

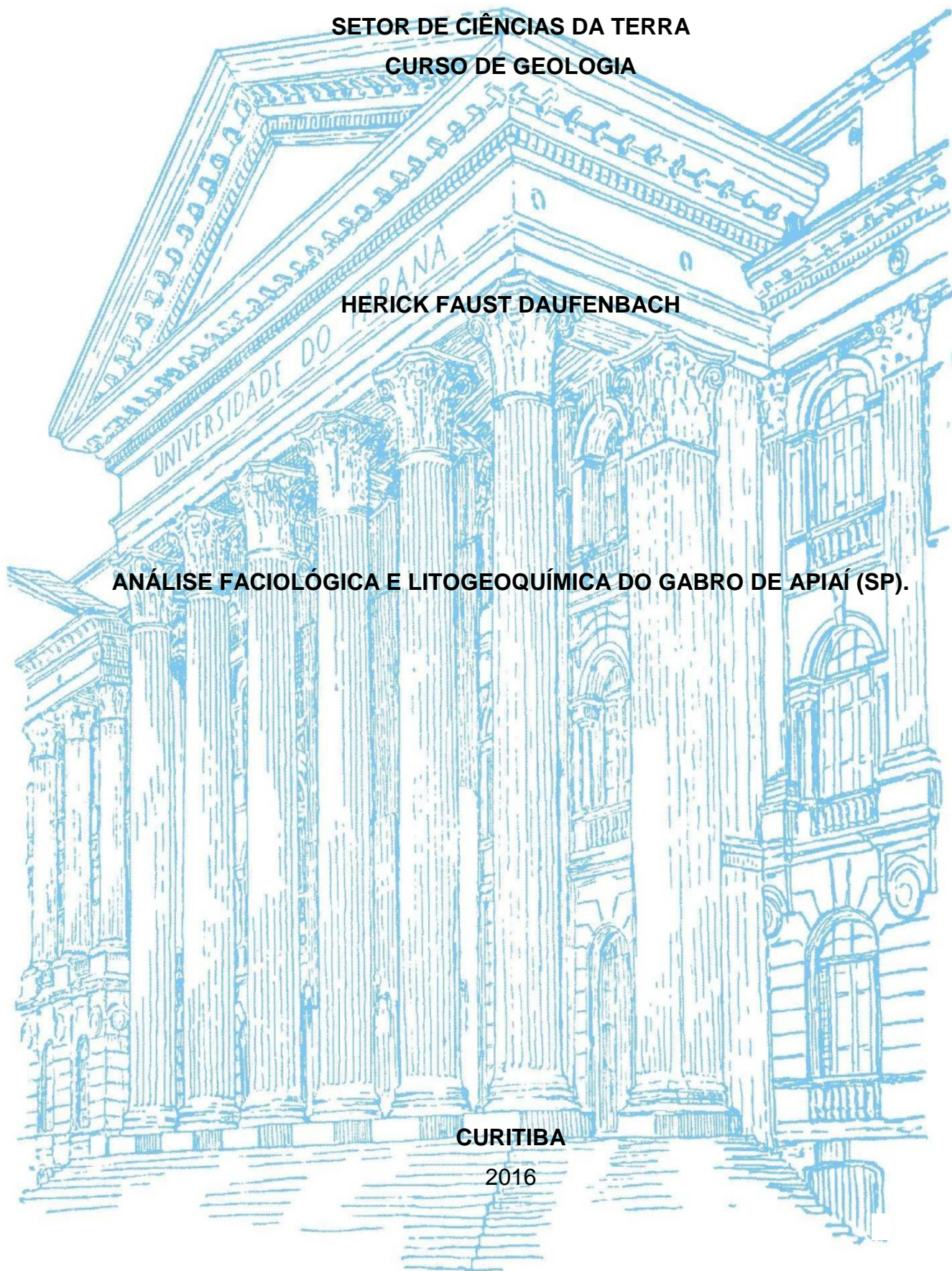
**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA
CURSO DE GEOLOGIA**

HERICK FAUST DAUFENBACH

ANÁLISE FACIOLÓGICA E LITOGEOQUÍMICA DO GABRO DE APIAÍ (SP).

CURITIBA

2016



HERICK FAUST DAUFENBACH

ANÁLISE FACIOLÓGICA E LITOGEOQUÍMICA DO GABRO DE APIAÍ (SP)

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Curso de Geologia da Universidade Federal do Paraná como requisito parcial à obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador(a): Profa Dra Eleonora Maria Gouvêa Vasconcellos

Coorientador(a): Prof. Dr. Leonardo Fadel Cury

CURITIBA

2016

AGRADECIMENTOS

Ao meu pai, Ivo, e à minha mãe, Lindonice, que batalharam muito para que hoje eu pudesse estar onde estou. Esse trabalho é o principal resultado de tanto esforço e paciência dedicados a mim durante estes últimos 23 anos. Eu amo vocês!

À minha orientadora, Professora Eleonora Maria Gouvêa Vasconcellos, por todos os ensinamentos passados e por ser a principal pessoa a despertar em mim o gosto pela geoquímica! Muito Obrigado!

Ao meu co-orientador, Professor Leonardo Fadel Cury, pelos momentos marcantes passados este ano, não apenas no TCC, mas no mapeamento geológico. Sem dúvida evoluí muito e você é parte disso! Muito Obrigado!

Ao LAMIR – Laboratório de Análise de Minerais e Rochas, por sempre incentivar e financiar inúmeras pesquisas na Universidade e fora dela. A geração de tantas oportunidades enriquece muito a ciência em âmbito nacional e internacional. Além disso, devo um agradecimento especial aos técnicos Ivan, Roberto e Úrsula que tiveram muita paciência comigo e me proporcionaram boas risadas!

Ao Departamento de Geologia, por disponibilizar infraestrutura e boas condições de estudo, não apenas para o meu trabalho, mas por tantas gerações de geólogas e geólogos pelo Brasil.

À minha família como um todo, que sempre esteve ao meu lado e sempre acompanhou essa minha caminhada. Eu amo todas e todos.

Ao PET Geologia UFPR, que foi onde tive meus primeiros contatos com a pesquisa, o ensino e a extensão e foi onde tive a certeza dos passos que quero seguir durante toda a minha vida. Serei sempre agradecido.

À minha lista interminável de amigos e amigas que me proporcionaram as mais diversas experiências durante esses cinco anos de curso e me ajudaram a evoluir cada vez mais: Honn, Giovanni, Mateus, Valeda, Isis, Thomaz, Thalles, Mariany, Jun, Cami, Gi Rebelo, Gi Aizona, Gustavo (Belo), Andreas, Luíz (Hermione), Borbo, Mariposa, Letícia Sayuri, Letícia Lima, Iana, Leon, Ráfagan, Paula, Alberto, Taís, Jana e Bianca. Aos que eu não citei, basta dizer que serei eternamente agradecido à família CEGEP.

RESUMO

O Gabro de Apiaí é um corpo intrusivo de aproximadamente 30 km de extensão por 1,5 a 2,5 km de largura, localizado a sul da cidade homônima, no estado de São Paulo, que está encaixado em meio aos metassedimentos do Grupo Lajeado, dentro do âmbito do Terreno Apiaí. Em descrições macroscópicas e de lâminas o Gabro de Apiaí é formado por labradorita/andesina, augita, hornblenda, biotita, minerais opacos e, em raros casos, apatita. As texturas observadas são geralmente intergranulares a subofíticas e a estrutura é predominantemente maciça, mas, em alguns casos, pode adquirir aspecto fluidal incipiente. De maneira geral as rochas estão pouco alteradas, com formação de hornblenda e, em menor quantidade, biotita, a partir da alteração do piroxênio. Localmente ocorrem amostras com grau um pouco mais elevado de hidrotermalismo, caracterizado pela alteração do piroxênio para clorita. Quimicamente as amostras se subdividem em dois grupos, sendo um com caráter menos evoluído (mais ricas em Ni e Cr), onde se concentram a maior parte das amostras, e um mais evoluído (mais ricas em Rb, Ba e K), com concentração menor de dados. São gabros de caráter toleítico com assinaturas geoquímicas de arcos de ilha, mas mantendo semelhanças com basaltos de riftes meso-oceânicos.

Palavras-chave: Gabro de Apiaí; litogeoquímica; faciologia; Grupo Lajeado; arcos de ilha; MORB.

ABSTRACT

The Apiaí Gabbro is an intrusive body of approximately 30 km of extension by 1,5 and 2,5 km of width, located at the south of the homonym city, in the state of São Paulo. The gabbro is docked in metasediments of the Lajeado Group, inside the Apiaí Terrain. Macroscopic and petrographic descriptions show that the Apiaí Gabbro is composed of labradorite/andesine, augite, hornblende, biotite, opaque minerals and, in rare cases, apatite. The textures observed are usually intergranular to subophytic and the structure is predominantly massive, but, in some cases, can acquire an incipient fluidal aspect. The rocks, in general, are not very altered; it shows crystals of hornblende and, in less quantity, biotite, which formed from the alteration of pyroxene. Locally, there are some samples with a higher degree of hydrothermalism, characterized by the alteration of the pyroxene to chlorite. Chemically, the samples subdivide in two groups: one with a less evolved feature (richer in Ni and Cr), where most samples concentrate; and one more evolved (richer in Rb, Ba and K), with a less volume of data. The gabbros have a tholeitic feature with an island arc geochemical signature, but still maintain similarities with the mid-ocean ridges basalts.

Key words: Apiaí Gabbro; lithogeochemistry; faciology; Lajeado Group; island arcs; MORB.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Localização da área onde aflora o Gabro de Apiaí.....	7
Figura 2 - Esboço geológico dos terrenos Apiaí, Curitiba, Luís Alves e Paranaguá.	11
Figura 3 - Empilhamento estratigráfico do Grupo Lajeado.....	13
Figura 4 - Trend estrutural e perfil onde se encontra o Gabro de Apiaí.....	16
Figura 5 - Perfil gerado por Archanjo <i>et al.</i> 2012.....	17
Figura 6 - Diagrama 207Pb/206Pb do Gabro de Apiaí.	17
Figura 7 - Britador de mandíbula	19
Figura 8 - Quarteador	20
Figura 9 - Moinho de disco	20
Figura 10 - Mapa geológico do Gabro de Apiaí na região estudada.....	24
Figura 11 - Afloramento HD-01 com aspecto acamadado e deformado.....	25
Figura 12 - Aspecto bandado das rochas do ponto HD-01.....	25
Figura 13 - Veios pegmatoides condicionados pelo corredor de cisalhamento.	26
Figura 14 - Afloramento HD-06 de gabro cortado por vênulas.	27
Figura 15 - Fotomicrografia da lâmina HD-01-F.	28
Figura 16 - Fotomicrografia da lâmina HD-01-E	29
Figura 17 - Fotomicrografia da lâmina HD-01-I.....	29
Figura 18 – Prancha de fotomicrografias das lâminas HD-02, HD-04 e HD-06.....	32
Figura 19 - Fotomicrografia da lâmina HD-07.....	33
Figura 20 - Fotomicrografia da lâmina HD-08.....	34
Figura 21 – Prancha de fotomicrografias das lâminas HD-10, HD-11 e HD-12.....	35
Figura 22 - Diagrama TAS (Total álcalis vs. Sílica) de Middlemost (1994).....	38
Figura 23 - Diagrama R1-R2 de De La Roche (1975)	39
Figura 24 - Diagrama discriminante AFM de Irvine & Baragar (1971)	40
Figura 25 - Diagrama discriminante de Jensen (1976).....	41
Figura 26 - Diagramas de variação do tipo Fenner com óxidos.....	43
Figura 27 - Diagramas de variação do tipo Fenner com elementos traço	44
Figura 28 - Diagrama discriminante de Mullen (1986).....	45
Figura 29 - Diagrama discriminante de Meschede (1986)	46
Figura 30 - Diagrama discriminante de Pearce (1982)	47
Figura 31 - Diagramas discriminantes de Pearce e Cann (1973)	48
Figura 32 - Diagrama multielementar de Sun & McDonough (1989)	49
Figura 33 - Diagramas de Fenner com dados de Oliveira <i>et al.</i> (2012)	54
Figura 34 - Diagramas de Fenner com dados do presente trabalho.....	55
Figura 35 - Diagramas de Pearce & Cann (1973) com dados de Oliveira <i>et al.</i> (2012).....	57
Figura 36 - Diagrama de Pearce (1982), com dados de Oliveira <i>et al.</i> (2012).....	1
Figura 37 - Diagrama de P _x T para fácies metamórficas.....	4

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Composição química de óxidos e elementos traços	37
Tabela 2 - Norma CIPW	38
Tabela 3 - Divisão de fácies para o Gabro de Apiaí	51

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	7
1.1 OBJETIVOS	8
1.2 JUSTIFICATIVA	8
2. CONTEXTO GEOLÓGICO	9
2.1 TERRENO PARANAGUÁ	9
2.2 TERRENO LUÍS ALVES	10
2.3 TERRENO CURITIBA	10
2.4 TERRENO APIAÍ	12
2.4.1 Grupo Lajeado	12
2.4.2 Depósitos de Pb-Zn-Ag-Cu tipo Panelas.	13
2.4.3 Gabro de Apiaí.....	14
3. MATERIAIS E MÉTODOS	18
3.1 ETAPA PRÉ-CAMPO.....	18
3.2 LEVANTAMENTO DE CAMPO	18
3.3 PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS E ANÁLISES GEOQUÍMICAS.....	18
3.3.1 Britagem, amostragem e moagem.....	19
3.3.2 Fluorescência de raios X	21
3.4 ANÁLISE PETROGRÁFICA.....	21
3.5 TRATAMENTO DOS DADOS GEOQUÍMICOS	21
4. RESULTADOS	22
4.1 TRABALHOS DE CAMPO	22
4.2 ANÁLISE PETROGRÁFICA.....	28
4.3 LITOGEOQUÍMICA.....	36
4.4 FACIOLOGIA	50
5. DISCUSSÃO	52
6. CONCLUSÕES	4
7. REFERÊNCIAS	6

1. INTRODUÇÃO

O Gabro de Apiaí, localizado dois quilômetros a sul da cidade homônima (Figura 1), é um corpo ígneo de 30 km de extensão por 1,5 a 2,5 km de largura que se encontra intrudido em meio aos metassedimentos do Grupo Lajeado.

A partir de Curitiba, o acesso à área se dá pela BR-476 (Estrada da Ribeira) até a cidade de Apiaí (SP). Em seguida, pega-se a SP-165 (Rodovia Antônio Honório da Silva) em sentido à cidade de Iporanga (SP). Nessa rodovia há vários afloramentos do Gabro, porém, a partir dela, consegue-se adentrar várias outras estradas menores que permitem chegar a outros locais da intrusão.

Considerando a grande área por onde se estende, foi delimitada apenas uma parte do Gabro para desenvolvimento deste trabalho.

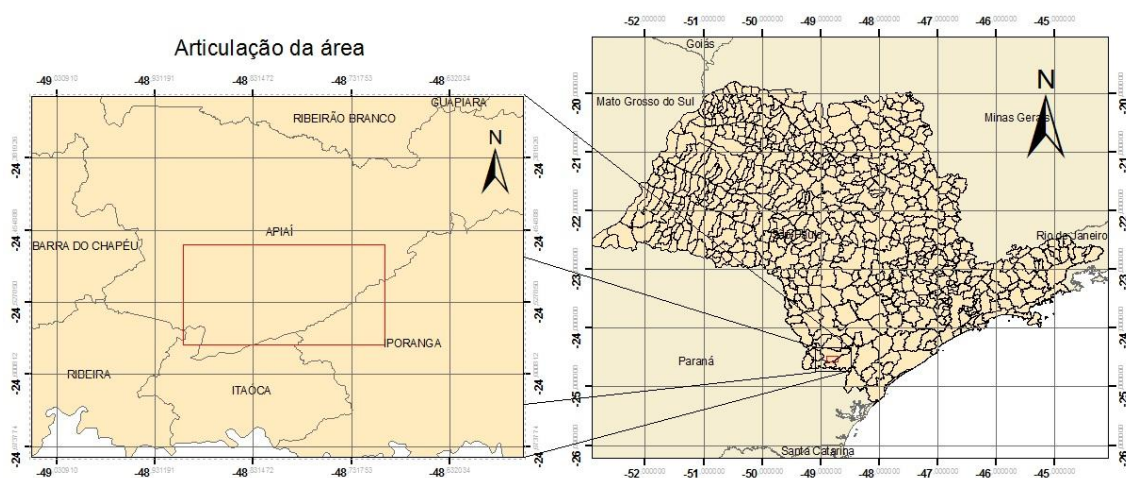


Figura 1 - Localização da área onde aflora o Gabro de Apiaí (Fonte: IBGE)

Gabros são rochas ígneas com composição químico-mineralógica semelhante à dos basaltos, porém cristalizados em profundidade. A paragênese predominante é formada por plagioclásio cálcico, clinopiroxênio (augita ou diopsídio) e/ou ortopiroxênio e/ou olivina. Em intrusões gabroicas volumosas sua estrutura interna raramente é homogênea, sendo os casos mais comuns os de corpos com a chamada estratificação ígnea. Essas estruturas cumuláticas, geradas devido à diferença de densidade, hábito cristalino e taxa de nucleação entre os minerais, conservam o histórico de cristalização do

magma e, indiretamente, registra a evolução da composição química do líquido magmático (Gill, 2014). Por isso o estudo aprofundado de intrusões gabroicas exige sempre uma análise detalhada de sua faciologia, para a melhor compreensão da evolução magmática e tectônica dessa intrusão.

Dentre as séries principais de diferenciação magmática (toleítica, alcalina e cálcio-alcalina), os gabros podem estar associados a qualquer uma delas. Dessa forma, a melhor maneira de classificá-los é pela análise litogeoquímica. As informações adquiridas com as análises químicas, estudadas em diferentes diagramas (como por exemplo, o diagrama TAS (Total álcalis-sílica) de Le Maitre 1989, $R_1:R_2$ (De La Roche et al. 1980), diagrama AFM de Irvine e Bagarar (1971), diagramas de variação do tipo Fenner e diagramas multielementares) permitem uma série de conclusões com relação à série magmática e à ambientação tectônica dos gabros.

Intrusões gabroicas podem estar relacionadas a diferentes tipos de mineralizações. Dentro do âmbito geológico e geotectônico onde está inserido o Gabro de Apiaí é interessante investigar se a intrusão desse corpo ígneo pode representar um depósito do tipo VHMS (*volcanogenic hosted massive sulfide*), caracterizado por gerar depósitos de chumbo, zinco e cobre em ambientes distensivos (cadeias meso-oceânicas). Estes depósitos são encontrados hoje em meio ao Grupo Lajeado e ainda não se tem uma definição clara da origem dessas mineralizações.

1.1 OBJETIVOS

O objetivo geral desta pesquisa é definir diferentes fácies no Gabro de Apiaí e, com auxílio de análises químicas, fazer interpretações a respeito da sua formação. Como objetivos específicos têm-se as interpretações com relação à sua correlação, ou não, com as mineralizações de Cu-Pb-Zn.

1.2 JUSTIFICATIVA

Considerando a grande dimensão da intrusão denominada Gabro de Apiaí, e levando-se em conta que corpos gabroicos frequentemente apresentam estratificação ígnea e podem estar relacionados a qualquer uma das principais séries magmáticas, a análise mais precisa de sua evolução

magmática apenas se dará por meio de uma análise faciológica detalhada somada às interpretações litogeoquímicas. Além disso, com esses dados é possível fazer considerações sobre a influência, ou não, dessa intrusão na geração dos depósitos metálicos do Grupo Lajeado.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

As rochas básicas pertencentes ao Gabro de Apiaí, que estão encaixadas nos metassedimentos do Grupo Lajeado, definido por Campanha e Sadowski (1999), estão inseridas no âmbito do Cinturão Ribeira, termo definido por Almeida *et al.* (1973) e Hasui *et al.* (1975). Diversos autores, tais como Campanha e Sadowski (1999), Basei *et al.* (1992) e Faleiros (2008), convergem na ideia de uma subdivisão desse Cinturão em diferentes terrenos, levando-se em conta as diferenças estruturais, litoestratigráficas e geocronológica entre cada compartimento. Nesta subdivisão foram definidos os terrenos Apiaí, Curitiba, Luís Alves e Paranaguá, limitados entre si por expressivas zonas de cisalhamento (Figura 2). Estão relacionados pela evolução tectônica, envolvendo núcleos cratônicos arqueanos a paleoproterozoicos, sequências sedimentares a vulcanossedimentares mesoproterozoicas e granitogênese e deformações neoproterozoicas, além de magmatismo básico a alcalino ocorrido no mesozoico.

2.1 TERRENO PARANAGUÁ

Em toda sua extensão, marcado como uma faixa alongada que se estende do litoral sul de São Paulo ao norte de Santa Catarina, constitui-se principalmente por um complexo ígneo composto pelas suítes graníticas Morro Inglês, Rio do Poço e Canavieiras-Estrela, todas com assinatura geoquímica de granitos de arco magmático, pertencentes à série magmática cálcio-alcalina de alto K (Cury, 2009). O mesmo autor obteve idades U-Pb em torno de 600-580 Ma e 560-480 Ma para estas rochas, relacionando-as a eventos orogênicos ocorridos no final do Neoproterozoico e no Cambro-Ordoviciano (Orogenia Rio Doce).

Como encaixantes estão xistos aluminosos da Sequência Rio das Cobras, metamorfizados na fácies xisto-verde a anfibolito, podendo atingir

fácies granulito. Além dos xistos, ocorrem gnaisses e migmatitos do complexo São Francisco do Sul.

Os limites do Terreno Paranaguá com os terrenos Curitiba e Luís Alves são definidos pelas zonas de cisalhamento de alto ângulo Palmital e Alexandra e de baixo ângulo Serra Negra e Icapara (CURY, 2009).

2.2 TERRENO LUÍS ALVES

Limita-se a norte com o Terreno Curitiba pela zona de cisalhamento Piên-Tijucas. A leste limita-se com o Terreno Paranaguá e a sul com o Cinturão Dom Feliciano.

Constitui-se por gnaisses metamorfizados na fácies granulito, além de migmatitos, granitos, rochas básicas e ultrabásicas, quartzitos e kinzigitos (Basei *et al.* 1992).

O pico metamórfico que gerou os granulitos ocorreu no período de 2060 ± 6 Ma, ainda com uma possível fase metamórfica anterior datada de 2200 Ma. Ocorrem ainda ofiolitos próximo ao contato com a Suíte Granítica Rio Piên (Terreno Curitiba). Estes ofiolitos incluem peridotitos serpentinizados, piroxenitos e raros gabros toleíticos datados em 631 ± 17 Ma (Harara, 2001).

2.3 TERRENO CURITIBA

Limita-se a norte com o Terreno Apiaí pela zona de cisalhamento Lancinha e a sul com o Terreno Luís Alves pela Zona de Cisalhamento Piên-Tijucas.

Seu núcleo cratônico é constituído por gnaisses-migmatíticos e granitoides deformados heterogeneamente pertencentes ao Complexo Atuba. Os protólitos desses gnaisses teriam se formado no Arqueano (3,1-2,7 Ga), passado por um primeiro processo de migmatização no paleoproterozoico (2,2-1,8 Ga) e, posteriormente, foram remigmatizados durante o Neoproterozoico (645-633 Ma) (Siga Jr. *et al.* 1995).

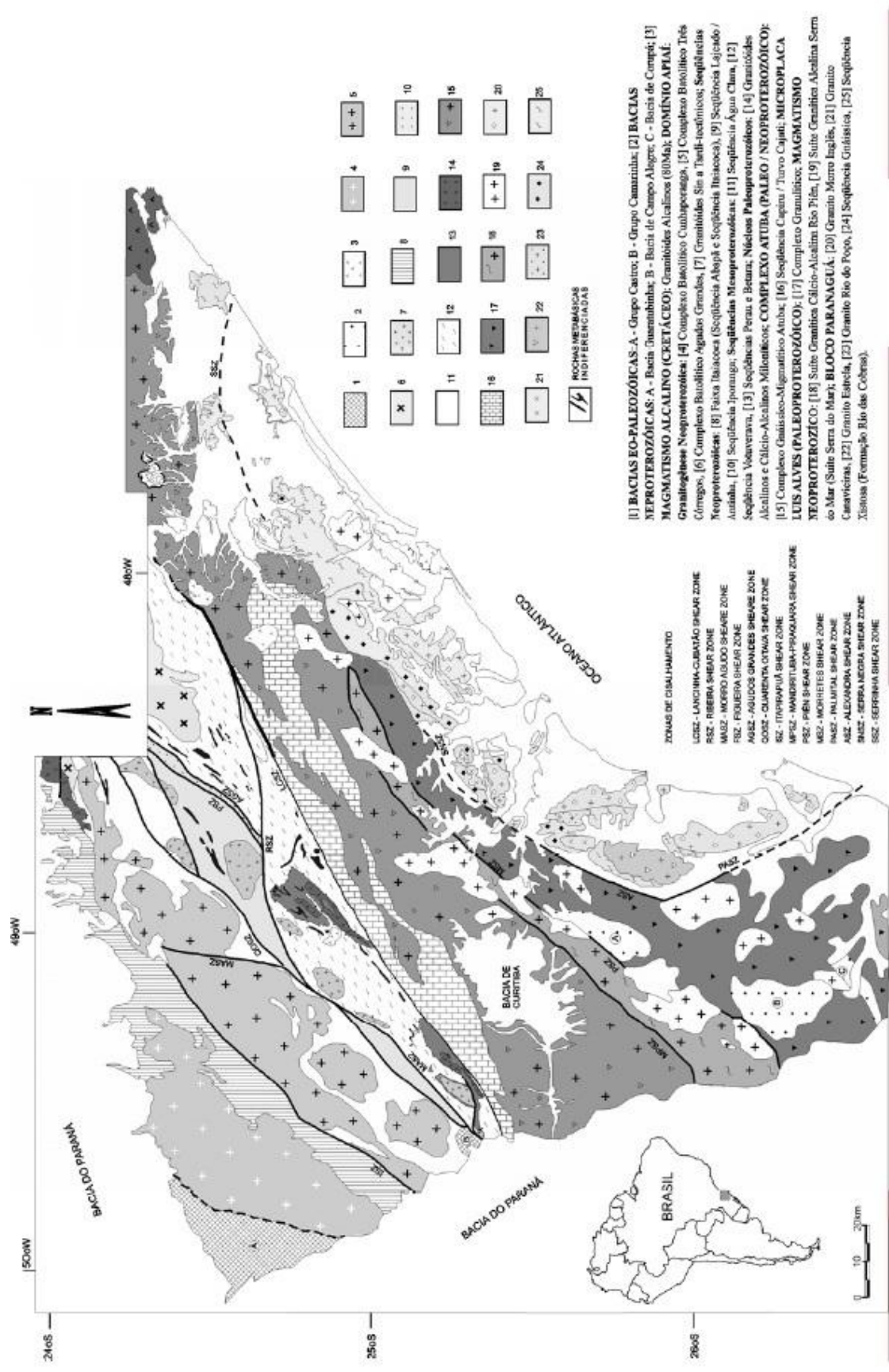


Figura 2 - Esboço geológico que inclui os terrenos Apiaí, Curitiba, Luís Alves e Paranaguá. (Cury, 2009)

O Complexo Atuba é recoberto por unidades metassedimentares meso a neoproterozoicas, compartimentadas na Formação Capiru, que abrange quartzitos, filitos e mármore; e o Complexo Turvo-Cajati, constituído por mica-xistos e paragneisses (Faleiros, 2008)

Ainda no Neoproterozoico ocorre a intrusão de diversos granitos cálcio-alcalinos pré a tardi-colisionais datados de 620-610 Ma e 605-595 Ma. Estes estão organizados na Suíte Granítica Rio Piên (Basei *et al.*, 1992).

2.4 TERRENO APIAÍ

Está localizado a norte da Falha da Lancinha e engloba principalmente rochas supracrustais metamorizadas na fácies xisto verde a anfibólito. Além disso, ocorrem também núcleos arqueanos a paleoproterozoicos isolados do embasamento e diferentes suítes graníticas neoproterozoicas.

Segundo Faleiros *et al.* (2012) as rochas supracrustais pertencentes ao Terreno Apiaí compreendem uma associação de terrenos distintos de idades calimíniana (1450 – 1500 Ma, Formação Votuverava e Formação Água Clara), toniana (310-1030 Ma parte do Grupo Itaiacoca) e ediacarana (630-580 Ma, Formação Iporanga e parte do Grupo Itaiacoca). Campanha *et al.* (2015) datam o Grupo Lajeado entre 1400-1200 Ma.

2.4.1 Grupo Lajeado

O Grupo Lajeado, previamente chamado de subgrupo por Campanha e Sadowski (1999) e posteriormente elevado a Grupo por Faleiros *et al.* (2012) é subdividido em sete formações (Figura 3).

Na base está posicionada a Formação Betari, composta por metarenitos, metaconglomerados e metarritmitos. Acima desta encontra-se a Formação Bairro da Serra, composta por mármore calcíticos, que são sucedida pela Formação Água Suja, que seria uma grande lente de filito que gradualmente passa a mármore calcíticos acinzentado. Toda essa sequência de mármore com lentes de filito foi englobada na Formação Mina de Furnas. Esta está recoberta por metarenitos finos da Formação Serra da Boa Vista. Segue-se pela Formação Passa Vinte, que comporta, em uma área restrita, mármore e

pela Formação Gorutuba, constituída por metarritmitos e, em menor quantidade, filitos, metamargas e mármores. (Campanha *et al.* 2015).

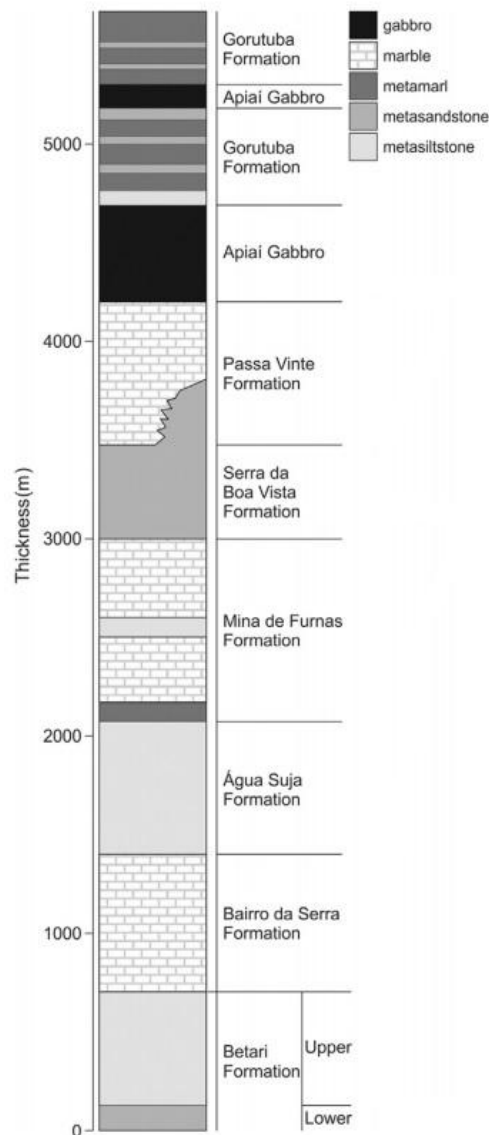


Figura 3 - Empilhamento estratigráfico do Grupo Lajeado e o posicionamento da intrusão do Gabro Apiaí. (Campanha *et al.* 2015).

2.4.2 Depósitos de Pb-Zn-Ag-Cu tipo Panelas

Posicionadas dentro do Grupo Lajeado estão mineralizações de Pb-Zn-Ag-Cu do tipo Panelas, descrita pela primeira vez por Fleischer (1976). Estas mineralizações apresentam geometrias diversas, podendo ser como lentes, veios e corpos concordantes a subconcordantes ao acamamento. (Faleiros *et al.* 2012). Estes autores concluem que todas as unidades carbonáticas do Grupo Lajeado hospedam as mineralizações.

Barbour *et al.* (1990) atribui essas mineralizações como sendo de origem sedimentar exalativa (SEDEX). Segundo Biondi (2001), depósitos do tipo SEDEX formam-se a partir do acúmulo de sulfetos, sulfatos e sílica exalados por edifícios vulcânicos de fundos oceânicos próximos a dorsais meso-oceânicas. Este autor aponta que as mineralizações do Grupo Lajeado estão mais associadas aos depósitos tipo Mississippi Valley, ou Irlandês. Depósitos desse tipo formam-se quando exalações vulcânicas atingem rochas carbonatadas, como calcários marinhos plataformais, porém os fluidos que geram os depósitos podem ser tanto hidrotermais vulcânicos quanto hidatogênicos (Biondi, 2001).

2.4.3 Gabro de Apiaí

O Gabro de Apiaí é um corpo ígneo que se encontra intrudido em meio aos metassedimentos do Grupo Lajeado. Estes estão dobrados como uma sinclinal (Sinclinal de Calabouço) e estão orientados segundo um *trend* estrutural SW-NE, dominante na região (Figura 4).

Embora o Gabro esteja dentro de uma sinclinal, este não se encontra dobrado. Segundo Archanjo *et al.* (2012) as foliações pouco evidentes presentes são resultado de uma orientação de magnetita e ilmenita gerada durante a fase de cristalização do Gabro e indicam que este corpo ígneo teria o formato aproximado de um *sill* (Figura 5)

Dados geocronológicos apontam duas idades para o Gabro. Métodos como o U-Pb em zircão e Rb-Sr em rocha total resultam em idades de cristalização em torno de 877 ± 8 Ma. (Campanha *et al.* 2015 e Oliveira *et al.* 2002). Por outro lado, Hackspacher *et al.* (2000), obtiveram idades de 617 ± 4 Ma utilizando o método U-Pb. Porém a concentração maior de dados gira em torno da primeira idade (Figura 6). Isso indica que a intrusão e cristalização do Gabro teriam ocorrido durante o início do Neoproterozoico (Período Toniano), porém um segundo evento durante o período Ediacarano teria metamorfizado essa rocha. (Oliveira *et al.* 2012).

Dados geoquímicos iniciais, obtidos por Oliveira *et al.* (2012), indicam que o corpo intrusivo tem características químicas semelhantes a basaltos sub

alcalinos de caráter toleíticos, sendo do tipo MORB. Além disso, o Gabro também passou por um processo de metamorfismo de baixo grau (fácies xisto-verde), indicado principalmente pela presença de anfibólio metamórfico (actinolita), biotita e clorita. Com exceção desses minerais hidratados, a composição mineralógica da intrusão é tipicamente gabroica, sendo composta por plagioclásio (labradorita e andesina), augita e ortopiroxênio e, como acessórios, magnetita e ilmenita (Campanha *et al.* 2015).

Segundo Campanha *et al.* (2015), a evolução tectônica da região se deu da seguinte forma. A deposição dos sedimentos do Grupo Lajeado ocorreu entre o final do Mesoproterozoico e o início do Neoproterozoico. Esse ambiente de deposição é caracterizado por uma plataforma carbonática de margem passiva do supercontinente Rodínia. Foi durante a quebra desse supercontinente que houve a intrusão do Gabro Apiaí e outras intrusões básicas semelhantes no próprio Grupo Lajeado e no Grupo Itaiacoca. Posteriormente, todas essas rochas foram metamorfizadas e deformadas no final do Neoproterozoico durante a Orogenia Brasileira.

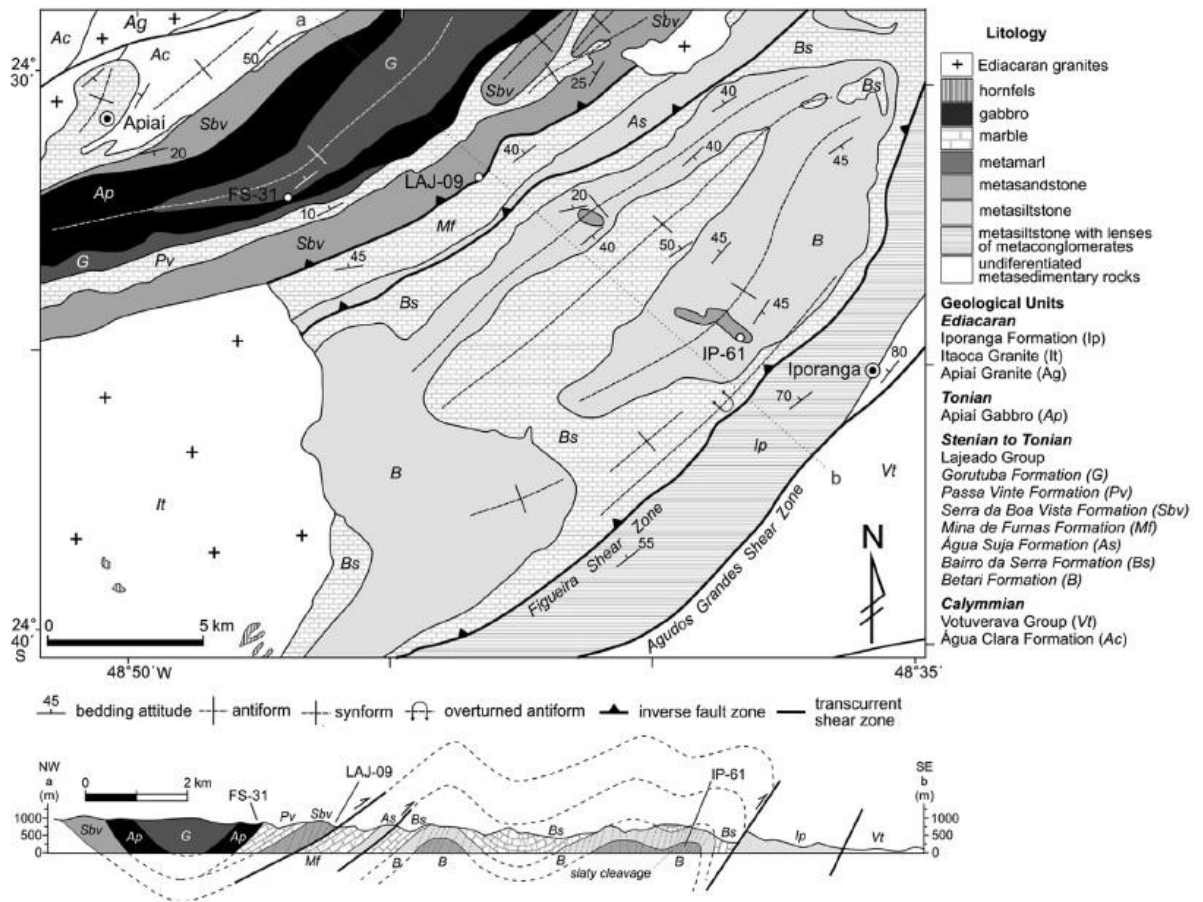


Figura 4 - Trend estrutural e perfil onde se encontra o Gabro de Apiaí e rochas adjacentes (Campanha et al. 2015)

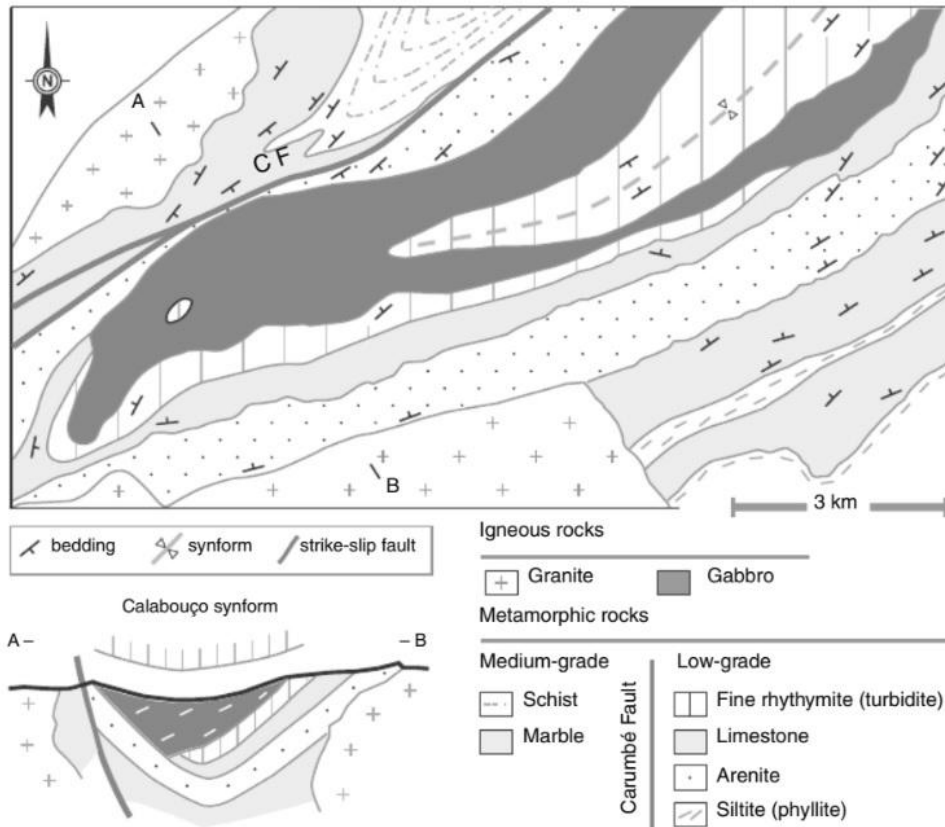


Figura 5 - Perfil gerado por Archanjo et al. (2012) analisando a orientação de magnetita e ilmenita.

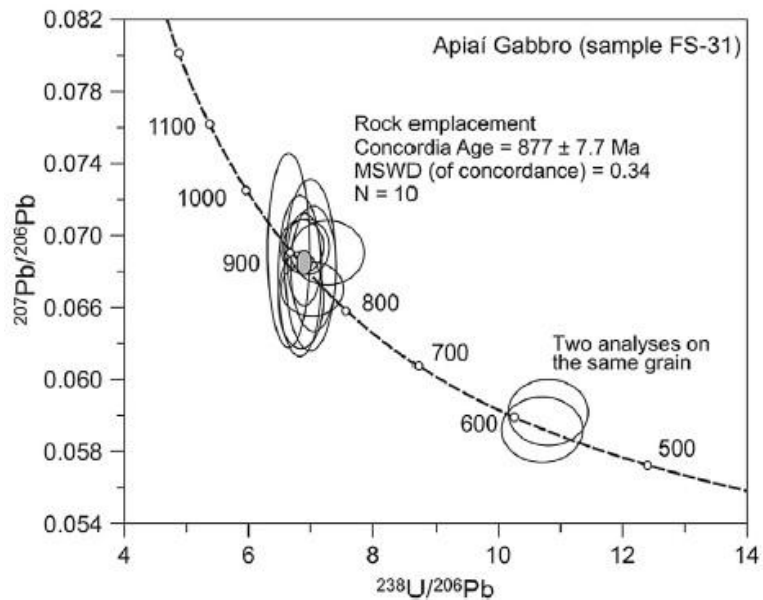


Figura 6 - Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de Campanha et al., 2015, onde observa-se maior concentração de idades em torno de 877 ± 7 Ma.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

Para que as conclusões obtidas neste trabalho pudessem ser realizadas, foram utilizados diversos métodos e técnicas, incluindo confecção de mapa base da região onde aflora o Gabro de Apiaí, levantamento de campo, preparação de amostras, análises geoquímicas e descrição petrográfica de amostras de mão e lâminas petrográficas.

3.1 ETAPA PRÉ-CAMPO

A etapa pré-campo consistiu primeiramente em um levantamento bibliográfico detalhado sobre o Gabro de Apiaí e adjacências, para melhor entendimento sobre contexto geológico e trabalhos anteriores. Em seguida, utilizando o software ArcGis 9.3, foi confeccionado um mapa base na escala 1:50.000 da região do Gabro e cercanias, incluindo a cidade de Apiaí e principais vias de acesso, pontos de referência, mapa topográfico e principais drenagens.

3.2 LEVANTAMENTO DE CAMPO

Foi realizado um dia de campo onde foram descritos doze pontos de afloramento do Gabro de Apiaí. O trabalho de campo consistiu em analisar em escala de afloramento feições que representassem um acamamento ígneo ou que diferenciasses cada afloramento. Em todos os pontos foram coletadas amostras, tomando-se os cuidados necessários para evitar o máximo possível que a amostra estivesse recoberta por camadas intempéricas, considerando que estas seriam usadas para análises químicas. A coleta de amostras também teve como objetivo a confecção de lâminas delgadas.

Para todos os afloramentos, com auxílio de um GPS do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná, foram anotadas suas coordenadas, além de atitudes estruturais obtidas com uma bússola Clar, também do Departamento de Geologia.

3.3 PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS E ANÁLISES GEOQUÍMICAS

Após a etapa de campo foram selecionadas onze amostras das quais foram feitas lâminas delgadas e preparação para as análises geoquímicas.

Os seguintes métodos foram utilizados para a realização das análises geoquímicas.

3.3.1 Britagem, amostragem e moagem

Todas as amostras, após terem sido devidamente lavadas e secadas, foram levadas ao britador de mandíbula (marca Renard) (Figura 7), com o objetivo de reduzir a amostra a partículas com tamanho igual ou inferior a 1 cm. Após isso, as partículas são levadas ao quarteador (Figura 8) visando a seleção estatística dessas amostras, reduzindo-as de metade em metade até uma fração que contenha aproximadamente 30 gramas de material.

Após essa seleção estatística, as amostras têm sua granulometria ainda mais reduzida (chegando ao tamanho igual ou inferior a 325 mesh) através do processo de moagem. Este processo consiste em colocar as partículas em uma panela revestida de carbeto de tungstênio (WC). Esta panela é levada ao moinho de disco (Figura 9) que, com movimentos oscilatórios, faz com que a fricção entre a amostra e a panela pulverize ainda mais as partículas. O resultado é um pó muito fino.



Figura 7 - Britador de mandíbula. (Fonte: www.lamir.ufpr.br. Acesso em 05/11/2016)



Figura 8 - Quarteador (fonte: www.lamir.ufpr.br. Acesso em 05/11/2016)



Figura 9 - Moinho de disco. (fonte: www.lamir.ufpr.br. Acesso em 05/11/2016)

3.3.2 Fluorescência de raios X

A espectrometria por fluorescência de raios X é uma técnica não destrutiva que permite identificar e estimar a concentração de elementos em amostras através da excitação dos elementos químicos presentes por meio de uma fonte externa de energia (raios X). Ao serem excitados, estes elementos, que se encontram em estado instável, tendem a voltar ao estado fundamental. Esta energia envolvida na absorção é uma característica específica de cada elemento, permitindo sua identificação e correspondente quantificação. (Beckhoff, 2006), (Gomes, 1984).

Para a realização dessa análise foram feitos dois tipos de preparos, a partir da pérola fundida e com pastilha prensada.

A preparação da pérola consistiu primeiramente na pesagem de 0,9 gramas de amostra mais 9,0 gramas de tetraborato de lítio (fundente). Essa mistura é então colocada em um cadinho de platina e aquecida até a fusão total, onde fica por aproximadamente vinte minutos. Após isso, a massa fundida é despejada em uma chapa aquecida para ser resfriada lentamente e gerar um disco vítreo. Este método determina a porcentagem em peso dos óxidos maiores.

A preparação das pastilhas consistiu na pesagem de 7,0 gramas de amostra mais 1,4 gramas de cera. Essas amostras foram prensadas a uma pressão de 250kN. Este método determina elementos traços, principalmente os metais de transição.

3.4 ANÁLISE PETROGRÁFICA

Para cada uma das onze amostras selecionadas foi confeccionada uma lâmina delgada. As lâminas foram confeccionadas no LAMIR – Laboratório de Análise de Minerais e Rochas. Estas foram descritas em microscópio óptico com luz transmitida, no LAPEM (Laboratório de Pesquisa em Microscopia), com objetivo de determinação dos minerais, descrição de texturas e estruturas.

3.5 TRATAMENTO DOS DADOS GEOQUÍMICOS

Os dados geoquímicos foram analisados e tratados utilizando-se o *software* GCDkit 4.1. O resultado de cada amostra foi inserido em diferentes

diagramas, que permitem interpretações com relação à gênese e à evolução do Gabro. Para isso foram selecionados os diagramas de classificação TAS (Total álcalis vs. Sílica) de Middlemost (1994) e diagrama R₁-R₂ (De La Roche *et al* 1980), diagramas discriminantes AFM (Irvine e Baragar, 1971), Jensen (1976), Mullen (1986), Meschede (1986), Pearce e Cann (1973) e Pearce (1982), diagramas de variação química do tipo Fenner e diagramas multielementares (*spidergrams*). O cálculo da norma CIPW também foi realizado com auxílio do *software*.

4. RESULTADOS

Os resultados obtidos nessa pesquisa são divididos entre três atividades maiores, sendo elas o trabalho de campo, a análise petrográfica e a litogeoquímica. Durante o trabalho de campo foram descritos ao todo doze afloramentos, dos quais apenas um (HD-01) possui rochas diferentes dos demais, constituído por rochas metassedimentares. Os outros afloramentos (gabros *latu sensu*) são muito semelhantes, com diferenças marcadas por uma pequena variação de granulação, pouca mudança na razão plagioclásio/piroxênio e poucas feições estruturais. Essas evidências de campo são, em grande parte, corroboradas na análise microscópica. Os diagramas geoquímicos apontam para uma evolução dentro do Gabro e fornecem dados para interpretação da ambiência tectônica. Todos esses dados, interpretados com base em um mapa de pontos, permitem definir fácies presentes na intrusão e de como se deu a evolução magmática do Gabro de Apiaí na região estudada.

4.1 TRABALHOS DE CAMPO

Com as coordenadas obtidas em campo de cada afloramento estudado foi gerado um mapa de pontos (Figura 10) que auxiliou na interpretação da distribuição de fácies.

Durante a atividade de campo, apenas no primeiro ponto estudado (HD-01) foi observada uma heterogeneidade marcante. Em escala de afloramento, uma pedreira desativada, nota-se um acamamento contínuo, quase rítmico, deformado e dobrado por toda a pedreira, marcado pela alternância entre

níveis esverdeados e níveis cinza-escuros. (Figura 11). A espessura de cada camada é de ordem centimétrica, variando entre 0,5 a 5 centímetros.

Analisando cada camada separadamente verifica-se que os níveis esverdeados têm granulação muito fina, a ponto de não ser possível identificar minerais em amostras de mão. Por vezes estes níveis estavam alterados, o que lhes concedia uma coloração ocre. Os níveis cinza-escuros possuem cristais de biotita com granulação média a grossa (variando de 0,2 a 1,0 centímetro) em meio à matriz fina.

A biotita representa entre 40 a 60% desses níveis, sendo o restante composto pela matriz de difícil caracterização macroscópica. Mesmo estando concentrada em níveis, a biotita não apresenta orientação preferencial, ficando disseminada nessas bandas.

Em muitos casos o contato entre esses níveis é marcado pela presença de quartzo, formando finas camadas esbranquiçadas que variam de 1 a 5 milímetros (Figura 12). A atitude aproximada dos planos das camadas é N75E/49NW.

Mapa Geológico 1:30000 do Gabro de Apiaí (SP) na região estudada.

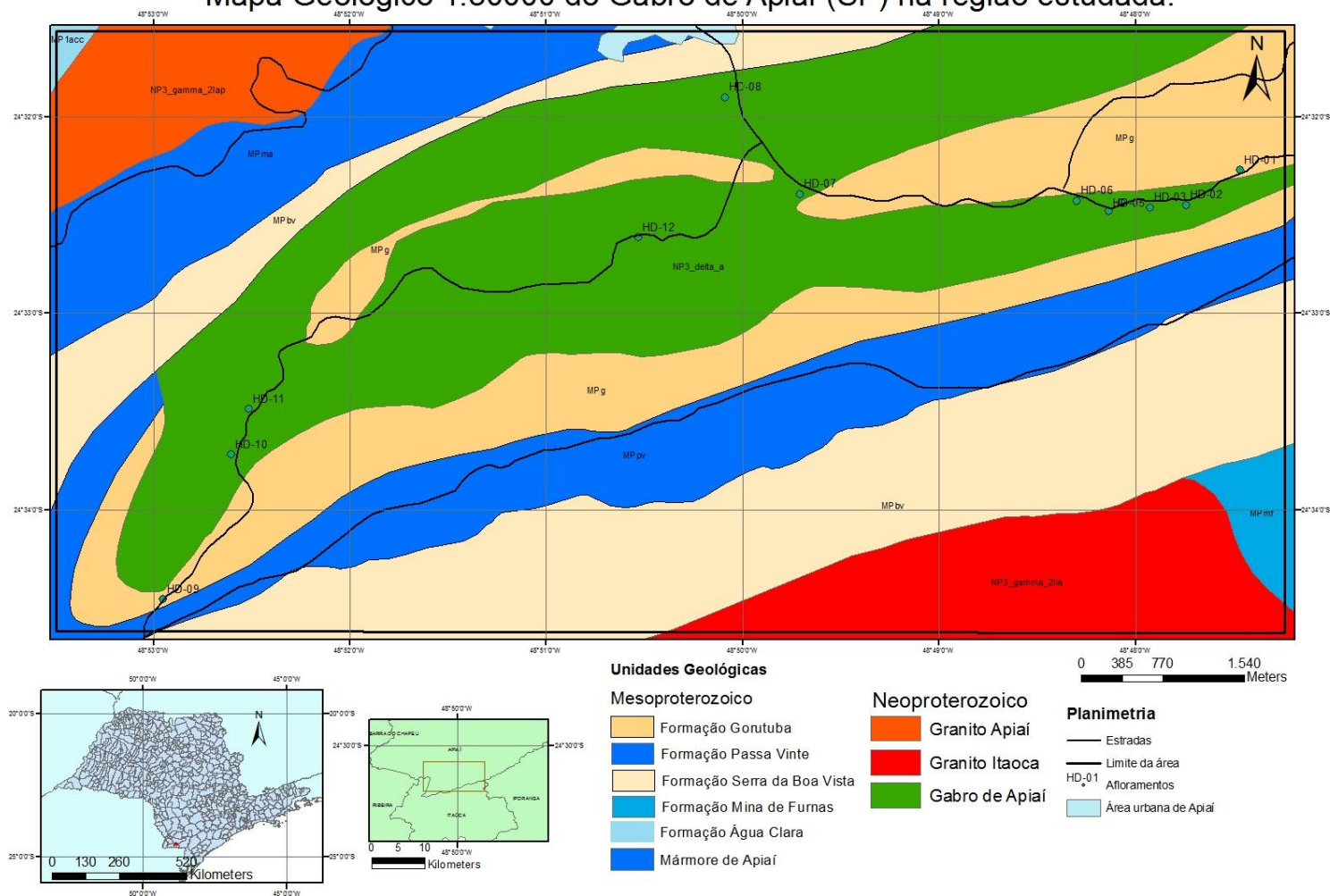


Figura 10 - Mapa geológico do Gabro de Apiaí na região estudada com a distribuição dos afloramentos descritos. (Fonte: CPRM - 2012).



Figura 11 - Afloramento HD-01 composto por rochas calciosilicáticas com aspecto acamadado e deformado.

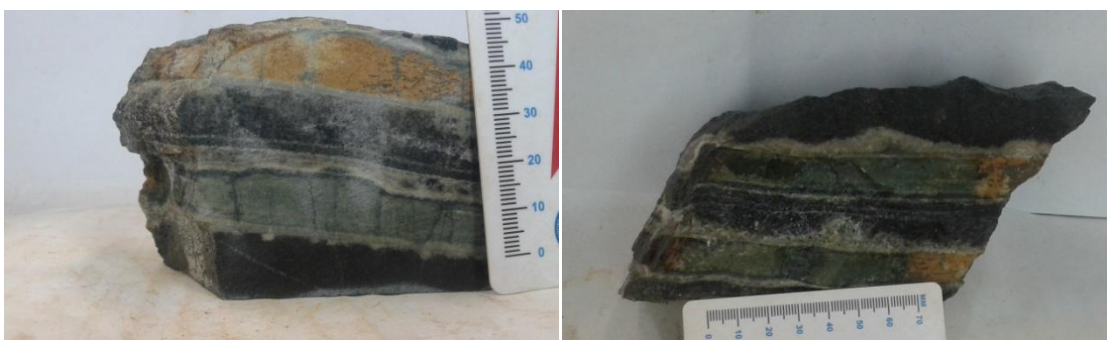


Figura 12 - Aspecto bandado das rochas do ponto HD-01, marcado pela alternância de níveis esverdeados (ou ocre, pela alteração) e cinza-escuros, separados por finas camadas de quartzo.

Em outra porção do afloramento o acamamento ainda é evidente, porém sem níveis esverdeados. Nessa porção a biotita também não tem orientação.

Essas duas porções diferentes do ponto HD-01 são justapostas por um corredor de cisalhamento, com atitude aproximada N70E/80SE. Nos planos

formados em meio ao corredor de cisalhamento há o crescimento de muscovita e o encaixe de veios pegmatoides (Figura 13). Estes veios são compostos por feldspato alcalino (40%), quartzo (30%) e muscovita (30%). Possuem granulação média, com cristais variando de 1 a 5 milímetros.



Figura 13 - Veios pegmatoides condicionados pelo corredor de cisalhamento.

Em campo com relação aos níveis cinza-escuros duas hipóteses foram propostas: a primeira se tratava de uma rocha metassedimentar aluminosa que passou por metamorfismo de contato devido à intrusão do Gabro; a segunda hipótese era que se tratava de uma rocha ígnea básica de granulação fina, que, durante a intrusão, teria se intercalado com níveis calciossilicáticos (níveis esverdeados).

A partir do segundo afloramento (HD-02) até o ponto HD-06 as características litológicas têm pouca variação. São descritos gabros cinza escuros, com granulação predominantemente média, cuja granulometria varia entre 1 a 3 mm, mas com alguns cristais chegando a 5 mm. A associação mineral varia muito pouco, sendo constituída por aproximadamente 50% de plagioclásio e 50% de piroxênio. A estrutura é maciça e a textura é fanerítica equigranular subofítica. No ponto HD-06 são observadas vênulas preenchidas por minerais escuros não magnéticos, provavelmente hematita (Figura 14). Estas vênulas estão concordantes com uma atitude de fratura obtida no ponto HD-04, sendo aproximadamente N45W/60SW.



Figura 14 - Afloramento HD-06 de gabro cortado por vênulas preenchidas por material escuro não magnético (hematita).

Nos pontos HD-07 e HD-08 observa-se mudança em relação aos afloramentos anteriores apenas em relação à granulação, a qual nesses locais é predominantemente grossa, com cristais variando entre 3 e 7 mm. De um modo geral a composição se mantém a mesma, com 50% de plagioclásio e 50% de piroxênio, porém localmente se observam porções com maior concentração de piroxênio. A estrutura é maciça e a textura equigranular subofítica (localmente ofítica). No ponto HD-07 são encontrados cristais submilimétricos de sulfeto, provavelmente calcopirita.

Do ponto HD-09 ao HD-12 as características são semelhantes às rochas dos pontos HD-02 a HD-06. A granulação das rochas é média, a estrutura é maciça e a textura equigranular subofítica. Porém, os afloramentos HD-10, HD-11 e HD-12 contêm feições que caracterizam uma alteração hidrotermal, com a formação de clorita e carbonato em planos de falhas.

4.2 ANÁLISE PETROGRÁFICA

Para auxiliar na descrição e interpretação das fácies, a partir das amostras coletadas em campo foram selecionadas onze amostras das quais confeccionaram-se lâminas delgadas. Das onze lâminas, três foram feitas a partir das amostras coletadas no ponto HD-01 e o restante dos demais pontos do Gabro.

As rochas do primeiro afloramento são formadas por níveis esverdeados formados em grande parte por epidoto (aproximadamente 70%), carbonato (cerca de 25%) e quartzo (5%), todos de granulação muito fina. A estrutura, de modo geral, é maciça, porém com alguns acamamentos reliquiais preservados. Além disso, são identificadas feições nodulares por toda essa rocha, características de metamorfismo termal (Figuras 15A e B).

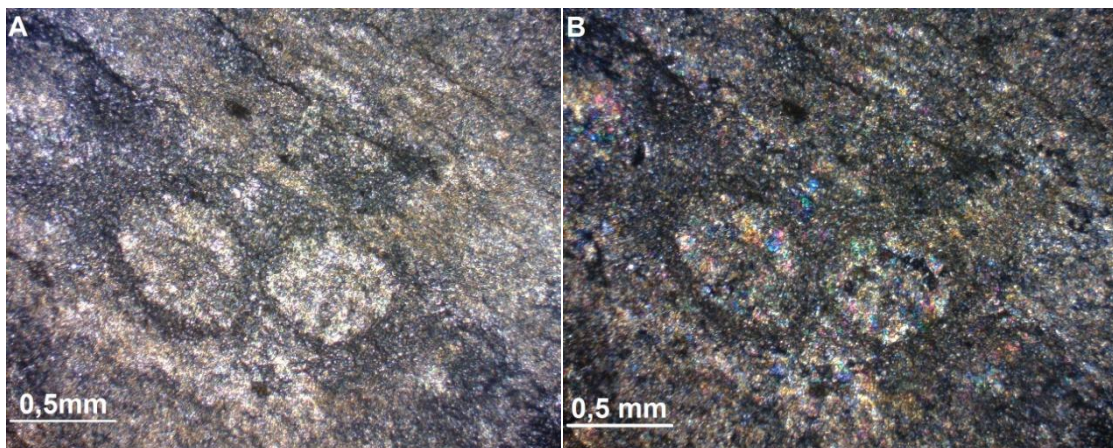


Figura 15 - Fotomicrografia do nível esverdeado evidenciando o acamamento reliquial pouco preservado e feições nodulares. A em N// e B em NX (Lâmina HD-01-F).

As faixas esbranquiçadas que ocorrem no contato entre os níveis esverdeado e cinza escuro são compostas quase na totalidade por quartzo (90%) e em menor quantidade ocorrem lamelas de biotita anédrica, opacos e/ou epidoto. Em grande parte os cristais de quartzo têm granulação fina a muito fina e não possuem orientação preferencial, definindo a estrutura desse nível maciça. O contato entre eles é retilíneo, formando, em vários casos, junções tríplices, que podem caracterizar recristalização estática. Alguns cristais têm granulação média a grossa, com forte extinção ondulante. Essas feições são observadas nas lâminas HD-01-E e HD-01-F (Figura 16A e B)

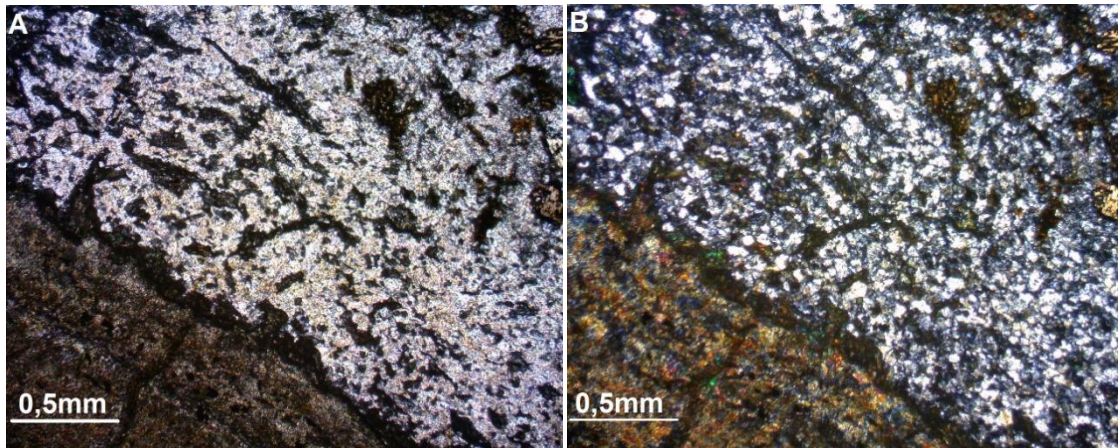


Figura 16 - Fotomicrografia de cristais de quartzo e biotita de granulação fina no contato com porção rica em epidoto (parte inferior esquerda). A em N// e B em NX. (Lâmina HD-01-E).

Os níveis cinza-escuros, observados principalmente na lâmina HD-01-I, são compostos por biotita de granulação média a grossa, geralmente subédrica que compõe cerca de 40% da lâmina. Os cristais estão fracamente orientados, por vezes, sem orientação preferencial e, em alguns casos, cresceram a partir de veios. Ocorre grande quantidade de opacos inclusos nos cristais. A matriz é formada por quartzo (aproximadamente 60% da matriz) de granulação muito fina (Figura 17A e B).

A partir dessas lâminas define-se que os níveis cinza-escuros observados em campo, assim como os níveis esverdeados ricos em epidoto, são formados por rochas paraderivadas, de composição calciossilicática.

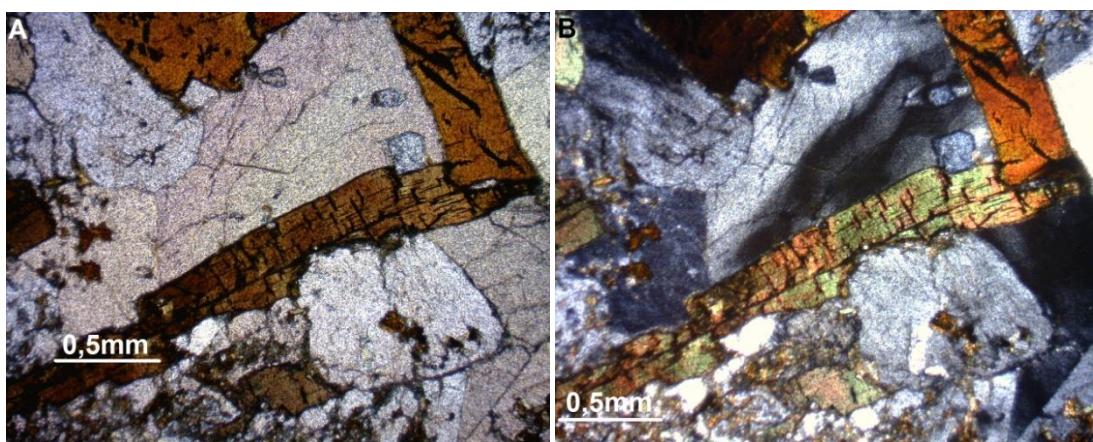


Figura 17 - Fotomicrografia de cristais de quartzo e biotita com granulação média a grossa. A extinção ondulante fica evidente na imagem B, sob NX. (Lâmina HD-01-I).

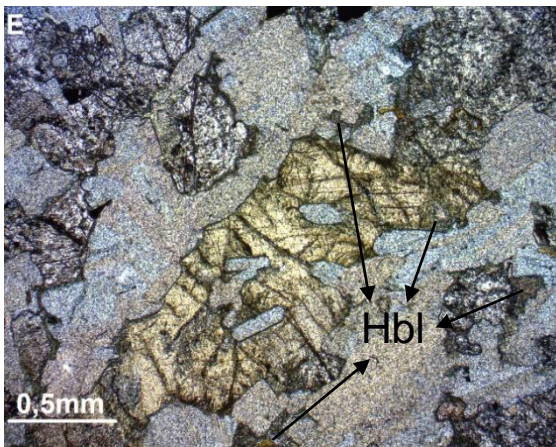
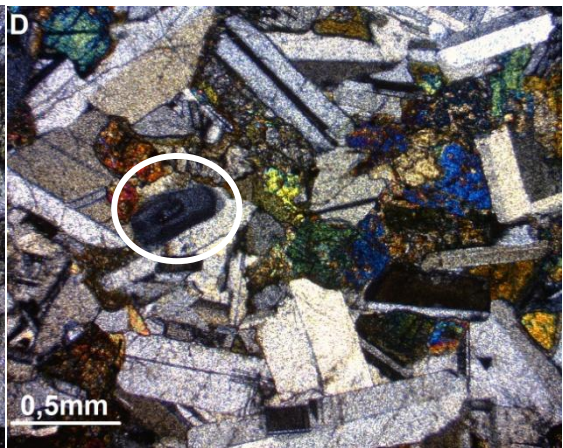
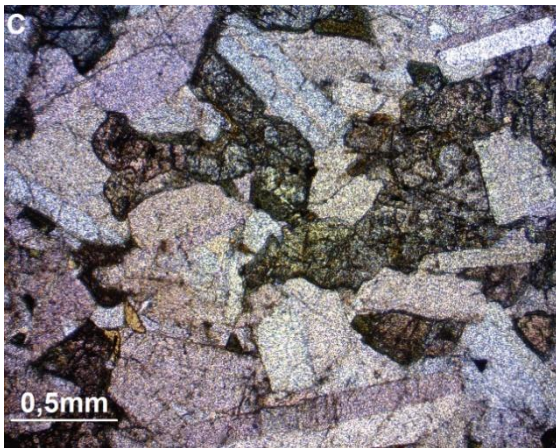
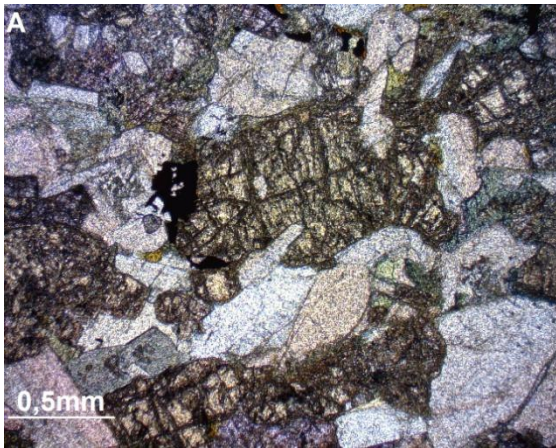
As rochas do Gabro diferenciam-se pela granulação, relação piroxênio/plagioclásio e porções mais ou menos hidratadas, caracterizadas principalmente pela alteração do piroxênio.

Nas lâminas dos pontos HD-02, HD-04 e HD-06 a paragênese mineral observada é formada por cerca de 45% de labradorita-andesina, 40% de Ca-piroxênio, 10% de hornblenda+biotita, 5% de minerais opacos e traços de apatita. A textura é intergranular a subofítica e a estrutura é maciça, porém ocorre uma incipiente orientação dos plagioclásios, podendo atribuir a essa porção um caráter levemente fluidal e cumulático. (Figura 18 A, B, C e D).

Os cristais de plagioclásio possuem granulação fina com pouquíssima variação granulométrica (entre 0,5 e 1 mm). Os cristais são predominantemente euédricos, estando em contato retilíneo uns com os outros e com os cristais de piroxênio. Para a determinação do teor de anortita foi realizada a estimativa a partir do ângulo de extinção. Este varia entre 25 a 30°, com teor de anortita variando entre 45 a 55%, caracterizando plagioclásios mais cálcicos (andesina a labradorita) de acordo com Deer *et al.* (1993). Em alguns cristais ocorre zoneamento composicional, com núcleos mais cálcicos em relação à borda (Figura 18C e D). De um modo geral os cristais têm uma orientação preferencial, porém muito incipiente.

Os cristais de piroxênio têm coloração castanha pálida e ângulo de extinção de 35°, caracterizando-os como augita. Estes cristais têm granulação média e estão em contato reto com os plagioclásios, porém são anédricos a subédricos, sempre se moldando ao formato dos primeiros, indicando que se cristalizaram posteriormente à labradorita/andesina. Frequentemente as bordas dos cristais de augita estão uralitizadas, gerando em grande parte hornblenda, porém em alguns casos há formação de biotita (Figura 18 E e F).

Toda a hornblenda e biotita observadas são produto de alteração do piroxênio, não ocorrendo como minerais primários.



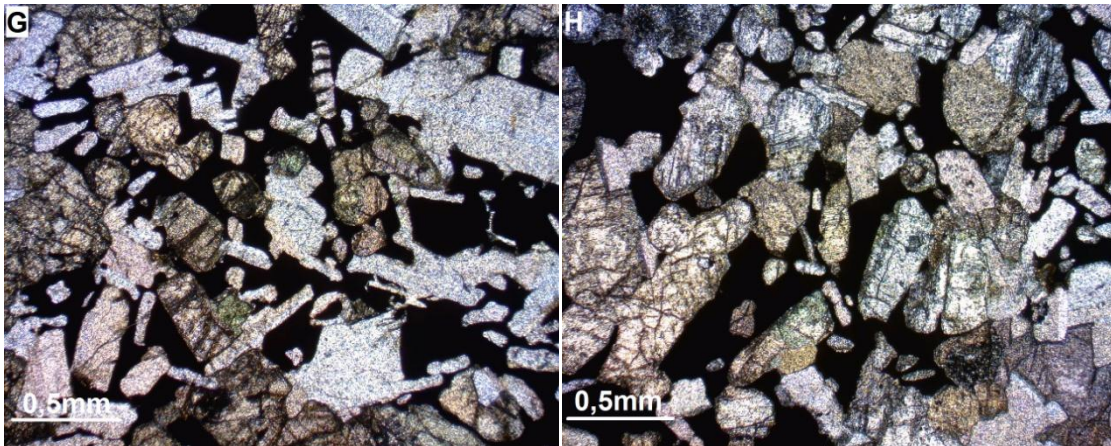


Figura 18 - Fotomicrografias das lâminas HD-02, HD-04 e HD-06. Em A, B, C e D é possível evidenciar uma leve orientação dos cristais de plagioclásio, tanto em N// (A e C) quanto em NX(B e D). Em D o círculo branco realça o zonamento composicional em um cristal de plagioclásio (lâmina HD-04). Em E (N//) e F (NX) foram apontados os locais onde a augita altera-se para hornblenda (Hbl) (lâmina HD-06). Em G (HD-04) e H (HD-06) nota-se a textura poiquilítica dos minerais opacos sob N//.

Os minerais opacos têm granulação fina e são anédricos. Ocorrem com textura poiquilítica, formados geralmente nos interstícios entre outros cristais (plagioclásio e piroxênio) e, em alguns casos, englobando porções desses cristais. Isso indica que a cristalização dos opacos ocorreu ainda posterior à augita (Figura 18G e F).

Os cristais de apatita ocorrem raramente e tendo granulação fina, euédricos, aciculares a hexagonais.

A rocha descrita na lâmina HD-07 possui paragênese semelhante às das lâminas anteriores, porém com granulação fina a média, com granulometria variando entre 0,5 a 1,5 mm. A rocha é formada por aproximadamente 50% de plagioclásio, 45% de piroxênio, 5% de hornblenda+biotita, 5% de minerais opacos e a apatita em traços. A estrutura é maciça e não foi observada uma orientação preferencial dos cristais de labradorita-andesina, como ocorre nas rochas anteriores. A textura é equigranular subofítica a intergranular (Figura 19).

Composicionalmente os plagioclásios não se diferem em relação aos outros pontos, mantém o teor de anortita variando entre 45 a 55% (andesina a labradorita). Nessa lâmina o zoneamento composicional ocorre em uma maior quantidade de cristais. Os piroxênios também se mantêm com as mesmas características das lâminas anteriores, sendo, portanto augitas e moldando-se

aos limites dos plagioclásios. A uralitização é mais branda, porém os cristais estão mais fraturados, com deposição de óxidos nas fraturas. Os minerais opacos também ocorrem em núcleos localizados e com textura poiquilítica e as apatitas são euédricas aciculares a hexagonais e límpidas.

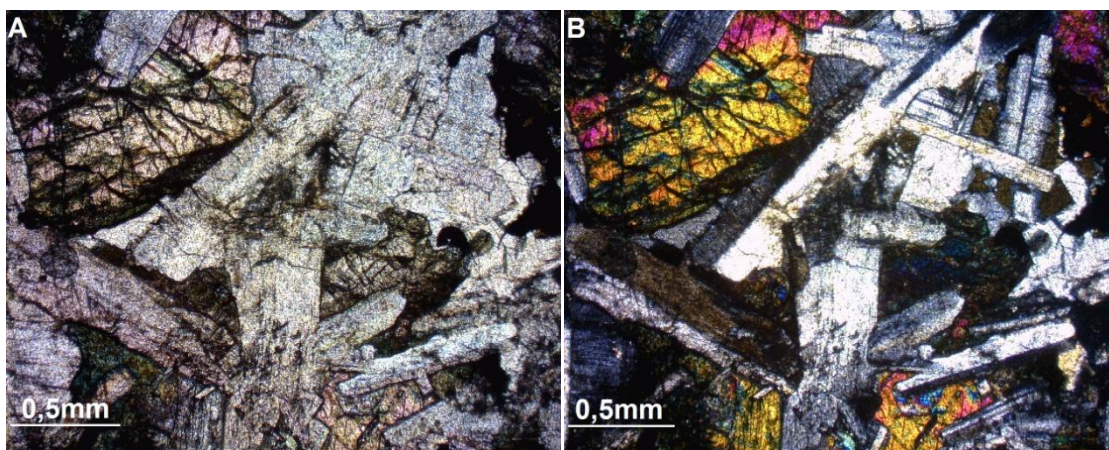


Figura 19 - Fotomicrografia da lâmina HD-07 evidenciando a granulação maior em relação aos pontos anteriores. A em N// e B em NX

A lâmina do ponto HD-08 é a única que tem uma quantidade maior de piroxênio em relação ao plagioclásio e possui granulação média a grossa, com granulometria variando entre 0,5 a 2,5 mm. É composta por aproximadamente 50% de piroxênio, 45% de plagioclásio, 3% de hornblenda+biotita e 2% de minerais opacos. A estrutura é maciça, não apresentando orientação preferencial dos cristais de plagioclásio e a textura é equigranular ofítica. (Figura 20).

O plagioclásio é definido como andesina/labradorita (com maior predominância de labradorita) e o piroxênio é classificado como augita. Esta rocha é a menos alterada, com pouca quantidade de hornblenda e biotita geradas a partir do piroxênio. Os opacos ocorrem em menor quantidade (cerca de 2%), e são poiquilíticos.

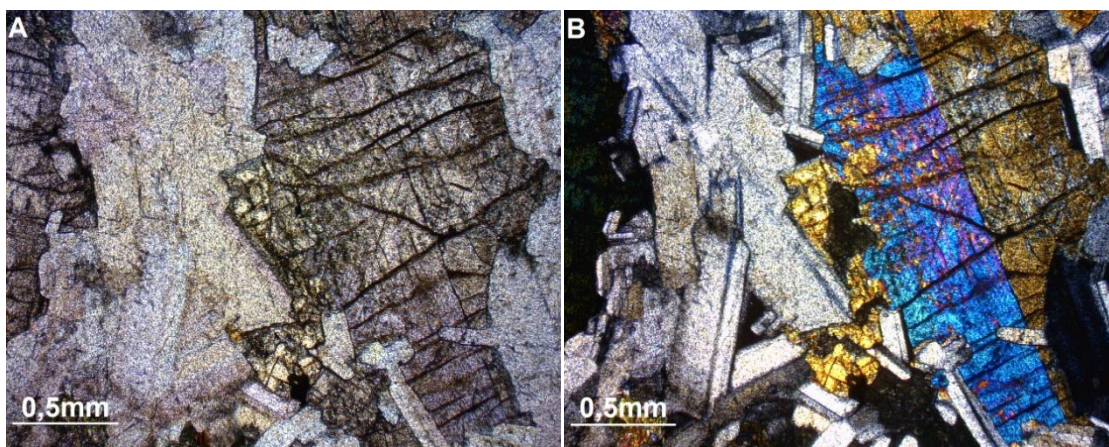


Figura 20 - Fotomicrografia da lâmina HD-08, com cristais de plagioclásio e piroxênio com até 2,5 mm. Nota-se que o piroxênio está menos uralitizado que nos pontos anteriores. A em N// e B em NX.

As lâminas das rochas dos três últimos pontos (HD-10, HD-11 e HD-12) têm alterações e modificações relacionadas a processos posteriores. Estas estão intensamente fraturadas e falhadas e (Figura 21 A e B), em muitos casos, há percolação de veios por essas fraturas/falhas, com formação de clorita (Figura 21 C e D). As rochas são de granulção fina, com granulometria entre 0,5 a 1 mm, textura equigranular subofítica, com composição aproximada de 45% de plagioclásio, 30% de piroxênio, 10 a 20% de clorita, 5 a 10% de hornblenda+biotita e quantidades traço a até 5% de minerais opacos.

Composicionalmente os plagioclásios são andesina/labradorita. As características ópticas do piroxênio o classificam como augita, que passaram por um forte processo de hidratação. Além de formar hornblenda e, em menor quantidade, biotita, nessas amostras cerca de 40% dos cristais de piroxênio foram parcial ou totalmente alterados para clorita. As alterações ocorrem mais intensamente em cristais de piroxênio que estão próximos aos veios preenchidos por clorita. Cristais mais afastados desses veios são pouco afetados. Como exemplo, as lâminas HD-10 e HD-11 têm maior quantidade de piroxênios alterados para clorita. Por outro lado, a rocha HD-12, que possui apenas um veio maior, tem cristais de piroxênio inalterados nas porções mais afastadas (Figura 21 E e F).

Os minerais opacos, embora mais raros nessas rochas, ainda ocorrem com textura poiquilítica, sendo o mineral magmático mais tardio a se formar.

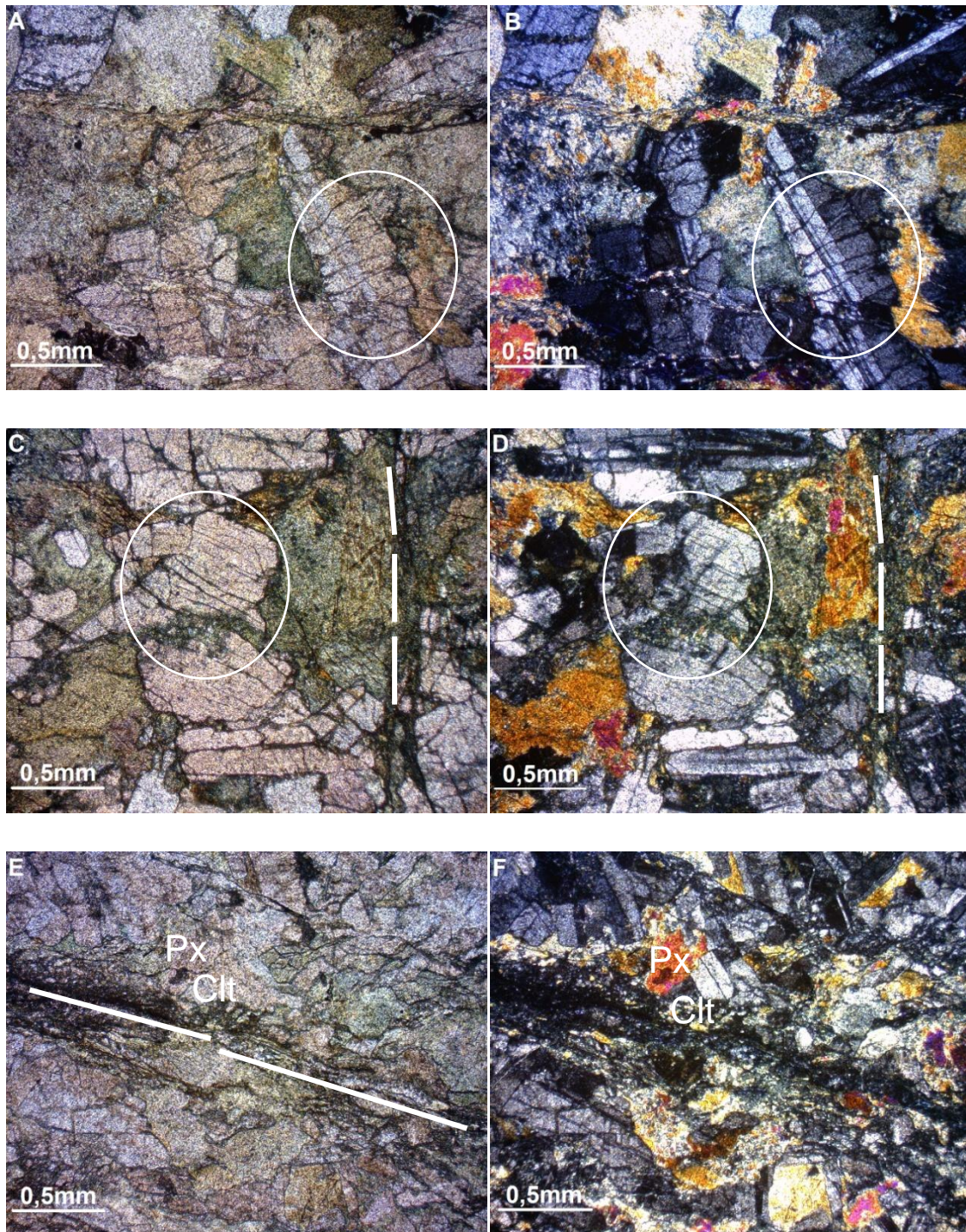


Figura 21 - Fotomicrografia das lâminas HD-10, HD-11 e HD-12. Em A e B (lâmina HD-10) o círculo branco ressalta um cristal de plagioclásio fraturado e falhado. Em B o falhamento é realçado pelas maclas. Em C e D (HD-11) o círculo ressalta o intenso fraturamento dos cristais de labradorita-andesina e as linhas brancas acompanham veio de clorita. Em E e F (Lâmina HD-12) as linhas brancas acompanham o veio de clorita e são identificados cristais de Ca-piroxênio (Px) e clorita (Clt).

4.3 LITOGEOQUÍMICA

As amostras utilizadas para a confecção de lâminas foram também usadas para as análises químicas em fluorescência de raios X para identificação de óxidos e elementos traço. Os resultados obtidos são observados na Tabela 1 e a composição normativa CIPW, calculada pelo *software* GCDkit, na Tabela 2.

Para as análises realizadas nas amostras do primeiro afloramento (HD-01-E, HD-01-F e HD-01-I) foram coletadas amostras específicas dos níveis cinza-escuros, com intuito de esclarecer as dúvidas levantadas em campo com relação à origem daqueles níveis. Quimicamente estas amostras se mostram muito destoantes das demais, com composições de óxidos e elementos traço sempre divergentes das demais amostras. As rochas têm porcentagens consideravelmente mais altas de SiO_2 , Al_2O_3 e K_2O e são mais enriquecidas em elementos traço incompatíveis, como Ba, Rb e Sr. Isso reforça a ideia de que se trata de uma rocha paraderivada, já que em lâmina foi constatado que esse nível é formado por cerca de 60% de quartzo (explicando a maior concentração de sílica) e 40% de biotita (explicando a maior concentração de alumina, potassa e elementos como rubídio e estrôncio).

Dessa forma, sabendo-se que as descrições petrográficas dessas amostras aliadas aos dados geoquímicos levaram à determinação de que são rochas metamórficas paraderivas e não gabros, estes resultados não foram incluídos nos diagramas de classificação, variação, discriminantes e multielementares.

Com relação ao restante das amostras, quando projetadas no diagrama de classificação TAS (Total álcalis vs. Sílica) de Middlemost (1994) todas se concentraram no campo do gabro, não havendo grandes dispersões (Figura 22).

Amostra	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	P.F.	Soma
	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)
HD-01-E	53,44	1,18	20,32	7,94	0,22	2,54	8,54	1,02	2,64	0,18	1,38	99,40
HD-01-F	55,59	1,14	19,50	6,13	0,08	2,05	3,16	1,28	9,07	0,12	1,10	99,22
HD-01-I	53,63	1,12	18,10	10,06	0,16	2,98	4,59	1,57	5,51	0,18	1,44	99,34
HD-02	50,77	0,89	14,17	12,91	0,22	7,56	10,19	2,15	0,32	0,07	0,92	100,16
HD-04	51,21	0,97	14,55	13,47	0,22	6,90	10,00	2,33	0,32	0,09	-0,34	100,06
HD-06	51,22	0,98	14,46	14,50	0,23	6,27	9,09	2,43	0,42	0,10	0,08	99,78
HD-07	49,39	1,62	13,92	15,78	0,23	5,53	10,05	2,42	0,44	0,15	0,01	99,54
HD-08	50,84	0,87	12,93	11,04	0,19	8,79	13,47	1,78	0,22	0,07	0,07	100,27
HD-10	49,61	0,92	14,24	12,98	0,21	6,73	10,38	2,61	0,27	0,10	1,08	99,13
HD-11	50,64	0,89	14,96	11,95	0,21	7,53	9,17	2,33	0,32	0,06	1,53	99,58
HD-12	50,56	0,80	15,16	11,64	0,18	7,00	10,84	2,25	0,26	0,07	1,64	100,39

Amostra	Ni	Cr	Sr	Rb	Zr	Y	Ba	Nb	Cu	Zn
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
HD-01-E	37	127	224	147	143	27	605	34	3	104
HD-01-F	27	83	241	240	216	30	2792	41	9	81
HD-01-I	39	88	198	207	164	35	2407	28	18	98
HD-02	60	34	142	12	50	13	58	6	121	81
HD-04	57	33	153	10	55	12	59	7	136	82
HD-06	48	24	164	14	64	12	75	6	274	92
HD-07	45	37	159	13	79	20	91	8	157	105
HD-08	86	304	113	8	38	10	39	8	75	64
HD-10	61	61	149	9	48	10	58	6	22	64
HD-11	60	60	163	10	57	12	16	6	28	84
HD-12	65	52	174	14	54	10	89	5	57	107

Tabela 1 - Composição química de óxidos em porcentagem peso (acima) e elementos traço em µg/g (abaixo).

	HD-01-E	HD-01-F	HD-01-I	HD-02	HD-04	HD-06	HD-07	HD-08	HD-10	HD-11	HD-12
Q	15.829	3.948	9.645	8.892	9.452	10.639	9.257	6.457	6.697	8.548	7.944
C	0.688	2.118	1.638	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Or	15.602	53.601	32.563	1.891	1.891	2.482	2.600	1.300	1.596	1.891	1.537
Ab	8.631	10.831	13.285	18.193	19.716	20.562	20.477	15.062	22.085	19.716	19.039
An	41.193	14.893	21.596	28.068	28.297	27.307	25.820	26.641	26.342	29.416	30.498
Di	0.000	0.000	0.000	15.406	14.175	11.384	14.259	29.146	17.218	10.438	16.146
Hy	6.327	5.107	7.424	11.691	10.618	10.342	7.166	8.386	8.783	13.919	9.953
Il	0.471	0.171	0.342	0.471	0.471	0.492	0.492	0.406	0.449	0.449	0.385
Hm	7.941	6.130	10.061	12.911	13.471	14.501	15.781	11.041	12.981	11.951	11.641
Tn	0.000	0.000	0.000	1.577	1.773	1.770	3.341	1.611	1.678	1.604	1.466
Ru	0.933	1.050	0.940	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ap	0.426	0.284	0.426	0.166	0.213	0.237	0.355	0.166	0.237	0.142	0.166
Sum	98.040	98.135	97.919	99.265	100.076	99.717	99.549	100.215	98.066	98.074	98.774

Tabela 2 - Norma CIPW calculada com o *software* GCDkit.

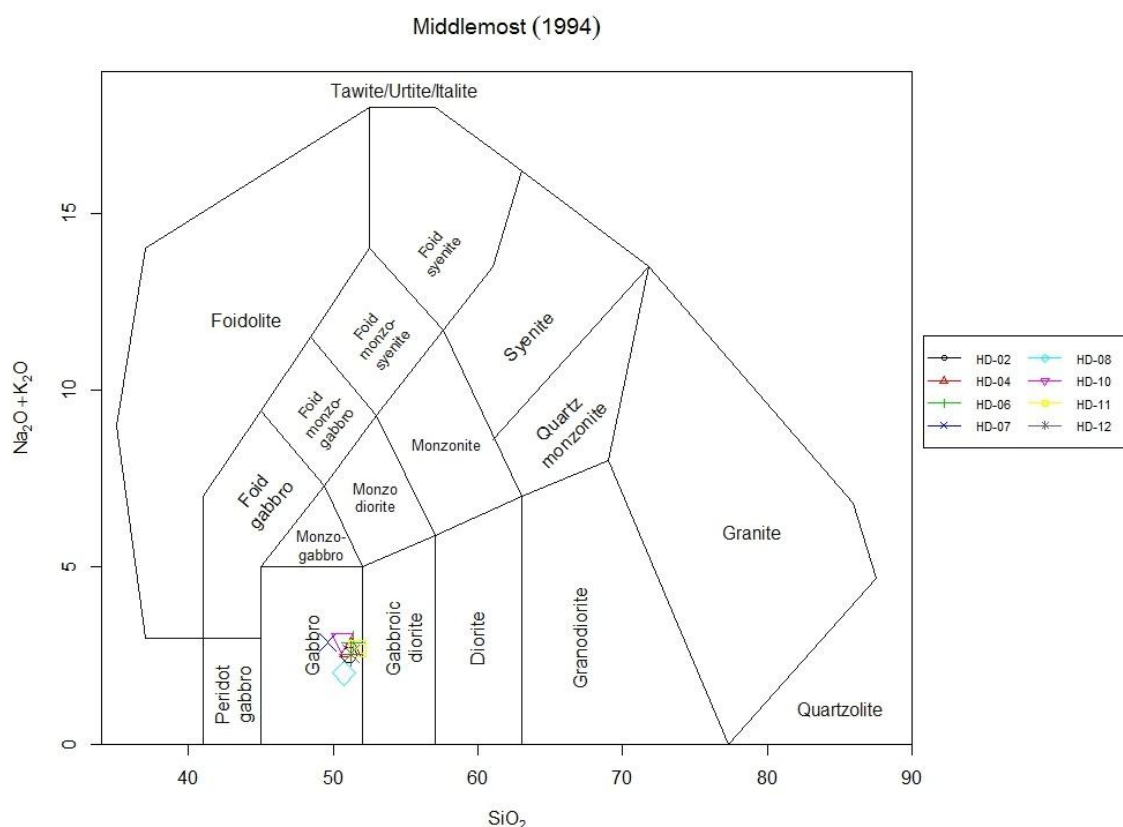


Figura 22 - Diagrama TAS (Total álcalis vs. Sílica) de Middlemost (1994) com a concentração das amostras no campo do gabro.

No diagrama R_1 - R_2 ($R_1 = 4Si - 11(Na+K) - 2(Fe+Ti)$ e $R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$) De La Roche *et al.* (1980) as amostras se projetam em três campos. A amostra HD-06 foi a única que se classifica no campo do gabro-diorito. No campo do gabro se concentram duas amostras, HD-07 e HD-10. As restantes

ficam agrupadas no campo do gabro-norito, com destaque para a HD-08, que fica no limite entre os campos gabro-norito e ultramáfica. (Figura 23).

Com relação aos diagramas discriminantes, no diagrama AFM (A= (Na₂O+K₂O), F= (FeO + 0.9Fe₂O₃ = FeO_t) e M= MgO), de Irvine & Baragar (1971), que diferencia as séries magmáticas cálcio-alcalina e toleítica, todas as rochas são classificadas como sendo de série toleítica e mostram uma tendência evolutiva (Figura 24). A amostra HD-08, que no diagrama R₁-R₂ está no limite gabro-norito/ultramáfica, é a menos evoluída. A partir dela há uma clara tendência de empobrecimento em magnésio e enriquecimento em ferro, não havendo grandes variações em relação aos álcalis. Logo acima projetam-se os pontos HD-02, HD-11 e HD-12, seguidos por uma quase sobreposição dos pontos HD-04 e HD-10. Um pouco mais enriquecida em ferro está a amostra HD-06 e por fim a amostra HD-07 é a mais evoluída.

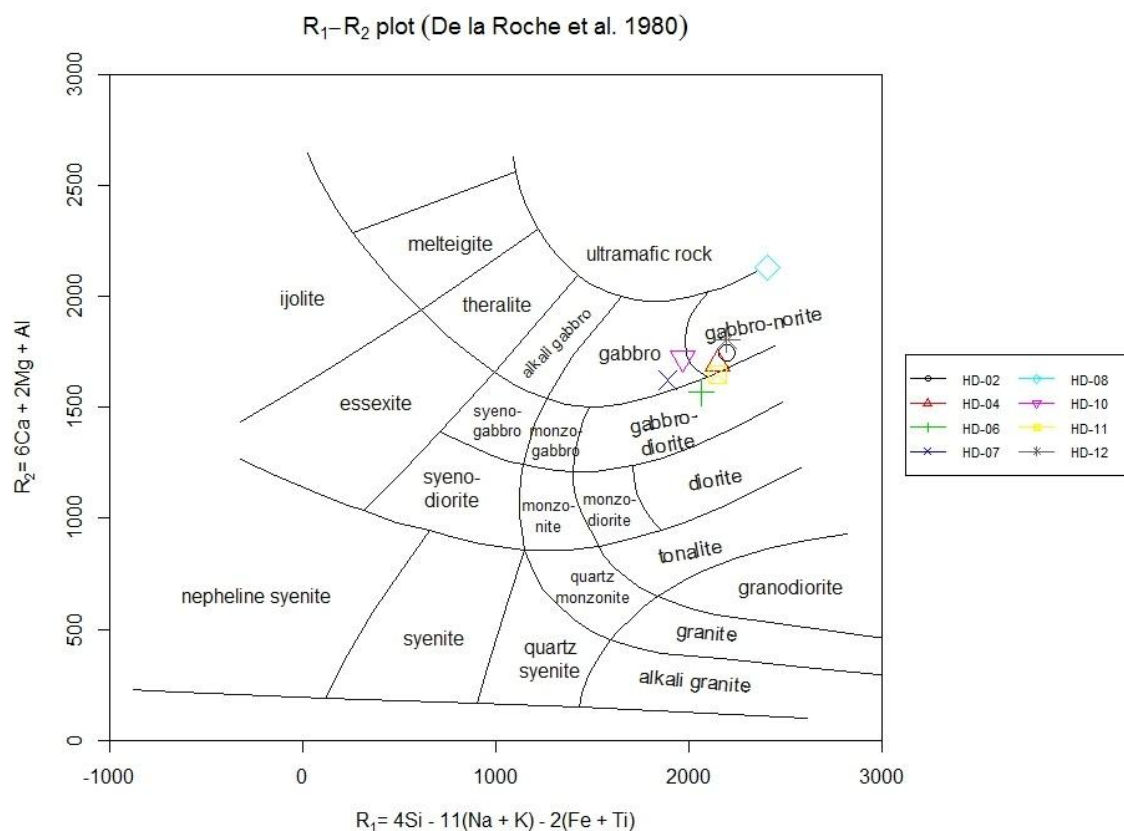


Figura 23 - Diagrama R₁-R₂ (R₁= 4Si – 11(Na+K) – 2(Fe+Ti) e R₂= 6Ca + 2Mg + Al) com a projeção das amostras. Destaque para o ponto HD-08, no limite gabro-norito/ultramáfica.

O diagrama de Jensen (1976), que relaciona teores de Al, Fe_t+Ti e Mg, e diferencia as séries magmáticas cálcio-alcálica, toleítica e komatiítica, reforça o padrão observado no diagrama AFM. Todos os pontos se concentram no campo da série toleítica, com a amostra HD-08 mantendo o padrão mais enriquecido em magnésio, e a HD-07 mais enriquecida em ferro (Figura 25). O restante das amostras estão separadas entre o campo dos basaltos toleíticos de alto Fe e alto Mg.

Para os diagramas de variação foram usados os diagramas do tipo Fenner, que utilizam o MgO como índice de diferenciação. As tendências evolutivas observadas nos diagramas discriminantes AFM e Jensen são também definidas nos diagramas de variação. (Figuras 26 e 27).

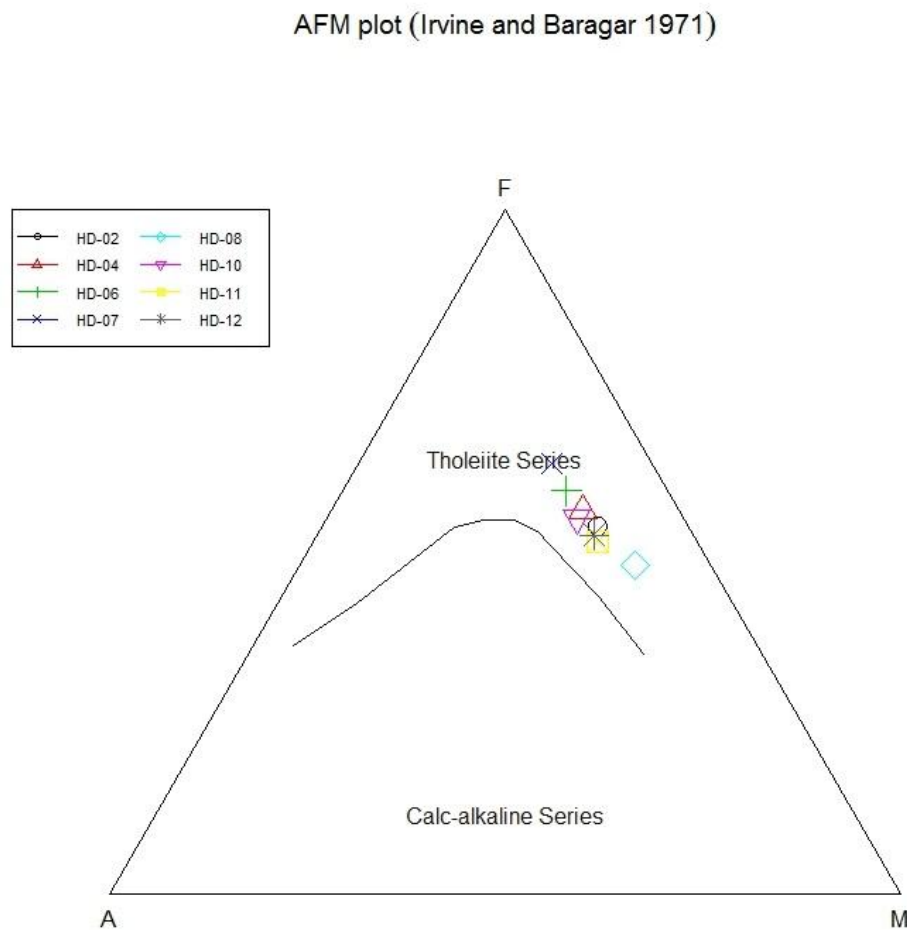


Figura 24 - Diagrama discriminante AFM ($A = (Na_2O + K_2O)$, $F = (FeO + 0.9Fe_2O_3 = FeOt)$ e $M = MgO$) de (Irvine & Baragar, 1971) com concentração das amostras no campo da série toleítica. Notar a tendência de evolução formada pelos pontos.

Nesses diagramas, a correlação entre MgO com SiO₂, Al₂O₃ e CaO gera pontos relativamente dispersos, não apresentando uma tendência evolutiva clara. Na relação MgO x SiO₂, as amostras HD-04 e HD-06 contêm as maiores porcentagens de SiO₂ e as rochas HD-07 e HD-10 as menores.

Na relação com a alumina, as amostras HD-12 e HD-11 possuem os maiores teores, que podem ser explicados pela alta concentração de clorita encontrada em lâmina e em amostras de mão. O ponto HD-10, que também tem concentração de clorita, agrupa-se com os pontos HD-02, HD-04 e HD-06. Apesar dessas três amostras não conterem clorita, em contrapartida apresentam porcentagens altas de hornblenda+biotita, sendo que a biotita também é um mineral mais aluminoso. As amostras onde a uralitização ocorreu de maneira mais branda (HD-07 e, principalmente, HD-08) apresentam teores mais baixos de Al₂O₃, com destaque para HD-08.

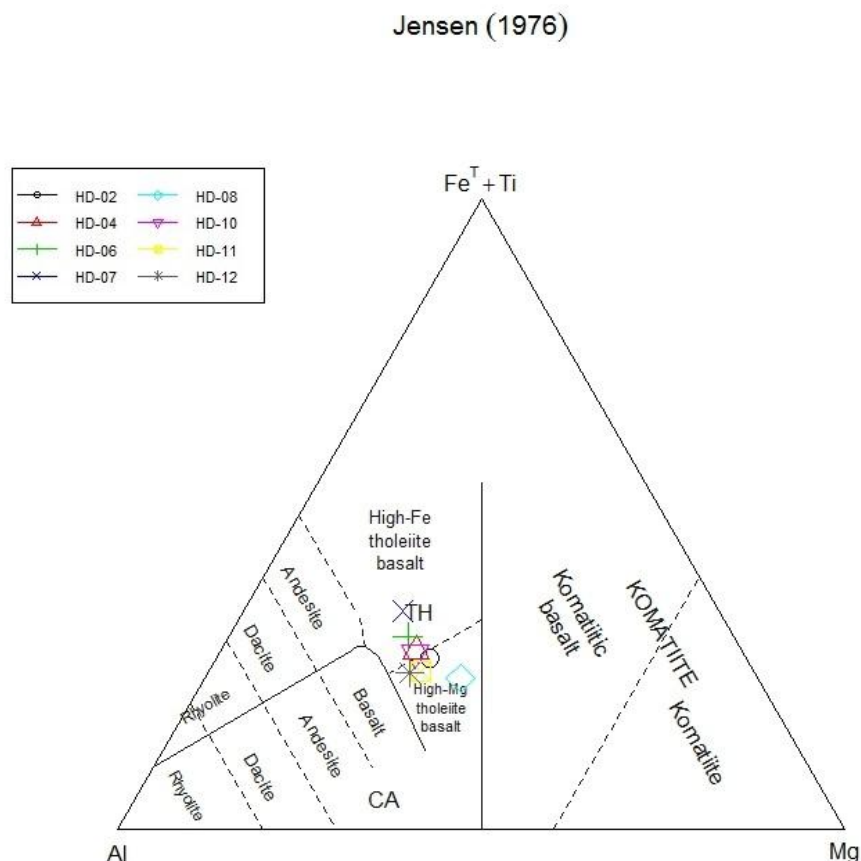


Figura 25 - Diagrama discriminante de Jensen (1976), que relaciona teores de Al, Fet+Ti e Mg, mostrando a mesma tendência observada no diagrama AFM: gabros da série toleítica, dividindo-se entre amostras mais ricas em Mg e mais ricas em Fe.

Na relação MgO x CaO a amostra HD-08 aparece bastante destoante das demais, com maiores teores tanto de MgO quanto de CaO. Esse fato corrobora com a descrição da lâmina, única cuja porcentagem relativa de augita (piroxênio rico em cálcio e magnésio) é maior do que de labradorita. Apesar desse plagioclásio também ser rico em cálcio, proporcionalmente, a augita apresenta concentrações maiores de CaO na sua fórmula (Deer *et al*, 1992). As demais amostras encontram-se agrupadas com teores mais baixos de CaO, sendo HD-11 e HD-06 as mais empobrecidas em cálcio.

Os demais diagramas para óxidos mostram linhas evolutivas semelhantes às observadas nos diagramas discriminantes. A amostra HD-08 é a mais empobrecida em álcalis (K_2O e Na_2O), TiO_2 , P_2O_5 e Fe_2O_{3total} . As amostras HD-02, HD-04, HD-10, HD-11 e HD-12 ocorrem sempre agrupadas, com maiores ou menores variações, marcando uma porção de transição entre a parte menos evoluída e a mais evoluída. A HD-06 sempre aparece como um ponto intermediário entre o grupo formado pelas amostras anteriores e a amostra HD-07, que é mais enriquecida em K_2O , TiO_2 , P_2O_5 e Fe_2O_{3total} .

Os diagramas de variação de elementos traço (Figura 27) têm características similares aos dos óxidos. Os diagramas que relacionam MgO com Ba, Rb e Sr foram os que apresentaram as maiores dispersões. Para esses três elementos, as amostras HD-06, HD-07 e HD-12 mantiveram-se com teores mais altos. No sentido oposto, o ponto HD-08 tem os teores menos elevados desses elementos, variando pouco. Nos diagramas de Cr, Ni, Y e Zr o padrão evolutivo observado nos diagramas para óxidos é repetido. A amostra HD-08 contém os teores mais baixos de Y e Zr e mais altos de Cr e Ni, sendo, portanto, mais enriquecida em elementos compatíveis e mais empobrecida em elementos incompatíveis. A HD-07 permanece na outra extremidade da linha evolutiva, com concentrações mais elevadas de Y e Zr e mais baixas de Cr e Ni. O grupo formado pelas amostras HD-02, HD-04, HD-10, HD-11 e HD-12, repete-se principalmente nos diagramas relativos à Cr, Ni e Zr. Para esses três elementos, HD-06 forma um ponto intermediário entre este grupo e a amostra HD-07.

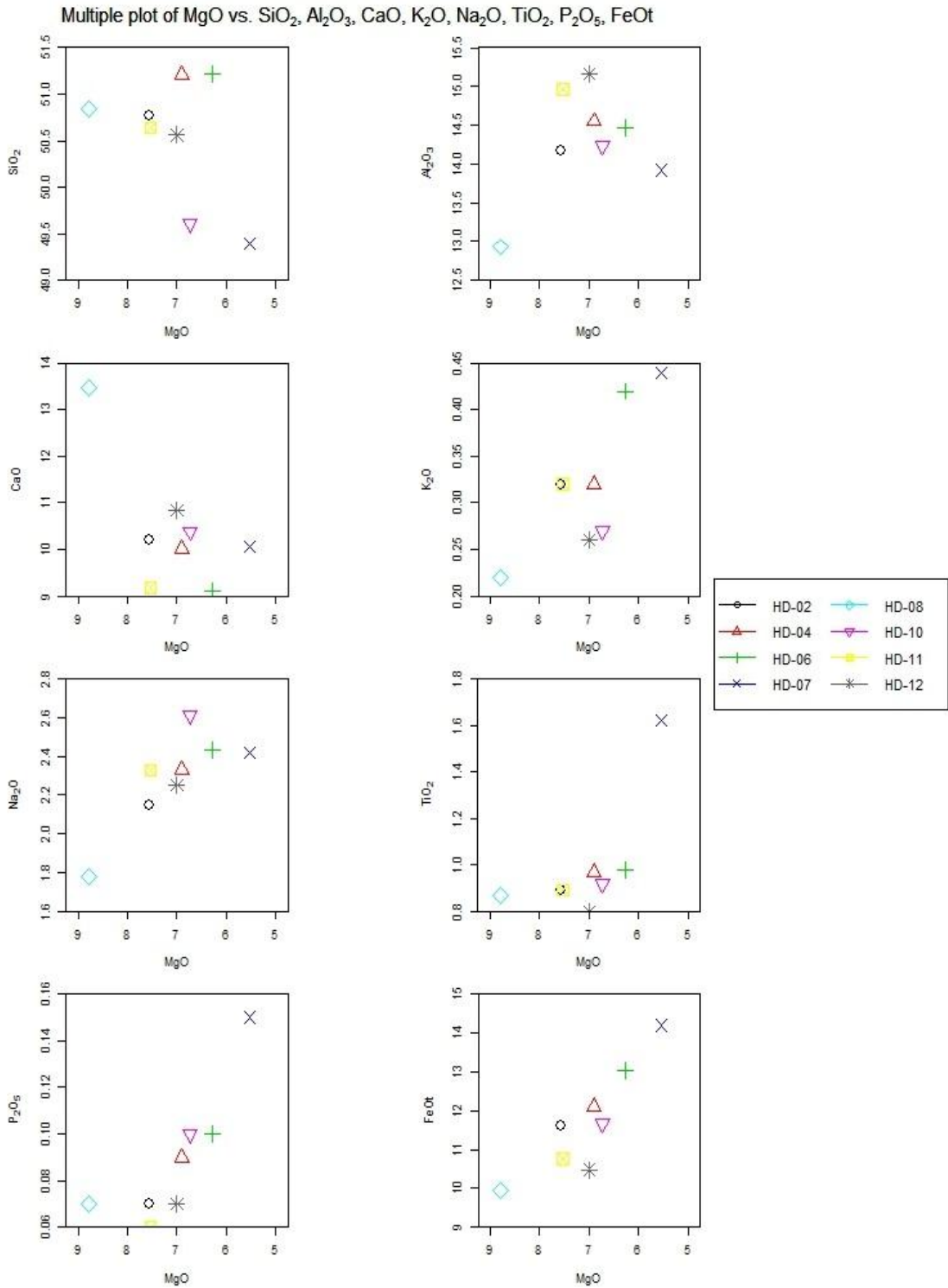


Figura 26 - Diagramas de variação do tipo Fenner com óxidos em relação ao MgO.

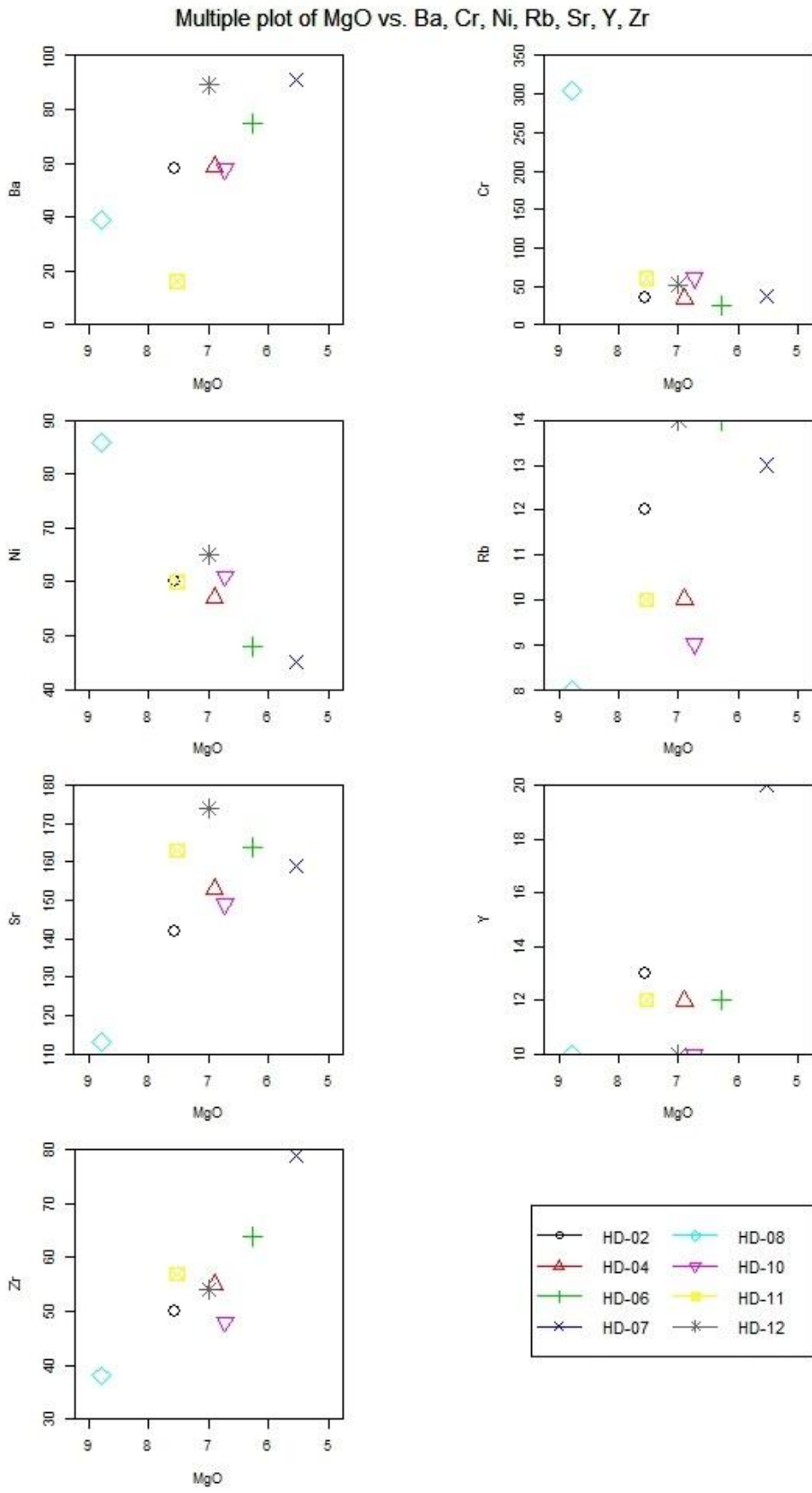


Figura 27 - Diagramas de variação do tipo Fenner com elementos traço em relação ao MgO.

Projetando os dados geoquímicos em diagramas discriminantes de ambientes tectônicos, a tendência observada é que as amostras do Gabro de Apiaí têm caráter variável entre toleítos de arcos de ilha e cadeia meso-oceânica.

O diagrama de Mullen (1983) (Figura 28) relaciona porcentagens de MnO, TiO₂ e P₂O₅. Os dois primeiros relacionam-se a minerais que se cristalizam no início do fracionamento magmático, caso da olivina, piroxênio e titanomagnetita. O P₂O₅ refere-se ao fracionamento de apatita a partir do líquido magmático. Esse três óxidos são imóveis e praticamente não são afetados por processos hidrotermais dentro do intervalo de temperatura da fácies xisto-verde (Rollinson, 1993). Com os dados das amostras aplicados a esse diagrama, há uma concentração no campo dos basaltos de arcos de ilha.

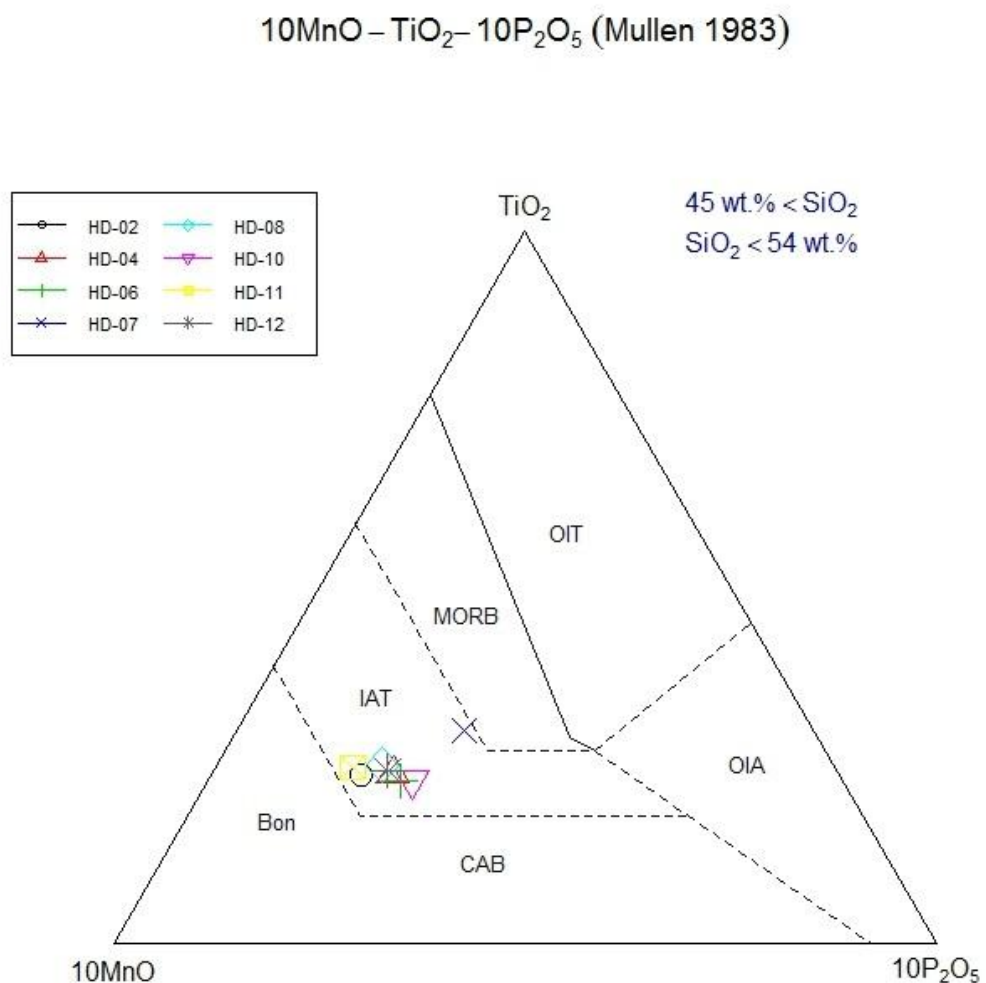


Figura 28 - Diagrama discriminante de Mullen (1986) com a concentração de pontos sobre o campo IAT (Island Arc Toleites, ou Toleítos de arcos de ilha).

Meschede (1986) (Figura 29) sugere que o elemento imóvel Nb pode ser usado para identificar os diferentes tipos de basaltos. O autor difere ainda dois tipos de MORB, o N-MORB, basaltos “normais” de fundo oceânico, depletados em elementos traço incompatíveis, e os E-MORB, basaltos com influência de plumas, geralmente enriquecidos em elementos traço incompatíveis. Os dados das amostras se distribuem entre os campos C (basaltos intraplaca e de arco de ilha) e B (basaltos E-MORB). O autor divide o diagrama em cinco campos. O campo AI, refere-se a basaltos alcalinos intra-placa; AII a basaltos alcalinos intra-placa e toleíticos intra-placas; B, basaltos do tipo E-MORB; C, toleítos intra-placa e basaltos de arco vulcânico; D, basaltos N-MORB e toleítos de arco vulcânico. Os pontos relacionados às amostras dividem-se principalmente entre os campos C e B, apenas com a amostra HD-08 projetada no campo AII.

Zr/4 – 2Nb – Y (Meschede 1986)

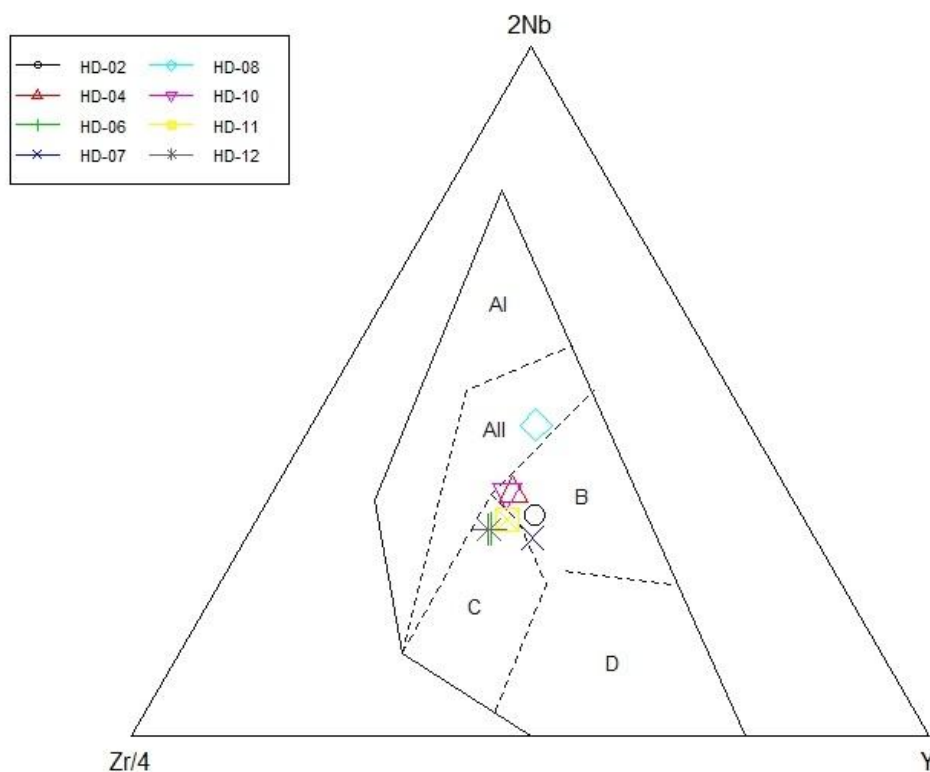


Figura 29 - Diagrama discriminante de Meschede (1986). AI, refere-se a basaltos alcalinos intra-placa; AII a basaltos alcalinos intra-placa e toleíticos intra-placas; B, basaltos do tipo E-MORB; C, toleítos intra-placa e basaltos de arco vulcânico; D, basaltos N-MORB e toleítos de arco vulcânico.

Os diagramas de Pearce & Cann (1973) (Figura 31) relacionam os elementos Ti, Zr, Y e Sr. O diagrama ternário que compara os teores de Ti-Zr-Y é dividido em quatro campos. WPB são basaltos intra-placa; IAT, basaltos de arcos de ilha; CAB, basaltos cálcio-alcálinos e um campo que junta basaltos do tipo MORB, CAB e IAT. Nesse diagrama os dados se concentraram no campo de basaltos intra-placa. Já no diagrama que relaciona os elementos Ti-Zr-Sr, os dados plotados se agrupam no limite entre MORB e IAT, com uma leve tendência para IAT. No diagrama binário que compara os elementos Ti e Zr, os dados caem no campo onde há sobreposição dos campos MORB, CAB e IAT.

No diagrama binário de Pearce (1982) (Figura 30), que também relaciona as concentrações entre Ti e Zr, os dados se agrupam no campo que sobrepõe basaltos do tipo MORB e arcos vulcânicos, sendo que apenas a amostra HD-07 projeta-se no campo dos basaltos intra-placa.

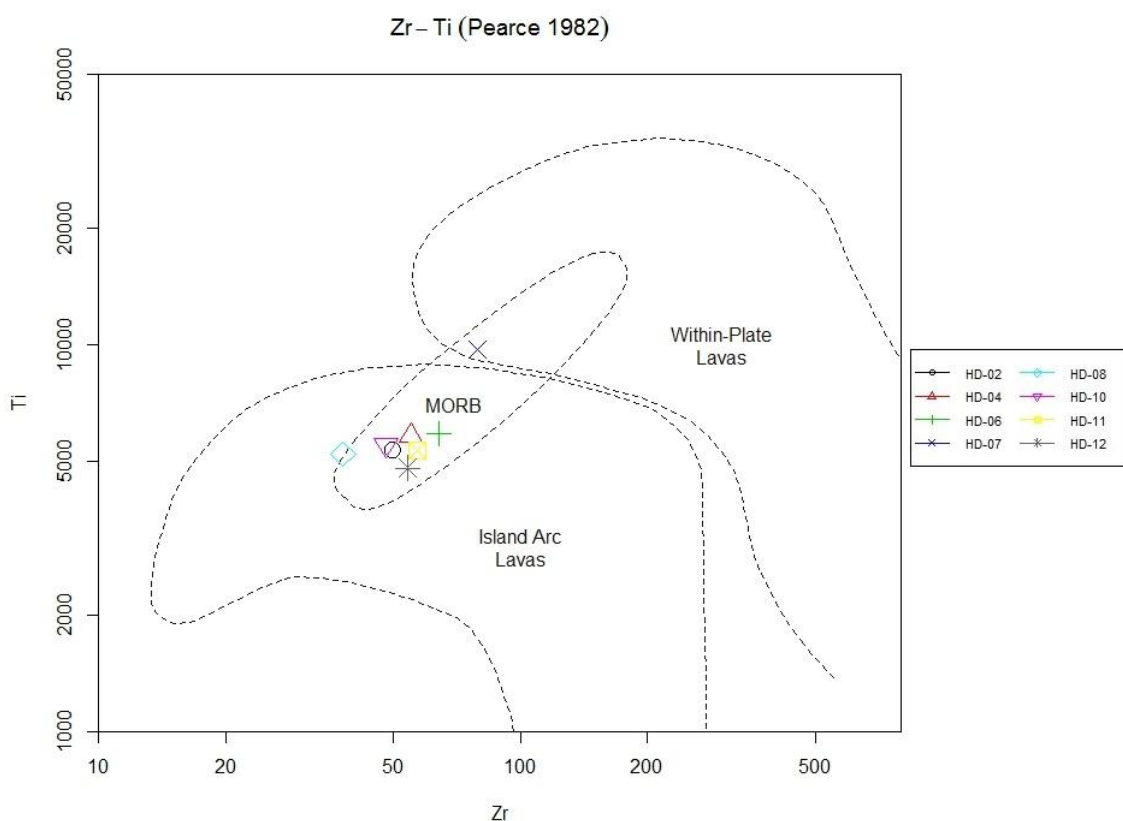


Figura 30 - Diagrama de Pearce (1982), diferenciando os ambientes formadores de MORB, arcos de ilhas e basaltos intra-placa.

Basalt tectonic discrimination – Pearce and Cann (1973)

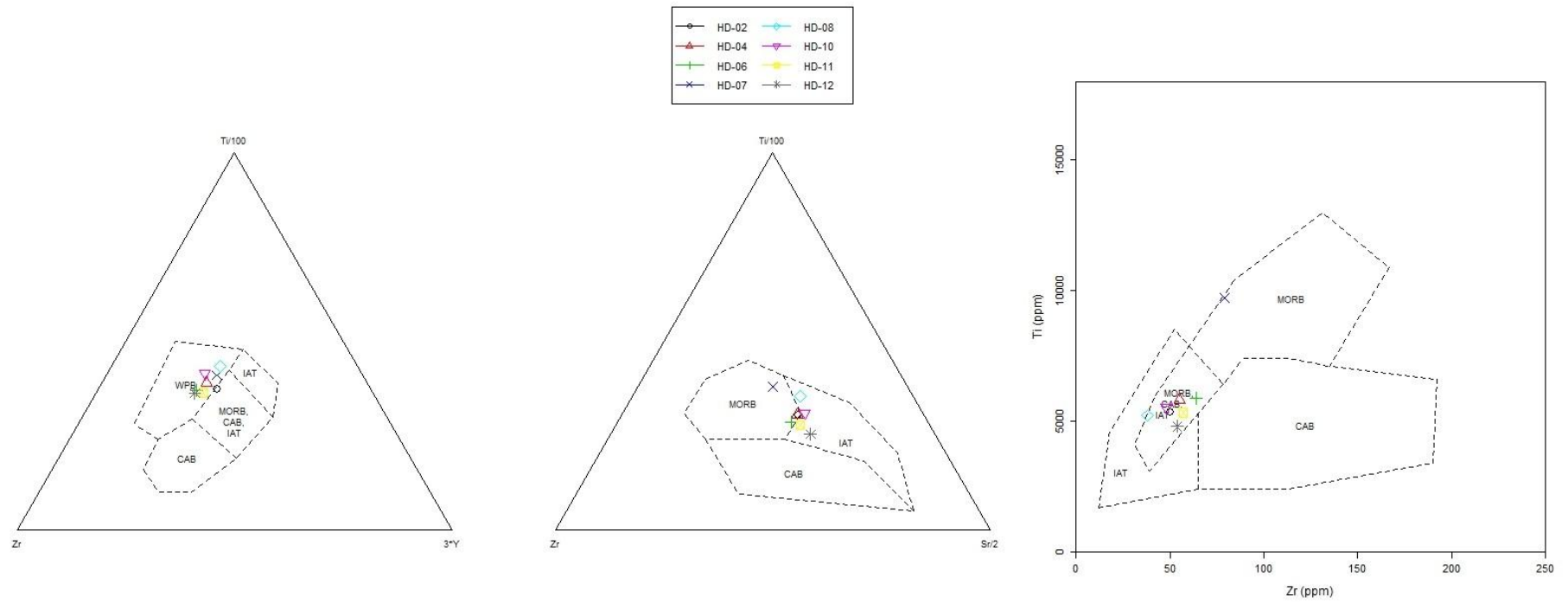


Figura 31 - Diagramas discriminantes de Pearce e Cann (1973) que comparam teores de Ti-Zr-Y-Sr. Campo WPB referem-se a basaltos intra-placa; IAT, basaltos de arcos de ilha; CAB, basaltos cálcio-alcálinos; MORB, basaltos de fundo oceânico.

Com relação aos diagramas multielementares (*spidergrams*) (Figura 32), os dados foram normalizados pelo manto primitivo de McDonough & Sun (1989). De modo geral, as amostras apresentam relativo enriquecimento em LILE (large ion lithophile elements), que se concentram na porção esquerda do diagrama, e depleção em HFSE (high Field-strength elements). Os LILE são mais efetivamente dissolvidos em fluidos aquosos e são móveis frente ao hidrotermalismo e metassomatismo. Por outro lado, os HFSE são menos móveis e resistem à dissolução, sendo indicadores mais confiáveis da afinidade de magmas que passaram por alterações e metamorfismo. Esse padrão observado no diagrama, com uma leve inclinação em direção aos HFSE, leve depleção em Nb e P e relativo enriquecimento em Rb, Ba e K é mais característico de basaltos formados em arcos de ilha, ou basaltos baixo-K (Gill, 2014).

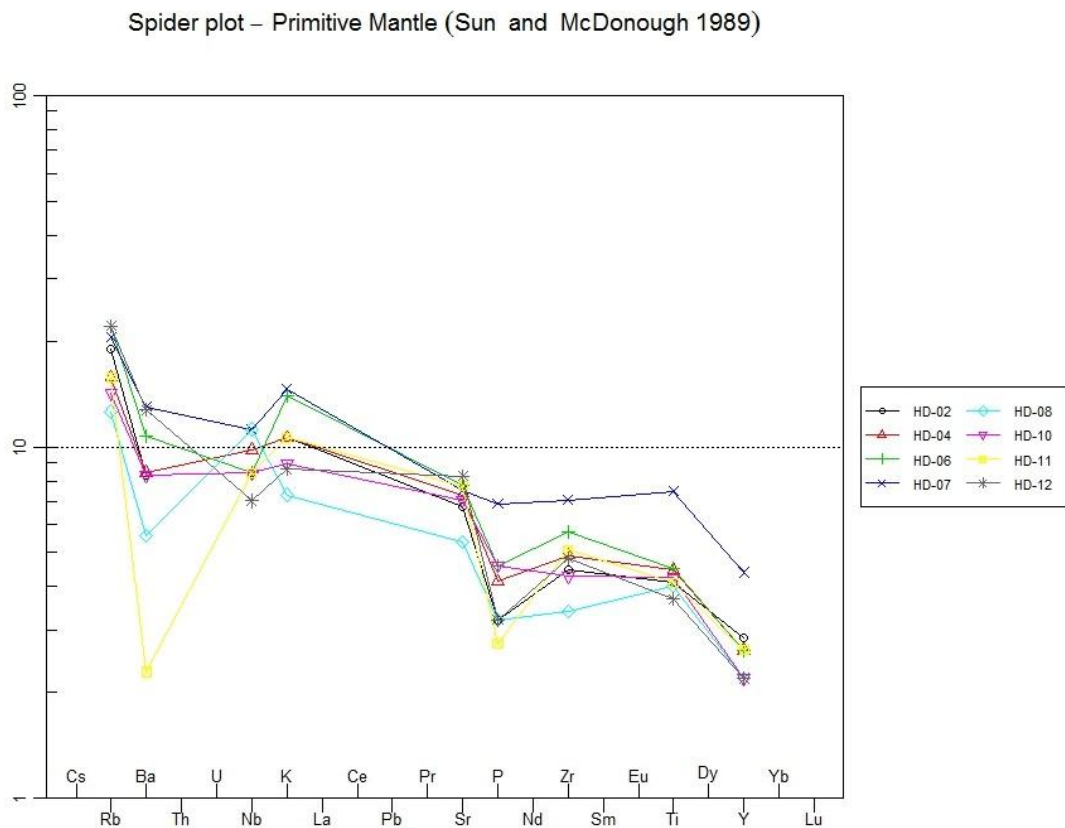


Figura 32 - Diagrama multielementar normalizado pelo manto primitivo de Sun & McDonough (1989) mostrando relativo enriquecimento em LILE e empobrecimento em HFSE.

4.4 FACIOLOGIA

O conceito de fácies é definido por Walker (1992) como um corpo rochoso caracterizado por uma combinação particular de litologia e estruturas físicas e biológicas que concedem um aspecto (fácies) diferente das demais rochas adjacentes. Plútons gabroicos são reconhecidos por frequentemente gerarem estruturas estratificadas. Para que essas estratificações se formem, deve existir algum tipo de processo de seleção de cristais durante a cristalização e deposição que, na maioria das vezes, é formado pelo simples acúmulo de minerais ferromagnesianos na base e minerais félsicos no topo. Com isso, a simples descrição de amostras de mão e lâminas podem não registrar com exatidão a composição do líquido magmático gerador da intrusão (Gill, 2014)

As amostras do Gabro de Apiaí, de modo geral, apresentam pequenas diferenças relativas à mineralogia, estruturas e texturas que, em conjunto com as análises químicas, podem caracterizar diferentes fácies dentro do Gabro. Porém a geoquímica dessas amostras não obedece às diferenças texturais. Dessa forma as amostras foram divididas segundo as fácies texturais e geoquímicas. Não foram individualizadas fácies dentro do ponto HD-01, sendo que todas foram englobadas como um *hornfels*. As fácies são apresentadas Tabela 3.

De modo geral, as amostras HD-10, HD-11 e HD-12 são semelhantes às HD-02, HD-04 e HD-06, porém a alteração hidrotermal pela qual passaram é consideravelmente maior, inclusive com geração de clorita a partir da augita. Isso permite separar essas amostras em uma sub-fácies, apenas para individualizar uma porção do Gabro que passou por processos hidrotermais mais intensos. Assim, estas seis amostras foram incluídas na fácies gabro equigranular fino, porém foram divididas em sub-fácies, sendo que as que foram afetadas por hidrotermalismo brando, ou não foram afetadas, foram colocadas na sub-fácies gabro fino pouco alterado (HD-02, HD-04 e HD-06) e as que passaram por uma alteração maior foram colocadas na sub-fácies gabro fino hidrotermalizado. As amostras 02, 04 e 06, além dessa característica, têm estrutura levemente fluidal, com fraca orientação de cristais de plagioclásio.

Rocha	Fácies textural	Sub-fácies	Pontos	Descrição	Fácies Geoquímica	Descrição
Gabro	Gabro equigranular fino	Gabro Fino pouco alterado	HD-02, HD-04, HD-06,	Gabro equigranular fino, com textura intergranular a subofítica e estrutura maciça a levemente fluidal. Quimicamente está inserido na porção menos evoluída do Gabro	Gabro primitivo	Apesar das diferenças texturais, são quimicamente semelhantes, com teores mais baixos de K, Ti e Fe, sendo, portanto, menos evoluído.
		Gabro fino hidrotermalizado	HD-10, HD-11, HD-12	Gabro equigranular fino, com textura intergranular a subofítica e estrutura maciça. Comparativamente aos outros pontos está bastante hidrotermalizado, com formação de até 20% de clorita.		
	Gabro equigranular grosso		HD-08	Gabro equigranular grosso, com textura ofítica e estrutura maciça. Mineralogicamente é semelhante às demais.	Gabro evoluído	
	Gabro equigranular médio		HD-07	Gabro equigranular médio, com textura subofítica e estrutura maciça. Mineralogicamente essa amostra é semelhante às da fácies Gabro equigranular fino.		
Hornfels			HD-01	Hornfels gerado pelo metamorfismo de contato entre o Gabro de Apiaí e rochas calciossilicáticas e xistos. Os níveis calciossilicáticos são formados por 70% de epidoto, 25% de carbonato e 5% de quartzo. O níveis xistosos são formados por 40% de biotita e 60% de quartzo. Apresentam pouca ou nenhuma orientação preferencial		

Tabela 3 - Divisão de fácies para o Gabro de Apiaí juntamente com as rochas metamórficas do ponto HD-01

A amostra HD-07 difere-se das demais por ter granulação média e não ter orientação dos cristais de labradorita-andesina. Além disso, a diferença mais marcante é que em vários diagramas, notadamente os diagramas de variação de Fenner, é sempre a mais evoluída, projetada no campo dos basaltos toleíticos de alto Fe (Jensen) e com teores mais altos de elementos incompatíveis, como Rb, Ba, K e Sr. Dessa forma foi individualizado numa única fácies, gabro equigranular médio.

Por outro lado, a amostra HD-08 é a menos evoluída. Isso pode ser constatado em lâmina e nas análises. Nas descrições petrográficas, é a única amostra que possui maior quantidade de Ca-piroxênio, cerca de 50%. Além disso, outra característica marcante é a granulação grossa, com cristais que chegam a 2,5 milímetros. Quimicamente, esse padrão menos evoluído é reforçado, sendo que essa amostra apresenta altos teores de MgO e, além disso, Cr e Ni, elementos compatíveis. Dessa forma essa amostra foi individualizada numa única fácies, gabro equigranular grosso.

A divisão de fácies a partir das composições químicas é reforçada pelos dados de Oliveira *et al.* (2012) que serão discutidos no próximo capítulo. Essa divisão leva em conta um padrão observado tanto nos dados químicos do presente trabalho quanto nos dados do autor citado. Esse padrão é caracterizado pela concentração de pontos em dois locais diferentes dos gráficos, distinguindo amostras mais primitivas e mais evoluídas.

As lâminas e amostras do ponto HD-01 foram englobadas apenas no mesmo tipo de rocha, um *hornfels*, já que não foram estudados outros pontos semelhantes a esse.

5. DISCUSSÃO

Para adensar a quantidade de dados e auxiliar na interpretação da evolução magmática do Gabro de Apiaí, foram utilizados dados químicos obtidos por Oliveira *et al.* (2012). Os diagramas aqui apresentados foram feitos exclusivamente para esse relatório e tem intuito meramente comparativo.

Como já concluído por Oliveira *et al.* (2012), quando projetados em diagramas discriminantes e, principalmente, em diagramas de variação, os dados geoquímicos do Gabro concentram-se em dois grupos diferentes. Para exemplificar foram utilizados os diagramas de variação de Fenner para óxidos para as análises daquele autor e do presente trabalho (Figura 32 e 33). O agrupamento formado pela maior parte das amostras é composto por amostras menos evoluídas quimicamente. Isso fica evidente com os diagramas que relacionam o MgO com P_2O_5 , TiO_2 , K_2O , Na_2O e FeO_t . Comparativamente, os diagramas gerados a partir dos resultados químicos das amostras coletadas para o presente trabalho apresentam agrupamento semelhante, porém menos evidente, devido à quantidade menor de amostras coletadas.

A partir do posicionamento das amostras nos diagramas, comparando-se os resultados de Oliveira *et al.* (2012) com os resultados aqui apresentados, e utilizando a distribuição geográfica dos pontos ao longo do corpo, mostrados na Figura 4.1, é possível inferir os locais onde se concentram essas amostras e como estão associadas geoquimicamente.

As amostras de Oliveira *et al.* (2012) que se concentram no grupo menos evoluído, são comparáveis ao grupo formado pelas amostras HD-02, HD-04, HD-08, HD-10, HD-11 e HD-12. Por outro lado, as amostras que formam o grupo mais evoluído são comparáveis à amostra HD-07 e, em alguns casos, HD-06.

Geograficamente a amostra HD-07 ocorre no centro da porção aflorante do Gabro de Apiaí, próximo ao contato com os metassedimentos da Formação Gorutuba. Os demais pontos margeiam o corpo ígneo.

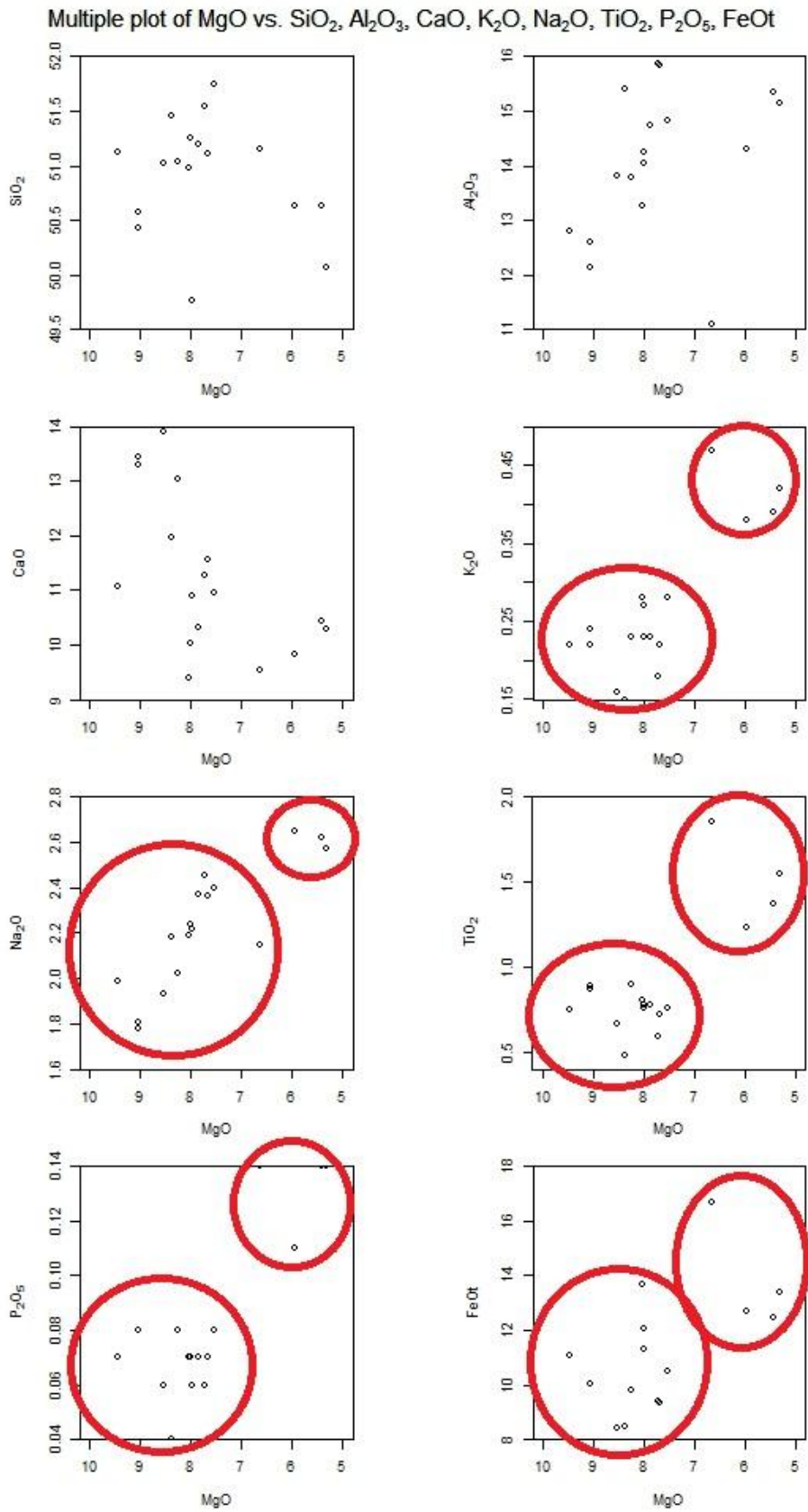


Figura 33 - Diagramas de Fenner com dados de Oliveira *et al.* (2012) evidenciando a existência de dois grupos geoquímicos em diferentes graus evolutivos.

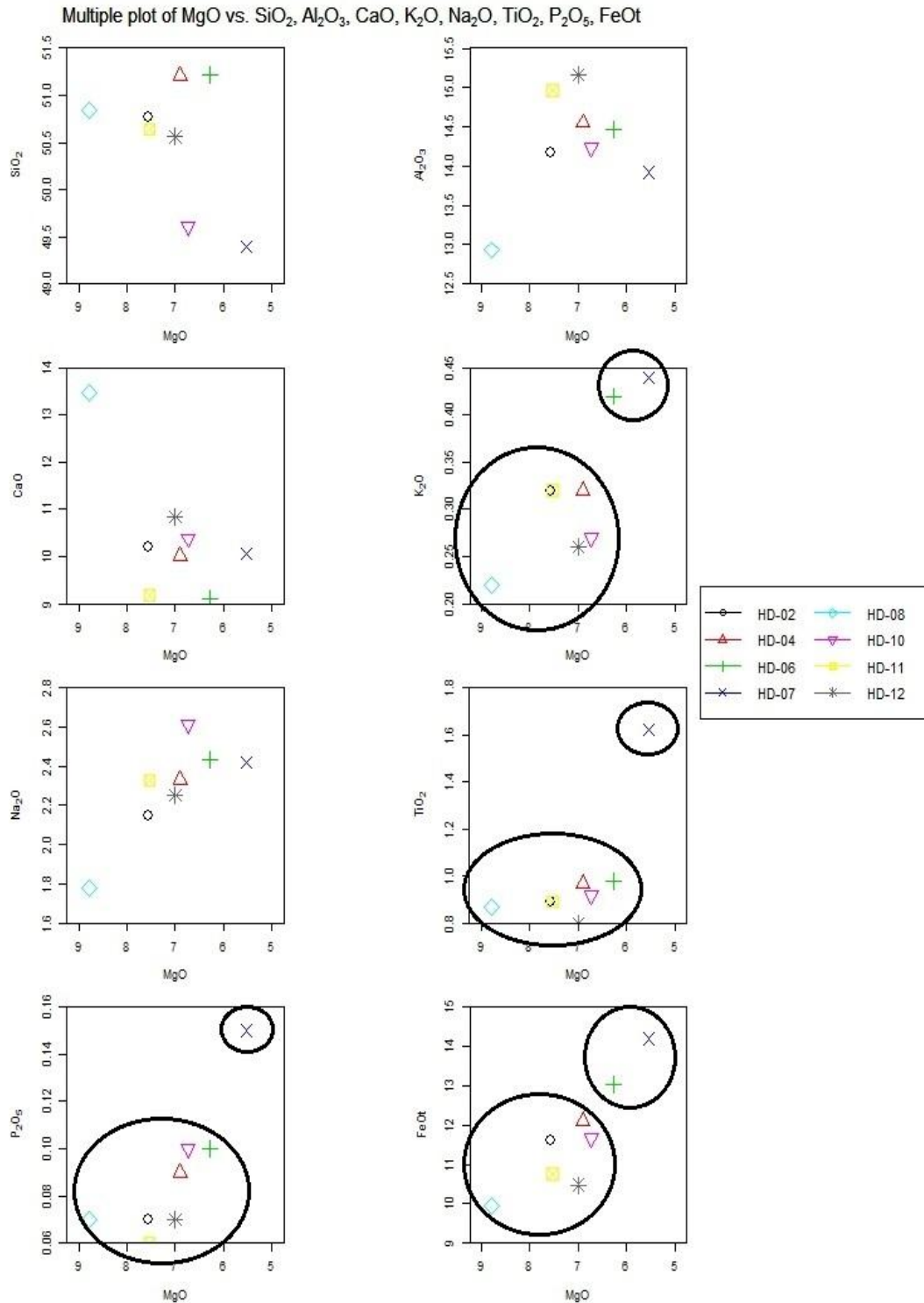


Figura 34 - Diagramas de Fenner com dados do presente trabalho onde também são evidenciados os dois grupos.

Essa divisão em dois grupos pode ter sido causada por diferentes processos de contaminação. Apesar de se concentrarem em dois grupos nos diagramas de variação, quando projetados nos diagramas multielementares esse comportamento não se repete, sendo que todas as amostras têm

assinaturas geoquímicas muito semelhantes. Além disso, as descrições de amostras de mão e lâminas não apontaram grandes diferenças texturais entre as rochas. As diferenças concentram-se na granulação e na concentração de plagioclásio e piroxênio. Considerando isso, a provável explicação é que a porção do Gabro que está em contato com a Formação Gortuba no centro do corpo, durante a intrusão sofreu contaminação a partir da encaixante, assimilando material e adquirindo aspecto mais evoluído. As porções que estão mais afastadas do centro, que formam grande parte da porção aflorante, tiveram menos contaminação e por isso se agrupam na área com maior concentração de amostras.

Considerando que as transformações no Gabro geradas por processos metamórficos são muito fracas e que as amostras onde há formação de clorita ocorrem em pontos localizados, designar o prefixo “meta” ao Gabro de Apiaí, como ocorrem em alguns trabalhos, pode não ser aconselhável, já que as transformações observadas são incipientes e não mudam as características texturais e químicas do Gabro.

Quando projetados em diagramas discriminantes de ambientes tectônicos, os dados de Oliveira *et al.* (2012) também corroboram com as conclusões obtidas a partir dos dados deste trabalho. Para exemplificar, os dados foram projetados nos diagramas de Pearce & Cann (1973), que relaciona Ti-Zr-Y-Sr (Figura 35) e no diagrama binário de Pearce (1982), que relaciona Ti-Zr (Figura 36). No caso deste último diagrama vale ressaltar que as amostras do campo dos basaltos intra-placa são comparáveis à amostra HD-07, que também projeta-se no campo dos basaltos intra-placa). Como já comentado, essa amostra representa uma porção do Gabro que sofreu contaminação pela encaixante, sendo assim ocorrerá em pontos destoantes dos demais.

As amostras do Gabro de Apiaí têm, de modo geral, características variáveis entre MORB e basaltos de arcos de ilha (IAT), com tendências mais fortes para IAT.

Basalt tectonic discrimination – Pearce and Cann (1973)

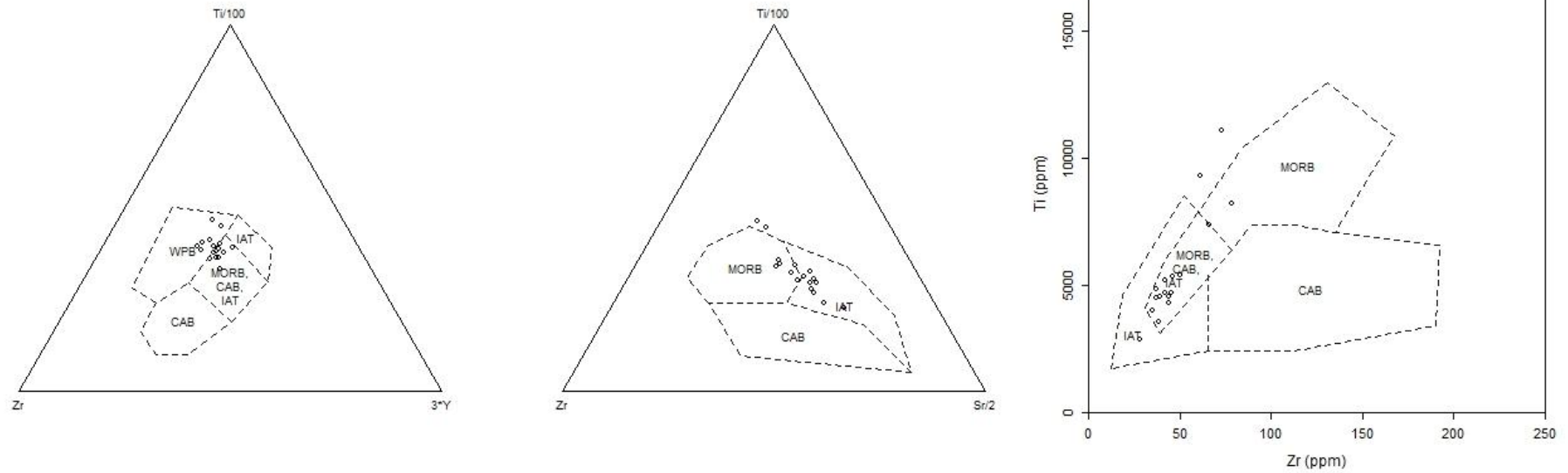


Figura 35 - Diagramas de Pearce & Cann (1973) com os dados de Oliveira et al., 2012, a concentração de dados geralmente entre os campos de MORB (Mid-ocean rift basalts) e IAT (Island Arc Toleites).

Essa evidência é corroborada pelos padrões observados nos diagramas multielementares, onde há relativo enriquecimento em LILE e depleção em HFSE, gerando uma leve inclinação nas linhas do *spidergrams*. Elementos como o Rb, Ba e K, que são incompatíveis e pertencem ao grupo dos LILE (large ion lithophile elements), tendem a se concentrar mais no líquido magmático, concentrando-se cada vez mais à medida que os magmas vão fracionando, sendo, portanto, mais abundantes em crostas continentais. Elementos como o Ti, Zr e Y (HFSE), também são elementos incompatíveis, porém fracionam mais facilmente em relação aos LILE e se incorporam mais rapidamente às rochas ferromagnesianas, sendo mais abundantes em crostas oceânicas. Essas tendências conferem à maioria dos magmas associados à subducção os perfis irregulares típicos observados em diagramas multielementares normalizados para o manto primitivo (Gill, 2014).

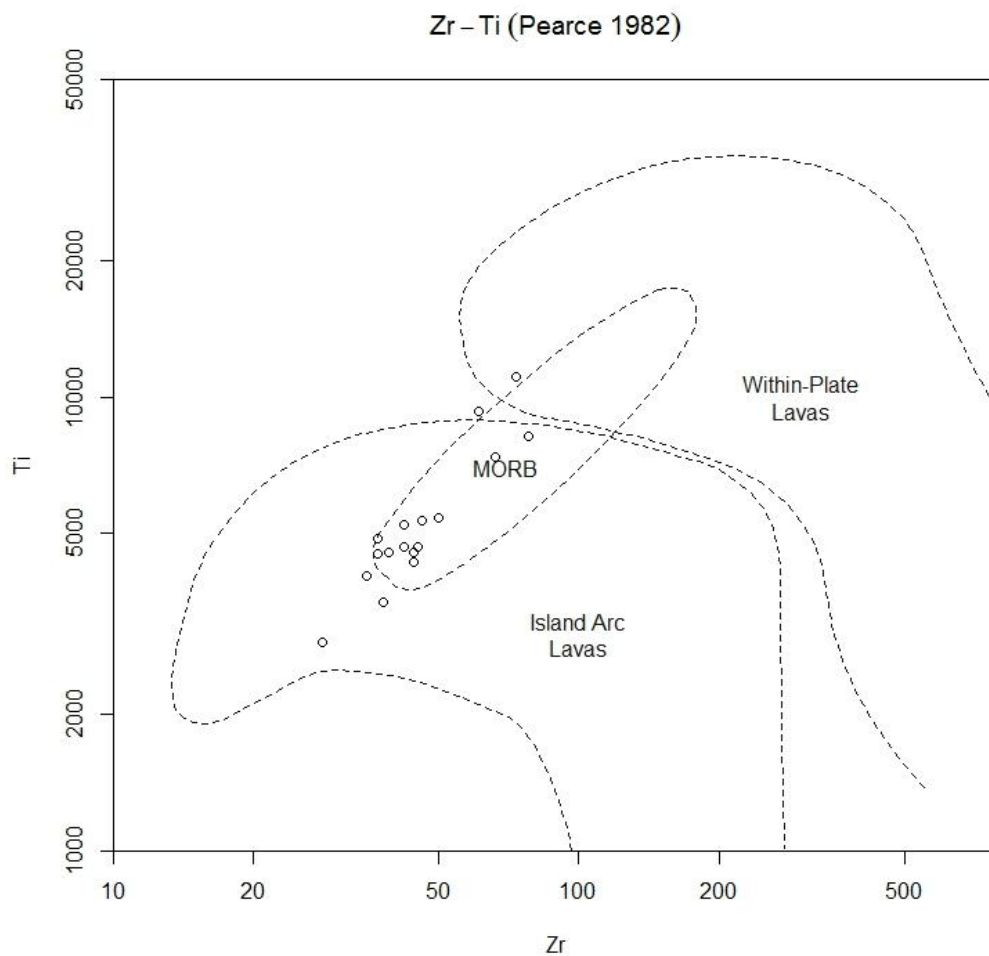


Figura 36 - Diagrama de Pearce (1982), com dados de Oliveira et al. 2012, relacionando Ti e Zr. Os dados do Gabro de Apiaí concentram-se no campo onde há sobreposição dos campos MORB e arcos de ilha (IAT), com tendência mais forte para IAT.

Geoquimicamente, os dados apresentados apontam para que a gênese do Gabro de Apiaí esteja relacionada a um processo de subducção envolvendo placas oceânicas, o que explicaria a tendência variável entre MORB e IAT (com tendência para IAT) e não apenas relacionada a basaltos de cadeia meso-oceânica, como é interpretado atualmente. O caráter ainda fortemente toleítico das amostras revela que a subducção que gerou o Gabro de Apiaí não evoluiu a ponto de deixá-lo com caráter cálcio-alcálico.

Bacias de retro-arco também podem gerar basaltos que compartilham características entre arcos vulcânicos e N-MORBs. Porém, aplicando-se esse modelo para o Gabro de Apiaí, alguns pontos ficam sem sustentação. Idades obtidas por diversos autores agrupam-se em torno de duas idades: 617 ± 4 Ma (Hackspacher *et al.*, 2000 em U-Pb), 855 ± 53 Ma (Oliveira *et al.*, 2002, em Sm-Nd), 877 ± 8 Ma (Oliveira *et al.*, 2015 em U-Pb), e 850 ± 85 Ma (Daitx *et al.*, 1990, em Rb-Sr). Em linhas gerais, idades obtidas a partir de sistemas isotópicos mais resistentes a processos de alteração, caso do Sm/Nd, U/Pb e Rb/Sr, concentram-se em torno de 850 Ma. Já idades obtidas em sistemas mais abertos, como K-Ar, Ar-Ar e, em menor quantidade, U-Pb, agrupam-se em torno de idades de 600 Ma. Oliveira *et al.*, 2015, afirma que as idades mais antigas, de 877 Ma, estão relacionadas à colocação e cristalização do Gabro, e as idades mais novas, de 617 Ma, referem-se ao processo metamórfico (hidrotermal) que atuou sobre o corpo. Dessa forma, para que a intrusão tenha se formado em bacias de retro-arco, deveriam haver mais evidências de sedimentação e magmatismo ácido correlatos à idade de colocação do Gabro, em 877 Ma, o que não ocorre. Gimenez Filho (1993) obtém algumas idades entre 790 e 650 Ma para o Batólito Três Córregos e admite essas idades como possíveis idades de início de atuação do “Arco Magmático Três Córregos”

Por outro lado, além do Gabro de Apiaí, ocorrem outros corpos básicos correlatos a ele, caso das metabásicas de Adrianópolis (Oliveira *et al.*, 2002). Metabásicas mais antigas que o Gabro são reconhecidas na Faixa Itaiacoca, cujas idades estão concentradas entre 1100 e 908 Ma (Idades em Siga Jr. *et al.*, 2009). Estas metabásicas da Faixa Itaiacoca são reconhecidas por se formarem em ambientes distensivos relacionados à quebra do supercontinente Rodínia. Após esses registros, as próximas idades marcadas no Domínio Apiaí estão ligadas ao

início da amalgamação do supercontinente Gondwana, a partir de 645 Ma (Siga Jr. *et al.*, 2009).

No intervalo cronológico formado entre 908 e 645 Ma, as idades de 877 a 853 Ma do Gabro de Apiaí e as idades de 790 a 650 Ma de algumas porções do Batólito Três Córregos são os únicos marcos geocronológicos registrados, sendo que as idades do Gabro são mais antigas.

Dessa forma, considerando que não ocorrem registros sedimentares e magmatismo ácido de idades próximas ou semelhantes à de colocação da intrusão gabroica, é plausível afirmar que o Gabro de Apiaí se formou num ambiente de arco vulcânico, marcando um possível início de fechamento de oceano entre 877 e 855 Ma que, posteriormente, com o quase total consumo das placas oceânicas, migra para uma colisão continental, com geração de magmatismo cálcio-alcálico (Granito Três Córregos, por exemplo) e metamorfismo regional marcado amplamente nas rochas do Domínio Apiaí (inclusive no Gabro).

Em relação ao ponto HD-01, formado pela intercalação de níveis calciossilicáticos e xistosos, fica evidente que este passou por metamorfismo de contato causado pela intrusão do Gabro. A partir da paragênese mineral encontrada em lâmina, formada principalmente por epidoto, clorita, quartzo e biotita, pode-se definir que o metamorfismo ocorrido é da fácies metamórfica albita-epidoto *hornfels* (Sgarbi, 2011) (Figura 37).

A partir disso é possível estimar que as temperaturas alcançadas durante o metamorfismo se concentraram entre 300 e 400°C em níveis crustais rasos, não ultrapassando pressões de 2 kBar.

Com relação à correlação desse corpo intrusivo com mineralizações de Cu-Pb-Zn no Grupo Lajeado, os dados foram pouco conclusivos. Não houve características diagnósticas que pudessem associar claramente o corpo intrusivo às mineralizações. Porém, utilizando-se da literatura, é provável que não esteja relacionado, já que as idades apontadas por Damasceno (1967) concentram-se em 1100 Ma, sendo, portanto, mais antigo que o Gabro. Mesmo idades mais jovens obtidas pelo mesmo autor, a partir do método K/Ar, apontam para 580 Ma, idade mais próxima à intrusão do Granito Itaóca (Damasceno, 1967).

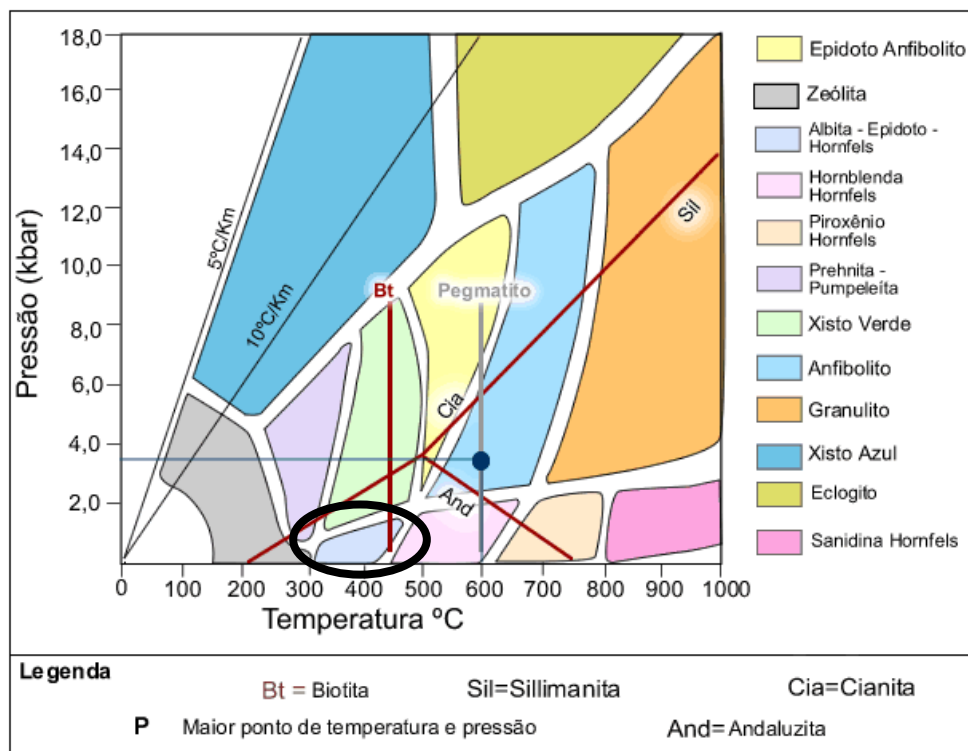


Figura 37 - Diagrama de P-T com os campos das diferentes fácies metamórficas. O círculo destaca o campo da fácies albita-epidoto *hornfels*.

6. CONCLUSÕES

A partir dos dados químicos e petrográficos obtidos nesse trabalho, com auxílio extenso da literatura específica sobre o Domínio Apiaí e livros e artigos voltados à geoquímica de rochas ígneas, foi possível obter diversas conclusões referentes à evolução magmática e tectônica do Gabro de Apiaí e adjacências, que podem ser colocados de maneira cronológica para que possam melhor entendidos.

Segundo os dados de Campanha *et al.* (2015) a deposição dos sedimentos formadores do Grupo Lajeado ocorreu entre 1400 e 1200 Ma (com idade mínima de deposição em 877 Ma, idade do Gabro). Em torno de 1100 Ma, processos hidrotermais ainda pouco compreendidos, mas apontados por Barbour *et al.* (1990) como sendo de origem sedimentar exalativa, ou por Biondi (2001) como sendo de origem hidatogênica a hidrotermal, mobilizaram, concentraram e depositaram as mineralizações de Cu-Pb-Zn do tipo Panelas, no Grupo Lajeado. O ambiente onde esses sedimentos carregados de sulfetos se formaram está associado a um

ambiente plataformal de margem passiva, com abertura de oceanos, deposição de carbonatos e pelitos e geração de crosta oceânica.

Após um período distensivo, entre 877 ± 8 e 855 ± 53 Ma inicia-se uma fase de convergência tectônica entre placas oceânicas e fechamento de oceanos. Nesse âmbito forma-se o Gabro de Apiaí, gerado a partir de crosta oceânica retrabalhada em arcos de ilhas vulcânicas. Durante esse retrabalhamento, há percolação de fluidos escassos advindos da desidratação da antiga crosta oceânica, já pouco hidratada. Assim, cristais de piroxênio são fracamente uralitizados, gerando hornblenda+biotita. Nesse contexto de retrabalhamento e percolação de fluidos ocorre a depleção em elementos HFSE (Ti, Zr e Y) e relativo enriquecimento em LILE (Rb, Ba e K), característicos de ambiente com componente ligado à subducção, porém sem perder o caráter toleítico.

A intrusão do Gabro de Apiaí em meio aos (ainda) sedimentos do Grupo Lajeado gera diversos resultados. O contato entre a intrusão e os sedimentos metamorfiza a encaixante, aumentando sua temperatura até no máximo 400°C e modifica padrões mineralógicos, estruturais e texturais da encaixante, gerando um *hornfels*, dentro da fácies albita-epidoto *hornfels*. Em relação ao Gabro, as porções que, de acordo com o mapa de pontos, ocorrem na parte central próxima ao contato com a encaixante, são contaminadas por esta, gerando dois grupos de rochas, um aparentemente menos evoluído e outro mais. Essa diferença, porém, ocorre apenas na geoquímica. Texturalmente todas as rochas do corpo são semelhantes, variando pouco em relação à granulação, quantidade de piroxênio e alterações ocorridas.

Após ter se estabilizado e cristalizado, o Gabro de Apiaí permanece inalterado até a Orogenia Brasileira, que por volta de 617 ± 4 Ma elevou as temperaturas e pressões dirigidas sobre o Gabro e gerou abertura de sistemas isotópicos, como o K/Ar e Ar/Ar e modificou cristais de zircão, abrindo também alguns sistemas U/Pb.

Para que essa nova proposta de evolução magmática e tectônica seja reforçada (ou refutada) é necessário um estudo ainda mais aprofundado do Gabro de Apiaí, com uma análise mais adensada das fácies em conjunto com novos dados químicos e isotópicos, sempre integrados à cartografia, para melhor visualização.

7.REFERÊNCIAS

- Almeida F.F.M de, Amaral G., Cordani H.G., Kawashita K. 1973. The Precambrian evolution of South American cratonic margin, South of Amazon River. In: A.E.M. Nairs & F.G. Stehli (eds.) The ocean basins and margins. vol. I, p. 411-446.
- Archanjo, C.J., Campanha, G.A.C., Salazar, C.A., Launeau, P., 2012. Using AMS combined with mineral shape preferred orientation analysis to understand the emplacement fabrics of the Apiaí gabbro-norite (Ribeira Belt, SE Brazil). *International Journal of Earth Sciences* 101, 731-745.
- Barbour, A.P. ; Brito Neves, B.B. ; Medeiros, R.A. 1990. Algumas implicações tectônicas na gênese das mineralizações sulfetadas do tipo Panelas no Vale do Ribeira, SP, PR. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 20, n. 1-4, p. 46-54.
- Basei M.A.S., Siga Jr. O., Machiavelli A., Mancini F. 1992. Evolução tectônica dos terrenos entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano. *Revista Brasileira de Geociências*. 22(2): 216-221.
- Beckhoff, B.; Kanngießner, B.; Langhoff, N.; Wedell, R.; Wolff, H. 2006. *Handbook of Practical X-Ray Fluorescence Analysis*. 1 ed. Berlin-London: Springer.
- Biondi, J. C. 2003. *Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros*. São Paulo: Oficina de Textos,. 528 p.
- Campanha, G. A. C. & Sadowski, G. R. 1999. Tectonics of the southern portion of the Ribeira Belt (Apiaí Domain). *Precambrian Research*, 98: 31-51.
- Campanha, G.A.C., Basei, M.S., Faleiros, F.M., Nutman, A.P., 2015. The Mesoproterozoic to early Neoproterozoic passive margin Lajeado Group and Apiaí Gabbro, Southeastern Brazil. *Geoscience Frontiers*. 1-12
- Cury L.F. 2009. *Geologia do Terreno Paranaguá*. Tese(Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências – USP. Brasil. *Revista do Instituto de Geociências Geol. USP, Sér. Cient* 8(1): 87-104
- Damasceno, E.C. 1967. *Geologia da mina do Paqueiro*. São Paulo, 69 p. (Tese - Doutorado) - Faculdade de Filosofia Ciências e Letras, Universidade de São Paulo.

De La Roche, H.; Leterrier, P.; Grandclaude, P.; Marchal, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic using R1-R2 diagram and major element analysis. Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, v. 29, p. 183-210.

Deer W.A., Baseil M.A.S., Zussman J. 2010. *Minerais Constituintes das Rochas – Uma Introdução*. Lisboa: Fundação Calouste Gulbenkian. 727p

Faleiros, F. M. 2008. *Evolução de terrenos Tectono-Metamórficos da Serrania do Ribeira e Planalto Alto Turvo (SP, PR)*. 306 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo,

Faleiros, F. M. et al. 2012. *Geologia e recursos minerais da Folha Apiaí – SG.22-X-B-V, Estados de São Paulo e Paraná, Escala 1:100.000 – São Paulo: CPRM,*

Fleischer, R. 1976. A pesquisa de chumbo no Brasil. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 29, Ouro Preto, 1976. *Anais. Ouro Preto, SBG*, v. 1, p. 19-32.

Frasca, M.H.B.O., Campanha, G.A.C., Figueiredo, M.C.H., Sadowski, G.R., 1997. Geoquímica e ambiência tectônica de metabasitos do alto e médio Vale do Ribeira, São Paulo e Paraná. *Brazilian Journal of Geology*, 27(1), 41-48.

Gill, R. *Rochas e processos ígneos – um guia prático; tradução: Félix José Nonnenmacher – Porto Alegre : Bookman, 2014. 427p.*

Gimenez Filho, A. G. 1993. *Evolução do Complexo Três Córregos a noroeste de Apiaí - SP*. São Paulo, 118 p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Gomes C.B. 1984. *Técnicas analíticas instrumentais aplicadas à geologia*. São Paulo : Edgar Blücher : PROMINÉRIO. 217p.

Harara O. M.M. 2001. *Mapeamento e investigação petrológica e geocronológica dos litotipos da região do Alto Rio Negro (PR-SC): um exemplo de sucessivas e distintas atividades magmáticas durante o Neoproterozóico III*. São Paulo, 206p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Hasui, Y, 2010.. *A grande colisão pré-cambriana do Sudeste brasileiro e a estruturação regional*. *Geociências (São Paulo. Impreso)*, v. 20, p. 141-169

Hasui, Y. ; Carneiro, C.D.R.; Coimbra, A.M. - 1975 - The Ribeira Folded Belt. Revista Brasileira de Geociências, 5 (4) : 257-266

Hackspacher, P. C.; Dantas, E. L.; Spoladore, A.; Fetter, A. H.; Oliveira, M. A. F. 2000. Evidence of Neoproterozoic backarc basin development in the Central Ribeira Belt, Southeastern Brazil: new geochronological and geochemical constraints from the São Roque-Açungui Groups. Revista Brasileira de Geociências, v. 30, p. 110-114.

Irvine, T. N. & Baragar, W. R. A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences 8, 523–548.

Jensen, L. S. (1976). A New Cation Plot for Classifying Subalkalic Volcanic Rocks. Ontario Geological Survey Miscellaneous Paper 66.

Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J. 1989. A Classification of Igneous rocks and Glossary of Term: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Blackwell Scientific Publications, Oxford

Meschede, M. (1986). A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram. Chemical Geology 56, 207– 218

Middlemost, E. A. K. (1994) Naming materials in magma/igneous rock system. Earth Sci. Rev. 37, 215–224.

Mullen, E. D. (1983). MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. Earth and Planetary Science Letters 62, 53–62.

Oliveira, M.A.F.D., Maniesi, V., Teixeira, W., Daitx, E. C. 2002. Caracterização isotópica de metabasitos e anfibolitos dos Grupos Açungui e Setuva na Porção Sul da Faixa Ribeira. Geologia USP. Série Científica, 2, 161-170.

Oliveira, M.A.F.D., Maniesi, V., Nardy, A.J.R. 2012. Litogeoquímica, química mineral e termobarometria do Metagabro de Apiaí, SP. Geociências.

Pearce, J. A. & Cann, J. R. (1973). Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters* 19, 290–300

Pearce, J. A. (1982). Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe R.S. (ed.) *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*. John Wiley & Sons, Chichester, pp. 525-548, ISBN 0 471 28034 8

Rollinson H.R. (1993) *Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation*. Longman Scientific & Technical. 352p.

Sgarbi, G.N.C. 2012. *Petrografia Macroscópica das Rochas ígneas, Sedimentares e Metamórficas*. 2 ed. Ed. UFMG, Belo Horizonte.

Siga Junior O. O Complexo Atuba: Um Cinturão Paleoproterozoico intensamente retrabalhado no Neoproterozoico. *Geologia USP – Série Científica*, 26:69-98. 1995.

Siga Junior O., Basei M.A.S., Passarelli C.R., Sato K., Cury L.F., McReath I. 2009. Lower and Upper Neoproterozoic magmatic records in Itaiacoca Belt (Paraná-Brasil): Zircon ages and lithostratigraphic studies. *Gondwana Research*, 15:197-208.

Siga Jr. O., Basei M.A.S., Nutman A., Sato K., McReath I., Passarelli C.R., Liu D. 2011c. Extensional and Colisional Magmatic Records in the Apiaí Terrane, South-Southeastern Brazil: Integration of Geochronological U-Pb Zircon Ages. *Geologia USP Série Científica*, 11:149-175

Sun, S.S. & McDonough, W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, M.J. *Magmatism in the ocean basins*. Londres, Geological Society Special Publ. 42, p. 313-345, 1989

Walker R.G., James N.P. 1992. *Facies models: response to sea-level changes*. Stittsville, Geological Association of Canada. p.454