



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA
DEPARTAMENTO DE MINERALOGIA E
PETROLOGIA



Evolução toniana de trondhjemitó em harzburgito do ofiolito Cerro Mantiqueiras, RS.

VITOR MATHEUS FLORES CASAGRANDE DIAS

Porto Alegre, 2021

VITOR MATHEUS FLORES CASAGRANDE DIAS

Evolução toniana de trondhjemitos em harzburgitos do ofiolito Cerro Mantiqueiras, RS.

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientadora: Prof^a. Dr^a. Cassiana R.L. Michelin

Supervisor: Prof. Dr. Léo Afraneo Hartmann

PORTO ALEGRE

2021

CIP - Catalogação na Publicação

Dias, Vitor Matheus Flores Casagrande
Evolução toniana de trondhjemito em harzburgito do
ofiolito Cerro Mantiqueiras, RS / Vitor Matheus Flores
Casagrande Dias. -- 2021.

95 f.

Orientadora: Cassiana Roberta Lizzoni Michelin.

Coorientador: Leo Afraneo Hartmann.

Trabalho de conclusão de curso (Graduação) --
Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de
Geociências, Curso de Geologia, Porto Alegre,
BR-RS, 2021.

1. Ofiolito Cerro Mantiqueiras. 2. Trondhjemito. 3.
Geoquímica. 4. Geocronologia U-Pb. I. Michelin, Cassiana
Roberta Lizzoni, orient.II. Hartmann, Leo Afraneo,
coorient. III. Título.

Universidade Federal do Rio Grande do Sul
Instituto de Geociências
Departamento de Mineralogia e Petrologia
Curso de Graduação em Geologia

A comissão examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso intitulado “**Evolução toniana de trondhjemito em harzburgito do ofiolito Cerro Mantiqueiras, RS.**” elaborado por **VITOR MATHEUS FLORES CASAGRANDE DIAS** como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. Marcus Vinícius Dorneles Remus

Dra. Karine da Rosa Arena

Prof. Dr. Everton Marques Bongioiolo

Porto Alegre, maio de 2021

Agradecimentos

Primeiramente, quero agradecer aos meus pais, Idalina e Edison pelo incentivo ao estudo e por sempre buscarem superar as adversidades. Ainda, agradeço as minhas irmãs, Bruna, Vanessa, Ingrid e Érica e ao meu irmão Gabriel por fazerem parte da minha vida, por servirem de motivação e exemplo. Aos meus sobrinhos Lucas, Érick, Arthur, Anthony, Joaquim e Isaac, pois eles são o futuro.

Aos meus amigos Jeferson, Christiano e Bernardo dos tempos de futebol de pés descalços com goleiras de tijolos na “ruazinha”. Vocês me inspiram até hoje. Ao grupo “Me poupei das palavras” pelos momentos que passamos juntos e pelas risadas que parecem não ter fim. Agradeço à Bruna por me encorajar, me apoiar, pelas risadas, pelo amor e carinho.

Sou grato pelo caminho que descobri e agradeço a Geologia por ter me mudado e mostrado diversos caminhos de crescimento pessoal. Aos amigos que fiz durante a graduação, seria uma lista muito grande citar cada um, mas não posso deixar de agradecer ao meu Grupo de TCI (Priscila, Leonardo e Paulo) e a minha faixa de mapeamento (Bruno, Lucas e João Antônio). As amizades que se forjaram na rocha, eu levarei em meu coração. Sou grato pelos momentos de discussão, inúmeras conversas sem fundamento, desenhos e as horas felizes no Centro Acadêmico. Deixo meu agradecimento ao meu amigo, Vinicius Cruz, pelas provocações geológicas, sugestões e pela revisão atenta.

Ao Prof. Dr. Léo Hartmann pelas oportunidades e pelo conhecimento passado durante meu período como bolsista. Aos colegas de bolsa pelo exemplo de disciplina e de trabalho duro. À Prof^a. Dr^a. Cassiana Michelin pelo suporte, pelas correções e sugestões ao longo de todo trabalho. Por fim, mas não menos importante deixo agradecimento à Dona Ivone, minha avó, pelo carinho e pelo amor passado a mim.

“Queremos ser amados; à falta de amor, queremos ser admirados; à falta de admiração, ser temidos; à falta de sermos temidos, odiados, desprezados. Queremos provocar nos outros esta ou aquela espécie de sentimento. A alma tem horror ao vazio, e quer a todo o custo manter os seus contatos”.

Hjalmar Söderberg

Resumo

A análise das unidades associadas a ofiolitos é chave para o entendimento da evolução geotectônica do Escudo Sul-Riograndense. As relações de campo, petrografia e idade contribuem para um modelo evolutivo do ofiolito Cerro Mantiqueiras (CM). O ofiolito CM é constituído por harzburgito, serpentinito, anfibolito, olivina-antofilita-talco xisto, olivina-talco xisto, cromitito, hornblenda granofels, metachert. Foi obductado em uma associação tonalito-trondhjemitito (Complexo Cambai), sendo o conjunto metamorfozido na fácies anfibolito médio. Este estudo objetiva estabelecer a relação espacial do trondhjemitito nas unidades litoestratigráficas do ofiolito em especial em relação ao harzburgito, caracterizar textura e mineralogia do trondhjemitito, correlacionar aspectos mineralógicos e geoquímicos do trondhjemitito, determinar os elementos traços e a idade U-Pb dos zircões do trondhjemitito. A metodologia consistiu na pesquisa bibliográfica, trabalho de campo para estabelecer e descrever as relações de contatos, na coleta de amostras para laminação e separação de zircão, análise petrográfica (UFRGS) e datação isotópica e determinação de elementos traços em zircão (UFOP). O afloramento de trondhjemitito tem 67 m x 11 m com blocos e matacões métricos a decamétricos, descontínuo e lenticular E- W. O trondhjemitito tem textura grossa e composição predominante de plagioclásio e quartzo. Possui índice de cor M < 5%, minerais alterados em algumas porções. A textura é alotriomórfica inequigranular. O quartzo tem forma amebóide e extinção ondulante, dimensões de 0,3 a 2,0 mm e perfaz 25% do volume total da rocha. O plagioclásio varia de 0,5 a 4,0 mm, é zonado e maclado, apresentando alteração para sericita. Seu hábito varia de primástico curto a grãos anédricos com feições de reabsorção, formando agregados com o quartzo. A hornblenda é rara com até 0,4 mm, dispersa e intersticial. Os acessórios zircão e apatita ocorrem como prismas retangulares curtos, arredondados e inclusos no plagioclásio. A análise geoquímica do trondhjemitito apresentou valores de SiO₂ (>70 wt%), K₂O (<1wt%) Al₂O₃ (<15 wt%). O comportamento dos elementos terras raras (ETR) mostraram enriquecimento em ETR Leves em relação aos ETR pesados no diagrama normalizado por condrito com anomalia positiva de Eu. O plagiogranito é depletado em Nb, e também em Ti, elemento litófilo de raio iônico grande (LILE) e enriquecido em elementos incompatíveis como Cs, Ba e U em relação ao manto primitivo. A geoquímica permite a classificação como plagiogranito oceânico do tipo *East Karmoy*. A Idade U-Pb concórdia em zircão é de 744,44 ± 0,87 Ma (n=57) compatível com a evolução toniana apresentada pelo ofiolito CM. Os elementos traços em zircão mostraram enriquecimento em ETR pesados no diagrama normalizado para condrito. Os dados de elementos traços de zircão registram o processo de fracionamento e são concordantes com os dados do albitito do ofiolito CM.

Palavras-chave: ofiolito Cerro Mantiqueiras, trondhjemitito, geoquímica Geocronologia U-Pb.

Abstract

The analysis of the units associated with ophiolites is key to the understanding of the geotectonic evolution of the Sul-Riograndense Shield. Field data, petrography and age relationships contribute to an evolutionary model of the Cerro Mantiqueiras ophiolite (CM). The CM ophiolite consists of harzburgite, serpentinite, amphibolite, olivine- anthophyllite-talc schist, olivine-talc schist, chromitite, hornblende granofels, metachert. It was obducted in a tonalite-trondhjemite association (Cambaí Complex), with the whole being metamorphosed into the middle amphibolite facies. This study aims to establish the spatial relationship of the trondhjemite in the lithostratigraphic units of the ophiolite in particular in relation to the harzburgite, to characterize textures and mineralogy of the trondhjemite, to correlate mineralogical and geochemical aspects of the trondhjemite, to determine the trace elements and the U-Pb age of the zircons of the trondhjemite. The methodology consisted of literature survey, field work to establish and describe contact relationships, sample collection for zircon lamination and separation, petrographic analysis (UFRGS) and isotopic dating and trace element determination in zircon (UFOP). The trondhjemite outcrop is 67 m x 11 m with metric to decametric, discontinuous and lenticular E- W blocks and boulders. The trondhjemite has coarse texture and predominant composition of plagioclase and quartz. It has color index $M < 5\%$, altered minerals in some portions. The texture is unequigranular allotriomorphic. Quartz is anhedral and has undulating extinction, dimensions 0.3 to 2.0 mm and makes up 25% of the total rock volume. The plagioclase ranges from 0.5 to 4.0 mm, is zoned and twinned, and shows alteration to sericite. Its habit varies from short prismatic to anhedral grains with reabsorption features, forming aggregates with the quartz. Hornblende is rare up to 0.4 mm, dispersed and interstitial. The accessory zircon and apatite occur as short, rounded rectangular prisms included in the plagioclase. Geochemical analysis of the trondhjemite showed values of SiO_2 (>70 wt%), K_2O (<1wt%) Al_2O_3 (<15 wt%). The rare earth element (REE) behavior showed enrichment in Light REE relative to Heavy REE in the chondrite normalized diagram with positive Eu anomaly. The plagiogranite is depleted in Nb, and also in Ti, and enriched in incompatible elements such as Cs, Ba and U relative to the primitive mantle. Geochemistry allows classification as *East Karmoy* type an oceanic plagiogranite. The U-Pb concord age in zircon is 744.44 ± 0.87 Ma (n=57) compatible with the tonian evolution shown by the CM ophiolite. Trace elements in zircon showed enrichment in heavy REE in the normalized diagram for chondrite. The zircon trace element data record the fractionation process and are concordant with the albitite data from the CM ophiolite.

Keywords: Cerro Mantiqueiras ophiolite, trondhjemite, geochemistry, U-Pb geochronology.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de localização da área de estudo. _____	15
Figura 2. Modelo da estratigrafia de ofiolito completo, conforme definição (Anonimus, 1972) modificado de Moores, 2002. _____	19
Figura 3. Modelo de início do processo de subducção. A largura da sola subofiolítica está exagerada para melhor visualização do processo. Modificado de Wakabayashi & Dilek, 2003. _____	24
Figura 4. a) Mapa geológico da porção Sul da Província Mantiqueiras com os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano; b) mapa de detalhe do Escudo Sul-rio-grandense. Modificado de Hartmann et al. 2018. _____	28
Figura 5. Mapa Geológico simplificado modificado de Hartmann, 2003. _____	31
Figura 6. Esquema de idades associados aos litotipos presentes na Região do Cerro Mantiqueiras. Modificado de Arena <i>et al.</i> 2016. _____	33
Figura 7. Fluxograma de atividade do preparo da amostra para o processo de laminação. _____	37
Figura 8. Fotografia dos processos utilizados no preparo da amostra: (a) britador de mandíbulas, (b) produto obtido a partir da cominuição da mostra em britador de mandíbulas, (c) moinho de disco e (d) fração de amostra selecionada para separação mineral _____	38
Figura 9. Fotografia do conjunto de bateias utilizado para separação mineral. _____	39
Figura 10. Fotografia do equipamento JEOL JSM-6610 pertencente ao LGI-IGEO-UFRGS usado durante a sessão realizada pelo autor. _____	41
Figura 11. a) imagem de satélite mostrando relevo e morfologia de uma porção central do Ofiolito Cerro Mantiqueiras.(Goolge Earth, 2020) (b) fotografia mostrando a relação do serpentinito e harzburgito da Sequência Cerro Mantiqueiras com o trondhjemitito. Fonte: Autor. _____	48
Figura 12. (a) mapa geológico simplificado do Cerro Mantiqueiras modificado de Hartmann <i>et al.</i> 2003; Leite, 1997 (b) mapa geológico esquemático da porção estudada. Fonte Autor. _____	49
Figura 13. Fotografia de (a) blocos de harzburgitos aflorante no topo da coxilha. (b) blocos de trondhjemitito em pequena exposição encontrados na porção central do Ofiolito Cerro Mantiqueiras. _____	50
Figura 14. Visão panorâmica da quebra de relevo mostrando contato estimado (linha tracejada) entre trondhjemitito e unidades máficas. (b) afloramento de trondhjemitito (c) fotografia da amostra descrita de trondhjemitito. _____	50
Figura 15. Microfotografia ressaltando os aspectos mineralógicos e texturais. (a) Agregados de plagioclásio zonados com bordas irregulares (feições de reabsorção) nota-se o quartzo ameboide entre os agregados (PPL aumento 2,5x) (b) Notar extinção ondulante do quartzo e as feições de reabsorção na borda dos cristais de plagioclásio. (XPL aumento 2,5x) (c) Cristais de hornblenda e relação com plagioclásio (PPL aumento 40x). (d) Relação da fase máfica e félsica, o anfibólio é raro e quando presente é intersticial (XPL Aumento 40x). Qtz= quartzo, Pl=plágiooclásio e Hb= hornblenda. _____	52
Figura 16. Fotomicrografia mostrando os principais minerais acessórios presentes no trondjemito. (a) microfotografia evidenciando cristais euédricos e alongados de zircão. Grãos fraturados (XPL aumento 20x) (b) Fotomicrografia das inclusões se zircão em plagioclásio (PPL aumento 20x). (c) Fotomicrografia das inclusões se apatita em plagioclásio (XPL aumento 20x). Ap= Apatita, Zr=Zircão. _____	53
Figura 17. Imagem BSE dos cristais de zircão em trondhjemitito, organizados em <i>mount</i> . (Aumento de 60x). _____	54
Figura 18. Imagem BSE dos cristais de zircão. Os cristais com setas vermelhas são alguns exemplos de cristais fraturados, círculos amarelos marcam exemplos de cristais com faces arredondadas e os quadriláteros marcam os cristais com melhor zonação. _____	55
Figura 19. Mosaico produzido com imagens de Catodo luminescência mostrando o padrão de zonação dos cristais, bem como cristais com fraca resposta e zonas de alteração interna marcados com seta amarela. Os cristais circulados em amarelo representam cristais bem arredondados. Notam-se fragmentos de zircão evidenciados pela seta vermelha. _____	56
Figura 20. Diagrama de Classificação com base na saturação de alumina A/CNK (razão molar $Al_2O_3 / (CaO+Na_2O+K_2O)$) x A/NK (molar $Al_2O_3 / (Na_2O+K_2O)$) Shand (1943).+ Complexo Cambaí (Kraemer, 1995). _____	58
Figura 21. Diagrama de Harker em % de peso molecular representando as amostras estudadas em comparação com rochas do Complexo Cambaí (Kraemer,1995). _____	59
Figura 22. Diagrama ternário baseado na quantidade normativa de feldspato (O'connor, 1965). Neste diagrama também foram plotados os resultados obtidos por Kraemer (1995) e estão representados pelas cruzes pretas. _____	61

Figura 23. Diagrama discriminante de ambiente tectônico de granitos. VAG (Granitos de Arco Vulcânico), Syn-COL(Sin-Colisionais), WPG (Granitos Intraplaca) e ORG (Granitos de Cadeia Oceânica) modificado de Pearce, 1984. Dados do Complexo Cambaí (Kraemer, 1995).	62
Figura 24. Diagrama multielementar de Elementos Terras Raras, valores normalizados segundo Sun & Mcdonough, 1989.	63
Figura 25. Diagrama multielementar valores normalizados para o Manto primitivo segundo Sun & Mcdonough, 1989.	64
Figura 26. Cristais de zircão com a localização dos <i>spots</i> analíticos de elementos traços, U-Pb e respectivas idades encontradas para cada grão.	65
Figura 27. Cristais de zircão com a localização dos <i>spots</i> analíticos de elementos traços, U-Pb e respectivas idades encontradas para cada grão.	65
Figura 28. Diagrama concórdia do trondhjemitito com idade $744,44 \pm 0,87$ Ma.	66
Figura 29. Diagrama multielementar dos zircões do trondhjemitito (PV16) normalizados segundo valores Condriticos de McDonough and Sun, 1995.	67
Figura 30. Diagrama discriminante de ambiente tectono-magmático U x Yb campos definidos segundo Grimes <i>et al.</i> 2007.	68
Figura 31. Diagrama multielementar normalizado por condrito (Sun & Mcdonoug, 1989) dos principais tipos de plagiogranitos existentes em ofiolitos ao redor do mundo comparado com os valores do trondhjemitito (PV16). Fonte dos dados: East Karmoy e Visnes, Pedersen e Malpas, 1984; Semail, Pallister e Knight, 1981; Troodos, Thy <i>et al.</i> 1985.	70
Figura 32. Diagrama geoquímico de elementos traços em zircão normalizado para ETR condrito (Boynton, 1984). Dados de zircão do albitito (CM3) do ofiolito Cerro Mantiqueiras extraídos de Arena <i>et al.</i> 2016.	72
Figura 33. Gráfico Nb/Yb x U/Yb para determinação de ambientes tectono-magmáticos (razões em log10) compilado de zircões de MOR (Cadeia meso-oceânica), OI (Ilha oceânica, influenciado por pluma) e Arco cont. (Arco continental). São apresentados zircões de dois ofiolitos tipo de arco de ilha (W.Lewis Hill, Bay of Island e Fidalgo, EUA). A zona cinza representa o Mantle Array. Modificado de Grimes <i>et al.</i> 2015.Dados do albitito CM3 (núcleo) extraídos de Arena <i>et al.</i> 2016.	73
Figura 34. Gráfico Sc/Yb x U/Yb para determinação de ambientes tectono-magmáticos (razões em log10) compilado de zircões de MOR (Cadeia meso-oceânica), OI (Ilha oceânica, influenciado por pluma) e Arco cont.(Arco continental). São apresentados zircões de dois ofiolitos tipo de arco de ilha (W.Lewis Hill, Bay of Island e Fidalgo, EUA). Modificado de Grimes <i>et al.</i> 2015.Dados do albitito CM3 (núcleo) extraídos de Arena <i>et al.</i> 2016.	75

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Principais tipos de ofiolitos e suas configurações tectônicas. São apresentados exemplos de ambientes modernos e paragênese mineral descrita nas associações. MOR = Cadeias meso-oceânica; MORB = basalto de dorsal meso-oceânica; BABB=basalto de bacia de retroarco; CA = Calcio-alcanino; C-MORB = MORB contaminado; DMM = manto depletado MORB; E-MORB = MORB enriquecido; FAB=basalto de antearco; IAT =Toleito de arco de ilha; N-MORB= MORB normal; P-MORB = MORB com influência de pluma. Modificado de Dilek & Furnes, 2014.	21
Tabela 2. Comparativo entre detectores do tipo EDS e WDS modificado de Dedavid et al. 2007. Z=número atômico.	41
Tabela 3. Resultados da análise das amostras elementos em wt%, elementos traços e Terras raras em partes por milhão (ppm).	57
Tabela 4. Conteúdo de minerais normativos (Norma CIPW).....	60
Tabela 5. Valores estatísticos das razões U/Yb, Nb/Yb, Sc/Yb da amostra PV16.....	67

ANEXOS

Anexo 1. Tabela de resultados das análises de elementos maiores em wt%, elementos traços e Terras raras em partes por milhão (ppm) do Complexo Cambaí extraído de Kraemer, 1995.	84
Anexo 2. Tabela com dados isotópicos obtidos por LA-ICP-MS do trondhjemito.	85
Anexo 3. Tabela de dados analíticos de elementos traços em zircão do trondhjemito estudado 1/6. .	88
Anexo 4. Tabela de dados analíticos de elementos traços em zircão do trondhjemito estudado 2/6. .	89
Anexo 5. Continuação da Tabela de dados analíticos de elementos traços em zircão do trondhjemito estudado 3/6.....	90
Anexo 6. Continuação da tabela de dados analíticos de elementos traços em zircão do trondhjemito estudado 4/6.....	91
Anexo 7. Tabela de dados analíticos de elementos traços em zircão do trondhjemito estudado 5/6. .	92
Anexo 8. Continuação dos dados analíticos de elementos traços em zircão do trondhjemito estudado 6/6.....	93
Anexo 9. Tabela de dados estatísticos das análises de elementos traços da amostra de trondhjemito.	94
Anexo 10. Tabela de dados de elementos traços em zircão do albitito CM3 (núcleo) extraídos de Arena et al. 2016.	95
Anexo 11. Continuação Tabela de dados de elementos traços em zircão do albitito CM3 (núcleo) extraídos de Arena et al. 2016.	96

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	14
1.1	Objetivos	15
1.1.1	<i>Objetivo Geral</i>	15
1.1.2	<i>Objetivo Específico</i>	16
1.2	Justificativa	16
2	ESTADO DA ARTE	18
2.1	Ofiolitos	18
2.2	Processos de posicionamento de ofiolitos em crosta continental	22
2.3	Plagiogranitos Oceânicos (PO)	25
2.4	Granitos do tipo Subducção	26
2.5	Geologia Regional	27
2.5.1	<i>Terreno São Gabriel</i>	28
2.5.1.1	<i>Complexo Cambaí (CC)</i>	29
2.5.1.2	<i>Ofiolito Cerro Mantiqueiras (CM)</i>	30
3	MÉTODOS	34
3.1	Etapa pré-campo	34
3.1.1	<i>Revisão bibliográfica</i>	34
3.1.2	<i>Análises de imagens de Satélites</i>	35
3.2	Etapa de campo	35
3.2.1	<i>Trabalho de campo</i>	35
3.3	Etapa pós-campo	36
3.3.1	<i>Preparação das amostras</i>	36
3.3.1.1	<i>Separação de minerais pesados (zircão) e confecção de pastilha (mount)</i>	37
3.3.2	<i>Petrografia</i>	40
3.3.3	<i>Microscopia eletrônica de varredura (MEV)</i>	40
3.3.3.1	<i>Elétrons Secundários (SE)</i>	42
3.3.3.2	<i>Elétrons Retroespalhados (BSE)</i>	42
3.3.3.3	<i>Catodo luminescência</i>	43
3.3.4	<i>Geoquímica de Rocha Total</i>	43
3.3.5	<i>Ablação a Laser com Espectrometria de Massa com Plasma Acoplado Indutivamente (LA-ICP-MS)</i>	44
3.3.5.1	<i>Isótopos radiogênicos U-Pb</i>	45
3.3.5.2	<i>Geoquímica de Elementos Traços em Zircão</i>	46
4	RESULTADOS	47
4.1	Caracterização do corpo ofiolítico e relação com o trondjemítico com base em dados de campo	47
4.2	Petrografia	51
4.2.1	<i>Trondhemito</i>	51
4.3	Microscopia eletrônica de varredura (MEV)	53
4.3.1	<i>Catodo Luminescência</i>	55
4.4	Geoquímica de rocha total	56
4.4.1	<i>Análise dos elementos maiores</i>	56
4.4.2	<i>Geoquímica de Elementos Terras Raras (ETRs)</i>	62
4.5	Datação U-Pb	64

4.6	Geoquímica de Elementos traços em zircão.....	66
5	DISCUSSÕES.....	69
5.1	Origem do plagiogranito no ofiolito Cerro Mantiqueiras	69
5.2	Geoquímica de elementos traços em zircão	72
6	CONCLUSÕES	76
7	REFERÊNCIAS.....	77
8	ANEXOS	84

1 INTRODUÇÃO

Cerca de dois terços da superfície da Terra é coberta por crosta oceânica. A crosta oceânica tem sua gênese associada em centros de espalhamentos à taxa aproximadas de 3 km²/ano, sendo comumente composta por rochas de composição básica (Haase *et al.* 2016). Os ofiolitos correspondem a porções de crosta oceânica, e registram uma história de construção magmática, com processos subsequentes de metassomatismo, colocação junto à crosta continental e metamorfismo. Rochas graníticas também podem ocorrer associadas a ofiolitos, embora em menor volume, mas nesses casos são referidas frequentemente como plagiogranitos oceânicos (Coleman & Peterman, 1975). Os plagiogranitos contidos em ofiolitos podem elucidar o processo de evolução, que vai desde o início da expansão do assoalho oceânico à obdução que marca o posicionamento de determinada porção da litosfera oceânica na crosta continental (Li *et al.* 2003). O estudo de ofiolitos e rochas associadas merecem atenção, pois configuram importantes fontes de minérios, devido ao fato de que das unidades máficas-ultramáficas hospedarem elementos do grupo da platina e metais como, por exemplo, cromo, manganês, titânio e ainda metais como cobre, cobalto e níquel. As civilizações antigas se desenvolveram com auxílio de recursos minerais essenciais do ponto de vista instrumentário e econômico. Segundo Dilek & Furnes (2014), a descoberta de mineralizações de cobre no ofiolito de Troodos, contribuiu para o desdobramento da idade do Bronze e aponta a importância do estudo e desenvolvimento do tema.

As associações ofiolíticas distribuídas pelo Escudo Sul-riograndense evidenciam os processos de acreção ocorridos durante o Neoproterozoico, com o desenvolvimento do ciclo orogênico Brasileiro. Estas associações estão distribuídas na porção central, leste e oeste do Escudo Sul-riograndense, com variações no padrão de metamorfismo e preservação do registro litológico. Situado na porção Leste, está o Terreno São Gabriel (TSG) que possui o maior volume de rochas ultramáficas do Escudo Sul-riograndense (Hartmann *et al.* 2000). Nesta porção do Escudo estão inseridos os ofiolitos Cerro Mantiqueiras, Ibaré, Bossoroca, Palma e Cambaizinho.

O trondhjemito que ocorre associado ao ofiolito Cerro Mantiqueiras é

investigado neste trabalho. Esta unidade será descrita do ponto de vista geocronológico e sua relação com eventos magmáticos associados será analisada. Para tanto, será utilizada petrografia associada à geocronologia, química de rocha total e química mineral, fornecendo dados para o entendimento dos processos evolutivos ocorridos no ofiolito Cerro Mantiqueiras (Figura 1).

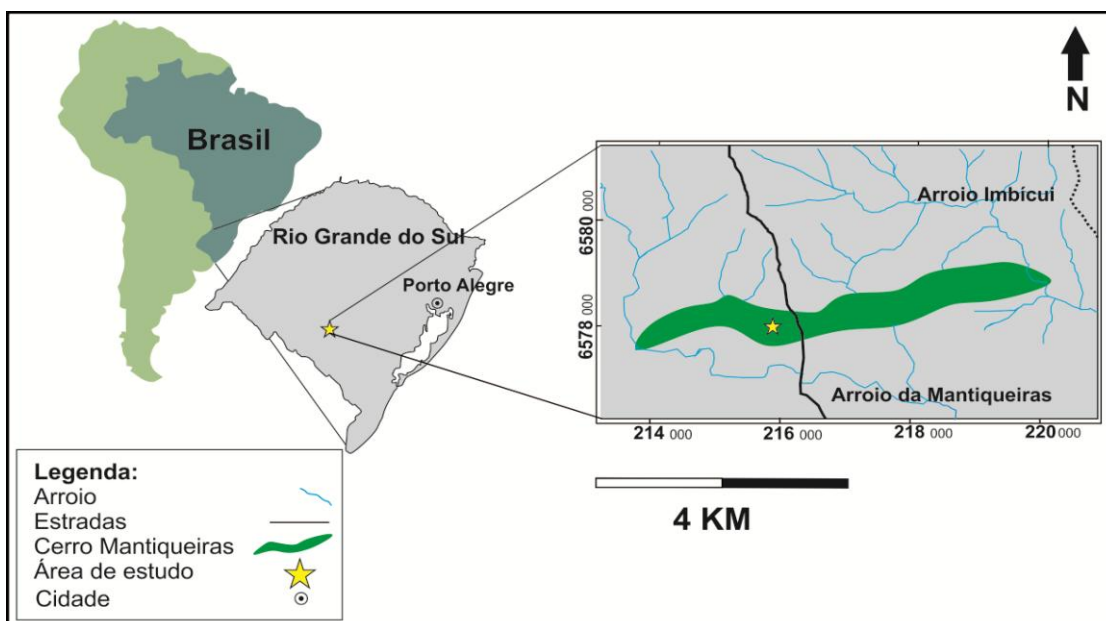


Figura 1. Mapa de localização da área de estudo.

O Cerro Mantiqueiras está localizado no município de Lavras do Sul, e dista 328 km aproximadamente de Porto Alegre. Partindo do Município de Lavras do Sul, o acesso à área é feito seguindo 15 km em direção a Bagé-RS pela ERS-473.

1.1 Objetivos

1.1.1 Objetivo Geral

Investigar a evolução mineralógica e isotópica do plagiogranito que ocorre associado aos harzburgitos, serpentinitos do ofiolito Cerro Mantiqueiras, com vistas

ao entendimento dos processos metamórficos e geocronológicos que afetaram a sequência.

1.1.2 Objetivo Específico

- Estabelecer a relação espacial do trondhjemito nas unidades litoestratigráficas do ofiolito Cerro Mantiqueiras (CM), em especial em relação ao harzburgito.
- Caracterizar textura e mineralogia do trondhjemito;
- Correlacionar aspectos mineralógicos e geoquímicos do trondhjemito;
- Determinar os elementos traços e a idade U-Pb dos zircões do trondhjemito.

1.2 Justificativa

A análise detalhada das rochas relacionadas a Complexos Ofiolíticos torna-se imprescindível, devido a necessidade de elucidar a evolução tectônica destas unidades geológicas, bem como a relação com as rochas ultramáficas pertencentes a essas associações. Estas informações, quando compiladas, são peça chave do entendimento dos processos ocorridos na geração de crosta oceânica e fornecem ferramentas necessárias para o entendimento da evolução dos terrenos pré-cambrianos do sul do Brasil.

A principal justificativa da realização desta pesquisa é a contribuição que será dada ao entendimento geocronológico e geotectônico da área. Existe ainda a carência de dados sobre a evolução dos sistemas formados por ofiolitos e rochas graníticas associadas, submetidos a eventos tectônicos, subsequentes da evolução

de cinturões orogênicos. A caracterização geocronológica e geoquímica é necessária, pois propicia melhor entendimento da evolução dos ofiolitos, desde sua gênese à colocação do fragmento oceânico na crosta continental.

2 ESTADO DA ARTE

2.1 Ofiolitos

O termo ofiolito é empregado inicialmente por Alexandre Brongniart (1813) em referência a rochas compostas por matriz de serpentina e outros minerais. Em trabalhos posteriores de 1821 e 1827, o autor descreve a presença de rochas vulcânicas, gabroicas e *cherts*, atribuindo uma provável origem ígnea aos ofiolitos. Steinmann (1927) baseado na interpretação da ocorrência de serpentinitos, basaltos e *cherts* propôs a “Trindade de Steinmann” interpretando esta sequência como produto de diferenciação magmática durante a evolução das geossinclinais. Um grande ponto na curva da evolução do conhecimento acerca do assunto foi a Conferência de Pentrose (1972) nos Estados Unidos, propondo a definição do termo ofiolito, de acordo com “*ophiolite manifesto*”, refere-se a uma associação de rochas máficos-ultramáficas, não podendo ser usado para designar rochas ou unidade petrológica de mapeamento. Todavia o termo se estende para as sequências incompletas, desmembradas e/ou afetadas pelo metamorfismo. Tradicionalmente, os ofiolitos são caracterizados por uma pseudoestratigrafia, que do topo para a base, é composta por: associação sedimentar, complexo vulcânico máfico, enxames de diques, complexo máfico plutônico e complexo ultramáfico. Esta sequência pode ser observada na figura 2, onde se observa a relação dos ofiolitos com a estratigrafia da crosta oceânica.

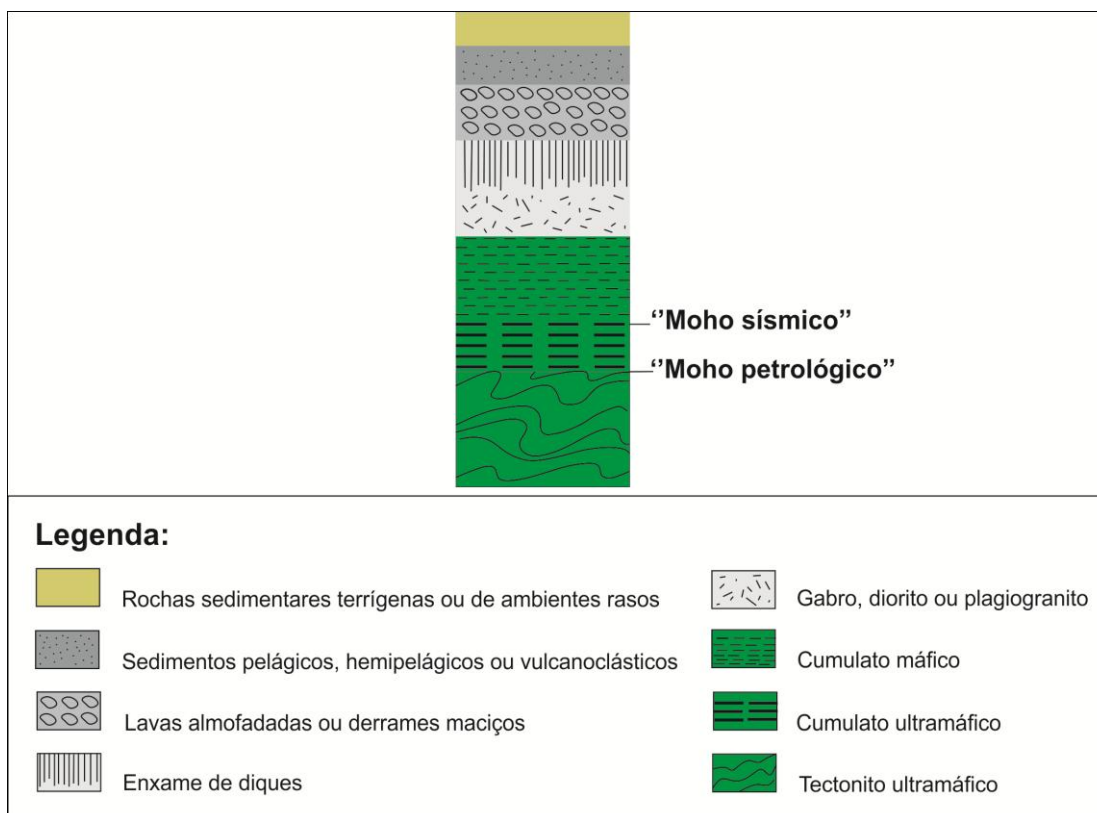


Figura 2. Modelo da estratigrafia de ofiolito completo, conforme definição (Anonimus, 1972) modificado de Moores, 2002.

As sucessões formadas em ambientes tectônicos de zona de subducção (ZS) e dorsais meso-oceânicas são caracterizadas de acordo com a dinâmica mantélica. As associações ofiolíticas estão sujeitas a heterogeneidades, devido às interações rocha-fluido no contexto de manto superior sub-oceânico e/ou sub-arco. As zonas de subducção atuam com mecanismos de crescimento crustal em cinturões acrescionários e colisionais.

Dilek & Furnes (2014) separam os ofiolitos em dois grupos: relacionados a zonas de subducção e não-relacionados a ZS. A categoria relacionada a ZS é composta por sequências formadas em ambiente do tipo de zona de suprasubducção, nos quais, estão inclusos os ambientes de antearco e retroarco e ambientes de arco vulcânico. Enquanto a categoria não-relacionada à subducção é composta pelos ambientes do tipo margem continental, tipo cadeia meso-oceânica e do tipo pluma. A tabela 1 apresenta as principais características do ofiolitos de acordo com a classificação proposta por Dilek & Furnes (2014).

Os eventos colisionais que resultam em formação de supercontinentes estão interligados com os principais pulsos de formação e posicionamento de ofiolitos (Moores, 2002). Os registros mais antigos de idade Arqueana a Mesoproterozoica são

pouco reconhecidos, haja vista a diversidade de processos tectônicos de retrabalhamento da crosta e da decorrente deformação intensa imposta (Dilek & Furnes, 2011).

Tabela 1. Principais tipos de ofiolitos e suas configurações tectônicas. São apresentados exemplos de ambientes modernos e paragênese mineral descrita nas associações. MOR = Cadeias meso-oceânica; MORB = basalto de dorsal meso-oceânica; BABB=basalto de bacia de retroarco; CA = Calcio-alcanino; C-MORB = MORB contaminado; DMM = manto depletado MORB; E-MORB = MORB enriquecido; FAB=basalto de antearco; IAT =Toleito de arco de ilha; N-MORB= MORB normal; P-MORB = MORB com influência de pluma. Modificado de Dilek & Furnes, 2014.

		<i>Tipos de ofiolitos e suas configurações tectônicas</i>		<i>Ofiolitos e exemplos modernos</i>	<i>Afinidade geoquímica</i>	<i>Ordem de cristalização dos minerais</i>
		Tipo de margem continental		Lingurian e ofiolitos alpinos ocidentais; Jormua (Finlândia)	N-MORB, E-MORB, P-MORB, & C-MORB lavas	Olivina + plagioclásio + clinopiroxênio (cpx)
Não-relacionados à subducção	Tipo Cadeias meso-oceânicas	Pluma distal		Macquaire; Masirah (Omã)	N-MORB (DMM) para E-MORB lavas	Olivina + plagioclásio
		Pluma proximal		Islândia	N-MORB e P-MORB lavas	Olivina + plagioclásio ± cpx
		Fossa proximal		Taitao (Chile)	N-MORB, E-MORB ± C-MORB lavas	Olivina + plagioclásio + cpx
	Tipo pluma		Nicoya (Costa Rica); Bolivar (Colômbia)		P-MORB lavas	Olivina + plagioclásio + cpx ± ortopiroxênio (opx)
	Relacionado à subducção	Tipos Zona de Subducção	Antearco		Troodos (Chipre); Kizildag (Turkey); Semail (Omã); Betts Cove (Canada)	FAB (MORB*), IAT a boninitos lavas
Retroarco (continental & oceânico)			Rocas verdes (Chile); Solund-Stavfjord (Noruega)	Lavas BABB	Olivina + plagioclásio + cpx ; Olivina + cpx + plagioclásio	
Tipo Arco vulcânico		Smartvile (EUA); Itogon (Filipinas)		IAT a CA; crosta média com tonalito, diorito	Olivina + plagioclásio + cpx ; Olivina + cpx + plag	

2.2 Processos de posicionamento de ofiolitos em crosta continental

Na literatura são descritos diversos cenários para o posicionamento de ofiolitos (Coleman 1971a, 1977; Moores, 1982; Nicolas, 1989). Inicialmente deve-se estabelecer o que consiste no posicionamento do ofiolito, em relação com a crosta continental e quais são os mecanismos responsáveis pelo seu posicionamento. Dependendo da trajetória desde a geração da crosta oceânica até a sua subducção têm-se processos e produtos distintos, o que pode acarretar características deformacionais e até mesmo paragêneses diferenciadas. Coleman (1971a, 1977) propôs 3 mecanismos de posicionamento para ofiolitos:

- I. **Obducção:** termo tectônico cunhado por Coleman (1971a) atrelado ao movimento de placas em ambiente convergente, implicando no cavalgamento da crosta oceânica durante seu consumo em zonas de subducção. O autor ressalta que podem ocorrer diversas situações nas quais é possível o descolamento da crosta oceânica anterior ao cavalgamento da mesma.
- II. **Diápiros:** Coleman (1977) por meio deste processo, busca explicar o posicionamento de ofiolitos que não teriam relação direta com a movimentação de placas tectônicas. Pode ser descrito como ascensões de materiais mantélicos quentes através da crosta continental e oceânica. Para o autor, seria a melhor maneira para elucidar o problema de alguns ofiolitos em cinturões orogênicos. Para o autor o posicionamento de ofiolitos por diápiros está relacionado a anomalias térmicas positivas na astenosfera e a densidade mais baixa e reologia mais plástica de peridotitos oceânicos serpentinizados.
- III. **Deslizamentos gravitacionais, “intrusões tectônicas” e falhas profundas:** associado aos ambientes tectônicos convergentes e/ou transformantes através de deslizamentos gravitacionais, é pertinente à cinturões de cavalgamento que seriam capazes de gerar falhas de empurrão profundas e ocasionar a fragmentação e posicionamento de

porções da crosta oceânica ou até de seções mantélicas na crosta continental. Ainda, pode se referir a este processo como “intrusão tectônica” (intrusão sólida ou intrusão a frio) demandando a alteração de propriedades físico-químicas das litologias envolvidas. Como exemplo, podemos citar os serpentinitos favoráveis a exumação, devido as suas propriedades reológicas.

Podem ser citadas ainda, classificações baseadas em protótipos que visam demonstrar como a densa crosta oceânica inicia o processo de colocação sobre o material de margens continentais ou sistemas de acreção-subducção (Wakabayashi & Dilek 2000). Wakabayashi & Dilek (2003) estabelecem um modelo para início da subducção a partir do desenvolvimento de uma sola metamórfica (*metamorphic sole*). O processo inicia-se com uma flexura na crosta oceânica, conforme pode ser observado na figura 3. Os estágios críticos de colocação de um ofiolito são o início da subducção, o cavalgamento da crosta oceânica sobre a margem continental ou o complexo de subducção, seguido de exposição subaérea.

A sola metamórfica em ofiolitos pode ser considerada fina, uma vez que possui uma espessura menor que 500 metros. As rochas metabásicas são os componentes principais que foram metamorfizados em alto grau, as mesmas possuem uma afinidade oceânica (Jamieson, 1986; Malpas, 1979). Em menor volume, estão presentes as rochas sedimentares pelágicas metamorfizadas.

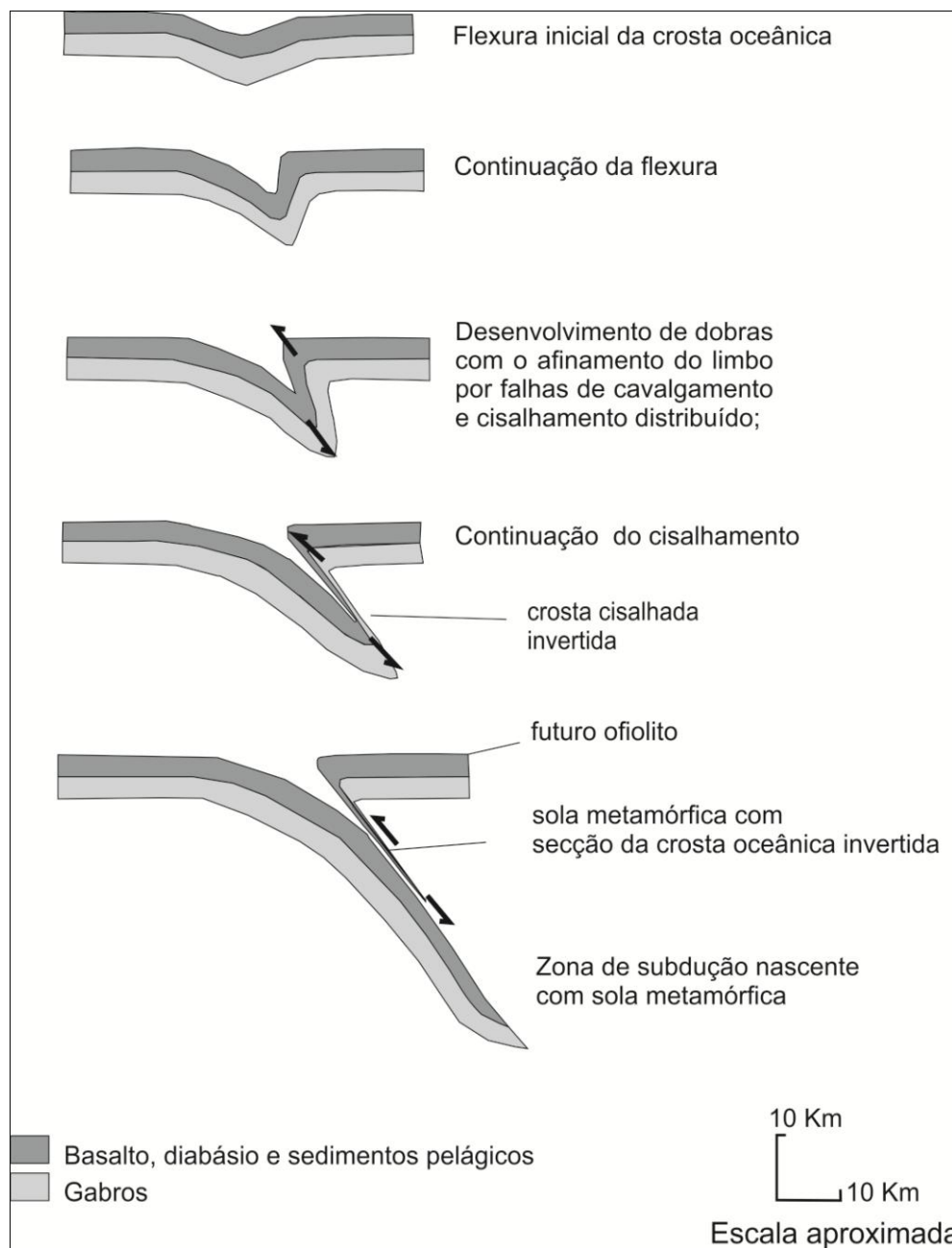


Figura 3. Modelo de início do processo de subducção. A largura da sola subofiolítica está exagerada para melhor visualização do processo. Modificado de Wakabayashi & Dilek, 2003.

A zona de subducção geralmente se forma na crosta oceânica jovem (perto de um centro de espalhamento) e pode explorar uma zona de fraqueza pré-existente. Dado isto, Wakabayashi & Dilek, 2003 propuseram quatro modelos baseados diferentes mecanismos de colocação:

- (1) Ofiolitos '**Tethyanos**', colocados sobre margens continentais passivas ou microcontinentes como resultado de eventos de colisão;

- (2) Ofiolitos '**Cordilero**' foram progressivamente colocados sobre complexos de subducção através de processos acrescionários;
- (3) Ofiolitos de **interseção entre dorsal e fossas (RTI)** colocados através de processos resultantes da interação entre uma crista que se espalha e uma zona de subducção;
- (4) O ofiolito exclusivo da **Ilha Macquarie**, que foi exposto como resultado de uma mudança na configuração dos limites das placas ao longo de um sistema de cume no meio do oceano.

2.3 Plagiogranitos Oceânicos (PO)

Plagiogranitos oceânicos são rochas leucocráticas que ocorrem associadas aos ofiolitos, porém em menor volume, e que também já foram descritas na crosta oceânica. A composição de plagiogranitos oceânicos, quando plotadas em diagramas QAPF (Streickesen, 1967), varia entre albita granito, tonalito, trondhjemitito à diorito. A assinatura geoquímica é muito distinta de plagiogranitos continentais, sendo caracterizada por baixíssimo conteúdo de K_2O e distribuição de Elementos Terras Raras pesados análogos aos basaltos de cadeia meso-oceânica (MORB) (Coleman & Peterman, 1975). Na literatura, os seguintes modelos genéticos para plagiogranitos em ofiolitos são encontrados:

1 - **Fracionamento**: rochas graníticas geradas por cristalização fracionada de magmas basálticos sob baixas pressões. A maioria dos plagiogranitos oceânicos encontrados em ofiolitos são explicados por este mecanismo. Especialmente, os plagiogranitos do tipo fracionamento estão principalmente associados a gabros e lavas basálticas na sequência crustal oceânica superior. Eles são principalmente metaluminosos, porém, granitos volumetricamente menores, fortemente fracionados tendem a ser peraluminosos. São caracterizados por alto Na_2O , baixo K_2O (<1 wt%) e Al_2O_3 (<15% wt%), geralmente depletados em Elementos Terras Raras leves

(ETRL) com anomalias negativas significativas de Sr e Ti e composições isotópicas de Nd e Sr semelhantes a MORB. Os plagiogranitos de Visney são ótimos exemplos para este tipo de mecanismo (Amri *et al.* 1996; Coleman & Donato, 1979; Lippard *et al.* 1986).

2 - **Fusão parcial:** Fusão parcial de gabros e anfibolitos metassomatizados em zonas de cisalhamento subhorizontais de alta temperatura em proximidade com o centro de espalhamento (Malpas, 1984; Gerlach *et al.* 1981; Flagler & Spray, 1991). O exemplo clássico são os granitos pertencentes ao ofiolito do Complexo Ígneo Karmoy na Noruega e do ofiolito Fournier dos Apalaches Canadenses. Ainda, zonas cisalhamento de alta temperatura em seções gabraicas são encontradas em testemunhos de sondagem da crosta oceânica recente (Silantsev *et al.* 2014). As rochas geradas são metaluminosas com alto teor de SiO₂ (> 70 wt%), porém baixos em Al₂O₃ (<15 wt%), caracterizados por leve enriquecimento em ETR leves e apresentando anomalias negativas de Sr e Ti.

3 - **Obducção:** Rochas graníticas geradas pela fusão parcial de sedimentos contidos na bacia de margem continental durante o processo de obducção de ofiolito. Os granitos gerados neste mecanismo localizam se preferencialmente como corpos intrusivos nas unidades do manto (peridotito) ou gabro cumulato de suites ofiolíticas (Pearce, 1989; Skjerlie *et al.* 2000). A geoquímica desses granitos não é exclusiva. O teor de Al₂O₃ e a razão Na₂O/K₂O são variáveis, em geral possuem #Mg < 50 e são enriquecidos em elementos terras raras leves. A assinatura isotópica é do tipo crosta (Li *et al.* 2003).

2.4 Granitos do tipo Subducção

Este tipo de granito é gerado a partir da fusão formada pela desidratação da crosta oceânica subductada em altas pressões. A mineralogia característica destes granitos é anfibólio e granada, que ocorrem como fases residuais. Associam-se aos

ofiolitos de zonas de suprasubducção e a intrusão pode ocorrer em qualquer parte da suíte ofiolítica. A assinatura geoquímica desses granitos é semelhante aos adakitos que possuem alto conteúdo de Al_2O_3 , Sr, razão Sr/Y e baixo HREE, Y assim como uma distribuição isotópica do tipo MORB (Shervais, 2001, Li *et al.* 2003). A determinação da idade de cristalização destes granitos auxilia na elucidação do momento da subducção.

2.5 Geologia Regional

A Província Mantiqueira registra a evolução tectônica Neoproterozoica do escudo Sul-Americano. A província Mantiqueira é representada pelos cinturões Araçuai, Ribeira e Dom Feliciano (Almeida *et al.* 1981). De acordo com Philipp (2018), o Cinturão Dom Feliciano (CDF) está localizado na porção meridional da Província estendendo-se até o Uruguai e corresponde ao Orógeno do Brasileiro no RS. No contexto Sul-americano, o autor propôs a seguinte divisão para o Cinturão de leste a oeste: Terreno São Gabriel, Terreno Tijucas, Batólito de Florianópolis, Batólito de Pelotas e Batólito de Aigua, e por fim, Terreno Punta del Este. O evento tectônico relacionado ao desenvolvimento deste cinturão é a colisão de domínios oceânicos e fragmentos continentais entre os crátons Rio de La Plata, Congo e Kalahari (Fernandes *et al.* 1992; Saalman *et al.* 2011; Philipp *et al.* 2016).

No Escudo Sul-rio-grandense (ESRg), o CDF foi compartimentado nos seguintes domínios: Terreno São Gabriel, Complexo Porongos, Batólito de Pelotas e associações antepaís representada pela Bacia do Camaquã ocorrendo com exposições Arqueanas e Paleoproterozoicas do embasamento (Bloco Taquarembó) (Remus *et al.* 1999; Chemale jr., 2000; Philipp *et al.* 2002; Hartmann *et al.* 2007; Saalman *et al.* 2011; Pertille *et al.* 2017). A figura 4 contém um mapa dos principais domínios geotectônicos da porção sul do Brasil (Figura 4 a), bem como mapa de detalhe do Escudo Sul riograndense, porção do Terreno São Gabriel (Figura 4 b).

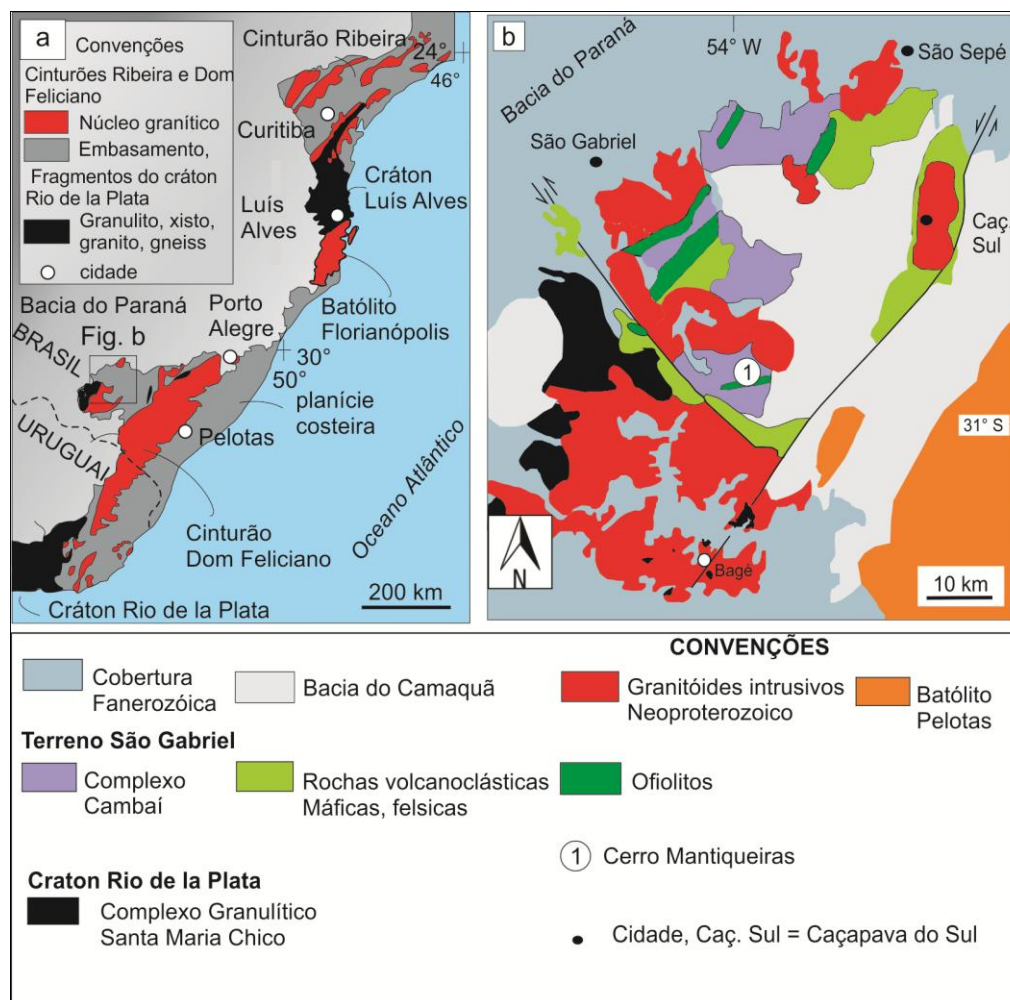


Figura 4. a) Mapa geológico da porção Sul da Província Mantiqueiras com os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano; b) mapa de detalhe do Escudo Sul-rio-grandense. Modificado de Hartmann et al. 2018.

2.5.1 Terreno São Gabriel

O Terreno São Gabriel (TSG) está localizado na parte oeste do ESRg é limitado ao sul pelo lineamento de Ibaré, que o separa do Bloco Taquarembó. Ao norte e ao oeste está recoberto pela Bacia do Paraná. O contato com o Complexo Porongos, ao leste, é recoberto pela Bacia do Camaquã (Figura 4b). As litologias do TSG guardam o registro geológico do período de subducção do orógeno brasileiro (Cerva-Alves *et al.* 2020; Vedana *et al.* 2017). As litologias são interpretadas como relacionadas ao desenvolvimento de arcos intra-ocênicos, em dois eventos distintos, como associações ofiolíticas ou ainda granitos pós-tectônico (Babinski *et*

al. 1996; Saalman *et al.* 2011; Arena *et al.* 2016; Pertille *et al.* 2017). As associações litológicas Neoproterozoicas possuem assinatura isotópica juvenil. Cerva-alves (2020) utilizando a integração de dados de campo, de petrografia, de geoquímica e datação em rutilo do ofiolito Cambaizinho concluiu que o processo de geração de crosta oceânica registrado no TSG ocorreu de $923 \pm 3,1$ a 722 ± 3 Ma, com metamorfismo na dorsal meso-oceânica por volta de 787 Ma. Os dados isotópicos U-Pb em zircão, revelam a história evolutiva do Terreno São Gabriel, dois principais eventos tectônicos:

1º evento Passinho: é determinado pela datação U-Pb do metadiorito Passinho, localizado ao Sul do Ofiolito Cerro Mantiqueiras, com idade de 879 ± 14 Ma (Leite *et al.* 1998);

2º evento São Gabriel, que ocorreu entre 753 e 680 Ma (Hartmann *et al.* 2011), está registrado em rochas vulcanossedimentares, ofiolíticas e plutônicas de arco de ilhas oceânicas e margem continental ativa com as seguintes associações de rochas: os ortognaisses e granitóides pós-colisionais pertencentes a unidades do Complexo Cambaí e as sucessões metavulcanossedimentares.

2.5.1.1 Complexo Cambaí (CC)

O Complexo Cambaí é interpretado como a infraestrutura de arco do São Gabriel (Cerva-Alves *et al.* 2020). As suítes Lagoa da Meia-Lua, Vila Nova e Sanga do Jobim, granodiorito Cerca de Pedra, gnaisses Imbicuí pertencem a este complexo. A assinatura geoquímica cálcio-alcálica indica a formação em ambiente de arco magmático (Saalman *et al.* 2005 b, c; Babinski *et al.* 1996). As Datações U-Pb SHRIMP em zircão apresentaram idades de cristalização de 750 ± 16 Ma para tonalito (Leite *et al.* 1998), 735 ± 5 Ma e 718 ± 2 Ma para os ortognaisses Vila Nova, 704 ± 3 Ma para o granito Santa Zélia (suíte Lagoa da Meia Lua), 694 ± 5 para um trondhjemitito intercalado com tonalito de 690 ± 2 Ma (suíte Lagoa da Meia Lua), 682 ± 1 para um granodiorito (suíte Sanga do Jobim) e 680 ± 2 para um tonalito da suíte

Sanga do Jobim (Hartmann *et al.* 2011). A Suíte intrusiva Imbicuí (SI) pertence ao complexo Cambaí, foi denominada por Kraemer (1995), consiste numa associação de granitoides deformados e metamorfizados na fácies anfibolito médio, que afloram na região de Lavras do Sul. A composição das litologias varia de diorítica, tonalítica e trondhjemitica com exposições decamétricas de gabro. A suíte possui afinidade cálcico-alcálica de baixo-K e idade Rb/Sr obtida em tonalitos de 701 ± 61 Ma e $R_i=0,704$ (Kraemer, 1995).

2.5.1.2 Ofiolito Cerro Mantiqueiras (OCM)

Ofiolito Cerro Mantiqueiras (figura 5) foi definido primeiramente por Goñi (1962) como Formação Cerro Mantiqueiras, sendo descrita como parte da Formação Cambaí, localizada ao sul do Granito Lavras.

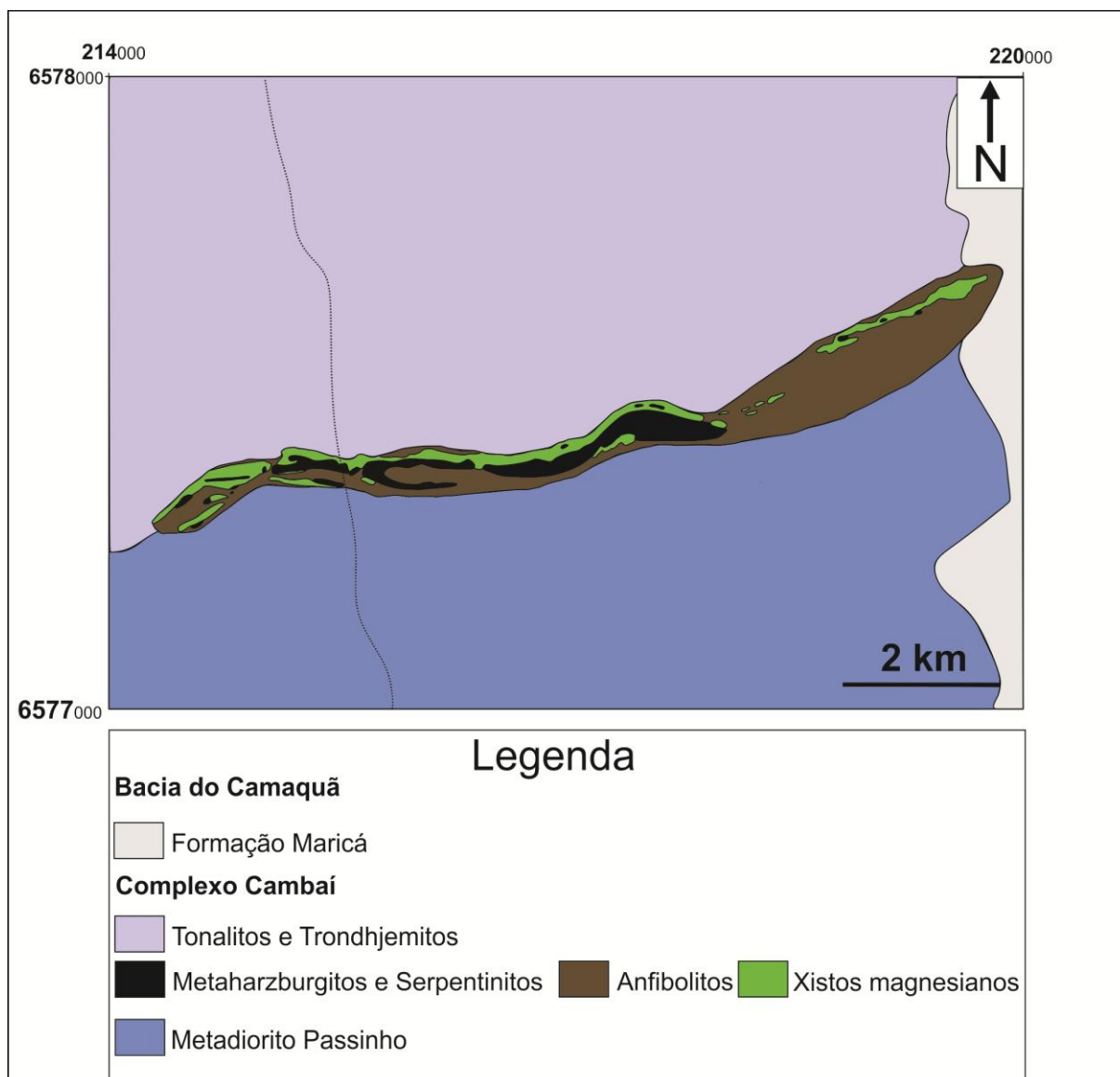


Figura 5. Mapa Geológico simplificado modificado de Hartmann, 2003.

Ofiolito Cerro Mantiqueiras (figura 5) foi definido primeiramente por Goñi (1962) como Formação Cerro Mantiqueiras, sendo descrita como parte da Formação Cambaí, localizada ao sul do Granito Lavras.

Goñi (1962) classificou como ofiolito de melange as assembleias de rochas composta por metabasaltos, anfibolitos e rochas metamáficas-metaultramáficas, como xistos magnesianos e serpentinito. Atualmente é representado pelos os ofiolitos de *melangé* que foram incorporados ao Terreno São Gabriel em diferentes níveis de profundidade – Cerro Mantiqueiras, Ibaré, Palma, Passo do Ivo, Bossoroca e ofiolitos Cambaizinho (Arena *et al.* 2016, 2017; Cerva-Alves *et al.* 2020).

O OCM é constituído por uma associação de arco magmático juvenil, justaposto a uma associação tonalito-trondhjemitito-granodiorito metamorfozado na

fácies anfibolito médio (Hartmann & Remus, 2000), caracterizada por anfibolito, harzburgito, serpentinito e seus produtos de alteração (Figura 5).

Os afloramentos de anfibolitos estão mais preservados na porção leste do CM. Os xistos magnesianos ocorrem, principalmente, na extremidade norte, englobando *pods* de composição harzburgítica nos setores leste e oeste do corpo. Os contatos entre as unidades ultramáficas e os anfibolitos aparentam ser abruptos, enquanto os contatos entre as unidades ultramáficas e xistos magnesianos são transicionais, sendo os harzburgitos transformados em xistos magnesianos de forma progressiva, com o desaparecimento de porfiroclastos de olivina e ortopiroxênio em tremolitito (Leite, 1997). Diversos corpos ultramáficos fazem parte do ofiolito (Jost & Hartmann, 1984). A geologia estrutural da área é definida por falhas de rejeito direcional, mergulhando 70° para sul e atingindo uma profundidade de 11 km, estes dados estruturais da área foram determinados por mapeamento e aplicação do método gravimétrico (Leite, 1997).

Hartmann (2003) descreve quatro eventos metamórficos na região para o Cerro Mantiqueira:

- O **evento M1**, o mais antigo registrado nos harzburgitos, caracterizado pela paragênese olivina + ortopiroxênio + tremolita + clorita + cromita.
- A **assembléia mineral retrogressiva M2**: talco + tremolita (\pm antofilita) + magnetita cromífera dominante em zonas de cisalhamento e ocorrendo disseminados nos harzburgitos. Ainda, olivina + talco + magnetita cromífera representa a manifestação do evento M2 nas porções maciças que estão em menor volume.
- O **evento M3** caracterizado pela serpentinização: serpentina + magnetita cromífera + clorita + talco + tremolita.
- O **evento M4** é caracterizado pela geração de estreitas zonas de cisalhamento preenchidas por asbesto.

Os primeiros dados geocronológicos da área do ofiolito OCM foram obtidos por Leite *et al.* (1998). Os anfibolitos representam basaltos metamorfizados com idade U-Pb em zircão de 733 ± 10 Ma. Arena (2016) obteve duas idades distintas U-Pb SHRIMP registradas em zircões do albitito presente na unidade ultramáficas, sendo uma de 923 ± 3 Ma, no núcleo, e outra de 786 ± 13 Ma, nas bordas,

correspondentes às idades de cristalização e metamorfismo respectivamente. O albitito foi interpretado como produto de fracionamento, cristalizado a partir de magma juvenil. A assinatura isotópica dos zircões presentes foi de $\epsilon_{\text{Hf}} = +8$ a $+13$ e $\text{Hf}_{\text{TDM}} = 0,91- 1,23$ Ga (Arena *et al.* 2016). Na figura 6, estão compiladas as principais idades obtidas para as rochas que compõem a região.

	Litologia		Idade	Referências
		Anfibolito	733±10 Ma	Leite et al., 1998
Gnaiss Cambaí		Granodiorito Tonalito Diorito Metatonalito	683±6 Ma 718±2– 680±2 Ma 735±5 Ma 750±16 Ma	Hartmann et al., 2011 Hartmann et al., 2011 Hartmann et al., 2011 Leite et al., 1998
Arco de ilha Passinho		Metadiorito	879±14 Ma	Leite et al., 1998
Ofiolito Cerro Mantiqueiras		Serpentinito		
		Albitito	786±13 Ma 923±3 Ma	Arena et al., 2016

Figura 6. Esquema de idades associados aos litotipos presentes na Região do Cerro Mantiqueiras. Modificado de Arena *et al.* 2016.

3 MÉTODOS

A metodologia para o desenvolvimento desta pesquisa foi escolhida com o intuito de rastrear em diversas escalas de trabalho alguns dos processos magmáticos e metamórficos que afetaram a sequência Cerro Mantiqueiras. A aplicação destas técnicas que vão desde uma escala regional, com a análise de imagens de satélite até uma escala microscópica com a petrografia e geocronologia com a datação de zircões permitem uma interpretação acerca da evolução das rochas ultramáficas e magmáticas que ocorrem associadas.

Neste capítulo será apresentada uma descrição da metodologia utilizada durante a pesquisa.

3.1 Etapa pré-campo

3.1.1 Revisão bibliográfica

Esta etapa de trabalho consistiu na atividade de levantamento bibliográfico de estudos realizados no escudo Sul-riograndense, com relação às rochas máfica-ultramáficas e suas relações com as encaixantes. Buscando a compreensão de modelos análogos, o entendimento dos processos de colocação, metassomatismo e metamorfismo relacionados a corpos ofiolíticos de idade Neoproterozoica.

3.1.2 Análises de imagens de Satélites

Ainda, nesta etapa inicial do trabalho foram feitas interpretações e de fotos aéreas e imagens de satélite obtidas pelo Software *Google Earth*, tendo como o principal objetivo o entendimento da superfície do terreno e a pré-seleção de áreas aflorantes, bem como melhores pontos de acesso para amostragem.

3.2 Etapa de campo

3.2.1 Trabalho de campo

As atividades de campo objetivaram a avaliação do corpo ofiolítico e a descrição detalhada de afloramentos chave. Nestes afloramentos foram descritas as feições principais, como: morfologia, ocorrência dos corpos, rochas encaixantes, estrutura, textura, mineralogia.

O campo foi realizado entre os dias 19 a 21 de março de 2019, seguido de uma segunda etapa realizada durante os dias 10, 11 e 12 de maio de 2019. Nestas etapas foram descritos 29 pontos, coletadas amostras para preparação de lâminas petrográficas, análise química e geocronológica, foi utilizado como critério para coleta o baixo grau de alteração e a representatividade da amostra em relação ao afloramento e as rochas encaixantes. As coordenadas de cada ponto foram tomadas utilizando o aparelho de GPS da marca Garmin (fornecido pelo instituto de Geociências).

3.3 Etapa pós-campo

3.3.1 Preparação das amostras

As amostras coletadas foram fotografadas e descritas com o uso de lupa binocular. Após este processo, as amostras mais representativas e de interesse foram selecionadas para as etapas seguintes. A preparação das amostras para a confecção das lâminas delgadas foi realizada no Laboratório de Preparação de Amostras do Instituto de Geociências da UFRGS. As etapas de preparação das lâminas delgadas estão dispostas no fluxograma representado abaixo (figura 7). Com a petrografia, objetiva-se a classificação das rochas, descrição e reconhecimento das composições, textura e estruturas dos litotipos.

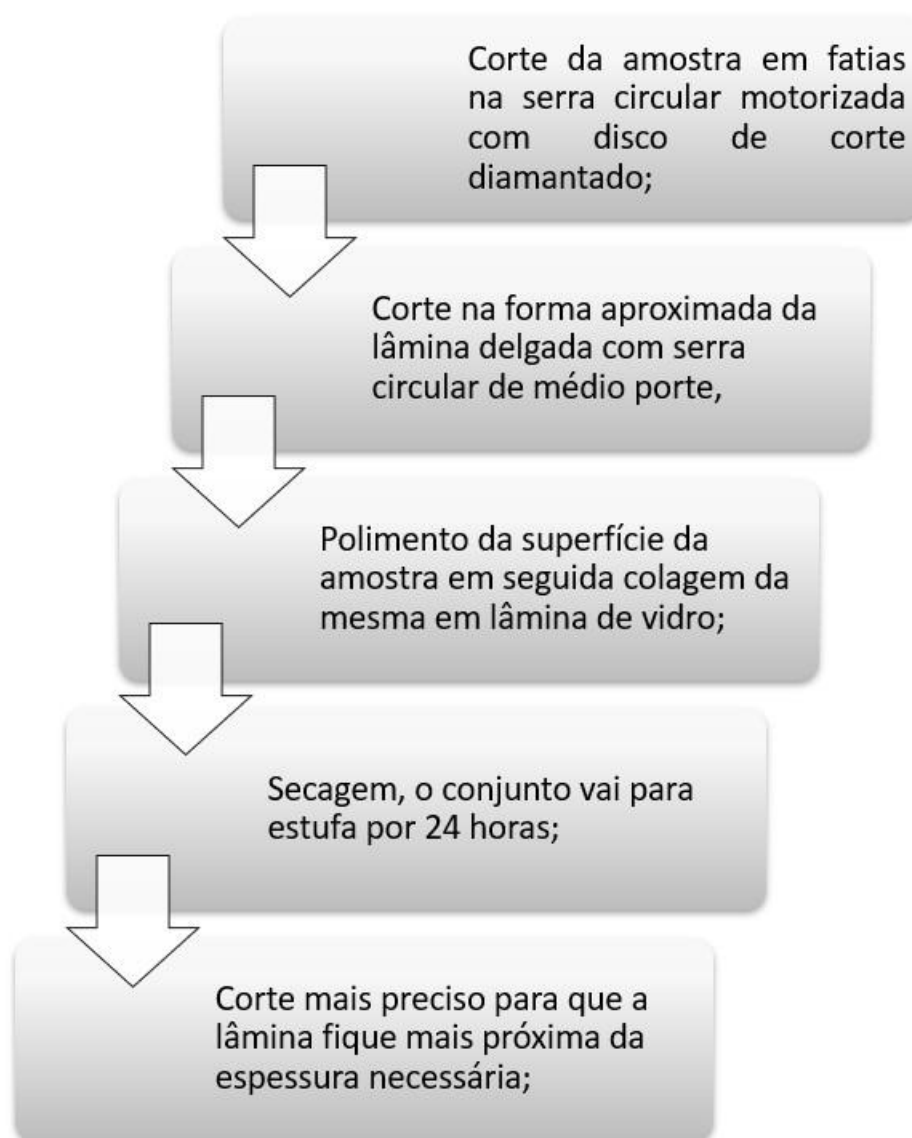


Figura 7. Fluxograma de atividade do preparo da amostra para o processo de laminação.

3.3.1.1 Separação de minerais pesados (zircão) e confecção de pastilha (mount)

Esta preparação foi executada pelo discente e contou com o apoio do Laboratório de Preparação de Amostra do Instituto de Geociências da UFRGS. O processo iniciou – se com a cominuição das amostras selecionadas utilizando uma marreta até ficar em blocos de tamanho compatível com a abertura do britador de

mandíbulas. As amostras são reduzidas em dois estágios no britador (Figura 8a). O tamanho de grão obtido é semelhante à brita fina (2 a 4 mm) (Figura 8b), passado a amostra duas vezes no moinho de discos de porcelana para a redução dos grão ao tamanho silte (Figura 8c). Em seguida, o produto obtido é peneirado e selecionado as partículas menores que 300 μm retidas na peneira (Figura 8d).

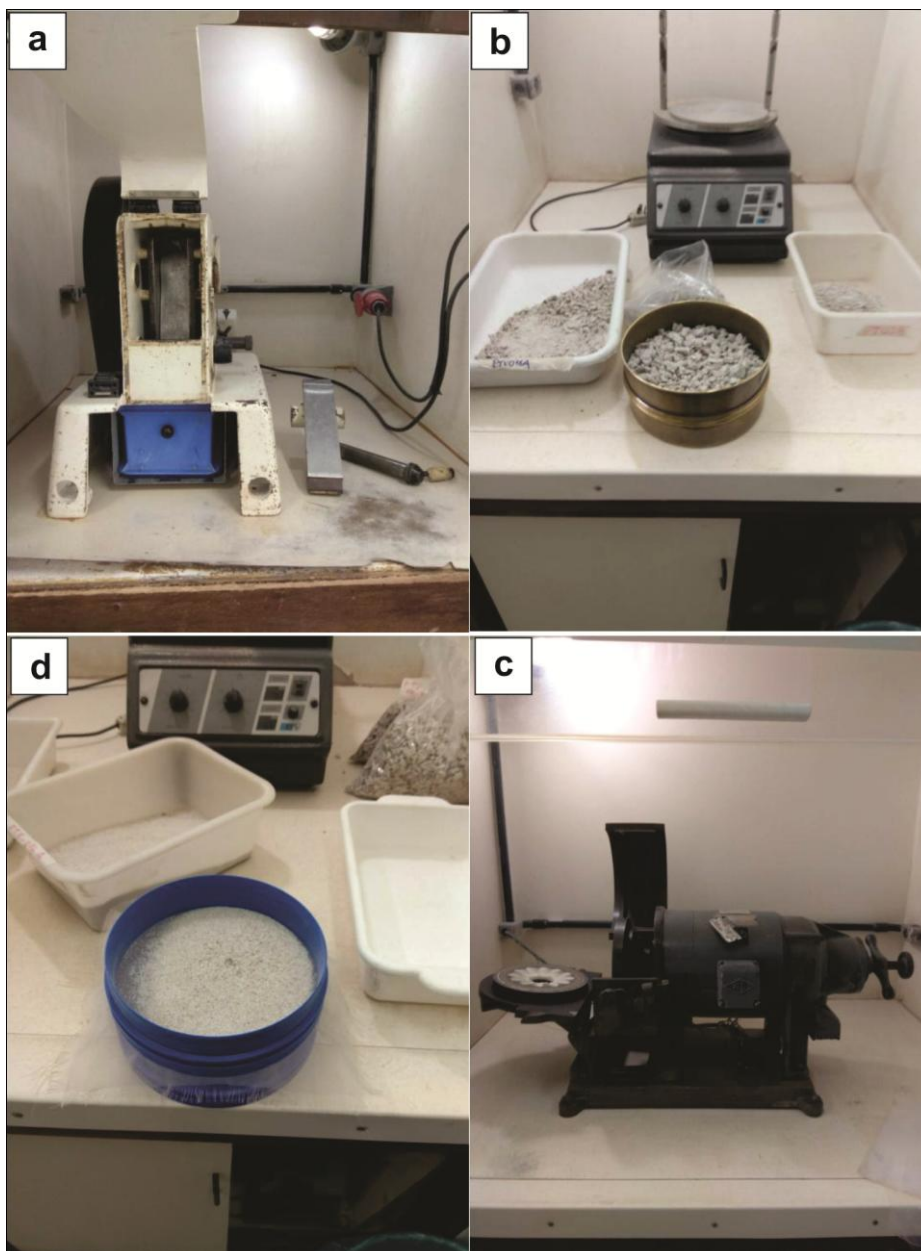


Figura 8. Fotografia dos processos utilizados no preparo da amostra: (a) britador de mandíbulas, (b) produto obtido a partir da cominuição da mostra em britador de mandíbulas, (c) moinho de disco e (d) fração de amostra selecionada para separação mineral

Os processos finais de separação são os de densidades com a bateia que vai fazer o primeiro refino dos grãos. Para esta etapa foram utilizadas duas bateias (Figura 9).



Figura 9. Fotografia do conjunto de bateias utilizado para separação mineral.

O concentrado de bateia passou por secagem e em seguida por separação magnética utilizando o Separador Isodinâmico *Frantz*. Após foi realizada a separação manual dos zircões com lupa binocular passando para o estágio final de montagem, polimento, metalização da *mount* com os zircões foram feitas durante um turno no Laboratório de Termocronologia – UFRGS.

A produção da *mount* é feita a partir da fixação dos minerais de zircão em uma placa de vidro utilizando uma fita adesiva dupla face. Os grãos são alinhados de forma a não serem prejudicados pelo polimento final da *mount*, que garantirá a homogeneização da superfície diminuindo os efeitos de relevo. Uma vez alinhados, passa-se para a etapa de aplicação da resina Epoxi. Após o período de secagem, foi dado o polimento que garantirá a homogeneização da superfície da *mount*, diminuindo os efeitos de relevo.

3.3.2 Petrografia

A descrição petrográfica foi realizada no Laboratório de microscopia do Departamento de Mineralogia e Petrologia IGEO/UFRGS. O microscópio Leica DM LP objetiva de aumento de 1,5x, 10x e 20x foi utilizado para a descrição. Com a análise petrográfica foi possível detalhar a textura e mineralogia das amostras anteriormente selecionadas.

3.3.3 Microscopia eletrônica de varredura (MEV)

Esta etapa foi realizada no Laboratório de Geologia Isotópica da UFRGS em um turno de análises. O uso do microscópio eletrônico de varredura teve como finalidade imagear os cristais de zircão anteriormente selecionados e montados em uma *mount*. Com este imageamento, é possível reconhecer características morfológicas dos grãos, como zoneamento, aspecto interno dos cristais, fraturas e inclusões nos zircões, com o objetivo de auxiliar na determinação do ponto de análise futura para a datação pelo *laser*. O equipamento utilizado foi da marca JEOL modelo JSM-6610 (Figura 9). O equipamento operou sob condições de 20 kV de voltagem e o aumento utilizado foi de 200x.



Figura 10. Fotografia do equipamento JEOL JSM-6610 pertencente ao LGI-IGEO-UFRGS usado durante a sessão realizada pelo autor.

O Microscópio eletrônico de Varredura (MEV) é utilizado para obter rápidas informações de morfologia e composição química de uma amostra sólida. O aparelho opera através da emissão de um feixe de elétron de alta voltagem que incide na amostra ionizando sua superfície, liberando de fótons e elétrons que serão detectados durante a varredura da superfície da amostra (Dedavid *et al.* 2007). O equipamento possui dois detectores responsáveis pela captação dos raios-x característicos da amostra um de energia dispersiva EDS e um por dispersão por comprimento de onda (WDS). A precisão dos detectores é comparada na tabela 2.

Tabela 2. Comparativo entre detectores do tipo EDS e WDS modificado de Dedavid et al. 2007. Z=número atômico.

	WDS	EDS
Elementos detectáveis	Z>4	Z>11
Concentração mínima	220-750 ppm	1000 ppm
Volume mínimo de amostra	10^8 nm	
Massa mínima	10^{-18} g	
Resolução	10 eV	150 eV

3.3.3.1 Elétrons Secundários (SE)

Os elétrons secundários são responsáveis pelas imagens de alta resolução no MEV resultam da interação do feixe eletrônico com o material da amostra. Caracterizam-se por serem de baixa energia (50 eV). O contraste da imagem dado pelo relevo da superfície da amostra estando sujeitos ao efeito de absorção da topografia da superfície da amostra (Dedavid *et al.* 2007).

3.3.3.2 Elétrons Retroespalhados (BSE)

Os elétrons retroespalhados possuem energia que varia entre 50eV até o valor da energia do elétron primário e em sua maioria sofrem espalhamento elástico, e são estes que formam a maior parte do sinal. Os elétrons retroespalhados de alta energia, por serem resultantes de uma simples colisão elástica, provêm de camadas mais superficiais da amostra. Logo, se somente este tipo de elétrons forem captados, as informações de profundidade contidas na imagem serão poucas se comparadas com a profundidade de penetração do feixe (Hinrich & Vasconcellos, 2014).

O sinal de BSE é resultante das interações ocorridas mais para o interior da amostra e proveniente de uma região do volume de interação abrangendo um diâmetro maior do que o diâmetro do feixe primário. A imagem gerada por esses elétrons fornece diferentes informações em relação ao contraste que apresentam: além de uma imagem topográfica (contraste em função do relevo) também se obtém uma imagem de composição (contraste em função do número atômico dos elementos presentes na amostra) (Dedavid *et al.* 2007, Hinrich & Vasconcellos, 2014).

3.3.3.3 *Catodo luminescência*

Quando materiais isolantes ou semicondutores são bombardeados pelo feixe de elétrons, fótons de grande comprimento de onda (ultravioleta e visível) são emitidos. O espectro obtido depende do material estudado e de sua pureza. Alguns materiais apresentam fluorescência na faixa de luz visível sob o bombardeio de elétrons, conforme ilustrado pelo fósforo dos tubos de raios catódicos. A radiação é, em muitos casos, uma função de níveis de impurezas dentro dos materiais e é muito utilizada em pesquisa de semicondutores e em muitas investigações mineralógicas (Dedavid *et al.* 2007, Hinrich & Vasconcellos, 2014). O objetivo da aplicação neste trabalho é a investigação das feições morfológicas dos cristais de zircão, principalmente a identificação de fraturas que possam interferir no processo de obtenção de dados isotópicos. Funcionando como critério para a seleção do spot analítico.

3.3.4 *Geoquímica de Rocha Total*

Com o objetivo da quantificação dos elementos constituintes, foram selecionadas 2 amostras de trondhjemito para serem analisadas através pacote analítico LF200 pelo ACME *Analytical Laboratories*, no Canadá. As amostras foram previamente reduzidas com a marreta em blocos menores com dimensão próxima de 10 cm, para eliminar a parte externa alterada da rocha. Em seguida, passada pelo britador. O método utilizado para análise dos elementos foi o ICP (Plasma acoplado indutivamente) para os elementos maiores onde 0,1 g das amostras em pastilhas são fundidas por metaborato/tetraborato de lítio e diluído em digestão em ácido nítrico. Para determinação da perda ao fogo é realizada pela diferença de peso após combustão de 1000 °C. Os elementos traço e terras raras foram analisados por ICP-MS (Espectrometria de massa), seguindo o mesmo procedimento dos elementos maiores, adicionado de uma separação de 0,5 g de uma amostra digerida em água régia para análise por ICP-MS. Os dados foram

processados com o auxílio de planilhas do Excel, e foram tratados no programa de *software* livre GCDKit para elaboração de diagramas e interpretação dos dados.

3.3.5 Ablação a Laser com Espectrometria de Massa com Plasma Acoplado Indutivamente (LA-ICP-MS).

A literatura refere-se a este método como excelente, em termos de precisão, custo e agilidade na determinação *in situ* da razão isotópica (Jackson *et al.* 2004). Esta técnica é capaz de quantificar elementos maiores e elementos traços, pois possui o espectro analítico de mais de 70 elementos presentes em concentrações de $\mu\text{g/L}$ e ng/L em alguns isótopos. O princípio fundamental consiste em feixe de *laser* ajustável de 20 μm a 30 μm que incide no mineral, vaporizando-o, em seguida é transportado por um gás de arraste até o separado por peso atômico.

Neste trabalho foram obtidas idades U-Pb em cristais de zircão do trondjhemito, visando posicionar no tempo o processo de colocação do trondjhemito no ofiolito CM. O laboratório de Geologia isotópica da Universidade Federal de Ouro Preto – MG foi o responsável pela execução das análises. O equipamento utilizado foi o ThermoScientific Element 2 *sector field* (SF) ICP-MS acoplado ao sistema *laser* CETAC LSX-213 G2+.

Foram realizadas 57 análises em cristais de zircão da amostra PV16. O equipamento operou no modo alta sensibilidade utilizando o tamanho de 20 μm para *spot* analisado com energia de 15 %, frequência de disparo do *laser* de 15 Hz e 15 s de atraso do obturador. Os padrões de zircão utilizados para calibração foram: GJ-1 (Jackson *et al.* 2004), BB, e Plešovice. A idade concórdia para o padrão BB foi de $560,1 \pm 2,7$ Ma (2SD, $n = 15$; MSWD = 0,042); para o padrão GJ-1 foi de $600,7 \pm 2,8$ Ma (2SD, $n = 15$; MSWD = 0,018); para o padrão Plešovice foi de $336,7 \pm 1,9$ Ma (2SD, $n = 15$; MSWD = 0,22). Após a obtenção dos dados, foi iniciado o processo de redução usando o *software* *Glitter* (Van Achterbergh *et al.* 2001), foram exportados e refinados com o uso de planilhas próprias do laboratório. As idades calculadas e diagramas da concórdia foram feitos utilizando o *software* IsoplotEx 4 (Ludwig, 2003).

3.3.5.1 Isótopos radiogênicos U-Pb

O sistema isotópico U-Pb está fundamentado no decaimento radioativo dos isótopos $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$ e $^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$ que são isótopos estáveis, possuindo valores de meia-vida de 0,704 Ga e de 4,47 Ga respectivamente. A projeção das razões obtidas para os dois cronômetros $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ forma curva concórdia. Nesta curva plotam-se os resultados de mesma idade, ou seja, concordantes. Porém, nem sempre as idades obtidas são concordantes e nestes casos, os pontos analíticos estão alinhados segundo uma reta chamada de discórdia. A reta intercepta a curva da concórdia em dois pontos. A idade obtida pelo intercepto superior da reta discórdia com a curva concórdia pode representar a idade da cristalização dos cristais de zircão. Para o intercepto inferior existem interpretações que relacionam o valor obtido a uma perda de Pb episódica ou contínua. Se a perda estiver relacionada a um episódio tectônico, a idade obtida para o intercepto inferior pode ser associada ao mesmo e, portanto, ter significado geológico. Em casos em que a perda de Pb ocorre de forma contínua, a idade intercepto inferior (idade mais jovem) pode não estar relacionada a um evento geológico e ser resultado do processo de metamictização. A metamictização consiste em um processo que resulta dos danos no retículo cristalino causado durante a liberação de energia nos decaimentos radioativos de U e Th para Pb. O zircão apresenta estrutura cristalina muito resistente com temperatura de bloqueio de aproximadamente 800°C para o sistema U-Pb (Sato *et al.* 2008).

3.3.5.2 Geoquímica de Elementos Traços em Zircão

A aplicação desta técnica visa determinar a razão dos elementos traços em zircões. A assinatura geoquímica do zircão tem sido usada para desvendar a história evolutiva registrada, sendo capaz de fornecer informações importantes sobre o ambiente tectônico de cristalização do mineral (Grimes *et al.* 2015). A obtenção dos dados foi realizada pelo departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto, por meio de LA-ICP-MS (*New Wave 213* acoplada a um *Agilent 7700*). Foram analisados 63 cristais de zircão da amostra de trondhjemitó (PV16), o *spot* analítico é coincidente com o *spot* U-Pb obtido previamente. O tamanho do *spot laser* disparado foi de 30 μm a uma taxa de repetição de 10 Hz e energia de 10, 20 J/cm^2 durante 60 s. Os padrões utilizados para aquisição dos dados foram NIST 612 50 ppm vidro (Pearce *et al.* 1997), BCR-2 e BHVO-2 (Raczek *et al.* 2001). Os dados foram reduzidos utilizando o *software* Glitter, foram exportados e refinados com o uso de planilhas próprias do laboratório. Os diagramas foram produzidos utilizando uma combinação do *software* GCDkit 4.00 para manejo e geração dos gráficos e *Coreldraw* para finalização gráfica.

4 RESULTADOS

4.1 Caracterização do corpo ofiolítico e relação com o trondjemítico com base em dados de campo

Para a descrição das litologias foram realizadas duas campanhas de campo e descritos 29 pontos ao longo do Cerro Mantiqueiras. O grau avançado de intemperismo de alguns afloramentos, bem como a vegetação sobreposta dificultou a determinação dos contatos entre as litologias, em algumas situações. A caracterização de campo teve como objetivo a descrição das estruturas, forma, textura e mineralogia das rochas aflorantes. Cabe salientar é que é suma importância a relação entre os harzburgitos e trondjemitos, objetos deste estudo.

O relevo da região é marcado por morros alongados com altitude máxima de 403 m no topo das coxilhas. Na porção mais baixa, a altitude é de aproximadamente 258 m. (Figura 11).

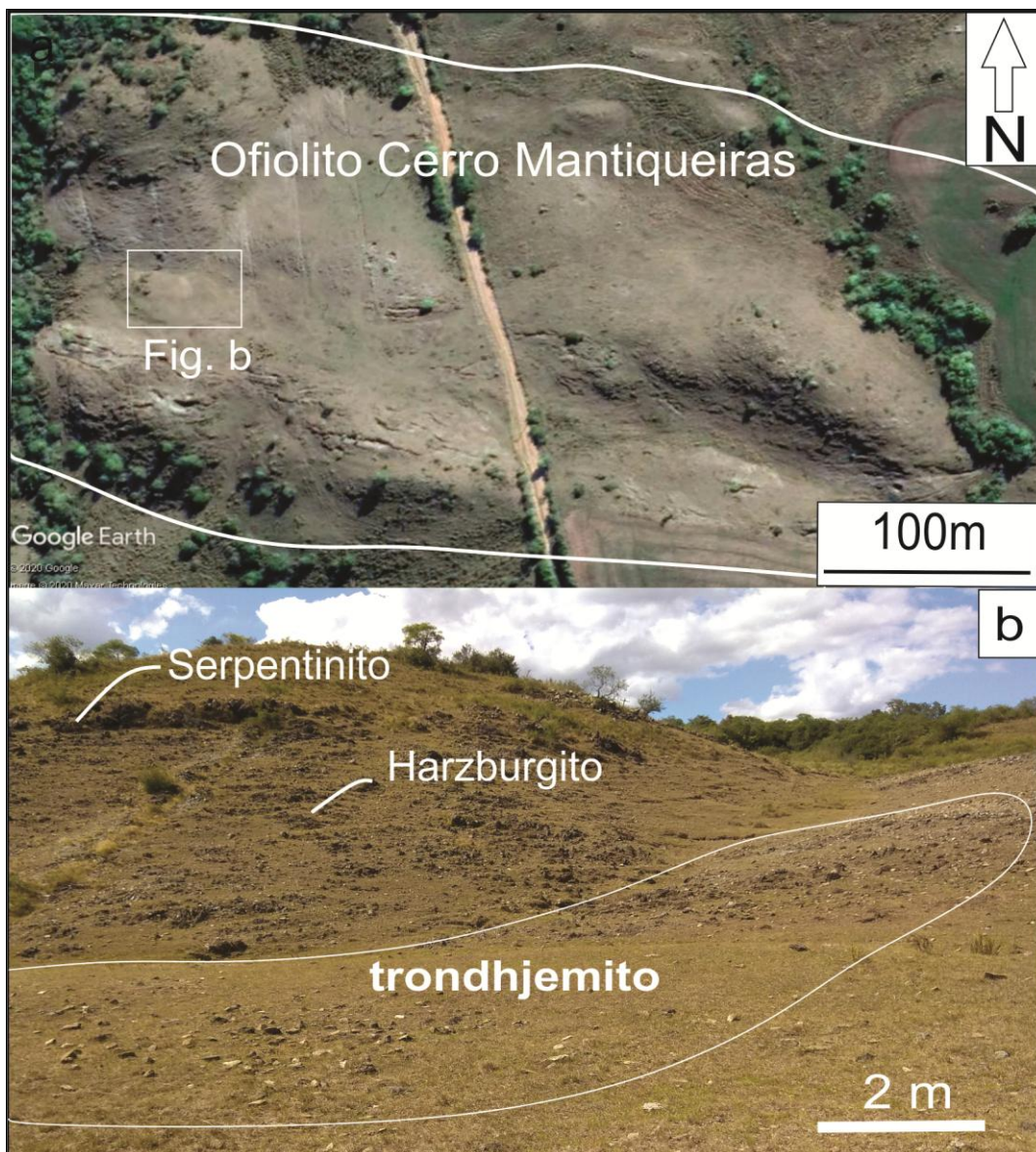


Figura 11. a) imagem de satélite mostrando relevo e morfologia de uma porção central do Ofiolito Cerro Mantiqueiras.(Goolge Earth, 2020) (b) fotografia mostrando a relação do serpentinito e harzburgito da Sequência Cerro Mantiqueiras com o trondhjemitito. Fonte: Autor.

Dentre os pontos descritos, os anfibolitos predominam em volume em relação aos serpentinitos, harzburgitos e xistos magnesianos, estes, com menor ocorrência. O mapa geológico esquemático é apresentado na figura 12b e são apresentados os pontos descritos nas campanhas de campo, usando como base a compilação dos dados anteriores (Arena *et al.* 2016; Hartmann *et al.* 2003; Leite, 1997).

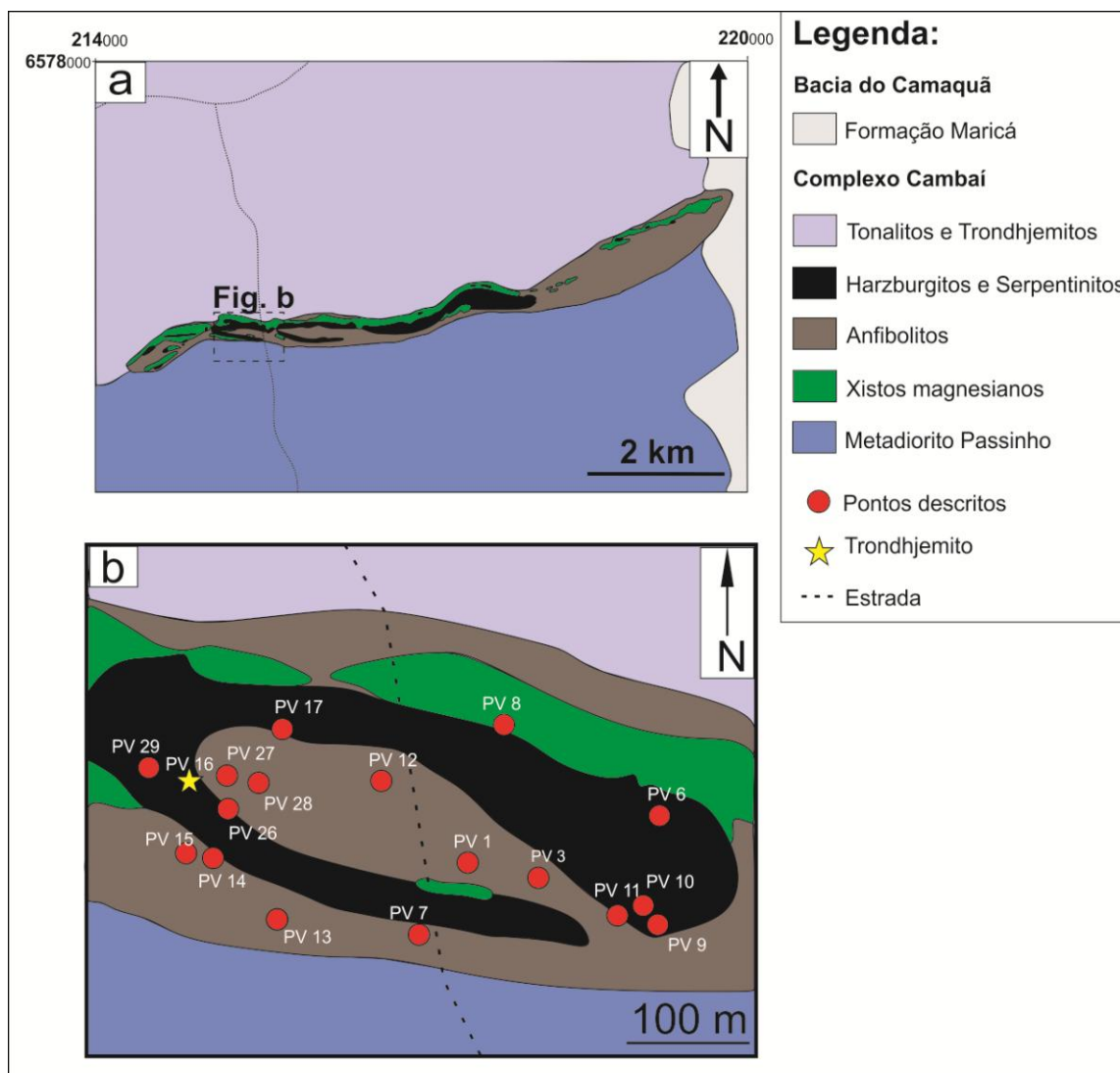


Figura 12. (a) mapa geológico simplificado do Cerro Mantiqueiras modificado de Hartmann *et al.* 2003; Leite, 1997 (b) mapa geológico esquemático da porção estudada. Fonte Autor.

O harzburgito aflora como corpos alongados com dimensões que variam de 5 m a 300 m (Figura 13a). As rochas de textura média a fina são bandadas, com bandamento marcado por níveis ricos em ortopiroxênio, as porções maciças se caracterizam pela textura grossa. A assembleia mineral dominante nos harzburgitos é olivina, ortopiroxênio, tremolita, clorita e cromita, de forma subordinada. O harzburgito está associado aos serpentinitos e ambos são envoltos por xistos magnesianos. Os anfibolitos possuem maior continuidade ao longo da sequência em termos de volume. A mineralogia dominante do anfibolito é plagioclásio e hornblenda com clorita e actinolita ocorrem de forma subordinada. São foliados com granulometria média à grossa. A xistosidade é concordante com a estruturação principal do ofiolito, que é aproximadamente E-W.

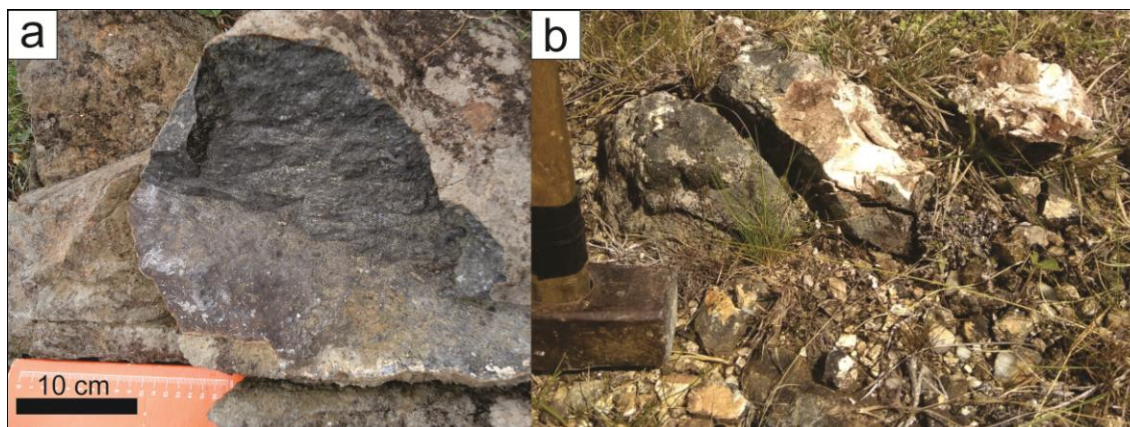


Figura 13. Fotografia de (a) blocos de harzburgitos aflorante no topo da coxilha. (b) blocos de trondhjemitos em pequena exposição encontrados na porção central do Ofiolito Cerro Mantiqueiras.

O corpo descontínuo aflorante de trondhjemitos tem aproximadamente 67 m x 11 m com blocos e matacões métricos. Os afloramentos são escassos e estão intemperizados, têm a coloração cinza claro quando alterados (Figura 13 b). A rocha é maciça, possui textura média (1 a 5 mm) em algumas porções grossa (> 5 mm) e composição predominante de plagioclásio e quartzo. Possui índice de cor $M' < 5\%$ (Figura 14c). A relação espacial do trondhjemitos é complexa em relação às rochas circundantes, pois o contato direto foi inferido (Figura 14a). A melhor exposição da rocha encontra-se próximo a drenagem (Figura 14b).

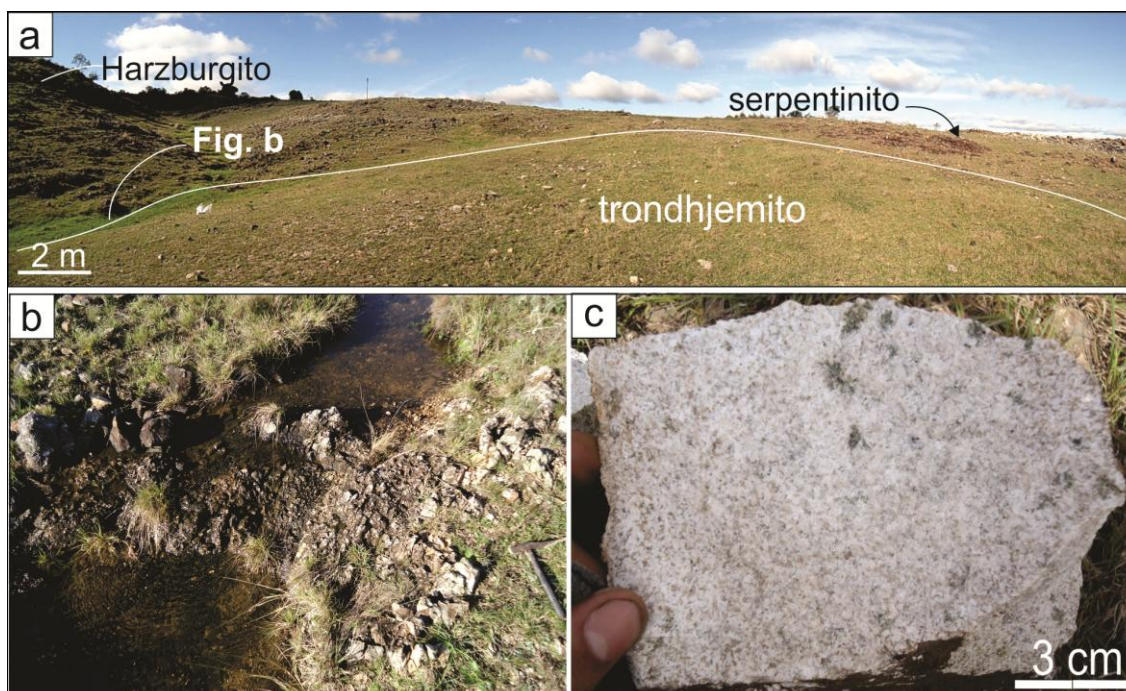


Figura 14. Visão panorâmica da quebra de relevo mostrando contato estimado (linha tracejada) entre trondhjemitos e unidades máficas. (b) afloramento de trondhjemitos (c) fotografia da amostra descrita de trondhjemitos.

4.2 Petrografia

Nesta sessão serão apresentados os dados obtidos a partir da análise petrográfica das amostras de trondhjemito coletadas e previamente selecionadas com o uso de lupa binocular. Características mineralógicas e relações texturais destas litologias são apresentadas e são essenciais para o entendimento da evolução petrográfica da área.

4.2.1 *Trondhjemito*

O trondhjemito é formado por quartzo, plagioclásio e hornblenda. O quartzo predominantemente possui forma amebóide e extinção ondulante, dimensões de 0,3 a 2,0 mm e perfaz 25% do volume total da rocha. O plagioclásio varia de 0,5 a 4,0 mm, é zonado e maclado, o hábito varia de primástico curto a grãos anédricos com feições de reabsorção, como por exemplo, golfos de corrosão. Os grãos de plagioclásio formam agregados. Alguns cristais de plagioclásio estão alterados para sericita, em algumas situações, a alteração está concentrada nos centros dos cristais (Figura 15a, 15b).

O trondhjemito tem uma textura alotriomórfica inequigranular. Como mineral subordinado ocorre hornblenda com até 0,4 mm, dispersa e intersticial. O anfibólio está localizado nas zonas onde se concentram os cristais com maior grau de alteração. (Figura 15c, 15d).

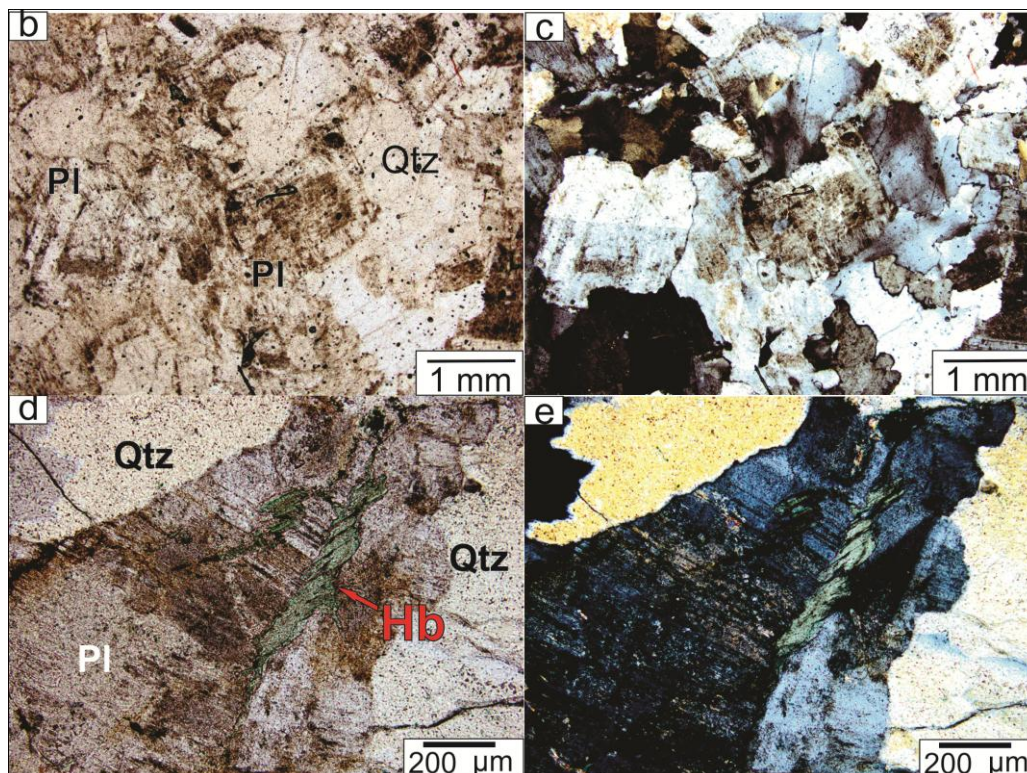


Figura 15. Microfotografia ressaltando os aspectos mineralógicos e texturais. (a) Agregados de plagioclásio zonados com bordas irregulares (feições de reabsorção) nota-se o quartzo ameboide entre os agregados (PPL aumento 2,5x) (b) Notar extinção ondulante do quartzo e as feições de reabsorção na borda dos cristais de plagioclásio. (XPL aumento 2,5x) (c) Cristais de hornblenda e relação com plagioclásio (PPL aumento 40x). (d) Relação da fase máfica e félsica, o anfibólio é raro e quando presente é intersticial (XPL Aumento 40x). Qtz= quartzo, Pl=plágioclásio e Hb= hornblenda.

Os minerais acessórios que ocorrem no trondhjemitó são zircão e apatita. Os cristais de zircão correm como prismas retangulares curtos, com faces arredondadas e estão inclusos no plagioclásio (Figura 16a e 16b). A apatita apresenta-se na forma primástica alongada incluída em plagioclásio (Figura 16c).

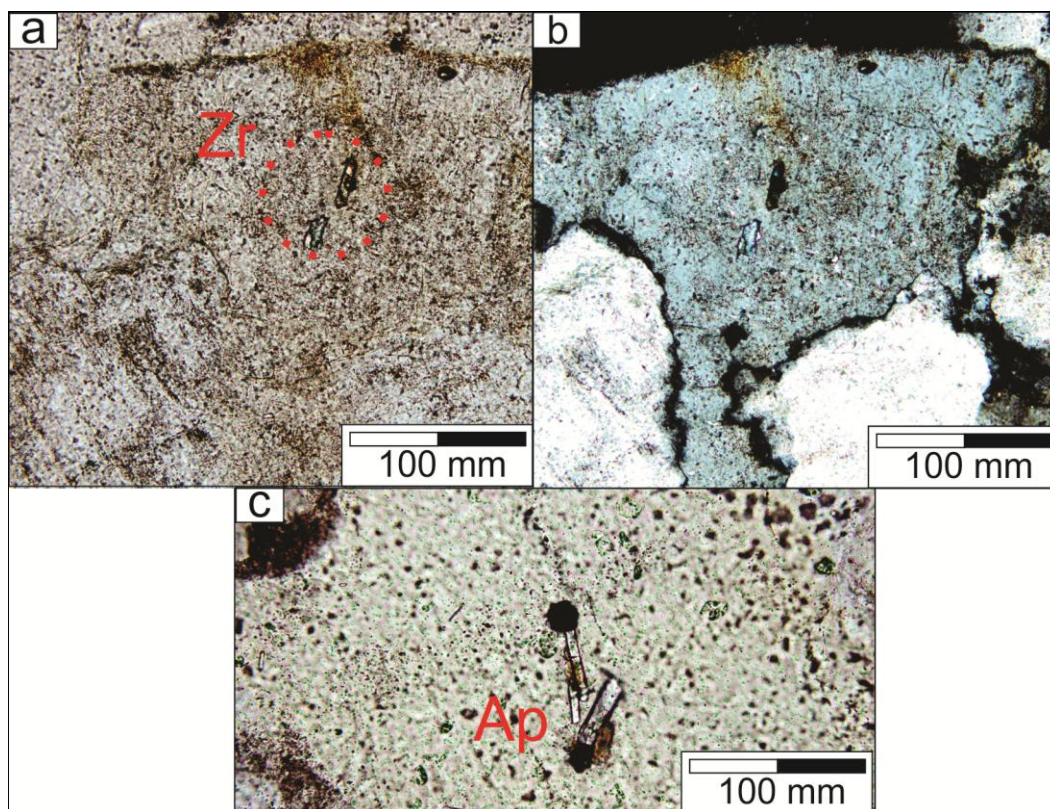


Figura 16. Fotomicrografia mostrando os principais minerais acessórios presentes no trondjemito. (a) microfotografia evidenciando cristais euédricos e alongados de zircão. Grãos fraturados (XPL aumento 20x) (b) Fotomicrografia das inclusões de zircão em plagioclásio (PPL aumento 20x). (c) Fotomicrografia das inclusões de apatita em plagioclásio (XPL aumento 20x). Ap= Apatita, Zr=Zircão.

4.3 Microscopia eletrônica de varredura (MEV)

A Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) propiciou o imageamento das *mounts* que foram confeccionadas conforme metodologia descrita na sessão de métodos e que são fundamentais para as análises isotópicas. Esta técnica possibilitou o reconhecimento, descrição, e mapeamento dos 135 cristais de zircões que podem ser observados na figura 17. Além disso, foram realizados pontos de espectrometria por energia dispersiva (EDS) nos cristais para o reconhecimento da composição química dos cristais. Além disso, a morfologia dos grãos foi cuidadosamente apreciada.

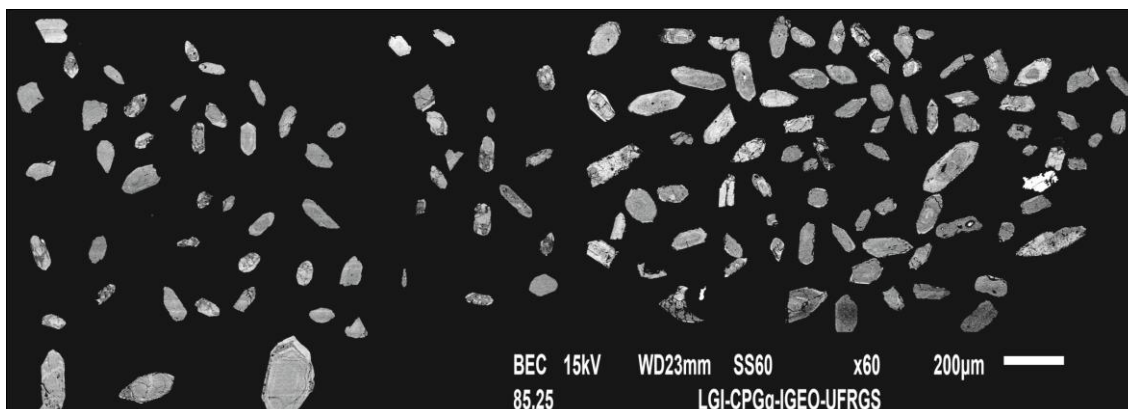


Figura 17. Imagem BSE dos cristais de zircão em trondhjemito, organizados em *mount*. (Aumento de 60x).

Com a integração das técnicas (BSE e EDS), verificou-se que os cristais de Zircão são predominantemente prismáticos alongados, mas também podem ser cristais curtos e com faces arredondadas, e alguns cristais apresentam inclusões. A população de cristais curtos e arredondados apresenta o maior número de cristais fraturados (Figura 17). É possível correlacionar o tamanho e o arredondamento dos cristais, uma vez que os cristais com faces arredondadas apresentam tamanho inferior a 100 μm . Poucos cristais têm um tamanho muito próximo ou maior do que 200 μm .

Ainda, alguns cristais apresentaram zonação marcada pela alternância de tons cinza na imagem BSE (Figura 18), porém não ficou tão contrastada. Os aspectos morfológicos foram determinantes na escolha do spot analítico para datação isotópica U-Pb, sendo assim foram selecionadas as porções menos fraturadas e com poucas inclusões.

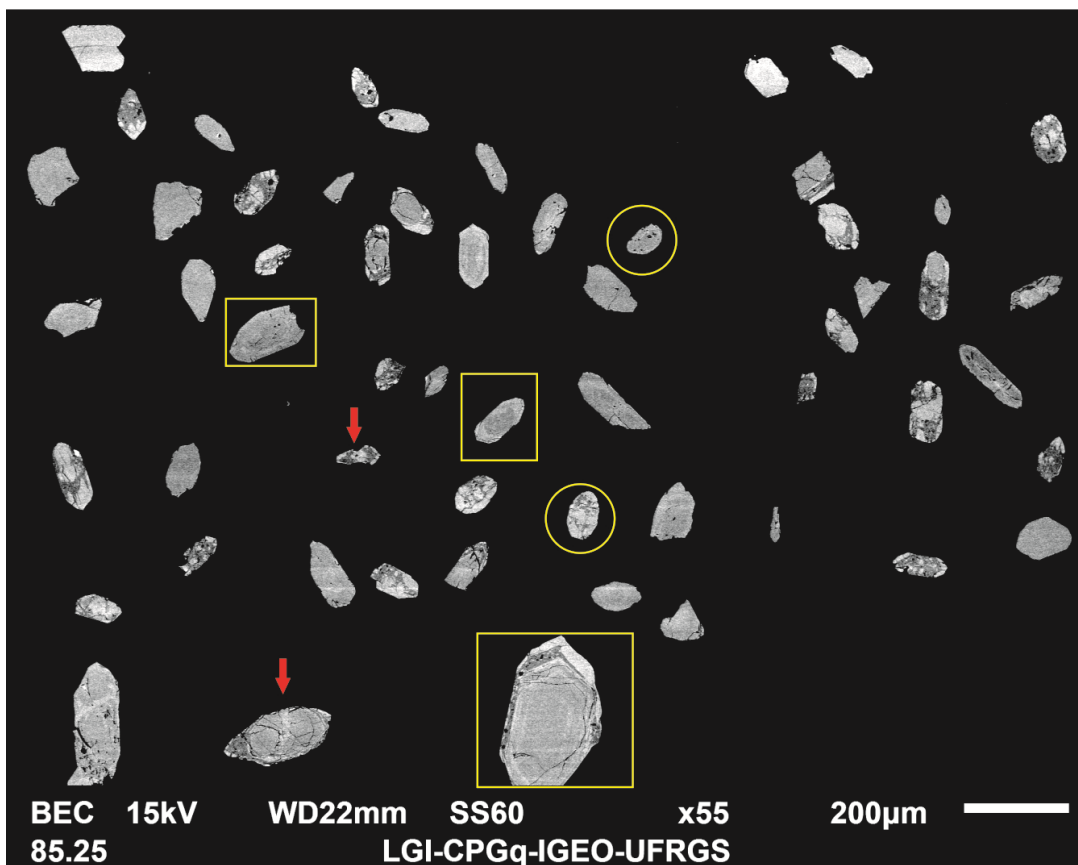


Figura 18. Imagem BSE dos cristais de zircão. Os cristais com setas vermelhas são alguns exemplos de cristais fraturados, círculos amarelos marcam exemplos de cristais com faces arredondadas e os quadriláteros marcam os cristais com melhor zonação.

4.3.1 *Catodo Luminescência*

As imagens geradas por catodo luminescência (CL) são grandes aliadas para identificação de inclusões e fraturas. O contraste obtido se mostrou interessante para a observação do comportamento da zonação do zircão inclusive, para observar como esta ocorre nos grãos de menor tamanho e com maior arredondamento, também foi possível identificar cristais com zonas de alteração interna e fraco sinal analíticos, característica que poderia influenciar na análise isotópica. As imagens de CL estão representadas na figura 19.

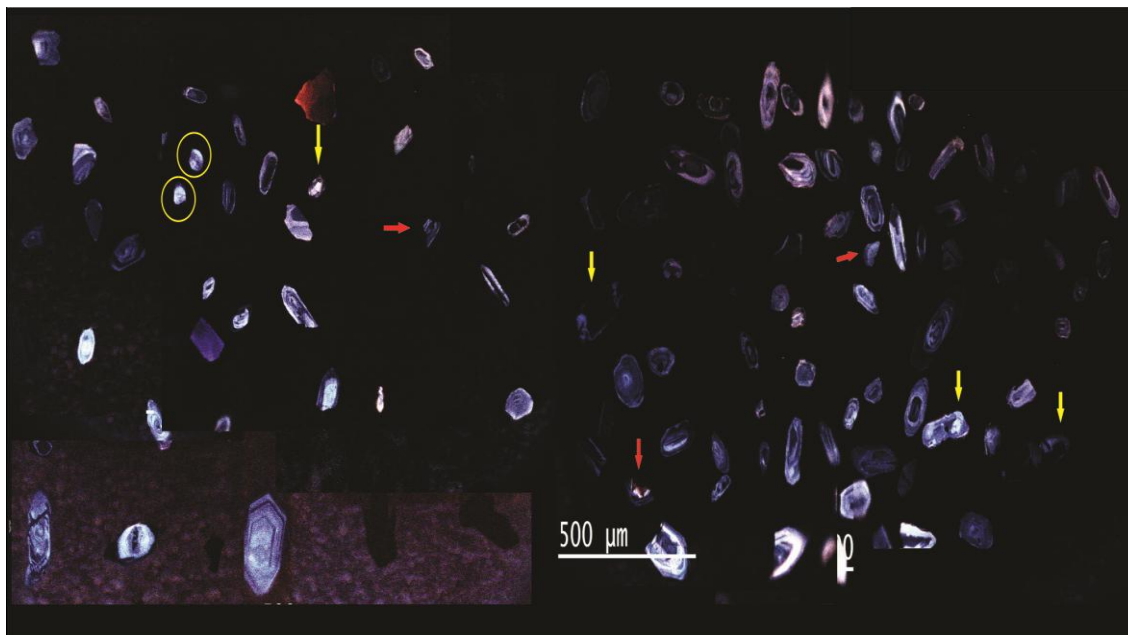


Figura 19. Mosaico produzido com imagens de Catodo luminescência mostrando o padrão de zonação dos cristais, bem como cristais com fraca resposta e zonas de alteração interna marcados com seta amarela. Os cristais circulos em amarelo representam cristais bem arredondados. Notam-se fragmentos de zircão evidenciados pela seta vermelha.

4.4 Geoquímica de rocha total

4.4.1 – Análise dos elementos maiores

As análises geoquímicas são amplamente utilizadas para determinar o ambiente tectônico. Foram utilizados para este trabalho dados geoquímicos de Kraemer (1995) realizados em trondhjemitos e tonalitos da suíte intrusiva Imbicuí como comparativo. Estes dados geoquímicos estão apresentados no Anexo 1. As amostras analisadas no âmbito deste trabalho são representativas do trondhjemito. Serão analisados nesse capítulo diagramas que utilizam os elementos maiores e ETR para a caracterização geoquímica das amostras PV16A e PV16B. Os dados geoquímicos das amostras são apresentados na Tabela 3.

Tabela 3. Resultados da análise das amostras elementos em wt%, elementos traços e Terras raras em partes por milhão (ppm).

Amostra	PV16A	PV16B
SiO₂	77.1	77.7
TiO₂	0.02	0.05
Al₂O₃	13.9	12.8
Fe₂O₃	0.57	0.79
MnO	<0,01	<0,01
MgO	0.13	0.25
CaO	1.95	0.86
Na₂O	5.67	4.93
K₂O	0.37	0.68
P₂O₅	<0,01	<0,01
Total	99.71	98.06
P.F.	0.4	0.99
Sr	700	610
Ba	452	710
Y	2.17	1.99
Zr	58	72
Nb	1.27	0.91
La	12.3	9.1
Ce	13.5	12.1
Nd	5.7	4.3
Sm	1.0	0.70
Eu	0.45	0.29
Gd	0.6	0.48
Dy	0.41	0.30
Er	0.2	0.19
Yb	0.2	0.2
Lu	<0,05	<0,05
V	<5	6
Ni	30	263
Zn	9.0	16.0
Pr	1.72	1.27
Tb	0.08	0.06
Tm	<0,05	<0,05
Co	1.0	1.3
Cs	0.19	0.11
Ga	11.4	11.5
Hf	1.12	1.56
Ho	0.07	0.07
Rb	4.0	7.8
Sn	<0.3	<0.3
Ta	0.19	0.18
Th	1.2	1.4
U	0.8	0.7

As amostras selecionadas possuem um elevado teor de SiO_2 (77.1 - 77.7 wt%, baixo conteúdo de MgO (0,13-0,25 wt%). O conteúdo de TiO_2 amostras é baixo para ambas (0.03 – 0.05 wt%), K_2O é menor que 1 wt%, a amostra PV16A tem um teor deste elemento ainda mais baixo se comparado com a amostra PV16B (respectivamente 0.37 e 0,68% wt%). Os valores quantitativos de Al_2O_3 obtidos são de 13.9 e 12.8 wt% enquanto para CaO os resultados foram 1,95 e 0,86 wt% e Na_2O os valores 5.67 e 4.93 wt%. As amostras são classificadas como peraluminosas com base no índice de saturação em alumina de Shand (1943) (Figura 20).

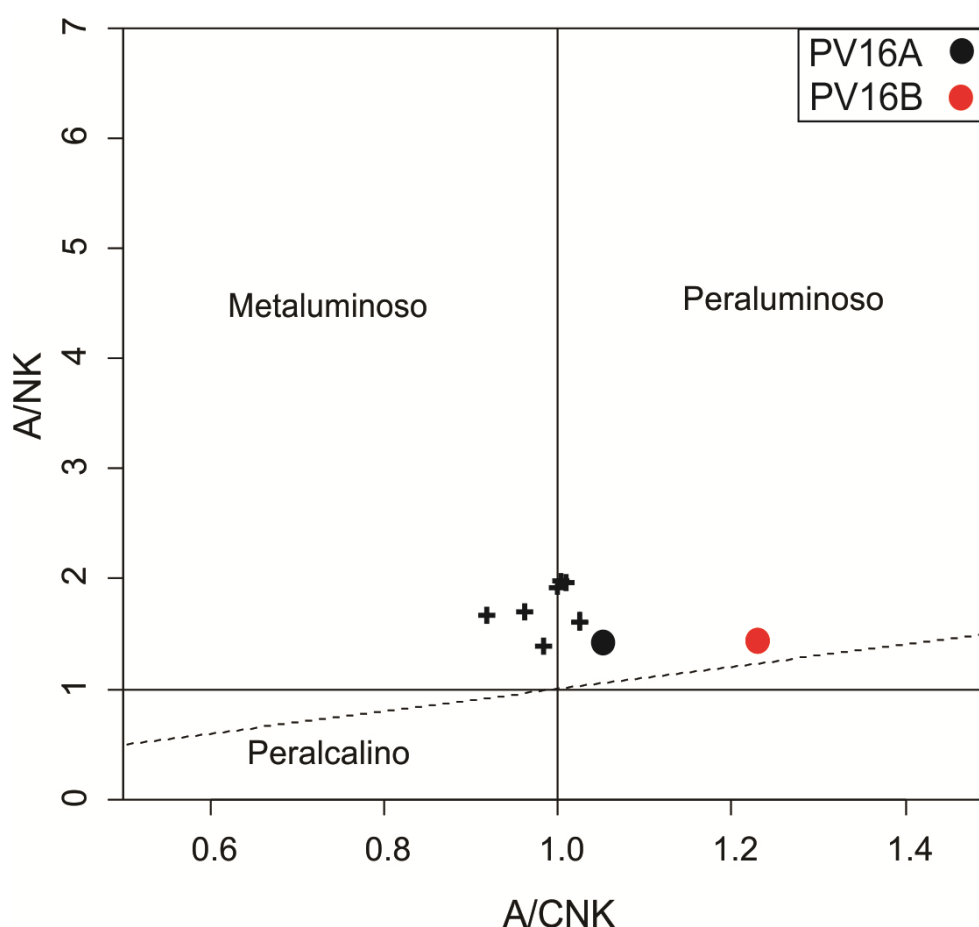


Figura 20. Diagrama de Classificação com base na saturação de alumina A/CNK (razão molar $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$) x A/NK (molar $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$) Shand (1943).+ Complexo Cambaí (Kraemer, 1995).

Os valores de elementos maiores foram plotados em diagramas de Harker. Para o eixo x foi selecionado SiO_2 visando o efeito comparativo. As análises selecionadas de Kraemer (1995) foram as que possuem maior conteúdo de sílica maior que 65% do peso molecular. Nesses diagramas estão plotados os valores (em wt%) de amostras pertencentes ao Complexo

Cambaí (CC) descritos por Kraemer, 1995 (Figura 21). Os teores apresentados para os elementos Sr variam de 384 a 1538 ppm e Ba têm valores que variam de 303-1779 ppm.

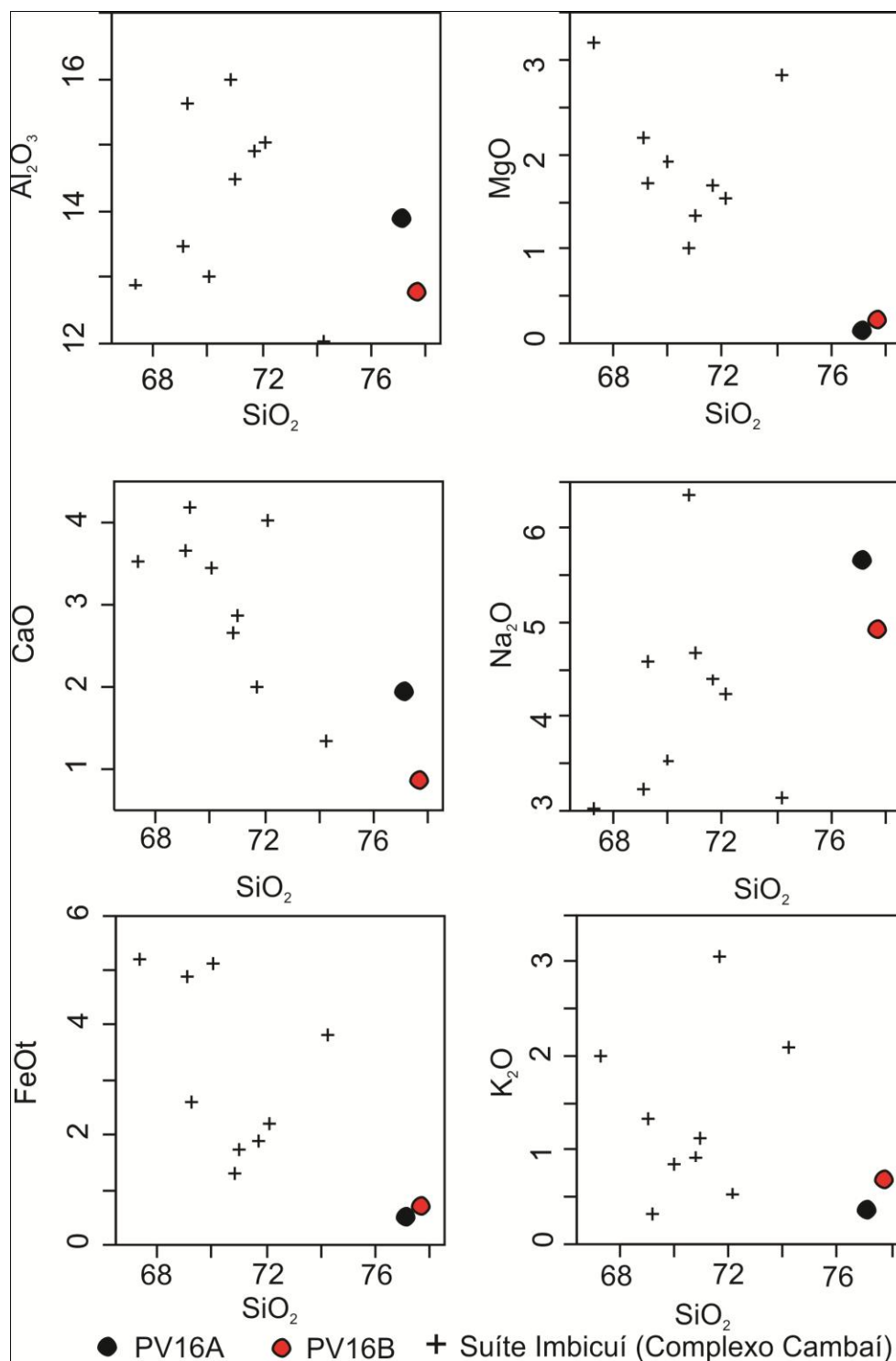


Figura 21. Diagrama de Harker em % de peso molecular representando as amostras estudadas em comparação com rochas do Complexo Cambaí (Kraemer, 1995).

A partir do conhecimento da concentração de elementos maiores, foi possível o cálculo da composição normativa para as duas amostras analisadas. A composição normativa CIPW (Cross, Iddings, Pirsson e Washington em 1903) está representada na tabela 4, e foi utilizada para classificação com base no conteúdo de Anortita (An), Albita (Ab) e Ortoclásio (Or). As amostras plotam no campo do trondhjemito representado no diagrama de Ab–An–Or (O'Connor, 1965) foram plotadas amostras extraídas do trabalho de Kraemer (1995) que em sua maioria caem no campo de diorito, granodiorito e secundariamente granito e trondhjemito (Figura 22).

Tabela 4. Conteúdo de minerais normativos (Norma CIPW).

Minerais normativos	PV16A	PV16B
Q	38.507	44.229
C	0.682	2.402
Or	1.950	4.019
Ab	47.978	41.716
An	9.642	4.234
Hy	0.324	0.623
Mt	0.002	0.000
Il	0.010	0.011
Hm	0.569	0.790
Ru	0.000	0.034
Ap	0.012	0.012
Total	99.674	98.069

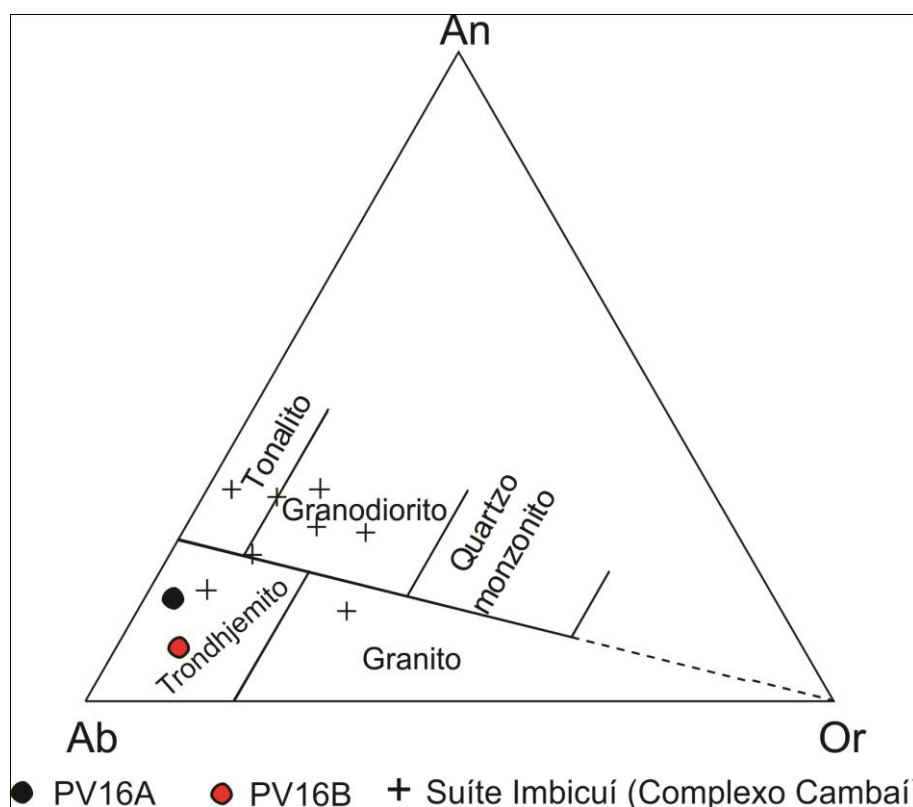


Figura 22. Diagrama ternário baseado na quantidade normativa de feldspato (O'Connor, 1965). Neste diagrama também foram plotados os resultados obtidos por Kraemer (1995) e estão representados pelas cruces pretas.

Ainda, outra classificação pode ser empregada, com base na nomenclatura proposta por Barker (1979), que é embasada na quantidade modal dos minerais máficos, que de modo geral, para os trondhjemitos estudados, perfaz menos de 10% da mineralogia modal. No caso das amostras estudadas, foi constatado tanto em análises macroscópica quanto na petrografia teores inferiores a 10 % de minerais máficos.

Segundo a classificação propostas por Pearce (1984), as amostras são classificadas como granitos gerados no ambiente tectônico do tipo arco vulcânico. As rochas do complexo Cambaí (Kraemer,1995) são classificadas como granitos do tipo arco vulcânico, apresentando valores mais elevados em comparação com as amostras deste estudo. A amostra PV16A devido ao baixo teor de Nb não está plotada na área do gráfico Nb_xY(Figura 23).

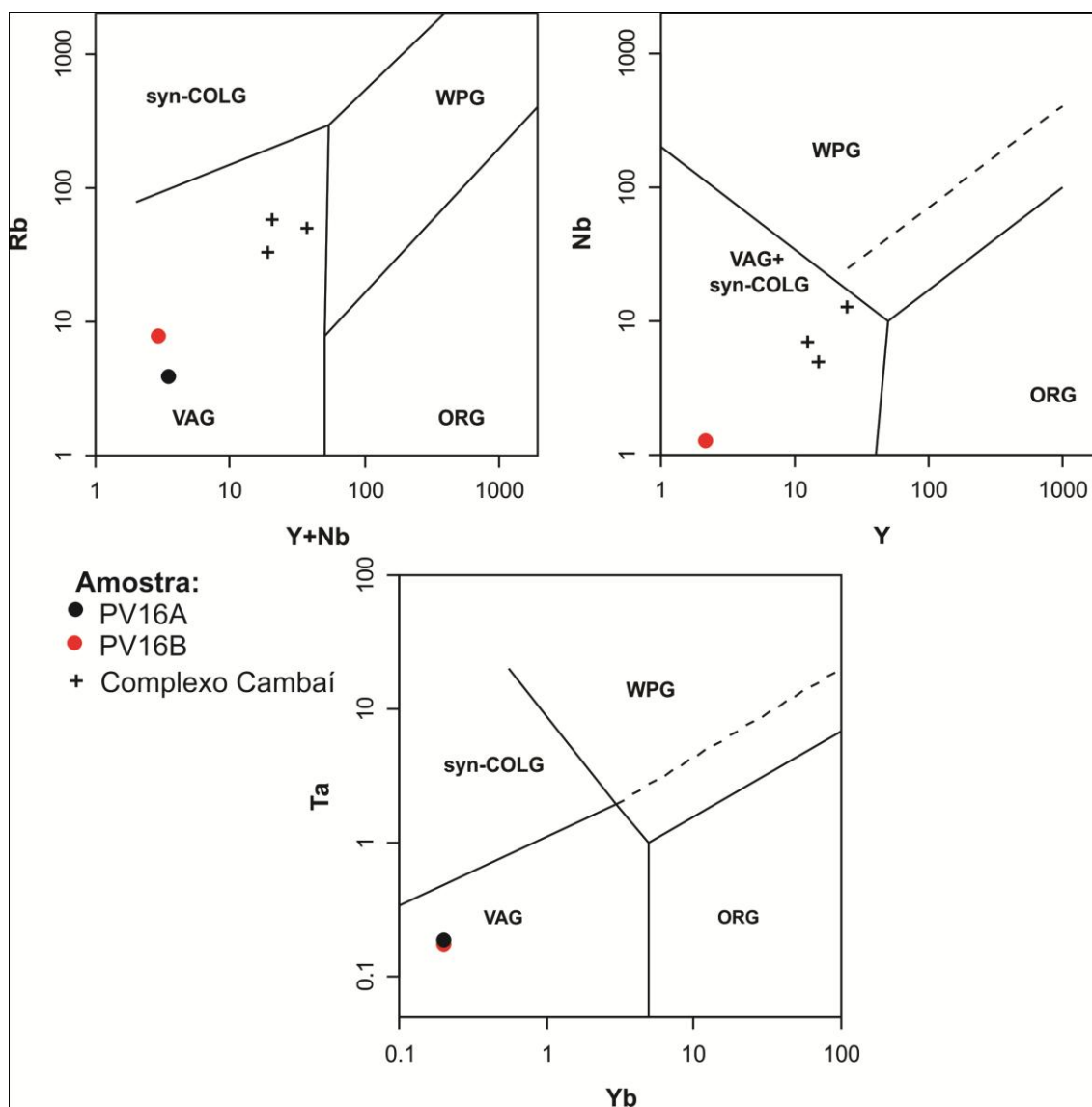


Figura 23. Diagrama discriminante de ambiente tectônico de granitos. VAG (Granitos de Arco Vulcânico), Syn-COL(Sin-Colisionais), WPG (Granitos Intraplaca) e ORG (Granitos de Cadeia Oceânica) modificado de Pearce, 1984. Dados do Complexo Cambaí (Kraemer, 1995).

4.4.2 Geoquímica de Elementos Terras Raras (ETRs)

A quantificação de ETRs é uma ferramenta de auxílio para desvendar os processos de cristalização e através da abundância desses elementos é possível reconhecer a assinatura geoquímica específica e correlacionar com um paleoambiente tectônico de formação das rochas estudadas.

Em relação aos ETRs (normalizado segundo condrito, Fig. 24). O trondjhemito mostrou um padrão enriquecido em terras raras leves (ETRL) com relação aos elementos terras raras pesados (ETRP). As amostras apresentaram uma anomalia positiva de Eu.

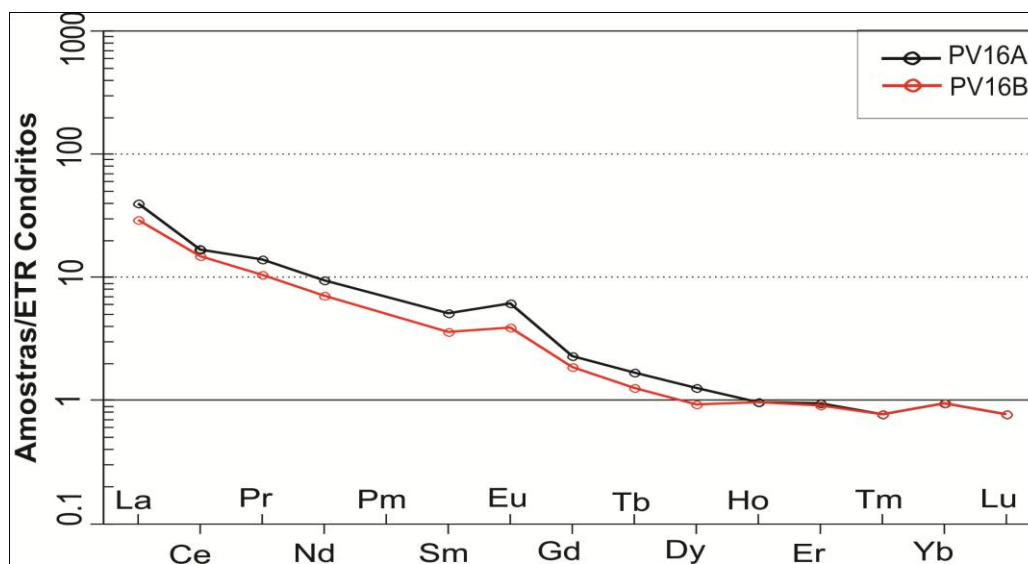


Figura 24. Diagrama multielementar de Elementos Terras Raras, valores normalizados segundo Sun & Mcdonough, 1989.

Os padrões de ETRs normalizados para a composição de condrito (Sun & Mcdonough, 1989) mostram leve curvatura que se caracteriza por um enriquecimento no conteúdo de terras raras leves (ETRL) comparado aos pesados (ETRP) (Figura 24) com a razão $(La/Yb)_N$ 44.1 e 32 ppm, respectivamente.

No diagrama multielementar normalizado para Manto Primitivo (Sun & Mcdonough, 1989) as amostras mostram depleção em elementos de alto potencial iônico (HFSE) como Nb, Y, e também para o Ti, que além de metal de transição, apresenta comportamento de elemento litófilo de raio iônico grande (LILE) (Figura 25). As amostras apresentam um padrão enriquecido dos elementos Ba, U e Sr relativo ao manto primitivo.

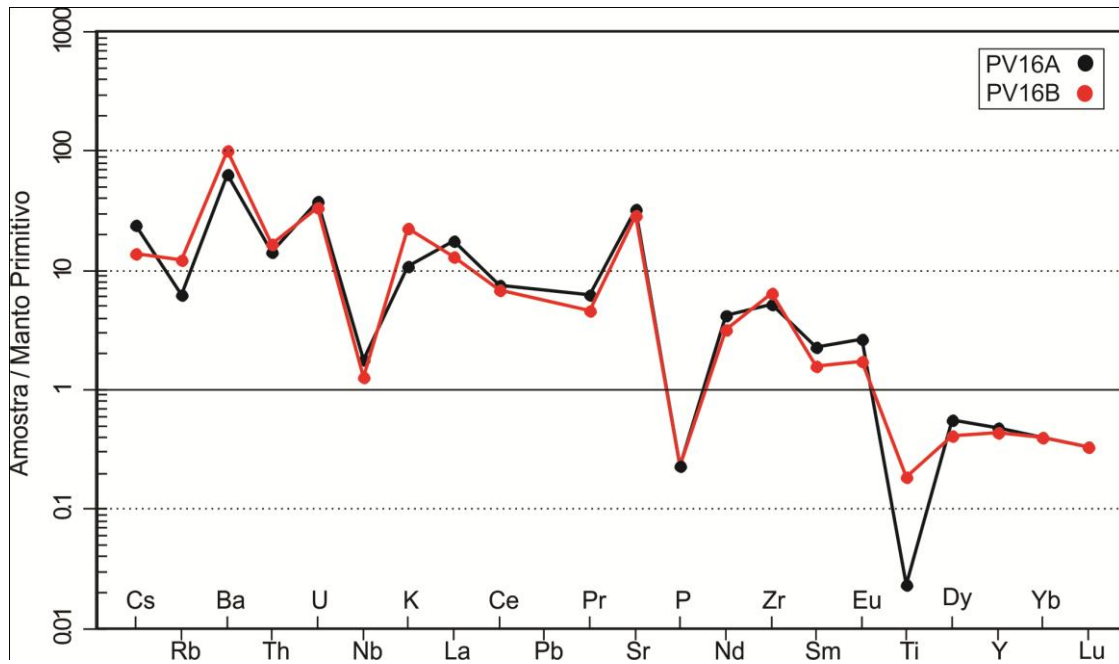


Figura 25. Diagrama multielementar valores normalizados para o Manto primitivo segundo Sun & McDonough, 1989.

4.5 Datação U-Pb

Foram datados por U-Pb 57 cristais de zircão de trondhjemito associadas ao ofiolito. A localização dos *spots* nos cristais analisados com seus respectivos valores de idade U-Pb está demonstrado nas figuras 26 e 27. Os resultados das idades e razões isotópicas para cada grão estão no anexo 2.

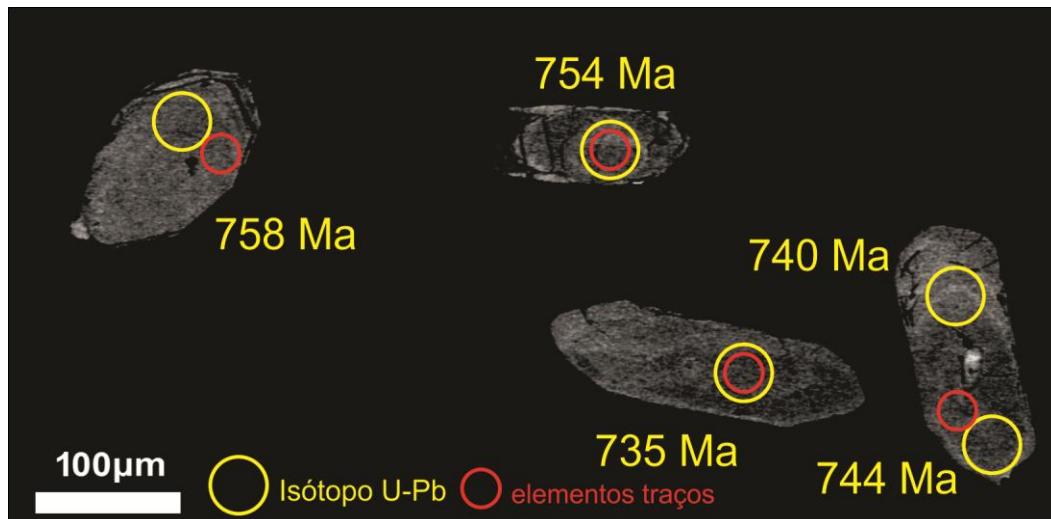


Figura 26. Cristais de zircão com a localização dos *spots* analíticos de elementos traços, U-Pb e respectivas idades encontradas para cada grão.

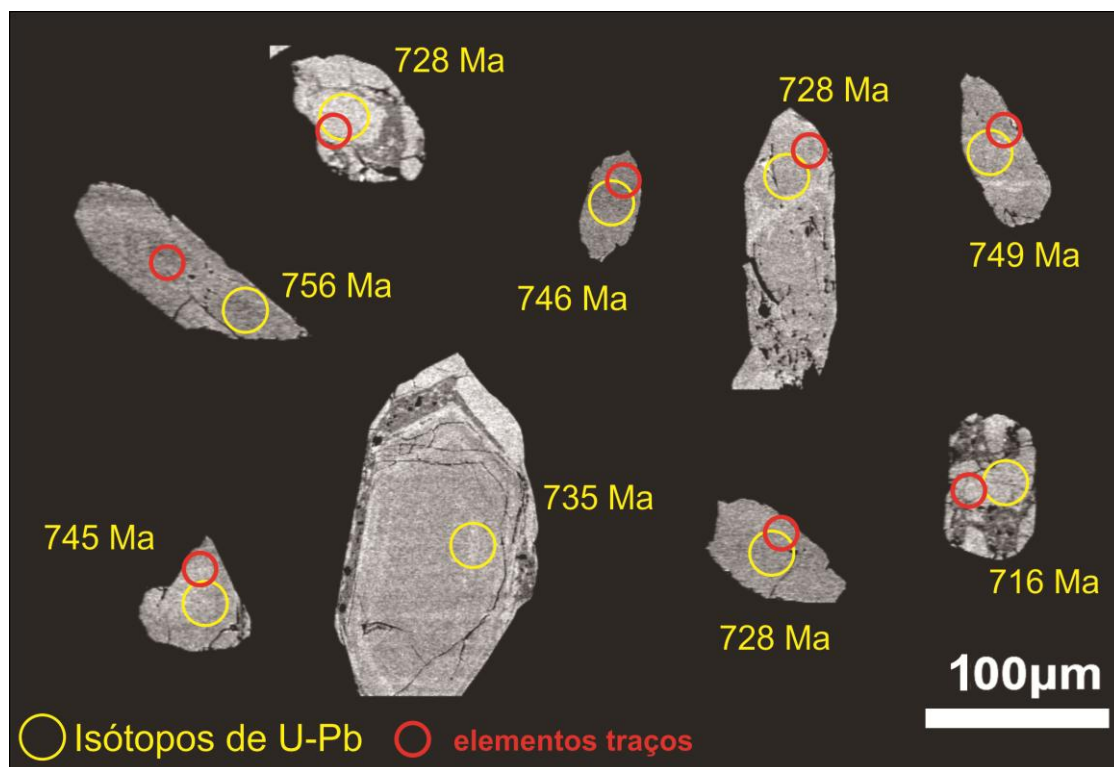


Figura 27. Cristais de zircão com a localização dos *spots* analíticos de elementos traços, U-Pb e respectivas idades encontradas para cada grão.

A idade concordante encontrada é de $744,44 \pm 0,87$ Ma com MSWD da concordância = 5,1 (Figura 28).

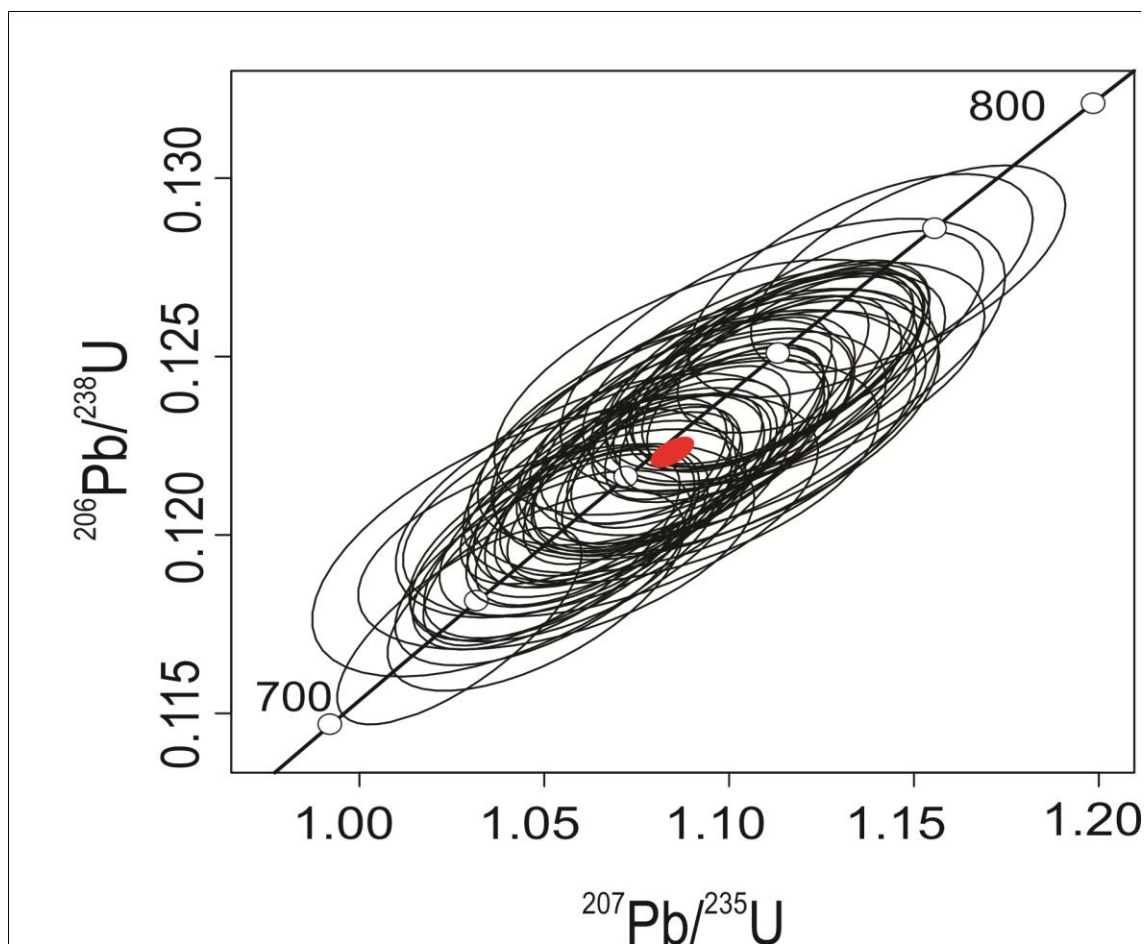


Figura 28. Diagrama concórdia do trondhjemito com idade $744,44 \pm 0,87$ Ma.

4.6 Geoquímica de Elementos traços em zircão

As características do Zircão fazem dele resistente as alterações, preservando o conteúdo de U-Pb. A geoquímica de elementos traços em zircão permite a distinção dos ambientes de cristalização e a relação com o magma parental. Foram realizadas 65 análises de zircão em trondhjemito para a determinação dos elementos traços, sendo assim foram selecionados apenas os cristais com idade U-Pb concordante obtida previamente.

A figura 29, normalizados segundo Condrito, conforme McDonough & Sun, 1995 mostra que os cristais analisados apresentam padrão enriquecido nos elementos Th, U e Hf com leve anomalia negativa de Gd. Os elementos terras raras pesadas (ETRP) apresentam um padrão de enriquecimento quando comparados os elementos terras raras leves (ETRL).

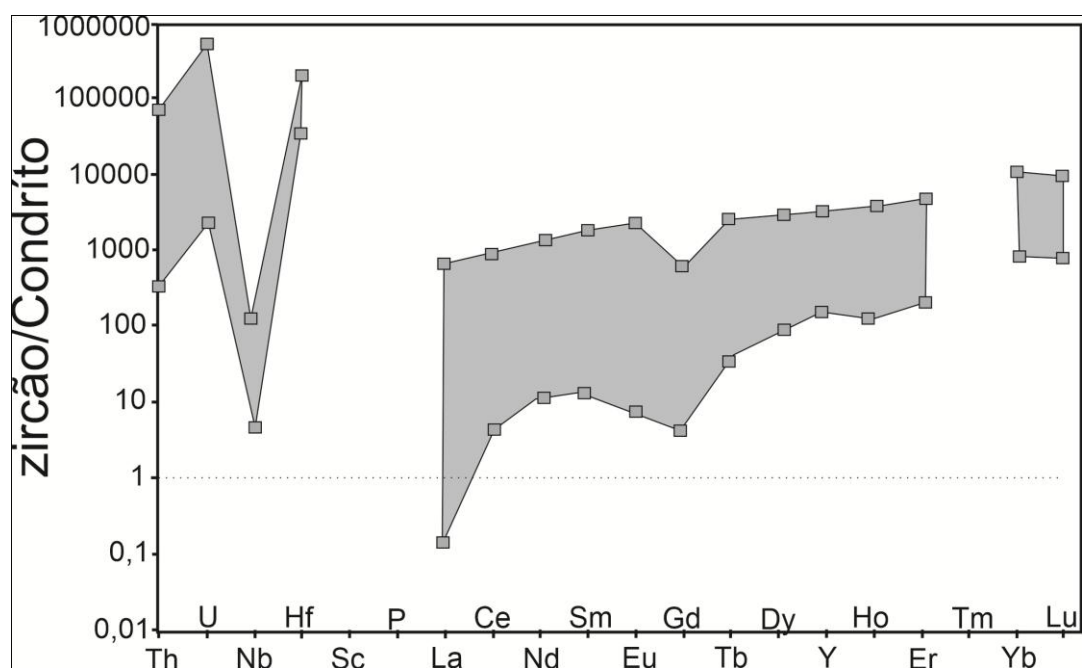


Figura 29. Diagrama multielementar dos zircões do trondjemito (PV16) normalizados segundo valores Condriticos de McDonough and Sun, 1995.

Os grãos de zircões do trondjemito apresentaram valor de U que variam de 20,81 a 4040,7 ppm. Para Th, os valores obtidos variam de 9,89 a 1698,7 ppm. Os valores encontrados pra Sc variam de 322,87 a 761,28 ppm com mediana em 490,5 e para Yb de 167,88 a 1688,1 ppm com mediana igual à 71,81ppm. Os valores encontrados estão localizados nos Anexos 3 ao 8.

A razão U/Th para os cristais de zircão analisados variam de 0.029 a 1.75 ppm com mediana 0,468 e média igual à 0,473. Para a razão U/Yb, Nb/Yb, Sc/Yb, os valores estatísticos completos estão expostos no Anexo 9.

Tabela 5. Valores estatísticos das razões U/Yb, Nb/Yb, Sc/Yb da amostra PV16.

	U/Yb	Nb/Yb	Sc/Yb
Média	0.697	0.006	1.141
Mínimo	0.109	0.002	0.251
Máximo	2.508	0.030	3.004
Mediana	0.549	0.005	1.035

Os dados químicos foram plotados no diagrama discriminante de ambiente tectono-magmático de U x Yb proposto por Grimes *et al.* 2007 (Figura 30). As análises plotam na região difusa, onde zircões de composição continental e de composição oceânica se sobrepõem.

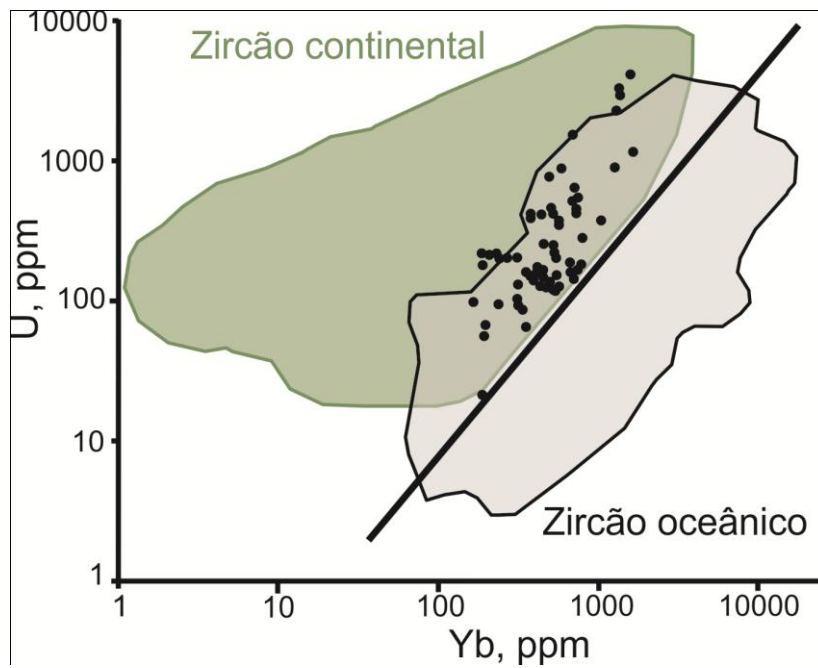


Figura 30. Diagrama discriminante de ambiente tectono-magmático U x Yb campos definidos segundo Grimes *et al.* 2007.

5 DISCUSSÕES

Neste capítulo, serão discutidos os resultados de campo, petrografia, química de rocha total e dados isotópicos do trondhjemitó no ofiolito. A integração de todos os dados permite correlacionar o processo de colocação na porção central do ofiolito Cerro Mantiqueiras e inferir sobre o ambiente tectônico de formação destas rochas.

5.1 Origem do plagiogranito no ofiolito Cerro Mantiqueiras

Os plagiogranitos associados aos ofiolitos podem ter sua gênese a partir de diferentes mecanismos de produção de rocha félsica (Coleman e Donato, 1979; Koepke *et al.* 2004; Flager & Spray, 1991). Podendo ser resultado do fracionamento de magmas basálticos sob baixa profundidade na crosta oceânica e representando o estágio final de sua construção (Coleman & Donato, 1979; Lippard *et al.* 1986) ou até mesmo resultado da fusão parcial de gabros ou anfibolitos gerando rochas félsicas de pequeno volume com composição tonalítica à trondhjemitica, marcado com teores de $\text{SiO}_2 > 65\%$. A relação de campo é essencial para a distinção dos processos petrogenéticos (Gerlach *et al.* 1981; Flager & Spray, 1991). Koepke *et al.* (2004) concluiu que o processo de hidratação de rochas gabróicas cumuláticas pode promover a fusão incongruente gerando líquido félsico e anfibólio (hornblenda) que desempenham um papel muito importante como produto dessa reação.

O Terreno São Gabriel possui o principal registro de ofiolitos do ESRG. A crosta oceânica possivelmente foi gerada em $923 \pm 3,1$ a 722 ± 3 Ma e metamorfizada em fundo oceânico por volta de 787 Ma (Arena *et al.* 2016, Cerva-Alves *et al.* 2020). Na sequência descrita os metabasaltos/anfibolitos

foram metamorizados na fácies anfibolito médio e tem uma idade U/Pb determinada em zircão de aproximadamente 733 Ma (Leite *et al.*1998).

Na porção central do Cerro Mantiqueira uma possível relação de intrusão do trondjemito e o contato com outras rochas não é visível, devido a erosão diferencial e pouca exposição. Porém, pouco distante da exposição principal de plagiogranito são descritos harzburgitos e anfibolitos. O plagiogranito está posicionado entre os harzburgitos e anfibolitos. A morfologia do plagiogranito assemelha-se a forma elíptica com pequeno volume, quando comparado com as outras rochas que compõem o ofiolito Cerro Mantiqueiras. Pequenos volumes de trondjemitos e tonalitos são descritos na crosta oceânica (França *et al.* 2013; Koepke *et al.* 2007).

A utilização dos ETR permite reconhecer a assinatura do paleoambiente do terreno no qual se encontram trondjemitos (Arth & Baker, 1976). O conteúdo de ETR normalizado por condrito foi comparado com outros plagiogranitos associados aos ofiolitos que definem os principais mecanismos de produção de magma félsico, são eles: – fusão parcial: East Karmoy (Noruega); – fracionamento: Troodos (Chipre); Semail (Omã); Visnes (Noruega) (Figura 31).

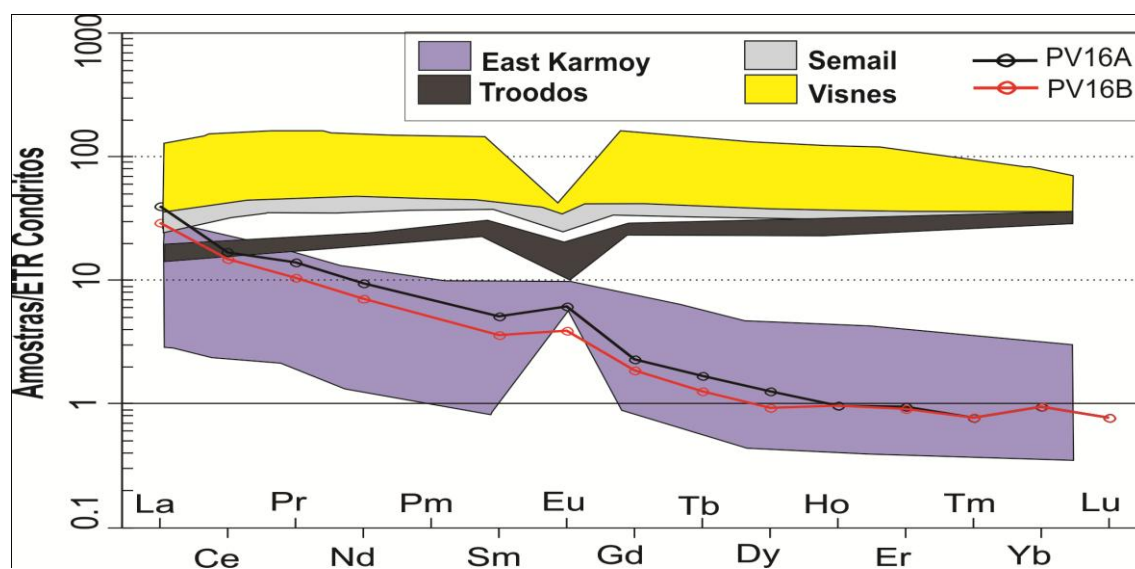


Figura 31. Diagrama multielementar normalizado por condrito (Sun & McDonough, 1989) dos principais tipos de plagiogranitos existentes em ofiolitos ao redor do mundo comparado com os valores do trondjemito (PV16). Fonte dos dados: East Karmoy e Visnes, Pedersen e Malpas, 1984; Semail, Pallister e Knight, 1981; Troodos, Thy *et al.*1985.

Os dados químicos obtidos para o trondjhemito do Ofiolito Cerro Mantiqueiras plotaram no campo semelhante aos plagiogranitos do tipo *East Karmoy* gerados por fusão parcial de anfibolito e/ou gabros metamorfizados e alterados. Além disso, o plagiogranito no ofiolito Cerro Mantiqueiras têm baixos teores de Zr, Y, e a anomalia positiva de Eu e estas características químicas são compatíveis com o tipo *East Karmoy*, evidências que sugerem que a fusão parcial pode ter sido o principal mecanismo gerador do plagiogranito estudado.

Os dados geoquímicos de rocha total normatizados demonstraram anomalias negativas predominante dos elementos de alto potencial iônico (HFSE) e de Ti. A anomalia negativa de Nb é típica de ambientes de subducção (Pearce, 2014). Isso sugere que a fusão que deu origem ao magma 'parental' do plagiogranito foi auxiliada pela presença de água (Koepke *et al.* 2007, Shervais, 2001). Dilek & Furnes (2014) argumentam que os elementos Nb, Ti, Y e os ETR pesados não são afetados pelo processo de desidratação da placa oceânica subductante, portanto, a fonte mantélica torna-se progressivamente depletada durante os episódios repetidos de fusão. O enriquecimento em elementos incompatíveis como Cs, Ba, U e ETR leves em ofiolitos de arco vulcânico e de zona de suprassubducção está relacionado à desidratação da placa oceânica subductante e fusão parcial de sedimentos (Dilek & Furnes, 2014; Hawkesworth *et al.* 1997; Pearce 2014).

O conteúdo de Al_2O_3 verificado no plagiogranito do ofiolito Cerro Mantiqueiras é menor que 15 wt%. Os trondjhemitos referidos como plagiogranitos oceânicos apresentam teores de $Al_2O_3 < 15\%$ característicos do tipo baixo- Al_2O_3 (Baker, 1979). A anomalia positiva de Eu e o relativo enriquecimento em ETR leves podem estar relacionados à fusão parcial de anfibolitos que deixaram um resíduo rico em anfibólio (hornblenda), este mineral sendo capaz de concentrar os ETR pesados (Arth & Baker, 1976). Torabi (2019) argumenta que a presença de plagiogranito metamorfizado nas condições de pressão e temperatura do metamorfismo de fácies anfibolito pode ser decorrência do primeiro fechamento da crosta oceânica do ofiolito de Ashin (Irã). Este é um exemplo recente da atuação dos processos relacionado à Zona de Suprassubducção em ambiente de retroarco.

5.2 Geoquímica de elementos traços em zircão

A geoquímica de ETR dos zircões do trondhjemito foi comparada com os zircões do albitito (CM3) do ofiolito Cerro Mantiqueiras estudados por Arena (2016). Os valores de CM3 estão dispostos nos Anexos 10 e 11. Os dados apresentam similaridades, uma vez que ambos são enriquecidos em ETRP (Figura 32). Alguns zircões do trondhjemito possuem valores mais baixos de determinados ETRL (La, Pr e Gd). Para Arena (2016) os zircões de albititos apresentam borda de origem metamórfica (786 ± 13 Ma) e núcleo ígneo mais antigo (923 ± 3 Ma). O albitito encontrado no ofiolito Cerro Mantiqueira é de ocorrência rara, foi interpretado produto do fracionamento ou alteração de plagiogranito que foi cristalizado a partir de magma juvenil (Arena *et al.* 2016). A fonte proposta para o CM3 é o manto enriquecido, pois os zircões têm valores de $\epsilon_{\text{Hf}} = +8$ a $+13$.

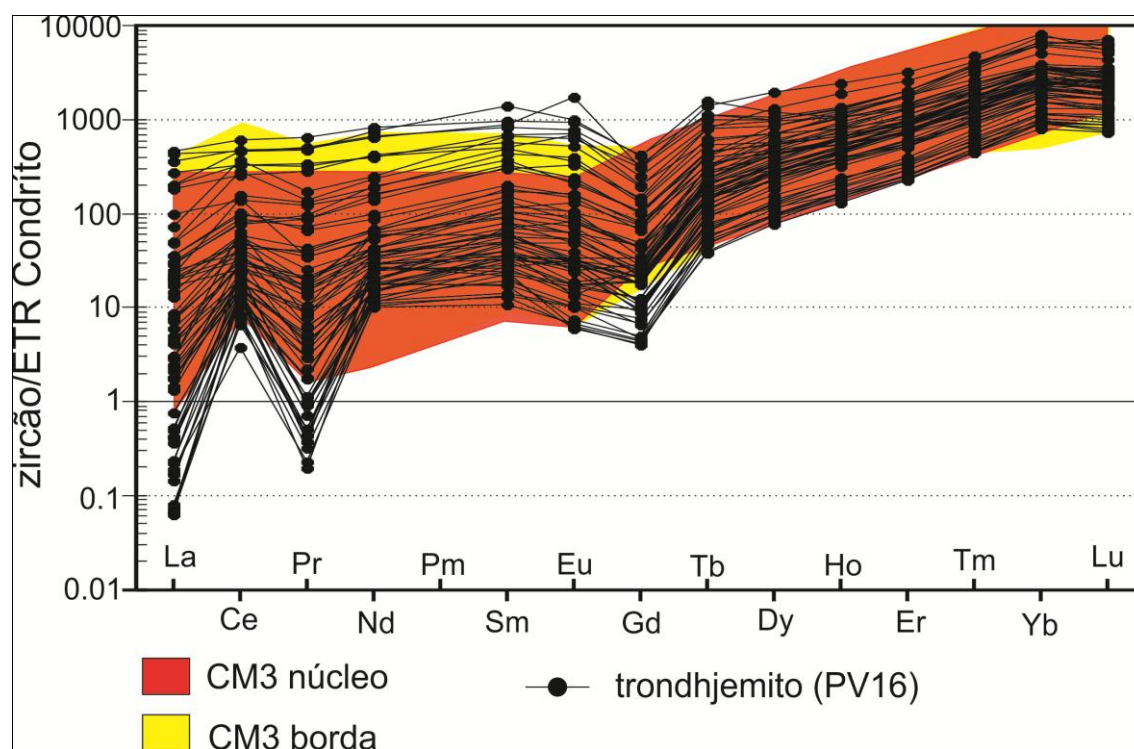


Figura 32. Diagrama geoquímico de elementos traços em zircão normalizado para ETR condrito (Boynton, 1984). Dados de zircão do albitito (CM3) do ofiolito Cerro Mantiqueiras extraídos de Arena *et al.* 2016.

As razões U/Yb, Nb/Yb e Sc/Yb determinadas em zircões hospedados em rochas ígneas podem ser usadas como diagnóstico dos principais

ambientes tectônicos formadores tanto para rochas félsicas como para rochas máficas. Os valores de $U/Yb < 0,1$ ppm são reconhecidos como zircões provenientes de fonte mantélica do tipo MOR, tem como assinatura uma depleção em elementos incompatíveis e refletem a composição do magma parental. Os zircões que são encontrados em ambiente de Arco continental apresentam valores U/Yb de 0,1 a 0,4 ppm. Os altos valores podem indicar a influência de crosta continental registrado por enriquecimento em elementos litófilos de raio iônico grande, possivelmente durante a formação do magma parental. Em arcos intraoceânicos primitivos é esperado o aumento contínuo da razão U/Yb (Grimes *et al.* 2015).

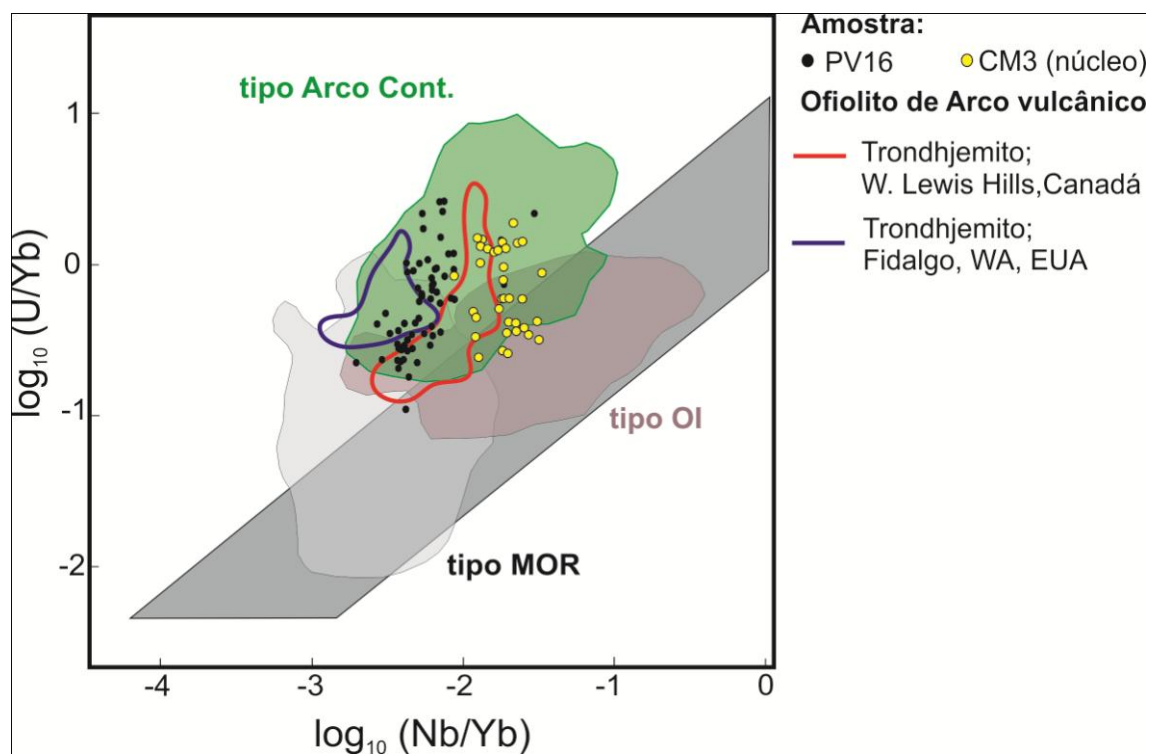


Figura 33. Gráfico Nb/Yb x U/Yb para determinação de ambientes tectono-magmáticos (razões em log₁₀) compilado de zircões de MOR (Cadeia meso-oceânica), OI (Ilha oceânica, influenciado por pluma) e Arco cont. (Arco continental). São apresentados zircões de dois ofiolitos tipo de arco de ilha (W.Lewis Hill, Bay of Island e Fidalgo, EUA). A zona cinza representa o Mantle Array. Modificado de Grimes *et al.* 2015. Dados do albitito CM3 (núcleo) extraídos de Arena *et al.* 2016.

Na figura 33, os dados obtidos do trondhjemitos plotam na zona de sobreposição do tipo MOR com o tipo arco continental se estendendo em direção aos valores maiores de U/Yb. A comparação da amostra foi feita com zircões de trondhjemitos pertencentes aos ofiolitos do tipo de arco vulcânico

(Arco de ilha - W.Lewis Hill, Canadá e Fidalgo, EUA Grimes *et al.* (2015)) que apresentam comportamento semelhante partindo da mesma zona da sobreposição alcançando valores maiores de U/Yb. A composição do núcleo dos zircões do albitito encontrado no Cerro Mantiqueiras apresentou uma semelhança quanto à dispersão e valores de U/Yb, todavia exibe valores maiores de Nb/Yb.

O comportamento de zircões que ocupam zonas de sobre posição pode estar relacionado ao fracionamento durante a cristalização. O fracionamento em zircão pode ser identificado pelo baixo teor de Ti ocasionado pela queda de temperatura de cristalização (Watson & Harrison, 2005). Grimes (2015) argumenta que zircões do tipo MOR que registram o fracionamento tendem a se deslocar em direção ao campo continental. Nesse caso, o zircão reflete o *melt* parental e a composição da fonte.

O mecanismo de fusão exerce influência nos teores de elementos terras raras. O anfibólio possui coeficiente de distribuição alto para ETR, Nb e Sc quando comparado a outros minerais formadores de rocha. Brophy (2008) através da comparação líquidos félsicos gerados por fracionamento de basaltos e fusão parcial de anfibólitos, apresenta resultados que levam a conclusão de que quando o fracionamento do *melt* ocorre com ausência de anfibólio resulta em enriquecimento no teor de ETRL e ETRP em relação o *melt* inicial. Em casos onde o fracionamento acontece com a presença do anfibólio advindo de uma rocha máfica, teores de elementos como o Yb (ETRP) podem permanecer constante ou diminuir de acordo com o aumento no conteúdo de SiO₂ >70% semelhante ao trondhjemito do ofiolito Cerro Mantiqueiras.

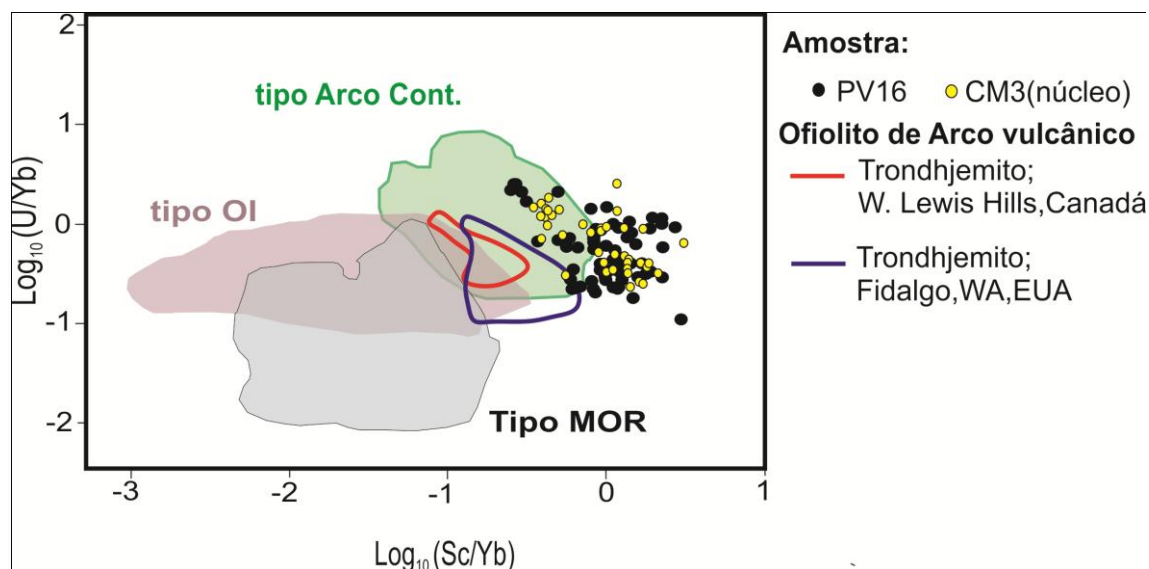


Figura 34. Gráfico Sc/Yb x U/Yb para determinação de ambientes tectono-magmáticos (razões em log10) compilado de zircões de MOR (Cadeia meso-oceânica), OI (Ilha oceânica, influenciado por pluma) e Arco cont.(Arco continental). São apresentados zircões de dois ofiolitos tipo de arco de ilha (W.Lewis Hill, Bay of Island e Fidalgo, EUA). Modificado de Grimes et al. 2015. Dados do albitito CM3 (núcleo) extraídos de Arena et al. 2016.

Na figura 34 o diagrama Sc/Yb x U/Yb auxilia a discriminar a fonte dos zircões. Podemos notar a tendência dos espalhamentos dos dados similar em comparação com os trondhjemitos de arco vulcânico dos ofiolitos de W. Lewis e Fidalgo. Os dados do núcleo dos zircões pertencentes ao albitito (CM3) se sobrepõem aos dados do trondhjemitos (PV16), ambos vão do campo do tipo Arco continental a valores mais elevados de Sc/Yb, tal comportamento é demonstrado pela amostra do ofiolito Fidalgo. Os dados plotam no campo de arco estabelecido por Grimes *et al.* (2015), pois os mesmos apresentam alto Sc / Yb em relação a U / Yb e alto U / Yb em relação a Nb / Yb. Os dados de elementos traços em zircão do trondhjemitos sugerem que os zircões sofreram fracionamento.

6 CONCLUSÕES

Através da integração dos dados obtidos no presente trabalho, conclui-se que o plagiogrânito estudado compõe o ofiolito Cerro Mantiqueiras e apresenta a seguinte evolução:

- Está espacialmente associado aos harzburgitos e anfibolitos da área;
- Os dados geoquímicos de rocha total tais como baixo teor de Al_2O_3 (<15 % em wt%), depleção em Ti e teor de K_2O < 1 wt% correlacionam a geração do plagiogrânito com o Ofiolito Cerro Mantiqueiras. A assinatura química com anomalia positiva de Eu, o enriquecimento em ETR leves, permite a classificação como plagiogrânito oceânico do tipo East Karmoy.
- Idades obtidas são compatíveis com evolução toniana do ofiolito Cerro Mantiqueiras ($744,44 \pm 0,87$ Ma).
- Os elementos traços em zircão registram o processo de fracionamento ocorrido no ambiente de cristalização e são análogos ao albitito do ofiolito Cerro Mantiqueiras descrito por Arena *et al.* (2016).

7 REFERÊNCIAS

- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Brito-Neves, B.B.; Fuck, R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth Science Review*, v. 17, p. 1-29,
- Amri, I., Benoit, M., Ceuleneer, G., 1996. Tectonic setting for the genesis of oceanic plagiogranites: evidence from a paleo-spreading structure in the Oman ophiolite. *Earth and Planetary Science Letters* 139, p.177–194.
- Anonymous. Penrose field conference on ophiolites. *Geotimes*, v. 17, p. 24-25, 1972.
- Arena, K.R., Hartmann, L.A., Lana, C., 2016, Evolution of Neoproterozoic ophiolites from the southern Brasiliano Orogen revealed by zircon U-Pb-Hf isotopes and geochemistry: *Precambrian Research*. v. 285, p. 299–314.
- Arena, K.R., Hartmann, L.A., Lana, C., 2017, Tonian emplacement of ophiolites in the southern Brasiliano Orogen delimited by U-Pb-Hf isotopes of zircon from metasomatites: *Gondwana Research*, v. 49, p. 296–332.
- Arth, J.G. 1976. Behavior of trace elements during magmatic processes – a summary of theoretical models and their applications *J. Res. US Geol. Surv.*, 4, pp. 41-47.
- Barker, F., 1979. Trondhjemite: definition, environment, and hypotheses of origin. In: Barker, F. (Ed.), *Trondhjemites, Dacites, and Related Rocks*. Elsevier, Amsterdam. p. 1–12.
- Brophy, J.G. 2008. A study of rare earth element (REE)-SiO₂ variations in felsic liquids generated by basalt fractionation and amphibolite melting: a potential test for discriminating between the two different processes. *Contrib Mineral Petrol* 156, p.337–357.
- C.B. Grimes, B.E. John, P.B. Kelemen, F.K. Mazdab, J.L. Wooden, M.J. Cheadle, K. Hanghøj, J.J. Schwartz. 2007. Trace element chemistry of zircons from oceanic crust: A method for distinguishing detrital zircon provenance. *Geology*; 35 (7). p. 643–646.
- C.B. Grimes, J.L. Wooden, M.J. Cheadle, B.E. John. 2015. “Fingerprinting” tectono-magmatic provenance using trace elements in igneous zircon. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 170, p. 46.
- Chemale Jr., F. Evolução Geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: HOLZ, M.; DE ROS, L.F. (Ed.). *Geologia do Rio Grande do Sul. Universidade Federal do Rio Grande do Sul*, Porto Alegre, Brasil, 2000, p. 13–55.
- Coleman R.G. 1977. What is an Ophiolite?. In: *Ophiolites. Minerals and Rocks, vol 12*. Springer, Berlin, Heidelberg.

Coleman, R. G. 1971. Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges, *J. Geophys. Res.*, 76(5), p.1212– 1222.

Coleman, R.G., Peterman, Z.E. 1975. Oceanic plagiogranite. *J. Geophys. Res.*, 80, pp. 1099-1108.

Coleman, R.G., M. Donato. Oceanic plagiogranite revisited, Trondhjemites, Dacites, and Related Rocks, *Elsevier*, Amsterdam, pp. 149-167. 1979.

Dedavid, B.A.; Gomes, C.I.; Machado, G. Microscopia eletrônica de varredura: aplicações e preparação de amostras: materiais poliméricos, metálicos e semicondutores. Porto Alegre, *EDIPUCRS*, p. 60, 2007.

Dilek Y.; Furnes, H. 2011. Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. *Geological Society of America Bulletin* 123.p. 387-411

Dilek, Y.; Furnes, H. 2014. Ophiolites and their origins. *Elements*, v. 10, p. 93–100.

Dilek, Y. Ophiolite concept and its evolution. In: DILEK, Y.; NEWCOMB, S. (Ed.). *Ophiolite Concept and the Evolution of Geological Thought*. Geological Society of America, Special Paper, v. 373, p. 1-16, 2003a.

F. Barker, J.G. Arth. 1976. Generation of trondhjemite–tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites. *Geology*, 4 (1976), p. 596-600.

Fernandes, L.A.D.; Tommasi, A.; Porcher, C.C. 1992. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: A reappraisal. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 5, p. 77–96.

Flagler, P.A., Spray, J.G. 1991. Generation of plagiogranite by amphibolites anatexis in oceanic shear zones. *Geology*, 19, pp. 70-73.

Gerlach, D.C., Leeman, W.P., Lallemand, H.G.A. 1981. Petrology and geochemistry of plagiogranite in the Canyon Mountain Ophiolite, Oregon. *Contrib. Miner. Petrol.*, 77, pp. 82-92.

Goñi, J.C., Goso, H., Issler, R.S. 1962. Estratigrafia e geologia econômica do pré-Cambriano e Eopaleozóico uruguaio e sul-riograndense. *Avulso da Escola de Geologia* 3, p. 1-105.

Haase, K.M., Freund, S., Beier, C. 2016. Constraints on the magmatic evolution of the oceanic crust from plagiogranite intrusions in the Oman ophiolite. *Contrib Mineral Petrol.* 171, p. 46.

Hartmann, L.A., Chemale Jr., F. 2003. Mid amphibolite facies metamorphism of harzburgites in the Neoproterozoic Cerro Mantiqueiras Ophiolite, southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 75, p.109–128.

Hartmann, L.A. & Remus, M.V.D. 2000. Origem e evolução das rochas ultramáficas do Rio Grande do Sul desde o Arqueano até o Cambriano In: Holz, M., De Ros, L.F. (Ed.), *Geologia do Rio Grande do Sul*, Editora UFRGS, Porto Alegre, p. 53-78.

Hartmann, L.A., Philipp, R.P., Santos, J.O.S., McNaughton, N.J. 2011. Time frame of the 753–680 Ma juvenile accretion during the São Gabriel orogeny, Southern Brazilian shield. *Gondwana Res.*, 19 (2011), p. 84-99.

Hartmann, L.A.; Chemale Jr., F. 2003. Mid amphibolite facies metamorphism of harzburgites in the Neoproterozoic Cerro Mantiqueiras Ophiolite, southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 75 (1), p. 109-128,

Hartmann, L.A.; Chemale Jr., F.; Philipp, R.P. Evolução geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. In: IANNUZZI, R.; FRANTZ, J.C. (Ed.). *50 Anos de Geologia*. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil, 2007. p. 97–123.

Hartmann, L.A.; Werle, M.; Michelin, C.R.L.; Lana, C.; Queiroga, G.N; Castro, M.P.; Arena, K.R. 2019. Proto-Adamastor ocean crust (920 Ma) described in Brasiliano Orogen from coetaneous zircon and tourmaline. *Geoscience Frontiers*, v. 10, n. 4, p. 1623-1633.

Hawkesworth C.J, Turner S.P, McDermott F, Peate D.W, van Calsteren P (1997) U-Th isotopes in arc magmas: Implications for element transfer from the subducted crust. *Science* 276. P. 551-555.

Jackson, S.E.; Pearson, N.J.; Griffin, W.L.; Belousova, E.A. 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, v. 211, p. 47-69,

Jamieson, R.A. 1986. *P-T* paths from high temperature shear zones beneath ophiolites. *Journal of Metamorphic Geology*, 4, p. 3-22.

Jost, H., Hartmann, L.A., 1984. Província Mantiqueira. In: Almeida, F.F.M., Hasui, Y. (Ed.), *O Pré-Cambriano do Brasil*, p. 345–368.

K.P. Skjerlie, R.B. Pedersen, O.P. Wennberg, J. De La Rosa. 2000. Volatile phase fluxed anatexis of sediments during late Caledonian ophiolite obduction: evidence from the Sogneskollen Granitic Complex, West Norway. *J. Geol. Soc. London* 157, p. 1199-1213.

Koepke, J., Feig, S.T., Snow, J., Friese, M., 2004. Petrogenesis of oceanic plagiogranites by partial melting of gabbros: an experimental study. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 146, 414–432.

Kraemer, G., 1995. *Evolução magmática e tectônica da suíte ortometamórfica Imbicuí, região de Lavras do Sul, RS*. Porto Alegre, pp. 99, Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

L.A. Vedana, R.P. Philipp, C.A. Sommer. 2017. Post-collisional basalts of the Acampamento Velho Formation, Camaquã Basin, São Gabriel Terrane, southernmost Brazil. *Braz. J. Geol.*, 47 (3), pp. 467-489.

Leite, J.A.D., Hartmann, L.A., Mcnaughton, N.J., CHEMALE JR.,F. 1998. SHRIMP U/Pb zircon geochronology of Neoproterozoic juvenile and crustal-reworked terranes in southernmost Brazil. *Int. Geol. Rev.* 40, 688–705,

Leite, J.D. 1997. *A origem dos harzburgitos da Sequência Cerro Mantiqueiras e implicações tectônicas para o desenvolvimento do Neoproterozóico da porção oeste do Escudo Sul-Riograndense*. Porto Alegre, 161p. Dissertação de mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Li, Wu-xian, Li, Xian-hua. 2003. Adakitic granites within the NE Jiangxi ophiolites, South China: geochemical and Nd isotopic evidence. *Precambrian Research*, Vol. 122, p. 29-44.

Lippard, S.J., Shelton, A.W., Gass, I.G., 1986. The ophiolite of Northern Oman. *Geological Society of London, Memoirs* 11. p.178.

Ludwig, K.R. 2003. Isoplot/Ex Version 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Berkeley, CA.

M. Babinski, F. Chemale Jr., L.A. Hartmann, W.R. Van Schmus, L.C. Silva Juvenile accretion at 750–700 Ma in Southern Brazil. *Geology*, 24, p. 439-442.

Malpas J. 1979. Two contrasting trondhjemite associations from transported ophiolites in Western Newfoundland: initial report. In: Barker F (eds) *Trondhjemites, dacites, and related rocks*. Elsevier, Amsterdam, p. 465–487.

McDonough WF, Sun S. 1995. The composition of the Earth. *Chem Geol* 120. p.223–253.

Moore, E.M. Origin and emplacement of ophiolites. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, v. 20, p. 735-760, 1982.

Moore, E.M. Pre-1 Ga (pre-Rodinia) ophiolites: their tectonic and environmental implications. *GSA Bulletin*, v. 114(1), p. 80-95, 2002.

Nicolas A. 1989. Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere. Kluwer, Dordrecht, p 376.

O'Connor, J.T. 1965. A classification of quartz rich igneous rock based on feldspar ratios. *US Geological Survey*, 525B, B79-B84.

P. Thy, C.K. Brooks, J.N. Walsh. 1985. Tectonic and petrogenetic implications of major and rare earth element chemistry of Troodos glasses, Cyprus, *Lithos*, Vol. 18, P. 165-178.

Pallister, J.S., Knight, R.J., 1981. Rare earth element geochemistry of the Semail ophiolite near Ibra, Oman. *Journal of Geophysical Research* 86, 2673–2697.

Pearce J.A., Harris N.B., Tindle A.G. 1984b. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks, *Journal of Petrology*, Volume 25, Issue 4, November 1984, Pages 956–983.

Pearce N.J.G., Perkins W.T., Westgate J.A., Gorton M.P., Jackson S.E., Neal C.R., Chenery S.P. 1997. A compilation of new and published major and trace element data for NIST SRM 610 and NIST SRM 612 glass reference materials. *Geostand News* 21. p.115–144.

Pearce, J.A. 2014. Immobile element fingerprinting of ophiolites. *Elements* 10. p. 101-108.

Pedersen, R.B., Malpas, J. 1984. The origin of oceanic plagiogranites from the Karmoy ophiolite, western Norway. *Contrib. Miner. Petrol.*, 88, pp. 36-52.

Pertille, J.; Hartmann, L.A.; Santos, J.O.S.; Mcnaughton, N.J.; Armstrong, R. 2017. Reconstructing the Cryogenian–Ediacaran evolution of the Porongos fold and thrust belt, Southern Brasiliano Orogen, based on Zircon U–Pb–Hf–O isotopes. *International Geology Review*, v. 59, n. 12, p. 1532-1560.

Philipp, R.P.; Pimentel, M.M.; Basei, M. A. S. The Tectonic Evolution of the São Gabriel Terrane, Dom Feliciano Belt, Southern Brazil: The Closure of the Charrua Ocean. In: SIEGISMUND, S.; BASEI, M.A.S.; OYHANTÇABAL, P.; ORIOLO, S. (Ed.). *Geology of Southwest Gondwana*, 2018. cap. 10, p. 243-265.

Philipp, R.P.; Pimentel, M.M.; Chemale JR., F. 2016. Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in southern Brazil. Geological relationships and U-Pb geochronology. *Brazilian Journal of Geology*, v. 46, p. 83–104.

Philipp, R.P., Machado R., Nardi, L.V.S., Lafon, J.M. 2002. O magmatismo granítico Neoproterozóico do Batólito Pelotas no sul do Brasil: Novos dados e revisão de geocronologia regional. *Revista Brasileira de Geociências*, 32, p. 277-329.

Raczek, I., Stoll, B., Hofmann, A.W. and Peter Jochum, K. 2001. High-Precision Trace Element Data for the USGS Reference Materials BCR-1, BCR-2, BHVO-1, BHVO-2, AGV-1, AGV-2, DTS-1, DTS-2, GSP-1 and GSP-2 by ID-TIMS and MIC-SSMS. *Geostandards Newsletter*, 25, p. 77-86.

Remus, M.V.D.; McNaughto, N.J.; Hartmann, L.A.; Koppe, J.C.; Fletcher, I.R.; Groves, D.I.; Pinto, V.M. 1999. Gold in the Neoproterozoic juvenile Bossoroca Volcanic Arc of Southernmost Brazil: isotopic constraints on timing and sources. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 12, p. 349–366.

Saalmann, K.; Gerdes, A.; Lahaye, Y.; Hartmann, L.A.; Remus, M.V.D.; Läufer, A. 2011. Multiple accretion at the eastern margin of the Rio de la Plata craton: The prolonged Brasiliano orogeny in southernmost Brazil. *International Journal of Earth Sciences*, v. 100, p. 355–378.

Saalmann, K.; Remus, M.V.D.; Hartmann, L.A. 2005b. Geochemistry and Crustal Evolution of Volcano-sedimentary Successions and Orthogneisses in the São Gabriel Block, Southernmost Brazil - Relics of Neoproterozoic Magmatic Arcs. *Gondwana Research*, v. 8, p. 143–161.

Saalmann, K.; Remus, M.V.D.; Hartmann, L.A. 2006. Structural evolution and tectonic setting of the Porongos belt, Southern Brazil. *Geological Magazine*, v. 143, p. 59–88,

Saalmann, K.; Remus, M.V.D.; Hartmann, L.A. 2007. Neoproterozoic magmatic arc assembly in the southern Brazilian Shield – constraints for a plate tectonic model for the Brasiliano orogeny. *Geotectonic Research*, v. 95, p. 41-59,

Sato, K.; Basei, M.A.S.; Siga, O.J.; Sproesser, W.M.; Passarelli C.R. Novas Técnicas Aplicadas ao Método U-Pb no CPGeo - IGc/USP: Avanços na Digestão Química, Espectrometria de Massa (TIMS) e Exemplos de Aplicação Integrada com SHRIMP. *Revista do Instituto de Geociências – USP*, v. 8(2), p. 77-99, 2008.

Shand, S.J. 1943. Eruptive rocks their genesis composition classification, and their relation to ore-deposits with a chapter on Meteorite. *John Wiley & Sons*, New York.

Shervais, J. W. 2001. Birth, death, and resurrection: The life cycle of suprasubduction zone ophiolites, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2, p. 1010.

Silantsev, S.A., Koepke, J., Ariskin, A.A. 2014. Geochemical nature and age of the plagiogranite-gabbro-norite association of the oceanic core complex of the Mid-Atlantic ridge at 5°10'S. *Petrology* 22, p.109–127.

Steinmann, G. Die ophioliti schen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. *Compte Rendu, XIV Congrès Géologique International, Madrid, Graficas Reunidas*, v. 2, p. 637- 667 1927.

Streckeisen, A. L., 1967. Classification and nomenclature of igneous rocks. Final report of an inquiry. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, 107, 144-240.

Sun, S.S., McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M. (Eds.). *Magmatism in Ocean Basins, Geological Society of London, Special Publication* 42, 313-345.

T. Cerva-Alves, L.A. Hartmann, M.V.D. Remus, C. Lana, Integrated ophiolite and arc evolution, southern Brasiliano Orogen, *Precambrian Research*, 2020.

Torabi, G., Morishita, T. & Arai, S. 2019. Two Types of Plagiogranite from Mesozoic Ashin Ophiolite (Central Iran): a Mark of Tectonic Setting Change from Jurassic to Cretaceous. *Geotecton.* 53, 110–124.

Van Achterbergh, E.; Ryan, C.G.; Jackson, S.E.; Griffin, W.L. 2001. Data reduction software for LA–ICP–MS. In: SYLVESTER, P.J. (Ed.). *Laser ablation-ICP mass spectrometry in the earth sciences: Principles and applications*. Ottawa, Ontario, Mineralogical Association of Canada, Short Course, v. 29, p. 239–243.

Vasconcellos, M.A.Z.; Hinrichs, R. 2014. Microanálise em baixo vácuo por dispersão em energia de raios X característicos. In: HINRICHS, R. (Ed.). *Técnicas instrumentais não destrutivas aplicadas a gemas do RS*. Porto Alegre, IGEO/UFRGS, p. 107-131.

Wakabayashi, John & Dilek, Yildirim. 2003. What constitutes 'emplacement' of an ophiolite? Mechanisms and relationship to subduction initiation and formation of metamorphic soles. *Geological Society, London, Special Publications*. 218. 427-447.

Wakabayashi, J. Dilek, Y. 2000. "Spatial and temporal relationships between ophiolites and their metamorphic soles: A test of models of forearc ophiolite genesis", In: *Ophiolites and oceanic crust: new insights from field studies and the Ocean Drilling Program*.

Watson E.B., Harrison T.M. 2005. Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest. *Earth Planet Sci. Lett.* 308. p.841–844.

8 ANEXOS

Anexo 1. Tabela de resultados das análises de elementos maiores em wt%, elementos traços e Terras raras em partes por milhão (ppm) do Complexo Cambaí extraído de Kraemer, 1995.

Amostra	PLTG-60a	PLTG-3	PLTG-15	PLTG40/2	PLTG-23	PLTG-26/4	PLTG-55a	PLTG-75	PLTG-64c	PLTG-77
Unidade	Cambaí	Cambaí	Cambaí	Cambaí	Cambaí	Cambaí	Cambaí	Cambaí	Cambaí	Cambaí
Rocha	trond	trond	trond	trond	tonalito	tonalito	tonalito	tonalito	trond	trond
SiO ₂	62.72	69.25	70.82	71.69	69.1	60.52	67.9	61.41	71	70.03
TiO ₂	0.38	0.21	0.13	0.19	0.38	0.8	0.34	0.45	0.13	0.42
Al ₂ O ₃	14.88	15.64	16.01	14.92	13.48	15.71	14.96	15.1	14.48	13.02
Fe ₂ O ₃	4.37	2.6	1.3	1.88	4.9	6.65	3.59	7.5	1.72	5.13
MnO	0.1	0.08	0.02	0.06	0.11	0.15	0.09	0.22	0.07	0.13
MgO	2.86	1.7	1.01	1.68	2.18	3.09	2.34	3.45	1.35	1.93
CaO	4.03	4.17	2.64	2	3.66	5.48	3.75	5.73	2.87	3.45
Na ₂ O	3.67	4.59	6.36	4.39	3.24	4.51	4.09	4.32	4.68	3.54
K ₂ O	2.61	0.33	0.93	3.05	1.33	1.38	1.86	0.38	1.12	0.85
P ₂ O ₅	0.21	0.1	0.06	0.15	0.12	0.29	0.11	0.19	0.09	0.13
total	95.83	98.67	99.28	100.01	98.5	98.58	99.03	98.75	97.51	98.63
P.F.					1.02				1.1	
Sr	1538	1261	1337	1267	438	793	520	488	1008	384
Ba	1779	254	639	292	615	509	766	232	513	303
Y	24	12	11		33	39	24	32	15	39
Zr	231	177	217	986	138	192	137	94	158	117
Nb	13	7							5	
La	37.35	11.27	7.16	8.59	12.11	24.96	10.78	11.93	11.52	13.59
Ce	75.31	23.05	17.02	19.49	28.88	53.9	24.13	30.5	24.88	32.44
Nd	26.75	7.7	7.1	6.91	12.22	23.4	9.12	15.28	9.16	14.38
Sm	4.203	1.16	1.12	1.38	2.58	4.757	1.996	3.375	1.718	3.28
Eu	0.919	0.39	0.275	0.349	0.509	1.064	0.49	0.808	0.374	0.685
Gd	2.846	0.83	0.8	0.982	2.17	4	1.64	2.88	1.202	3.212
Dy	1.962	0.62	0.55	0.79	2.36	3.89	1.716	3.279	0.811	3.643
Er	1.158	0.32	0.22	0.33	1.608	2.251	1.08	2.16	0.429	2.385
Yb	1.029	0.346	0.23	0.289	1.65	2.071	1.019	2.213	0.348	2.276
Lu	0.19	0.07	0.05	0.06	0.248	0.284	0.167	0.345	0.078	0.343
V	63	3			65	117	45	143		32
Hf									5	
Ho	0.405	0.12	0.1	0.145	0.515	0.799	0.362	0.707	0.161	0.782
Rb	51	33	50	43	42	39	40	22	58	41

Anexo 2. Tabela com dados isotópicos obtidos por LA-ICP-MS do trondhjemito.

Grão	U ($\mu\text{g g}^{-1}$) a	Th/U	Razões isotópicas					Idades				
			$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2s (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2s (%)	Rho	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2s (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2s (abs)	% Conc.
PTV16-A57	306.53	0.268	1.114497	4.41	0.125052	2.49	0.56	759.5	18.07	760.3	24.02	100.17
PTV16-A44	259.99	0.133	1.110582	3.08	0.12432	1.92	0.62	755.3	13.87	758.4	16.69	99.86
PTV16-A7	390.34	0.166	1.102074	2.64	0.123846	1.88	0.71	752.6	13.53	754.3	14.26	100.04
PTV16-A29	450.42	0.162	1.091938	2.68	0.123203	1.92	0.71	748.9	13.77	749.4	14.39	100.20
PTV16-A4	300.50	0.217	1.096464	4.48	0.123104	2.52	0.56	748.4	18.02	751.6	24.23	99.84
PTV16-A23	146.36	0.233	1.087883	3.411	0.122669	2.07	0.60	745.9	14.81	747.4	18.31	100.06
PTV16-A12	399.26	0.133	1.089433	2.72	0.122501	1.84	0.67	744.9	13.09	748.2	14.63	99.83
PTV16-A56	482.79	0.270	1.08641	2.96	0.122491	1.91	0.64	744.8	13.64	746.7	15.86	100.02
PTV16-A8	498.36	0.219	1.090152	2.65	0.122491	1.88	0.71	744.8	13.44	748.5	14.22	99.77
PTV16-A15	269.88	0.244	1.080394	2.72	0.121957	1.86	0.68	741.8	13.21	743.8	14.57	100.00
PTV16-A5	103.99	0.185	1.063495	4.12	0.121107	2.30	0.55	736.9	16.26	735.5	21.95	100.45
PTV16-A1	173.46	0.150	1.069348	3.07	0.121087	1.91	0.62	736.8	13.45	738.4	16.33	100.05
PTV16-A35	396.17	0.167	1.067236	2.74	0.12081	1.88	0.68	735.2	13.22	737.3	14.57	99.97
PTV16-A3	100.97	0.300	1.058995	3.51	0.11999	2.02	0.57	730.5	14.15	733.3	18.64	99.88
PTV16-A42	5551.53	0.008	1.043939	4.44	0.119792	2.56	0.57	729.3	17.89	725.8	23.43	100.74
PTV16-A41	256.19	0.180	1.052536	2.96	0.119594	1.91	0.64	728.2	13.35	730.1	15.62	100.00
PTV16-A33	929.15	0.049	1.051955	2.69	0.119585	1.83	0.68	728.1	12.77	729.8	14.21	100.03
PTV16-A1	268.99	0.182	1.049818	3.12	0.11908	1.87	0.59	725.2	13.015	728.7	16.48	99.78
PTV16-A17	92.70	0.259	1.047745	3.13	0.118438	1.93	0.61	721.5	13.36	727.7	16.50	99.41
PTV16-A51	4453.42	0.010	1.027023	2.63	0.117449	1.91	0.72	715.8	13.15	717.4	13.70	100.04

Grão	U ($\mu\text{g g}^{-1}$) a	Th/U	Razões Isotópicas					Idades				
			$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2s (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2s (%)	Rho	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2s(abs)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2s(abs)	% conc
PTV16-B1	153.48	0.189	1.115239	2.85	0.124745	1.85	0.65	757.8	13.41	760.7	15.44	99.90
PTV16-B4	249.41	0.317	1.066196	2.86	0.120712	1.85	0.65	734.7	13.00	736.9	15.20	99.97
PTV16-B2	737.13	0.157	1.106878	2.70	0.123925	1.83	0.68	753.1	13.19	756.7	14.57	99.80
PTV16-B7	173.84	0.155	1.076658	2.93	0.121611	1.85	0.63	739.8	13.10	742.0	15.65	99.98
PTV16-B7	160.15	0.299	1.085806	3.10	0.122264	1.89	0.61	743.6	13.44	746.5	16.60	99.88
PTV16-B9	52.42	0.237	1.099644	3.99	0.123134	2.09	0.52	748.6	14.92	753.2	21.54	99.66
PTV16-B15	218.70	0.202	1.148419	3.03	0.127454	1.86	0.61	773.3	13.72	776.5	16.65	99.87
PTV16-B14	184.34	0.191	1.127364	3.00	0.125694	1.84	0.61	763.3	13.40	766.5	16.35	99.85
PTV16-B20	120.43	0.221	1.089987	4.54	0.12262	2.46	0.54	745.6	17.50	748.5	24.49	99.89
PTV16-B21	245.19	0.397	1.113815	2.64	0.124547	1.83	0.69	756.7	13.18	760.0	14.32	99.84
PTV16-B18	195.23	0.137	1.135569	3.35	0.126989	2.01	0.60	770.7	14.79	770.4	18.36	100.31
PTV16-B29	61.31	0.254	1.112494	3.38	0.124419	1.92	0.57	755.9	13.87	759.4	18.32	99.82
PTV16-B28	162.64	0.330	1.052857	3.04	0.119772	1.86	0.61	729.3	12.98	730.3	16.04	100.12
PTV16-B27	137.43	0.215	1.113241	2.89	0.124656	1.81	0.63	757.3	13.07	759.7	15.66	99.95
PTV16-B33	87.67	0.174	1.095387	4.40	0.124142	2.36	0.54	754.4	16.97	751.1	23.75	100.71
PTV16-B30	82.62	0.205	1.114752	3.99	0.124518	2.05	0.51	756.5	14.79	760.5	21.68	99.76
PTV16-B34	127.03	0.190	1.086136	2.98	0.122244	1.83	0.61	743.5	12.98	746.6	15.99	99.85

Grão	U ($\mu\text{g g}^{-1}$) a	Th/U	Razões Isotópicas					Idades				
			$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2s (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2s (%)	Rho	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2s(abs)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2s(abs)	% conc
PTV16-B44	96.47	0.159	1.112465	2.97	0.124646	1.86	0.63	757.3	13.41	759.4	16.09	100.00
PTV16-B43	103.68	0.182	1.10657	3.27	0.124043	1.86	0.57	753.8	13.42	756.5	17.70	99.91
PTV16-B48	166.14	0.318	1.096247	4.52	0.123055	2.42	0.54	748.1	17.32	751.5	24.42	99.82
PTV16-B49	84.25	0.174	1.104777	3.10	0.123747	1.87	0.60	752.1	13.42	755.7	16.74	99.80
PTV16-B57	135.81	0.157	1.091413	3.19	0.123252	1.94	0.61	749.3	13.89	749.2	17.14	100.28
PTV16-B57	365.43	0.145	1.108335	3.08	0.124577	1.82	0.59	756.9	13.14	757.4	16.69	100.21
PTV16-B66	319.15	0.243	1.074462	2.62	0.121344	1.78	0.68	738.3	12.53	740.9	13.97	99.91
PTV16-B65	197.67	0.174	1.093107	2.68	0.122857	1.77	0.66	747.0	12.63	750.0	14.40	99.87
PTV16-B67	283.82	0.349	1.113713	2.98	0.124844	1.87	0.63	758.4	13.52	760.0	16.15	100.07
PTV16-B64	123.45	0.194	1.055928	2.98	0.119792	1.83	0.62	729.4	12.78	731.8	15.73	99.93
PTV16-B59	60.98	0.302	1.09264	3.73	0.122728	1.98	0.53	746.2	14.12	749.8	20.08	99.80
PTV16-B58	98.44	0.121	1.061775	3.09	0.120474	1.85	0.60	733.3	13.00	734.7	16.38	100.08
PTV16-B63	120.81	0.331	1.071924	3.13	0.121325	1.89	0.60	738.2	13.31	739.7	16.67	100.07
PTV16-B53	81.70	0.213	1.067911	4.30	0.12083	2.11	0.49	735.3	14.84	737.7	22.92	99.95
PTV16-B71	61.14	0.473	1.08427	4.24	0.121769	2.09	0.49	740.7	14.82	745.7	22.77	99.60
PTV16-B72	84.61	0.363	1.082942	3.85	0.122877	2.10	0.55	747.1	15.01	745.1	20.63	100.54
PTV16-B80	105.23	0.174	1.053232	4.16	0.119674	1.97	0.47	728.7	13.70	730.5	22.03	100.02
PTV16-B76	271.88	0.230	1.067549	2.58	0.121097	1.73	0.67	736.9	12.19	737.5	13.67	100.18
PTV16-B77	133.35	0.468	1.073929	2.85	0.121265	1.79	0.63	737.8	12.64	740.7	15.16	99.89
PTV16-B79	147.35	0.153	1.063302	2.77	0.121236	1.76	0.64	737.7	12.42	735.4	14.68	100.57

Anexo 3. Tabela de dados analíticos de elementos traços em zircão do trondhjemito estudado 1/6.

Spot	Si	Sc	Ti	Y	Zr	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy
PTV16-1	147570,6	358,14	898,82	2137,13	366625,6	21,72	63,08	372,29	58,06	447,76	272,2	74,21	107,16	75,74	385,32
PTV16-2	147570,6	322,87	1063,22	415,88	434935,6	1,54	1,27	14,37	1,25	35,94	11,42	2,28	2,89	3,36	40,73
PTV16-3	147570,6	359,99	993,26	2439,83	393013	9,5	57,22	206,33	34,27	256,27	111,1	38,82	50,51	38,33	277,57
PTV16-4	147570,6	404,94	1069,82	675,08	437059,9	1,89	1,86	21,44	2,07	37,25	17,96	4,5	5,48	6,91	70,47
PTV16-5	147570,6	356,34	1009,65	2583,54	397751,6	10,63	143,12	498,43	78,42	492,3	191,47	69,05	108,44	53,54	318,09
PTV16-6	147570,6	410,39	1018,87	2806,59	366573,9	7,62	134,19	375,53	61,46	399,93	162,77	56,57	85,28	53,49	341,71
PTV16-7	147570,6	360,79	1281,98	426,11	493947,8	1,91	<0.041	10,01	0,045	16,21	4,66	0,452	1,05	2,6	36,57
PTV16-8	147570,6	372	1304,82	479,39	508344,6	1,77	<0.046	10,72	0,054	16,48	4,31	0,545	1,31	3,04	41,7
PTV16-9	147570,6	378,14	1284,01	382,52	476908	1,69	0,94	14,84	1,07	22,83	9,8	2,29	2,94	3,56	39,93
PTV16-10	147570,6	389,66	1246,48	485,78	468952,3	1,3	0,073	9,09	0,217	17,07	7,07	1,77	2,47	4,45	51,11
PTV16-11	147570,6	474,32	1350,37	1339,72	492362,1	1,88	8,83	63,78	11,73	115,88	72,47	15,29	27,03	21,91	175,23
PTV16-12	147570,6	452,38	1267,23	1380,96	419080,8	2,72	2,24	26,32	1,81	25,54	15,66	3,55	6,12	9,64	116,71
PTV16-13	147570,6	418,91	1340,08	1191,61	491606,3	6,33	2,65	43,65	2,27	33,81	17,56	5,38	7,3	9,87	124,34
PTV16-14	147570,6	489,55	1467,45	1309,21	517920,3	2,6	11,27	76,52	10,53	94,09	64	17,69	25,6	21,17	176,63
PTV16-15	147570,6	445,46	1390,86	869,54	504454,5	2,46	<0.039	11,49	0,046	14,74	5,46	1,09	2,31	5,28	75,7
PTV16-16	147570,6	435,07	1335,68	654,79	510731,9	1,67	0,56	11,5	0,444	17,49	6,28	1,99	2,35	4,41	58,36
PTV16-17	147570,6	386,11	1412,32	322,6	490471,8	1,05	0,129	8,57	0,214	15,88	5,07	0,99	1,68	2,77	31,27
PTV16-18	147570,6	420,57	1397,04	2289,44	493487,7	7,44	85,96	263,03	38,81	243,05	100,19	51,28	52,65	28,38	227,56
PTV16-19	147570,6	426,07	1332,32	2608,31	462543,6	12,37	111,44	379,19	59,11	390,39	172,07	129,04	79,3	47,77	318,15
PTV16-20	147570,6	669,29	1365,38	2145,9	496244,9	7,76	7,56	31,08	2,44	22,66	11,37	2,51	8,74	15,3	221,5
PTV16-21	147570,6	389,01	1504,82	1246,5	520095	5,25	0,9	51,69	0,96	19,94	12,12	2,35	6,57	10,57	135,56
PTV16-22	147570,6	486,76	1360,03	1302,63	468558,2	3,95	5,69	46,75	5,29	39,4	26,08	6,27	12,48	12,52	133,13
PTV16-23	147570,6	442,87	1504,12	338,64	511941,3	1,21	<0.050	5,31	0,062	10,43	3,47	0,75	1,21	2,46	31,23
PTV16-24	147570,6	449,02	1606,99	363,43	519588,8	2,11	0,052	6,71	0,024	10,94	3,32	0,44	1,08	2,25	32,18
PTV16-25	147570,6	492,15	1514,35	1355,86	519832,6	11,08	15,44	229,52	17,08	139,45	94,51	26,16	34,33	25,27	187,11
PTV16-26	147570,6	425,57	1480,78	327,2	509448,9	1,54	0,66	12,47	0,61	14,73	7,84	1,93	2,74	3,73	37,75
PTV16-27	147570,6	446,17	1475,26	1430,54	479093,3	3,3	15,07	128,02	16,04	113,27	83,48	29,33	35,82	29,94	232,23
PTV16-28	147570,6	403,13	1596,86	1421,24	524887,5	2,57	0,165	11,78	0,139	12,34	7,79	1,37	5,83	11,01	148,37
PTV16-29	147570,6	457,76	1565,69	1475,33	525177,3	3,8	5,28	20,43	1,62	17,89	7,73	0,99	7,11	11,02	156,74
PTV16-30	147570,6	514,09	1626,23	1610,05	520438,7	3,11	6,39	27,63	1,87	19,47	9,43	1,83	7,54	12,08	167,66
PTV16-31	147570,6	492,18	1623,85	684,44	512766,6	1,73	1,56	23,18	2,41	26,04	23,34	7,81	9,09	10,35	93,02

Anexo 4. Tabela de dados analíticos de elementos traços em zircão do trondhjemito estudado 2/6.

Spot	Si	Sc	Ti	Y	Zr	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy
PTV16-32	147570,6	530,3	1664,61	992,59	527660,4	1,89	5,98	25,24	2,1	22,98	13,71	4,58	8,24	9,82	108,89
PTV16-33	147570,6	435,01	1668,16	701,73	501631,1	1,93	0,111	11,24	0,087	8	3,74	0,81	2,5	4,67	65,32
PTV16-34	147570,6	443,63	1562,09	1847,66	460507,9	14,33	62,1	266,64	41,2	237,76	134,27	52,24	64,31	40,84	312,2
PTV16-35	147570,6	653,87	1687,25	3419,15	461963,3	6,7	30,41	113,76	14,95	98,7	57,93	24,25	38,22	37,81	427,18

Anexo 5. Continuação da Tabela de dados analíticos de elementos traços em zircão do trondhjemito estudado 3/6.

Spot	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U
PTV16-1	75,44	269,78	63,25	712,89	110,24	15668,6	24,01	83,31	498,86	1490,39
PTV16-2	15,55	72,82	21,08	242,31	32,3	9619,61	0,68	4,46	25,01	92,76
PTV16-3	84,35	379,35	112,36	1330,73	182,03	16391,31	39,9	105,19	119,22	3311,1
PTV16-4	25,11	109,28	32,87	362,27	55,05	8732,53	0,74	7,12	71,61	156,65
PTV16-5	90,52	422,65	118,22	1415,79	199,77	16173,33	36,8	134,25	454,96	3055,99
PTV16-6	98,16	432,21	124,67	1391,24	205,61	15783,73	32,32	104,6	123,59	2910,82
PTV16-7	13,85	66,14	20,06	246,66	36,03	10012,12	0,93	7,7	87,31	199,82
PTV16-8	16,65	75,13	23,29	272,34	41,95	10104,53	0,85	9,24	95,28	197,88
PTV16-9	13,42	60,94	17,66	190,71	28,76	10607,32	0,8	41,34	84,14	218,64
PTV16-10	17,14	71,25	19,41	202,54	28,41	7892,14	0,377	4,11	37,85	67,1
PTV16-11	48,49	199,3	50,91	472,33	84,95	9729,89	0,71	6,06	59,41	127,23
PTV16-12	46,76	233,68	60,67	540,37	111,64	8402,36	0,8	9,63	73,39	119,48
PTV16-13	43,98	210,47	63,66	744,53	102,72	10184,11	4,86	16,92	85,69	435,4
PTV16-14	48,46	187,85	47,7	459,76	73,57	8387,83	0,83	16,05	49,65	158,21
PTV16-15	30,91	150,77	44,95	512,04	72,52	9893,22	1,51	22,29	158,17	452,47
PTV16-16	22,81	107,48	31,96	388,75	54,21	9385,12	0,97	13,91	183,22	387,08
PTV16-17	10,86	49,08	14,39	167,88	23,58	8727,04	0,45	5,02	48,29	96,95
PTV16-18	77,02	391,69	122,32	1333,79	230,28	16836,88	26,34	80,58	94,01	2228,59
PTV16-19	93,46	421,06	125,25	1610,59	209,94	17589,27	43,27	151,78	120,19	4040,74
PTV16-20	80,64	361,93	101,86	1067,79	139,83	9893,36	2,65	29,05	310,88	371,52
PTV16-21	46,77	202,96	55,94	584,82	78,28	9739,34	2,62	8,79	329,11	335,69
PTV16-22	46,16	198,61	53,54	578,71	80,58	8351,94	1,45	20,35	153,85	372,28
PTV16-23	11,65	52,71	15,99	194,66	28,58	7677,42	0,46	1,98	27,85	55,99
PTV16-24	12,07	61,35	18,25	236,7	33,94	10528,64	1,05	7,15	68,15	212,86
PTV16-25	51,72	204,26	54,78	607,16	79,14	10665,42	5,79	63,46	309,88	853,94
PTV16-26	11,62	53,83	15,16	188,06	24,12	9477,86	0,87	7,11	88,9	213,32
PTV16-27	57,89	214,28	51,53	522,48	71,11	8445,94	3,17	14,12	80,02	415
PTV16-28	54,02	239,34	64,45	669,76	81,03	8525,86	0,96	6,32	107,33	184,22
PTV16-29	57,11	265,34	69,65	744,63	91,25	8610,76	1,48	5,89	76,06	163,77
PTV16-30	60,02	283,47	73,49	788,15	99,44	7310,45	1,08	6,19	148,11	176,73

Anexo 6. Continuação da tabela de dados analíticos de elementos traços em zircão do trondhjemito estudado 4/6

Spot	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U
PTV16-31	27,55	109,5	28,33	317,84	39,81	7400,05	0,71	7,64	90,82	197,91
PTV16-32	35,55	159,85	40,48	438,94	58,59	8004,54	0,56	5,43	68,32	145,11
PTV16-33	26,03	118,49	35,32	412,03	52,77	8192,89	0,85	5,24	89,72	138,67
PTV16-34	75,19	291,18	69,98	748,66	98,83	10801,1	8,08	16,85	93,37	539
PTV16-35	136,05	540,17	132,97	1302,23	164,48	10310,12	5,9	30,41	173,26	885,56

Anexo 7. Tabela de dados analíticos de elementos traços em zircão do trondhjemito estudado 5/6.

Spot	Si	Sc	Ti	Y	Zr	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy
PTV16-B36	147570,6	533,45	1760,14	978,07	510566,7	3,36	1,29	23,15	1,28	16,91	11,1	3,87	6,63	8,79	105,16
PTV16-B37	147570,6	449,33	1763,25	934,66	523622,3	2,4	0,55	17,17	1,1	14,5	10,14	2,91	5,14	6,79	88,88
PTV16-B38	147570,6	516,74	1767,01	913,08	519671	3,71	2,4	34,4	1,98	20,59	12,46	3,93	6,58	7,77	89,56
PTV16-B39	147570,6	443,22	1689,22	758,3	484244,9	1,68	0,131	13,66	0,277	9,29	4,73	1,28	3,21	5,13	74,41
PTV16-B40	147570,6	546,2	1806,11	766,5	524566,7	1,6	0,41	16,14	0,51	11,56	9,5	3,54	5,93	7,29	83,91
PTV16-B41	147570,6	625,07	1889,59	2059,65	516853,2	3,88	6,46	38,73	4,61	38,45	30,16	7,46	18,06	19,24	228,73
PTV16-B42	147570,6	537,15	1808,76	754,37	503588,7	1,61	0,045	11,33	0,122	8,82	6,6	2,48	4,65	6,87	82,79
PTV16-B43	147570,6	545,78	1859,44	1638,8	514422,4	3,24	4,57	45,34	3,09	25,66	15,36	4,62	11,96	14,3	186,44
PTV16-B44	147570,6	479,31	1849,3	317,4	519480	1,11	0,053	6,56	0,054	6,74	2,5	0,47	1,13	1,86	27,72
PTV16-B45	147570,6	516,52	1761,22	683,75	490211,9	1,35	0,56	11,76	0,362	9,1	7,07	2,22	4,77	5,98	76,07
PTV16-B46	147570,6	550,86	1851,43	958,99	499811,4	2,33	4,03	34,45	5,01	41,06	36,19	10,75	17,03	16,01	143,19
PTV16-B47	147570,6	616,38	1827,67	913,85	512373,4	1,64	0,91	31,91	0,79	11,02	6,37	2,11	4,55	6,83	91,68
PTV16-B48	147570,6	584,51	1927,09	958,21	514623	3,16	0,151	18,95	0,11	6,91	4,46	1,2	3,28	5,74	85,36
PTV16-B49	147570,6	570,56	2049,41	479,68	525946,6	1,39	0,132	8,67	0,062	7,05	2,81	0,76	2	3,18	44,22
PTV16-B50	147570,6	614,56	1867,68	1623,24	474733,3	2,71	0,45	25,25	0,42	11,39	13,58	6,02	11,53	14,78	194,56
PTV16-B51	147570,6	675,46	1842,12	1037,13	485724,7	1,14	1,39	15,94	0,53	10,26	7,28	2,31	5,51	6,98	105,34
PTV16-B52	147570,6	607,88	2166,73	1100,19	542097,2	1,78	2,37	24,58	2,6	25,11	20,4	5,83	11,3	11,1	134,16
PTV16-B53	147570,6	636,54	2051,42	964,35	515033,4	2,37	0,068	18,7	0,12	7,42	5,31	2,32	5,35	7,91	105,8
PTV16-B54	147570,6	748,52	1941,61	2306,37	467937	2,71	6,92	114,61	4,27	31,86	22,81	9,55	19,18	20,21	272,67
PTV16-B55	147570,6	535,93	1964,96	1006,71	509440,6	2,97	9,27	62,85	10,77	82,54	59,5	16,08	27,57	18,62	152,78
PTV16-B56	147570,6	633,37	2063,97	1019,87	529951,3	1,56	0,75	18,76	0,75	12,35	8,95	2,19	5,51	6,72	96,8
PTV16-B57	147570,6	503,98	2117,24	913,24	507313,8	1,5	0,235	8,88	0,359	8,71	5,97	1,27	4,88	6,59	89,11
PTV16-B58	147570,6	678,38	2056,98	1183,31	502812,3	2,12	9,46	69,82	8,88	59,54	39,73	11,67	21,61	15,49	147,85
PTV16-B59	147570,6	527,69	2191,52	287,68	535975,9	1,31	<0.041	5,95	0,039	6	2,1	0,5	1,16	1,79	24,67
PTV16-B60	147570,6	761,28	2235,64	1232,72	560811,6	2,56	0,71	12,84	0,64	10,1	6,28	1,29	5,06	7,92	112,66
PTV16-B61	147570,6	627,3	2092,49	4677,32	483125,8	10,82	22,24	296,51	20,83	149,86	131,29	45,73	79,45	65,51	642,78
PTV16-B62	147570,6	570,19	2366,12	305,85	547402,6	0,81	0,059	3,07	0,028	6,21	2,58	0,75	1,77	2,3	30,16
PTV16-B63	147570,6	600,29	2337,56	1262,29	520855,1	4,55	11,11	82,36	8,07	52,01	33,48	11,78	20,29	13,33	135,79
PTV16-B64	147570,6	675,42	2286,79	1059,84	553043,6	3,16	6,91	39,94	4,3	32,63	20,64	6,82	11,18	8,33	104,25

Anexo 8.Continuação dos dados analíticos de elementos traços em zircão do trondhjemito estudado 6/6.

Spot	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U
PTV16-B36	35,8	152,33	42,79	465,71	59,16	8182,21	1,19	10,02	81,31	252,3
PTV16-B37	33,23	163,72	46,08	550,05	72,9	8350,49	0,97	5,3	74,82	145,84
PTV16-B38	31,48	151,57	42,65	509,45	69,83	8981,68	2,29	27,28	423,02	745,51
PTV16-B39	27,7	129,19	37,53	445,35	62,61	8324,74	0,85	5,49	79,65	130,02
PTV16-B40	28,8	116,22	30,14	323,37	42,77	7889,63	0,79	6,58	73,19	130,14
PTV16-B41	72,93	310,91	78,74	739,55	113,1	10152,83	2,96	18,12	90,31	411,73
PTV16-B42	27,37	123,03	30,34	359,42	44,35	6652,59	0,35	2,16	50,51	64,09
PTV16-B43	67,04	304,65	78,71	788,17	101,6	8398,29	1,56	10,19	179,64	181,57
PTV16-B44	10,8	54,65	15,9	212,24	30,46	7894,49	0,57	5,51	100,13	209,77
PTV16-B45	25,67	115,63	30,19	323,18	46,7	7828,83	0,8	4,6	45,53	93,2
PTV16-B46	38,5	150,47	35,73	389,35	52,95	7523,63	1,51	14,94	269,45	408,26
PTV16-B47	33,82	155,23	42,46	522,61	66,46	8084,49	0,62	19,15	139,85	243,7
PTV16-B48	32,4	165,06	47,54	579,34	77,03	7729,99	1,38	12,32	186,87	347,42
PTV16-B49	16,52	84,19	25,24	317,28	42,68	7892,44	0,54	3,52	46,12	99,24
PTV16-B50	63,5	277,1	66,72	710,67	88,86	6997	0,96	8,27	112,09	144,07
PTV16-B51	37,93	190,6	53,58	567,7	86,74	7174,24	0,47	6,17	77,48	125,49
PTV16-B52	40,1	169,51	41,65	424,41	61,33	8866,68	0,83	9,37	66,63	169,78
PTV16-B53	35,29	158,28	41,1	501,7	60,76	7281,97	0,79	5,02	86,12	136,71
PTV16-B54	89,42	379,11	86,58	809,82	117,29	7519,4	0,83	19,53	106,71	278,19
PTV16-B55	38,35	158,47	38,94	444,92	58,2	9754,67	2,75	17,12	35,73	402,35
PTV16-B56	36,44	183,62	50,63	523,52	84,83	9348,4	0,78	8,04	70,12	120,59
PTV16-B57	32,53	157,38	44,9	545,06	66,74	8343,68	0,67	8,53	107,64	216,5
PTV16-B58	43,35	181,04	47,29	555,06	67,64	7134,84	1,09	10,87	97,85	199,44
PTV16-B59	9,38	48,51	14,65	191,19	26,22	8076,18	0,73	6,09	74,59	176,19
PTV16-B60	43,23	204,94	55,62	681,82	89,31	8313,66	0,77	13,31	66,43	155,59
PTV16-B61	176,95	679,9	156,46	1688,12	176,81	7185,95	2,42	39,5	1968,77	1122,33
PTV16-B62	10,44	49,88	14,47	189,8	25,81	7384,35	0,238	0,71	9,98	20,81
PTV16-B63	43,27	198,91	55,68	714,62	87,69	7154,24	1,39	22,78	348,22	505,48
PTV16-B64	36,98	184,86	55,19	722,49	93,52	10184,99	2,85	25,99	191,27	621,29

Anexo 9. Tabela de dados estatísticos das análises de elementos traços da amostra de trondhjemito.

	Si	Sc	Ti	Y	Zr	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy
Desvio padrão	0,009959	104,3417	359,0843	823,4304	40329,19	3,806647	31,94924	110,3353	17,05363	110,9655	54,26753	22,78557	25,7321	15,9941	113,305
1° Quartil	147570,6	425,945	1364,043	684,2675	482117,6	1,6625	0,5	11,775	0,262	11,2975	6,28	1,35	3,1425	5,2425	73,425
2° Quartil	147570,6	490,85	1645,42	1013,29	507829,2	2,43	2,24	23,88	1,45	20,265	11,395	3,225	6,575	9,215	107,345
3° Quartil	147570,6	574,0475	1873,158	1441,738	519711,4	3,82	9,05	63,0825	5,985	43,7975	34,1575	10,98	19,4575	16,6625	179,0825
4° Quartil	147570,6	761,28	2366,12	4677,32	560811,6	21,72	143,12	498,43	78,42	492,3	272,2	129,04	108,44	75,74	642,78
Média	147570,6	504,7559	1647,863	1227,443	495044,5	3,82625	14,84464	70,95047	8,605078	66,25875	35,79688	12,68933	17,8742	14,9878	143,042
Min.	147570,6	322,87	898,82	287,68	366573,9	0,81	0,045	3,07	0,024	6	2,1	0,44	1,05	1,79	24,67
Max.	147570,6	761,28	2366,12	4677,32	560811,6	21,72	143,12	498,43	78,42	492,3	272,2	129,04	108,44	75,74	642,78
Mediana	147570,6	490,85	1645,42	1013,29	507829,2	2,43	2,24	23,88	1,45	20,265	11,395	3,225	6,575	9,215	107,345
Distorção	-0,46433	0,480649	-0,00433	1,701078	-1,51553	2,543993	2,883383	2,301876	2,639458	2,599039	2,413895	3,049862	2,226077	2,06861	1,94364
Curtose	-1,69346	-0,50591	-0,64267	4,162701	2,538746	7,657396	7,873677	4,637108	6,480201	6,192616	6,090869	10,99799	4,38933	4,10985	5,26650

	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U
Desvio padrão	31,00846	126,7621	32,7437	359,22	48,77156	2529,421	9,82898	31,45998	252,5212	821,2339
1° Quartil	25,94	114,0975	30,3025	350,4075	46,1125	7891,513	0,7625	6,0825	71,2375	142,72
2° Quartil	37,455	167,285	46,685	522,545	71,815	8424,15	0,96	9,5	90,015	204,795
3° Quartil	57,305	245,84	63,8575	716,5875	94,8475	9923,05	2,47	19,735	149,545	412,5475
4° Quartil	176,95	679,9	156,46	1688,12	230,28	17589,27	43,27	151,78	1968,77	4040,74
Média	45,03438	197,9244	53,18594	590,5642	80,93266	9354,113	4,512109	21,96906	155,3986	513,5386
Min.	9,38	48,51	14,39	167,88	23,58	6652,59	0,238	0,71	9,98	20,81
Max.	176,95	679,9	156,46	1688,12	230,28	17589,27	43,27	151,78	1968,77	4040,74
Mediana	37,455	167,285	46,685	522,545	71,815	8424,15	0,96	9,5	90,015	204,795
Distorção	1,776621	1,427509	1,258903	1,406287	1,400953	2,033433	2,989158	2,690618	6,146772	2,96722
Curtose	4,710579	2,64045	1,274158	1,698486	1,694783	3,670896	7,869701	6,99443	43,42559	8,418693

Anexo 10. Tabela de dados de elementos traços em zircão do albitito CM3 (núcleo) extraídos de Arena et al. 2016.

Spot	Th	Zr	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm
1.1	418.98	480031	5760.91	28.92	153.66	11.4	88.2	27.15	9.28	91.07	33.1	447.91	186.05	913.52	209.63
2.1	296.96	483082	4914.74	22.81	112.89	8.56	66.34	17.29	8.98	58.27	25.65	372.8	154.37	773.83	177.66
3.1	274.94	624598	2269.01	7.73	116.94	5.79	53.13	28.94	10.76	52.63	16.42	168.81	69.39	320.77	78.51
4.1	122.83	499913	614.06	0.39	29.16	0.31	1.72	2.22	0.85	9.68	3.31	44.85	18.47	95.26	24.21
5.1	35.16	509094	858.54	0.32	11.91	0.31	1.8	2.31	0.6	10.88	5.05	62.56	25.77	137.81	30.82
6.1	245.72	545134	4396.15	9.08	81.8	5.34	45.19	11.07	5.3	59.11	22.8	327.04	135.23	675.62	161.52
7.1	16.64	525130	680.11	0.25	8.39	0.27	2.12	1.99	0.59	9.4	3.63	52.25	21.83	112.06	27.21
9.1	22.64	585448	583.12	76.73	217.61	29.38	149.87	32.05	1.85	26.81	28.94	48.87	18.38	88.67	21.51
10.1	28.79	551748	634.48	0.3	11.15	0.25	1.73	2.1	0.84	11.25	3.79	44.39	18.72	94.54	23.43
11.2	28.03	577475	438.93	0.36	7.24	0.32	1.54	2.47	0.93	8.52	2.55	33.14	13.76	68.73	17.35
12.1	28.85	576840	766.88	0.29	8.36	0.25	1.7	2.13	0.61	6.73	4.58	58.4	23.19	115.62	28.04
13.1	51.67	610297	885.82	0.42	12.25	0.26	2.24	4.63	0.63	17.83	5.71	72.33	30.59	134.91	30.5
14.1	28.54	625549	872.96	0.41	11.33	0.29	1.68	2.83	0.52	15.48	5.01	64.99	28.09	135.06	32.96
17.1	53.61	667218	1035.72	1.46	13.09	0.62	2.74	12.61	1.42	18.06	5.8	83.15	32.91	157.94	39.71
18.1	32.39	471054	998.93	19.3	214.64	12.33	116.12	46.5	13.34	55.3	5.59	71.26	29.57	159.7	39.13
19.1	44.37	456174	992.27	3.49	40.14	1.69	16.19	5.28	2.45	23.46	5.93	81.11	31.54	154.16	34.31
20.1	32.04	520494	1212.13	0.5	15.38	0.57	3.29	2.96	1.43	14.74	4.89	79.41	33.07	213.75	51.82
21.1	13.58	495083	1094.39	15.86	69.08	8.22	44.67	4.66	1.5	11.98	4.29	76.86	32.09	189.46	50.4
22.1	69	562148	1107.61	0.42	12.97	0.26	2.1	2.86	0.99	20.25	6.85	92.74	34.41	175.34	41.44
23.1	34.9	477549	616.2	0.23	10.98	0.22	1.73	2.45	0.84	13.02	3.87	49.47	19.42	98.31	24.08
24.1	23.74	467917	451.21	0.32	10.43	0.21	2.23	1.53	0.85	7.68	2.87	35.93	14.49	70.87	17.08

Anexo 11. Continuação Tabela de dados de elementos traços em zircão do albitito CM3 (núcleo) extraídos de Arena et al. 2016.

Spot	Yb	Lu	Si	Hf	Pb	Sc	Nb	U
1.1	2134.41	426.41	149580	12284	33.71	728.38	26.25	3059.05
2.1	1769.76	353.23	149580	12074	21.69	669.45	29.96	2088.56
3.1	722.84	167.95	149580	13529	11.89	389.73	22.61	220.13
4.1	256.09	58.79	149580	8252	9.59	228.94	8.44	217
5.1	302.16	68.45	149580	8038	1.57	294.97	8.09	99.99
6.1	1576.86	330.84	149580	11003	21.65	816.12	28.82	1192.42
7.1	277.24	65.4	149580	10550	3.35	459.34	5.4	69.86
9.1	218.03	58.01	149580	10885	2.31	290.11	6.66	88.21
10.1	242.98	61.43	149580	9494	3.13	321.64	5.42	85.25
11.2	176.46	45.13	149580	8843	2.84	309.62	4.44	65.15
12.1	333.84	67.92	149580	10659	3.13	456.55	4.19	78.43
13.1	306.45	71.06	149580	11377	6.07	494.36	6.12	123.49
14.1	315.77	80.58	149580	10626	2.08	500.26	5.68	82.31
17.1	366.86	88.13	149580	10467	8.6	493.03	4.43	157.74
18.1	425.08	99.7	149580	14701	41.29	475.51	7.28	208.13
19.1	329.68	75.66	149580	9267	4.57	440.76	3.95	106.1
20.1	514.12	122.22	149580	15286	6.45	503.06	9.44	473.84
21.1	504.67	114.66	149580	13419	9.59	395.19	4.37	407.34
22.1	402.05	96.86	149580	11611	6.98	510.53	4.67	189.16
23.1	239.2	60.7	149580	8436	3.46	256.93	4.65	82.12
24.1	183.15	39.83	149580	9151	5.42	330.46	4.03	72.53