



Universidade Federal do Pará



Faculdade de Geologia



Instituto de Geociências

## TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**ALESSANDRA DE CÁSSIA DOS SANTOS DUTRA**

**A CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E QUÍMICA  
DO DIABÁSIO PENATECAUA, NA REGIÃO DE  
MONTE ALEGRE (PA)**

**GEOCIÊNCIAS**  
U F P A

**BELÉM**

**2010**



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
FACULDADE DE GEOLOGIA**

**TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO**

**A CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E QUÍMICA DO  
DIABÁSIO PENATECAUA, NA REGIÃO DE MONTE ALEGRE  
(PA)**

**AUTORA: ALESSANDRA DE CÁSSIA DOS SANTOS DUTRA**

**ORIENTADORA: PROF.<sup>a</sup> DR<sup>a</sup> ROSEMERY SILVA NASCIMENTO**

**BELÉM  
2010**



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
FACULDADE DE GEOLOGIA**

**A CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E QUÍMICA DO DIABÁSIO  
PENATECAUA, NA REGIÃO DE MONTE ALEGRE (PA)**

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO APRESENTADO POR

**ALESSANDRA DE CÁSSIA DOS SANTOS DUTRA**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado no segundo semestre de 2009 à Faculdade de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará – UFPA, em cumprimento às exigências para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Data da aprovação: \_\_\_/\_\_\_/\_\_\_

Conceito: \_\_\_\_\_

Banca Examinadora:

---

Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Rosemery Silva Nascimento - Orientadora  
Doutora em Geociências  
Universidade Federal do Pará

---

Prof. Dr. Joel Buenano Macambira - Relator  
Doutor em Geociências  
Universidade Federal do Pará

---

Prof. Dr. Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb - Relator  
Doutor em Geociências  
Universidade Federal do Pará

Dedico este trabalho primeiramente a Deus, pois sem Ele, eu nada seria; A minha família, Sandra Dutra, Moisés Dutra e Moisés Jr., meus alicerces, pela compreensão de minhas ausências e ao meu querido Waldomiro Vale dos Santos (*in memoriam*) pelo eterno incentivo.

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço a Deus por ter me sustentado ao longo de minha jornada;

Aos meus pais Moisés Dutra e Sandra Dutra e meu amado irmão Moisés Júnior pelo carinho, esforço e auxílio incondicionais;

À Universidade Federal do Pará/ Instituto de Geociências pelo apoio acadêmico e institucional durante estes anos de graduação;

Ao CNPq pelo apoio financeiro no Projeto Amazon Traços, no qual se encontra inserido este trabalho;

À Prof<sup>a</sup> Rosemery Silva Nascimento, orientadora deste trabalho pelas cobranças e discussões que possibilitaram a realização deste trabalho;

Ao Prof. Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb, pelo constante apoio e críticas que contribuíram na conclusão deste trabalho;

Aos meus amigos de graduação que me auxiliaram constantemente durante os cinco anos de graduação, entre eles, Luciana, Gleicy, Aline, Paulo, Bruno, Daniel, André e Gleidson.

E a todos que direta ou indiretamente contribuíram para a realização desta pesquisa.

*“Todo aquele que ouve estas palavras e as pratica, será comparado a um homem prudente que edificou sua casa sobre a rocha; E caiu a chuva, sopraram os ventos com ímpeto contra a casa que não caiu, por que fora edificada sobre a rocha. E todo aquele que ouve estas minhas palavras e não as pratica, será comparado a um homem insensato que edificou a sua casa sobre a areia. E caiu a chuva, transbordaram os rios, sopraram os ventos e deram com ímpeto contra aquela casa e ela desabou, sendo grande a sua ruína.”*

*Mateus 7:24-27*

## RESUMO

Na Bacia Sedimentar do Amazonas, na região de Monte Alegre, oeste do Estado Pará ocorrem soleiras e diques de diabásios intrudidos em rochas da megassequência paleozóica da bacia, com destaque para a porção centro-sul da área, onde estas rochas compõem a proeminente Estrutura Dômica de Monte Alegre. Estas rochas conhecidas como Diabásio Penatecaua são evidências de um expressivo magmatismo básico atuante no Jurássico Inferior, relacionado à ruptura do Pangea e abertura do Atlântico Central. Associadas às rochas básicas de mesma idade que ocorrem nos demais continentes no entorno do referido oceano, as rochas da região de estudo constituem a Província Magmática do Atlântico Central (CAMP). Os objetivos deste trabalho foram o detalhamento da caracterização petrográfica e geoquímica destas rochas. Com base em aspectos mineralógicos e texturais foram individualizados três grupos que são diabásios, olivina-diabásios e olivina basaltos, onde os dois primeiros possuem granulação média e grossa além de uma ampla variação textural que no entanto, é predominantemente subofítica, enquanto os olivina basaltos são porfiríticos e possuem material desvitrificado. Os três grupos são compostos essencialmente por labradorita e pigeonita, enquanto minerais opacos e olivina (quando presente) são varietais e apatita é um acessório. Quanto aos aspectos geoquímicos, em diagramas de classificação estas rochas seguem um *trend* de basaltos a basaltos andesíticos de afinidade toleítica e com assinaturas geoquímicas, típicas de ambiente intracontinental, provavelmente derivadas de uma fonte mantélica enriquecida com limitada ou nenhuma contaminação crustal. Considerando a razão  $FeO_T/MgO$  como índice de diferenciação em relação ao  $TiO_2$ , a maior parte das rochas estudadas pode ser correlacionada ao grupo de toleítos com alto teor de Ti da CAMP, sendo necessários ainda um maior número de análises químicas, para uma correlação mais precisa.

**Palavras chaves:** Petrografia. Geoquímica. Diabásio Penatecaua. Monte Alegre (PA).

## ABSTRACT

In the Amazon Basin located in the region of Monte Alegre, western of the Pará state occur sills and dykes of dolerites intruded in the paleozoic megasequences rocks, with emphasis on the central-southern area, where these rocks form the prominent dome-type structure Monte Alegre. These rocks know as Penatecaua Dolerite are evidences of an expressive basic magmatism that occurred in Lower Jurassic related to the disruption of Pangea and opening of the Central Atlantic. Associated with basic rocks of similar age that occur in other continents in the vicinity of that ocean, the rocks of the study area are within the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP). The objectives of this work was the detailed characterization of the petrographic and geochemistry of these rocks. Based on mineralogical and textural features were individualized three sets that are dolerite, olivine-dolerite and olivine-basalt, where the first two are medium and coarse grained and a wide textural variation which, however, is mainly sub-ophitic, while the olivine basalts are porphyritics and have devitrified material. The three groups are composed essentially of labradorite and pigeonite, and opaque minerals and olivine (when present) are varietal and apatite is an accessory. The geochemical aspects in classification diagrams these rocks follow a trend of basaltic andesite to basalt of tholeiitic affinity and geochemistry signatures typical of intracontinental environment, probably derived from an enriched mantle source with limited or no crustal contamination. Whereas the  $FeO_4/MgO$  reason as index of differentiation with respect to  $TiO_2$ , most of the studied rocks can be correlated to the group of high-Ti tholeiites of the CAMP, necessitating an even large number of chemical analyses, for a more precise correlation.

**Key words:** Petrography. Geochemistry. Penatecaua dolerite. Monte Alegre (PA).

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1	Mapa de localização da área de estudo, com destaque para as principais localidades do oeste do estado do Pará. Base cartográfica DDIP (2003).	13
Figura 2	Carta Estratigráfica da Bacia do Amazonas. ACA – Formação Acari; PRO – F. Prosperança AUT – F. Autás Mirim; NHA – F. Nhamundá; PIT inf. – F. Pitinga inferior; PIT sup. – F. Pitinga superior; MAN – F. Manacapuru; JAT – F. Jatapú; MAE – F. Maecuru; ERE – F. Ererê; BAR/ABA – F. Barreirinha/Membro Abacaxis; BAR/URU - F. Barreirinha/Membro Urubu; BAR/URA - F. Barreirinha/Membro Uraria; CUR – F. Curiri; ORI – F. Oriximiná; FAR – F. Faro; MAL – F. Monte Alegre; ITA – F. Itaituba; NOL/FAZ - F. Nova Olinda/Membro Fazendinha; NOL/ARA - F. Nova Olinda/Membro Arari; AND – F. Andirá; ALT – F. Alter do Chão; SOL – F. Solimões; MAR – Formação Marajó.	20
Figura 3	Distribuição geográfica da CAMP (modificado de Knight et al., 2004), destacando a localização dos estudos geocronológicos já produzidos na província.	27
Figura 4	Mapa geral da área de ocorrência do magmatismo juro-triássico na Zona Central do Atlântico, com destaques para a área de ocorrência dos diques Penatecaua segundo Choudhuri; Oliveira e Sial (1991), bem como para as principais direções das diferentes gerações de diques que ocorrem no Escudo das Guianas (CHOUDHURI; OLIVEIRA; SIAL,1991) e também para as extensões das zonas de baixo e alto Ti, compiladas de Dalrymple, Gromme e White, (1975); Oliveira, Tarney e João (1990), Sebai et al. (1991); Deckart, Féraud e Bertrand, (1997); Bertrand et al., (1999); De Min et al., (2003); Heartherington e Muller (1999).	29
Figura 5-A	Soleira de diabásio em área de mineração da Empresa Fidens. Destaque para o contato intrusivo concordante nos arenitos da Formação Curiri. Ponto AT-2008-ASD/AS-02.	31
Figura 5-B	Detalhe do contato intrusivo de soleira de diabásio com arenitos da Formação Curiri. Ponto AT-2008-ASD/AS-02.	31
Figura 6	Dique de diabásio, com orientação N-S, apresentando esfoliação esferoidal. Ponto AT-2008-ASD/AS-04-B.	32
Figura 7	Diques de diabásio com esfoliação esferoidal, fortemente alterados em contato com as rochas carbonáticas da Formação Itaituba. Ponto AT-2008-ASD/AS-04-B.	32
Figura 8	Diabásios em lajedo fortemente fraturados nas direções N-S e NW-SE. Ponto AT-2008-ASD/AS-03-B.	33
Figura 9	Elevação topográfica formada por diabásios, feição comum na região de Monte Alegre. Ponto AT-2008-ASD/AS-10.	33
Figura 10-A	Diabásio porfírico com destaque para cristais de plagioclásio com cerca de 1cm. Ponto AT-2008-ASD/AS-04-B.	34
Figura 10-B	Diabásio porfírico com destaque para cristais de plagioclásio com cerca de 4cm. Ponto AT-2009-RSN-11.	34
Figura 11	Detalhe da variação de granulação nas rochas máficas da região. (A): Diabásio de granulação grossa. AT-2008-ASD/AS-	

	01-A; (B): Diabásio de granulação média. Ponto AT-2008-ASD/AS-12 e (C): Diabásio de granulação fina. Ponto AT-2008-ASD/AS-04-B.	35
Figura 12	Fotomicrografia mostrando o arranjo textural subofítico a ofítico em diabásio. Objetiva 2,5x; Nx. Ponto AT-2008-ASD/AS-10-A.	40
Figura 13	Fotomicrografia mostrando o arranjo textural porfirítico em diabásio, com destaque para fenocristais de plagioclásios com mais de 4mm em seu eixo imersos em matriz de trama subofítica a ofítica. Objetiva 2,5x; Nx. Ponto AT-2009-RSN-11.	40
Figura 14	Imagem de elétrons retroespalhados de cristais subédricos de magnetitas, ilmenitas e calcocitas. Ponto AT-2008-ASD/AS-15-A.	41
Figura 15	Imagem de elétrons retroespalhados de cristais subédricos de magnetita com lamelas de exsolução de ilmenita. Ponto AT-2008-ASD/AS-10-A.	41
Figura 16	Imagem de elétrons retroespalhados mostrando feições de intercrescimento (círculo vermelho) entre magnetita e ilmenita. Ponto AT-2008-ASD/AS-12.	42
Figura 17	Fotomicrografia mostrando cristais de olivina (círculo vermelho) fortemente alterados para iddingsita e serpentina em olivina diabásio. 2,5x; N//. Ponto AT-2008-ASD/AS-02.	42
Figura 18	Fotomicrografia mostrando o aspecto textural porfirítico em olivina-basalto. A massa escura entre micrólitos de piroxênios na matriz corresponde a material desvitrificado. Objetiva 2,5x; Nx. Ponto AT-2008-ASD/AS-15-B.	43
Figura 19	Fotomicrografia mostrando detalhe do arranjo textural glomeroporfirítico em olivina-basalto. 2,5x; Nx. Ponto AT-2008-ASD/AS-15-B.	43
Figura 20	Fotomicrografia mostrando detalhe do arranjo textural glomeroporfirítico em olivina-basalto. 2,5x; Nx. Ponto AT-2008-ASD/AS-15-B.	44
Figura 21	Fig. 21 – Fotomicrografia mostrando micrólitos de plagioclásio imersos em matriz desvitrificada (coloração escura). 2,5x. N//. Ponto AT-2008-ASD/AS-15-B.	44
Figura 22	(A) Diagramas de classificação TAS de Cox et. al., (1979) e (B) Le Bas et. al., (1986).	53
Figura 23	Diagrama de classificação das rochas básicas de estudo, segundo De La Roche (1980).	54
Figura 24	Diagrama do tipo AFM dos corpos de estudo, segundo a curva de Irvine & Baragar (1971).	54
Figura 25	Diagrama de $Fe_{total}+Ti : Al : Mg$ , segundo Jensen (1976).	55
Figura 26	Diagramas $Zr/TiO_2$ versus $SiO_2$ e $Nb/Y$ versus $Zr/TiO_2$ , segundo Winchester & Floyd (1997).	55
Figura 27	Diagramas de Harker para rochas de estudo destacando o comportamento de elementos maiores em relação aos teores de sílica.	56
Figura 28	Diagramas de variação como função da razão $FeO_{total}/MgO$ (índice de diferenciação) versus $SiO_2 - Al_2O_3 - TiO_2$ . Adaptado de Alberède (1992)	57
Figura 29	Diagrama de elementos terras raras, normalizados segundo Sun & McDonough (1989) ao Manto Primitivo.	59

Figura 30	Diagrama de multielementos, normalizados segundo Sun & McDonough (1989) ao Manto Primitivo.	59
Figura 31	Diagrama Th/Ta <i>versus</i> La/Yb mostrando distribuição de componentes mantélicos de CFB (destaque em vermelho). DM= Manto empobrecido; PM= Manto primitivo; PSCL= Litosfera subcontinental pós-Arqueano; HIMU= Manto enriquecido em U+Th relativo à Pb; EM1e EM2= Fontes mantélicas enriquecidas; UC= Crosta continental superior.	60
Figura 32	Diagrama FeO <sub>total</sub> : MgO : Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , para as rochas de estudo, segundo Pearce (1977).	61
Figura 33	Diagrama Ti/100 : Zr : 3xY, para as rochas de estudo, segundo Pearce e Cann (1973). A=IAT: Toleítos de arco de ilha; C=CAB: Basaltos cálcio-alcálicos; B=MORB, CAB, IAT: Morbs, basaltos cálcio-alcálicos e toleítos de arco de ilha; D=WPB: Basaltos intraplaca.	61
Figura 34	Diagrama discriminante Zr/Y <i>versus</i> Zr para as rochas de estudo, segundo Pearce e Norry (1979).	62
Figura 35	Diagrama discriminante Hf/3 : Th : Nb/16 para as rochas de estudo, segundo Wood (1980). IAT: Toleítos de arco de ilha; CAB: Basaltos cálcio-alcálicos; MORB, CAB, IAT: Morbs, basaltos cálcio-alcálicos e toleítos de arco de ilha; D=WPA: Basaltos intraplaca.	62
Figura 36	Diagrama discriminante Zr/117 : Th : Ta para as rochas de estudo, segundo Wood (1980). IAT: Toleítos de arco de ilha; CAB: Basaltos cálcio-alcálicos; MORB, CAB, IAT: Morbs, basaltos cálcio-alcálicos e toleítos de arco de ilha; WPA: Basaltos intraplaca.	63
Figura 37	Diagrama discriminante 2xNb : Zr/4 : Y para as rochas de estudo, segundo Mesched (1986). AI: Álcali-basaltos intraplaca; All: Álcali-basaltos intraplaca e toleítos intraplaca; B: E-Morb; C: Toleítos intraplaca; D: N-Morb.	63

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1	Localização, idades e principais aspectos dos enxames de diques juro-triássicos no norte da América do Sul, com destaque para os diques Penatecaua	28
Tabela 2	Análise química de elementos maiores e traços do Diabásio Penatecaua.	50
Tabela 3	Mineralogia CIPW do Diabásio Penatecaua. Qtz – Quartzo; Or – Ortoclásio; Ab – Anortita; Di – Diopsídio; Hy – Hiperstênio; Mt – Magnetita; Il – Ilmenita; Ap – Apatita.	52

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b>	13
1.1	APRESENTAÇÃO	13
1.2	LOCALIZAÇÃO E ACESSO A ÁREA	13
1.3	OBJETIVOS	16
1.4	ATIVIDADES E MÉTODOS DE TRABALHO	16
<b>2</b>	<b>CONTEXTO GEOLÓGICO DA REGIÃO DE MONTE ALEGRE</b>	19
<b>3</b>	<b>O CONHECIMENTO SOBRE O MAGMATISMO BÁSICO MESOZÓICO NA BACIA DO AMAZONAS E SUA RELAÇÃO COM A PROVÍNCIA MAGMÁTICA DO ATLÂNTICO CENTRAL</b>	25
<b>4</b>	<b>RESULTADOS</b>	30
4.1	GEOLOGIA DA REGIÃO DE MONTE ALEGRE	30
4.2	ASPECTOS PETROGRÁFICOS	36
4.2.1	<b>Análise textural</b>	45
4.3	ASPECTOS GEOQUÍMICOS	48
<b>5</b>	<b>CONSIDERAÇÕES FINAIS</b>	64
	<b>REFERÊNCIAS</b>	67
	<b>ANEXOS</b>	
	<b>ANEXO A – MAPA GEOLÓGICO</b>	
	<b>ANEXO B – MAPA DE AMOSTRAGEM</b>	
	<b>ANEXO C – BANCO DE DADOS DE AMOSTRAGEM</b>	

## 1 INTRODUÇÃO

### 1.1 APRESENTAÇÃO

A Bacia do Amazonas, situada no Cráton Amazônico entre os Escudos das Guinas e Brasil, durante o Mesozóico foi marcada por expressivo magmatismo básico toleítico, associado a processos tectônicos atuantes no Jurássico Inferior (acerca de 200 Ma) envolvidos na ruptura inicial do Pangea (DECKART; BERTRAND; LIÉGEOIS, 2005; THOMAZ FILHO, 2000).

Evidências deste magmatismo são amplamente registradas na Bacia do Amazonas na forma de soleiras e enxames de diques de diabásio. Na porção norte da bacia, ao longo da região de Monte Alegre, porção noroeste do Estado do Pará, estas rochas são denominadas Diabásio Penatecaua (ISSLER et al., 1974).

Nesta região, estas rochas truncam especialmente as unidades devonianas e carboníferas da megassequência paleozóica da Bacia do Amazonas, como é registrado na área de ocorrência da Estrutura Dômica de Monte Alegre (anexo A), onde as rochas intrusivas encontram-se dispostas em faixas semicirculares, em forma de uma elipse, com eixo maior e menor em torno de 20 e 30 km, respectivamente (PASTANA, 1999). Outros registros de diques e soleiras também ocorrem em direção à borda do flanco norte da bacia (anexo A), porém suas ocorrências nesta porção da área de estudo necessitam ainda de refinamento cartográfico para melhor delimitação dos corpos intrusivos.

### 1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

O município de Monte Alegre está localizado na porção noroeste do Estado do Pará, na região do Médio-Amazonas, com coordenadas geográficas 54°04'08" (W) e 02°00'28" (S).

A cidade de Monte Alegre, sede municipal, está situada na porção sul-sudeste do município, no paraná do Gurupatuba, na margem esquerda do rio Amazonas (fig.04), limitando-se com os municípios de Almeirim, Santarém, Prainha e Alenquer a norte, sul, leste e oeste, respectivamente.

O acesso de Belém à Monte Alegre pode ser feito em duas etapas, a primeira por transporte aéreo, com tempo de viagem em torno de 30 minutos, até o município

de Santarém e a segunda por transporte hidroviário, seguindo de Santarém a Monte Alegre, em uma viagem de aproximadamente 06 horas. A opção de acesso em apenas uma etapa é essencialmente hidroviária, tendo duração de 72 horas, partindo de Belém com destino a Manaus, passando por Monte Alegre.

A campanha de campo foi realizada em uma área de coordenadas 800000/8300000 (W) e 9780000/9830000 (S) que abrange desde a área da Estrutura Dômica de Monte Alegre, distante cerca de 15 km da cidade de Monte Alegre, seguindo rumo a norte do município, passando por localidades como Açu das Mulatas, Açu Santa Helena, Cumaru e também na base da Serra do Itauajari.

O acesso aos afloramentos na área de estudo é essencialmente rodoviário, sendo utilizadas as rodovias PA-254, 255 e 423 e também estradas vicinais.

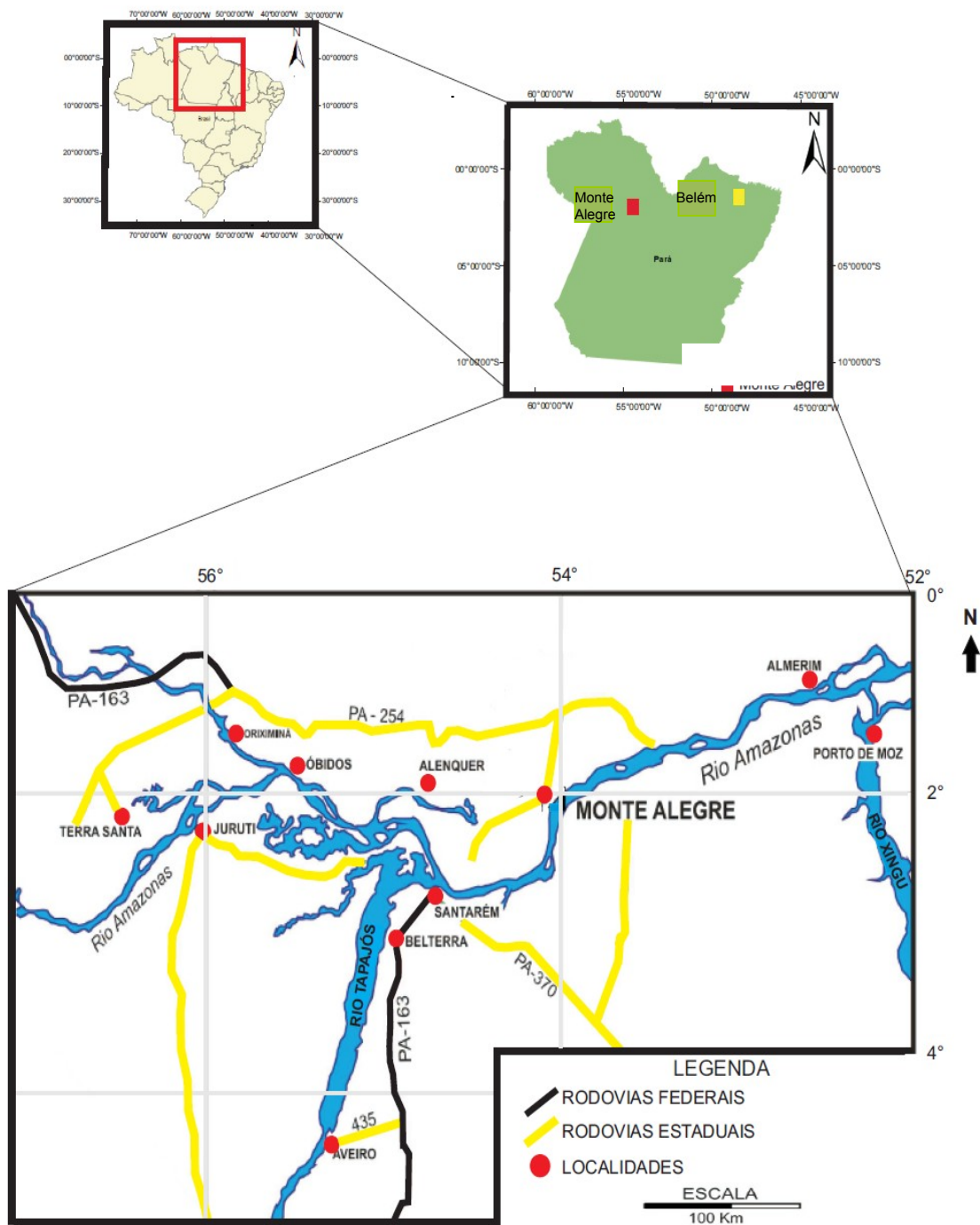


FIG. 01 - Mapa de localização da área de estudo, com destaque para as principais localidades do oeste do estado do Pará.  
Fonte: Base cartográfica DDIP (2003).

### 1.3 OBJETIVO

Apesar deste amplo registro na região, informações petrográficas, geoquímicas e geocronológicas do Diabásio Penatecaua permaneceram definidas apenas em caráter de reconhecimento regional, limitando interpretações a cerca de sua gênese, natureza e evolução.

Desta forma este trabalho objetivou especificamente a caracterização petrográfica e geoquímica, com um detalhamento dos aspectos mineralógicos e texturais, associada às análises de microscopia eletrônica de varredura (MEV) e comportamento de elementos maiores, menores e traços das rochas intrusivas básicas da região de Monte Alegre.

Assim, o presente estudo permite um avanço na compreensão da evolução geológica da Bacia do Amazonas, dada à importância do entendimento da gênese deste magmatismo intracontinental, básico e de afinidade toleítica gerador dos distintos tipos petrográficos que ocorrem na região.

### 1.4 ATIVIDADES E METODOLOGIA DE TRABALHO

Os procedimentos metodológicos envolveram fundamentalmente pesquisa bibliográfica, trabalho de campo e estudos laboratoriais envolvendo análises petrográfica, mineralógica e geoquímica das rochas intrusivas básicas de Monte Alegre.

O trabalho de campo foi realizado em um período de seis dias, onde a metodologia adotada para análise de afloramentos consistiu na localização dos mesmos com GPS, descrições do modo de ocorrência, relações de contato e aspectos texturais (grau de cristalinidade, visibilidade e granulação), índices de cor e mineralogia, bem como a classificação das rochas intrusivas máficas de acordo com a metodologia de Streckeisen (1975).

Esta caracterização preliminar possibilitou ainda inferir a cerca dos diferentes estágios de resfriamento do magma em relação à maior ou menor proximidade do contato entre as rochas intrusivas e suas encaixantes. Em seguida foi feita captura de imagens das principais feições e o levantamento das orientações estruturais das rochas básicas utilizando uma bússola Bruton.

Durante este trabalho também foi feita amostragem sistemática para análises

petrográfica e geoquímica. Foram selecionadas 22 amostras no tamanho de um “punho fechado” e confeccionadas 23 lâminas polidas, além de cerca de 1 kg de amostras em diferentes pontos de amostragem. Com base nos dados de campo e em mapas geológicos pré-existentes (PASTANA, 1999) foram elaborados os mapas geológico e de amostragem (Anexos A e B), utilizando o software ArcGis 9.3.

A análise petrográfica foi realizada nos Laboratórios de Petrologia e Petrografia do Instituto de Geociências da UFPA. Nesta etapa do trabalho foi objetivada a identificação mineralógica, determinação da composição modal, caracterização da composição plagioclásio e análise da trama textural, bem como uma discussão a cerca dos processos genéticos envolvidos na formação das rochas intrusivas básicas de Monte Alegre, baseada nos conceitos e princípios de Carmichael, Turner e Verhoogen (1974), Cox e Bell (1979), Mackenzie (1982), Streckeisen (1975), Vernon (2004), Wernick (2003), Wilson (1989) e Zussman (1981).

Associada a análise petrográfica, objetivando um refinamento da caracterização mineralógica, especialmente de minerais opacos e olivinas, foram realizados trabalhos de microscopia eletrônica de varredura (MEV), no Museu Paraense Emílio Goeldi, utilizando o equipamento LEO 1450VP, acoplado a um espectrômetro de energia EDS (detector de energia dispersiva de raios-X). Este trabalho foi feito a partir da análise de lâminas polidas previamente metalizadas com carbono, no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do Instituto de Geociências da UFPA. Neste trabalho, foram obtidas imagens de elétrons retroespalhados (BSE) e análises semiquantitativas.

A preparação das amostras para análise geoquímica foi realizada no Instituto de Geociências da UFPA, com a britagem e pulverização das amostras na Oficina de Preparação de Amostras (OPA), utilizando um britador de mandíbula móvel e um *shatter box*. Posteriormente as mesmas foram homogeneizadas no moinho de ágata do Laboratório de Sedimentologia. Após este processo as amostras foram enviadas para o laboratório comercial ACME-LAB para a determinação da proporção de elementos maiores e traços em análise de rocha total. A partir do conhecimento dos teores de  $\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$  e considerando os efeitos intempéricos nas rochas estudadas, mesmo tendo sido feita uma amostragem de rochas frescas foi realizado o procedimento de determinação tritrimétrica do  $\text{Fe}^{2+}$  com dicromato de potássio ( $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ ), para a posterior determinação do teor de  $\text{FeO}_t$ .

Os procedimentos envolvidos na determinação tritrimétrica envolvem inicialmente 0,50g de amostras secas, posteriormente transferidas para cadinhos de teflon. Posteriormente são adicionados de 5ml de ácido sulfúrico ( $H_2SO_4$ ) e 10ml de ácido fluorídrico (HF / 40%) nas amostras em seus respectivos cadinhos e em seguida, os cadinhos são submetidos a um banho de areia num intervalo de tempo de 15 a 30 minutos até atingir ebulição suave. Depois, o conteúdo do cadinho é transferido para um becker de 500ml contendo 200ml de água deionizada recém fervida e gelada, na qual 5 a 10g de ácido bórico ( $H_3BO_3$ ) tenha sido previamente dissolvido. A esta mistura são adicionados 10ml de ácido sulfúrico ( $H_2SO_4$ )-ácido fosfórico ( $H_3PO_4$ ) e 1ml do indicador difenilaminossulfonato de bário (0,3%). Por fim, a titulação desta solução é feita com dicromato de potássio ( $K_2Cr_2O_7$  / 0,1N), até surgir uma tonalidade púrpura.

Os diagramas na análise geoquímica foram elaborados a partir dos softwares GCDKit 2.3 e Minpet 2.02, objetivando a classificação, análises de variação de elementos, a determinação do ambiente geotectônico de formação e discussões a cerca das prováveis fontes magmáticas das rochas estudadas, a partir dos conceitos de Condie (2001), Fujimori (1990) e Rollinson (1993).

## 2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL DA REGIÃO DE MONTE ALEGRE

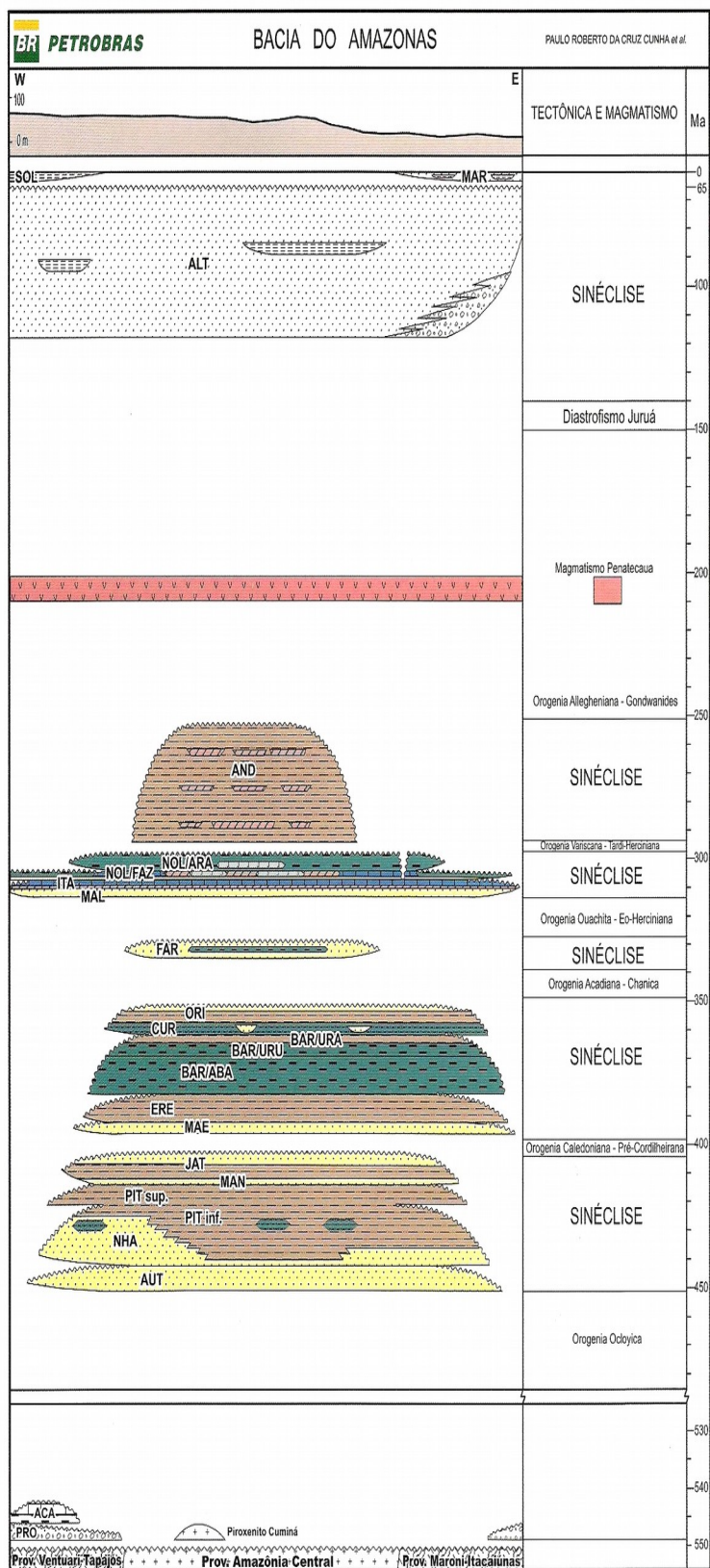
A região de Monte Alegre está inserida no contexto geológico da Bacia do Amazonas, uma grande sinéclise intracratônica com uma área de aproximadamente 500.000 km<sup>2</sup>, abrangendo parte dos estados do Pará e Amazonas. Separa-se a leste da Bacia Tafrogênica do Marajó através do Arco Gurupá e a oeste da Bacia do Solimões pelo Arco Purus.

Segundo Cunha, Melo e Silva (2007) a origem da Bacia do Amazonas ainda constitui um tema aberto apesar amplo conhecimento geológico produzido a cerca da mesma. Entre outras hipóteses, considera-se que sua origem esteja relacionada a uma fase final do Ciclo Brasileiro, com esforços compressivos na direção leste-oeste e alívio da direção norte-sul. Esta zona de alívio de deformação provavelmente corresponde ao rifte precursor do embaciamento que deve ter se propagado de leste para oeste por recorrências de zonas de fraqueza pré-cambrianas.

O substrato proterozóico sobre o qual se desenvolveu o pacote sedimentar fanerozóico da Bacia do Amazonas é representado por rochas metamórficas e ígneas das faixas móveis Ventuari-Tapajós e Maroni-Itacaiúnas (fig. 01) localizadas a oeste e leste da bacia respectivamente, acrescidas ao núcleo arqueano representado pela Província Amazônia Central (CORDANI et al., 1984; CORDANI et al., 2000). As linhas estruturais estabelecidas ao longo desta evolução pré-cambriana foram responsáveis e controlaram fortemente a arquitetura geral da bacia durante o Paleozóico, Mesozóico e Cenozóico (WANDERLEY et al., 2005).

Nas etapas finais do Ciclo Brasileiro em torno de 700 a 470 Ma (ALMEIDA; HASUI, 1984), após o evento distensivo responsável pela geração de riftes que deram origem a Bacia do Amazonas, houve o arrefecimento de massas magmáticas, seguido de subsidência térmica regional e finalmente o desenvolvimento da sinéclise intracontinental.

Porém, antes da implantação efetiva da fase de sinéclise, unidades sedimentares acumularam-se em áreas contíguas ao Arco Purus, a exemplo das rochas do Grupo Purus (CAPUTO; RODRIGUES; VASCONCELOS, 1971), composto pelos arenitos aluviais e fluviais da Formação Prosperança e carbonatos de planície de maré da Formação Acari, que são consideradas unidades secundárias na carta estratigráfica da bacia (fig. 01).



Prosperança AUT – F. Autas Mirim; NHA – F. Nnamunda; PIT inf. – F. Pitinga Interior; PIT sup. – F. Pitinga Superior; MAN – F. Manacapuru; JAT – F. Jatapú; MAE – F. Maecuru; ERE – F. Ererê; BAR/ABA – F. Barreirinha/Membro Abacaxis; BAR/URU – F. Barreirinha/Membro Urubu; BAR/URA – F. Barreirinha/Membro Uraria; CUR – F. Curiri; ORI – F. Oriximiná; FAR – F. Faro; MAL – F. Monte Alegre; ITA – F. Itaituba; NOL/FAZ – F. Nova Olinda/Membro Fazendinha; NOL/ARA – F. Nova Olinda/Membro Arari; AND – F. Andirá; ALT – F. Alter do Chão; SOL – F. Solimões; MAR – Formação Marajó.

Fonte: Cunha, Melo e Silva (2007).

O registro sedimentar e ígneo da Bacia do Amazonas (fig. 01) é um reflexo das ingressões e recuos de mares epicontinentais associados às variações eustáticas do nível do mar, bem como dos eventos tectônicos paleozóicos atuantes sobre o supercontinente Pangea. Por sua vez, a formação de discordâncias regionais e dos arcos que delimitam a bacia está associada a movimentações epirogênicas atuantes no interior da Placa Sul-Americana.

As rochas da bacia (fig. 01) podem ser divididas em duas megassequências de primeira ordem, uma paleozóica e outra mesozóico-cenozóica, que totalizam cerca de 5.000 metros de preenchimento sedimentar e ígneo.

Segundo Cunha, Melo e Silva (2007) a megassequência paleozóica é composta de rochas sedimentares de naturezas variadas associadas a um grande volume de intrusões de diques e soleiras de rochas máficas mesozóicas e é dividida em quatro sequências de segunda ordem delimitadas por discordâncias regionais. Na região de estudo, especialmente na área de influência da estrutura dômica afloram unidades da segunda, terceira e quarta sequência (Anexo A).

A primeira sequência é ordovício-devoniana e registra o estágio inicial de deposição de caráter transgressivo-regressivo na sinéclise representada pelo Grupo Trombetas abrangendo as Formações Autás Mirim, Nhamundá, Pitinga, Manacapuru e Jatapú.

A unidade basal do grupo, a Formação Autás Mirim, descrita inicialmente por Caputo (op. cit.), é composta de arenitos e folhelhos intercalados, de ambiente nerítico, apresentando rico conteúdo fossilífero de quitinozoários de idade neo-ordoviciano (GRAHN, 2005). A Formação Nhamundá (LANGE, 1967) por sua vez, ocorre na porção oeste da borda norte da bacia e é composta por arenitos neríticos e glaciogênicos eossilurianos (GRAHN, op. cit), apresentando estratificações cruzadas além de estruturas de bioturbação e semelhante a Formação Autás Mirim apresenta um importante conteúdo fossilífero de quitinozoários.

A Formação Pitinga (CAPUTO; RODRIGUES; VASCONCELOS, 1972), ocorre nas bordas norte e sul da Bacia do Amazonas sendo constituída por folhelhos e diamictitos marinhos silurianos (GRAHN, op. cit.). Os folhelhos são laminados, bioturbados, contendo nódulos de pirita e siderita disseminados, enquanto os diamictitos são suportados por uma matriz argilo-arenosa contendo seixos angulosos de folhelhos, quartzo e feldspato. Ao longo da borda sul são observados fósseis de graptólitos. A Formação Manacapuru (CAPUTO, op. cit.), por sua vez,

ocorre na porção norte da bacia e no Rio Xingú, sendo composta por arenitos e pelitos laminados, compactos, de ambiente nerítico, neossilurianos-neodevonianos (GRAHN, 2005) e que contém microfósseis quitinozoários. Por fim, a unidade superior do grupo, a Formação Jatapú (CAPUTO; RODRIGUES; VASCONCELOS, 1971), é constituída por arenitos e siltitos marinhos parálícos eodevonianos (GRAHN, op. cit.).

A segunda sequência é devono-tournaisiana e foi depositada após o desenvolvimento da discordância regional, ligada à Orogenia Caledoniana. Esta sequência representa um novo ciclo sedimentar regressivo-transgressivo, originando a deposição do Grupo Urupadi, abrangendo as Formações Maecuru e Ererê e do Grupo Curuá, que compreende as Formações Barreirinhas, Curiri e Oriximiná.

A unidade basal deste grupo, a Formação Maecuru (LANGE, 1967) é composta por arenitos flúvio-deltaicos a neríticos devonianos (neo-emsiana - eo-eifeliana), apresentando microfósseis de quitinozoários e leiofusidas. Já a Formação Ererê (LANGE, op. cit.) é constituída por siltitos silicificados, fossilíferos localmente piritosos, além de folhelhos laminados, com marcas onduladas e arenitos neríticos parálícos devonianos (neo-eifeliana – eogivetiana), segundo Melo e Loboziak (2003).

A Formação Barreirinhas (LANGE, op. cit.) é composta pelos Membros Abacaxis, Urubu e Urariá. O primeiro membro é constituído por folhelhos negros laminados, carbonosos, micáceos, piritosos, de ambiente marinho distal, radioativos e idade eofrasniana a meso-fameniana (GRADSTEIN; OGG; SMITH, 2004). O Membro Urubu é representado por folhelhos cinza-escuros, micáceos de ambiente marinho regressivo de idade meso a neo-fameniana (MELO; LOBOZIAK, 2003). Por fim, o Membro Urariá é formado por folhelhos cinza-escuros a claros e siltitos de ambiente marinho regressivo de idade neo-fameniana (MELO; LOBOZIAK, op.cit.).

A Formação Curiri (CAPUTO, 1984) é constituída por diamictitos maciços, sustentados por matriz argilosa, com seixos de folhelho, riolito, quartzo, quartzito, *chert*, arenito, basalto e siltito. São observados ainda folhelhos micáceos, fossilíferos, bem laminados intercalados com arenitos. O ambiente deposicional destas rochas é periglacial e sua idade é fameniana (MELO; LOBOZIAK, op.cit.). No topo do grupo, a Formação Oriximiná (CAPUTO, op.cit.) é composta por arenitos micáceos, intercalados localmente com siltitos, além de folhelhos e diamictitos. São

rochas de ambiente marinho raso/fluvial de idade mesotournasiana (MELO; LOBOZIAK, 2003).

A terceira sequência é Neoviseana e composta pelas rochas da Formação Faro composta por arenitos quartzosos de granulometria fina, micáceos e subordinadamente, por arenitos médios a grossos, ferruginosos, apresentando estratificação plano-paralela e cruzada de alto ângulo, além de arenitos avermelhados, micáceos e friáveis. São observados ainda pelitos com estrutura *flaser*. A deposição destas rochas ocorreu após o soerguimento e erosão das sequências anteriores estando ligada à Orogenia Acadiana. Posteriormente estas rochas são afetadas pela Orogenia Eo-Herciniana.

A quarta e última sequência é pensilvaniana-permiana e representa um novo ciclo deposicional transgressivo-regressivo na bacia que depositou as rochas do Grupo Tapajós reunindo as Formações Monte Alegre, Itaituba, Nova Olinda e Andirá.

Na base do grupo, a Formação Monte Alegre (CAPUTO; RODRIGUES; VASCONCELOS, 1972) é composta por arenitos eólicos, em geral compactos, apresentando estratificações cruzadas de grande porte. Localmente podem ser conglomeráticos e friáveis intercalados por siltitos e folhelhos de interdunas, lagos (COSTA, 1984) e tem idade neobashkiriana (MELO; LOBOZIAK, 2003; PLAYFORD; DINO, 2000). A Formação Itaituba (CAPUTO, op.cit.) é constituída por folhelhos, carbonatos compactos e fossilíferos e anidritas nodulares de ambiente lagunar/marinho raso de idade neobashkiriana-moscoviana (LEMOS, 1990; PLAYFORD; DINO, 2000).

A Formação Nova Olinda (CAPUTO, op.cit.), por sua vez é composta pelos Membros Fazendinha e Arari. O primeiro membro é composto por folhelhos, carbonatos, anidritas, halitas e localmente silvitas de ambiente marinho raso, planícies de *sabkha* e lagos hipersalinos. Sua idade é desmoinesiana (Moscoviano), segundo Playford e Dino (op.cit.). O segundo membro é formado por siltitos e folhelhos com pacotes de halitas, de idade virgiliana, depositadas durante uma fase de soerguimento e retrabalhamento devido aos efeitos da Orogenia Tardi-Herciniana. No topo do grupo, a Formação Andirá (CAPUTO, op.cit.), associada à Orogenia Tardi-Herciniana é caracterizada por arenitos e siltitos avermelhados e raramente anidritas, de ambiente flúvio-lacustre e datada do Asseliano/Sakmario (PLAYFORD; DINO, op.cit.).

Posteriormente em resposta a Orogênese Gondwanides (ZALÁN, 1991), relacionada à colisão final entre Laurásia e Gondwana, a porção setentrional da América do Sul foi afetada durante Neopermiano-Eotriássico, quando ocorreram fraturamentos transversais que atingiram o Escudo das Guianas, bem como nas bacias amazônicas nele inseridas, ocasionando soerguimentos e discordâncias regionais (CUNHA; MELO; SILVA, 2007).

Após esta fase, a bacia sofreu processos distensivos, seguidos de magmatismo máfico na forma de soleiras e enxames de diques representados pelo Diabásio Penatecaua (ISSLER et al., 1974) que na área deste estudo truncam principalmente rochas devonianas e carboníferas. Este magmatismo ocorreu associado aos esforços compressivos do Diastrofismo Juruá (ZALÁN, 2004).

Posteriormente, novos ciclos deposicionais atuaram sobre a bacia depositando a megassequência mesozóico-cenozóica, composta pelas sequências do Cretáceo e Terciário, constituintes do Grupo Javari (CUNHA et al., 1994; EIRAS et al., 1994), que abrange as Formações Alter do Chão e Solimões.

A Formação Alter do Chão (CAPUTO; RODRIGUES; VASCONCELOS, 1971) é composta por arenitos variegados de granulometria grossa de ambiente fluvial de alta energia, além de arenitos e conglomerados de ambiente aluvial, restritos a porção oriental da bacia, de idade aptiana (DINO et al., 1999). A Formação Solimões por sua vez, é composta por pelitos de ambientes fluvial de baixa energia e lacustre, datados do Mioceno-Plioceno (EIRAS et al., op.cit.).

A deposição da Formação Solimões está ligada ao soerguimento da Cadeia Andina, ocorrido no Paleógeno, o que ocasionou o deslocamento dos depocentros terciários e transformação de rios cretáceos em lagos rasos assoreados por rios meandranes de baixa energia. Com a culminância da elevação da Cordilheira do Andes, a bacia passou a ser alimentada por sedimentos desta cadeia de montanhas e toda sua rede de drenagem que antes fluía de leste para oeste foi redirecionada para o Atlântico, fluindo de oeste para leste.

### **3 O CONHECIMENTO SOBRE O MAGMATISMO BÁSICO MESOZÓICO NA BACIA DO AMAZONAS E SUA RELAÇÃO COM A PROVÍNCIA MAGMÁTICA DO ATLÂNTICO CENTRAL (CAMP)**

Após a fase de soerguimentos e formação de discordâncias regionais, durante Neopermiano-Eotriássico, em resposta a Orogênese Gondwanides (ZALÁN, 1991) a Bacia do Amazonas sofreu processos distensivos na direção leste-oeste, acompanhados de magmatismo básico que gerou diques e soleiras orientados na direção norte-sul, datados do permo-jurássico e juro-triássico (CUNHA; RODRIGUES; VASCONCELOS, 2007).

A formação de dutos norte-sul das intrusões permo-jurássicas como os diques aflorantes em Rosarinho e Pantaleão estão ligadas ao término dos esforços gondwanides, já os magmas juro-triássicos como os diques Penatecaua e Cassiporé (jurássicos) na porção norte da bacia ocuparam fraturas geradas ou reativadas pelo processo de separação das placas africana e sul-americana e abertura do Oceano Atlântico (THOMAZ FILHO; CORDANI; MARINO, 1974). A abertura do referido oceano foi precedida pela geração de riftes, como os do Marajó e Tacutu, separados da Bacia do Amazonas pelo Arco Gurupá (CUNHA, op.cit.).

Segundo Nomade, Pouclet e Chen (2002), exames de diques máficos juro-triássicos, em geral orientados na direção N-S e NNW-SSE e que se encontram intrudidos tanto em rochas pré-cambrianas do Cráton Amazônico, quanto nas coberturas sedimentares nele inserido como no caso dos diques Penatecaua (tabela 01) constituem parte da Província Magmática do Atlântico Central – CAMP (MARZOLLI et al., 1999). Segundo estes autores, estes diques podem ter outras orientações preferenciais, como a NE-SW, coincidente com a orientação de diques máficos paleoproterozóicos que também ocorrem no Cráton Amazônico.

Nome do enxame de diques	Localização	Idade	Orientação	Comprimento (km)	Espessura (km)	TiO <sub>2</sub> (%)	Referencias
Tabela 01 - Localização, idades e principais aspectos dos enxames de diques jurássicos no norte da América do Sul, relacionados a CAMP, com destaque para os diques Penatecaua.							
Cassiporé <sup>a</sup>	Amapá, Guiana Francesa	191.5±0.9 202±2.0	N-NW	600	150	<1	Gibbs e Baron, 1993 Deckart et al., 1997 Marzoli et al., 1999
Apatoé <sup>a</sup>	Guiana Francesa, Suriname e Brasil	195-200	N-NW	400	150	1,2-3,6	Gibbs e Baron, 1993 Deckart et al., 1997
Roraima <sup>b</sup>	Brasil, Guiana Francesa	197.4±1.9 201.1±0.7	N-NW	400	150	<1	Marzoli et al., 1999
Penatecaua <sup>b</sup>	Brasil	202±2.0 ~200	N-NW	600	150	<2	Choudhuri, Oliveira, e Sial, 1991 De Min et al., 2003
Maranhão <sup>b</sup>	Maranhão	201.1±0.7 201.5±1.6	N-NW	400	150	<2	Marzoli et al., 1999
Apatorí <sup>b</sup>	Bacia do Taku	200±2.0	N-NE	400	200	<2	Gibbs e Baron, 1993 et. al., 2002).

Fonte: Nomade, Pouclet e Chen, (2002).

<sup>a</sup> Basaltos com alto Ti  
<sup>b</sup> Basaltos com baixo Ti

A Província Magmática do Atlântico Central (CAMP) é o registro de um volumoso magmatismo toleítico atualmente representado por diques, soleiras e mais raramente derrames de lavas, designados comumente como *continental flood basalts* (derrames basálticos continentais), associado à fragmentação inicial do supercontinente Pangea e ao rifteamento percussor do Atlântico Central.

As rochas da província são preservadas ao longo dos quatro continentes as margens do Oceano Atlântico Central (fig. 02), recobrimdo uma área de aproximadamente 5000 km de comprimento e 2000 km de largura, afetando uma área de  $10^7$  km<sup>2</sup>, com um volume de  $10^6$  km<sup>3</sup>, desde o norte do Brasil, até a porção central e oeste da África e sul dos Estados Unidos. Ocorrem ainda em bacias no Marrocos, América do Norte e América do Sul com cerca de 100-300 m de extensão (NOMADE et al., 2007).

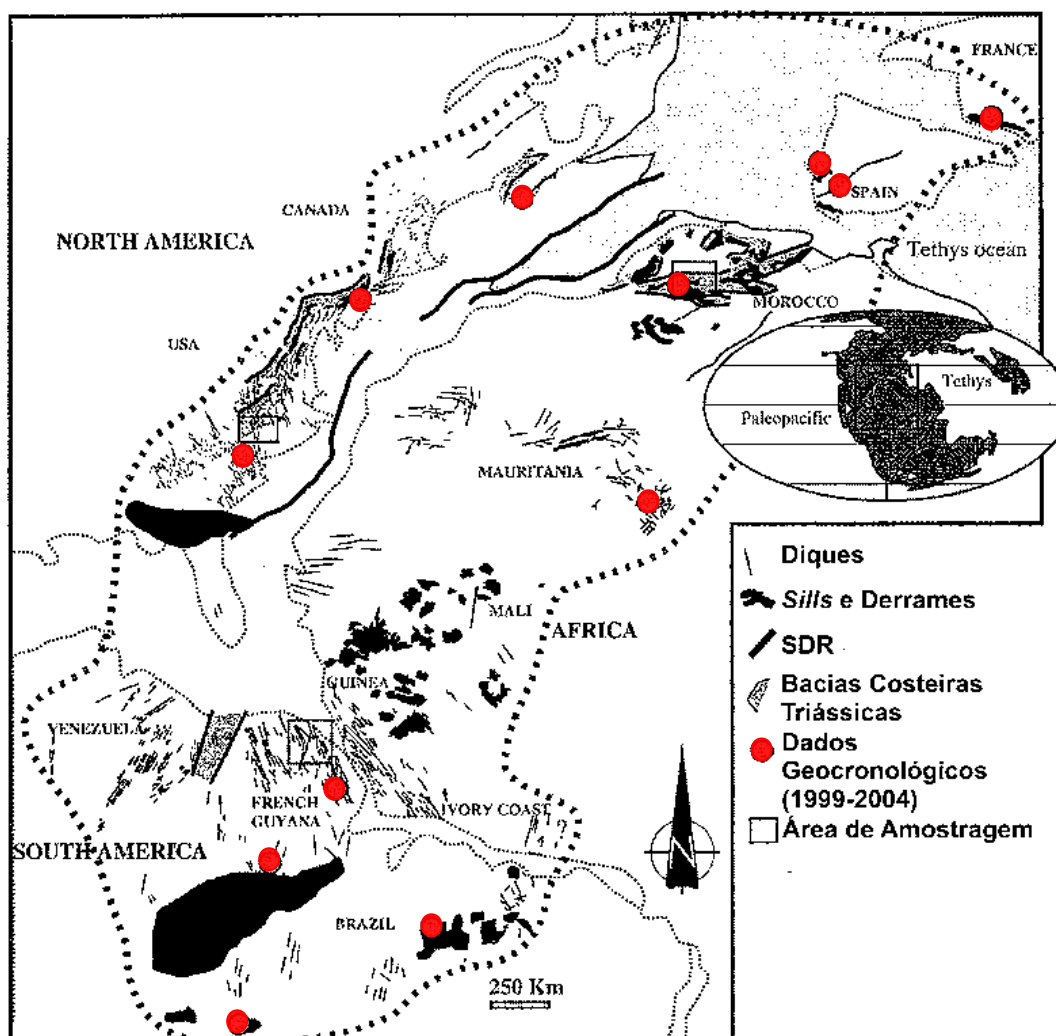


Fig. 03 – Distribuição geográfica da CAMP (modificado de Knight et al., 2004), destacando a localização dos estudos geocronológicos já produzidos na província.

Fonte: Nomade et al., (2007).

Existe um consenso em relação à idade juro-triássica do evento magmático gerador das rochas da província. Segundo Nomade et al. (2007), admite-se uma série de idades entre  $193.3 \pm 2.0$  Ma e  $200.2 \pm 1.5$  Ma ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  em plagioclásios). No caso específico do magmatismo gerador do Diabásio Penatecaua segundo Cunha, Melo e Silva (2007) admitem idades entre 210-201 Ma, sendo a idade de 206 Ma a mais provável para este evento (K-Ar em plagioclásios).

Estudos detalhados das características petrográficas e geoquímicas das rochas da CAMP que foram desenvolvidos especialmente no oeste da África, Europa e América Central mostram que as rochas que compõem a província são predominantemente diabásios e microgabros de granulação média, com arranjo textural subofítico-ofítico a intergranular, compostos por plagioclásio cálcico, pigeonita, algumas vezes augita, titano-magnetita, apatita e raramente olivina, bem como são predominantemente classificadas como toleítos de baixo teor de Ti (LTiB/*low-Ti tholeiite basalts*), havendo de forma mais restrita diferenças composicionais que definem um grupo de toleítos de alto teor de Ti (HTiB/*high-Ti tholeiite basalts*) localizados em uma estreita zona entre o Amapá, Guiana Francesa, Suriname e no oeste do Cráton Africano (fig. 03), segundo Deckart, Bertrand e Liégeois (2005).

Outras características geoquímicas relevantes são a alta concentração de elementos terras raras leves (*light rare earth elements/LREE*) e elementos litófilos de alto raio iônico (*large ion lithophile elements/LILE*), segundo Deckart (op. cit.).

Assim, considerando aspectos petrográficos e geoquímicos consideram-se três hipóteses acerca da fonte magmática das rochas da província. A primeira hipótese envolve uma derivação a partir de um manto litosférico enriquecido, com limitada ou nenhuma contaminação crustal, enquanto que uma segunda hipótese considera uma origem ligada a uma fonte astenosférica com importante contaminação crustal durante a ascensão. Finalmente a terceira hipótese sugere uma derivação a partir de uma anomalia térmica (pluma mantélica) com uma significativa contaminação crustal.

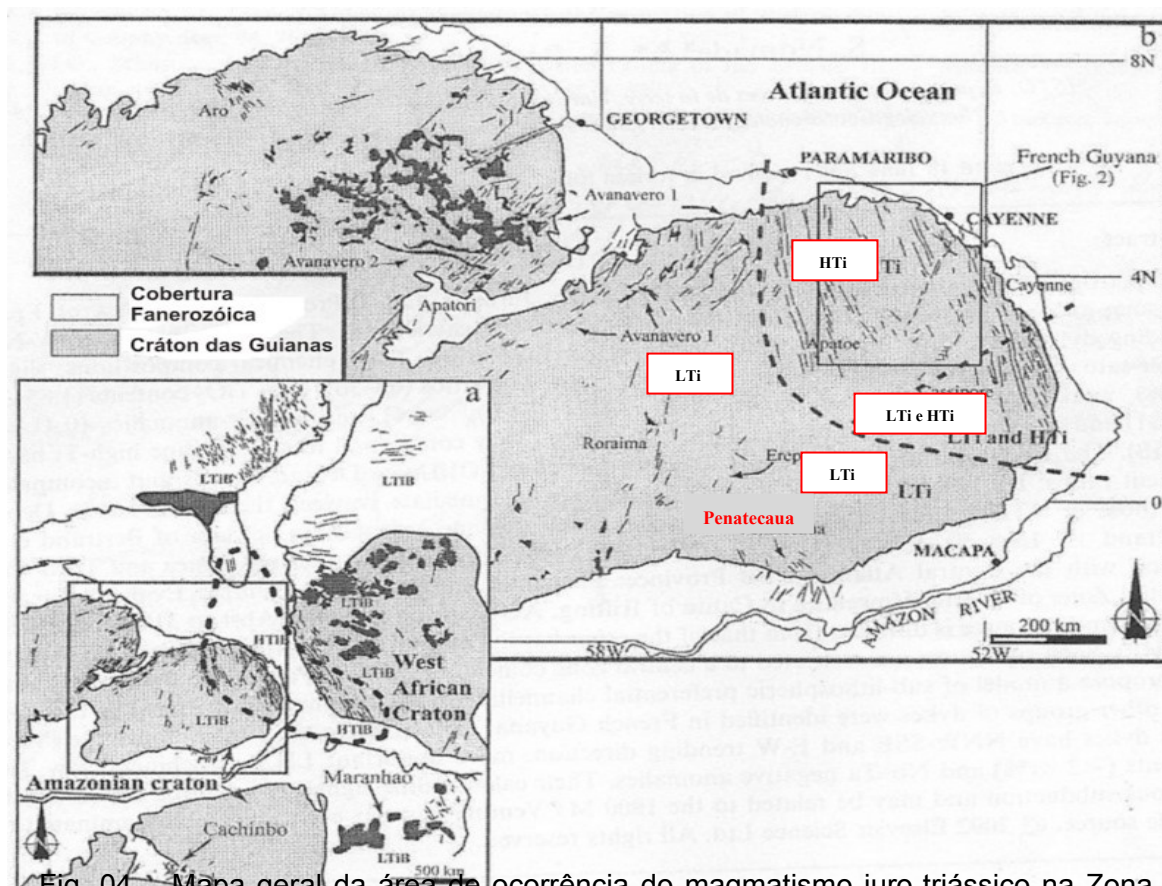


Fig. 04 – Mapa geral da área de ocorrência do magmatismo juro-triássico na Zona Central do Atlântico, com destaques para a área de ocorrência dos diques Penatecaua segundo Choudhuri; Oliveira e Sial (1991), bem como para as principais direções das diferentes gerações de diques que ocorrem no Escudo das Guianas (CHOUDHURI; OLIVEIRA; SIAL, 1991) e também para as extensões das zonas de baixo e alto Ti, compiladas de Dalrymple, Gromme e White, (1975); Oliveira, Tarney e João (1990), Sebai et al. (1991); Deckart, Féraud e Bertrand, (1997); Bertrand et al., (1999); De Min et al., (2003); Heartherington e Muller (1999).

Fonte: Nomade, Pouclet e Chen (2002).

## 4 RESULTADOS

### 4.1 GEOLOGIA DA REGIÃO DE MONTE ALEGRE

Durante a campanha de campo foi verificado um registro amplo de soleiras (fig. 05 A-B) e diques (fig. 06) de rochas básicas intrusivas. As ocorrências observadas são tanto ao longo da Estrutura Dômica de Monte Alegre em geral na forma de grandes soleiras, como em áreas fora da influência do domo, algumas vezes em ocorrências pontuais, não sendo possível a delimitação dos corpos na escala do mapa geológico (Anexo A).

Os afloramentos ocorrem como lajedos e cortes de estrada, em alguns casos fortemente intemperizados (fig. 07). Os lajedos em geral, encontram-se intensamente fraturados nas direções N-S, NW-SE e NE-SW (fig. 08). Comumente, as rochas máficas geram feições positivas de relevo, formando morros com mais de cinco metros de altura (fig. 09), ou ainda sustentam o topo de algumas elevações de relevo. Também é comum a ocorrência destas rochas como grandes blocos arredondados e por vezes alinhados.

Em alguns pontos, estas rochas são truncadas por outros diques máficos de cor cinza, afaníticos e de granulação fina que indicam diferentes pulsos magmáticos referentes a um mesmo evento.

As rochas básicas foram caracterizadas, buscando identificar seus aspectos texturais (grau de cristalinidade, visibilidade, granulação e trama textural), índices de cor e mineralogia, bem como a classificação de acordo com a metodologia de Streckeisen (1975).

Desta forma, são descritas como rochas de cor cinza, predominantemente holocristalinas, raramente hipocristalinas, faneríticas, com variações locais porfiríticas e afaníticas. No caso das rochas porfiríticas, os cristais de plagioclásio por vezes ripiformes, podem variar de 1 a 5 cm (fig. 10A-B). São rochas mesocráticas, inequigranulares e com ampla variação de granulação (fig. 11A-B-C) desde grossa (> 5mm) a fina (<1mm). A mineralogia é composta basicamente de plagioclásio e piroxênio, cujas porcentagens variam entre 50-60% e 40-50%, respectivamente.

Assim, as rochas foram classificadas como diabásios, segundo a metodologia de Streckeisen (1976), correlacionáveis às rochas intrusivas máficas denominadas Diabásio Penatecaua, descritas por Issler et al., (1974) na região de Monte Alegre.



Fig. 05-A – Soleira de diabásio em área de mineração da Empresa Fidens. Destaque para o contato intrusivo concordante nos arenitos da Formação Curiri. Ponto AT-2008-ASD/AS-02.



Fig. 05-B – Detalhe do contato intrusivo de soleira de diabásio com arenitos da Formação Curiri. Ponto AT-2008-ASD/AS-02.



esfoliação esferoidal. Ponto AT-2008-ASD/AS-04-B.



em contato com as rochas carbonáticas da Formação Itaituba. Ponto AT-2008-ASD/AS-04-B.



Fig. 08 – Diabásios em lajedo fortemente fraturados nas direções N-S e NW-SE. Ponto AT-2008-ASD/AS-03-B.



Fig. 09 – Elevação topográfica formada por diabásios, feição comum na região de Monte Alegre. Ponto AT-2008-ASD/AS-10.



Fig. 10A – Diabásio porfirítico com destaque para cristais de plagioclásio com cerca de 1cm. Ponto AT-2008-ASD/AS-04-B.



Fig. 10B – Diabásio porfirítico com destaque para cristais de plagioclásio com cerca de 4cm. ímicas.a melhse devem realizazadteor de Ti que comp Ti na confeccionadas Ponto AT-2009-RSN-11.



Fig. 11 – Detalhe da variação de granulação nas rochas máficas da região. (A): Diabásio de granulação grossa. AT-2008-ASD/AS-01-A; (B): Diabásio de granulação média. Ponto AT-2008-ASD/AS-12 e (C): Diabásio de granulação fina. Ponto AT-2008-ASD/AS-04-B.

## 4.2 ASPECTOS PETROGRÁFICOS

A amostragem para estudos petrográficos foi realizada em diferentes pontos de ocorrência da área de estudo (Anexos A e B) a partir das quais foram confeccionadas vinte e três laminas polidas. Os resultados da análise petrográfica revelaram a existência de três grupos distintos de rochas com variações mineralógicas e texturais associadas a processos de magmatismo básico.

- DIABÁSIO

Trata-se do litotipo dominante na área estudo. São rochas de granulação média (1-5mm) e grossa (>5mm) e ampla variação de arranjos texturais.

A trama textural predominante é subofítica definida por ripas de plagioclásio parcialmente inclusas em cristais de clinopiroxênio (fig. 12). Localmente, pode-se observar o intercrescimento entre quartzo e álcali-feldspato, definindo uma textura granofírica.

Em outros litotipos observa-se um arranjo textural composto por duas populações de tamanhos distintos de minerais, onde fenocristais de minerais maiores ocorrem imersos em uma matriz com arranjo subofítico a ofítico, definindo assim um arranjo porfirítico com fenocristais com mais de 3cm (fig. 13).

Apresentam-se como minerais essenciais plagioclásios e clinopiroxênios com 45-60% e 30-45% da proporção total da rocha, respectivamente. Minerais opacos ocorrem como minerais varietais, com cerca de 7-10% do total da rocha. Apatitas por sua vez apresentam-se como minerais acessórios, com cerca de 1%. Argilo-minerais, carbonatos, sericitas, anfibólios, biotitas e cloritas ocorrem como minerais secundários.

Os cristais de plagioclásio são do tipo labradorita (compatíveis com os resultados obtidos na de análise de *mev*), raramente andesina ( $An_{48-63}$ ), ocorre como cristais inequigranulares, subedrais, com cerca de 1 a 4mm em seu eixo maior, com exceção das rochas porfiríticas, onde os plagioclásios podem ter até mais de 4mm em seu eixo maior. Apresentam maclamentos albita, albita-carlsbad e carlsbad. Observam-se ainda nestes minerais, em diferentes intensidades os processos de sericitização e saussuritização.

O clinopiroxênio é do tipo pigeonita, ocorre como cristais inequigranulares, subedrais a anedrais, com cerca de 1,5 a 4mm em seu eixo maior, sem pleocroísmo

e moderadamente fraturados. Seu ângulo de extinção é de aproximadamente 30°, sua birrefringência média ( $\delta$ ) varia entre 0,020-0,049, enquanto seu ângulo  $2v$  é de aproximadamente 40° e seu sinal ótico positivo. Em diferentes intensidades, apresentam-se alterados por anfibólitos do tipo hornblenda, actinolita, biotita e cloritas.

Minerais opacos por sua vez, ocorrem como cristais inequigranulares, subedrais a anedrais e podem chegar até 3mm. Com auxílio de *mev* foram identificadas magnetita, ilmenita e calcocita (fig. 14). Os cristais de magnetita comumente apresentam lamelas de exsolução de ilmenita (fig. 15) e por vezes apresentam-se intercrescidas (fig. 16)

- OLIVINA-DIABÁSIO

São rochas plutônicas, cuja granulação predominantemente é média (1-5mm) ocorrendo porém rochas deste litotipo de granulação grossa (>5mm). O arranjo textural predominante é ofítico variando a subofítico e como nos diabásios, localmente se ocorrem feições de intercrescimento granofírico (fig. 17).

Como minerais essenciais ocorrem plagioclásios e clinopiroxênios com 40-50% e 30-45% da proporção total da rocha, respectivamente. Olivinas e minerais opacos ocorrem como varietais, com cerca de 2-3% e 4-10% do total da rocha, respectivamente. Apatitas por sua vez apresentam-se como minerais acessórios, com cerca de 1%. Carbonatos, sericitas, anfibólitos, biotitas, cloritas, serpentinas e iddingsitas ocorrem como minerais secundários.

Os cristais de plagioclásio são do tipo labradorita (também confirmados em análises de *mev*), raramente andesina ( $An_{52-54}$ ), ocorre como cristais inequigranulares, subedrais, com cerca de 2 a 4mm em seu eixo maior. Apresentam maclamentos albita, albita-carlsbad e carlsbad. Observam-se ainda em diferentes intensidades os processos de sericitização e saussuritização nestes minerais.

Semelhante aos litotipo anterior o clinopiroxênio é do tipo pigeonita, ocorre como cristais inequigranulares, subedrais a anedrais, com cerca de 2 a 3mm em seu eixo maior, sem pleocroísmo e moderadamente fraturados. Seu ângulo de extinção de aproximadamente 30°, sua birrefringência média ( $\delta$ ) varia entre 0,021-0,048, seu ângulo  $2v$  é de aproximadamente 40° e seu sinal ótico positivo. Em diferentes intensidades, apresentam-se alterados por anfibólitos do tipo hornblenda, actinolita, biotita e clorita.

Já os minerais opacos ocorrem como cristais inequigranulares, subedrais a anedrais e podem chegar até 2mm, frequentemente associados a piroxênios e olivinas. Com auxílio de *mev* foram identificadas magnetitas com exsoluções de ilmenitas.

A olivina (com auxílio de *mev*) foi caracterizada como faialita e ocorre como cristais inequigranulares, anédricos, com cerca de 1mm em seu eixo maior, sem pleocroísmo e moderadamente a fortemente fraturados. Sua extinção é reta e sua birrefringência média ( $\delta$ ) varia entre aproximadamente 0,023-0,049. Apresenta-se moderadamente a fortemente alterada para serpentina e iddingsita (fig. 18).

- OLIVINA – BASALTO

São rochas de granulação fina (<1mm). A trama textural predominante é composta por duas populações de tamanhos distintos de minerais, onde fenocristais de minerais maiores de plagioclásio (fig. 19) ocorrem imersos em uma matriz composta de fina granulação, definindo assim um arranjo porfirítico. Por vezes, os fenocristais ocorrem como aglomerações, definindo assim uma textura glomeroporfirítica (fig. 20). A proporção entre fenocristais e matriz é de 7% e 93% respectivamente.

Na matriz, o arranjo textural observado é composto por grânulos de clinopiroxênio e minerais opacos dispostos entre micrólitos de plagioclásios, definindo uma textura intergranular. Por vezes, o espaço entre micrólitos de plagioclásio é preenchido por um material desvitrificado, de coloração escura, definindo assim uma textura intersetal (fig. 21).

Como minerais essenciais ocorrem plagioclásios e clinopiroxênios com 50% e 44% da proporção total da rocha, respectivamente. Olivinas e minerais opacos ocorrem como varietais, com 4% e 2% do total da rocha, respectivamente. Apatitas por sua vez apresentam-se como minerais acessórios, com cerca de 1%. Carbonatos, sericitas, anfibólios, biotitas, cloritas, serpentinas e iddingsitas ocorrem como minerais secundários.

O plagioclásio ocorre como cristais inequigranulares. Os fenocristais deste mineral podem chegar até 1mm em seu eixo maior. Apresentam maclamentos albita, albita-carlsbad e carlsbad. Observa-se ainda em diferentes intensidades o processo de sericitização nestes minerais.

O clinopiroxênio é do tipo pigeonita e ocorre como cristais inequigranulares, anedrais, com cerca de 0,5mm em seu eixo maior, sem pleocroísmo, moderadamente fraturado e com maclamento simples. Seu ângulo de extinção tem aproximadamente  $40^\circ$ , e sua birrefringência média é de aproximadamente -0,037. Seu ângulo  $2v$  é de aproximadamente  $40^\circ$  e seu sinal ótico é positivo. Em diferentes intensidades, apresentam-se alterados para anfibólios e clorita.

Os minerais opacos ocorrem como cristais inequigranulares e anedrais frequentemente associados a piroxênios na matriz da rocha. Com auxílio de *mev* foram identificadas magnetitas com exsoluções de ilmenitas.

A olivina por sua vez, é do tipo faialita, ocorre como cristais inequigranulares, anédricos, com cerca de 0,5-1mm em seu eixo maior, sem pleocroísmo e moderadamente a fortemente fraturados. Sua extinção é reta e sua birrefringência média ( $\delta$ ) é de aproximadamente de 0,040. Apresenta-se moderadamente a fortemente alterada para serpentina e iddingsita.

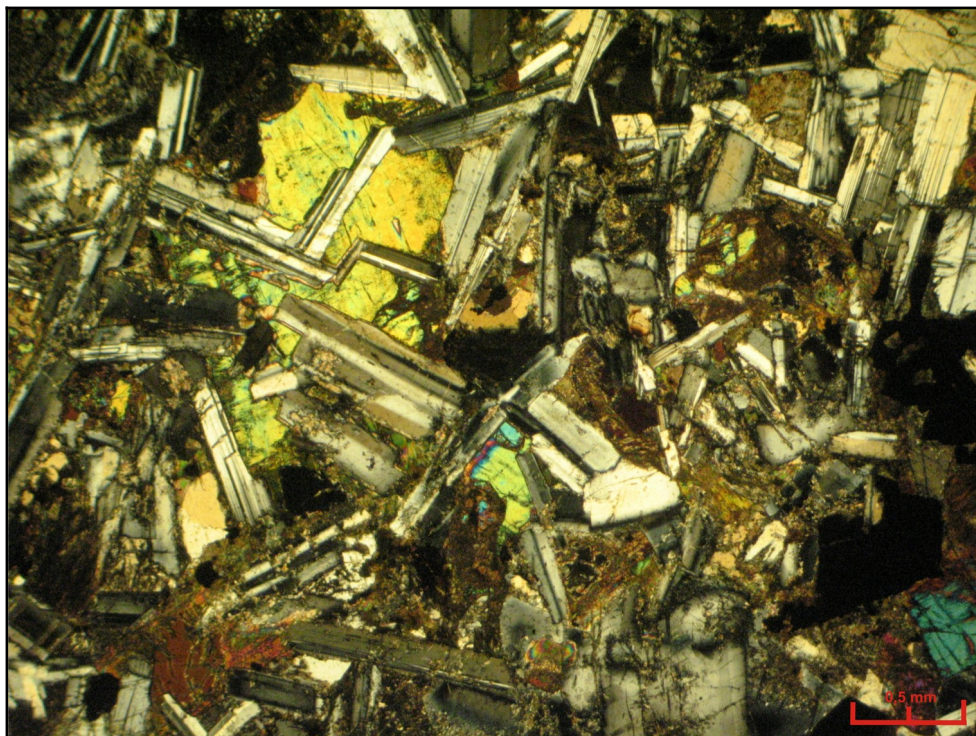


Fig. 12 – Fotomicrografia mostrando o arranjo textural subofítico a ofítico em diabásio. Objetiva 2,5x; Nx. Ponto AT-2008-ASD/AS-10-A.

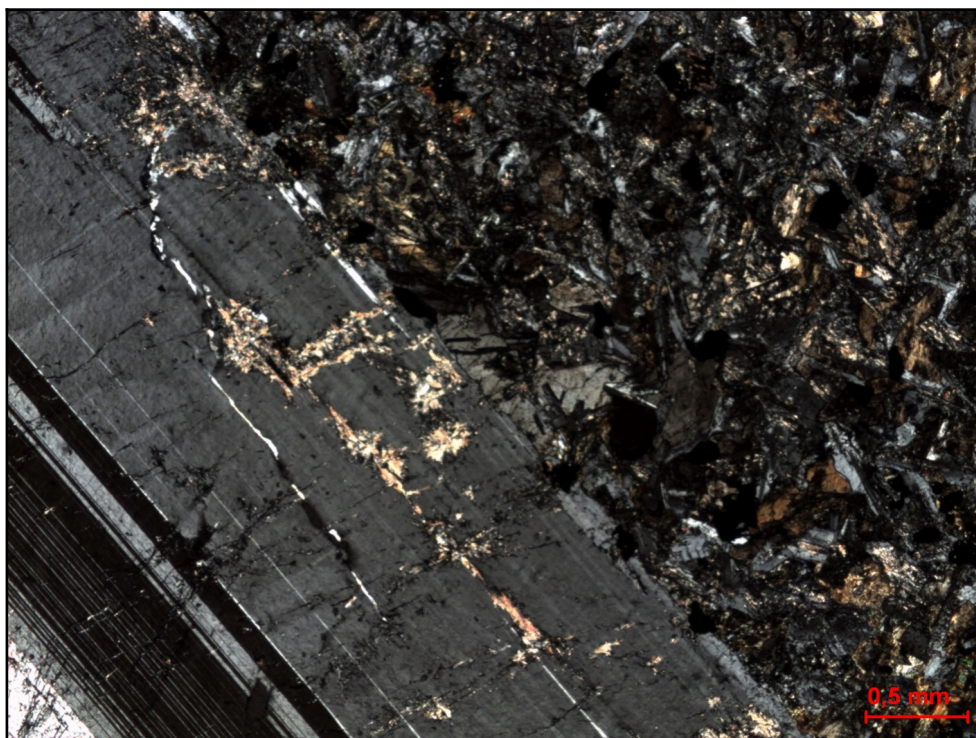


Fig. 13 – Fotomicrografia mostrando o arranjo textural porfírico em diabásio, com destaque para fenocristais de plagioclásios com mais de 4mm em seu eixo imersos em matriz de trama subofítica a ofítica. Objetiva 2,5x; Nx. Ponto AT-2009-RSN-11.

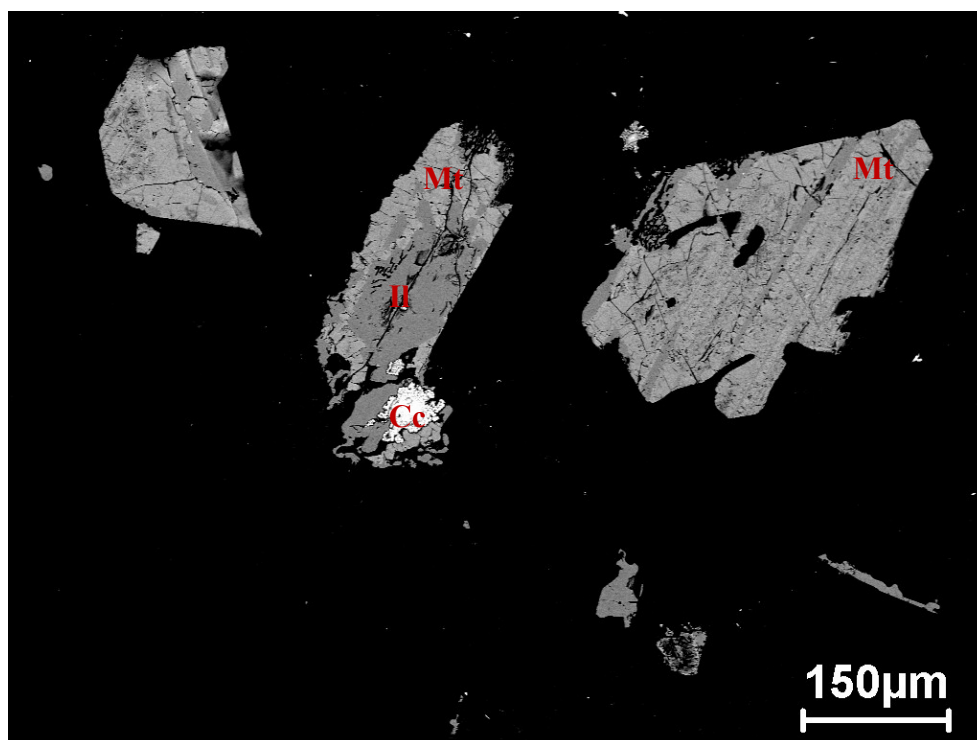


Fig. 14 – Imagem de elétrons retroespalhados de cristais subédricos de magnetitas, ilmenitas e calcocitas. Ponto AT-2008-ASD/AS-15-A.

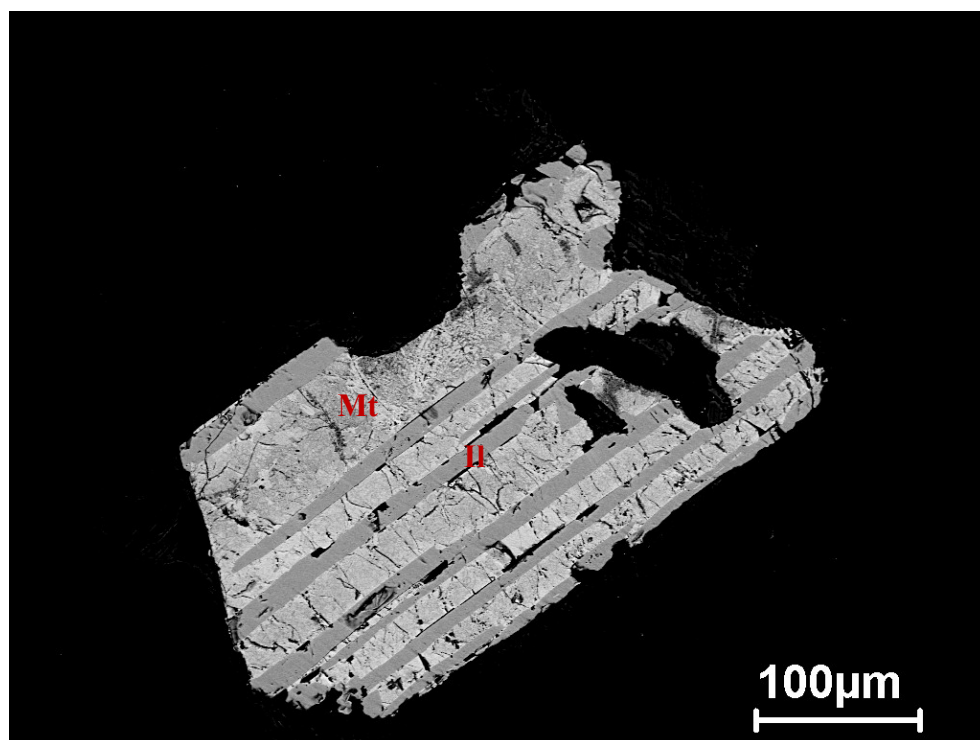


Fig. 15 - Imagem de elétrons retroespalhados de cristais subédricos de magnetita com lamelas de exsolução de ilmenita. Ponto AT-2008-ASD/AS-10-A.

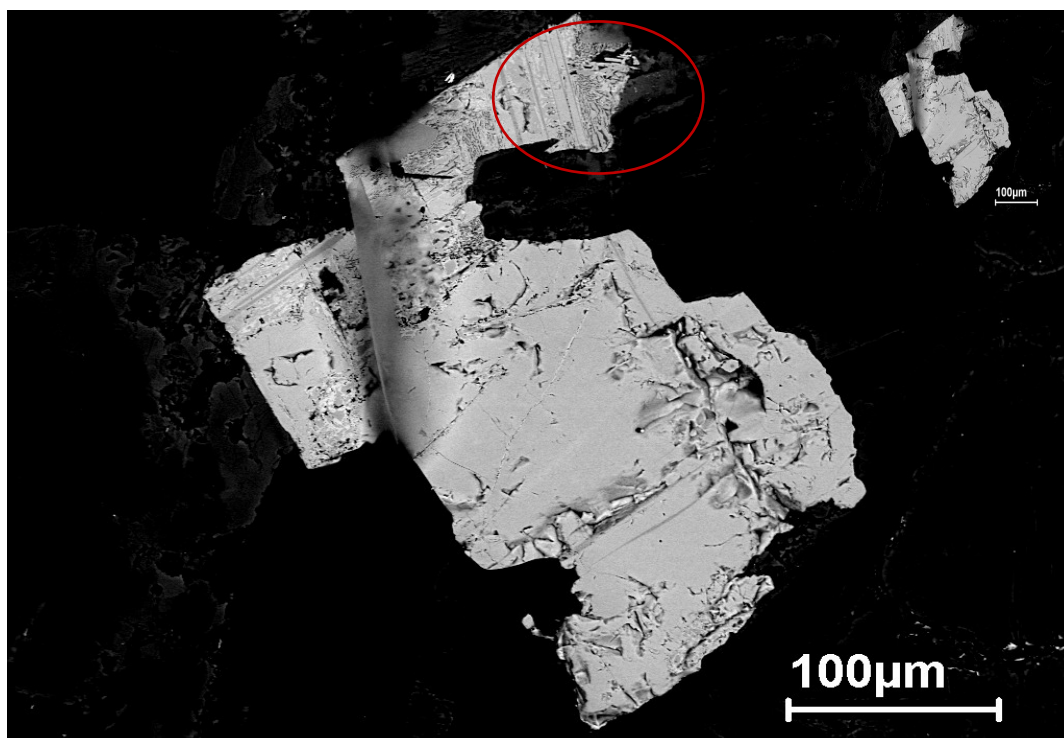


Fig. 16 - Imagem de elétrons retroespalhados mostrando feições de intercrescimento (círculo vermelho) entre magnetita e ilmenita. Ponto AT-2008-ASD/AS-12.

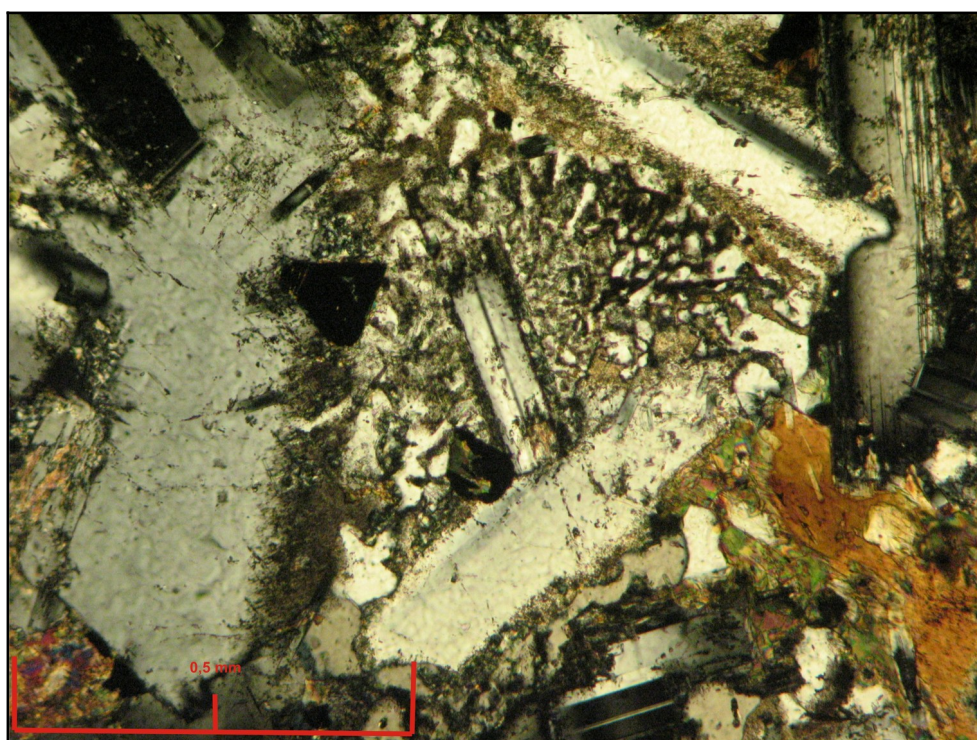


Fig. 17 – Fotomicrografia mostrando a textura granofíbrica entre quartzo e K-feldspato. Objetiva 10x; Nx. Ponto AT-2008-ASD/AS-04.

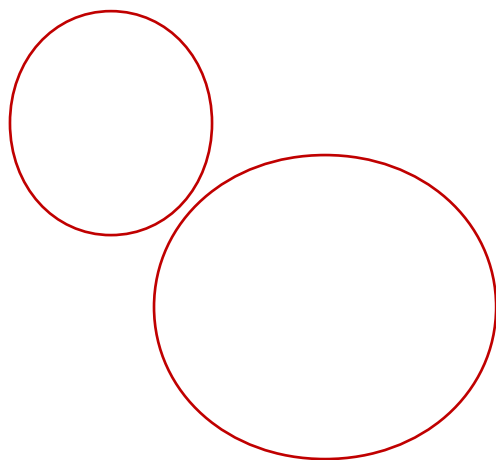


Fig. 18 – Fotomicrografia mostrando cristais de olivina (círculo vermelho) fortemente alterados para iddingsita e serpentina em olivina diabásio. 2,5x; N//. Ponto AT-2008-ASD/AS-02.



Fig. 19 – Fotomicrografia mostrando o aspecto textural porfirítico em olivina-basalto. A massa escura entre micrólitos de piroxênios na matriz corresponde a material desvitrificado. Objetiva 2,5x; Nx. Ponto AT-2008-ASD/AS-15-B.



Fig. 20 – Fotomicrografia mostrando detalhe do arranjo textural glomeroporfírico em olivina-basalto. 2,5x; Nx. Ponto AT-2008-ASD/AS-15-B.



Fig. 21 – Fotomicrografia mostrando micrólitos de plagioclásio imersos em matriz desvitrificada (coloração escura). 2,5x. N//. Ponto AT-2008-ASD/AS-15-B.

#### 4.2.1 Análise textural

As rochas máficas mesozóicas da região de Monte Alegre mostram múltiplos aspectos texturais intrínsecos ao processo de consolidação do magma gerador das mesmas. Serão considerados aqui essencialmente, o tamanho absoluto dos minerais (granulação), grau de cristalinidade e visibilidade, além do arranjo textural das rochas. Os diabásios, incluindo os olivina-diabásios, predominantes na área de estudo, têm em geral granulação média e grossa, holocristalinas, faneríticas a porfíricas, sendo as faneríticas dominantes.

As tramas texturais nestes litotipos são variadas, sendo as comuns em todas as rochas observadas, as texturas subofítica e ofítica, onde plagioclásios ripiformes, dispostos randomicamente são envolvidos de forma parcial ou total, por cristais maiores de clinopiroxênio. Também é comum o arranjo intergranular definido por grânulos de clinopiroxênio, raramente olivina e minerais opacos dispostos entre ripas de plagioclásios. Intercrescimento entre quartzo e álcali-feldspato definindo uma textura granofírica ocorre frequentemente, algumas vezes apresentando um aspecto radiado.

As relações de inclusão parcial ou total das texturas subofítica e ofítica, respectivamente revelam diferentes hipóteses a cerca da nucleação e crescimento de minerais que ocorrem de forma intercrescida, como labradorita e pigeonita nas rochas estudadas.

A interpretação mais comum acerca destes arranjos texturais considera que a nucleação e o crescimento dos minerais envolvidos ocorram primeiramente para o mineral hospedeiro e posteriormente para o hospedado, ou seja, no caso dos diabásios estudados, os plagioclásios se formam antes dos clinopiroxênios. Porém, modelos interpretativos mais recentes afirmam que as relações de inclusão nem sempre estão ligadas exclusivamente a ordem em que os minerais são envolvidos.

Alguns destes modelos afirmam que os minerais intercrescidos podem se cristalizar juntos na curva dos sólidos, tendo mesmo ponto eutético e assim as relações de inclusão podem estar associadas a processos de nucleação e crescimento mais intensos dos minerais hospedeiros do que hospedados (VERNON, 2004).

Apesar de não haver um controle preciso da relação arranjos texturais e profundidade dos corpos básicos, tendo em vista que em campo, na maioria das

vezes não foi possível observar relações de contato diretas com suas encaixantes, é plausível que estas feições texturais, em geral desenvolvidas em rochas de granulação grossa (em alguns casos, média), estejam associadas a condições de resfriamento lento das intrusões desenvolvidas em maior profundidade crustal, ou nas porções centrais de corpos intrusivos de grande espessura, sendo esta última a hipótese mais provável, tendo em vista que as rochas estudadas foram formadas em ambiente subvulcânico.

O arranjo intergranular por sua vez, resulta da abundante nucleação de diversas fases cristalinas, combinada a uma taxa de crescimento suficientemente intensa para o consumo de todo líquido, em condições de intenso subresfriamento (WERNICK, 2003). Assim, esta feição textural, associada em geral a rochas de granulação média, representa uma condição de resfriamento mais rápida, em relação aos diabásios com granulação grossa e trama subofítica-ofítica, próximo da superfície ou da região de contato com suas encaixantes.

A textura de intercrescimento granofírico, comum em rochas básicas representa um estágio de cristalização rápida ocorrido em geral após o consumo de grande parte do líquido e por isso ocupa interstícios entre os demais minerais já cristalizados (VERNON, op. cit.). O crescimento e a difusão da textura granofírica está ligada a existência de outras formas intercrescidas, como as feições ofítica e subofítica. Estas duas últimas texturas ocasionam uma lenta difusão de Al durante o crescimento de feldspatos, além de um acréscimo de Si. Este processo ocasiona posteriormente um esgotamento de Si e saturação do feldspato, surgindo desta forma uma precipitação rítmica de Si e feldspato, caracterizando o intercrescimento granofírico (VERNON, op. cit.).

Quanto aos olivina-basaltos, litotipo menos abundante, apresentam granulação fina, são hipocristalinos e porfiríticos com cerca de 10% de fenocristais e 90% de matriz. O arranjo textural neste caso formado por aglomerações de fenocristais de olivina e plagioclásio, em conjunto com uma matriz de fina granulação que apresenta uma trama intergranular a intersetal. Acerca dos aspectos genéticos envolvidos na formação destas rochas, Cox e Bell (1979) afirmam que a assembléia de fenocristais presentes nestas rochas é idealmente definida como grupo de fase sólida gerado precocemente em condições subvulcânicas e que permaneceu em equilíbrio com a fase líquida após o estágio de resfriamento rápido,

em ambiente superficial, gerando a matriz de granulação fina, acompanhada de uma fase vítrea.

Desta forma, analisando todos estes aspectos texturais e os fatores genéticos envolvidos no seu desenvolvimento, considera-se que o magma básico gerador das rochas de estudo foi consolidado em três etapas progressivamente mais rápidas. Na primeira etapa foram desenvolvidas as feições subofítica e ofítica, com grandes cristais de clinopiroxênio, em rochas de granulação grossa. A segunda etapa é caracterizada por uma granulação média e com um arranjo intergranular. Por fim, minerais remanescentes destas duas últimas etapas são submetidos a um novo resfriamento, gerando populações distintas de minerais que refletem um momento de cristalização lento, seguido de estágio de resfriamento rápido gerando rochas porfíricas e granulação fina, cristalizadas nas proximidades do contato com as encaixantes.

### 4.3 ASPECTOS GEOQUÍMICOS

A análise geoquímica foi realizada em doze amostras designadas a partir da análise petrográfica como diabásios e olivina-diabásios. Os resultados obtidos foram lançados em diagramas de classificação, variação e de discriminação geotectônica.

No entanto, antes das discussões a cerca das análises é necessário considerar alguns aspectos importantes destas rochas. Analisando os dados geoquímicos (tabela 02), verifica-se que os valores de perda ao fogo (LOI) das amostras analisadas, a temperatura de 1000°C é baixo (inferiores ou igual a 1%). Outro aspecto relevante é o teor superior de  $Fe^{+3}$  em relação ao  $Fe^{+2}$ , demonstrando que estas rochas sofreram processos de oxidação, mesmo tendo sido realizada uma amostragem de rochas frescas. Porém, em grande parte dos diagramas utilizados são os teores de  $Fe^{+2}$ , obtidos por titulação, cujos procedimentos estão descritos no capítulo de atividades e metodologias, buscando reduzir erros ligados a alterações intempéricas ou até mesmo de contaminação na fase de preparação de amostras.

Para a classificação foram usados diversos diagramas. No diagrama TAS a partir da relação álcalis ( $Na_2O+K_2O$ ) *versus* sílica ( $SiO_2$ ) é possível observar que a maioria das amostras localizam-se no campo de basaltos, com concentrações de sílica variando de 47,40% a 48,44% e álcalis entre 2,93% a 3,31%. Algumas das amostras, no entanto, com concentrações de sílica um pouco maiores variando de 50,62% a 52,64% e álcalis entre 3,27% a 3,74 encontram-se no campo de basaltos andesíticos ou próximo deste campo (fig.22 A-B). Os dados obtidos e lançados em um diagrama do tipo  $R1 \times R2$  ( $R1 = 4Si - 11(Na+K) - 2(Fe+Ti)$ ;  $R2 = 6Ca + 2Mg + Al$ ), também mostram a distribuição das amostras nos campos de basaltos andesíticos e basaltos (fig. 23). A partir destes diagramas também nota-se que as rochas estudadas integram-se em uma série única subalcalina toleítica.

No diagrama A ( $Na_2O+K_2O$ ) : F ( $FeO_{total}$ ) : M (MgO), onde as amostras estão dispostas acima da curva de Irvine e Baragar (1971) é ratificada a afinidade toleítica destas rochas já demonstrada nos diagramas de classificação (fig. 24). Esta afinidade é coerente com a composição mineralógica modal, dada a presença de pigeonita e labradorita, determinadas na análise petrográfica, bem como a composição mineralógica normativa, devido a ocorrência de quartzo e piroxênio e da ausência de olivina e nefelina.

No diagrama  $Fe_{total}+Ti : Al : Mg$  observa-se a distribuição das amostras no campo de basaltos toleíticos, no qual as amostras dispõem-se ao longo das subdivisões de basaltos toleíticos ricos em Fe, onde as amostras apresentam teores (fig.25) com teores elevados de  $Fe_{total}+Ti$ , quando comparadas aos basaltos toleíticos ricos em Mg, onde as amostras possuem teores mais elevados Mg (6.04%-6.32%) quando comparados ao grupo de basalto rico em Fe.

e menores de  $Fe_{total}+Ti$ . Em diagramas envolvendo elementos maiores e traços, como  $Zr/TiO_2$  versus  $SiO_2$  e  $Nb/Y$  versus  $Zr/TiO_2$  também é notável a concentração predominante das amostras no campo de basaltos toleíticos (fig. 26).

A partir dos diagramas de Harker (fig. 27) observa-se alinhamentos que indicam teores decrescentes de  $Fe_2O_3$ ,  $TiO_2$  e  $MgO$  em relação as rochas de estudo enquanto que em relação aos óxidos de Al, Ca e Na os alinhamentos indicam teores crescentes.

Tabela 2- A: Análise química dos elementos maiores e traços do Diabásio Penatecaua.

AT/2008-ASD/AS-04AT/2008-ASD/AS-06AT/2008-ASD/AS-09AT/2008-ASD/AS-10AT/2008-ASD/AS-12AT/2008-ASD/AS-

15	SiO <sub>2</sub>	48.44	52.63	50.62	52.64	47.40	47.76	TiO <sub>2</sub>	2.73	1.16	2.36	1.21	3.80	4.03	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.03	13.91	13.67	13.88	
11.92	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.52	11.52	15.02	11.97	18.35	18.03	MnO	0.22	0.17	0.21	0.18	0.25	0.24	MgO	5.47	6.32	4.39	6.04	
5.89	aO	9.62	10.06	8.61	9.62	8.93	8.98	Na <sub>2</sub> O	2.58	2.29	2.97	2.51	2.37	2.55	K <sub>2</sub> O	0.53	0.71	0.77	0.76	
0.56	0.67	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.27	0.10	0.14	0.39	0.44	LOI	0.20	0.80	0.70	0.80	0.20	Total	99.64	99.73	99.66	99.71	99.59	
9.60	Rb	13.82	22.02	0.12	3.81	8.51	9.02	Ta	0.80	0.41	0.40	0.41	0.51	Nb	11.56	22.57	6.82	0.72	1.5Zr	
177.91	0.10	188.41	0.28	9.9Y	38.82	5.03	8.42	4.85	1.05	5.0Th	1.52	5.32	2.32	3U	0.40	0.61	1.06	0.70	0.7Cr	
100.54	6.33	5.54	6.12	0.67	7Ni	38.11	4.71	3.71	2.73	5.92	2.4V	58.33	2.7Ce	33.59	25.88	La	13.91	11.52	6.41	
11.62	0.92	2.7Ce	35.62	7.45	7.92	7.05	4.75	9.6Pr	5.21	3.51	7.22	3.45	7.78	4.6Nd	24.81	5.92	9.41	5.33	6.14	
0.1Sm	6.63	3.70	6.92	3.10	1.5Eu	2.26	1.19	2.09	1.20	2.91	3.13	1.3Gd	7.60	4.24	7.12	4.26	10.14	11.23	1.73	
1.90	Dy	7.22	34.41	9.75	10.56	Ho	1.44	0.87	1.37	0.89	1.80	2.08	Er	4.04	2.51	3.85	2.51	1.25	0.60	
0.58	0.38	0.58	0.37	0.70	0.79	2.36	3.76	2.33	4.14	0.85	Lu	0.52	0.37	0.54	0.35	0.66	0.72	5.32	6.50	3.08
0.59	0.3Pb	1.82	12.62	22.80	8W	56.65	0.22	3.34	4.14	0.85	Lu	0.52	0.37	0.54	0.35	0.66	0.72	5.32	6.50	3.08
0.59	0.3Pb	1.82	12.62	22.80	8W	56.65	0.22	3.34	4.14	0.85	Lu	0.52	0.37	0.54	0.35	0.66	0.72	5.32	6.50	3.08
0.59	0.3Pb	1.82	12.62	22.80	8W	56.65	0.22	3.34	4.14	0.85	Lu	0.52	0.37	0.54	0.35	0.66	0.72	5.32	6.50	3.08
0.59	0.3Pb	1.82	12.62	22.80	8W	56.65	0.22	3.34	4.14	0.85	Lu	0.52	0.37	0.54	0.35	0.66	0.72	5.32	6.50	3.08
0.59	0.3Pb	1.82	12.62	22.80	8W	56.65	0.22	3.34	4.14	0.85	Lu	0.52	0.37	0.54	0.35	0.66	0.72	5.32	6.50	3.08
0.59	0.3Pb	1.82	12.62	22.80	8W	56.65	0.22	3.34	4.14	0.85	Lu	0.52	0.37	0.54	0.35	0.66	0.72	5.32	6.50	3.08
0.59	0.3Pb	1.82	12.62	22.80	8W	56.65	0.22	3.34	4.14	0.85	Lu	0.52	0.37	0.54	0.35	0.66	0.72	5.32	6.50	3.08
0.59	0.3Pb	1.82	12.62	22.80	8W	56.65	0.22	3.34	4.14	0.85	Lu	0.52	0.37	0.54	0.35	0.66	0.72	5.32	6.50	3.08
0.59	0.3Pb	1.82	12.62	22.80	8W	56.65	0.22	3.34	4.14	0.85	Lu	0.52	0.37	0.54	0.35	0.66	0.72	5.32	6.50	3.08
0.59	0.3Pb	1.82	12.62	22.80	8W	56.65	0.22	3.34	4.14	0.85	Lu	0.52	0.37	0.54	0.35	0.66	0.72	5.32	6.50	3.08
0.59	0.3Pb	1.82	12.62	22.80	8W	56.65	0.22	3.34	4.14	0.85	Lu	0.52	0.37	0.54	0.35	0.66	0.72	5.32	6.50	3.08
0.59	0.3Pb	1.82	12.62	22.80	8W	56.65	0.22	3.34	4.14	0.85	Lu	0.52	0.37	0.54	0.35	0.66	0.72	5.32	6.50	3.08
0.59	0.3Pb	1.82	12.62	22.80	8W	56.65	0.22	3.34	4.14	0.85	Lu	0.52	0.37	0.54	0.35	0.66	0.72	5.32	6.50	3.08
0.59	0.3Pb	1.82	12.62	22.80	8W	56.65	0.22	3.34	4.14	0.85	Lu	0.52	0.37	0.54	0.35	0.66	0.72	5.32	6.50	3.08
0.59	0.3Pb	1.82	12.62	22.80	8W	56.65	0.22	3.34	4.14	0.85	Lu	0.52	0.37	0.54	0.35	0.66	0.72	5.32	6.50	3.08
0.59	0.3Pb	1.82	12.62	22.80	8W	56.65	0.22	3.34	4.14	0.85	Lu	0.52	0.37	0.54	0.35	0.66	0.72	5.32	6.50	3.08
0.59	0.3Pb	1.82	12.62	22.80	8W	56.65	0.22	3.34	4.14	0.85	Lu	0.52	0.37	0.54	0.35	0.66	0.72	5.32	6.50	3.08
0.59	0.3Pb	1.82	12.62	22.80	8W	56.65	0.22	3.34	4.14	0.85	Lu	0.52	0.37	0.54	0.35	0.66	0.72	5.32	6.50	3.08
0.59	0.3Pb	1.82	12.62	22.80	8W	56.65	0.22	3.34	4.14	0.85	Lu	0.52	0.37	0.54	0.35	0.66	0.72	5.32	6.50	3.08
0.59	0.3Pb	1.82	12.62	22.80	8W	56.65	0.22	3.34	4.14	0.85	Lu	0.52	0.37	0.54	0.35	0.66	0.72	5.32	6.50	3.08
0.59	0.3Pb	1.82	12.62	22.80	8W	56.65	0.22	3.34	4.14	0.85	Lu	0.52	0.37	0.54	0.35	0.66	0.72	5.32	6.50	3.08
0.59	0.3Pb	1.82	12.62	22.80	8W	56.65	0.22	3.34	4.14	0.85	Lu	0.52	0.37	0.54	0.35	0.66	0.72	5.32	6.50	3.08
0.59	0.3Pb	1.82	12.62	22.80	8W	56.65	0.22	3.34	4.14	0.85	Lu	0.52	0.37	0.54	0.35	0.66	0.72	5.32	6.50	3.08
0.59	0.3Pb	1.82	12.62	22.80	8W	56.65	0.22	3.34	4.14	0.85	Lu	0.52	0.37	0.54	0.35	0.66	0.72	5.32	6.50	3.08
0.59	0.3Pb	1.82	12.62	22.80	8W	56.65	0.22	3.34	4.14	0.85	Lu	0.52	0.37	0.54	0.35	0.66	0.72	5.32	6.50	3.08
0.59	0.3Pb	1.82	12.62	22.80	8W	56.65	0.22	3.34	4.14	0.85	Lu	0.52	0.37	0.54	0.35	0.66	0.72	5.32	6.50	3.08
0.59	0.3Pb	1.82	12.62	22.80	8W	56.65	0.22	3.34	4.14	0.85	Lu	0.52	0.37	0.54	0.35	0.66	0.72	5.32	6.50	3.08
0.59	0.3Pb	1.82	12.62	22.80	8W	56.65	0.22	3.34	4.14	0.85	Lu	0.52	0.37	0.54	0.35	0.66	0.72	5.32	6.50	3.08
0.59	0.3Pb	1.82	12.62	22.80	8W	56.65	0.22	3.34	4.14	0.85	Lu	0.52	0.37	0.54	0.35	0.66	0.72	5.32	6.50	3.08
0.59	0.3Pb	1.82	12.62	22.80	8W	56.65	0.22	3.34	4.14	0.85	Lu	0.52	0.37	0.54	0.35	0.66	0.72	5.32	6.50	3.08
0.59	0.3Pb	1.82	12.62	22.80	8W	56.65	0.22	3.34	4.14	0.85	Lu	0.52	0.37	0.54	0.35	0.66	0.72	5.32	6.50	3.08
0.59	0.3Pb	1.82	12.62	22.80	8W	56.65	0.22	3.34	4.14	0.85	Lu	0.52	0.37	0.54	0.35	0.66	0.72	5.32	6.50	3.08
0.59	0.3Pb	1.82	12.62	22.80	8W	56.65	0.22	3.34	4.14	0.85	Lu	0.52	0.37	0.54	0.35	0.66	0.72	5.32	6.50	3.08
0.59	0.3Pb	1.82	12.62	22.80	8W	56.65	0.22	3.34	4.14	0.85	Lu	0.52	0.37	0.54	0.35	0.66	0.72	5.32	6.50	3.08
0.59	0.3Pb	1.82	12.62	22.80	8W	56.65	0.22	3.34	4.14	0.85	Lu	0.52	0.37	0.54	0.35	0.66	0.72	5.32	6.50	3.08
0.59	0.3Pb	1.82	12.62	22.80	8W	56.65	0.22	3.34	4.14	0.85	Lu	0.52	0.37	0.54	0.35	0.66	0.72	5.32	6.50	3.08
0.59	0.3Pb	1.82	12.62	22.80	8W	56.65	0.22	3.34	4.14	0.85	Lu	0.52	0.37	0.54	0.35	0.66	0.72	5.32	6.50	3.08
0.59	0.3Pb	1.82	12.62	22.80	8W	56.65	0.22	3.34	4.14	0.85	Lu	0.52	0.37	0.54	0.35	0.66	0.72	5.32	6.50	3.08
0.59	0.3Pb	1.82	12.62	22.80	8W	56.65	0.22	3.34	4.14	0.85	Lu	0.52	0.37	0.54	0.35	0.66	0.72	5.32	6.50	3.08
0.59	0.3Pb	1.82	12.62	22.80	8W	56.65	0.22	3.34	4.14	0.85	Lu	0.52	0.37	0.54	0.35	0.66	0.72	5.32	6.50	3.08
0.59	0.3Pb	1.82	12.62	22.80	8W	56.65	0.22	3.34	4.14	0.85	Lu	0.52	0.37	0.54	0.35	0.66	0.72	5.32	6.50	3.08
0.59	0.3Pb	1.82	12.62	22.80	8W	56.65	0.22	3.34	4.14	0.85	Lu	0.52	0.37	0.54	0.35	0.66	0.72	5.32	6.50	3.08
0.59	0.3Pb	1.82	12.62	22.80	8W	56.65	0.22	3.34	4.14	0.85	Lu	0.52	0.37	0.54	0.35	0.66	0.72	5.32	6.50	3.08
0.59	0.3Pb	1.82	12.62	22.80	8W	56.65	0.22	3.34	4.14	0.85	Lu	0.52	0.37	0.54	0.35	0.66	0.72	5.32	6.50	3.08
0.59	0.3Pb	1.82	12.62	22.80	8W	56.65	0.22	3.34	4.14	0.85	Lu	0.52	0.37	0.54	0.35	0.66	0.72	5.32	6.50	3.08
0.59	0.3Pb	1.82	12.62	22.80	8W	56.65	0.22	3.34	4.14	0.85										

Tabela 2- B: Análise química dos elementos maiores e traços do Diabásio Penatecaua.

AT/2008-ASD/AS-3BAT/2009-RSN-05AT/2009-RSN-07AT/2009-RSN-15AT/2009-RSN-16AT/2009-RSN-

19 SiO<sub>2</sub> 47.9048.6649.1452.3852.6552.33TiO<sub>2</sub> 2.551.951.931.121.211.22Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 14.7314.3  
 314.4913.7114.0514.34Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 14.8514.2412.8611.6011.7711.98MnO 0.210.210.220.180.18  
 0.19MgO 5.316.425.936.816.285.91CaO 9.479.9110.2710.019.749.58Na<sub>2</sub>O 2.702.452.742.2  
 42.382.39K<sub>2</sub>O 0.610.580.740.810.830.92P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0.310.210.220.120.140.16LOI 1.00.71.10.70.5  
 0.7Total 99.6899.6899.7099.7399.7399.71Rb 16.016.421.326.226.627.3Sr 292.0286.2240.0  
 203.6214.3210.7Ta 0.90.60.50.30.40.3Nb 15.111.410.75.76.16.3Zr 185.8133.9119.396.2104  
 .3103.4Y 37.329.327.822.024.224.3Th  
 1.72.01.62.42.32.7U 0.50.60.50.50.70.6Cr 100190160403020Ni 33.110270646155V 3564194  
 29303318321La 15.814.012.710.311.611.7Ce  
 40.733.731.124.227.126.5Pr 5.804.364.113.103.423.35Nd 27.019.819.014.415.714.3Sm 7.0  
 54.834.723.293.573.59Eu 2.271.641.621.111.171.19Gd 7.475.595.223.834.134.07Tb 1.270.  
 920.890.660.710.72Dy 6.894.995.093.754.054.26Ho 1.411.101.040.820.890.88Er 3.713.122.  
 912.302.452.49Tm 0.520.430.410.340.380.36Yb 3.232.682.552.182.292.25Lu 0.480.390.380  
 .320.350.35Hf 5.43.63.62.72.93.0Pb 55.73.91.56.74.25.4W 46.3<0.5<0.50.6<0.5<0.5Mo 0.70.  
 30.20.30.20.3Co 52.350.942.544.544.141.0Sc 323539393737Cu 344.3212.0224.0133.4116.  
 0150.6Ga 21.719.819.716.117.316.8Zn 919059494454Cs 1.650.942.544.544.141.0

	AT/2008- ASD/AS-04	AT/2008- ASD/AS-06	AT/2008- ASD/AS-09	AT/2008- ASD/AS-10	AT/2008- ASD/AS-12	AT/2008- ASD/AS-15
Qtz	6,62	8,57	7,75	8,87	6,54	5,58
Or	2,84	3,92	4,18	4,21	2,92	3,46
Ab	19,75	18,06	23,04	19,88	17,68	18,81
An	20,27	23,83	19,89	22,72	16,63	16,64
Di	17,51	14,11	16,82	16,36	16,2	13,29
Hy	10,19	6,3	8,81	9,27	8,58	12,98
Mt	21,69	15,59	19,99	16,26	23,48	22,81
Il	4,7	2,06	4,12	2,15	6,37	6,68
Ap	0,53	0,29	0,62	0,29	0,75	0,84
Total	100	100	100	100	100	100
	AT/2008- ASD/AS-3B	AT/2009- RSN-05	AT/2009- RSN-07	AT/2009- RSN-15	AT/2009- RSN-16	AT/2009- RSN-19
Qtz	4,76	4,57	4,04	6,93	8,64	7,19
Or	1,98	3,15	4,09	4,43	4,59	5,01
Ab	17,85	19,03	21,62	17,5	18,8	18,61
An	24	24,23	23,36	23,05	23,52	23,63
Di	17,04	15,75	18,17	17,81	16,53	15,52
Hy	6,56	10,46	7,43	12,51	9,54	11,56
Mt	20,28	18,98	17,41	15,55	15,95	16,01
Il	4,39	3,41	3,42	1,97	2,15	2,14
Ap	0,46	0,42	0,45	0,24	0,29	0,32
Total	100	100	100	100	100	100

Tabela 3: Mineralogia CIPW do Diabásio Penatecaua. Qtz – Quartzo; Or – Ortoclásio; Ab – Anortita; Di – Diopsídio; Hy – Hiperstênio; Mt – Magnetita; Il – Ilmenita; Ap – Apatita.

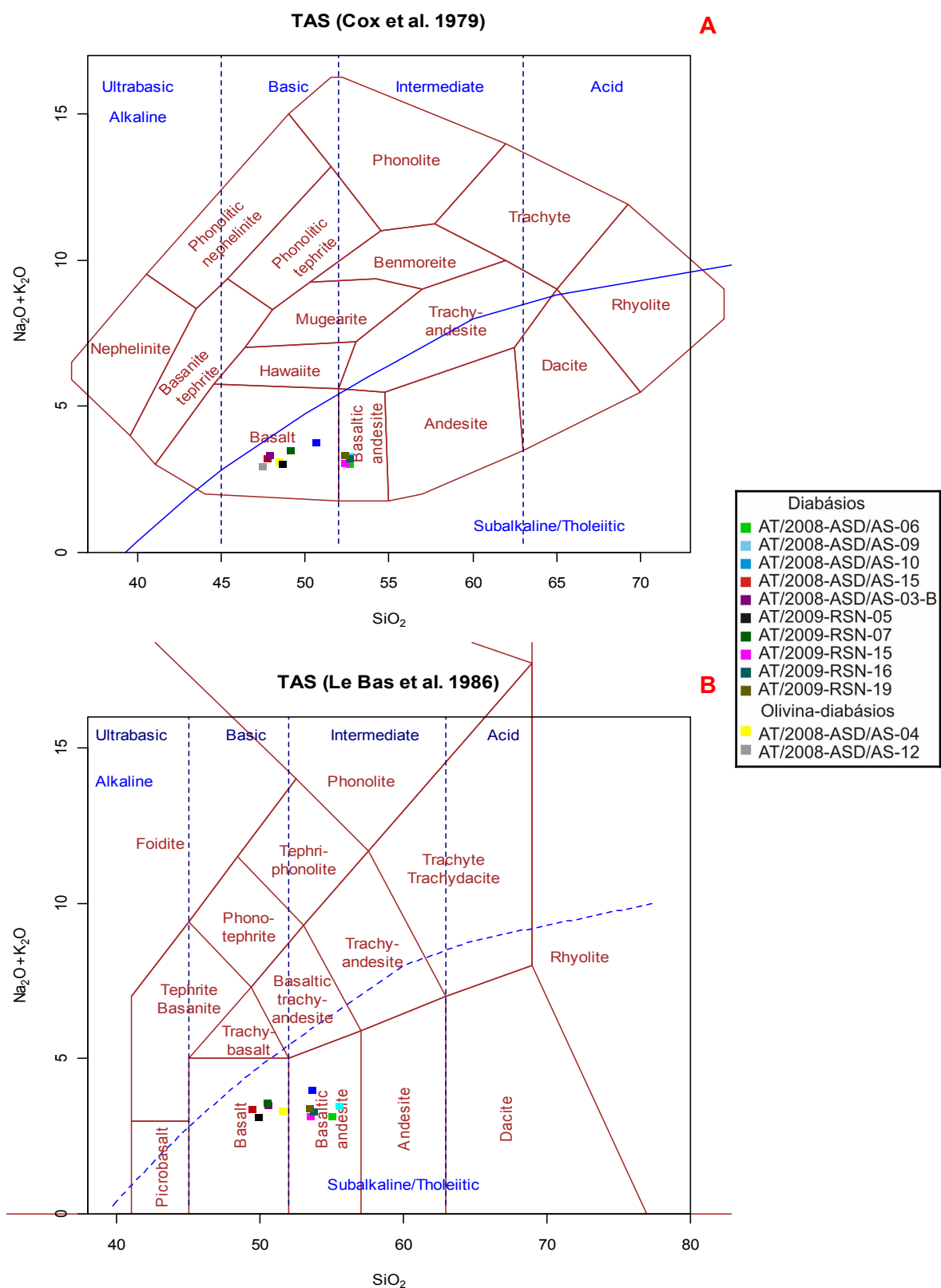


Fig. 22 – (A) Diagramas de classificação TAS de Cox et. al., (1979) e (B) Le Bas et. al., (1986).

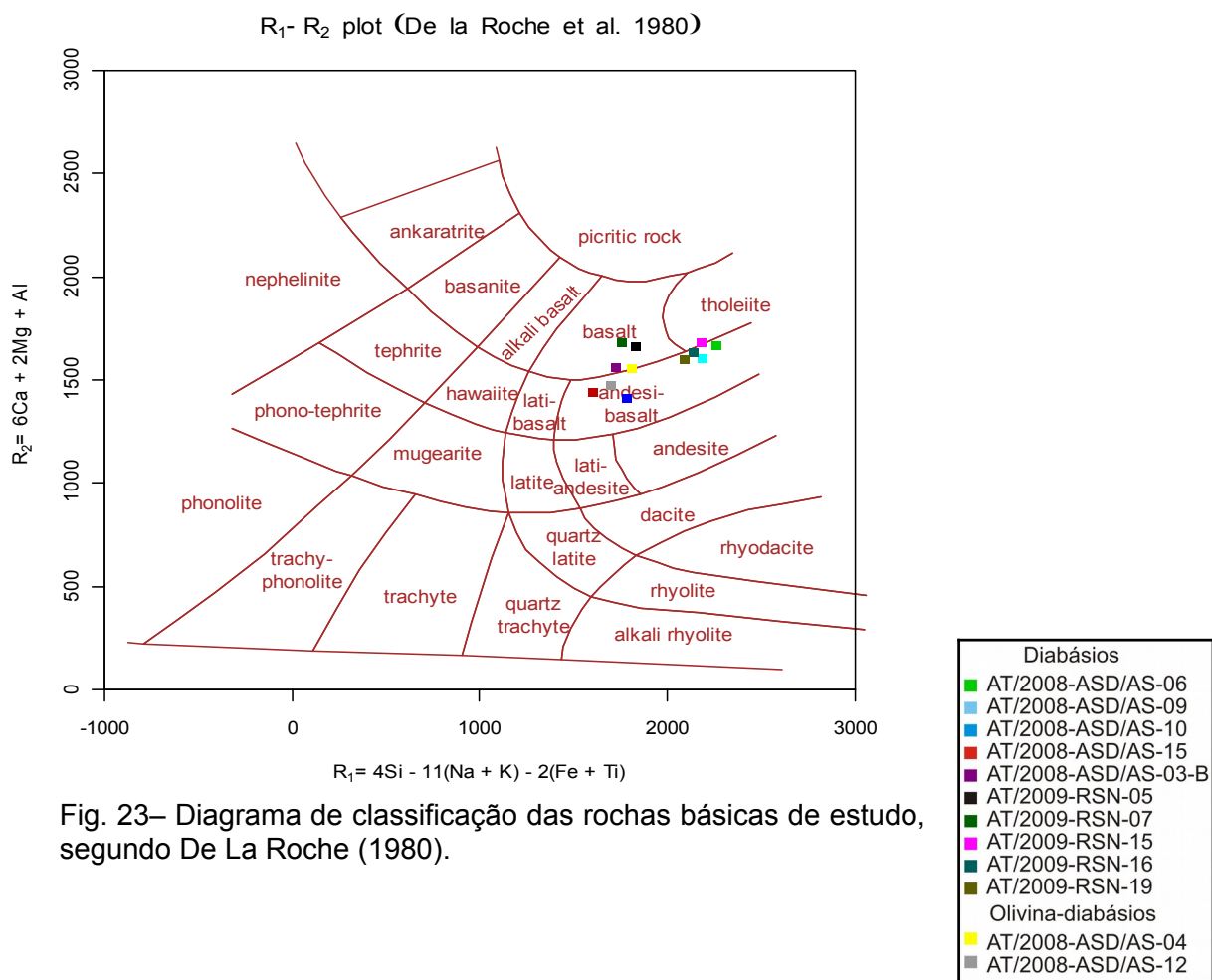


Fig. 23– Diagrama de classificação das rochas básicas de estudo, segundo De La Roche (1980).

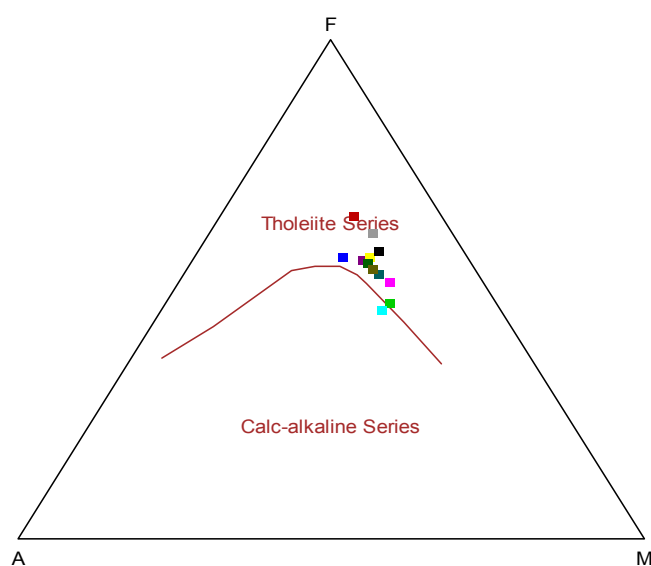


Fig. 24 – Diagrama do tipo AFM dos corpos de estudo, segundo a curva de Irvine e Baragar (1971).

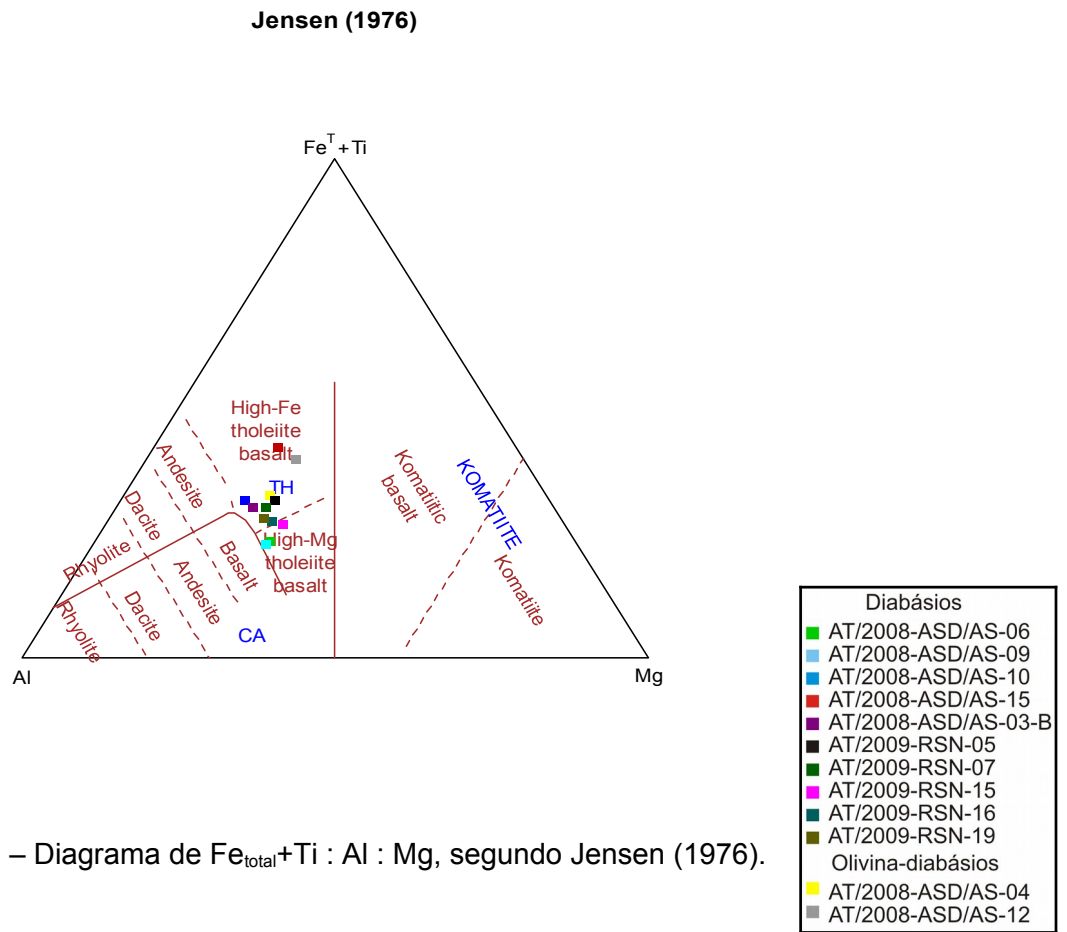


Fig. 25 – Diagrama de Fe<sub>total</sub>+Ti : Al : Mg, segundo Jensen (1976).

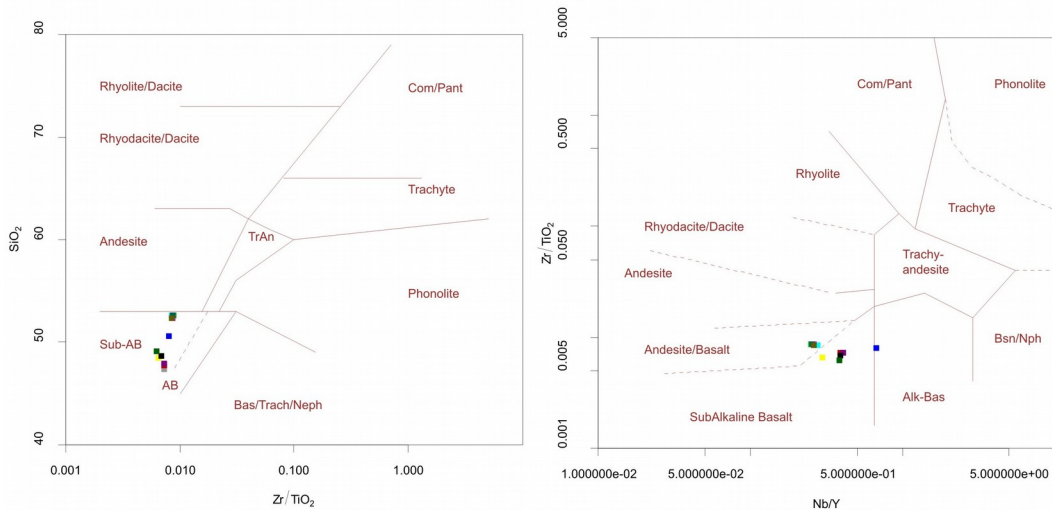


Fig. 26 – Diagramas Zr/TiO<sub>2</sub> versus SiO<sub>2</sub> e Nb/Y versus Zr/TiO<sub>2</sub>, segundo Winchester e Floyd (1977).

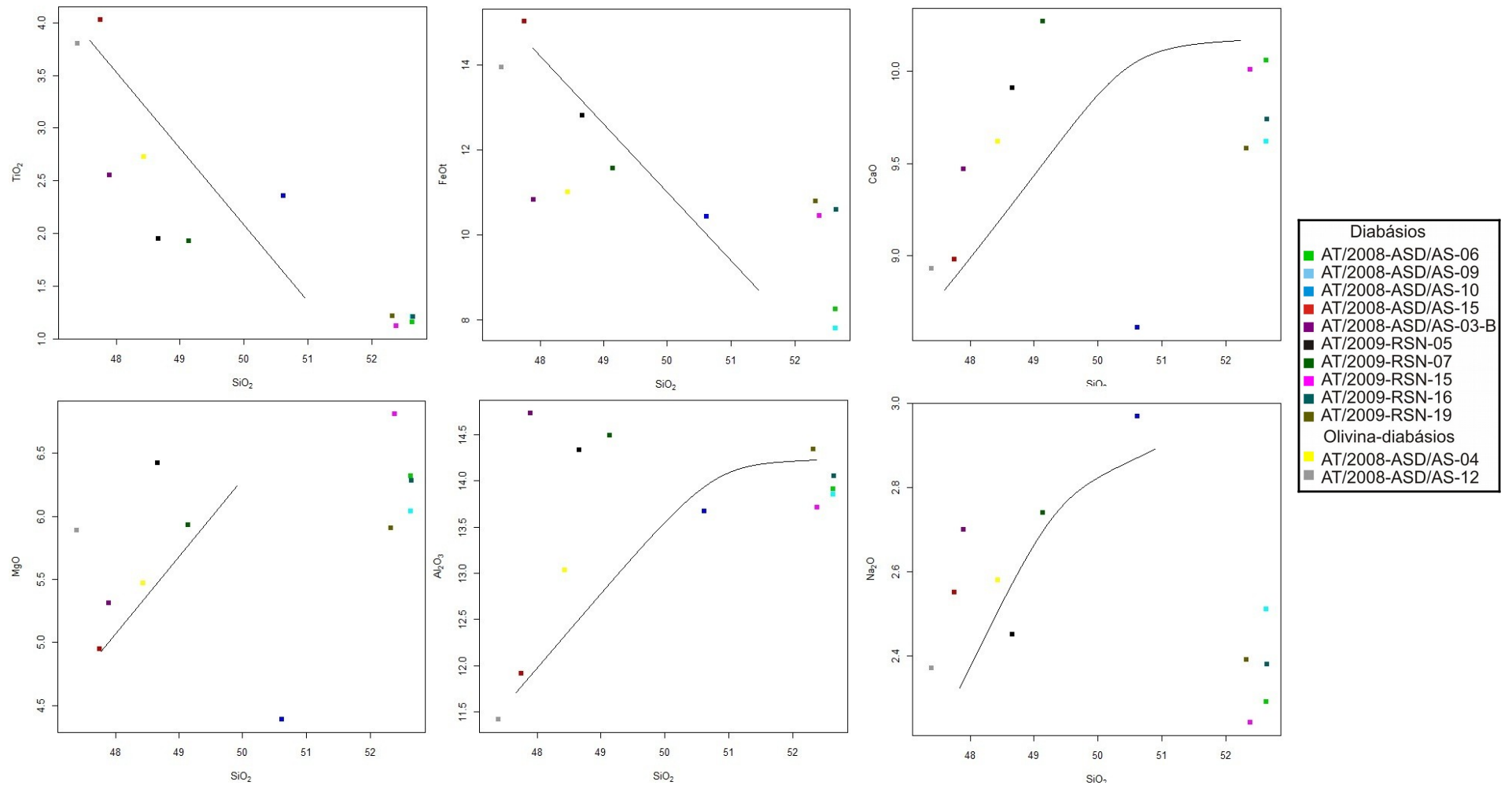


Fig. 27 – Diagramas de Harker para rochas de estudo destacando o comportamento de elementos maiores em relação aos teores de sílica.

Fig. 27 – Diagramas de Harker para rochas de estudo destacando o comportamento de elementos maiores em relação aos teores de sílica.

Utilizando a razão  $\text{FeO}_{\text{total}}/\text{MgO}$  (fig. 28) como índice de diferenciação em relação a  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{SiO}_2$ , e  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (ALBARÈDE, 1992), são observadas distintas assinaturas geoquímicas. Em relação ao Ti, são individualizados dois grupos de alto (1,93%-4,03%) e baixo (1,12-1,22%) teor, diferenças estas que podem estar associadas a distinções nos teores de óxidos de Fe-Ti, podem ser individualizados dois grupos designados como de baixo e elevado teor de Ti em relação à CFB-*continental flood basalts* (derrames basálticos continentais). Quanto ao  $\text{SiO}_2$ , observa-se uma distinção entre um grupo enriquecido e outro empobrecido neste óxido. Por sua vez, a assinatura geoquímica em relação ao Al é semelhante em grande parte das rochas de estudo havendo apenas uma incipiente elevação de teores, semelhante ao que se observa nos diagramas de Harker.

A correlação entre estas assinaturas geoquímicas permite dividir as amostras estudadas em dois grupos, um composto por amostras pobres em Ti e enriquecidas em Si e outro rico em Ti e empobrecido em Si.

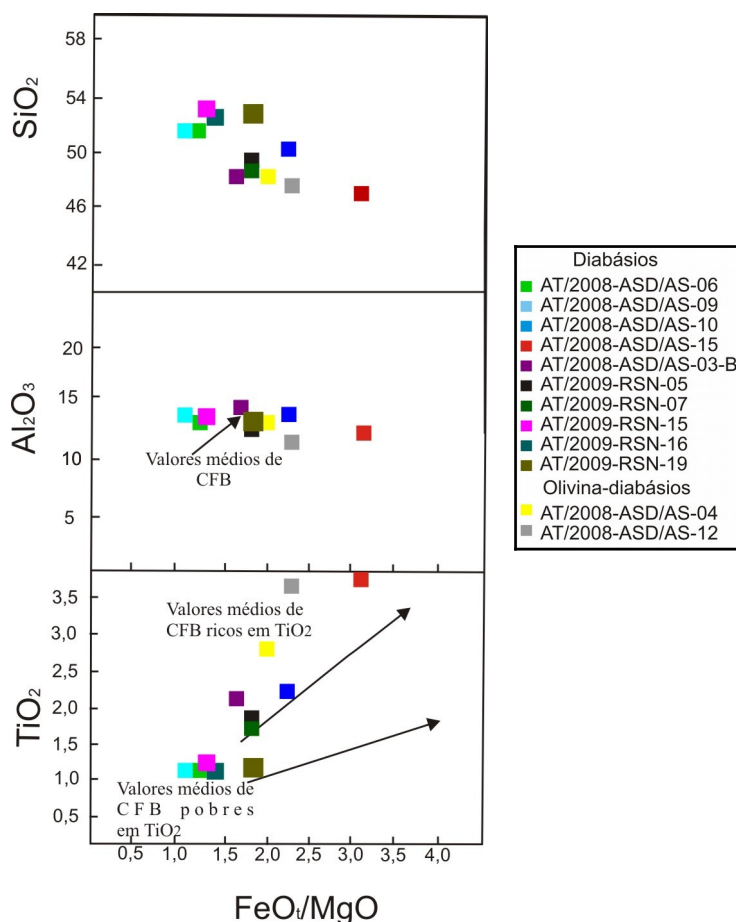


Fig. 28- Diagramas de variação como função da razão  $\text{FeO}_{\text{total}}/\text{MgO}$  (índice de diferenciação) versus  $\text{SiO}_2$  -  $\text{Al}_2\text{O}_3$  -  $\text{TiO}_2$ , adaptado de Alberède (1992)  
Fonte: Deckart, Bertrand e Liégeois. (2005).

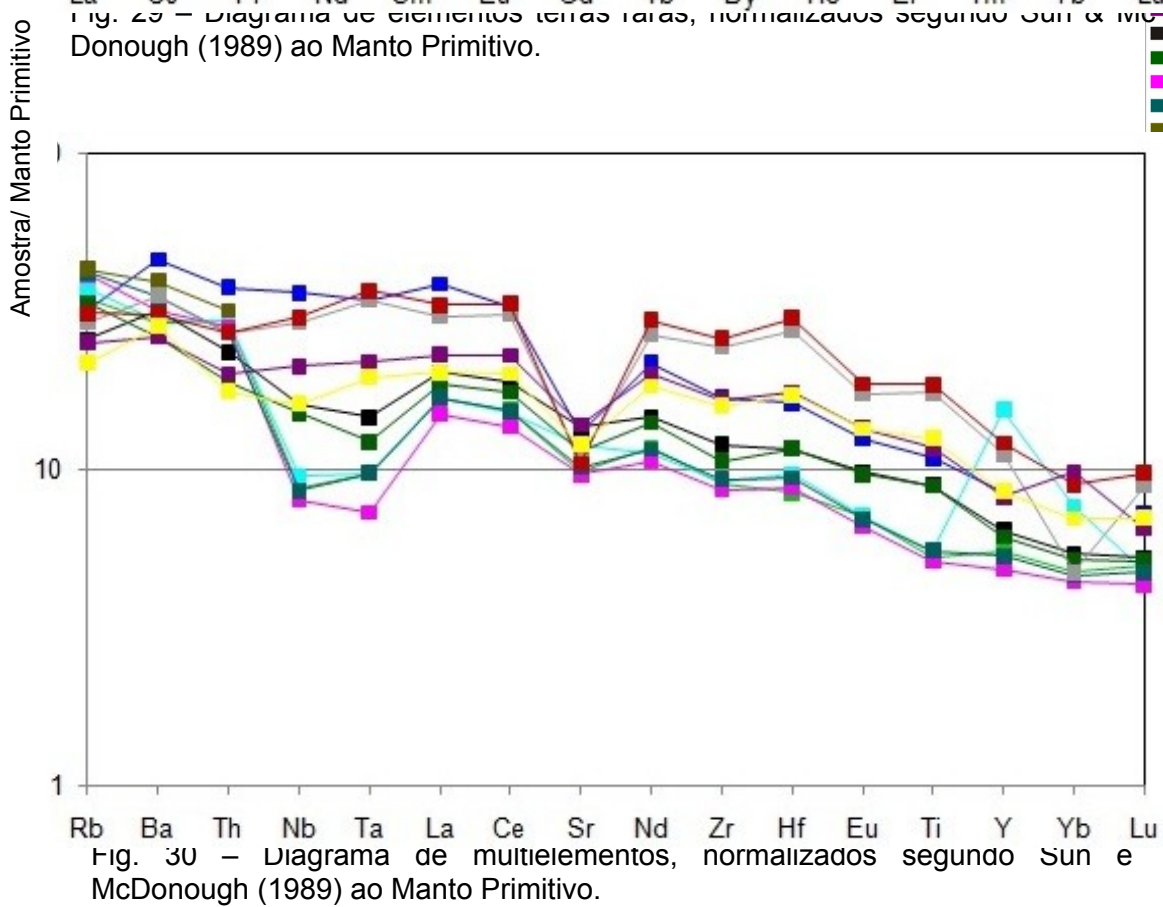
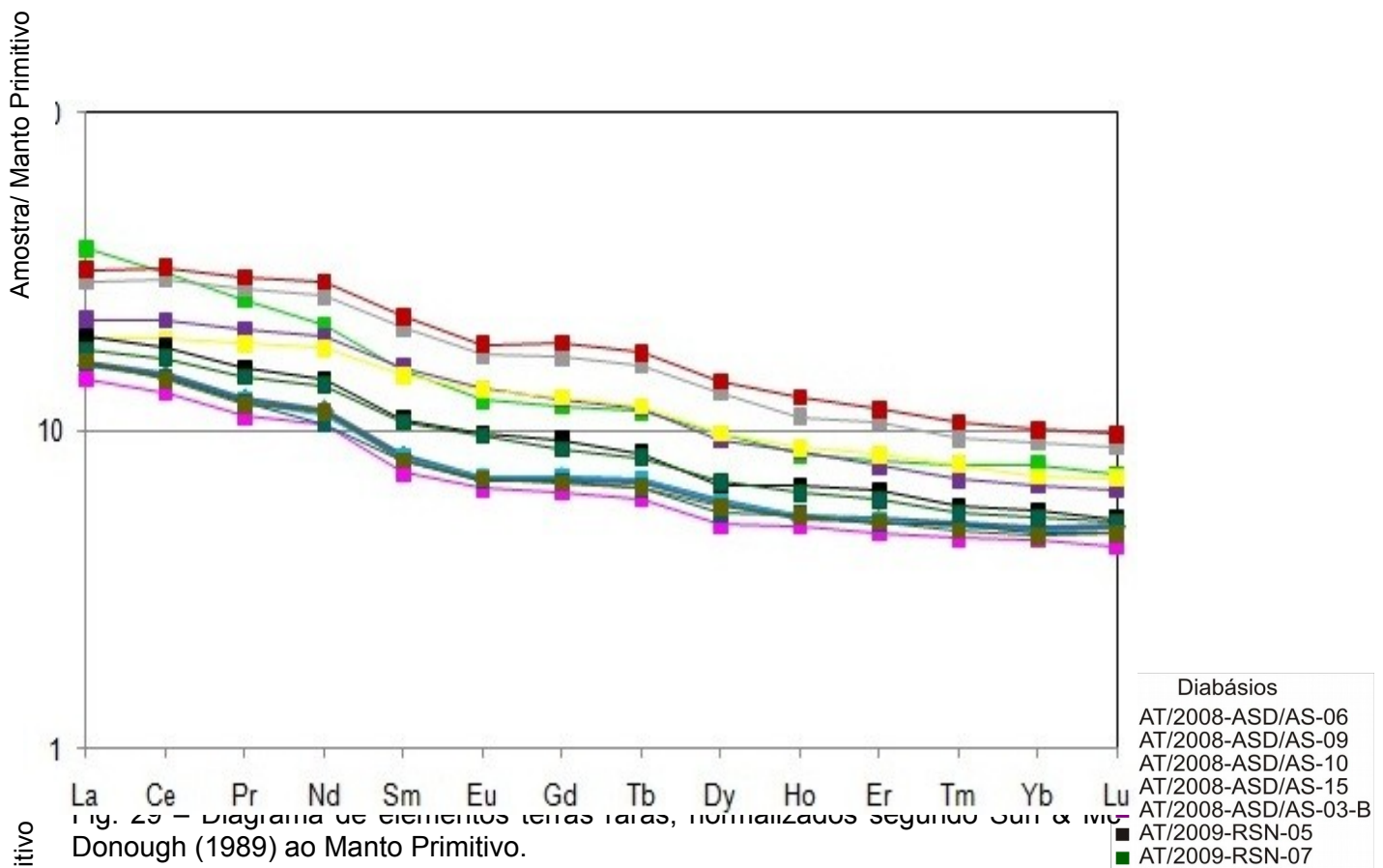
Na análise de variação de elementos terras raras, normalizados ao manto primitivo, segundo Sun e McDonough (1989), foi observado um padrão de enriquecimento em elementos terras raras leves (La-Sm) em relação a elementos terras raras pesados (Gd-Yb) e uma fraca anomalia de Eu, que são características típicas de ambientes continentais (fig. 29).

O diagrama de variação de elementos litófilos de grande raio iônico- (Rb, Ba, Sr, Eu) e elementos de elevado potencial iônico (Y, Hf, Zr, Ti, Nb, Ta) notam-se a predominância, em grande parte das amostras, de anomalias positivas de Ba e Ti, e uma acentuada anomalia negativa de Sr, sendo ainda observadas raras anomalias de Nb-Ta (fig. 30). Apesar de comumente serem interpretadas como assinaturas geoquímicas típicas de magmas de zonas de subducção, segundo Condie (2001), anomalias de Nb e Ta também podem estar associadas a magmas de ambiente continental.

A fim de discutir a cerca das prováveis fontes geradoras do magmatismo na área de trabalho, no diagrama Th/Ta *versus* La/Yb (fig.31), que caracteriza os principais contrastes de fonte magmática, as rochas são classificadas como CFB (continental flood-basalts/ derrames basálticos continentais) onde é observada de forma predominante uma contribuição de fontes mantélicas enriquecidas (EM) e/ou HIMU (Manto enriquecido em U+Th relativo à Pb) com pouca contribuição de AFC (assimilação durante cristalização fracionada).

Desta forma, tanto no diagrama de elementos terras raras, quanto nos de elementos incompatíveis é caracterizada a natureza continental das rochas de estudo, em consonância com os resultados obtidos nos diagramas de classificação e variação de elemento maiores, bem como a derivação do magma gerador das rochas estudadas a partir de uma fonte mantélica enriquecida.

Os diagramas de discriminação de ambientes geotectônicos é caracterizada a origem intraplaca destas rochas. Os resultados obtidos e lançados no diagrama  $\text{FeO}_{\text{total}} : \text{MgO} : \text{Al}_2\text{O}_3$  (fig. 32),  $\text{Ti}/100 : \text{Zr} : 3\text{xY}$  (fig. 33) e  $\text{Zr}/\text{Y}$  *versus* Zr (fig. 34) concentram-se predominantemente no campo de basaltos continentais. Os diagramas  $\text{Hf}/3\text{-Th-Nb}/16$  (fig. 35),  $\text{Zr}/117 : \text{Th} : \text{Ta}$  (fig. 36) e  $2\text{xNb} : \text{Zr} : 4\text{-Y}$  (fig. 37) por sua vez, mostram a afinidade toleítica dos basaltos intraplaca.



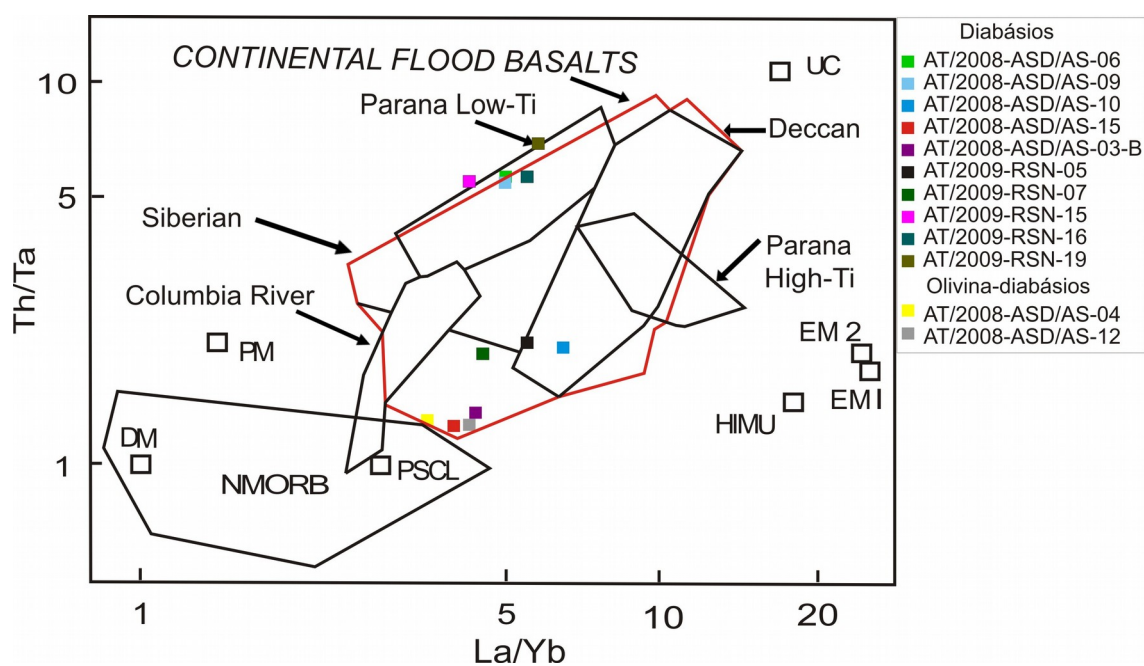
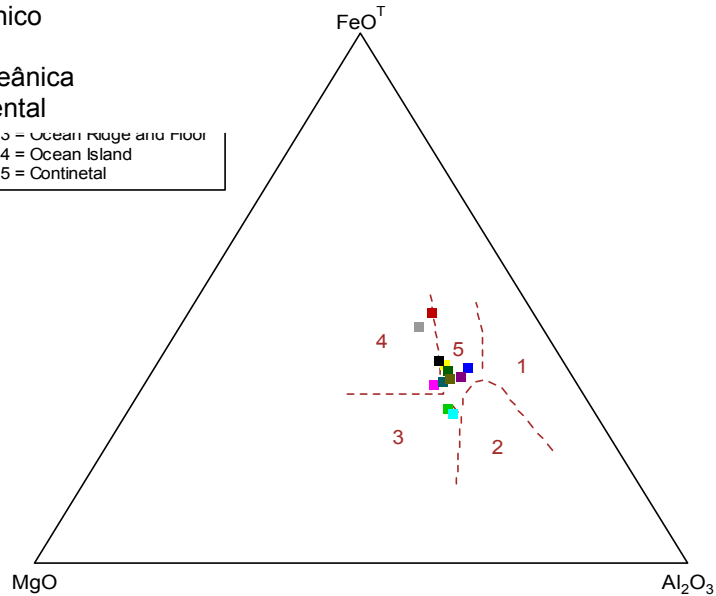


Fig.31 – Diagrama Th/Ta versus La/Yb mostrando distribuição de componentes mantélicos de CFB (destaque em vermelho). DM= Manto empobrecido; PM= Manto primitivo; PSCL= Litosfera subcontinental pós-Arqueano; HIMU= Manto enriquecido em U+Th relativo à Pb; EM1e EM2= Fontes mantélicas enriquecidas; UC= Crosta continental superior. Fonte: Condie (2001).

- 1=Arco de Ilha e Margem Continental Ativa
- 2= Orogênico
- 3=MORB
- 4=Ilha Oceânica
- 5=Continental

- 3 = Ocean Ridge and Floor
- 4 = Ocean Island
- 5 = Continental



segundo Pearce (1977).

- Diabásios**
- AT/2008-ASD/AS-06
  - AT/2008-ASD/AS-09
  - AT/2008-ASD/AS-10
  - AT/2008-ASD/AS-15
  - AT/2008-ASD/AS-03-B
  - AT/2009-RSN-05
  - AT/2009-RSN-07
  - AT/2009-RSN-15
  - AT/2009-RSN-16
  - AT/2009-RSN-19
- Olivina-diabásios**
- AT/2008-ASD/AS-04
  - AT/2008-ASD/AS-12

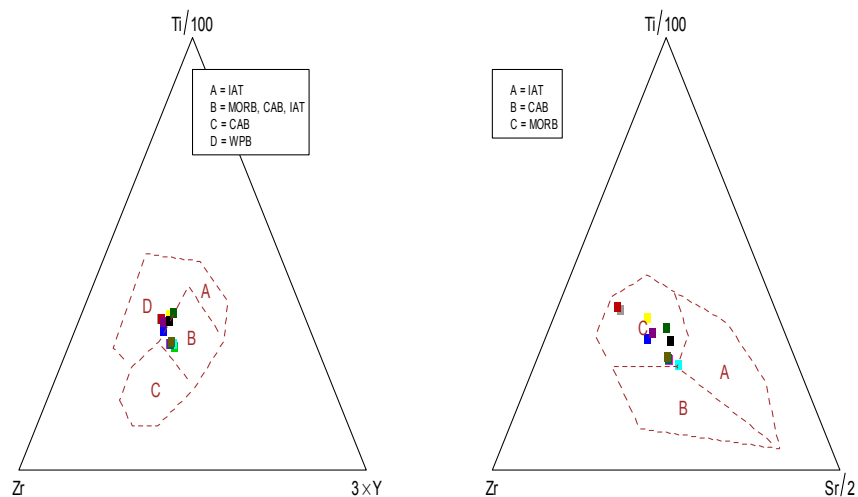


Fig. 33 – Diagrama Ti/100 : Zr : 3xY, para as rochas de estudo, segundo Pearce e Cann (1973). A=IAT: Toleítos de arco de ilha; C=CAB: Basaltos cálcio-alcinos; B=MORB, CAB, IAT: Morbs, basaltos cálcio-alcinos e toleítos de arco de ilha; D=WPB: Basaltos intraplaca.

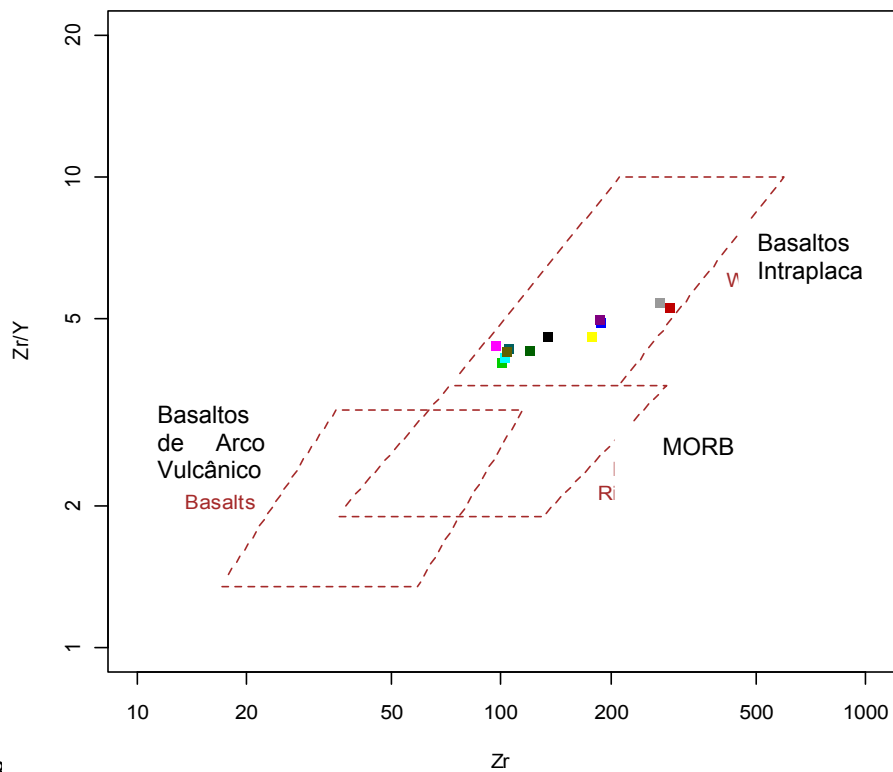


Fig. 3  
Pearce e Norry (1979).

lo, segundo

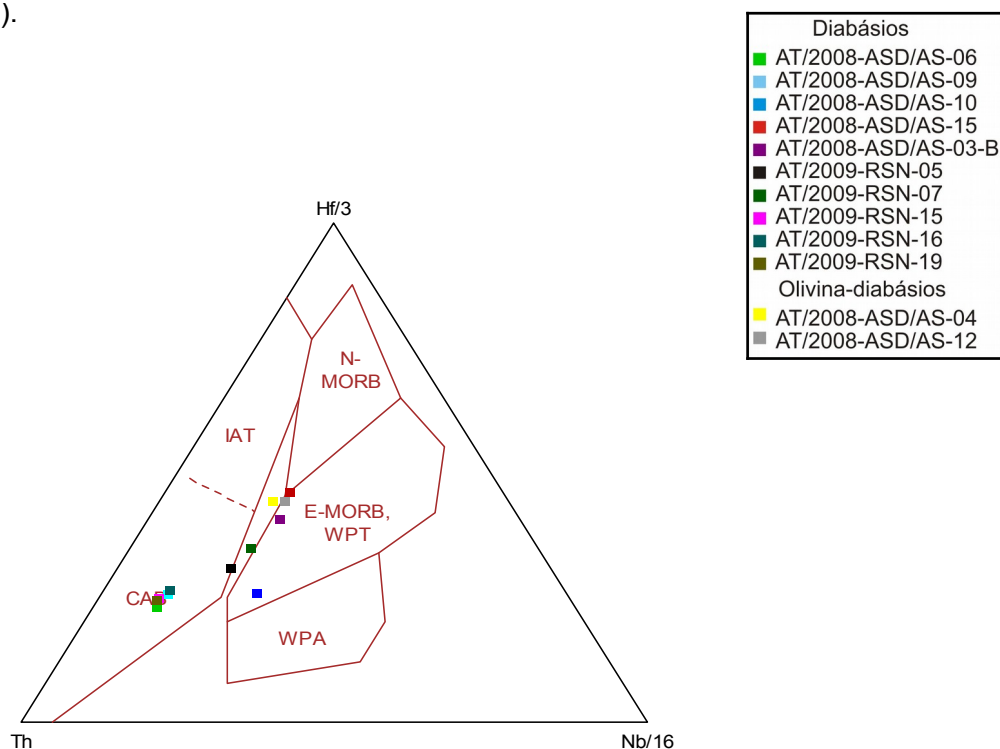


Fig. 35 - Diagrama discriminante Hf/3 : Th : Nb/16 para as rochas de estudo, segundo Wood (1980). IAT: Toleítos de arco de ilha; CAB: Basaltos cálcio-alcálinos; MORB, CAB, IAT: Morbs, basaltos cálcio-alcálinos e toleítos de arco de ilha; D=WPA: Basaltos intraplaca.

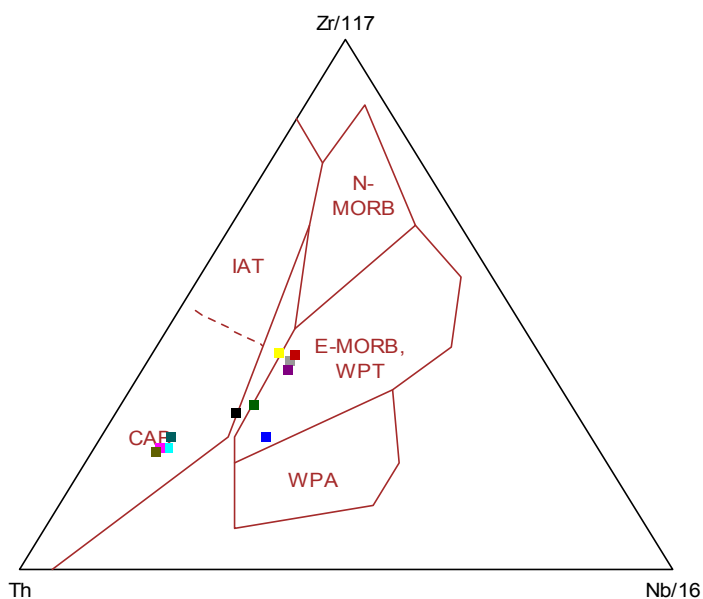


Fig. 36 - Diagrama discriminante  $Zr/117 : Th : Ta$  para as rochas de estudo, segundo Wood (1980). IAT: Toleítos de arco de ilha; CAB: Basaltos cálcio-alcinos; MORB, CAB, IAT: Morbs, basaltos cálcio-alcinos e toleítos de arco de ilha; WPA: Basaltos intraplaca.

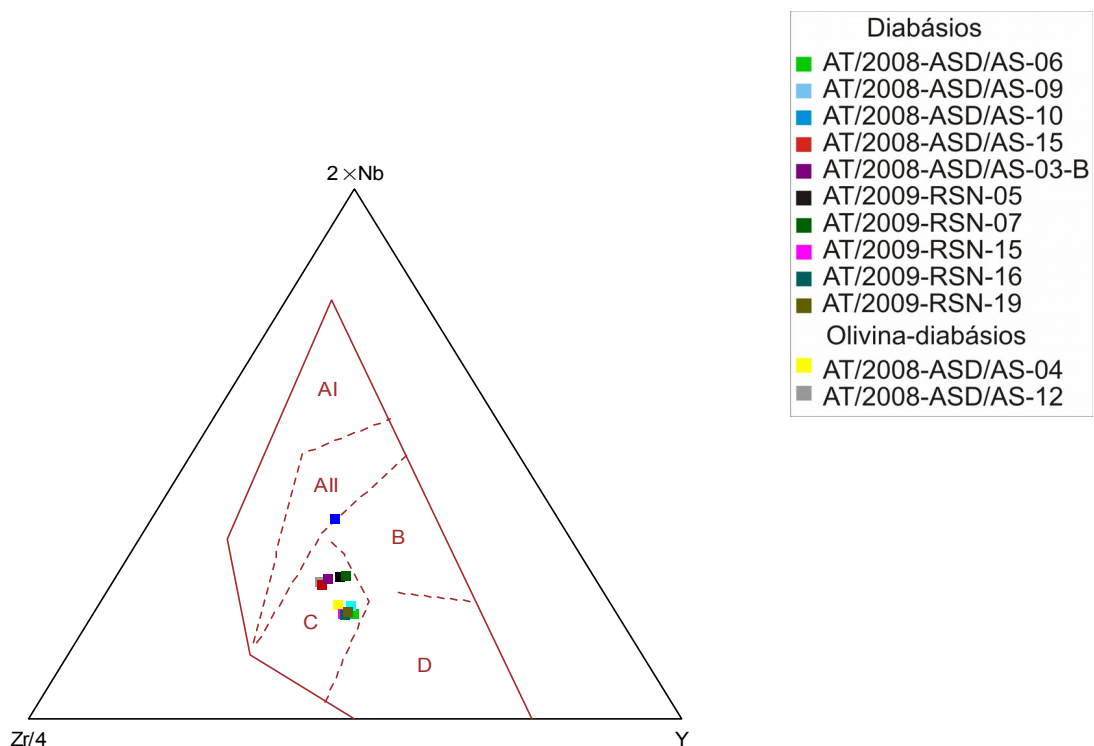


Fig. 37 - Diagrama discriminante  $2xNb : Zr/4 : Y$  para as rochas de estudo, segundo Mesched (1986). AI: Álcali-basaltos intraplaca; AII: Álcali-basaltos intraplaca e toleítos intraplaca; B: E-Morb; C: Toleítos intraplaca; D: N-Morb.

## 5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

No Juro-Triássico, a Bacia do Amazonas, situada no Cráton Amazônico, foi submetida a processos distensivos com direção E-W, acompanhados de um expressivo magmatismo básico de afinidade toleítica, ligado a separação das placas africana e sul-americana e à abertura do Oceano Atlântico, representado por soleiras e enxames de diques que truncam a megassequência paleozóica da bacia, nas direções N-S, NW-SE e mais raramente NE-SW conforme as linhas estruturais herdadas da evolução pré-cambriana desenvolvidas no substrato da bacia e que controlou a disposição da mesma durante o Fanerozóico.

Na região de Monte Alegre, oeste do estado do Pará, as rochas básicas geradas por esse magmatismo mesozóico são denominadas Diabásio Penatecaua datado do Juro-Triássico, com idade K-Ar (em plagioclásios) de 206 Ma.

Estas rochas representam um dos vários enxames de diques máficos mesozóicos, com direção N-S e NNW-SSE, que truncam tanto as rochas pré-cambrianas do Cráton Amazônico, bem como as coberturas sedimentares nele inserido e juntamente com rochas máficas de idade entre  $193.3 \pm 2.0$  Ma e  $200.2 \pm 1.5$  Ma ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  em plagioclásios) registradas nos continentes ao redor do Atlântico compõem a Província Magmática do Atlântico Central – CAMP, onde é preservado um volume de  $10^6$  km<sup>3</sup> de derrames basálticos continentais recobrimo uma área de aproximadamente  $10^7$  km<sup>2</sup>. As rochas da província são descritas como diabásios e microgabros de granulação média, com arranjo textural subofítico-ofítico a intergranular, compostos por plagioclásio cálcico, pigeonita, titano-magnetita, apatita e raramente augita e olivina. São predominantemente classificadas como toleítos de baixo teor de Ti, com alta concentração de elementos terras raras leves e elementos litófilos de alto raio iônico, podendo haver de forma mais restrita variações toleítos de alto teor de Ti. É considerada a hipótese mais provável para fonte magmática destas rochas, a derivação de um manto litosférico enriquecido, com limitada ou nenhuma contaminação crustal.

As rochas intrusivas básicas de Monte Alegre têm cor cinza, são predominantemente holocristalinas, raramente hipocristalinas, faneríticas, com variações locais a porfiríticas, mesocráticas, inequigranulares e com ampla variação de granulação.

Com base nos aspectos mineralógicos e texturais foram individualizados os litotipos diabásios, olivina-diabásios e olivina-basaltos.

A mineralogia destes três grupos é essencialmente composta por plagioclásios do tipo labradorita, raramente andesina e pigeonita em proporções que variam de 40-60% e 30-45% das proporções das rochas. Ilmenita, magnetita e calcocita (esta última no caso dos diabásios) são varietais e variam de 4-10% do total das rochas. As olivinas, no caso de olivina-basaltos também são varietais e representam cerca de 2-4% das proporções das rochas. Apatitas são acessórios comuns aos três litotipos. Argilo-minerais, carbonatos, sericitas, anfibólios, biotitas e cloritas ocorrem como minerais secundários nos diabásios e somados a iddingsita e serpentina no caso dos olivina-diabásios e olivina-basaltos.

Os diabásios têm arranjo textural subofítico e em alguns casos também apresentam um arranjo porfirítico, com fenocristais com mais de 3cm, imersos em uma matriz com trama subofítica a ofítica. Os olivina-diabásios são marcados por arranjo textural predominante ofítico variando a subofítico. Nestes dois grupos de rocha localmente ocorrem feições de intercrescimento granofírico entre quartzo e feldspato alcalino. Os olivina-basaltos, apresentam trama textural glomeroporfirítica, com matriz intergranular a intersetal.

Quanto à caracterização geoquímica, nos diagramas de classificação as rochas estudadas dispõem-se nos campos de basaltos a basaltos andesíticos integrando uma série única de afinidade toleítica, coerente com a composição mineralógica modal dada a presença de labradorita e pigeonita e normativa, devido à ocorrência de quartzo e piroxênio, além da ausência de olivina e nefelina, sendo ambas as composições típicas de rochas toleíticas. A ocorrência dos grupos de basaltos e basaltos andesíticos pode representar um *trend* evolutivo das rochas máficas da região resultantes do processo diferenciação do magma toleítico gerador destas rochas.

A análise da variação de elementos maiores revelou teores decrescentes de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$  e  $\text{MgO}$  indicando o empobrecimento destes elementos em relação a sílica. Observa-se ainda a semelhança entre o *trend* de variação de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e  $\text{TiO}_2$  justificada entre outros aspectos pelo fato de minerais como magnetita e ilmenita ocorrerem de forma intercrescida, havendo apenas um teor um pouco mais elevado do primeiro em relação ao segundo enquanto. Em relação à variação dos óxidos de Al, Ca e Na observa-se um enriquecimento destes elementos em relação à sílica.

Ainda em uma avaliação da variação de elementos maiores, utilizando como índice de diferenciação em relação a derrames basálticos continentais a razão

$\text{FeO}_{\text{total}}/\text{MgO}$  em relação aos óxidos  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{SiO}_2$  as amostras analisadas são individualizadas em grupos com de alto teor de Ti e empobrecidas em Si e baixo teor de Ti e enriquecidas em Si, que podem ser genericamente correlacionados aos grupos de basaltos e basaltos andesíticos.

Na análise de variação de elementos terras raras e litófilos de alto potencial iônico são observadas assinaturas geoquímicas típicas de ambientes continentais divergentes, como o enriquecimento em elementos terras raras leves em relação a elementos terras raras pesados, discretas anomalias negativas de Eu e anomalias positivas de Ba e Ti, além de uma acentuada anomalia negativa de Sr, sendo observadas raras anomalias de Nb-Ta. Os diagramas de paleoambiência confirmam esta interpretação, visto que as amostras em geral dispõem-se no campo de basaltos continentais, de natureza toleítica.

A partir das razões Th/Ta *versus* La/Yb, observa-se que as rochas estudadas são classificadas como intracontinentais, de afinidade toleítica apresentando *trends* evolutivos seguindo de basaltos a basaltos andesíticos predominantemente com alto teor de Ti, tendo como provável fonte um manto enriquecido (EM) e/ou HIMU (Manto enriquecido em U+Th relativo à Pb) com pouca contribuição de AFC (assimilação durante cristalização fracionada).

Por fim, fazendo uma correlação entre as rochas intrusivas básicas de Monte Alegre, com as demais rochas básicas mesozóicas que constituem a CAMP nos continentes ao redor da porção central do Atlântico são notáveis as semelhanças petrográficas e geoquímicas entre estas havendo uma predominância de rochas com alto teor de Ti em relação às rochas com baixo teor de Ti, porém é necessário um maior número de análises, que serão futuramente realizadas, para uma correlação geoquímica mais precisa.

## REFERÊNCIAS

ALBARÈDE, F. How deep do common basaltic magmas form and differentiate? **J. Geophys. Res.**, v. B7, n.97. p.10997-11009. 1992.

ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. **O pré-cambriano do Brasil**. São Paulo: [s.n.], 1984. 378p.

BERTRAND, H. et al. High-Ti tholeiites in Guyana and their connection with the Central Atlantic CFB province: elemental and Nd-Sr-Pb isotopic evidence for preferential zone of mantle upwelling in course of rifting. **AGU spring meeting**, p. 317. 1999.

CAPUTO, M.V.; RODRIGUES, R.; VASCONCELOS, D.N.N. **Litoestratigrafia da Bacia do Amazonas**. [S.l]: RENOR -Petrobrás. 1971. 92 p. ( Relatório interno.).

CAPUTO, M.V.; RODRIGUES, R.E.; VASCONCELOS, D.N.N. Nomenclatura estratigráfica da Bacia do Amazonas: Histórico e atualização. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26., 1972, Belém. **Anais...** Belém: SBG. 1972. v. 3, p. 35-46.

CAPUTO, M.V. **Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil**. 1984. 583f. (Tese de Doutorado) - Universidade de Santa Bárbara-Califórnia, Califórnia. 1984.

CARMICHAEL, I.S.E.; TURNER, F.J.; VERHOOGEN, J. **Igneous petrology**. Berkeley: University of California, 1974. p. 427-486.

CHOUDHURI, A.; OLIVEIRA, E.P.; SIAL, A.N. Mesozoic dyke swarms in northern Guiana and northern Brazil and the Cape Verde-Fernando de Noronha Vortices: a synthesis. In: INT. SYMP. OF MAFIC DYKES. Sao Paulo, Brazil, 1991. **Abstracts**. São Paulo: [s.n.]. p. 17-22. 1991.

CONDIE, C.K. **Mantle plumes and their record in earth history**. Cambridge University Press. 2001. p. 300-306.

CORDANI, U.G. et al. Estudo preliminar de integração do pré-cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. **Ciência Técnica Petróleo**. Seção: Exploração de petróleo, Rio de Janeiro: PETROBRÁS, n.15, p. 1-70. 1984.

CORDANI, U.G. et al. Crustal evolution of the South America Platform. In: CORDANI, U.G. et al. **Tectonic evolution South America**. Rio de Janeiro International Geological Congress, 2000. p. 19-40.

COSTA, M.G.F. **Fácies deposicionais e ambientais de sedimentação da Formação Monte Alegre (Neocarbonífero) na área de Autás Mirim e adjacências, bacia do Médio Amazonas**. 1984. 90f. (Tese de Mestrado) Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 1984.

COX, K.G.; BELL, J.D.; PANKHURST, R.J. **The Interpretation of igneous rocks**. London: [s;n;], 1979. p. 176-196.

CUNHA, P.R.C. et al. Bacia do Amazonas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 8. n.1.p. 47-55. 1994.

CUNHA, P.R.C.; MELO, J.H.G.; SILVA, O.B. Bacia do Amazonas. **Boletim de Geociências da Petrobrás**. Rio de Janeiro., v 15. n. 2. p. 227-251. 2007.

DALRYMPLE, G.B.; GROMME, C.S.; WHITE, R.W. Potassium argon age and paleomagnetism of diabase dikes in Liberia: initiation of Central Atlantic rifting? **Geol. Soc. Am. Bull.** v.86. p.399-411. 1975.

DECKART, K. Etude du magmatisme associé au rifting del Atlantique Central et Sud: géochronologie  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  et géochimie sur les intrusions jurassiques de Guinée et Guyane française/Surinam, et crétaées du Brésil. Unpublished Thèse d' Université, Géoscience Azur. **Documents et travaux** no. 2. Université de Nice-Sophia Antipolis.

DECKART, K.; FÉRAUD, G.; BERTRAND, H. Age of Jurassic continental tholeiites of French Guyana, Surinam and Guinea: implications for the initial opening of the Central Atlantic Ocean. **Earth Planet. Sci. Lett.** v.150. p.205-220. 1997.

DECKART, K.; BERTRAND, B.; LIÉGEOIS, J.P. Geochemistry and Sr, Nd, Pb isotopic composition of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in Guyana and Guinea. **Lithos.** v.82. n.2005. p. 289-314. 2005.

DE LA ROCHE, H. et al. 1980. 64. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major-element analyses - its relationships with current nomenclature. **Chemical Geology**. n. 29, p. 183-210. 1980.

DE MIN, A. et al. The Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in Brazil: petrology, geochemistry,  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  ages, paleomagnetism and geodynamic implications. The Central Atlantic Magmatic Province: insights from fragments of Pangea. **AGU Geophys.** v.136. p. 209-226. 2003.

DINO, R.; SILVA, O.B.; ABRAHÃO, D. Caracterização palinológica e estratigráfica dos estratos cretáceos da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. In: Simpósio sobre o Cretáceo, 5., 1999, Rio Claro. **Boletim de Resumos Expandidos.** Rio Claro. Sociedade Brasileira de Geociências, 1999. p. 557-565.

EIRAS, J.F. et al. Bacia do Solimões. **Boletim de Geociências da Petrobras.** v. 8. n. 1. p. 17-46. 1994.

FUJIMORI, S. **Composição Química de Rochas e suas Aplicações.** Universidade Federal da Bahia. p. 303-306. 1990.

GIBBS, A.K.; BARRON, C.N.. **The Guiana Shield reviewed.** Episodes 6. p.7-14. 1983.

GRADSTEIN, F.; OGG, J. SMITH, A. **A geologic time scale.** Cambridge: University Cambridge. 589p. 2004.

GRAHN, Y. Silurian and lower devonian chitinozoan taxonomy and biostratigraphy of the Trombetas Group, Amazonas basin, northern Brazil. **Bulletin of Geosciences,** Prague. v.80. n.4. p.245-276. 2005.

HARKER, A. 1909. **The natural history of igneous rocks.** Macmillan Publishing, Co. Inc., N.Y. 384 p.

HEATHERINGTON, A.L.; MUELLER, P.A. Lithospheric sources of North Florida, USA tholeiites and implications for the origin of the Suwannee terrain. **Lithos.** n. 46. p. 215-233. 1999.

IRVINE, T.N.; BARAGAR, W. R. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. **Can. J. Earth Sci.** v. 8. p. 523-548. 1971.

ISSLER, R.S. et al. **Geologia da Folha SA. 22.** Belém, Rio de Janeiro: Projeto Radam Brasil (Levantamento de Recursos Naturais). 1976.

JENSEN L. S. A new cation plot for classifying subalkaline volcanic rocks. Ontario Division of Mines. **Misc.** Paper 66. 22 p. 1976.

LANGE, F. W. Subdivisão bioestratigráfica e revisão da coluna Siluro-Devoniana, da Bacia do Baixo Amazonas. **Atas do Simpósio sobre Biota Amazônica**. Rio de Janeiro: CNPQ. v. 1. p. 215-326. 1967.

LE BAS, M. J. et al. Chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. **Jorn. Petrol.**, v. 27. p. 745-750. 1986.

LEMOS, V. B. **Assembléias de conodontes do Carbonífero da Bacia do Amazonas** 1v. (Tese de Doutorado). Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 1990.

KNIGHT, K. B. et al. The Central Magmatic province at the Triassic-Jurassic boundary: paleomagnetic  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and evidence from Morocco for brief, episodic volcanism. **Earth Planet Sci. Lett.** v. 228. p.143-160. 2004.

MACKENZIE, S. W.; YARDLEY, D.W.B.; GUILFORD, C. **Atlas of igneous rocks and their textures**. p. 31-50. 1995.

MARZOLI, A. et al. Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. **Science**. v. 284. p. 616–618. 1999.

MELO, J.H.G.; LOBOZIAK, S. Devonian-Early Carboniferous miospore biostratigraphy of the Amazon Basin, Northern Brazil. Review of Paleobotany and Palynology. **International journal**. Amsterdam. v. 124. n. 3-4. p.131-202. 2003.

MESCHEDE, M. A method of discriminating between different types of midocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. **Chemical Geology**. v. 56 p. 207-218. 1986.

NOMADE, S.; POUCKET, A.; CHEN, Y. The French Guyana doleritic dykes: Geochemical evidence of three populations and new data for the Jurassic Central Atlantic Magmatic Province. **Journal of Geodynamics**. v. 34. p. 595-614. 2002.

NOMADE, S. et al. Chronology of the Central Atlantic Magmatic Province: Implications for the Central Atlantic rifting processes and the Triassic–Jurassic biotic crisis. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**. 244 (2007). p. 326-324. 2007.

OLIVEIRA, E.P.; TARNEY, J.; JOAO, X.J. Geochemistry of the Mesozoic Amapá and Jari Dyke Swarms, N-Brazil: Plume related magmatism during the opening of the Central Atlantic. In: Parker, A.J., Rickwood, P.C., Tucker, D.H. (Eds.), Mafic. K. Deckart et al. / **Lithos**. v. 82. p. 173-183. 2005.

PASTANA, J.M.N. **Síntese geológica e favorabilidade para tipos de jazimentos minerais**. Município de Monte Alegre. p. 1-29. 1999.

PEARCE, J.A.; CANN, J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analyses. **Earth Planet. Sci. Letters**. v. 19. p. 290-300. 1973.

PEARCE, J. A.; NORRY, J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contr. Mineral. **Petrol.*** v. 69. p. 33-47. 1979.

PEARCE, T. H.; GORMAN, B.E.; BIRKETT, T.C. The relationship between major elements chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. **Earth and Planetary Science Letters**. v. 36. p.121-132. 1977.

PLAYFORD, G.; DINO, R. Palynostratigraphy of Upper Palaeozoic strata (Tapajós Group), Amazonas Basin, Brazil. *Paleontographica, Abteilung B, Palaeophytologie. **Stuttgart***, v. 255, n. 1-3. p. 1-86. 2000.

ROLLINSON, H. 1993. **Using Geochemical Data**: Evaluation, presentation, interpretation. p. 48-101. 1993.

SEBAI, A. et al.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating and geochemistry of tholeiitic magmatism related to the early opening of the Central Atlantic rift. **Earth Planet. Sci. Lett.** v. 104, p. 455-472. 1991.

STRECKSEIN, A. Classification e nomenclature of volcanic rock, lamprophyros, carbonatites and melilitic rock. Classification and nomenclature recommended by the Subcommission on the Systematic of Igneous Rocks (IUGS). *Neues jarbuch fur mineralogy. **Abhandlungen***. v. 134. p. 1-14. 1975.

SUN, S.S.; Mc DONOUGH, W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.). *Magmatism in the ocean basins. **Geol. Soc. Spec. Publ.*** v. 42. p. 313-345. 1989.

THOMAS FILHO, A.; CORDANI, U.G.; MARINO, O. Idades K-Ar de rochas basálticas da Bacia Amazônica e sua significância e sua significação tectônica regional. In: Congresso Brasileiro de Geologia de Geologia, 28. Porto Alegre. Anais. São Paulo. **Sociedade Brasileira de Geologia**. v. 6. p. 273-278. 1974.

THOMAZ FILHO, A. Rifting and magmatism associated with the South America and Africa break up. **Revista Brasileira de Geociências**. v. 30. n.1. p. 1-3. 2000.

VERNON, H.R. **A practical guide to rock microstructure**. Cambridge. p.105-107. 2004.

WANDERLEY FILHO J.R. et al. Bacia sedimentares brasileiras: Bacia do Amazonas. **Phoenix**: ano 7. n. 82. 2005.

WERNICK, E. Rochas Magmáticas – **Conceitos, Classificação Modal, Química, Termodinâmica e Tectônica**. p. 265-282. 2003.

WILSON, M. **Igneous Petrogenesis**. Londres, Chapman & Hall. p.288-323. 1989.

WINCHESTER, J. A., FLOYD, P. A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. **Chemical Geology**, v. 20. p. 325-343. 1977.

WOOD, D.A. The application of Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary province. **Earth Planet. Sci. Lett.** v. 50. p.11-30. 1979.

ZALÁN, P.V. Influence of Pré-Andean orogenies on the Paleozoic Intracratonic Basins of South America. In: Simpósio Bolivariano, 4., 1991, Bogotá. **Anais**. Bogotá: Asociación Colombiana de Geólogos y Geofísicos del Petróleo. Tomo 1. Trabajo 7. 1991.

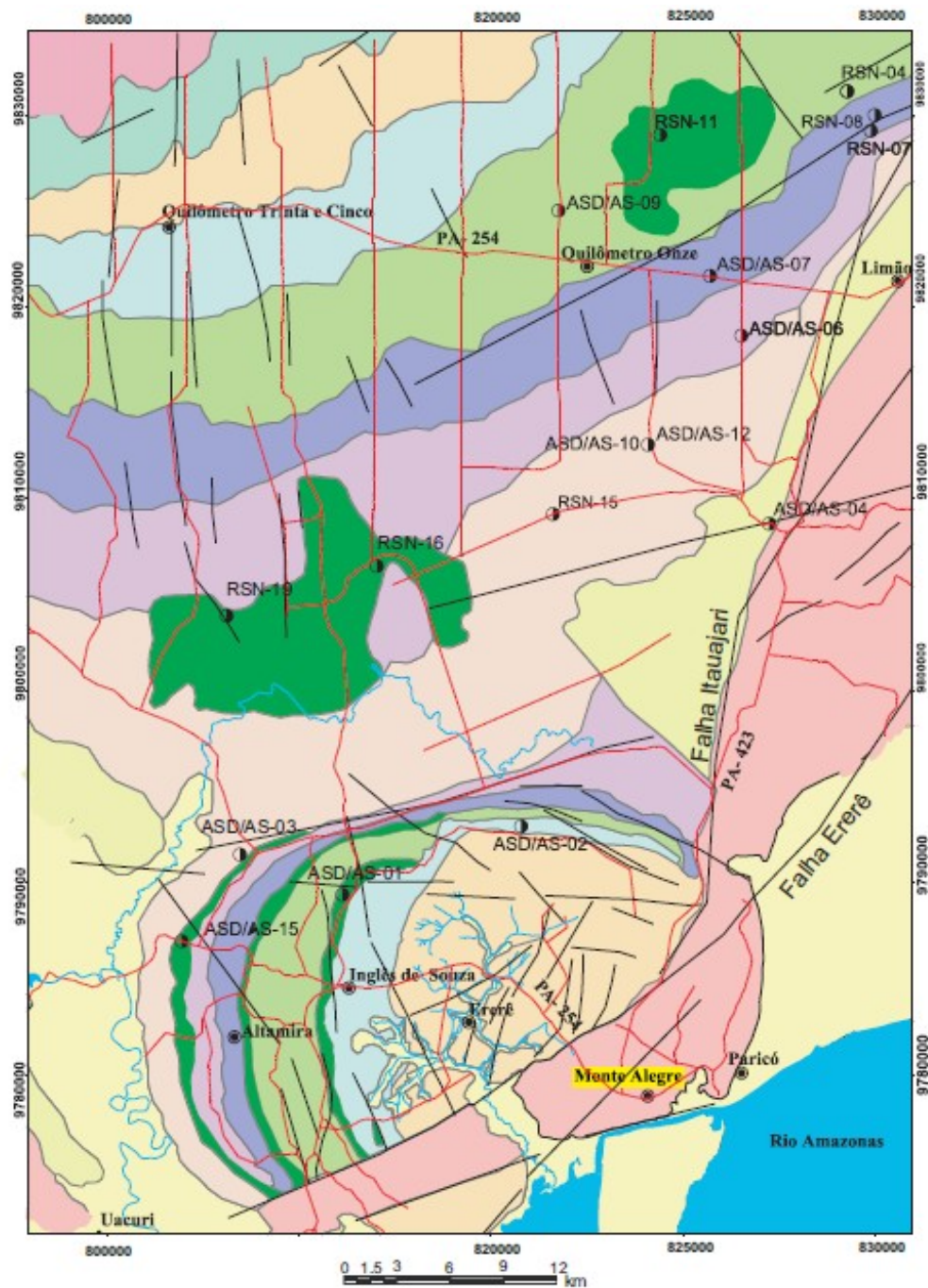
ZALÁN, P.V. Evolução Fanerozóica das Bacias Sedimentares Brasileiras. In: MANTESSO-NETO, V. **Geologia do Continente Sul-Americano**: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo. Beca. p. 595-612. 2004.

ZUSSMAN, J. **Minerais Constituintes de Rochas: Uma Introdução**. Fund Calouste Gulbenkian. Lisboa. p. 235-244. 1981.

# **ANEXOS**

# **ANEXO A**

# **MAPA GEOLÓGICO**



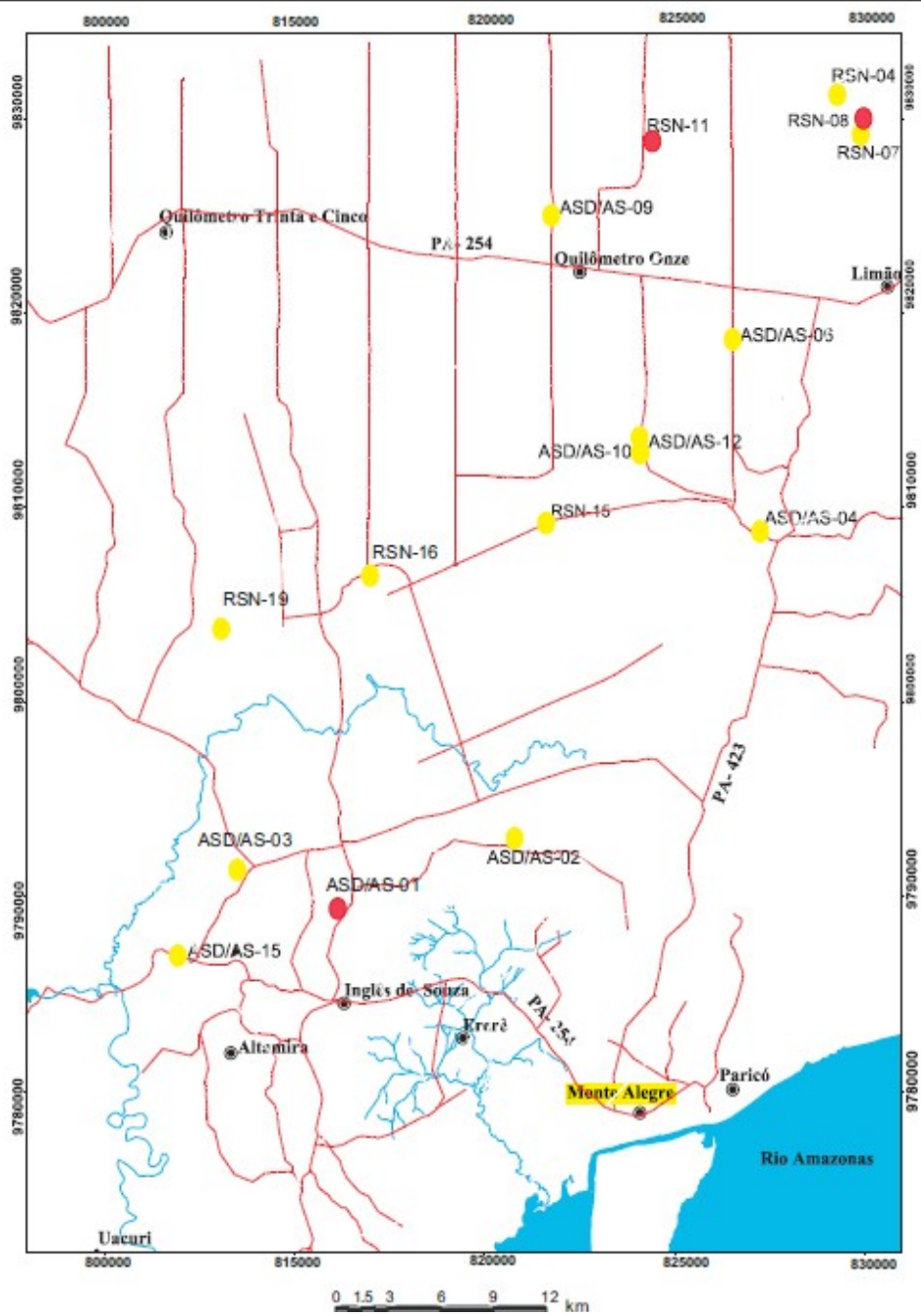
Grupo	Formação	Descrição
Cenozoico	Neógeno/Pleistoceno	Coberturas Quaternárias: Cascalhos, areias de canais e pelitos de planície de inundação e lago.
		Formação Alameda Cidra: Arenitas e regadas de granulometria grossa, além de conglomerados restritos.
Mesozoico	Jurássico	Grupo Jacaré: Diabásio Peritaxial: Diques e soleiras de diabásio.
		Formação Itatuba: Folhelhos, carbonatos em pedregalhos, fossilíferos e arenitas rosáceas.
Paleozóico	Carbonífero	Formação Ilhéu Alegre: Arenitas silíceas, compactas, com estratificações cruzadas, localmente conglomeráticas e máveis intercaladas com argilas e folhelhos.
		Formação Faia: Arenitas quartzosas micáceas, além de arenitas ferruginosas com estratificação plano-paralela e cruzada além de pelitos com estrutura faeser.
		Formação Orizimá: Arenitas micáceas, intercaladas com argilas, folhelhos e diamictos.
	Devoniano	Grupo Curatá: Formação Cant: Diamictos maciços, sustentados por matriz argilosa; Folhelhos micáceos, fossilíferos intercalados com arenitas.
		Formação Barreirinhas: Folhelhos negros laminados, carbonosos, micáceos, piríticos; Folhelhos cinza-escuros, micáceos; Folhelhos cinza-escuros intercalados com siltitos.
		Grupo Uaupés: Formação Ereré: Siltitos silificados, fossilíferos localmente piríticos, além de folhelhos laminados, com marcas onduladas e arenitas seríticas psilíticas.
Formação Macaúru: Arenitas fúlvulo-deltaicas fossilíferas.		
Siluriano	Grupo Trombetas: Formação Ilanacá-puru: Arenitas e pelitos laminados e fossilíferos.	

CONVENÇÕES GEOGRÁFICAS	CONVENÇÕES GEOLÓGICAS
● LOCALIDADES	⊙ AMOSTRA PARA PETROGRAFIA
— DRENAGEM	— ANÁLISE QUÍMICA
— RODOVIAS	— ALINHAMENTOS ESTRUTURAIS

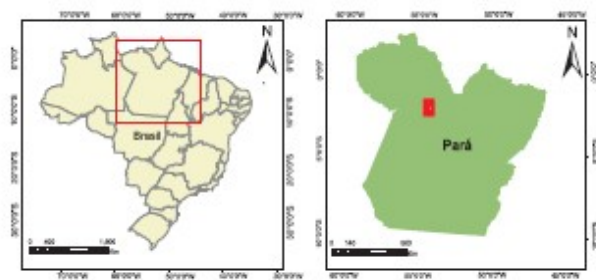


Base Cartográfica, Pastana (1999)

**ANEXO B**  
**MAPA DE**  
**AMOSTRAGEM**



- CONVENÇÕES GEOGRÁFICAS**
- LOCALIDADES
  - DRENAGEM
  - RODOVIAS
- CONVENÇÕES GEOLÓGICAS**
- AMOSTRAGEM PARAPETROGRAFIA
  - AMOSTRAGEM PARA PETROGRAFIA E ANÁLISE QUÍMICA



Base Cartográfica, Pastana (1999)

**ANEXO C**

**BANCO DE DADOS DE**

**AMOSTRAGEM**

Sigla	Coordenadas	Tipo de Ponto/ Tipo de Amostragem
AT/2008-ASD/AS-01-A	9732690/818538	Ponto com amostragem para petrografia
AT/2008-ASD/AS-01-B	9732690/818538	Ponto com amostragem para petrografia
AT/2008-ASD/AS-02	9793048/819382	Ponto com amostragem para petrografia e geoquímica
AT/2008-ASD/AS-03-A	9790420/810661	Ponto com amostragem para petrografia
AT/2008-ASD/AS-03-B	9790420/810661	Ponto com amostragem para petrografia e geoquímica
AT/2008-ASD/AS-04	9808872/832300	Ponto com amostragem para petrografia e geoquímica
AT/2008-ASD/AS-05	9809561/831443	Ponto descritto e não amostrado
AT/2008-ASD/AS-06	9818533/830900	Ponto com amostragem para petrografia e geoquímica
AT/2008-ASD/AS-07	9821656/829264	Ponto descritto e não amostrado
AT/2008-ASD/AS-08	9822350/823810	Ponto descritto e não amostrado
AT/2008-ASD/AS-09	9825005/821325	Ponto com amostragem para petrografia e geoquímica
AT/2008-ASD/AS-10-A	9812919/826030	Ponto com amostragem para petrografia
AT/2008-ASD/AS-10-B	9812919/826030	Ponto com amostragem para petrografia e geoquímica
AT/2008-ASD/AS-11	9784682/809070	Ponto descritto e não amostrado
AT/2008-ASD/AS-12	9812926/826022	Ponto com amostragem para petrografia e geoquímica
AT/2008-ASD/AS-13	9782210/821465	Ponto descritto e não amostrado
AT/2008-ASD/AS-14	9786638/803211	Ponto descritto e não amostrado
AT/2008-ASD/AS-15-A	9786818/802170	Ponto com amostragem para petrografia e geoquímica
AT/2008-ASD/AS-15-B	9786818/802170	Ponto com amostragem para petrografia
AT/2009-RSN-04	9832822/830666	Ponto com amostragem para petrografia
AT/2009-RSN-05	9330048/832056	Ponto com amostragem para petrografia e geoquímica
AT/2009-RSN-07	9829710/832172	Ponto descritto e não amostrado
AT/2009-RSN-08	9829832/832108	Ponto com amostragem para petrografia
AT/2009-RSN-11	9829252/826126	Ponto com amostragem para petrografia
AT/2009-RSN-15	9809372/821065	Amostragem para Petrografia e Geoquímica
AT/2009-RSN-16	9807152/816106	Amostragem para Petrografia e Geoquímica
AT/2009-RSN-19	9803854/809142	Amostragem para Petrografia e Geoquímica