 2002; Cruz et al., 2014); em domos ortognaíssicos, como por exemplo o Domo Simão Dias, no Cinturão Sergipano; e em migmatitos e ortognaisses presentes na Subprovíncia Norte (Fetter et al., 2000; Dátoli et al., 2020). Essas rochas, juntamente com núcleos arquenos (Dantas et al., 2004; Brito Neves et al., 2020) se apresentam como “*inliers*” embutidos nos compartimentos brasileiros (Brito Neves et al., 2011). A origem dessas rochas podem estar ligada a fragmentação cratônica, com retrabalhamento durante o Paleoproterozoico, e posteriormente extração de sua raiz (Cráton São Francisco e Cinturão Benino-Nigeriano)

em um processo de decratonização durante o Toniano (Caxito et al., 2020; Ganade de Araújo et al., 2021).

9.1.2. *Ca. 1000-800 – Consolidação do embasamento toniano*

Ortognaisses de idades tonianas presentes do PEAL leste (972-984 Ma; Silva Filho et al., 2014; Dáttoli, 2017) e oeste (956-974 Ma; Cruz et al., 2014) demonstram uma importante fase de retrabalhamento e formação da crosta durante o evento Cariris Velhos. Idades modelo T_{DM} Hf com ϵ_{Hf} positivos presentes nesta tese sugerem aporte de material mantélico durante este evento. Outras rochas ortoderivadas, como um metatonalito (T_{DM} Nd = 1,14 Ga; ϵ_{Nd} = +1,6) no sub-domínio Palmares, e um ortognaisse migmatizado no Batólito Buíque-Paulo Afonso (T_{DM} Nd = 1,04 Ga; ϵ_{Nd} = +0,7) destacam a importância desta fase. No Cinturão Sergipano, O domínio Marancó-Poço Redondo integra importante fase de orogenia durante o toniano (migmatitos Poço Redondo - 980 e 960 Ma). Esses corpos apontam a um embasamento de crosta continental com componentes paleoproterozóicos e tonianos.

9.1.3. *Ca. 720 – Fase extensional*

A tafrogênese na qual resultou no oceano Sergipano-Oubanguide teve início no Criogeniano. No Cinturão Sergipano, esta fase é marcada pela colocação de granitoides do tipo-A, geração de magmatismo máfico em torno de 700 Ma. Este magmatismo teve provável duração até aproximadamente 641 Ma (granito rapakivi Boa Esperança; Oliveira et al., 2010). Na região central do PEAL leste, granitoides com química de ambientes extensionais (656-652 Ma) marcam o possível fim desta fase (Neves et al., 2020). Zircões detriticos com $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} > 0,1$ em amostras da Sequência Inhapi indicam fontes desta idade.

9.1.4. *Ca. 650 – 620 Pré-colisão*

O início da subducção é marcado por rochas com afinidades de arcos vulcânicos, como o Ortognaisse Maravilha (646 Ma; Dáttoli, 2017), os plútons Poço da Cacimba (640 Ma; Lima et al., 2016), Serra do Catu (632 Ma; Silva Filho et al., 2016), Major Isidoro ($626,6 \pm 4,1$ Ma; Silva et al., 2015) e Monteirópolis (625 Ma; Silva et al., 2016). Nucleação de importantes estruturas regionais, como a Zona de Cisalhamento Maravilha, gerando espaço para colocação do protólito do ortognaisse homônimo. Em aprox. 630 Ma, o quebraamento da litosfera oceânica favorece ascensão da astenosfera, fornecendo

calor para fusão do manto litosférico (Farias, 2021). A idade de deposição máxima da SI (631 Ma) sugere a formação desta bacia durante fase de orógeno acrescionário. Granitoides com afinidade a arcos vulcânicos (650 Ma; Carvalho, 2005) no domínio Marancó-Poço Redondo.

9.1.5. *Ca. 620 – 597 Ma Colisão*

Esta fase representa o final da fase de orógeno acrescionário e o início da colisão continente-continente. Essas idades se repetem em zircões detríticos presentes nos Cinturões Sergipano e Yaoundé. A evolução geotermobarométrica das rochas metassedimentares da SI demonstrada nesta tese apontam o aumento da temperatura com o avanço do espessamento crustal durante esta fase, gerando a extensa quantidade de migmatitos encontrados na área. Formação do Plúton Ouro Branco, principal representante do magmatismo peraluminoso na área de estudo. Neves et al. (2020) citam a produção de pequenos volumes de granitoides peraluminosos (606-597 Ma) na porção centro-leste do PEAL. Granitoides de afinidades shoshoníticas também marcam o magmatismo sin-colisional, como os plútons Santana do Ipanema, Água Branca, Mata Grande e Correntes (610-618 Ma). Sobrecrecimentos metamórficos em zircões detríticos (620-600 Ma; Silva Filho et al., 2014) apontam importante evento metamórfico. Rochas vulcânicas em sequências vulcanossedimentares no Domínio Marancó-Poço Redondo (602 Ma; Carvalho, 2005).

9.1.6. *Ca. 590 Ma – Fase Tardi a Pós-colisional*

A transição para a fase de transcorrência é marcada pela nucleação de grandes zonas de cisalhamento, além da rotação das existentes. O magmatismo na área de estudo, de assinatura cálcio-alcálica de alto-K a shoshonítica, é marcado pelos plútons Águas Belas, Cachoeirinha (c.a. 590 Ma; Silva Filho et al., 2010), Viçosa (580 Ma) e Corrente (592 Ma; Silva Filho et al., 2013). Esse magmatismo é encontrado em regiões adjacentes, como no centro-leste do PEAL leste (plúton com 587-581 Ma; Neves et al., 2020) e no Cinturão Sergipano (Plúton Glória Norte; 588 Ma; Lisboa, 2014). Algumas das principais hipóteses de geração do magmatismo nesta fase são: delaminação da litosfera (Black & Liègeois, 1993; Li et al., 2016), remoção convectiva da litosfera (Houseman et al., 1981; Morency et al., 2002) e slab break-off (Davies e Von Blanckenburg, 1995; Yang et al., 2020). Um pulso final do magmatismo registrado no PEAL data 562 Ma, provavelmente ligado a delaminação crustal (Neves et al., 2020).

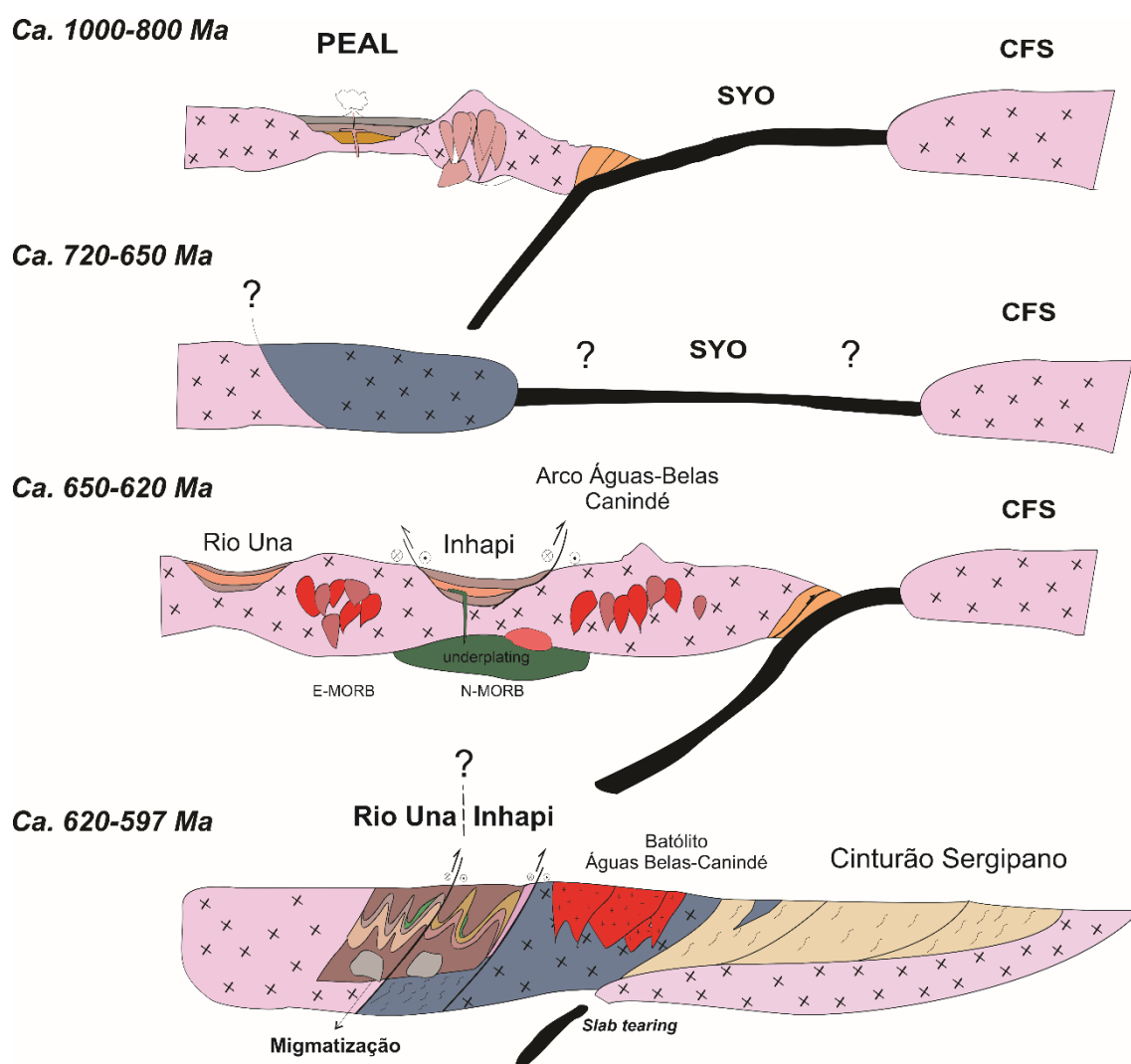


Figura 40. Modelo tectônico proposto para região na qual a Sequência Inhapi está inserida. CSF: Cráton São Francisco; SYO: Oceano Sergipano-Youngé-Oubanguides.

9.2. BACIA INHAPI

A idade máxima de deposição (c.a. 631 Ma) indica que esta bacia se formou durante a fase orogênica. Sua relação com o Ortognaisse Maravilha, um representante de arco continental criogeniano, seus contatos tectônicos, por zonas de cisalhamentos transpressionais, e seu formato irregular-sigmoidal, sugerem regime transpressivo/transtensivo (bacia *pull-apart*?) em região intra-arco, gerada provavelmente pela obliquidade da placa subductada. O problema do modelo *pull-apart* é a falta de uma megaestrutura transcorrente associada a formação dessas rochas, tendo em vista que as grandes estruturas que transectam a região (ex.: ZCNW) foram nucleadas

após o período de preenchimento da bacia. A inversão desta bacia ocorreu com topo para sudoeste, nucleando as estruturas Dn. A fase de transcorrência é marcada por zonas de cisalhamento em megaescala NE-SW, rotacionando e reativando estruturas preexistentes, abrindo espaços para o magmatismo tardi a pós-colisional. Essa assertiva é reforçada pela imaturidade dos sedimentos formadores dos protólitos das rochas paraderivadas, predominantemente pelíticos e grauvaqueanos, além da assinatura geoquímica de dos metassedimentos e do magmatismo máfico associado (Barth e Schneiderman, 1996; Bucchi et al., 2015). O plúton Águas Belas (590 Ma), intrudido nas rochas metassedimentares da Sequência Inhapi, representa a idade mínima de deposição, indicando que esta bacia se formou entre 631-590 Ma. A discrepância entre dados isotópicos de Nd entre o Ortognaisse Maravilha e o Batólito Águas-Belas Canindé sugerem fontes distinta. O Ortognaisse Maravilha provavelmente se formou a partir da fusão de uma crosta inferior paleoproterozoica, enquanto o Batólito Água Belas-Canindé indica mistura magmática entre material crustal (Toniano e/ou Paleoproterozoico) e juvenil, proveniente da fusão do manto litosférico.

10 CONCLUSÕES

O entendimento da evolução tectônica pré-cambriana é de difícil alcance, devido ao histórico de mudanças físico-químicas sofridas por essas rochas, levado por processos metamórficos, metassomáticos e de rejuvenescimento isotópico. A Sequência Inhapi representa um registro sedimentar neoproterozoico no contexto do PEAL, região sul da Província Borborema. Esta tese teve como objetivo investigar e caracterizar o cenário geológico, trazendo dados petrográficos, estruturais, química mineral, química de rocha total e isotópica, de rochas presentes neste contexto. A Sequência Inhapi, representada por rochas metassedimentares em grande maioria metapelítica as metagrauvaqueanas e, com menor expressão, quartzitos e mármore, intercaladas com rochas metamáficas, e associadas a granitogênese pré- à tarde-colisão. Análise geológico-estrutural permitiu indicar a história polideformacional e a característica de alta T e baixo P do metamorfismo que atingiu suas unidades.

A datação U-Pb SHRIMP de um ortogneisse de idade toniana presente no contexto da Sequência Inhapi corrobora a hipótese de uma porção crustal toniana (Silva Filho et al., 2014; Dáttoli et al., 2021) como um dos representantes do embasamento da bacia precursora. Dados de isótopos Lu-Hf revelaram a influência de rochas paleoproterozoicas, mezoproterozoicas e neoproterozoicas como fontes para o preenchimento da bacia, sugerindo aporte de material juvenil durante o Toniano e o Criogeniano-Ediacarano.

As relações entre as sequências Inhapi e Rio Una ainda permanecem incertas. Os dados sugerem diferentes fontes para essas rochas. A unidade 02 da Sequência Rio Una indicou zircões detríticos neoproterozoicos mais diferenciados ($eHf < 0$), com maior tempo de residência crustal do que os zircões encontrados na Sequência Inhapi. Os zircões detríticos presentes na amostra da Sequência Inhapi sugerem como fontes crostas recicladas, formadas por misturas de material juvenil e crustal.

Através dos dados geológicos, geoquímicos de rocha total e isotópicos (Lu-Hf e U-Pb) das rochas metassedimentares e anfibolíticas da Sequência Inhapi foi possível inferir que o modelo genético da formação da bacia precursora desta Sequência se deu em um ambiente intra arco, associado ao arco Águas Belas-Canindé, formada entre 650-

620 Ma, com colisão iniciada em ca. 620 Ma, marcada por intenso processo de migmatização, durante a Orogênese Brasileira.

REFERÊNCIAS

- Abdelsalam, M. G., Liégeois, J.-P., & Stern, R. J. (2002). The Saharan Metacraton. *Journal of African Earth Sciences*, 34(3-4), 119–136.
- Accioly, A. C. A., Morais, D. M. F. 2013. Programa Geologia do Brasil - PGB. Buíque. Folha SC.24-X-B-IV. Estado de Pernambuco. Carta Geológica e de Recursos Minerais. Recife: CPRM. Escala 1:100.000.
- Airo, M-L. 2014. Potential field data featuring crustal structures. Current Research: 2nd GTK Mineral Potential Workshop, Kuopio, Finland, 6–7 May 2014. Geological Survey of Finland, Report of Investigation 207.
- Alkmin, F. F., Marshak, S., Fonseca, M. A. Assembling West Gondwana in the Neoproterozoic: Clues from the São Francisco craton region, Brazil. *Geology*, 29, 319–322, 2001.
- Almeida, F.F.M. de, 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. Rio de Janeiro: DNPM-DGM, Boletim 241: 36 pp.
- Amorim, J. V. A., Ribeiro, V. B., Guimarães, I. P., Farias, D. J. S., Lima, J. V., Silva Filho, A. F. 2020. Using airborne gamma-ray spectrometry and geochemistry to characterize the late Neoproterozoic ferroan magmatism in the Transversal subprovince of the Borborema Province, NE-Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 50(2).
- An Yanfei, Li Xingyuan, Wang Yu, et al., 2017. The microfabrics and significance of pyrite from the Pozaiying porphyry molybdenum deposits in southern section of Qinzhou-Hangzhou metallogenic belt. *Acta Petrologica Sinica*, 33(3): 729–738
- Andersen, T. 2005. Detrital zircons as tracers of sedimentary provenance: limiting conditions from statistics and numerical simulation. *Chemical Geology*, 216(3-4), 249–270.
- Arthaud M.H., Caby R., Fuck R.A., Dantas E.L., Parente C.V. 2008. Geology of the northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa. p. 49-67. In: Pankhurst R.J., Trow R. A. J., Brito Neves B. B., Wit M. J.

- de. (eds). West Gondwana: PreCenozoic correlations across the South Atlantica region. London, Geology Society, Special Publications.
- Aubrecht, R.; Meres, S.; Sykora, M.; Mikus, T. 2009. Provenance of the detrital garnets and spinels from the Albian sediments of the Czorsztyn Unit (Pieniny Klippen belt, Western Carpathians, Slovakia). *Geologica Carpathica*, Berlin, 60(6), 463–483.
- Baier, J., Audétat, A., Keppler, H. 2008. The origin of the negative niobium tantalum anomaly in subduction zone magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 267(1-2), 290–300.
- Banno, S., Nakajima, T. 1992. Metamorphic Belts of Japanese Islands. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 20(1), 159–179.
- Barth, A. P., Schneiderman, J. S. 1996. A Comparison of Structures in the Andean Orogen of Northern Chile and Exhumed Midcrustal Structures in Southern California, USA: An Analogy in Tectonic Style? *International Geology Review*, 38(12), 1075–1085.
- Bhatia, M.R. and K.A.W. Crook, 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 92: 181-193.
- Black, R., Liègeois, J. P., 1993. Cratons, mobile belts, alkaline rocks and continental lithospheric mantle: the Pan-African testimony. *Journal of the Geological Society of London* 150, 89–98.
- Blanckenburg, F. 1995. Slab breakoff: A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. *Tectonics*, 14(1), 120-131.
- Boutelier, D., Cruden, A. Exhumation of (U) HP/LT rocks caused by diachronous slab breakoff. *Journal of Structural Geology*, 177, 251-255.
- Briqueu, L., Bougault, H., Joron, J. L. 1984. Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones: Petrogenetic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 68(2), 297–308.

- Brito Neves, B. B. , Sá, J . M ., Nilson, A . A. , Botelho, N. F. 1995. A Tafrogênese Estateriana nos blocos paleoproterozóicos da América do Sul e processos subsequentes. *Geonomos* , v. 3, n. 2: 1-21
- Brito Neves, B. B. , Santos, E. J. , Van Schmus, W . R. 2000 – Tectonic History of the Borborema Province. In : Cordani, U. G. , Milani, E . J. , Thomaz Filho, A. , Campos, D. A . (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31st. International. Geological. Congress, p. 151-182.
- Brito Neves, B. B. 2002. Main stages of the development of the sedimentary basins of South America and their relationship with tectonics of supercontinents. *Gondwana Research*, 5, 175–196.
- Brito Neves, B. B. Regionalização geotectônica do precambriano nordestino. 1975. Tese (Doutorado)–Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 198 p.
- Brito Neves, B. B., Campos Neto, M. C., Cordani, U. G. 1985. Ancient “Massifs” in the Proterozoic Belts of Brazil. In: *Symp. Early Middle Proterozoic Fold Belts*, Ext. Abstr., 1, 70-72.
- Brito Neves, B. B., Pessoa, R. J. R. 1974. Considerações sobre as Rochas Graníticas do Nordeste Oriental. In: 28º Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, 1974. Boletim nº 1 das Comunicações, Rio Grande do Sul, 211-214.
- Brito Neves, B. B., Silva Filho, A. F. 2019. Superterreno Pernambuco-Alagoas (PEAL) na Província Borborema: ensaio de regionalização tectônica. *Geologia USP. Série Científica*, 19(2), 3–28.
- Brito Neves, B. B., Van Shmus, W. R., Santos, L. C. M. 2020. Alto Moxotó Terrane, a fragment of Columbia supercontinent in the Transversal Zone interior: Borborema Province, Northeast Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 50 (02).
- Brito Neves, B. B.; Vandomos, P. ; Pessoa, D. A. R.: Cordani, U.G. 1974. Reavaliação dos dados geocronológicos do Pré-Cambriano Brasileiro. In: CONGR. BRAS. GEOL., 28, Porto Alegre, 1974. Anais... Salvador, SBG, v.6, p.261-271.
- Brun, J., Faccenna, C. 2008. Exhumation of high-pressure rocks driven by slab rollback. *Earth and Planetary Science Letters*. 272, 1-7.

- Bucchi, F., Lara, L. E., Gutiérrez, F. 2015. The Carrán–Los Venados volcanic field and its relationship with coeval and nearby polygenetic volcanism in an intra-arc setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 308, 70–81
- Bucher, K., & Grapes, R. (2011). *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*.
- Bueno J.F., Oliveira E.P., McNaughton N.J., Laux J.H. (2009). U-Pb dating of granites in the Neoproterozoic Sergipano Belt, NE-Brazil: Implications for the timing and duration of continental collision and extrusion tectonics in the Borborema Province. *Gondwana Research* , 15:86-97.
- Cariris Velhos belt: Onset of Neoproterozoic rifting in the Borborema Province, NE.
- Caron, V., Ekomane, E., Mahieux, G., Moussango, P., & Ndjeng, E. 2010. The Mintom Formation (new): Sedimentology and geochemistry of a Neoproterozoic, Paralic succession in south-east Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, 57(4), 367–385.
- Cawood, P. A., Hawkesworth, C. J., & Dhuime, B. 2012. Detrital zircon record and tectonic setting. *Geology*, 40(10), 875–878.
- Caxito, F. A., Santos, L. C. M. L., Ganade, C. E., Bendaoud, A. Fettous, E., Bouyo, M. H. 2020. Toward an integrated model of geological evolution for NE Brazil–NW Africa: The Borborema Province and its connections to the Trans-Saharan (Benino-Nigerian and Tuareg shields) and Central African orogens. *Brazilian Journal of Geology*, 50(2), 1-38.
- Chappell, B. W., & White, A. J. R. (1992). I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 83(1-2), 1–26.
- Cherniak Dj And Watson Eb. 2000. Pb diffusion in zircon. *Chem Geol* 172: 5-24.
- Cherniak, D. J. (2006). Zr diffusion in titanite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 152(5), 639–647.
- Claue-Long JC, CompstonW, Roberts J, Fanning CM (1995) Two Carboniferous ages: a comparison of SHRIMP zircon dating with conventional zircon ages and Ar/Ar analysis. In: Kent DV, Aubrey MP, Hardenbol J (ed) *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation*. SEPM Special Publication 4, pp 3–21

- Collings, D. A. T. The Tectono-metamorphic Evolution of the Rhodope Massif, Bulgaria. Doctoremment Thesis. School of Earth and Environment, Institute of Geophysics and Tectonics, University of Leeds. 2014.
- Conceição, J. A. da, Rosa, M. de L. da S., Conceição, H. 2016. Sienogranitos leucocráticos do Domínio Macururé, Sistema Orogênico Sergipano, Nordeste do Brasil: Stock Glória Sul. *Brazilian Journal of Geology*, 46(1), 63–77.
- Conceição, J. A. Magmatismo Leucogranítico do Domínio Macururé, Sistema Orogênico Sergipano, Província Borborema, NE Do Brasil. 62 p. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2019.
- Condie, K. C., Noll, P. D., & Conway, C. M. (1992). Geochemical and detrital mode evidence for two sources of Early Proterozoic sedimentary rocks from the Tonto Basin Supergroup, central Arizona. *Sedimentary Geology*, 77(1-2), 51–76.
- Coney, P. J. 1980. Cordilleran metamorphic core complexes: an overview. In: *Cordilleran Metamorphic Core Complexes* (edited by Crittenden, M. C., Coney, P. J. & Davis, G. H.). *Mem. geol. Soc. Am.* 153, 7-34
- Cordani U.G., Pimentel M.M., Araújo C.E.G., Fuck R.A. 2013. The significance of the Transbrasiliano-Kandi tectonic corridor for the amalgamation of West Gondwana. *Brazilian Journal of Geology*, 43(3):583-597
- Cruz, R. F. da, Pimentel, M. M., & Accioly, A. C. de A. 2014. Provenance of metasedimentary rocks of the Western Pernambuco-Alagoas Domain: Contribution to understand the crustal evolution of southern Borborema Province. *Journal of South American Earth Sciences*, 56, 54–67.
- D’el-Rey Silva, L. J. H and McClay, K. R. 1995. The Southern Part of the Sergipano Belt, NE Brazil: Stratigraphy and Tectonic Implications. *Rev. Bras. Geociências*. São Paulo, v. 25, p. 185- 202.
- D’el-Rey Silva, L.J.H., 1999. Basin infilling in the southern-central part of the Sergipano Belt, NE Brazil, and implications for the tectonic evolution of the PanAfrican/Brasiliano crátons and Neoproterozoic sedimentary cover. *Journal of South American Earth Sciences*, 12, p. 453-470.

- Dantas, E. L., Van Schmus, W. R., Hackspacher, P. C., Fetter, A. H., Brito Neves, B. B., Cordani, U., Nutman, A. P., Williams, I. S. 2004. The 3.4-3.5 Ga Sao Jose do Campestre massif, NE Brazil: remnants of the oldest crust in South America. *Precambrian Research*. 130(1-4), 113-137.
- Dantas, J. R. A. 1970. Reconhecimento geológico da folha Recife (SC-25-NO). Recife (PE): DNPM, 35f.
- Dátoli, L. C., Silva Filho, A. F., Guimarães, I. P., Da Silva, J. M. R., Coutinho, M. M. X. C., Arouca Junior, R. M. 2016. Petrografia e Litogeoquímica do Plúton Maravilha, Domínio Pernambuco-Alagoas (Província Borborema, NE do Brasil). *Revista de Geologia (UFC)*, 29(2): 165-179.
- Dátoli, L. C. Geologia, Petrologia e Geoquímica do Ortognaisse Maravilha, Domínio Pernambuco-Alagoas. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Centro de Tecnologia e Geociências (CTG), Universidade Federal de Pernambuco, Recife. 2017.
- Dátoli, L. C., Silva Filho, A. F. D., Guimarães, I. de P., Garcia, P. M. de P., Arouca Júnior, R. M. 2021. The Maravilha Orthogneiss: High-K calc-alkaline Cryogenian evidence of the pre- to early- collisional magmatism in the southern PEAL domain, SE Borborema Province. *Journal of South American Earth Sciences*, 110, 103337.
- Dátoli, L. C., Silva Filho, A. F., Guimarães, I. P., Lima, J. V., Garcia, P. M. P, Arouca Júnior, R. M., Bonfim, P. H. S., Santiago, R. C. 2019. Química mineral e condições de cristalização (P-T-fO₂) do Plúton Maravilha, Domínio PEAL (Província Borborema). *Geologia USP - Série Científica*, 19(3), 253-266.
- Davies e Von Blanckenburg, 1995
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. 1992. *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*. 2nd Edition, Prentice Deschamps, F., Godard, M., Guillot, S., Hattori, K.,
- D'el-Rey Silva, L.J.H.& McClay, K.R. 1995. Stratigraphy of the southern part of the Sergipano Belt, NE Brazil: Tectonic implications. *Revista Brasileira de Geociências* 25(3), 185-202

- Deschamps, F., Godard, M., Guillot, S., Hattori, K., 2013. Geochemistry of Subduction Zone Serpentinites: a Review. *Lithos*, 178, 96–127.
- Dilek, Y., Thy, P. Island arc tholeiite to boninitic melt evolution of the Cretaceous Kizildag (Turkey) ophiolite: Model for multi-stage early arc-forearc magmatism in Tethyan subduction factories. *Lithos*, 113, 68–87, 2009.
- Dwivedi, S. B., Theunuo, K. 2013. Petrology and geochemistry of metapelites and basic granulites from Sonapahar region of Shillong Meghalaya gneissic complex, North East India. *Journal of the Geological Society of India*, 81(6), 755–766.
- El-Bialy, M. Z., Ali, K. A. 2013. Zircon trace element geochemical constraints on the evolution of the Ediacaran (600–614Ma) post-collisional Dokhan Volcanics and Younger Granites of SE Sinai, NE Arabian–Nubian Shield. *Chemical Geology*, 360-361, 54–73.
- Evans, D.A.D., Mitchell, R.N., 2011. Assembly and breakup of the core of Paleoproterozoic–Mesoproterozoic supercontinent Nuna. *Geology* 39, 443–446.
- Farias, D. J. S. Petrologia dos granitos e sienitos potássicos a ultrapotássicos no Batólito Águas Belas-Canindé, Domínio Pernambuco-Alagoas, Províncias Borborema. 127 p. Tese de Doutorado. Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2021.
- Ferreira, V. P., Sial, A. N., Pimentel, M. M., Armstrong, R., Guimarães, I. P., Silva Filho, A. F., Lima, M. M. C., Silva, T. R., 2015. Reworked old crust-derived shoshonitic magma: the Guarany pluton, Northeastern Brazil. *Lithos* 232, 150-161.
- Fetter, A.H., Santos, T.J.S., Van Schmus, W.R., Arthaud, M.H. & Nogueira Neto, J.A., 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 “Atlântida”. *Revista Brasileira de Geociências*, 30 (1): 102-106.
- Floyd, P. A., Leveridge, B. E. 1987. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *Journal of the Geological Society*, 144(4), 531–542.

- Fralick, P. W., & Kronberg, B. I. (1997). Geochemical discrimination of clastic sedimentary rock sources. *Sedimentary Geology*, 113(1-2), 111–124.
- Frost, B. R., Arculus, R. J., Barnes, C. G., Collins, W.J., Ellis, D. J., Frost, C. D. 2001. A geochemical classification of granitic rocks, *Journal of Petrology*, 42, 2033-2048.
- Gaidies, F., Abart, R., De Capitani, C., Schuster, R., Connolly, J. A. D., & Reusser, E. 2006. Characterization of polymetamorphism in the Austroalpine basement east of the Tauern Window using garnet isopleth thermobarometry. *Journal of Metamorphic Geology*, 24(6), 451–475.
- Ganade de Araujo, C. E., Weinberg, R. F., & Cordani, U. G. (2013). Extruding the Borborema Province (NE-Brazil): a two-stage Neoproterozoic collision process. *Terra Nova*, 26(2), 157–168.
- Ganade, C. E., Weinberg, R. F., Caxito, F. A., Lopes, L. B. L., Tesser, L. R., & Costa, I. S. (2021). Decratonization by rifting enables orogenic reworking and transcurrent dispersal of old terranes in NE Brazil. *Scientific Reports*, 11(1). doi:10.1038/s41598-021-84703-x
- Goswami-Banerjee, S., & Robyr, M. (2015). Pressure and temperature conditions for crystallization of metamorphic allanite and monazite in metapelites: a case study from the Miyar Valley (high Himalayan Crystalline of Zaskar, NW India). *Journal of Metamorphic Geology*, 33(5), 535–556.
- Goswami-Banerjee, S., & Robyr, M. (2015). Pressure and temperature conditions for crystallization of metamorphic allanite and monazite in metapelites: a case study from the Miyar Valley (high Himalayan Crystalline of Zaskar, NW India). *Journal of Metamorphic Geology*, 33(5), 535–556.
- Grant, F. S. (1985). Aeromagnetism, geology and ore environments, II. Magnetite and ore environments. *Geoscientific Research*, 23(3), 335–362.
- Guimarães, I. P., Brito, M. F. de, Lages, G. A., Silva Filho, A. F., Santos, L., Brasilino, R. G. 2016. Tonian granitic magmatism of the Borborema Province, NE Brazil: A review. *Journal of South American Earth Sciences*. 68: 97-112.
- Guimarães, I. P., de Fatima L. de Brito, M., de A. Lages, G., da Silva Filho, A. F., Santos, L., & Brasilino, R. G. (2016). Tonian granitic magmatism of the Borborema

- Province, NE Brazil: A review. *Journal of South American Earth Sciences*, 68, 97–112.
- Guimarães, I. P., Van Schmus, W. R., Brito Neves, B. B., Bittar, S. M., Silva Filho, A. F., Harris, N. B. W., Pearce J. A., Tindle A. G. 1986. Geochemical characteristics of collision- zone magmatism. In: Coward, M. P., Ries, A. C. (eds) *Collision Tectonics*. Geological Society London Special Publications, 19, 67-81.
- Hauri, E. H., Wagner, T. P. & Grove, T. L. (1994). Experimental and natural partitioning of Th, U, Pb and other trace elements between garnet, clinopyroxene and basaltic melts. *Chemical Geology* 117, 149---166.
- Hawkesworth, C., Dhuime, B., Pietranik, A., Cawood, P., Kemp, T., and Storey, C. 2010. The Generation and Evolution of the Continental Crust: *Journal of the Geological Society*, 167, 229–248.
- Hofmann, A. W. (1997). Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature*, 385(6613), 219–229.
- Holland, T., Blundy, J. 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116(4), 433-447.
- Houseman, G.A., McKenzie, D.P., Molnar, P.J., 1981. Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergent belts. *Journal of Geophysical Research* 86, 6115–6132.
- Howard, K.E., Hand, M., Barovich, K.M., Payne, J.L., Belousova, E. 2011. U–Pb, Lu–Hf and Sm–Nd isotopic constraints on provenance and depositional timing of metasedimentary rocks in the western Gawler Craton: Implications for Proterozoic reconstruction models. *Precambrian Research*, 184(1-4), 43-62.
- Hu, F., Liu, S., Ducea, M. N., Chapman, J. B., Wu, F., Kusky, T. 2020. Early Mesozoic magmatism and tectonic evolution of the Qinling Orogen: Implications for oblique continental collision. *Gondwana Research*.
- Husson, L., Brun, J.-P., Yamato, P., Faccenna, C. 2009. Episodic slab rollback fosters exhumation of HP-UHP rocks. *Geophysical Journal International*, 179(3), 1292–1300.

- Huw Davies, J., & von Blanckenburg, F. (1995). Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. *Earth and Planetary Science Letters*, 129(1-4), 85–102.
- Iaccheri, L. M., & Kemp, A. I. S. 2018. Detrital zircon age, oxygen and hafnium isotope systematics record rigid continents after 2.5 Ga. *Gondwana Research*, 57, 90–118.
- Iizuka, T., Yamaguchi, T., Itano, K., Hibiya, Y., & Suzuki, K. (2017). What Hf isotopes in zircon tell us about crust–mantle evolution. *Lithos*, 274-275, 304–327.
- Irvine, T. N., & Baragar, W. R. A. (1971). A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5), 523–548.
- Jiang, H., Han, J., Chen, H., Zheng, Y., Lu, W., Deng, G., Tan, Z. 2017. Intra-continental back-arc basin inversion and Late Carboniferous magmatism in Eastern Tianshan, NW China: Constraints from the Shaquanzi magmatic suite. *Geoscience Frontiers*, 8(6), 1447–1467. doi:10.1016/j.gsf.2017.01.008
- Johannes, W., Holtz, F. 1996. *Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks*. Springer-Verlag, Berlin. 335 p.
- Johnson, M. C., & Plank, T. (1999). Dehydration and melting experiments constrain the fate of subducted sediments. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 1(12), n/a–n/a.
- Kieffer, B., Arndt, N., Lapierre, H., Bastien, F., Bosch, D., Pecher, A., Yirgu, G., Ayalew, D., Weise, D., Jerram, D. A., Keller, F., Meugniot, C. 2004. Flood and shield basalts from Ethiopia: magmas from the African superswell. *Journal of Petrology*, 45, 793–834.
- Lee, B. C., Oh, C. W., & Wang, X. 2019. Paleoproterozoic (ca. 1.87–1.69 Ga) arc-related tectonothermal events on northcentral Yeongnam Massif, South Korea and its tectonic implications: Insights from metamorphism, geochemistry and geochronology. *Precambrian Research*, 338, 105562.
- Li, H., Zhou, Z., Li, P., Zhang, D., Liu, C., Zhao, X., ... Hu, M. (2016). Ordovician intrusive rocks from the eastern Central Asian Orogenic Belt in Northeast China: chronology and implications for bidirectional subduction of the early Palaeozoic Palaeo-Asian Ocean. *International Geology Review*, 58(10), 1175–1195.

- Li, Z.-H., Liu, M., Gerya, T. 2016. Lithosphere delamination in continental collisional orogens: A systematic numerical study. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(7), 5186–5211. doi:10.1002/2016jb013106
- Lima, M. M. C., Silva, T. R., Ferreira, V. P., Silva, J. M. R. 2014. Age, composição and source of the Poço da Cacimba, Borborema Province-NE Brazil: Sr and Nd isotopic constraints. In: 48° Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre.
- Linnemann, U., Ouzegane, K., Drareni, A., Hofmann, M., Becker, S., Gärtner, A., Sagawe, A. 2011. Sands of West Gondwana: An archive of secular magmatism and plate interactions—A case study from the Cambro–Ordovician section of the Tassili Ouan Ahaggar (Algerian Sahara) using U–Pb–LA–ICP–MS detrital zircon ages. *Lithos*, 123, 188–203.
- Liu, J., Zhengjiang, D., Xiangjian, W., Chen, H., Liu, F. 2020. Detrital zircon U–Pb geochronology and Lu–Hf isotopes of the Neoproterozoic Penglai Group and their comparisons with coevally sedimentary strata of the southeastern NCC: Provenance, tectonic affinity and implications. *Journal of the Geological Society*, 177(4), 855.
- Ludwig K.R. 2003. User's manual for ISOPLOT 3.00. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley, Berkeley Geochronology Center, Special Publication, 4, 70 p.
- Ludwig KR (2001) Isoplot/Ex (rev. 2.49), a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication No. 1a, University of California, Berkeley, pp 55
- Ludwig KR (2003) User's manual for Isoplot/Ex, version 3.0, a Geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center Special Publication 4, pp 245
- Maschede, M., 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram. *Chemical Geology* 56, 207–218.
- Matteini, M., Dantas, E. L., Pimentel, M. M., & Bühn, B. 2010. Combined U–Pb and Lu–Hf isotope analyses by laser ablation MC–ICP–MS: methodology and applications. *Anais Da Academia Brasileira de Ciências*, 82(2), 479–491.

- McLennan, S., Taylor, S., McCulloch, M., Maynard, J. 1990. Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54(7), 2015–2050.
- Mendes, V. A.; Brito, M. F. L.; Paiva, I. P. 2009. Programa Geologia do Brasil-PGB. Arapiraca. FolhaSC.24-X-D. Estados de Alagoas, Pernambuco e Sergipe. Mapa Geológico. Recife: CPRM. Escala 1:250.000.
- Miyashiro, A. 1961. Evolution of metamorphic belt. I. *Petrology*, 2, 277-311.
- Modena, R. C. C., Hoff, R., Farias, A. R., Viel, J. A., Coelho, O. G. W. C. 2016. Gamma-ray spectrometry for distinguishing acid and basic rocks of the Serra Geral Formation, in the Serra Gaúcha Wine Region, Brazil. *Revista Brasileira de Geofísica*. 34(4), 455-467.
- Morency, C., Doin, M.-P., & Dumoulin, C. (2002). Convective destabilization of a thickened continental lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 202(2), 303–320. doi:10.1016/s0012-821x(02)00753-7
- Mutch, E. J. F., Blundy, J. D., Tattich, B. C., Cooper, F. J., Brooker, R. A. 2016. An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 171, 85.
- Neto, I. C., de Medeiros, V. C., Cavalcante, R., Fernandes, P. R., Silveira, F. V., Dantas, E. L., Rodrigues, J. B., Cunha, I., Paes, V. J., Santos, L. D. and Pinho, I. C. 2019. Jardim do Seridó Suite: first example of Ediacaran peraluminous magmatism in the Rio Piranhas-Seridó Domain, Borborema Province, Northeast Brazil. *Journal of the Geological Survey of Brazil*, 2(2), 119–136.
- Neves, S. P. 2003. Proterozoic history of the Borborema province (NE Brazil): Correlations with neighboring cratons and Pan-African belts and implications for the evolution of western Gondwana. *Tectonics*, 22(4), 1031.
- Neves, S. P., Bruguier, O., da Silva, J. M. R., Bosch, D., Alcantara, V. C., & Lima, C. M. 2009. The age distributions of detrital zircons in metasedimentary sequences in eastern Borborema Province (NE Brazil): Evidence for intracontinental sedimentation and orogenesis? *Precambrian Research*, 175(1-4), 187–205.

- Neves, S. P., Bruguier, O., da Silva, J. M. R., Mariano, G., da Silva Filho, A. F., Teixeira, C. M. L. 2015a. From extension to shortening: Dating the onset of the Brasiliano Orogeny in eastern Borborema Province (NE Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 58, 238–256. doi:10.1016/j.jsames.2014.06.004
- Neves, S. P., Lages, G. A., Brasilino, R. G., Miranda, A. W. A. 2015b. Paleoproterozoic accretionary and collisional processes and the build-up of the Borborema Province (NE Brazil): Geochronological and geochemical evidence from the Central Domain. *Journal of South American Earth Sciences*, 58, 165–187.
- Ngako, V., Affaton, P., Njonfang, E. 2008. Pan-African tectonics in northwestern Cameroon: Implication for the history of western Gondwana. *Gondwana Research*, 14(3), 509–522.
- Ngalamo, J.F.G., Bisso, D., Abdelsalam, M.G., Atekwana, E.A., Katumwehe, A.B. and Ekodeck, G.E., 2017. Geophysical imaging of metacratonization in the northern edge of the Congo craton in Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, 129, pp.94-107. doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2016.12.010.
- Oliveira, E. P., Bueno, J. F., McNaughton, N. J., Silva Filho, A. F., Nascimento, R. S., & Donatti-Filho, J. P. 2015. Age, composition, and source of continental arc- and syn-collision granites of the Neoproterozoic Sergipano Belt, Southern Borborema Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 58, 257–280.
- Oliveira, E. P., Toteu, S. F., Araújo, M. N. C., Carvalho, M. J., Nascimento, R. S., Bueno, J.F., McNaughton, N., Basilici, G. 2006. Geologic correlation between the Neoproterozoic Sergipano belt (NE Brazil) and the Yaoundé schist belt (Cameroon, Africa). *Journal of African Earth Sciences*, 44, 470–478.
- Oliveira, E. P., Windley, B. F., McNaughton, N. J., Bueno, J. F., Nascimento, R. S., Carvalho, M. J., & Araújo, M. N. C. (2016). The Sergipano Belt. *Regional Geology Reviews*, 241–254.
- Oliveira, E.P., Windley, B.F., Araújo, M.N.C. 2010. The neoproterozoic sergipano orogenic belt, NE Brazil: a complete plate tectonic cycle in western Gondwana. *Precambrian Research*, 181: 64-84.

- Oliveira, E.P., Windley, B.F., Araújo, M.N.C. 2010. The neoproterozoic sergipano orogenic belt, NE Brazil: a complete plate tectonic cycle in western Gondwana. *Precambrian Research*, 181: 64-84.
- Oliveira, R. G., Medeiros, W. E. 2018. Deep crustal framework of the Borborema Province, NE Brazil, derived from gravity and magnetic data. *Precambrian Research*, 315, 45–65.
- Osako, L. S. Caracterização geológica da região situada entre as localidades de Paratama e Currais Novos (PE), porção centro-norte do Domínio Tectônica Pernambuco-Alagoas, Províncias Borborema. 2005. Tese (Doutorado em Geociências) – Centro de Tecnologia e Geociências (CTG), Universidade Federal de Pernambuco, Recife.
- Owona, S., Ratschbacher, L., Nsangou Ngapna, M., Gulzar, A. M., Mvondo Ondo, J., & Emmanuel Ekodeck, G. 2021. How diverse is the source? Age, provenance, reworking, and overprint of Precambrian meta-sedimentary rocks of West Gondwana, Cameroon, from zircon U-Pb geochronology. *Precambrian Research*, 359, 106220.
- Paces, J. B.; Miller Jr., J. D. Precise U-Pb ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: Geochronological insights to physical petrogenetic, paleomagnetic and tectonomagmatic processes associated with the 1.1 Ga midcontinent rift system. *Journal Geophysical Research*, v. 98, p. 13997-14013, 1993.
- Passchier, C. W.; Trouw, R. A. J. *Microtectonics* Berlin: Springer-Verlag, 2005.
- Passos, L. H., Fuck, R. A., Chemale Jr., F., Lenz, C., Pimentel, M. M., Machado, A., & Pinto, V. M. (2021). Neoproterozoic (740-680 Ma) arc-back-arc magmatism in the Sergipano Belt, southern Borborema Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 109, 103280.
- Patchett PJ, Ruiz J (1987) Nd isotopic ages of crust formation and metamorphism in the Precambrian of eastern and southern Mexico. *Contrib Mineral Petrol* 96:523–528
- Patiño Douce, A. E., Humphreys, E. D. & Johnstons, A. D. 1990. Anatexis and metamorphism in tectonically thickened continental crust exemplified by the

- Sevier Hinterland, western North-America. *Earth and Planetary Science Letters*, 97, 290–315.
- Pearce, J. A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In book: *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*, Publisher: John Wiley and Sons, Editors: R.S. Thorpe, 528–548.
- Pearce, J. A. 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100, 14–48.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W., Tindle, A. G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25 (4), 956–983.
- Qin, J.-F., Lai, S.-C., Li, Y.-F. 2013. Multi-stage granitic magmatism during exhumation of subducted continental lithosphere: Evidence from the Wulong pluton, South Qinling. *Gondwana Research*. 24, 1108–1126.
- Raimondo, T., Collins, A. S., Hand, M., Walker-Hallam, A., Smithies, R. H., Evins, P. M., & Howard, H. M. (2010). The anatomy of a deep intracontinental orogen. *Tectonics*, 29(4), n/a–n/a.
- Rainbird, R. H., Davis, W. J., Pehrsson, S. J., Wodicka, N., Rayner, N., Skulski, T. 2010. Early Paleoproterozoic supracrustal assemblages of the Rae domain, Nunavut, Canada: intracratonic basin development during supercontinent break-up and assembly. *Precambrian Research*, 181: 167– 186.
- Ren, S., Song, C., Li, J. 2015. Mineralogical Characteristics of Garnet in Garnet Mica Schist and Its Tectonic Significance in the Tongbai Section of the Shangdan Fault Zone. *Open Journal of Geology*, 5, 13-27.
- Ribeiro V.B., Mantovani M.S.M., Louro V.H.A. 2014. Aerogamaespectrometria e suas aplicações no mapeamento geológico. *Terræ Didática*, 10(1):29-51.
- Roser, B. P., & Korsch, R. J. (1986). Determination of Tectonic Setting of Sandstone-Mudstone Suites Using SiO₂ Content and K₂O/Na₂O Ratio. *The Journal of Geology*, 94(5), 635–650.

- Rubatto, D. . 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology*. 184: 123-138.
- Rudnick R. L. and Gao S. 2003. Composition of the continental crust. In: *The Crust*, vol. 3 (ed. R. L. Rudnick). Elsevier, 1-64.
- Sá J.M., Bertrand J.M., Leterrier J., Macedo M.H.F. 2002. Geochemistry and geochronology of pre-Brasiliano rocks from the Transversal Zone, Borborema Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 14(8):851-866
- Samadi, R., Torabi, G., Kawabata, H., Miller, N. R. 2021. Biotite as a petrogenetic discriminator: Chemical insights from igneous, meta-igneous and meta-sedimentary rocks in Iran. *Lithos*, 386-387, 106016.
- Santos, E. J., Van Schmus, W. R., Kozuch, M., Brito Neves, B. B. 2010. The Cariris Velhos tectonic event in northeast Brazil. *J. South American. Earth Sciences*, 29, 61-76.
- Santos, E.J., Medeiros, V. C. 1999. Constraints from granitic plutonism on proterozoic crustal growth of the Transverse Zone, Borborema Province, NE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 29: 73-84.
- Santos, L. C. M. L., Dantas, E. L., Cawood, P. A., José dos Santos, E., Fuck, R. A. 2017. Neoproterozoic crustal growth and Paleoproterozoic reworking in the Borborema Province, NE Brazil: Insights from geochemical and isotopic data of TTG and metagranitic rocks of the Alto Moxotó Terrane. *Journal of South American Earth Sciences*, 79, 342–363. doi:10.1016/j.jsames.2017.08.013
- Shand, S.J., 1943. *The eruptive rocks*: 2nd edition, John Wiley, New York, 444 p
- Silva Filho A.F., Guimarães I.P., Armstrong R.A., Silva J.M.R., Schmus W.R., Farias D.S., Ferreira V.P., Amorim J.V.A., Souza K. & Cocentino L.M. (2021) A major neoproterozoic crustal boundary in the Borborema province of ne Brazil, *International Geology Review*
- Silva Filho, A. F., de Pinho Guimarães, I., Santos, L., Armstrong, R., & Van Schmus, W. R. 2016. Geochemistry, U–Pb geochronology, Sm–Nd and O isotopes of ca. 50 Ma long Ediacaran High-K Syn-Collisional Magmatism in the Pernambuco

- Alagoas Domain, Borborema Province, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 68, 134–154.
- Silva Filho, A. F., Guimarães, I. de P., Van Schmus, W. R., Dantas, E., Armstrong, R., Concentino, L., & Lima, D. (2013). Long-lived Neoproterozoic high-K magmatism in the Pernambuco–Alagoas Domain, Borborema Province, northeast Brazil. *International Geology Review*, 55(10), 1280–1299.
- Silva Filho, A. F., Guimarães, I. P., Ferreira, V. P., Armstrong, R., & Sial, A. N. (2010). Ediacaran Águas Belas pluton, Northeastern Brazil: Evidence on age, emplacement and magma sources during Gondwana amalgamation. *Gondwana Research*, 17(4), 676–687.
- Silva Filho, A. F., Guimarães, I. P., Van Schmus, W. R., Armstrong, R. A., Da Silva, J. M. R., Osako, L. S.; Concentino, L.M. 2014. SHRIMP U–Pb zircon geochronology and Nd signatures of supracrustal sequences and orthogneisses constrain the Neoproterozoic evolution of the Pernambuco–Alagoas domain, southern part of Borborema Province, NE Brazil. *International Journal of Earth Sciences*, 103(8): 2155–2190.
- Silva Filho, A.F., Guimarães, I.P., Van Schmus, W.R. 2002. Crustal evolution of the Pernambuco-Alagoas Complex, Borborema province, NE Brazil: Nd isotopic data from neoproterozoic Granitoids. *Gondwana Research*, 5(2): 409-422.
- Silva, L. C., Armstrong R., Noce C. M., Carneiro M. A., Pimentel M. M., Pedrosa-Soares A. C., Leite C. A., Vieira V.S., Silva M. A., Castro Paes V. J., Cardoso Filho J. M. 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos Pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb Shrimp, Parte I: Províncias Borborema, Mantiqueira Meridional E Rio Negro-Juruena. *Revista Brasileira de Geociências*, 32(4):529-544.
- Silva, T. R. Granitos Da Porção Sudeste Do Batólito Águas Belas–Canindé, Domínio Pernambuco–Alagoas: Geoquímica, Petrologia, Geocronologia E Caracterização Geotectônica. Tese de Doutorado. 191 p. Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2017. *Brazilian Journal of Geology* 50(2).

- Silva, T. R., Ferreira, V. P., Lima, M. M. C., Sial, A. N. 2020. Rapid magma ascent and formation of the Águas Belas-Canindé granitic batholith, NE Brazil: evidence of epidote dissolution and thermobarometry.
- Silva, T. R., Ferreira, V. P., Lima, M. M. C., Sial, A. N., Silva, J. M. R., 2015. Synkinematic emplacement of the magmatic epidote bearing Major Isidoro tonalitegranite batholith: Relicts of an Ediacaran continental arc in the Pernambuco–Alagoas domain, Borborema Province, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 64, 1–13.
- Spalletti, L. A.; Fanning, C. M.; Rapela, C. W. 2006. Dating the Triassic continental rift in the southern Andes: the Potrerillos Formation, Cuyo Basin, Argentina. *Geologica Acta* 6: 267-283.
- Spear, F. S., Cheney, J. T. A petrogenetic grid for pelitic schists in the system $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-MgO-K}_2\text{O-H}_2\text{O}$. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 101: 149–164.
- Spear, F. S., Kohn, M. J., & Cheney, J. T. 1999. P-T paths from anatectic pelites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134(1), 17–32.
- Spear, F. S., Silverstone, J. 1983. Quantitative P-T paths from zoned minerals: theory and tectonic applications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 83, 348-357.
- Sternai, P. 2020. Surface processes forcing on extensional rock melting. *Scientific Reports*, 10(1). doi:10.1038/s41598-020-63920-w
- Sun, S.; McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, 42(1), 313–345.
- Tchakounté, J. N., Toteu, S. F., Schmus, W. R. V., Penaye, J., Deloule, É., Ondoua, J. M., White, W. M. 2007. Evidence of ca 1.6-Ga detrital zircon in the Bafia Group (Cameroon): Implication for the chronostratigraphy of the Pan-African Belt north of the Congo craton. *Comptes Rendus Geoscience*, 339(2), 132–142.
- Teraoka, Y., Suzuki, M., Hayashi, T., Kawakami, K. 1997. Detrital garnets from Paleozoic and Mesozoic sandstones in the Onogawa area, East Kyushu, Southwest

- Japan. Bulletin of the Faculty of School Education, Hiroshima University, Hiroshima, 19(2), 87–101.
- Teraoka, Y., Suzuki, M., Kawakami, K. 1998 Provenance of Cretaceous and Paleogene sediments in the median zone of Southwest Japan. Bulletin of the Geological Society of Japan, Tokyo, 49, 395–411.
- Teyssier, C. 2011. Exhumation of deep orogenic crust. *Lithosphere*, 3(6), 439–443.
- Thompson, A. B. 1996. Fertility of crustal rocks during anatexis. *Trans R Soc Edinburgh Earth Sci* 87: 1±10.
- Thompson, R. N., Morrison, M. A., Hendry, G. L. & Parry, S. J. (1984). An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A* 310, 549–590.
- Thybo, H., & Nielsen, C. A. (2009). Magma-compensated crustal thinning in continental rift zones. *Nature*, 457(7231), 873–876
- Tibaldi, A. M., Álvarez-Valero, A. M., Otamendi, J. E., & Cristofolini, E. A. (2011). Formation of paired pelitic and gabbroic migmatites: An empirical investigation of the consistency of geothermometers, geobarometers, and pseudosections. *Lithos*, 122(1-2), 57–75. doi:10.1016/j.lithos.2010.11.016
- Toteu, S. F., Fouateu, R. Y., Penaye, J., Tchakounte, J., Mouangue, A. C. S., Van Schmus, W. R., ... Stendal, H. (2006). U–Pb dating of plutonic rocks involved in the nappe tectonic in southern Cameroon: consequence for the Pan-African orogenic evolution of the central African fold belt. *Journal of African Earth Sciences*, 44(4-5), 479–493.
- Toteu, S. F., Penaye, J., Djomani, Y. P. 2004. Geodynamic evolution of the Pan-African belt in central Africa with special reference to Cameroon. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 41(1), 73–85. doi:10.1139/e03-079
- Van Schmus W. R., Kozuch M., Brito Neves B. B. 2011. Precambrian history of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil; Insights from Sm-Nd and U-Pb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 31, 227–252.
- Van Schmus, W. R., Brito Neves, B. B. et al. 2003. Serido´ Group of NE Brazil, a Late Neoproterozoic pre- to syn-collisional flysch basin in West Gondwanaland? :

- insights from SHRIMP U-Pb detrital zircon ages. *Precambrian Research*, 127, 287–327.
- Van Schmus, W. R., Oliveira, E. P., da Silva Filho, A. F., Toteu, S. F., Penaye, J., & Guimarães, I. P. (2008). Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. Geological Society, London, Special Publications, 294(1), 69–99
- Van Schmus, W. R., Oliveira, E. P., da Silva Filho, A. F., Toteu, S. F., Penaye, J., Guimarães, I. P. 2008. Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. Geological Society, London, Special Publications, 294(1), 69–99. doi:10.1144/sp294.5
- Wang, C., Zhang, L., Dai, Y., & Lan, C. (2015). Geochronological and geochemical constraints on the origin of clastic meta-sedimentary rocks associated with the Yuanjiaocun BIF from the Lüliang Complex, North China. *Lithos*, 212–215, 231–246.
- Wang, L.-J., Griffin, W. L., Yu, J.-H., O'Reilly, S. Y. 2013. U–Pb and Lu–Hf isotopes in detrital zircon from Neoproterozoic sedimentary rocks in the northern Yangtze Block: Implications for Precambrian crustal evolution. *Gondwana Research*, 23(4), 1261–1272.
- Wang, W., Chen, F.K., Hu, R., Chu, Y., Yang, Y.Z., 2012. Provenance and tectonic setting of Neoproterozoic sedimentary sequences in the South China Block: evidence from detrital zircon ages and Hf–Nd isotopes. *International Journal of Earth Science* 101, 1723–1744.
- Warren, C. J. 2013. Exhumation of (ultra-)high-pressure terranes: concepts and mechanisms. *Solid Earth*, 4, 75–92.
- Wei, C. J., Li, Y. J., Yu, Y., Zhang, J. S. 2010. Phase equilibria and metamorphic evolution of glaucophane-bearing UHP eclogites from the Western Dabieshan Terrane, Central China. *Journal of Metamorphic Geology*, 28, 647–666.
- Wilson, A. H., & Zeh, A. 2018. U-Pb and Hf isotopes of detrital zircons from the Pongola Supergroup: Constraints on deposition ages, provenance and Archean evolution of the Kaapvaal craton. *Precambrian Research*, 305, 177–196.

- Winkler, H. G. F. 1965. The Abukuma-Type Facies Series. In: *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer, Berlin, Heidelberg.
- Wodicka, N., St-Onge, M. R., Corrigan, D., Scott, D. J., Whalen, J. B. 2014. Did a proto-ocean basin form along the southeastern Rae cratonic margin? Evidence from U–Pb geochronology, geochemistry (Sm–Nd and whole-rock), and stratigraphy of the Paleoproterozoic Piling Group, northern Canada. *Geological Society of America Bulletin*, 126, 1625–1653.
- Wood, D. A. 1980. The application of a Th–Hf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50, 11–30.
- Woodhead, J., Hergt, J., Shelley, M., Eggins, S., & Kemp, R. (2004). Zircon Hf-isotope analysis with an excimer laser, depth profiling, ablation of complex geometries, and concomitant age estimation. *Chemical Geology*, 209(1–2), 121–135.
- Xia, L.-Q., 2014. The geochemical criteria to distinguish continental basalts from arc related ones. *Earth-Science Reviews* 139, 195–212.
- Xia, Q. X., Wang, H. Z., Zhou, L. G., Gao, X.Y., Zheng, Y. F., Van Orman, J. A., Hu, Z. 2016. Growth of metamorphic and peritectic garnets in ultrahigh-pressure metagranite during continental subduction and exhumation in the Dabie orogen. *Lithos*, 266–267, 158–181.
- Yang, H., Zhang, H., Xiao, W., Tao, L., Gao, Z., Luo, B., Zhang, L. 2020. Multiple Early Paleozoic granitoids from the southeastern Qilian orogen, NW China: Magma responses to slab roll-back and break-off. *Lithos*, 380–381.
- Yang, S., Humayun, M., & Salters, V. J. M. 2020. Elemental constraints on the amount of recycled crust in the generation of mid-oceanic ridge basalts (MORBs). *Science Advances*, 6(26).
- Yardley, B. W. D. 1989. *An Introduction to Metamorphic Petrology*. New York. Longman Scientific & Technical, 248p.
- Yonta-Ngoune, C., Nkoumbou, C., Barbey, P., Le Breton, N., Montel, J. M., & Villieras, F. 2010. Geological context of the Boumnyebel talcschists (Cameroun):

Inferences on the Pan-African Belt of Central Africa. *Comptes Rendus Geoscience*, 342(2), 108–115.

Zhang, Q., Sun, W., Zhao, Y., Yuan, F., Jiao, S., & Chen, W. (2019). New discrimination diagrams for basalts based on big data research. *Big Earth Data*, 3(1), 45–55.

Zircon U–Pb and molybdenite Re–Os geochronology and geochemistry of Jinchang porphyry gold–copper deposit, NE China: two-phase mineralization and the tectonic setting

ANEXOS

ANEXO A. Composição química mineral das granadas presentes no granada-biotita xistos (WDS – SI442 e SI444; EDS – LC-50). Fórmula estrutural para a composição da granada foi calculada na base de 24 oxigênios.

Amostra	SI444- C1	SI444- C1	SI444- C1	SI444- C1	SI444- C1	SI444- C3	SI444- C3	SI444- C3	SI444- C3	SI444- C3	SI442- C3	SI442- C3	SI442- C3	SI442- C3	SI442- C3
Óxidos (%) / Análise	1.1	1;2	1.3	1.4	1.5	1.1	1.2	1.3	1.4	1.5	1.1	1.2	1.3	1.4	1.5
SiO ₂	38,48	38,56	39,37	38,80	38,39	38,13	38,25	38,69	37,95	38,32	37,53	37,24	38,21	37,54	37,54
TiO ₂	0,06	-	-	0,17	-	0,05	0,05	0,08	-	0,01	-	0,03	0,23	-	0,13
Al ₂ O ₃	20,85	21,01	21,19	21,24	21,22	20,76	20,93	21,29	20,73	21,44	20,91	20,73	21,16	20,74	20,38
Cr ₂ O ₃	-	0,10	0,08	0,03	-	0,11	-	0,05	0,03	0,01	0,08	-	0,10	0,05	0,02
Fe ₂ O ₃	0,47	0,48	0,14	0,49	0,55	0,76	0,23	0,66	0,78	0,43	0,20	0,55	0,13	0,77	0,57
FeO	27,38	27,13	27,12	27,17	28,99	28,33	28,97	28,76	28,37	28,86	32,83	33,05	33,60	33,19	32,66
MnO	5,44	2,59	1,51	1,48	2,88	6,27	5,05	5,58	5,23	4,81	3,19	2,73	2,47	2,72	3,29
MgO	2,79	3,61	4,01	4,45	4,05	2,82	2,99	3,15	3,07	3,26	2,99	3,40	3,47	3,31	2,86
NiO	0,05	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-	0,04	0,04	0,06
CaO	5,90	7,49	7,92	7,50	5,33	4,63	4,48	4,99	4,94	5,12	2,65	2,30	2,43	2,64	2,69
Total	101,41	100,96	101,35	101,33	101,42	101,87	100,95	103,24	101,10	102,25	100,39	100,00	101,83	101,00	100,19
Fórmula Estrutural															
Si	3,03	3,02	3,05	3,01	3,00	3,01	3,03	3,00	3,01	2,99	3,01	2,99	3,01	2,99	3,02
Al iv	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-	0,01	-	0,01	-
Al vi	1,94	1,94	1,94	1,95	1,96	1,93	1,95	1,95	1,94	1,97	1,98	1,96	1,96	1,94	1,93
Ti	0,00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,00	0,01	-	0,01
Fe ³⁺	0,03	0,03	0,01	0,03	0,03	0,05	0,01	0,04	0,05	0,03	0,01	0,03	0,01	0,05	0,03
Fe ²⁺	1,80	1,78	1,76	1,76	1,90	1,87	1,92	1,86	1,88	1,89	2,20	2,22	2,21	2,21	2,20
Mn	0,36	0,17	0,10	0,10	0,10	0,42	0,34	0,37	0,35	0,32	0,22	0,19	0,16	0,18	0,22
Mg	0,33	0,42	0,46	0,52	0,52	0,33	0,35	0,36	0,36	0,38	0,36	0,41	0,41	0,39	0,34

Ca	0,50	0,63	0,66	0,62	0,62	0,39	0,38	0,41	0,42	0,43	0,23	0,20	0,20	0,23	0,23
Espersatita	12,13	5,72	3,34	3,24	3,24	13,91	11,32	12,18	11,65	10,56	7,22	6,16	5,50	6,08	7,48
Almandina	60,29	59,25	59,02	58,79	58,79	62,07	64,16	61,97	62,41	62,62	73,31	73,76	74,01	73,39	73,34
Glossulária	16,37	20,61	21,93	20,37	20,37	12,64	12,60	13,44	13,56	14,03	7,51	6,45	6,76	7,28	7,56
Piropo	10,95	14,06	15,56	17,18	17,18	11,02	11,81	12,09	12,03	12,59	11,89	13,51	13,64	13,06	11,44

Amostra	Lc-50-24	Lc-50-25	Lc-50-26	Lc-50-27	Lc-50-28	Lc-50-29	Lc-50-30	Lc-50-31	Lc-50-32	Lc-50-33	Lc-50-34	Lc-50-35	Lc-50-36	Lc-50-37	Lc-50-38	Lc-50-39
Óxidos (%) / Análise	centro	borda	centro	borda	Perfil											
SiO ₂	37,4	37,7	37,9	37,9	37,8	37,7	37,8	37,4	37,5	37,5	37,2	37,7	37,5	37,7	37,5	34,8
TiO ₂	0,1	0	0	0	0,2	0	0	0	0	0	0,1	0	0,1	0	0	0,1
Al ₂ O ₃	21,4	20,9	21	21,3	21,8	21,6	21,7	21,8	21,7	21,8	21,8	21,8	21,7	21,5	21,5	20,2
Fe ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1,9
FeO	27	27,4	28,4	26,2	25,6	26,5	27,1	27,3	27,4	27,5	28,1	27,9	27,8	27,8	27,8	26,4
MnO	9,7	9,8	8,8	10,9	10,7	9,8	8,8	8,7	8,6	8,3	8	8	8,1	8,2	8,8	13,5
MgO	2,7	2,4	2,2	2	2	2,4	2,7	3	2,8	3	3	2,8	3	3	2,6	1,4
CaO	1,7	1,8	1,6	1,6	1,8	1,8	1,9	1,7	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,7	1,7
Total	100	100	99,9	99,9	99,9	99,8	100	99,9	99,8	99,9	100	100	100	100	99,9	100,0
Si	2,99	3,03	3,04	3,03	3,00	3,01	3,00	2,98	2,99	2,99	2,97	3,00	2,99	3,01	3,00	2,88
Al ^{iv}	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,12
Al ^{vi}	2,02	1,98	1,99	2,02	2,06	2,04	2,04	2,04	2,04	2,04	2,03	2,05	2,03	2,03	2,04	1,86
Fe ²⁺	1,84	1,86	1,95	1,82	1,80	1,84	1,87	1,87	1,89	1,89	1,92	1,92	1,90	1,90	1,91	1,83
Mn	0,66	0,67	0,60	0,74	0,72	0,66	0,59	0,59	0,58	0,56	0,54	0,54	0,55	0,55	0,60	0,95
Mg	0,32	0,29	0,26	0,24	0,24	0,29	0,32	0,36	0,33	0,36	0,36	0,33	0,36	0,36	0,31	0,17
Ca	0,15	0,16	0,14	0,14	0,15	0,15	0,16	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15
Espessatita	22,16	22,47	20,30	25,20	24,76	22,55	20,15	19,83	19,68	18,93	18,22	18,29	18,47	18,70	20,15	32,86

Almandina	62,07	62,62	66,1 0	61,98	61,82	62,49	63,47	63,23	63,8 4	63,83	64,58	65,23	64,30	64,0 6	64,44	55,91
Grossulária	4,91	5,22	4,67	4,68	5,27	5,24	5,50	4,90	5,21	5,19	5,18	5,21	5,19	5,19	4,92	0,00
Piropo	10,85	9,68	8,93	8,14	8,15	9,72	10,88	12,04	11,2 8	12,04	12,02	11,27	12,04	12,0 4	10,48	6,00

Lc-50-40	Lc- 50-41	Lc- 50-42	Lc-50-43	Lc- 50-44	Lc- 50-45	Lc- 50-46	Lc- 50-47	Lc-50-48	Lc- 50-49	Lc- 50-50	Lc- 50-51	Lc-50-52	Lc- 50-53	Lc- 50- 54	Lc- 50- 55	Lc- 50- 56	Lc- 50- 57	Lc- 50- 58	Lc- 50- 59
Perfil								Perfil											
38,1	37,8	37,5	37,9	37,7	37,8	37,4	37,6	37,5	37,5	37,4	37,6	37,5	37,5	38	37,8	37,6	37,3	37,5	37,5
0,1	0	0	0	0,1	0,1	0	0	0,1	0	0	0,1	0	0	0	0	0	0,1	0	0
22,1	21,6	22	21,5	21,6	22	21,9	21,7	21,6	21,2	21,7	21,5	21,7	21,6	21,5	21,3	21,3	21,6	21,4	21,5
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
24,6	27,6	27,1	27,1	26,6	26,4	26,4	25,9	27	27,9	27,7	27,9	28,3	28,3	27,9	28,3	28	28,1	27,4	26,9
11,2	8,4	8,7	8,9	9,4	9,4	10,2	10,8	9,4	8,2	8,3	7,5	7,4	7,1	7,3	7,3	7,5	7,7	9	10
2,1	2,8	2,8	2,7	2,8	2,6	2,5	2,2	2,7	3,2	3,2	3,2	3,1	3,2	3,2	3,3	3,3	2,9	2,9	2,5
1,7	1,8	1,9	1,8	1,7	1,6	1,6	1,7	1,6	1,9	1,7	2	2,1	2,4	2,1	2	2,2	2,2	1,7	1,5
99,9	100	100	99,9	99,9	99,9	100	99,9	99,9	99,9	100	99,8	100,1	100,1	100	100	99,9	99,9	99,9	99,9
3,01	3,01	2,98	3,02	3,00	2,99	2,98	3,00	2,99	3,01	2,98	3,00	2,99	2,99	3,02	3,01	3,00	2,98	3,00	3,00
0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
2,08	2,04	2,05	2,03	2,04	2,07	2,05	2,05	2,04	2,00	2,03	2,03	2,03	2,02	2,02	2,01	2,01	2,02	2,02	2,04
1,75	1,89	1,87	1,86	1,83	1,84	1,83	1,80	1,86	1,88	1,89	1,90	1,93	1,91	1,89	1,87	1,85	1,82	1,90	1,91
0,75	0,57	0,59	0,60	0,63	0,63	0,69	0,73	0,64	0,56	0,56	0,51	0,50	0,49	0,51	0,61	0,68	0,66	0,50	0,52
0,25	0,33	0,33	0,32	0,33	0,31	0,30	0,26	0,32	0,38	0,38	0,38	0,37	0,39	0,39	0,35	0,30	0,30	0,37	0,36
0,14	0,15	0,16	0,15	0,15	0,14	0,14	0,15	0,14	0,16	0,15	0,17	0,18	0,20	0,18	0,19	0,15	0,13	0,14	0,17
25,95	19,22	19,85	20,42	21,54	21,62	23,35	24,86	21,53	18,64	18,86	17,11	16,80	16,08	16,6 4	16,6 0	17,0 4	17,5 4	20,5 4	22,9 4
60,50	64,30	63,41	63,45	62,24	63,19	61,95	61,29	62,94	63,09	63,46	64,27	64,79	64,28	64,4 6	64,4 4	63,4 5	64,5 0	62,9 0	62,6 2

4,98	5,21	5,49	5,23	4,93	4,66	4,63	4,95	4,64	5,46	4,89	5,77	6,03	6,88	6,06	5,75	6,32	6,34	4,91	4,35
														12,8	13,2	13,1	11,6	11,6	10,0
8,56	11,27	11,25	10,90	11,29	10,53	10,07	8,91	10,89	12,80	12,79	12,85	12,38	12,76	4	1	9	3	5	9

Lc-50-60	Lc-50-61	Lc-50-62	Lc-50-63	Lc-50-64	Lc-50-65	Lc-50-66	Lc-50-67	Lc-50-68	Lc-50-69
Perfil								Centro	Borda
38	37,9	37,5	37,9	37,5	37,7	37,5	36,6	37,6	37,2
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
21,8	22	21,9	21,7	22,2	21,8	21,7	20,9	22	21,3
0	0	0	0	0	0	0	0,42	0	0
26,2	27,6	27,8	27,5	27,9	28	28,3	27,1	28,1	27,3
9,8	7,5	7,7	7,6	7,1	6,8	6,9	10,5	7,4	9,9
2,5	3,1	3	3,2	3	3,3	3,3	2,3	3,1	2,4
1,7	2	2,1	2	2,2	2,4	2,3	2,1	1,9	1,8
100	100,1	100	99,9	99,9	100	100	99,9	100,1	99,9
3,01	2,99	2,98	3,01	2,97	2,99	2,99	2,97	2,98	2,99
0,00	0,01	0,02	0,00	0,03	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01
2,05	2,06	2,04	2,04	2,06	2,04	2,03	1,97	2,05	2,02
1,88	1,93	1,91	1,92	1,84	1,93	1,86	1,84	1,93	1,86
0,51	0,48	0,46	0,47	0,72	0,50	0,67	0,72	0,50	0,67
0,38	0,35	0,39	0,39	0,28	0,37	0,29	0,28	0,37	0,29
0,18	0,17	0,19	0,20	0,20	0,18	0,16	0,16	0,16	0,16
22,54	17,10	17,52	17,35	16,18	15,44	15,64	24,30	16,83	22,64
62,40	64,70	64,41	64,03	65,44	64,48	64,60	60,18	65,29	62,49
4,95	5,77	6,05	5,77	6,34	6,89	6,60	4,85	5,47	5,21
10,12	12,44	12,02	12,85	12,03	13,19	13,17	9,37	12,41	9,66

ANEXO B. Composição química mineral das biotitas presentes no granada-biotita xisto (WDS – SI442 e SI444; EDS – LC-50). Fórmula estrutural para a composição da biotita foi calculada assumindo 22 átomos de oxigênios. C – Centro; B – Borda.

Amostra	SI442-C2-1biotita	SI442-C1-1biotita	SI442-C2-1biotita	SI442-C3-1biotita	SI442-C3-2biotita	SI442-C3-3biotita	SI442-C4-1biotita	SI442-C4-2biotita	SI44-C4-1-1	SI444-C1-2biotita	SI444-C1-2biotita	SI444-C2-1biotita	SI444-C2-1biotita	SI444-C2-2biotita	SI444-C3-1biotita	SI444-C3-2biotita
Óxidos (%)	B	C	C	C	C	C	C	C	C	C	B	C	B	C	C	C
SiO ₂	35,4	35,47	35,83	36,34	35,53	35,7	35,18	36,26	37,28	36,55	37,1	36,98	36,54	37,01	36,95	36,79
TiO ₂	1,67	2,88	2,62	2,73	2,32	2,65	2,68	1,86	2,66	2,76	3,36	3,39	3,7	2,3	2,44	2,46
Al ₂ O ₃	19,3	18,46	19,54	19,03	19,32	18,73	18,65	19,55	17,58	17,11	17,02	16,93	16,99	17,05	17,63	16,79
FeO	18,34	18,97	18,81	18,22	18,65	19,13	18,64	18,51	17,91	16,78	16,61	17,24	17,13	17,45	17,59	17,99
MnO	0,17	0,12	0,09	0,1	0,01	0,03	0,08	0,08	0,22	0,13	0,11	0,29	0,22	0,23	0,31	0,37
MgO	10,33	9,14	9,09	9,51	9,39	9,7	9,37	9,91	10,97	11,71	11,55	11,87	11,7	11,69	11,24	11,3
CaO	-	0,03	0,02	0,04	0,03	-	0,01	0,02	0,04	-	0,01	0,04	0,01	0,02	0,01	0,04
Na ₂ O	0,22	0,2	0,2	0,14	0,26	0,17	0,21	0,26	0,17	0,2	0,24	0,19	0,19	0,22	0,16	0,18
K ₂ O	9,4	8,98	9,26	9,2	9,34	9,43	9,21	9,31	9,26	9,49	9,53	9,53	9,27	9,31	9,67	9,57
SrO	-	0,04	0,03	-	-	-	0,03	-	0,1	0,02	0,05	0,13	-	-	-	-
BaO	0,15	0,2	0,23	0,19	0,13	0,21	0,28	0,24	0,25	0,18	0,09	0,23	0,35	0,17	0,21	0,21
F	0,12	0,21	0,16	0,19	0,19	0,05	0,18	0,19	0,18	0,18	0,3	0,13	0,07	0,25	0,19	0,19
Cl	0,03	0,02	0,02	0,01	-	-	0,04	0,03	0,05	0,05	0,06	0,06	0,05	0,04	0,05	0,06
Cr ₂ O ₃	-	-	0,01	0,17	0,14	0,07	0,02	0,15	-	-	0,07	0,21	0,07	0,06	0,09	0,09
NiO	-	0,04	-	-	0,05	0,03	-	-	-	-	0,06	0,04	0,06	0,06	-	0,07
Li ₂ O*	0,61	0,63	0,73	0,88	0,65	0,69	0,54	0,85	1,15	0,94	1,1	1,06	0,93	1,07	1,05	1,01
H ₂ O*	3,91	3,84	3,93	3,94	3,89	3,98	3,84	3,95	3,98	3,92	3,91	4,02	4,01	3,92	3,96	3,92
Total	99,64	99,23	100,55	100,69	99,89	100,53	98,98	101,17	101,8	100,02	101,16	102,32	101,28	100,84	101,57	101,05
Si	5,34	5,39	5,35	5,4	5,35	5,35	5,36	5,38	5,48	5,46	5,47	5,42	5,4	5,49	5,45	5,48
Al ^{iv}	2,66	2,61	2,65	2,6	2,65	2,65	2,64	2,62	2,52	2,54	2,53	2,58	2,6	2,51	2,55	2,52

Al ^{vi}	0,77	0,69	0,8	0,73	0,78	0,66	0,71	0,79	0,52	0,47	0,42	0,34	0,36	0,47	0,52	0,42
Ti	0,19	0,33	0,29	0,31	0,26	0,3	0,31	0,21	0,29	0,31	0,37	0,37	0,41	0,26	0,27	0,28
Cr	-	-	-	0,02	0,02	0,01	-	0,02	-	-	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe	2,31	2,41	2,35	2,26	2,35	2,4	2,38	2,3	2,2	2,1	2,05	2,11	2,12	2,16	2,17	2,24
Mn	0,02	0,02	0,01	0,01	-	-	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01	0,04	0,03	0,03	0,04	0,05
Mg	2,32	2,07	2,03	2,11	2,11	2,17	2,13	2,19	2,4	2,61	2,54	2,59	2,58	2,58	2,47	2,51
Ni	-	0,01	-	-	0,01	-	-	-	-	-	0,01	-	0,01	0,01	-	0,01
Li*	0,37	0,38	0,44	0,52	0,39	0,42	0,33	0,51	0,68	0,56	0,65	0,62	0,56	0,64	0,63	0,6
Ca	-	0,01	-	0,01	-	-	-	-	0,01	-	-	0,01	-	-	-	0,01
Na	0,06	0,06	0,06	0,04	0,08	0,05	0,06	0,07	0,05	0,06	0,07	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05
K	1,81	1,74	1,77	1,74	1,79	1,8	1,79	1,76	1,73	1,81	1,79	1,78	1,75	1,76	1,82	1,82
Ba	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
OH*	3,94	3,89	3,92	3,91	3,91	3,98	3,9	3,91	3,9	3,9	3,85	3,92	3,95	3,87	3,9	3,9
F	0,05	0,1	0,08	0,09	0,09	0,02	0,09	0,09	0,08	0,08	0,14	0,06	0,03	0,12	0,09	0,09
Cl	0,01	0,01	-	-	-	-	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Total	19,87	19,72	19,76	19,77	19,79	19,82	19,75	19,87	19,94	19,94	19,93	19,97	19,88	19,99	19,98	20,01
Al _{total}	3,43	3,3	3,44	3,33	3,43	3,31	3,35	3,42	3,04	3,01	2,96	2,92	2,96	2,98	3,07	2,95
Fe/F e+M g	0,5	0,54	0,54	0,52	0,53	0,53	0,53	0,51	0,48	0,45	0,45	0,45	0,45	0,46	0,47	0,47

Amostra	Lc-50bt-3	Lc-50bt-4	Lc-50bt-5	Lc-50bt-6	Lc-50bt-7	Lc-50bt-8	Lc-50bt-20	Lc-50bt-21	Lc-50bt-22	Lc-50bt-23	Lc-50bt-28	Lc-50bt-29	Lc-50bt-32
Óxidos (%)	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro
SiO ₂	36,19	35,81	36,00	36,19	35,90	35,90	36,67	36,96	36,00	36,10	35,90	36,19	36,10
TiO ₂	3,36	3,65	3,26	3,55	3,65	3,55	2,59	3,17	3,36	3,36	3,36	3,46	3,41
Al ₂ O ₃	18,53	18,53	18,82	18,82	18,62	17,86	19,01	19,20	18,53	18,43	18,43	18,72	18,53
FeO	19,78	19,87	19,30	19,68	19,49	20,54	18,91	18,34	19,68	19,78	19,68	19,68	19,44
MnO	0,38	0,19	0,29	0,38	0,38	0,38	0,29	0,19	0,29	0,38	0,38	0,29	0,43
MgO	8,93	8,93	9,31	8,45	9,02	8,83	9,60	9,31	8,83	9,02	8,83	8,74	8,93

K ₂ O	8,74	8,83	9,02	8,83	8,93	8,93	8,64	8,64	8,93	8,45	8,83	8,83	8,93
Li ₂ O*	0,84	0,72	0,78	0,84	0,75	0,75	0,97	1,06	0,78	0,81	0,75	0,84	0,81
H ₂ O*	3,95	3,84	3,93	3,97	3,85	3,97	3,95	4,05	3,88	3,84	3,92	4,03	3,94
Total	100,83	100,62	100,92	100,87	100,86	100,80	100,85	100,99	100,47	100,42	100,33	100,77	100,74
Si	5,39	5,36	5,36	5,39	5,35	5,39	5,43	5,43	5,39	5,40	5,39	5,39	5,39
Al ^{iv}	2,61	2,64	2,64	2,61	2,65	2,61	2,57	2,57	2,61	2,60	2,61	2,61	2,61
Al ^{vi}	0,65	0,62	0,66	0,70	0,63	0,55	0,74	0,76	0,66	0,64	0,65	0,68	0,65
Ti	0,38	0,41	0,37	0,40	0,41	0,40	0,29	0,35	0,38	0,38	0,38	0,39	0,38
Fe	2,46	2,49	2,40	2,45	2,43	2,58	2,34	2,25	2,46	2,47	2,47	2,45	2,43
Mn	0,05	0,02	0,04	0,05	0,05	0,05	0,04	0,02	0,04	0,05	0,05	0,04	0,05
Mg	1,98	1,99	2,07	1,88	2,01	1,98	2,12	2,04	1,97	2,01	1,98	1,94	1,99
Li*	0,50	0,44	0,47	0,50	0,45	0,45	0,58	0,62	0,47	0,49	0,45	0,50	0,49
K	1,66	1,69	1,71	1,68	1,70	1,71	1,63	1,62	1,70	1,61	1,69	1,68	1,70
OH*	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
F	0,05	0,14	0,05	0,00	0,14	0,00	0,05	0,00	0,09	0,14	0,00	0,00	0,00
Cl	0,03	0,03	0,05	0,05	0,03	0,03	0,05	0,02	0,03	0,03	0,08	0,00	0,08
Total	19,68	19,66	19,71	19,65	19,67	19,71	19,73	19,67	19,68	19,65	19,67	19,67	19,69
Al ^{total}	3,25	3,27	3,30	3,30	3,27	3,16	3,32	3,33	3,27	3,25	3,26	3,29	3,26
Fe/Fe+Mg	0,55	0,56	0,54	0,57	0,55	0,57	0,52	0,52	0,56	0,55	0,56	0,56	0,55

Lc- 50bt- 33	Lc- 50bt- 41	Lc- 50bt- 42	Lc- 50bt- 43	Lc- 50bt- 44	Lc- 50bt- 51	Lc- 50bt- 52	Lc- 50bt- 53	Lc- 50bt- 54	Lc- 50bt- 58	Lc- 50bt- 59	Lc- 50bt- 60	Lc- 50bt- 61	Lc- 50bt- 71	Lc- 50bt- 72	Lc- 50bt- 75	Lc- 50bt- 76	Lc- 50bt- 77	Lc- 50bt- 78
borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda
36,14	36,29	36,10	36,67	36,48	36,19	36,29	36,19	36,77	37,15	35,90	36,38	36,58	36,10	36,00	35,90	36,10	36,48	36,96
3,41	3,46	3,36	3,17	3,46	3,74	3,36	2,88	3,07	2,59	3,07	3,46	3,36	3,26	3,46	3,65	3,94	3,07	2,88
18,67	18,62	18,62	19,20	18,91	19,10	19,30	18,53	18,43	19,39	19,01	18,43	18,91	18,62	18,62	18,62	19,10	18,43	18,82
19,68	19,20	19,68	18,62	18,62	18,72	18,82	19,87	19,20	18,43	19,10	19,39	18,82	19,78	19,30	19,30	18,91	19,58	18,62

0,29	0,48	0,29	0,29	0,38	0,00	0,38	0,48	0,29	0,29	0,29	0,19	0,38	0,38	0,48	0,29	0,29	0,29	0,38
8,93	9,02	9,12	8,93	8,93	9,22	8,54	9,02	9,41	9,41	9,50	9,22	8,93	9,22	9,02	8,93	8,35	9,60	9,50
8,78	9,02	8,74	8,74	9,02	8,83	9,02	8,83	8,74	8,64	9,02	8,74	8,83	8,64	8,93	9,02	9,31	8,45	8,64
0,82	0,86	0,81	0,97	0,92	0,84	0,86	0,84	1,00	1,11	0,75	0,89	0,95	0,81	0,78	0,75	0,81	0,92	1,06
4,03	3,99	3,88	3,81	3,88	4,05	3,94	3,96	3,86	4,04	3,86	4,03	3,86	4,03	3,85	3,87	4,01	4,04	4,02
100,75	101,10	100,86	100,79	100,85	100,69	100,72	100,76	101,09	101,20	100,77	100,73	100,94	100,84	100,69	100,51	100,89	100,86	101,03
5,38	5,39	5,38	5,43	5,41	5,36	5,39	5,41	5,44	5,45	5,35	5,41	5,42	5,37	5,37	5,37	5,37	5,41	5,45
2,62	2,61	2,62	2,57	2,59	2,64	2,61	2,59	2,56	2,55	2,65	2,59	2,58	2,63	2,63	2,63	2,63	2,59	2,55
0,66	0,65	0,65	0,77	0,71	0,70	0,77	0,67	0,66	0,81	0,69	0,64	0,72	0,64	0,65	0,65	0,72	0,63	0,72
0,38	0,39	0,38	0,35	0,39	0,42	0,38	0,32	0,34	0,29	0,34	0,39	0,37	0,37	0,39	0,41	0,44	0,34	0,32
2,45	2,39	2,45	2,30	2,31	2,32	2,34	2,48	2,38	2,26	2,38	2,41	2,33	2,46	2,41	2,41	2,35	2,43	2,30
0,04	0,06	0,04	0,04	0,05	0,00	0,05	0,06	0,04	0,04	0,04	0,02	0,05	0,05	0,06	0,04	0,04	0,04	0,05
1,98	2,00	2,03	1,97	1,97	2,04	1,89	2,01	2,08	2,06	2,11	2,04	1,97	2,05	2,01	1,99	1,85	2,12	2,09
0,49	0,52	0,48	0,58	0,55	0,50	0,52	0,50	0,60	0,66	0,45	0,53	0,56	0,48	0,47	0,45	0,48	0,55	0,63
1,67	1,71	1,66	1,65	1,71	1,67	1,71	1,68	1,65	1,62	1,71	1,66	1,67	1,64	1,70	1,72	1,77	1,60	1,62
4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
0,00	0,00	0,09	0,19	0,14	0,00	0,05	0,00	0,14	0,00	0,14	0,00	0,14	0,00	0,14	0,14	0,00	0,00	0,00
0,00	0,05	0,05	0,05	0,03	0,00	0,05	0,05	0,05	0,05	0,03	0,00	0,05	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,05
19,68	19,71	19,68	19,66	19,68	19,64	19,65	19,73	19,73	19,72	19,72	19,69	19,67	19,69	19,68	19,67	19,64	19,71	19,72
3,28	3,26	3,27	3,35	3,30	3,34	3,38	3,26	3,22	3,35	3,34	3,23	3,30	3,27	3,28	3,28	3,35	3,22	3,27
0,55	0,54	0,55	0,54	0,54	0,53	0,55	0,55	0,53	0,52	0,53	0,54	0,54	0,55	0,55	0,55	0,56	0,53	0,52

[illegible]

SiO ₂	61,1	60,4	60,2	59,8	60,65	60,15	61,1	60,5	60,5	60,9	60,9	60,5	61,4	60,5
Al ₂ O ₃	25	25,5	25,9	26,1	25,4	25,8	24,9	25,5	25,5	25,4	25,4	25,5	24,2	25,5
K ₂ O	0,3											0,2	2,1	
Na ₂ O	7,3	7,2	6,7	6,7	7,1	6,95	7,5	7,2	7	6,9	7,3	7,3	6,5	7
CaO	6,3	6,9	7,2	7,4	6,8	7,1	6,4	6,8	7	6,7	6,4	6,6	5,7	7
Total	100	100	100	100	99,95	100	99,9	100	100	99,9	100	100,1	99,9	100
%An	45,32	48,94	51,80	52,48	48,92	50,53	46,04	48,57	50,00	49,26	46,72	46,81	39,86	50,00
%Ab	52,52	51,06	48,20	47,52	51,08	49,47	53,96	51,43	50,00	50,74	53,28	51,77	45,45	50,00
%Or	2,16	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,42	14,69	-

Lc50_P1	Lc50_P1	Lc50_P1	Lc50_P1	Lc50_P1	Lc50_P1	Lc50_P1	Lc50_P1	Lc50_P1	Lc50_P1	Lc50_P1	Lc50_P1	Lc50_P1	Lc50_P1	Lc50_P1	Lc50_P1	Lc50_P1
_56	_57	_65	_66	_67	_68	_69	_70	_73	_74	_81	_82	_83	_85	_92	_93	_94
centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro
61,5	59,8	60,1	59,7	61	60	60,3	59,8	59,8	59,6	60,5	59,9	59,5	59,7	60,7	68,3	59,6
24,7	25,6	25,6	25,9	25,4	25,7	25,5	25,5	25,9	25,9	25,4	25,7	25,9	25,9	25,5	26	26,1
	0,1	0,2		0,2		0,2	0,2					0,2	0,2	0,3		
7,7	7,7	7,6	7,4	7	7,8	7,4	7,5	7,5	7,4	7,8	7,6	7,3	7,4	7,6	5,2	7,6
6,1	6,7	6,4	6,9	6,4	6,5	6,6	6,7	6,7	7,1	6,3	6,9	7	6,8	5,9		6,8
100	99,9	99,9	99,9	100	100	100	99,7	99,9	100	100	100,1	99,9	100	100	99,5	100,1
44,20	46,21	45,07	48,25	47,06	45,45	46,48	46,53	47,18	48,97	44,68	47,59	48,28	47,22	42,75	0,00	47,22
55,80	53,10	53,52	51,75	51,47	54,55	52,11	52,08	52,82	51,03	55,32	52,41	50,34	51,39	55,07	100,00	52,78
-	0,69	1,41	-	1,47	-	1,41	1,39	-	-	-	-	1,38	1,39	2,17	-	-

ANEXO D. Composição Química dos Zircões presentes em granada-biotita xisto com cordierita.

Amostra	Lc-50_Zr-17	Lc-50_Zr-34	Lc-50_Zr-98	Lc-50_Zr-109	Lc-50_Zr-134	Lc-50_Zr-143
Óxidos (%) / Análise						
SiO ₂	31,7	32,5	32,7	32,8	32,9	32,6
ZrO ₂	65,5	65,6	65,2	65,0	64,6	65,7
HfO ₂	1,4	1,3	1,5	1,8	1,8	1,3
Pb ₂ O ₅	0,1	0,0	0,0			
Yb ₂ O ₃	0,1	0,1	0,0			
Th ₂ O ₃		0,3	0,2	0,4		0,1
FeO	0,5	0,1	0,0			
UO ₂	0,6	0,2	0,3		0,6	0,3
ThO ₂	0,1	0,0	0,0			
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	99,9	100,0

ANEXO E. Composição química de cordieritas presentes em granada-biotita xisto com cordierita.

Amostra	Lc-71B_Crd-29	Lc-71B_Crd-30	Lc-71B_Crd-32	Lc-71B_Crd-33
Óxidos (%) / Análise	Centro	Borda	Centro	Borda
SiO ₂	41,6	41,9	42,1	42,1
Al ₂ O ₃	39,8	39,7	39,4	39,3
FeO	7,7	7,5	7,6	7,6
MgO	6,7	6,7	6,8	6,9
Na ₂ O	1,8	2,2	2,1	2
CaO	1,2	1	1	1,2
TiO ₂	1	1	1,1	0,8
MnO	0,2	0,1	0	0,1
Total	100	100,1	100,1	100

ANEXO F. Composição química mineral das biotitas presentes em granada-biotita paragnaisse (EDS). Fórmula estrutural para a composição da biotita foi calculada assumindo 22 átomos de oxigênios. C – Centro; B – Borda.

Amostra	Lc-41-21	Lc-41-22	Lc-41-32	Lc-41-33	Lc-41-43	Lc-41-44	Lc-41-53	Lc-41-54	Lc-41-55	Lc-41-56	Lc-41-61	Lc-41-62	Lc-41-65	Lc-41-66	Lc-41-70
Óxidos (%)	centro	borda	centro	borda	borda	centro	centro	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda
SiO ₂	36,96	36,77	36,67	36,58	36,48	37,25	36,96	37,06	35,71	37,06	36,96	36,38	37,06	35,52	37,25
TiO ₂	3,55	3,94	3,26	3,26	3,17	3,07	4,03	3,65	2,59	3,46	3,46	3,74	3,36	3,84	3,36
Al ₂ O ₃	15,55	15,26	16,03	15,94	16,13	16,70	16,13	16,32	16,32	15,74	16,13	15,84	15,26	15,36	14,69
FeO	20,06	19,87	19,68	20,16	20,26	19,49	19,20	18,62	20,83	19,39	19,20	20,06	19,97	20,16	19,20
MnO	0,38	0,38	0,38	0,38	0,29	0,48	0,00	0,29	0,29	0,38	0,29	0,29	0,48	0,29	0,38
MgO	10,08	10,08	10,37	10,27	10,08	9,50	9,89	10,27	10,27	10,66	10,46	10,18	10,66	9,98	10,75
K ₂ O	9,41	9,60	9,50	9,41	9,60	9,31	9,70	9,70	9,89	9,41	9,50	9,50	9,22	9,02	9,02
Li ₂ O*	1,06	1,00	0,97	0,95	0,92	1,14	1,06	1,08	0,70	1,08	1,06	0,89	1,08	0,64	1,14
H ₂ O*	3,89	3,85	3,88	4,00	3,90	3,90	4,02	4,03	3,83	3,98	3,95	3,99	4,01	3,82	3,95
Subtotal	101,24	101,06	101,06	100,94	101,01	101,25	100,98	101,02	100,73	101,26	101,21	100,88	101,10	98,84	99,85
O=F,Cl	0,11	0,13	0,11	0,00	0,08	0,11	0,00	0,00	0,11	0,04	0,06	0,00	0,00	0,06	0,02
Total	101,14	100,93	100,95	100,94	100,93	101,14	100,98	101,02	100,62	101,22	101,14	100,88	101,10	98,78	99,82
Si	5,53	5,52	5,49	5,49	5,48	5,55	5,51	5,51	5,42	5,52	5,50	5,47	5,54	5,46	5,61
Al ^{iv}	2,47	2,48	2,51	2,51	2,52	2,45	2,49	2,49	2,58	2,48	2,50	2,53	2,46	2,54	2,39
Al ^{vi}	0,27	0,22	0,32	0,31	0,34	0,48	0,34	0,37	0,34	0,28	0,34	0,27	0,23	0,25	0,22
Ti	0,40	0,44	0,37	0,37	0,36	0,34	0,45	0,41	0,30	0,39	0,39	0,42	0,38	0,44	0,38
Fe	2,51	2,49	2,47	2,53	2,55	2,43	2,39	2,32	2,65	2,41	2,39	2,52	2,50	2,59	2,42
Mn	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04	0,06	0,00	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,06	0,04	0,05
Mg	2,25	2,26	2,32	2,30	2,26	2,11	2,20	2,28	2,33	2,37	2,32	2,28	2,37	2,29	2,42
Li*	0,64	0,60	0,59	0,57	0,55	0,68	0,63	0,65	0,43	0,65	0,63	0,54	0,65	0,40	0,69
K	1,80	1,84	1,82	1,80	1,84	1,77	1,84	1,84	1,92	1,79	1,81	1,82	1,76	1,77	1,73
OH*	3,88	3,86	3,88	4,00	3,90	3,88	4,00	4,00	3,88	3,95	3,93	4,00	4,00	3,93	3,97

F	0,09	0,14	0,09	0,00	0,10	0,05	0,00	0,00	0,10	0,05	0,05	0,00	0,00	0,05	0,00
Cl	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,03	0,03
Total	19,91	19,91	19,92	19,92	19,93	19,87	19,86	19,89	19,99	19,93	19,91	19,89	19,94	19,78	19,91
Al ^{total}	2,74	2,70	2,83	2,82	2,86	2,93	2,83	2,86	2,92	2,76	2,83	2,80	2,69	2,79	2,61
Fe/Fe+Mg	0,53	0,53	0,52	0,52	0,53	0,53	0,52	0,50	0,53	0,51	0,51	0,53	0,51	0,53	0,50

Amostra	Lc-71_B-22	Lc-71_B-23	Lc-71_B-26	Lc-71_B-27	Lc-71_B-31	Lc-71_B-34	Lc-71_B-37	Lc-71_B-42	Lc-71_B-45	Lc-71_B-46	Lc-71_B-50	Lc-71_B-51
Óxidos (%)	Centro	centro	centro	centro	Centro	cento	centro	Centro	centro	centro	centro	centro
SiO ₂	36,29	36,00	36,00	36,00	35,81	36,10	35,62	36,10	35,42	36,10	35,62	36,00
TiO ₂	2,56	3,07	3,17	2,88	2,78	3,17	3,17	2,88	3,07	2,98	2,98	2,78
Al ₂ O ₃	19,68	19,78	19,39	19,10	19,58	19,87	19,30	19,49	19,49	19,58	19,20	19,49
FeO	19,10	19,30	20,26	20,83	20,35	20,16	20,26	19,87	20,26	19,87	20,64	20,26
MnO	0,29	0,29	0,38	0,48	0,38	0,00	0,38	0,38	0,48	0,38	0,38	0,00
MgO	8,35	8,06	7,68	7,78	7,87	7,68	8,16	8,16	7,97	7,87	7,87	8,26
K ₂ O	9,12	8,93	9,02	8,93	8,93	9,02	9,12	9,02	8,74	9,02	8,64	8,83
Li ₂ O*	0,86	0,78	0,78	0,78	0,72	0,81	0,67	0,81	0,61	0,81	0,67	0,78
H ₂ O*	3,96	3,71	3,86	3,86	3,86	3,88	3,78	3,76	3,83	3,87	3,83	3,86
Subtotal	101,04	100,66	100,95	101,04	100,64	101,09	101,02	101,14	100,27	100,89	100,23	100,66
O=F,Cl	0,07	0,27	0,13	0,13	0,12	0,13	0,19	0,23	0,13	0,13	0,13	0,13
Total	100,97	100,39	100,82	100,91	100,52	100,96	100,83	100,91	100,14	100,76	100,10	100,53
Si	5,38	5,38	5,38	5,40	5,37	5,37	5,34	5,38	5,34	5,39	5,37	5,38
Al ^{iv}	2,62	2,62	2,62	2,60	2,63	2,63	2,66	2,62	2,66	2,61	2,63	2,62
Al ^{vi}	0,82	0,86	0,80	0,77	0,83	0,86	0,75	0,81	0,80	0,84	0,79	0,82
Ti	0,35	0,35	0,36	0,32	0,31	0,35	0,36	0,32	0,35	0,33	0,34	0,31
Fe	2,37	2,41	2,53	2,61	2,55	2,51	2,54	2,48	2,55	2,48	2,60	2,53
Mn	0,04	0,04	0,05	0,06	0,05	0,00	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05	0,00
Mg	1,85	1,80	1,71	1,74	1,76	1,70	1,82	1,81	1,79	1,75	1,77	1,84

Li*	0,51	0,47	0,47	0,47	0,44	0,48	0,40	0,48	0,37	0,48	0,41	0,47
K	1,73	1,70	1,72	1,71	1,71	1,71	1,74	1,72	1,68	1,72	1,66	1,68
OH*	3,92	3,70	3,85	3,85	3,87	3,86	3,78	3,74	3,85	3,85	3,85	3,85
F	0,06	0,25	0,09	0,09	0,10	0,09	0,15	0,20	0,10	0,09	0,10	0,09
Cl	0,03	0,06	0,05	0,05	0,03	0,05	0,06	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05
Total	19,67	19,62	19,65	19,68	19,66	19,63	19,67	19,68	19,61	19,66	19,62	19,66
Al ^{total}	3,44	3,48	3,42	3,37	3,46	3,49	3,41	3,43	3,46	3,45	3,41	3,44
Fe/Fe+Mg	0,56	0,57	0,60	0,60	0,59	0,60	0,58	0,58	0,59	0,59	0,60	0,58

ANEXO G. Composição química mineral dos anfibólios presentes em anfibolitos da área de estudo. Fórmula estrutural calculada assumindo 23 átomos de oxigênio.

Amostras/ Óxidos	SI419_C1_1	SI419_C1_2	SI419_C2_1	SI419_C3_1	SI419_C3_2	SI419_C4_1	SI419_C5_1	SI419_C5_2	SI419_C5_3	SI419_C4_2	SI419_C4_3
SiO ₂	45,01	44,67	44,49	44,61	40,8	44,39	43,8	43,09	43,27	54,23	53,87
TiO ₂	1,01	0,78	0,68	0,84	0,3	0,83	0,77	0,64	0,51	0,17	0,14
Al ₂ O ₃	13,34	12,58	12,77	12,76	14,11	12,82	12,74	13,57	13,03	3,45	1,7
Fe ₂ O ₃	0	1,82	1,5	0,39	-	1,08	2,25	2,07	1,16	1,65	-
FeO	12,91	11,84	11,65	13,27	15,88	12,94	12,08	12,98	13,95	10,1	7,76
MnO	0,23	0,22	0,24	0,14	0,25	0,34	0,14	0,25	0,18	0,18	0,26
MgO	11,09	11,74	11,71	11,11	12,82	11,14	11,15	10,13	10,26	15,96	12,8
CaO	12,92	12,26	12,21	12,15	8,23	12,26	11,97	11,82	12,2	12,49	24,39
Na ₂ O	1,12	1,36	1,25	1,25	0,73	1,37	1,27	1,31	1,22	0,32	0,39
K ₂ O	1,09	1,07	1,2	1,28	0,69	1,18	1,33	1,35	1,41	0,17	0,02
H ₂ O*	2,06	2,05	2,04	2,04	2,04	2,04	2,03	2,01	2,01	2,12	2,13
Total	100,78	100,4	99,74	99,84	97,6	100,38	99,52	99,21	99,18	100,84	103,45
Fórmula estrutural											
Si	6,54	6,52	6,53	6,56	6,01	6,51	6,48	6,42	6,47	7,66	7,59
Al ^{iv}	1,46	1,48	1,47	1,44	1,99	1,49	1,52	1,58	1,53	0,34	0,28
Al ^{vi}	0,83	0,69	0,74	0,78	0,46	0,73	0,7	0,8	0,76	0,23	-

Ti	0,11	0,09	0,07	0,09	0,03	0,09	0,09	0,07	0,06	0,02	0,01
Fe ³⁺	-	0,2	0,17	0,04	1,96	0,12	0,25	0,23	0,13	0,18	-
Fe ²⁺	1,57	1,45	1,43	1,63	-	1,59	1,49	1,62	1,74	1,19	0,91
Mn	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,04	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03
Mg	2,4	2,56	2,56	2,44	2,81	2,43	2,46	2,25	2,29	3,36	2,69
Ca	2,01	1,92	1,92	1,92	1,3	1,93	1,9	1,89	1,95	1,89	3,68
Na	0,32	0,38	0,35	0,36	0,21	0,39	0,36	0,38	0,35	0,09	0,11
K	0,2	0,2	0,22	0,24	0,13	0,22	0,25	0,26	0,27	0,03	0
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
OH*	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Total	17,46	17,5	17,5	17,51	16,92	17,54	17,51	17,52	17,58	17,01	17,31
Calc.	Σ13	Σ13	Σ13	Σ13	Σ13	Σ13	Σ13	Σ13	Σ13	Σ13	Σ13
Grupo	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca
(Ca+Na) (B)	2,01	2	2	2	1,51	2	2	2	2	1,98	3,68
Na (B)	0	0,08	0,08	0,08	0,21	0,07	0,1	0,11	0,05	0,09	-
(Na+K) (A)	0,52	0,5	0,5	0,51	0,13	0,54	0,51	0,52	0,58	0,03	0,11
Mg/(Mg+Fe ²)	0,6	0,64	0,64	0,6	1	0,61	0,62	0,58	0,57	0,74	0,75
Fe ³ /(Fe ³ +Al ^{vi})	0	0,23	0,18	0,05	0,81	0,14	0,26	0,22	0,15	0,43	0
Sum of S2	12,94	13	13	13	13,29	13	13	13	13	13	11,52

Amostras/	Lc- 54-4	Lc- 54-5	Lc- 54-6	Lc- 54-7	Lc- 54-11	Lc- 54-12	Lc- 54-17	Lc- 54-18	Lc- 54-29	Lc- 54-30	Lc- 54-35	Lc- 54-36	Lc- 54-39	Lc- 54-40	Lc- 54-45	Lc- 54-46	Lc- 54-51	Lc- 54-52	Lc- 54-53	Lc- 54-54	Lc- 54-56
Óxidos	centr o	bord a	centr o	bord a	centr o	borda	centr o	borda	centr o	borda	centr o	borda	centr o	borda	centr o	borda	centr o	borda	centr o	borda	centr o
SiO ₂	42,8 3	43,8 1	42,8 3	43,1 2	42,83	44,30	43,51	44,30	42,83	44,20	43,02	44,59	42,63	43,71	42,73	43,81	42,92	43,71	43,12	43,71	44,39
TiO ₂	1,18	1,18	1,27	1,18	1,18	1,18	1,18	0,98	0,98	0,98	1,18	0,98	1,18	1,08	1,37	1,18	1,18	1,08	1,27	1,08	1,37
Al ₂ O ₃	11,5 6	11,1 7	11,8 6	11,4 7	11,47	10,58	10,98	10,68	11,27	10,88	11,96	10,68	11,66	10,78	11,96	10,68	11,96	11,07	11,66	10,98	11,66

FeO	19,3 0	18,9 2	19,4 1	19,2 1	19,51	18,62	19,41	18,92	20,39	19,11	18,92	18,72	19,60	19,41	19,31	19,11	19,70	19,11	19,21	19,02	18,23
MnO	0,39	0,39	0,39	0,29	0,39	0,29	0,39	0,20	0,39	0,20	0,29	0,29	0,29	0,29	0,29	0,29	0,39	0,39	0,29	0,39	0,39
MgO	9,21	9,31	8,92	9,11	9,11	9,70	9,21	9,60	9,51	9,41	9,21	10,00	9,02	9,31	8,82	9,41	8,53	9,31	8,92	9,51	9,02
CaO	11,2 7	11,0 7	11,1 7	11,2 7	11,17	11,27	10,98	11,07	10,49	11,37	11,07	10,88	11,17	10,98	10,98	11,17	11,07	11,07	11,27	11,07	10,78
Na2O	1,27	1,08	1,18	1,27	1,27	1,08	1,27	1,47	1,08	1,08	1,27	0,88	1,37	1,27	1,47	1,27	1,18	1,27	1,37	1,27	1,37
K2O	0,98	0,98	1,08	1,08	0,98	0,98	0,98	0,88	0,98	0,88	1,08	0,88	0,98	1,08	1,08	0,98	1,08	0,88	0,98	0,88	0,88
F	0,20	0,30	0,00	0,00	0,00	0,20	0,00	0,20	0,00	0,30	0,00	0,00	0,00	0,20	0,00	0,20	0,00	0,20	0,00	0,10	0,00
Cl	0,00	0,20	0,00	0,10	0,00	0,10	0,00	0,20	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,10	0,10	0,10	0,10	0,00	0,00	0,20	0,00
H2O*	1,92	1,83	2,02	1,99	2,02	1,91	2,02	1,88	2,04	1,86	2,03	2,05	2,01	1,90	1,99	1,90	1,99	1,93	2,02	1,93	2,03
Total	98,1 1	98,2 4	98,1 0	98,0 8	97,91	98,19	97,91	98,37	97,91	98,35	98,00	97,90	97,91	98,10	98,08	98,10	98,08	98,03	98,10	98,12	98,10
Fórmula estrutural																					
Si	6,40	6,59	6,40	6,46	6,41	6,60	6,51	6,62	6,38	6,58	6,42	6,61	6,39	6,54	6,43	6,55	6,43	6,53	6,46	6,52	6,59
Al iv	1,60	1,41	1,60	1,54	1,59	1,40	1,49	1,38	1,62	1,42	1,58	1,39	1,61	1,46	1,57	1,45	1,57	1,47	1,54	1,48	1,41
Al vi	0,38	0,43	0,43	0,42	0,37	0,39	0,37	0,41	0,25	0,43	0,46	0,38	0,39	0,37	0,45	0,38	0,48	0,41	0,45	0,38	0,57
Fe ³⁺	0,86	0,83	0,84	0,74	0,88	0,73	0,87	0,73	1,44	0,74	0,83	1,04	0,86	0,84	0,76	0,75	0,80	0,83	0,68	0,87	0,62
Fe ²⁺	1,54	1,51	1,57	1,65	1,54	1,57	1,54	1,61	1,07	1,62	1,51	1,25	1,58	1,57	1,64	1,62	1,65	1,54	1,71	1,48	1,63
Mn	0,05	0,05	0,05	0,04	0,05	0,04	0,05	0,02	0,05	0,02	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05	0,04	0,05	0,05
Mg	2,04	2,05	1,97	2,02	2,02	2,14	2,04	2,12	2,08	2,07	2,03	2,18	2,00	2,06	1,96	2,08	1,89	2,06	1,98	2,10	1,98
Ca	1,79	1,75	1,78	1,80	1,78	1,78	1,74	1,75	1,65	1,80	1,76	1,71	1,78	1,75	1,75	1,78	1,76	1,76	1,80	1,76	1,70
Na	0,37	0,31	0,34	0,37	0,37	0,31	0,37	0,42	0,31	0,31	0,37	0,25	0,40	0,37	0,42	0,37	0,34	0,37	0,40	0,37	0,39
K	0,19	0,18	0,20	0,20	0,19	0,18	0,19	0,17	0,18	0,17	0,20	0,16	0,19	0,20	0,20	0,19	0,20	0,17	0,19	0,17	0,17
F	0,09	0,14	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,09	0,00	0,14	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,09	0,00	0,09	0,00	0,05	0,00
Cl	0,00	0,05	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,05	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,03	0,03	0,00	0,00	0,05	0,00
OH*	1,91	1,81	2,00	1,97	2,00	1,88	2,00	1,86	2,00	1,83	2,00	2,00	2,00	1,88	1,97	1,88	1,97	1,91	2,00	1,90	2,00
Total																					
Grupo	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca

(Ca+Na) (B)	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	1,96	2,00	2,00	1,96	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na (B)	0,21	0,25	0,22	0,20	0,22	0,22	0,26	0,25	0,31	0,20	0,24	0,25	0,22	0,25	0,25	0,22	0,24	0,24	0,20	0,24	0,30
(Na+K) (A)	0,35	0,25	0,32	0,37	0,33	0,28	0,30	0,34	0,18	0,28	0,33	0,16	0,36	0,32	0,38	0,33	0,31	0,29	0,38	0,29	0,26
Mg/(Mg+F e ²⁺)	0,57	0,58	0,56	0,55	0,57	0,58	0,57	0,57	0,66	0,56	0,57	0,64	0,56	0,57	0,54	0,56	0,53	0,57	0,54	0,59	0,55
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Al vi)	0,69	0,66	0,66	0,64	0,70	0,65	0,70	0,64	0,85	0,63	0,64	0,73	0,69	0,69	0,63	0,67	0,63	0,67	0,60	0,70	0,52
Sum of S2	13,0 0	13,0 0	13,0 0	13,0 0	13,00	13,00	13,00	13,00	13,00	13,00	13,00	13,00	13,00	13,00	13,00	13,00	13,00	13,00	13,00	13,00	13,00

ANEXO H. Composição química mineral dos feldspatos presentes anfibolitos.

Amostra/ óxidos	SI419_C1 pl 1	SI419_C1 pl 2	SI419_C2 pl 1	SI419_C3 pl 1	SI419_C3 pl 2	SI419_C5 pl 1	SI419_C5 pl 2
SiO ₂	57,31	57,81	55,99	56,39	56,12	55,66	56,22
TiO ₂	0,07	0,11	0,09	0,27	-	-	-
Al ₂ O ₃	27,72	27,53	28,73	28,63	28,43	28,48	28,77
FeO	0,04	0,03	0,05	0,04	0,1	0,01	0,04
CaO	9,45	8,94	10,3	10,56	10,56	10,73	10,76
Na ₂ O	6,14	6,54	5,52	5,46	5,45	5,41	5,46
K ₂ O	0,16	0,17	0,18	0,22	0,16	0,19	0,14
Fórmula Estrutural							
Si	10,19	10,25	9,98	9,99	10,02	9,98	9,98
Ti	0,01	0,02	0,01	0,04	-	-	-
Al	5,81	5,75	6,04	5,98	5,98	6,02	6,02
Fe ²⁺	0,01	-	0,01	0,01	0,02	-	0,01
Ca	1,8	1,7	1,97	2	2,02	2,06	2,05
Na	2,12	2,25	1,91	1,88	1,89	1,88	1,88
K	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,03
Total	19,97	20	19,96	19,94	19,95	19,98	19,96

An	45,51	42,64	50,21	51,01	51,22	51,72	51,74
Ab	53,56	56,41	48,72	47,74	47,85	47,18	47,49
Or	0,93	0,95	1,07	1,25	0,93	1,1	0,77

Amostra/	Lc- 54_Pl- 1	Lc- 54_Pl- 2	Lc- 54_Pl- 3	Lc- 54_Pl- 8	Lc- 54_Pl- 9	Lc- 54_Pl- 15	Lc- 54_Pl- 16	Lc- 54_Pl- 19	Lc- 54_Pl- 20	Lc- 54_Pl- 23	Lc- 54_Pl- 24	Lc- 54_Pl- 37	Lc- 54_Pl- 38	Lc- 54_Pl- 41	Lc- 54_Pl- 21	Lc- 54_Pl- 22
óxidos	centro	int	borda	ceentro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro
SiO ₂	58,2	56,7	56,7	56,1	58,7	57,6	59,1	57,3	59	58,4	57,4	57,9	55,9	58,4	60,9	55,9
Al ₂ O ₃	27,1	28,1	28	28,3	26,4	27,5	26,4	27,3	26,4	26,4	27,2	27	28,4	27	27,7	29,4
CaO	8,9	9,7	9,6	10,2	8,2	9	7,3	9,3	7	8,3	9,3	8,5	10	8,3	1,4	3,3
Na ₂ O	5,8	5,4	5,7	5,3	6,5	5,9	6,7	5,9	7	6,4	5,7	6,4	5,4	6,2	5,4	4,8
K ₂ O	-	-	-	0,2	0,2	-	0,5	0,1	0,1	-	-	0,2	-	-	4,2	5,6
Fórmula Estrutural																
Si	2,62	2,56	2,55	2,53	2,63	2,59	2,65	2,58	2,65	2,64	2,60	2,60	2,53	2,63	2,75	2,53
Al	1,44	1,50	1,49	1,50	1,40	1,46	1,39	1,45	1,40	1,40	1,45	1,43	1,51	1,43	1,47	1,57
Ca	0,43	0,47	0,46	0,49	0,39	0,43	0,35	0,45	0,34	0,40	0,45	0,41	0,48	0,40	0,07	0,16
Na	0,51	0,47	0,50	0,46	0,57	0,51	0,58	0,52	0,61	0,56	0,50	0,56	0,47	0,54	0,47	0,42
K	-	-	-	0,01	0,01	-	0,03	0,01	0,01	-	-	0,01	-	-	0,24	0,32
Total	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
An	45,89	49,82	48,21	50,93	40,59	45,74	36,46	46,28	35,38	41,75	47,41	41,83	50,58	8,07	8,66	17,69
Ab	54,11	50,18	51,79	47,89	58,23	54,26	60,56	53,13	64,02	58,25	52,59	57,00	49,42	57,48	60,42	46,56
Or	-	-	-	1,19	1,18	-	2,97	0,59	0,60	-	-	1,17	-	34,45	30,92	35,74

Anexo I. Composição representativa de geoquímica de rocha total dos anfibolitos e do Plúton Ouro Branco.

Unidade	Granada-biotita xisto							Paragnaisse			Mesossomas Paragnáissicos						
Amostra	LC-42	LC-36	LC-50	LC-32	LC-35	LC-70-A	LC-60	LC-31	LC-71-A	LC-41	LC-40	LC-46	LC-52	LC-64-A	LC-62	LC-18	LC-16
Óxidos (%)																	
SiO ₂	67,4	68,9	66,4	76	73,6	69,5	62,5	54,4	65,8	55,7	70,7	66,5	64,8	57,2	66,9	54,3	67,2
Al ₂ O ₃	13,7	11,8	13,75	12,8	9,03	13,1	14,8	18,95	15,3	16,2	15,6	14,25	14,35	16,55	14,8	16,35	13,7
MnO	0,17	0,1	0,14	0,14	0,1	0,07	0,22	0,21	0,16	0,15	0,03	0,12	0,1	0,12	0,1	0,2	0,09
MgO	2,92	2,3	2,91	0,63	2,22	1,05	3,39	1,65	2,53	4,55	0,57	2,01	2,87	3,93	2,13	4,53	2,43
CaO	1,97	1,72	2,18	2,65	1,73	2,12	1,74	3,83	1,68	5,36	1,82	3,65	1,94	4,55	3,35	7,56	1,91
Na ₂ O	2,23	2,07	2,43	3,39	0,63	3,24	2,3	7,06	3,31	3,49	4,61	3,37	3,35	3,91	4,36	3,01	3,12
K ₂ O	2,95	2,29	2,74	1,34	2,02	2,75	3,73	2,53	3,07	2,37	3,28	2,94	2,98	2,54	1,49	1,76	2,66
TiO ₂	1,17	0,95	1,05	0,28	1	0,7	1,2	0,5	0,95	0,79	0,37	0,79	0,91	1,04	0,31	1,28	0,89
P ₂ O ₅	0,29	0,18	0,2	0,03	0,12	0,16	0,04	1,85	0,16	0,21	0,09	0,14	0,19	0,35	0,22	0,25	0,21
Fe ₂ O ₃	7,52	6,05	7,17	2,38	6,11	4,33	9,55	5,05	6,82	8,42	1,88	6,06	6,63	7,01	4,41	10,7	6,34
Lol	1,12	0,94	1,18	0,57	1	0,43	1,85	0,7	2,04	0,82	0,85	0,51	0,72	0,75	1,23	0,67	1,57
Total	101,4	97,3	100,1	100,2	97,6	97,5	101,3	96,7	101,2	98,1	99,8	100,3	98,84	97,95	99,3	100,6	100,1
(ppm)																	
Ba	890	717	590	770	507	789	1825	364	520	448	1285	1010	335	1180	347	509	442
Cs	7,6	5,1	11,15	7,15	5,23	21,5	13,95	68,1	34,5	7,14	6,19	11,1	10,5	8,39	7,13	5,12	9,19
Ga	18,5	19,5	17,3	28,7	12,4	20,5	26,2	51,4	20,1	29,4	28,1	24,8	22,7	23,2	19,6	23,2	25,9
Hf	7,1	7	6	15,4	6,7	8,5	9,5	5,2	6,9	5,6	5,7	10	6,8	6,5	2,7	4	6,5
Nb	16,5	15,5	14,8	42,8	11,1	17,5	30,7	140,5	19,5	15,5	11	20,4	16	14,4	10,5	7,4	29,1
Rb	129	103,5	153	101	107	119,5	225	474	353	134	195,5	164	324	189	114,5	113,5	216
Sr	182,5	163,5	132,5	291	82,4	310	531	470	207	397	387	603	148	1740	382	269	219
Ta	1,1	1,2	1,1	2,7	1	1,5	1,7	60,5	1,5	0,9	1	1,7	1,4	1,1	1	0,5	2,3
Th	10,8	10,4	9,98	19,75	5,69	18,45	26,2	5,23	11,85	6,1	15,5	11,5	12,1	14	8,36	6,82	11,75
U	1,83	2,75	2,17	3,71	1,14	2,55	2,59	3,34	3,67	1,54	2,13	3,73	5,66	2,01	3,79	1,95	2,63
V	131	134	135	17	136	38	218	66	110	147	35	96	133	133	84	258	114
W	434	605	1065	574	1390	1180	955	362	1175	320	1280	532	510	251	661	302	867

Zr	285	249	218	489	254	273	328	146	243	191	191	358	219	239	89	145	216
Y	29,4	34,2	32,2	73,1	21,9	63,2	57,9	41,6	35,6	30,5	11,7	52,8	44,2	25,4	18,4	30,2	11,5
La	34,5	40,4	35,7	68,1	22,7	58,4	54,6	33,1	37,9	28,2	34,9	46,2	36,1	45,2	16	24,1	39,6
Ce	67,9	85	72,2	163,5	43,8	111	113	64,1	77,7	60,6	65	94,7	75,4	86,6	36,6	56,8	76,1
Pr	8,31	9,83	8,97	18,2	5,84	15,25	12,2	6,99	9,52	6,82	7,93	11,75	8,57	9,69	4,35	7,3	8,91
Nd	32,4	38	36	67,3	22,3	58,9	46,6	24,1	35,5	28,3	29,9	45,7	35,2	35,2	17,4	29,1	32,9
Sm	5,95	7,49	7,31	13,85	5,27	11,95	8,74	5,7	6,82	6,43	5,4	10,15	7,13	6,94	3,62	6,45	5,66
Eu	1,23	1,52	1,25	2,66	1,09	1,93	1,72	1,31	1,39	1,45	1,1	2,08	1,35	1,5	0,78	1,58	0,82
Gd	5,41	6,86	5,87	13,45	4,2	12,55	8,1	5,78	6,72	6,26	3,51	8,99	7,06	6,19	3,09	5,95	3,45
Tb	0,83	1,05	1,05	2,34	0,65	1,99	1,29	1,02	0,99	1,01	0,45	1,48	1,18	0,95	0,53	0,99	0,5
Dy	5,4	6,08	6,25	13,6	4,24	12,2	8,33	6,6	6,04	5,99	2,16	9,03	7,44	5,14	2,88	5,65	2,48
Ho	1,07	1,32	1,19	3	0,79	2,31	2,12	1,19	1,36	1,09	0,41	1,97	1,52	1,02	0,58	1,06	0,39
Er	2,61	3,34	3,07	8,3	2,31	6,62	6,77	4,04	4,09	3,09	1,04	5,97	4,9	2,71	1,64	3,17	0,98
Tm	0,47	0,58	0,56	1,33	0,39	0,92	1,16	0,76	0,63	0,49	0,2	0,82	0,8	0,42	0,34	0,54	0,21
Yb	3,21	3,17	3,16	8,38	2,15	5,79	7,93	3,76	3,77	2,84	0,94	5,57	4,93	2,33	1,57	3,02	0,85
Lu	0,47	0,48	0,41	1,3	0,38	0,72	1,26	0,57	0,59	0,37	0,15	0,72	0,79	0,35	0,25	0,46	0,12

Anexo J. Composição representativa de geoquímica de rocha total dos anfibolitos e do plúton Ouro Branco.

Unidade	Anfibolito					Ouro Branco		
Amostra	LC-54	SI-800	LC-34	SI-803	SI-802	LC-69	LC-68	LC-66
Óxidos (%)								
SiO ₂	48,9	54,7	49,4	47,6	47,3	72,8	71,3	73
Al ₂ O ₃	13,3	13,25	13,15	14,95	12,95	14,4	14,2	14,9
MnO	0,24	0,13	0,19	0,2	0,18	0,04	0,03	0,03
MgO	6,6	7,03	6,64	8,31	8,43	0,23	0,22	0,2
CaO	10,45	11,9	9,35	10,65	13,2	0,62	0,74	0,82
Na ₂ O	2,16	0,94	2,5	2,05	1,4	3,21	3,21	3,38
K ₂ O	0,82	1,28	0,89	0,52	0,57	5,08	5,05	5,06
TiO ₂	1,41	0,6	0,95	0,46	0,74	0,12	0,1	0,09
P ₂ O ₅	0,14	0,25	0,08	0,05	0,06	0,28	0,22	0,29
Fe ₂ O ₃	14,8	6,35	12,35	11,1	11,05	1,07	1,14	0,88
Lol	0,72	1,14	0,52	1,59	1,34	1,08	0,79	0,75
Total	99,54	97,57	96,02	97,48	97,22	98,93	97	99,4
(ppm)								
Ba	267	415	68,2	132	198,5	267	415	68,2
Cs	0,29	4,89	0,22	2,05	2,67	0,29	4,89	0,22
Ga	18,2	13,8	17,1	12,7	16,9	18,2	13,8	17,1
Hf	2,5	2,8	2	0,5	1,3	2,5	2,8	2
Nb	4,2	9,5	3,1	0,5	2,6	4,2	9,5	3,1
Rb	14,7	56,2	9,5	17,5	41,2	14,7	56,2	9,5
Sr	180	511	150,5	177,5	150	180	511	150,5
Ta	0,2	0,7	0,3	<0.1	0,4	0,2	0,7	0,3
Th	0,54	3,36	0,38	0,25	0,65	0,54	3,36	0,38
U	0,44	1,11	0,38	0,18	0,27	0,44	1,11	0,38
V	424	110	314	225	307	424	110	314
W	201	1350	165	252	272	201	1350	165

Zr	85	109	56	20	39	85	109	56
Y	26,9	14,1	19,7	11	19,3	26,9	14,1	19,7
La	6,2	21,7	3,1	1,9	6,9	6,2	21,7	3,1
Ce	15	41,1	7,8	4,4	10,8	15	41,1	7,8
Pr	2,23	4,92	1,28	0,81	1,85	2,23	4,92	1,28
Nd	11,2	18	6,5	3,8	8	11,2	18	6,5
Sm	3,34	3,07	1,98	1,4	2,3	3,34	3,07	1,98
Eu	1,13	0,93	0,78	0,49	0,82	1,13	0,93	0,78
Gd	4,42	2,87	2,63	1,76	3,28	4,42	2,87	2,63
Tb	0,82	0,43	0,57	0,31	0,54	0,82	0,43	0,57
Dy	5,18	2,83	3,33	2,02	3,5	5,18	2,83	3,33
Ho	1,09	0,53	0,81	0,4	0,68	1,09	0,53	0,81
Er	3,15	1,57	2,14	1,26	2,07	3,15	1,57	2,14
Tm	0,51	0,26	0,38	0,46	0,35	0,51	0,26	0,38
Yb	2,89	1,39	2,35	1,29	1,76	2,89	1,39	2,35
Lu	0,47	0,18	0,35	0,22	0,3	0,47	0,18	0,35